



Fonctionnement sismique , cinématique et histoire géologique de la faille de Haiyuan.(Chine)

Cécile Lasserre

► To cite this version:

Cécile Lasserre. Fonctionnement sismique , cinématique et histoire géologique de la faille de Haiyuan.(Chine). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris-Diderot - Paris VII, 2000. Français. NNT : . tel-00673021

HAL Id: tel-00673021

<https://theses.hal.science/tel-00673021>

Submitted on 22 Feb 2012

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

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



Thèse de doctorat de l'Université Paris 7
Denis Diderot

Spécialité :

Géophysique interne

Présentée par

Cécile Lasserre

pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Paris 7

Fonctionnement sismique, cinématique et
histoire géologique de la faille de Haiyuan

Thèse soutenue le 17 novembre 2000 devant le jury composé de :

Gilles PELTZER	Rapporteur
Michel SÉBRIER	Rapporteur
Mustapha MEGHRAOUI	Examineur
Jean-Paul MONTAGNER	Examineur
Christophe VIGNY	Examineur
Yves GAUDEMER	Directeur de thèse
Paul TAPPONNIER	Co-directeur de thèse

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

Thèse préparée au Laboratoire de Tectonique et Mécanique de la Lithosphère, IPGP,
4, Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

**Thèse de doctorat de l'Université Paris 7
Denis Diderot**

Spécialité :

Géophysique interne

Présentée par

Cécile Lasserre

pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Paris 7

**Fonctionnement sismique, cinématique et
histoire géologique de la faille de Haiyuan**

Thèse soutenue le 17 novembre 2000 devant le jury composé de :

Gilles PELTZER	Rapporteur
Michel SÉBRIER	Rapporteur
Mustapha MEGHRAOUI	Examineur
Jean-Paul MONTAGNER	Examineur
Christophe VIGNY	Examineur
Yves GAUDEMER	Directeur de thèse
Paul TAPPONNIER	Co-directeur de thèse

Thèse préparée au Laboratoire de Tectonique et Mécanique de la Lithosphère, IPGP,
4, Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

10249947

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Yves Gaudemer, pour m'avoir proposé ce sujet de thèse à multiples facettes et pour m'avoir conseillée et soutenue jusqu'au bout. Paul Tapponnier a également contribué à ce travail. Je le remercie pour son enthousiasme, son expérience et sa connaissance du terrain, dont j'ai largement bénéficié. Merci de m'avoir proposé un petit détour du côté de l'Altyn Tagh!

Mes remerciements vont également à Pascal Bernard, pour avoir encadré la partie sismologique de ce travail. J'ai toujours apprécié sa grande disponibilité, ses -toujours nombreuses- suggestions, et son enthousiasme communicatif.

Merci à Jean-Claude Ruegg pour m'avoir guidée dans l'apprentissage du GPS (ce ne fut pas chose facile!), pour sa gentillesse et sa patience.

Avec tous j'ai partagé de bons moments (parfois aussi quelques galères...) sur le terrain.

Merci à Gilles Peltzer et Michel Sébrier d'avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse, à Mustapha Meghraoui, Jean-Paul Montagner et Christophe Vigny, d'avoir accepté de l'examiner. Merci encore à Christophe Vigny pour avoir éclairci tant de points obscurs lors du dépouillement des données GPS.

De nombreuses personnes ont participé à ce travail, en France comme en Chine. Avec Jérôme Van der Woerd et Anne-Sophie Mériaux, j'ai partagé le même intérêt, la même motivation pour un même terrain d'investigation, aux frontières du Tibet, des discussions fructueuses et quelques moments épiques! Je leur dois aussi la datation (par ^{14}C et éléments cosmogéniques) des échantillons rapportées de mes missions de terrain. Merci à Rick Ryerson, Marc Caffee, Bob Finkel et Michaela Kashgarian, pour avoir permis de réaliser ces datations.

Merci aussi à Marc Jolivet. Les datations d'exhumation de granites, par traces de fission sur apatites, exposées dans cette thèse, sont le fruit de son travail.

Merci à Françoise Roger pour ses "briefing" en géochronologie.

Merci à Martial Caridroit pour avoir analysé les radiolarites rapportées de Chine.

Merci à Michel Kasser, Paul-Henri Morel, Georges Dol et André Ballandier pour "l'aventure du petit avion".

Un petit coucou aussi aux participants des missions GPS, en particulier Marie-Paule Bouin et Dimitri Dimitrov.

Merci aussi à Anne-Claire Morillon, spécialiste de la préparation de posters en urgence, qui a réalisé certaines des illustrations de cette thèse.

Rong Dailu a toujours été un interlocuteur privilégié à l'Institut de Sismologie de Lanzhou. Il a participé à l'installation du réseau sismologique local et au traitement des données de ce réseau. Je lui adresse toute ma sympathie. Mes remerciements vont également à Lu Taiyi, Liu Baichi, Yuan Daoyang et Guo Shounian.

Je remercie aussi tous ceux qui ont habité ou traversé mon petit monde ces dernières années, en particulier Nathalie et Cricra, co-sprinteuses pour le rush final (et oui ca y est c'est fait!), François, toujours disponible et prêt à rendre service (et accessoirement chef incontesté de la pâte feuilletée!), les trois ex-drôles de dames, Laulo (et son drôle de bonhomme), Anne et Julie, les Musclors, Lawrence (l'accroc), Doudou (et sa hocheyeuse), Manu (surtout pour le sauna), Nordin (mais juste pour voir), David et Claire pour leur costume inoubliable du nouvel-an, les Djeuns du Clapier, Christel, et Maryvonne, pour sa gentillesse et son efficacité à démêler tout noeud administratif. Merci aussi à Bertrand Meyer, Jean-Bernard De Chaballier et Jean Marcoux pour leurs encouragements.

Enfin, un grand merci à Stéphane, pour tout, et à ma petite famille que j'aime bien, en particulier à mes parents, pour leur soutien et leur confiance depuis toujours.

Résumé

La faille de Haiyuan s'étend sur plus de 1000 km en bordure nord-est du Tibet et accommode la partie décrochante sénestre de la convergence entre le Tibet et la plateforme de Gobi Ala Shan. Sa partie centrale, de 220 km de long, constitue une lacune sismique. Nous étudions le comportement de cette faille sur quelques années à quelques millions d'années. Cinq séismes de $M > 5$, les plus forts depuis ceux de 1920 et 1927 ($M \geq 8$), se sont produits près de la lacune depuis 1986. Nous avons déterminé les mécanismes au foyer et l'origine tectonique des séismes de Tianzhu (01/06/96) et Yongden (21/07/95), qui mettent en jeu des structures secondaires de la faille. La microsismicité enregistrée de 1996 à 1998 par six stations autour de la lacune confirme l'existence d'un décollement reliant en profondeur (à 15-20 km) les chevauchements des Qilian Shan et la faille de Haiyuan. L'analyse photogrammétrique de photographies haute résolution du segment du Maomao Shan de la lacune, prises par un avion téléguidé, a permis de mesurer les décalages de bords de terrasses alluviales, datées au ^{14}C , et d'en déduire la vitesse Holocène de ce segment: 12 ± 4 mm/an. Au moins deux séismes passés de $M \geq 8$ semblent s'être produits sur la lacune, possibles séismes caractéristiques, de déplacement cosismique 12 ± 4 m, se répétant tous les 1050 ± 450 ans. La vitesse Post-Glaciaire du segment du Leng Long Ling, 20 ± 5 mm/an, à l'ouest de la jonction des failles de Haiyuan et Gulang, a été déduite de la mesure du décalage d'une moraine glaciaire, datée par isotopes cosmogéniques (^{26}Al , ^{10}Be). Les premières mesures GPS, entre 1994 et 1999, de deux profils perpendiculaires à la lacune, montrent des mouvements compatibles avec une faille sénestre, encore difficilement interprétables en terme de vitesse de glissement actuelle de la faille. L'existence de la faille pourrait remonter au Miocène Supérieur. Son rejet fini, dont nous identifions de nouveaux marqueurs morphologiques et géologiques, pourrait être supérieur à 100 km.

Mots-clés

Sismotectonique, Géologie, Tibet, Faille de Haiyuan, Lacune sismique, Cinématique, Rejet fini, Fleuve Jaune.

Discipline

Géophysique Interne

Table des matières

1	Lacune sismique de Tianzhu : sismicité régionale et microsismicité	11
1.1	Introduction	11
1.2	Bilan de la sismicité régionale	12
1.2.1	Séismes régionaux de $M \geq 4.5$ depuis 1920	12
1.2.2	Sismicité régionale depuis le début du fonctionnement du réseau local de surveillance de la lacune en 1994	16
1.3	$M_s \simeq 5$ Tianzhu and Yongden events	18
1.3.1	Abstract	18
1.3.2	Introduction	19
1.3.3	Method : Joint Inversion of Surface Waves Amplitude Spectra and P-waves First Motion Polarities	21
1.3.4	Data Analysis	23
1.3.4.1	Tianzhu Earthquake	25
	Results of inversion	25
	Tectonic interpretation	29
1.3.4.2	Yongden Earthquake	33
	Results of inversion	33
	Tectonic interpretation	34
1.3.5	Discussion and conclusion	39
1.3.5.1	Source parameters	39
1.3.5.2	Tectonic implications	41
1.3.6	Appendix A : Polarity smoothing before inversion	42
1.3.7	Appendix B : Selection and Uncertainty on Locations of Tianzhu even- t's aftershocks	43
1.4	Activité microsismique autour de la lacune	44
1.4.1	Le réseau sismologique de surveillance	44
1.4.1.1	Configuration et objectifs	44
	Juillet 1994 - Juillet 1996	45
	Juillet 1996 - Septembre 1998	45
	Septembre 1998 et au delà	46
1.4.1.2	Descriptif des stations	46
1.4.2	Traitement des données	47

1.4.3	Localisation des séismes entre Juillet 1996 et Juillet 1998	51
1.4.3.1	Qualité des localisations	53
1.4.3.2	Géométrie en profondeur de la zone de failles	60
1.4.3.3	Pour aller plus loin...	62
1.5	En résumé et conclusion	63
2	Vitesse Post-Glaciaire de la faille	65
2.1	Introduction	65
2.2	Holocene slip-rate along the Maomao Shan segment of the fault	66
2.2.1	Abstract	66
2.2.2	Introduction	66
2.2.3	Slip Rate on the Maomao Shan Segment of the Fault	69
2.2.3.1	Overall Geologic and Geomorphic Setting	69
2.2.3.2	High-Resolution Air Photographs and Digital Elevation Model	71
2.2.3.3	Measurements at Majia Wan (Site 1)	72
2.2.3.4	Measurements at Xuanma Wan (Site 2)	80
2.2.3.5	Constraints on the Left-Lateral Slip Rate	83
2.2.4	Coseismic Offsets of Large Earthquakes in the Tianzhu Gap	85
2.2.5	Discussion and Conclusion	88
2.3	Fast Late Pleistocene slip-rate on the Leng Long Ling segment	91
2.3.1	Abstract	91
2.3.2	Introduction	91
2.3.3	Regional geology and landforms	92
2.3.4	Site field study	95
2.3.4.1	Geomorphic setting	95
2.3.4.2	Offsets measurements	102
2.3.5	Slip-rate determination by cosmogenic dating	106
2.3.5.1	Sampling and calculation of surface exposure ages	106
2.3.5.2	Interpretation of ages and slip-rate determination	108
2.3.6	Summary and discussion	110
2.4	En résumé	111
3	Estimation par géodésie spatiale de la vitesse de déformation actuelle de la faille de Haiyuan	112
3.1	Introduction	112
3.2	Global Positioning System	113
3.2.1	Principe général des mesures GPS	113
3.2.2	Mesure des "pseudodistances" sur les codes	114
3.2.3	Mesure de phase	115
3.2.4	Sources d'erreur sur les mesures. Comment s'en affranchir ?	117
3.2.4.1	La dégradation des signaux	117
3.2.4.2	Les horloges	118

3.2.4.3	L'ionosphère	118
3.2.4.4	La troposphère	119
3.2.4.5	Les orbites	119
3.2.4.6	Sauts de cycles	120
3.2.4.7	Les antennes	120
3.2.4.8	Multi-trajet	120
3.2.4.9	En résumé	120
3.3	Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan	121
3.3.1	Configuration et objectifs	121
3.3.2	Les campagnes de mesures	123
3.3.2.1	Campagne du 17 au 30 juillet 1994	124
3.3.2.2	Campagne du 5 au 19 septembre 1996	125
3.3.2.3	Campagne de réimplantation et de rattachement du 27 août au 2 septembre 1998	126
3.3.2.4	Campagne du 6 au 16 mai 1999	127
3.3.3	Remarques préliminaires concernant le traitement de ces campagnes .	128
3.4	Le traitement des données GPS	129
3.4.1	Les solutions possibles	129
3.4.2	Solution globale	130
3.4.2.1	Traitement des sessions journalières	131
	• Principe général.	131
	• Choix des stations IGS.	132
	• Choix des contraintes sur les coordonnées à priori des stations.	132
	• Autres conditions imposées, communes au traitement des trois campagnes.	136
3.4.2.2	Combinaison des sessions journalières. Rattachement à un système de référence.	137
	• Principe général de la combinaison.	138
	• Rattachement à l'ITRF97.	139
	• Les étapes du calcul et les différentes variantes.	140
	• Contraintes imposées.	141
3.4.3	Solution locale	141
3.4.3.1	Traitement des sessions journalières	141
3.4.3.2	Compensation	143
	• Principe général.	143
	• Conditions imposées.	144
3.5	Résultats et interprétation	144
3.5.1	Solution globale	144
3.5.1.1	Résultats du traitement des sessions journalières	145
	• Campagne 1994.	145
	• Campagne 1996.	148
	• Campagne 1999.	150
	• Résolution des ambiguïtés	152

3.5.1.2	Solutions globales des campagnes 1994, 1996 et 1999	153
3.5.1.3	Combinaison des solutions globales des trois campagnes . . .	154
	• Répétabilité au long terme	154
	• Champ de vitesse dans l'ITRF97	156
	• Vitesses par rapport à l'Eurasie	159
	• Vitesses relatives à un point du réseau local	159
3.5.2	Solution locale	166
3.5.2.1	Résultats du traitement des sessions journalières	167
3.5.2.2	Compensation	167
3.5.2.3	Déplacements et vitesses	168
3.5.3	Analyse des résultats	172
3.5.4	Discussion et conclusions	175
4	Début du fonctionnement, rejet fini et extension de la faille	180
4.1	Introduction	180
4.2	Revue des études antérieures	181
4.2.1	Un rejet fini de 15 km le long de la faille de Haiyuan, accumulé depuis 2 Ma ? [<i>Burchfiel et al.</i> , 1991]	182
4.2.1.1	Zone d'étude sélectionnée	182
4.2.1.2	Histoire géologique de la faille et marqueurs du rejet fini proposés	184
4.2.1.3	Discussion	187
	• Début de la déformation régionale	187
	• Existe-t-il plusieurs phases distinctes de déformation ? . . .	189
	• Rejet fini de la faille	189
	• En résumé	192
4.2.2	Un décalage du Fleuve jaune par la faille d'environ 95km, accumulé depuis 10 Ma ? [<i>Gaudemer et al.</i> , 1995]	193
4.2.2.1	Observations rapportées	193
4.2.2.2	Discussion	193
	• Age du Fleuve Jaune	193
	• Décalage du Fleuve	198
	• En résumé	200
4.2.3	Observations complémentaires et pistes de recherche	205
4.2.3.1	Échelle stratigraphique et relation avec l'histoire géologique de la région	205
4.2.3.2	Marqueurs géologiques possibles du rejet total de la faille . .	210
4.2.3.3	Continuité d'un mouvement décrochant sénestre jusqu'au Qinling Shan	210
4.3	Conclusions	214

Introduction générale

Il y a quelque 50 millions d'années, l'Inde, après une remontée de plus de 5000 km depuis l'hémisphère sud vers le nord, entrainé en collision avec l'Eurasie [*Patriat and Achache*, 1984]. Depuis le début de cette collision, qui se poursuit encore à l'heure actuelle à une vitesse de 5 cm/an, plus de 2500 km de convergence entre les continents indiens et asiatiques ont dû être absorbés, engendrant la déformation de toute l'Asie centrale et orientale [e.g. *Molnar and Tapponnier*, 1975; *Tapponnier and Molnar*, 1977]. Pour accommoder une telle quantité de raccourcissement, une surface de plus de dix millions de kilomètres carrés est mobilisée, depuis le front de collision jusqu'à plus de 3000 km au nord et à l'est (figure 1a). Les hautes chaînes de l'Himalaya et du Tien Shan, culminant respectivement à plus de 8000 m et 6000 m d'altitude, et le haut plateau tibétain, à 5000 m d'altitude en moyenne, sont les marques les plus spectaculaires de la déformation liée à la collision Inde-Asie.

La zone de collision est caractérisée par l'existence de grandes failles, essentiellement chevauchantes, comme au front Himalayen, dans les Qilian Shan au nord-est du Tibet, ou dans le Tien Shan, et décrochantes, telles les failles du Fleuve Rouge en Asie du sud-est, du Karakorum à l'ouest ou de l'Altyn Tagh au nord du Tibet, toutes de plus de 1000 km de long (figure 1a). Le rôle de ces failles dans l'accommodation de la déformation de la lithosphère reste encore, après plus de vingt ans de débats, controversé. À l'heure actuelle, deux grandes familles de modèles de déformation pour la zone de collision Inde-Asie s'affrontent encore. Une première famille de modèles considère une lithosphère constituée de blocs quasi rigides, séparés par ces grandes failles, le long desquelles la déformation est localisée [e.g. *Tapponnier et al.*, 1982, 1986; *Peltzer and Tapponnier*, 1988; *Avouac and Tapponnier*, 1993; *Peltzer and Saucier*, 1996]. Épaississement crustal par le jeu des rampes chevauchantes et mouvements latéraux (extrusion vers l'est) de la lithosphère le long des grands décrochements se conjuguent pour absorber le raccourcissement [*Meyer et al.*, 1998]. Une seconde famille de modèles privilégie une déformation distribuée et homogène de la lithosphère et minimise le rôle des failles, structures secondaires, et la part d'extrusion [e.g. *England and Mckenzie*, 1982; *England and Houseman*, 1986; *Houseman and England*, 1986, 1993]. Quantifier la cinématique des failles observées, définir leur morphologie et leur histoire géologique, en particulier leur mouvement fini, leur durée de fonctionnement et éventuellement leur propagation, sont des points essentiels pour départager ces modèles.

La bordure nord-est du Tibet (figure 1b) est une des régions d'Asie les plus indiquées pour étudier les mécanismes de la déformation crustale. C'est en effet dans cette région

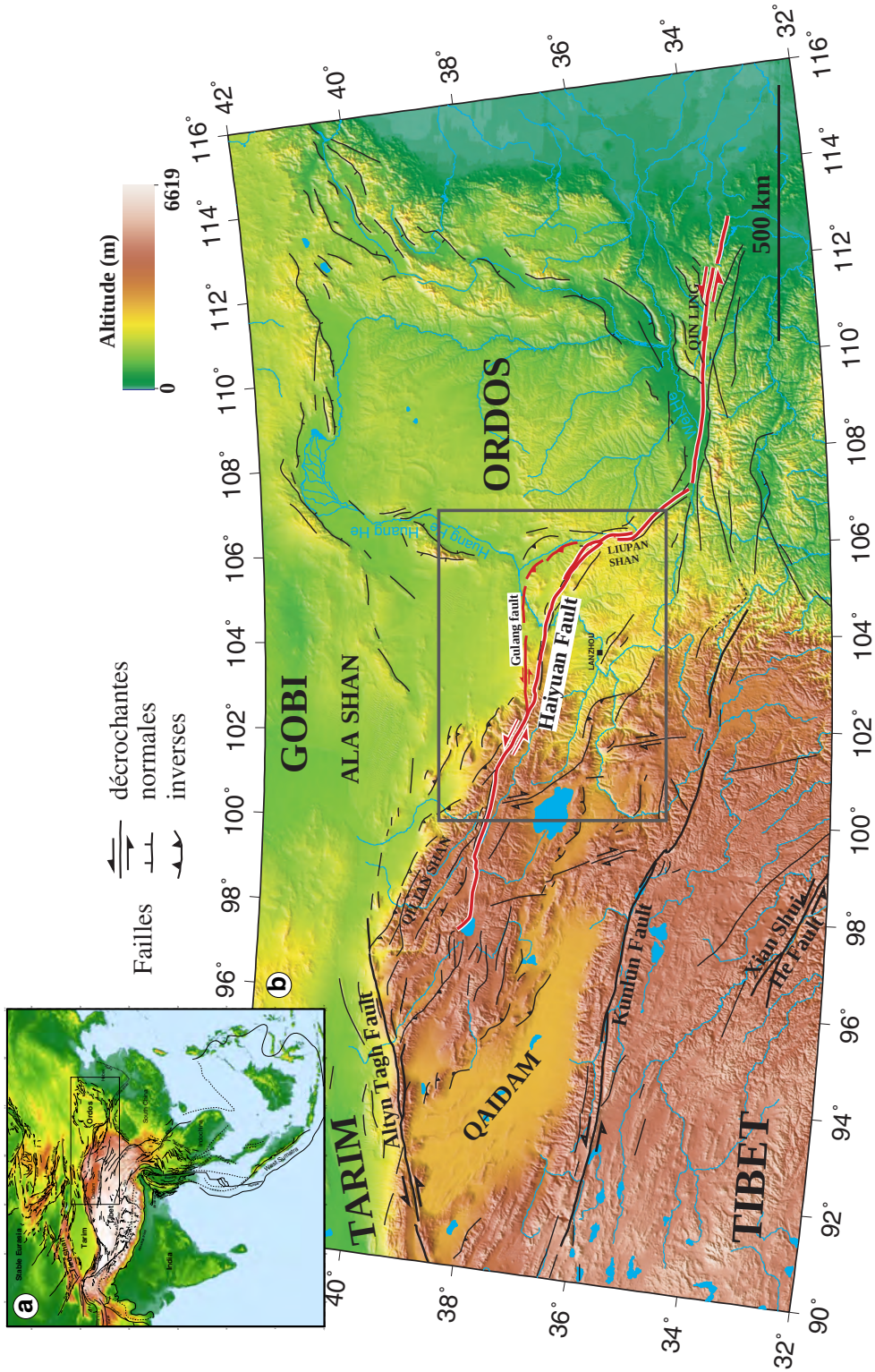


FIG. 1: Carte topographique et tectonique (a) de la zone de collision Inde-Asie (d'après Tapponnier and Molnar [1977]; Molnar and Tapponnier [1978]; Tapponnier and Molnar [1979]; Replumaz [1999]) et (b) du nord-est du Tibet (d'après Van der Woerd [1998]; Meyer et al. [1998]).

que se poursuit aujourd'hui la construction du plateau tibétain, selon des processus probablement semblables à ceux responsables de la formation du plateau au sud [e.g. *Meyer*, 1991; *Meyer et al.*, 1998; *Métivier et al.*, 1998]. Le quart nord-est du Tibet est délimité par trois grandes failles décrochantes sénestres : la faille de l'Altyn Tagh, la plus spectaculaire, qui s'étend sur plus de 2000 km à la limite entre le Tibet et le bassin du Tarim, la faille du Kunlun [*Van der Woerd*, 1998; *Van der Woerd et al.*, 1998, 2000a, b], d'environ 1500 km de long, qui limite le plateau tibétain au nord, et la faille de Haiyuan, d'une longueur de plus de 1000 km également, qui marque la limite entre le plateau du Qinghai-Tibet et la plateforme de Gobi Ala Shan (figure 1). C'est à l'étude de cette dernière, la faille de Haiyuan, que ce travail est consacré.

Parmi les grands séismes de magnitude supérieure à 7 répertoriés au cours du vingtième siècle au nord-est du Tibet, deux se sont produits sur, ou à proximité de la faille de Haiyuan. Le tremblement de terre de Haiyuan en 1920 ($M = 8.7$) a rompu la partie est de la faille, sur 220 km de long [*Zhang et al.*, 1987, 1988a, b; *Deng et al.*, 1986] (figure 2). Celui de Gulang en 1927 [*Deng et al.*, 1984; *Molnar and Deng*, 1984] s'est produit sous les chevauchements du sud-est des Qilian Shan, qui se branchent probablement en profondeur sur la faille de Haiyuan [*Gaudemer et al.*, 1995] (figure 2). En revanche, aucun séisme important n'est répertorié dans les catalogues de sismicité historique sur le segment ouest de la faille, à l'ouest du Fleuve Jaune, depuis 800 ans au moins [*Gaudemer et al.*, 1995]. L'observation le long de ce segment de marqueurs morphologiques décalés par la faille démontre cependant une activité récente Holocène sur ce segment de faille. À partir de la mesure des décalages de ces marqueurs, supposés post-glaciaires, *Gaudemer et al.* [1995] ont estimé une vitesse de glissement, rapide, sur le segment ouest de la faille de Haiyuan à 11 ± 4 mm/an. Ce segment, d'une longueur de plus de 220 km, à une centaine de kilomètres au nord des grandes villes chinoises de Lanzhou et Xining, est ainsi considéré par ces auteurs comme une lacune sismique à haut risque, susceptible de produire des séismes de magnitude supérieure ou égale à 8, de déplacement cosismique de l'ordre de la dizaine de mètres, en cas de rupture sur toute la longueur de la lacune. De plus, ces quinze dernières années, cinq séismes de magnitude 5-6 se sont produits à proximité du segment lacune (figure 2), à chaque extrémité (en 1986, 1990 et 2000), au centre (1996), ou au sud (1995), ce qui pourrait suggérer que la lacune se trouve actuellement dans la phase présismique de son cycle sismique [e.g. *Jones and Hauksson*, 1994; *Knopoff et al.*, 1996].

Pour essayer de mieux quantifier l'alea sismique sur le segment lacune de la faille de Haiyuan, un projet d'étude de cette lacune, baptisée lacune de "Tianzhu", du nom d'un village proche de la faille, ou "Fête Céleste" en français, a été lancé en 1994 et fait l'objet d'une collaboration entre l'Institut de Physique du Globe de Paris et le Seismological Institute of Lanzhou, China Seismological Bureau. Ce projet, multidisciplinaire, prévoyait une surveillance instrumentale du site, avec l'installation de réseaux locaux sismologique, électromagnétique et géodésique autour de la lacune (actuellement, quatre stations sismologiques, deux stations électromagnétiques et deux profils GPS perpendiculaires à la faille encadrent la lacune) et des études de terrain tectoniques et géologiques. Mon travail de thèse, commencé fin 1995, s'intègre dans ce projet et concerne le traitement des

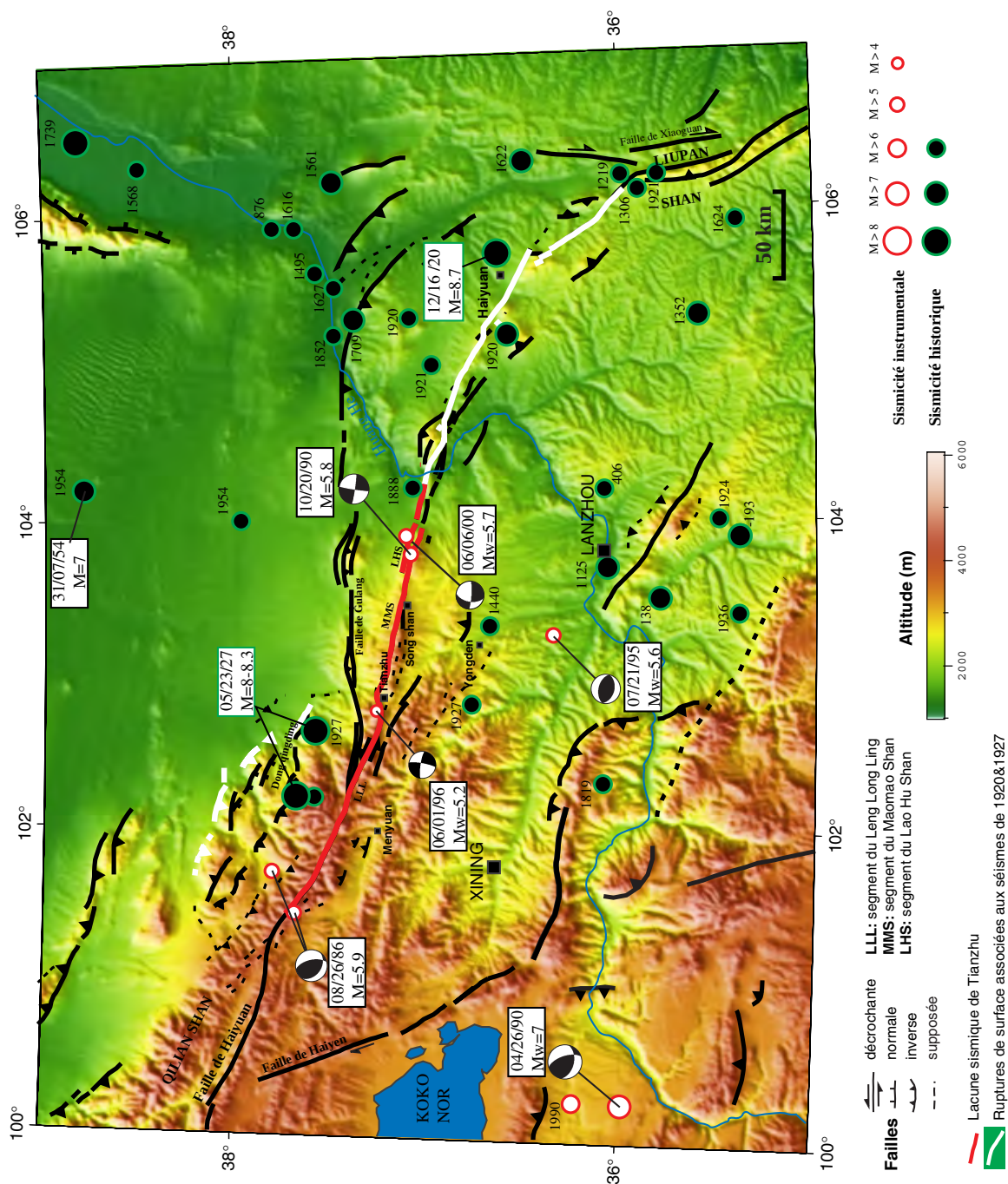


FIG. 2: Carte sismotectonique du système de failles de Haiyuan et localisation (en rouge) de la lacune sismique de Tianzhu le long de son segment ouest.

données sismologiques, géodésiques, tectoniques et géologiques recueillies à ce jour. L'objectif est de caractériser le comportement de la lacune sismique de Tianzhu au cours des différentes phases de son cycle sismique et des cycles sismiques successifs, sur des échelles de temps allant de quelques années à quelques dizaines de milliers d'années, et des échelles spatiales allant de la dizaine de mètres à la centaine de kilomètres. En particulier, on cherche à répondre aux questions suivantes : quel est le comportement sismique de la faille de Haiyuan, comment se répartit la sismicité et microsismicité récente dans la région de la lacune, peut-on connaître la taille des séismes passés ou à attendre sur la lacune, existe-t-il un séisme caractéristique, quelle est la vitesse de glissement de la faille, moyennée sur les dix à vingt derniers milliers d'années, ou actuelle, estimée à partir des premières mesures GPS dans la région de la lacune, quel est l'intervalle de récurrence entre les séismes ?

L'estimation de la vitesse de la faille de Haiyuan, dans le contexte plus général d'étude de la déformation régionale liée à la collision Inde-Asie et de la croissance du Plateau Tibétain [Meyer *et al.*, 1998], apparaît également essentielle pour mieux comprendre le rôle joué par cette faille dans l'accommodation d'une partie de la déformation et mieux contraindre les modèles de déformation à l'échelle de toute la zone de collision [Peltzer and Saucier, 1996; Replumaz, 1999]. Ce travail s'intéresse aussi à l'histoire plus ancienne de la faille, à l'échelle de plusieurs millions d'années. De grandes incertitudes demeurent en effet sur l'âge du début du fonctionnement de la faille, estimé entre $\simeq 10$ Ma (Miocène supérieur à Pliocène inférieur, [Gaudemer *et al.*, 1995]) et $\simeq 2$ Ma (Pleistocène inférieur, [Burchfiel *et al.*, 1991]), l'estimation de son rejet total accumulé depuis le début de son fonctionnement, entre $\simeq 15$ km [Burchfiel *et al.*, 1991] et 100 km [Gaudemer *et al.*, 1995], et son extension spatiale à l'est, jusqu'au bord nord du Liupan Shan seulement [Burchfiel *et al.*, 1991; Zhang *et al.*, 1991] ou jusqu'au graben de la Wei He au sud de l'Ordos [Peltzer *et al.*, 1985; Zhang *et al.*, 1995] (figure 2).

L'intérêt de ce travail est donc double, à la fois local, lié au problème du risque sismique sur la lacune de Tianzhu, et régional, lié aux questions des mécanismes d'absorption de la déformation régionale engendrée par la collision Inde-Asie.

Dans le premier chapitre, nous proposons un bilan de la sismicité dans la région de la lacune depuis le séisme d'Haiyuan en 1920. Une étude plus ciblée sur les mécanismes au foyer et l'origine tectonique des deux séismes récents de 1995 et 1996 ($M \simeq 5$, figure 2), parmi les plus forts ressentis à proximité de la lacune depuis 1920, est proposée sous la forme d'un article en anglais, sous presse au Geophysical Journal International. Une analyse de l'activité microsismique autour du segment lacune de la faille, enregistrée par le réseau sismologique local installé dans le cadre du projet "Fête Céleste", est également présentée. La localisation des microséismes permet une première visualisation de la structure en profondeur de la zone de failles.

Dans le second chapitre, constitué de deux articles en anglais, la vitesse post-glaciaire du segment ouest de la faille de Haiyuan est estimée en deux zones d'étude. Un premier article, publié dans le Journal of Geophysical Research, présente les résultats obtenus le long du segment du Maomao Shan de la faille, à l'est de la jonction avec la faille de Gulang, décrochante sénestre également (figure 2). Des photographies haute résolution de la faille

ainsi qu'un modèle numérique de terrain de précision métrique ont permis de mesurer des décalages par la faille de terrasses alluviales, datées au Carbone 14, et de contraindre la vitesse Holocène de ce segment. Nous nous sommes intéressés également aux plus petits décalages observés le long de ce segment, possibles déplacements cosismiques associés aux derniers grands séismes sur la lacune. Un second article, soumis au Journal of Geophysical Research, porte sur la vitesse Pleistocène supérieur du segment du Leng Long Ling de la faille, à l'ouest de la jonction avec la faille de Gulang (figure 2), déterminée à partir de mesures de décalages de moraines, dont l'une est datée par isotopes cosmogéniques (^{26}Al et ^{10}Be).

Le troisième chapitre présente la procédure et les résultats du traitement des données des trois premières campagnes GPS réalisées dans la région de la lacune sismique (en 1994, 1996 et 1999), le long de deux profils perpendiculaires à la faille, destinées à caractériser la cinématique actuelle de la faille en période inter à présismique.

Le dernier chapitre de ce mémoire, conçu comme un chapitre de perspectives, s'intéresse à l'histoire plus ancienne de la faille, à l'échelle des derniers millions d'années. Les différentes hypothèses concernant l'âge d'initiation du mouvement sur la faille, son rejet total accumulé depuis le début de son fonctionnement et son importance dans l'accommodation de la déformation régionale sont exposées et discutées au regard de nos propres observations de terrain, qui nous permettent de proposer de nouvelles pistes de recherche.

Chapitre 1

Lacune sismique de Tianzhu : sismicité régionale et microsismicité

1.1 Introduction

Une lacune sismique de plus de 220 km de long, lacune de "Tianzhu" ou "Fête Céleste", a été identifiée le long du segment ouest de la faille de Haiyuan, l'une des failles décrochantes sénestres majeures du nord-est du Tibet. Cette lacune, située à moins de 100 km des deux grandes villes chinoises de Lanzhou et Xining, dans une région où deux séismes de magnitude $M \simeq 8$ se sont produits au début du 20ème siècle (en 1920 et 1927, figure 2), est considérée comme un site à haut risque sismique, susceptible de produire des séismes de magnitude $M \geq 7.5$ dans un futur proche [Gaudemer *et al.*, 1995]. Depuis 1994, un programme d'étude et de surveillance de cette lacune a été lancé et fait l'objet d'une collaboration entre différents laboratoires de l'IPG de Paris (Tectonique, Sismotectonique, Sismologie, Géomagnétisme) et le Seismological Institute of Lanzhou, China Seismological Bureau. Une surveillance de l'activité sismique autour de la lacune, notamment, à laquelle nous allons plus particulièrement nous intéresser dans ce chapitre, a débuté, avec l'installation à partir de 1994 d'un réseau sismologique local. L'objectif de cette surveillance instrumentale, combinée à l'analyse de la sismicité historique et des données du réseau sismologique régional chinois, est de caractériser le comportement sismique actuel de la lacune, et de déceler, éventuellement, des phénomènes précurseurs d'un prochain grand séisme sur cette lacune. Comment les séismes enregistrés par les réseaux local et régional se répartissent-ils spatialement, en surface comme en profondeur ? Existe-t-il des zones de sismicité ou microsismicité plus intenses ? Si oui, ont-elles une localisation particulière, à proximité des zones de relais le long de la faille principale ("pull-apart", "push-up") ou le long de failles secondaires ? Peuvent-elles représenter des zones de nucléation possibles pour un futur séisme ? Peut-on identifier au contraire des zones de quiescence sismique ? Autant de questions qui se posent, auxquelles nous tenterons d'apporter des réponses dans ce chapitre.

Nous proposons dans un premier temps un bilan de la sismicité dans la région de la faille de Haiyuan au cours du vingtième siècle. Nous nous intéressons ensuite plus particulièrement à deux séismes récents de magnitude $M \simeq 5.5$, localisés à proximité de la lacune, en précisant leur origine tectonique, non définie auparavant, et en recalculant leur mécanisme au foyer, à partir d'une méthode d'inversion testée pour la première fois sur des séismes de magnitude modérée. Nous présentons enfin, après une description de la configuration et des objectifs du réseau sismologique local, évolutifs au cours du temps, les résultats de la localisation des séismes enregistrés entre juillet 1996 et juillet 1998 par ce réseau, alors constitué de six stations trois composantes, et concentré autour de la zone centrale de la lacune, en bordure sud-est du massif des Qilian Shan (figure 2).

1.2 Bilan de la sismicité régionale

1.2.1 Séismes régionaux de $M \geq 4.5$ depuis 1920

Le 16 Décembre 1920, un tremblement de terre de magnitude estimée à 8.7, parmi les plus importants répertoriés en Chine, dévaste la région d'Haiyuan, dans la province du Gansu (figure 1.1). Plusieurs segments de la faille de Haiyuan sont rompus, à l'est du Fleuve Jaune et jusqu'au nord du Liupan Shan, sur une longueur totale de 220 km. Les déplacements cosismiques associés, mesurés en différents sites, varient entre 6 et 11 m [Zhang *et al.*, 1987, 1988a, b; Deng *et al.*, 1986]. Moins de sept ans plus tard, le 23 Mai 1927, un autre grand séisme touche la région à l'ouest de Gulang, quelques 300 km plus au nord ouest de l'épicentre de 1920 (figure 1.1). Contrairement au séisme de 1920, aucune cartographie précise de la zone de rupture associée à ce séisme n'a été effectuée et plusieurs traces de rupture possibles ont été suggérées. Plusieurs localisations de l'épicentre du séisme ont également été proposées [Repetti, 1928; Lee *et al.*, 1976; Molnar and Deng, 1984; Gu *et al.*, 1989]. Toutes sont situées au sud des chevauchements de Dong Qingding-Shiyang, au sud est des Qilian Shan, supposés connectés en profondeur à la faille de Haiyuan [Gaudemer *et al.*, 1995]. Entre les zones de rupture de ces deux séismes, s'étend la lacune sismique de Tianzhu (figure 1.1) qui, si l'on se réfère aux catalogues de sismicité historique, en tenant compte des incertitudes sur la localisation et la taille des séismes historiques répertoriés, ne semble pas avoir rompu lors de séismes importants depuis au moins 800 à 900 ans [Gu *et al.*, 1989; Gaudemer *et al.*, 1995]. Pour essayer de caractériser le comportement sismique actuel de la lacune, nous nous sommes intéressés à la sismicité depuis les débuts de l'instrumentation sismologique en Chine, en prenant comme borne inférieure de notre intervalle d'étude la date du séisme de 1920.

Nous avons ainsi compilé les données des différents catalogues de sismicité régionaux, mis à notre disposition (figure 1.1) : le catalogue de sismicité historique et instrumentale de Chen *et al.* [1991], pour la période du 16/12/1920 (date du séisme de Haiyuan)

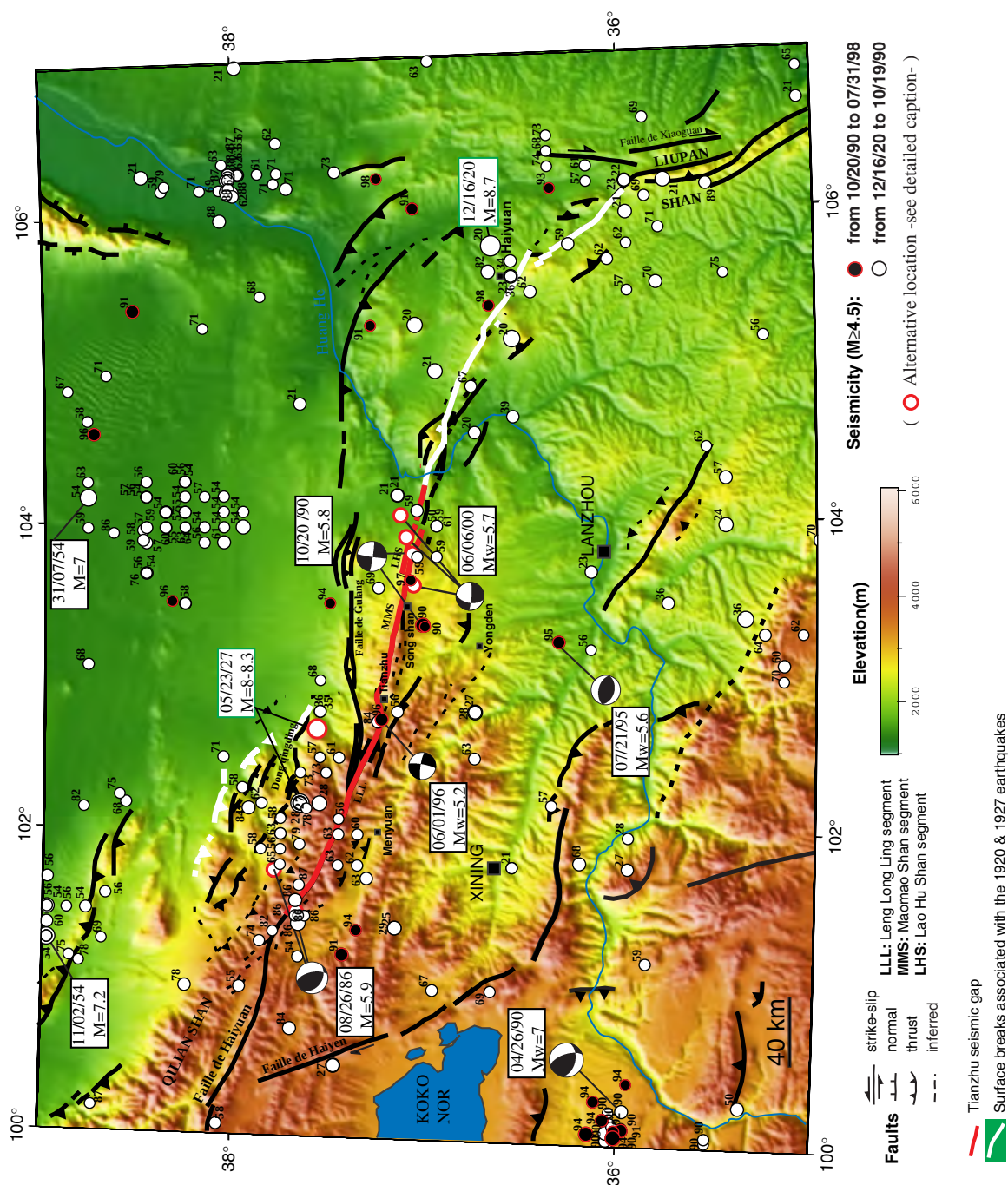


FIG. 1.1: Compilation des bases de données de sismicité régionale, pour les séismes de $M \geq 4.5$, depuis le séisme de 1920 jusqu'à fin août 1998, soit *Chen et al.* [1991] pour la période 1920-1984, *Center for Analysis and Prediction, CSB* [1989] de 1984 à 1988, *Seismological Institute of Lanzhou (SIL)* au delà jusqu'au 31/07/98. Des localisations alternatives pour les plus forts séismes sont également indiquées : d'après *Gaudemer et al.* [1995] pour les séismes de 1927, 1986 et 1990; d'après Harvard, SIL et USGS, pour les localisations, respectivement d'ouest en est, du séisme de 2000. Les dates des séismes sont précisées à proximité des épicentres. La taille des symboles des épicentres est proportionnelle à la magnitude. La lacune sismique est soulignée en rouge, les traces de rupture de surface associées aux séismes de 1920 et 1927, en blanc.

au 31/12/1984, le catalogue de sismicité instrumentale pour la Chine de l'Ouest compilé par le *Center for Analysis and Prediction, CSB* [1989], pour la période du 01/01/1985 au 31/03/1988, le catalogue des séismes enregistrés par le réseau régional du Gansu, compilé par le Seismological Institute of Lanzhou (nommé SIL dans la suite) et fourni par le professeur Rong Dailu, professeur au SIL, pour la période du 01/04/1988 au 31/07/1998. Nous n'avons pas pu récupérer, pour l'instant, de données régionales au delà de cette période. Pour information, nous avons toutefois reporté sur la figure 1.1 les différentes localisations disponibles pour le séisme du 06/06/00 ($M_w=5.7$), séisme de magnitude supérieure à 5 le plus récent enregistré à proximité de la lacune. À noter également que seuls les séismes de magnitude supérieure à 4.5, seuls séismes répertoriés dès 1920, ont été représentés. L'image de la sismicité récente, modérée à forte, fournie par la figure 1.1, reste cependant imparfaite. Les magnitudes utilisées ne sont pas homogènes sur tout l'intervalle de temps considéré : il s'agit de magnitudes locales "recommandées" dans le catalogue de *Chen et al.* [1991] (sans plus de détails), de magnitudes M_b , seules données, dans le catalogue du *Center for Analysis and Prediction, CSB* [1989] et de magnitudes locales pour les données du SIL. De plus, si la configuration actuelle du réseau sismologique régional nous est connue, nous n'avons pas les informations nécessaires sur l'historique de ce réseau, l'évolution de sa géométrie et de ses caractéristiques techniques au cours du temps, pour nous permettre d'évaluer les biais possibles dans l'enregistrement et la localisation de la sismicité. Néanmoins, nous pouvons avancer plusieurs remarques quant à la distribution de cette sismicité.

Plusieurs séismes sont localisés le long de la rupture de 1920, autour de la zone épiscopale du choc principal notamment (le séisme le plus récent datant de 1998, figure 1.1) ou sur des segments de faille adjacents aux segments rompus. Une concentration de séismes est également observée à chaque extrémité de la zone de rupture : à l'est, dans la zone de jonction de la faille de Haiyuan avec le Liupan Shan et au nord du Liupan Shan, et à l'ouest, avec un foyer de sismicité clairement défini autour du segment du Lao Hu Shan de la faille de Haiyuan (LHS, figure 1.1), à l'extrémité orientale de la lacune sismique, à l'est du village de Songshan. C'est notamment le long de ce segment, où la faille de Haiyuan est divisée en deux branches parallèles, que se sont produits les deux séismes récents de 1990 [*Dziwowski et al.*, 1991] et 2000, parmi les plus importants ($M \simeq 5.5$) répertoriés à proximité de la lacune depuis 1927. Cette distribution préférentielle de la sismicité de part et d'autre de la zone de rupture s'explique sans doute par une augmentation de contrainte dans ces régions consécutive au choc principal, de mécanisme décrochant sénestre [e.g. *King et al.*, 1994; *Stein et al.*, 1994; *Jaume and Sykes*, 1996].

La zone épiscopale du séisme de 1927, partie sud-orientale des chevauchements de Dong Qinding-Shiyang, est également caractérisée par une activité sismique importante, tandis que la partie occidentale du massif apparaît au contraire dénuée de sismicité. Le dernier séisme de magnitude $M \geq 4.5$ enregistré dans cette région (et aussi le premier séisme important depuis celui de 1927 à proximité de la faille de Haiyuan) est celui de 1986 ($M_w=5.9$), localisé, suivant les auteurs, à l'extrémité ouest de la lacune sismique, à quelques kilomètres au sud de la faille de Haiyuan [*Ekström*, 1987; *Gu et al.*, 1989; *Chen et al.*, 1991],

ou environ 20 km plus au nord-est, au nord de la faille [Dziwonski *et al.*, 1987]. À environ 40 km au sud-est de l'épicentre de 1986, sur ou immédiatement au sud de la lacune, on peut dénombrer six séismes entre 1956 et 1963, de magnitudes M_l comprises entre 4.6 et 5.4. Ils sont sans doute à attribuer plus aux chevauchements à pendage nord situés près de Menyuan (figure 1.1), actifs, observés au cours d'une de nos missions de terrain, qu'à la faille de Haiyuan elle-même.

Le long de la lacune de Tianzhu, il apparaît que les seules zones de sismicité remarquables depuis 1920 sont concentrées spécifiquement : (1) aux extrémités de la lacune, à l'ouest, dans une *région en transpression* due au changement de direction de la faille -N105E à l'ouest de 101.3°E, N115E à l'est-, et à l'est, immédiatement à l'ouest de la fin de la rupture de 1920, (2) au centre de la lacune, près de Tianzhu, dans une *zone de relais en extension* de la faille ("bassin en pull-apart de Tianzhu"), entre les segments du Leng Long Ling et du Maomao Shan (LLL et MMS, figure 1.1). Trois séismes, dont le plus fort en 1996 ("séisme de Tianzhu", $M_w=5.2$), que nous étudierons plus précisément au paragraphe 1.3, sont en effet localisés autour de cette zone (figure 1.1). En résumé, les "irrégularités géométriques" de la lacune sont les seules zones de sismicité modérée à forte le long de cette lacune, qui peuvent être considérées comme des zones d'initiation possible pour un séisme futur [King *et al.*, 1986; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Nielsen and Knopoff, 1998; Kato *et al.*, 1999]. On notera également qu'entre 100°E et l'extrémité ouest de la lacune telle qu'elle est définie par Gaudemer *et al.* [1995], vers 101.3°E, aucun séisme de magnitude $M \geq 4.5$ n'est reporté.

Selon Gaudemer *et al.* [1995], les séismes de 1920 et 1927 ($M \simeq 8$), ainsi que les séismes de 1986 et 1990, seuls séismes de $M_w \geq 5.5$ depuis 1927 alors enregistrés, marquaient le retour du système de failles de Haiyuan-Qilian Shan dans une phase active de son cycle sismique. Que deux séismes de magnitude comparable ($\simeq 5.5$) se soient également produits depuis, près de la lacune, en 1996 et 2000, semble venir confirmer cette hypothèse. Un autre séisme récent est également à signaler, le séisme de Yongden en 1995 ($M_w=5.6$), à environ 50 km au nord-ouest de la ville de Lanzhou (figure 1.1), étudié plus précisément au paragraphe 1.3. Une *augmentation de la sismicité* de magnitude intermédiaire semble donc être observée ces quinze dernières années dans la région de la lacune sismique, signe précurseur possible d'un séisme plus important sur la lacune, comme reporté auparavant dans d'autres études, notamment le long de la faille de San Andreas [Lindh, 1990; Sykes and Jaumé, 1990; Jones and Hauksson, 1994; Knopoff *et al.*, 1996]. De plus, tous ces séismes récents semblent avoir activé des *structures secondaires* à proximité de la lacune et non la faille principale (voir notamment l'origine tectonique du séisme de Tianzhu en 1996 au paragraphe 1.3), phénomène également observé avant de grands tremblements de terre près de San Francisco [Sykes and Jaumé, 1990]. Compte tenu de la durée des cycles sismiques sur la faille de Haiyuan, de l'ordre de 1000 ans, comparée à la durée de la fenêtre temporelle sur laquelle nous étudions la faille ici, une certaine prudence s'impose toutefois avant de conclure à l'imminence d'un grand séisme sur la lacune.

1.2.2 Sismicité régionale depuis le début du fonctionnement du réseau local de surveillance de la lacune en 1994

À partir de 1994, un réseau local de stations sismologiques a commencé à être mis en place autour de la lacune afin de surveiller son activité sismique et microsismique. Avant de décrire plus en détail ce réseau et d'étudier les données recueillies, nous allons nous intéresser à la sismicité enregistrée par le réseau régional chinois sur la période récente, couvrant en partie la période de fonctionnement de notre réseau local. Entre le 22/08/94 et le 31/07/98, nous disposons en effet des localisations et magnitudes locales (toutes magnitudes comprises cette fois) des séismes enregistrés par le réseau chinois, calculées par le SIL (figure 1.2). Les localisations des plus forts séismes régionaux de ces vingt dernières années, notamment le plus récent en juin 2000, sont également reportées.

On retrouve dans la distribution spatiale de cette sismicité "instantanée", toutes magnitudes confondues (figure 1.2), certaines des caractéristiques de la sismicité de magnitude intermédiaire étudiée précédemment (figure 1.1). Le long de la zone de rupture du séisme de 1920, la sismicité se concentre surtout autour de la zone épiscopale de ce séisme et à l'extrémité est de la rupture, au nord et à l'est du Liupan Shan, notamment le long de la faille dextre de Xiaoguan. À l'extrémité ouest de la zone de rupture, tout le segment du Lao Hu Shan de la faille de Haiyuan (LHS, figure 1.2) est souligné par la sismicité. Au nord-ouest de la lacune sismique, les parties centrale et orientale de la zone de chevauchements des Dong Qingding-Shiyang, au contraire de la partie occidentale, sont toujours marquées par une sismicité intense, dont nous étudierons plus précisément la distribution, notamment en profondeur, à partir de nos données locales (paragraphe 1.4.3.2). On peut remarquer également immédiatement au sud-ouest de l'épicentre de 1927, donné par *Repetti* [1928], une zone sans sismicité, que nous retrouverons aussi à partir de l'analyse des données locales. Le long du segment de la faille de Haiyuan situé à l'ouest de l'épicentre du séisme de 1986, quelques séismes de magnitude $M_l \leq 4.5$ peuvent être observés, mais aucun de magnitude supérieure, comme évoqué au paragraphe précédent. À l'exception du séisme de juin 1996 (séisme de Tianzhu) et de ses répliques, au centre de la lacune, et de quelques séismes de magnitude $M_l \leq 3.5$ entre Tianzhu et Songshan (figure 1.2), la lacune se caractérise donc par une absence de sismicité. Au sud de la lacune, on peut noter également l'existence d'un foyer de sismicité ($M_l \leq 3.5$) à environ 40 km au sud-ouest de Song Shan, à associer probablement au chevauchement à pendage nord au sud de cet essaim de sismicité. Enfin, quelques séismes sont localisés à proximité de la faille sénestre au sud de Lanzhou, sur laquelle se raccordent en profondeur les chevauchements situés de part et d'autre de la faille. Le choc principal du séisme de Yongden (juillet 95) et ses répliques sont localisés au nord-ouest de Lanzhou dans le prolongement de cette faille.

Les deux séismes les plus importants de cette période 1994-1998, ceux de Tianzhu (01/06/96, $M_w=5.2$) et Yongden (21/07/95, $M_w=5.6$), ont fait l'objet d'une étude plus spécifique, présentée maintenant.

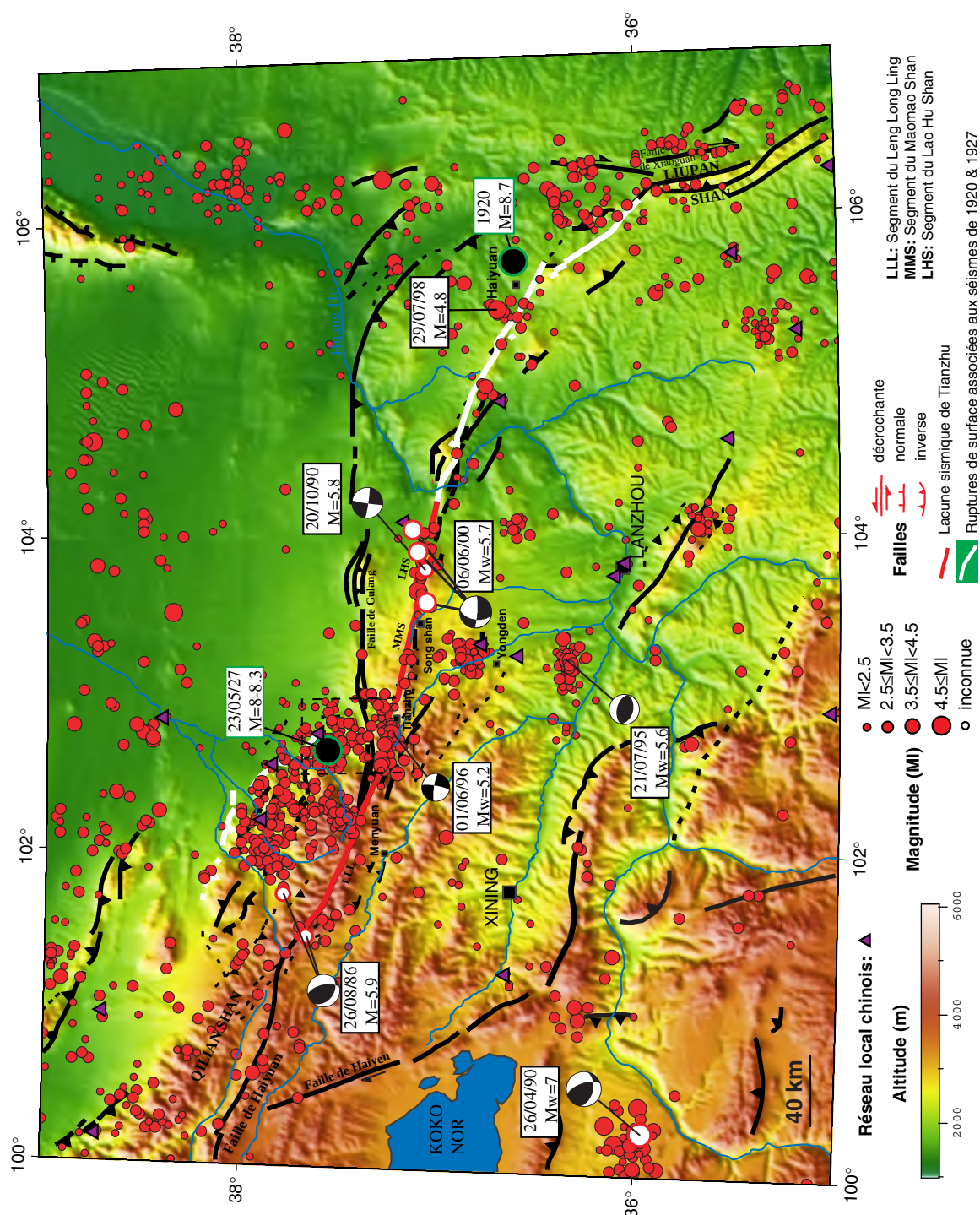


FIG. 1.2: Localisations des séismes enregistrés par le réseau sismologique régional chinois, d'après le Seismological Institute of Lanzhou (SIL), du 22/08/94 au 31/07/98. Localisations également des plus grands séismes régionaux depuis le début du vingtième siècle jusqu'à aujourd'hui (d'après Gaudemer *et al.* [1995] pour les séismes de 1927, 1986 et 1990; d'après Harvard, SIL et USGS, pour les localisations, respectivement d'ouest en est, du séisme de 2000). La lacune sismique est soulignée en rouge, les traces de rupture de surface associées aux séismes de 1920 et 1927, en blanc. Le cadre en pointillé indique la localisation de la figure 1.22b.

1.3 Source parameters and tectonic origin of the June 1st, 1996 Tianzhu ($M_w = 5.2$) and July 21st, 1995 Yongden ($M_w = 5.6$) earthquakes, near the Haiyuan fault (Gansu, China).

C. Lasserre⁽¹⁾, B. Bukchin⁽²⁾, P. Bernard⁽³⁾, P. Tapponnier⁽¹⁾, Y. Gaudemer⁽¹⁾, A. Mostinsky⁽²⁾, Rong Dailu⁽⁴⁾

(1) Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS UMR 7578, Paris.

(2) International Institute of Earthquake Prediction and Mathematical Geophysics, Moscow, Russia.

(3) Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS UMR 7580, Paris.

(4) Seismological Institute of Lanzhou, China Seismological Bureau, Lanzhou, Gansu, China.

accepted in August 2000 to *Geophys. J. Int.*

Remarque préliminaire : certaines des données utilisées dans cet article (concernant le séisme de Tianzhu) proviennent de l'analyse de la microsismicité enregistrée par le réseau sismologique local installé par nos soins autour de la lacune sismique de Tianzhu. Pour des détails sur cette analyse, on se reportera au paragraphe 1.4.

1.3.1 Abstract

The June 1st, 1996, Tianzhu ($M_w = 5.2$, $M_s = 4.9$) and the July 21st, 1995, Yongden ($M_w = 5.6$, $M_s = 5.4$) earthquakes are the two largest events recorded in the last ten years, between the October 20th, 1990, $M_s = 5.8$, and the recent June 6th, 2000, $M_s = 5.6$, earthquakes, near the “Tianzhu” seismic gap on the Haiyuan fault, in northeastern Tibet. We use frequency-time analysis (FTAN) to extract the fundamental modes of Love and Rayleigh waves from digital records. A joint inversion of their amplitude spectra and of P-waves first motion polarities is then performed to calculate the source parameters (focal mechanisms, depths and seismic moments) of these two $M_s \simeq 5$ earthquakes. Such a joint inversion is tested for the first time. We use IRIS and GEOSCOPE network records, in period ranges of 20-40 s for the former event and 35-70 s for the latter. The inversion of the Tianzhu earthquake yields nodal planes with strike, dip and slip of 282° , 72° and 3° and 191° , 87° and 162° , respectively, a focal depth around 12 km and a seismic moment of $0.56 \times 10^{17} Nm$, consistent with the Harvard CMT calculation, and the alignment and depths of the aftershocks recorded by a local network. We propose two possible tectonic

interpretations for this off-fault event. The solution for the Yongden earthquake is consistent with a thrust, with strike, dip and slip of 105° , 45° and 75° , respectively, a focal depth around 6 km and a seismic moment of $2.4 \times 10^{17} Nm$, also in agreement with the Harvard CMT mechanism, the distribution of the aftershocks recorded by a regional network, and the general tectonic setting that we contribute to refine.

1.3.2 Introduction

The inversion of surface wave amplitude spectra, based on the method described by *Bukchin* [1989, 1990, 1995], has already demonstrated its reliability in source mechanism determination of large earthquakes ($M_s \geq 6.5$). Three major earthquakes of central Asia, the $M_s = 6.9$, 1988, Spitak event [*Bukchin et al.*, 1994], the $M_s = 7.4$, 1992, Susamyr event [*Gomez et al.*, 1997a] and the $M_s = 6.5$, 1992, Barisakho event [*Gomez et al.*, 1997b], in particular, have been studied with this method, which proves to be a good complement to classical body waves modeling [*Gomez*, 1998]. To estimate the source parameters of relatively weak earthquakes ($M_w \simeq 5$), for which body wave inversion generally fails or reaches its limit, different methods using surface waves have been recently developed [e.g. *Braunmiller et al.*, 1994; *Arvidsson and Ekström*, 1998, and references therein]. The inversion of surface wave amplitude spectra had yet never been used for source studies of such small events. Using surface wave amplitude spectra only, however, does not provide a unique focal mechanism solution [*Mendiguren*, 1977]. Additional information is needed to constrain the unicity of the solution, provided by long period ($T \geq 100s$) surface wave phase spectra in aforementioned studies of large earthquakes, and P-waves first motion polarities in this study. We test, for the first time, the feasibility of a joint inversion of surface wave amplitude spectra and P-waves first motion polarities to calculate the source parameters of two moderate-size earthquakes ($M_w \simeq 5.5$, $M_s \simeq 5$).

The two earthquakes we investigate are located in north-eastern Tibet : the Tianzhu earthquake (06/01/96, $M_w = 5.2$, $M_s = 4.9$) and the Yongden earthquake (07/21/95, $M_w = 5.6$, $M_s = 5.4$). Both of them occurred in regions adjacent to the $\simeq 1000$ km-long Haiyuan fault system, principal left-lateral strike-slip fault accommodating the eastward component of movement between Tibet and the Gobi-Ala Shan Platform, due to the India-Asia collision (figure 1.3, [*Tapponnier and Molnar*, 1977; *Zhang et al.*, 1988a, b]). In 1920 and 1927, this fault system experienced two $M \geq 8$ earthquakes, 300 km apart (figure 1.3, [*Deng et al.*, 1986; *Zhang et al.*, 1987; *Gaudemer et al.*, 1995]). The Tianzhu and Yongden events took place near the 220 km-long quiescent western segment of the Haiyuan fault -known as the ‘‘Tianzhu seismic gap’’, a site of significant seismic hazard, $M \geq 7.5$, [*Gaudemer et al.*, 1995; *Lasserre et al.*, 1999]-, between the 1920 and 1927 ruptures. A better understanding of their mechanism, in relation with the current deformation of the area, was thus required, which motivated this study. Between the October 20th, 1990, $M_s = 5.8$, and the recent June, 6th, 2000, $M_s = 5.6$, earthquakes, both at the eastern

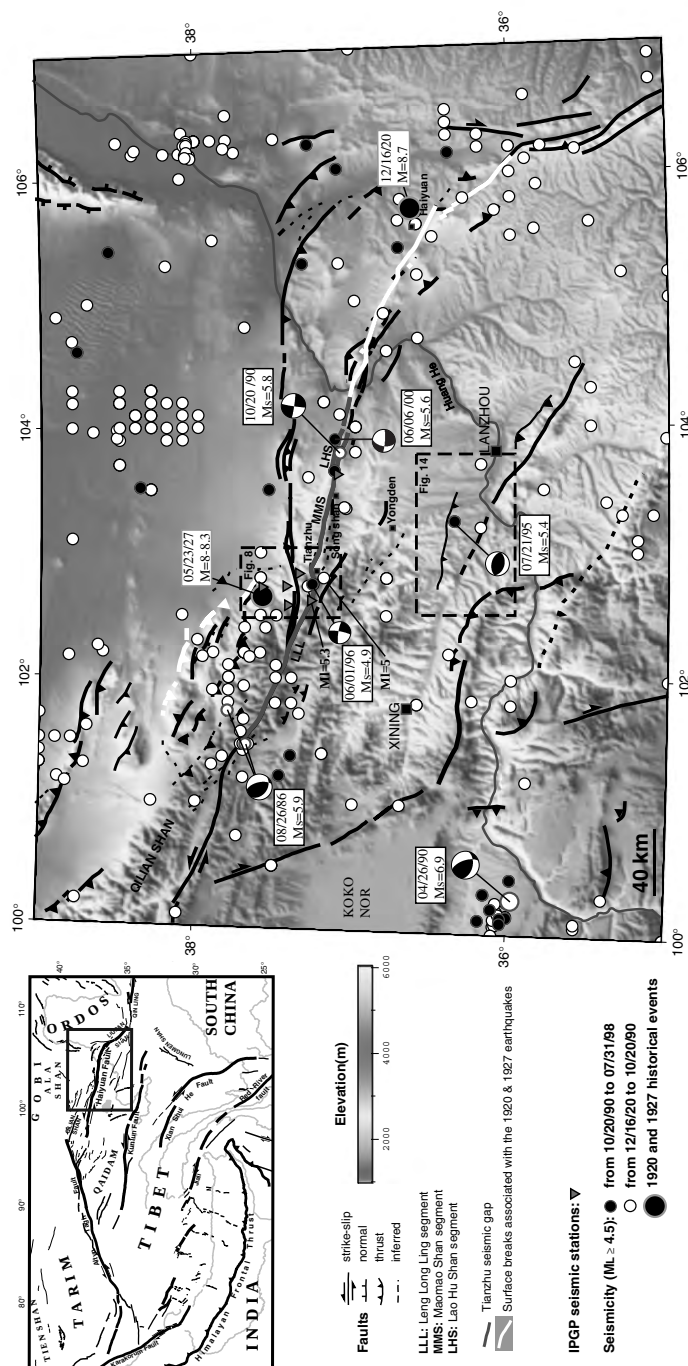


FIG. 1.3: Seismotectonic map of Haiyuan fault system (Gansu, China). Faults are from fieldwork or Landsat and SPOT images interpretation. Tianzhu seismic gap is outlined in grey. Location of 1920, 1927, 1986 and 1990 earthquakes are from *Gaudemer et al.* [1995]. Location of 2000 event is from Seismological Institute of Lanzhou (SIL), focal mechanism from USGS. Other events are from *Chen et al.* [1991] (1920 to 1984), *Center for Analysis and Prediction, CSB* [1989] (1984 to 1988) and SIL (1988 to 1998). White dots indicate events before $M_s = 5.8$ 1990 event, black dots, after it. Topography is from 30-arc-second Defense Mapping Agency DEM. Dashed black boxes show location of figures 1.10 and 1.16. Inset with box (top left) shows tectonic setting of Haiyuan fault within India-Asia collision zone; small black box, location of figure 1.3.

end of the gap (figure 1.3), these two events are in fact the largest ones recorded near the gap. Furthermore, the Tianzhu earthquake is the largest event to occur less than 3 km from the Haiyuan fault trace, almost at the center of the gap, since 1920. Its epicenter lies next to a 10 km-wide pull-apart step between two segments of the fault (Tianzhu basin, figure 1.3, [Gaudemer *et al.*, 1995]), which could act as a nucleation zone for a future large earthquake in the gap [King and Nabelek, 1985; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Nielsen and Knopoff, 1998]. The Yongden event is farther away from the Haiyuan fault but located less than 50 km north-east of Lanzhou, a city of three million people. The fault responsible for this earthquake was previously unknown.

We retrieved the Love and Rayleigh fundamental modes from the IRIS and GEO-SCOPE broadband digital records. A joint inversion of their amplitude spectrum and of P-waves first-motion polarities at worldwide stations, or at Chinese regional stations, was then performed to calculate the focal mechanism parameters (nodal planes strike, dip and slip angles), the depths and seismic moments of the Tianzhu and Yongden events. The results are compared to available Harvard CMT solutions and, for the Tianzhu earthquake, to the Lanzhou Seismological Institute solution. The focal mechanisms of the Tianzhu and Yongden events are then discussed with regard to the distribution of their aftershocks, recorded by a local network and the chinese regional network, respectively, and interpreted in compatibility with our tectonic knowledge of the area.

1.3.3 Method : Joint Inversion of Surface Waves Amplitude Spectra and P-waves First Motion Polarities

We consider an instantaneous pure double-couple point seismic source, of coordinate vector $\mathbf{y}$. The spectrum of displacements, $\mathbf{u}(\mathbf{x}, \omega)$, generated by such a source at an observation point $\mathbf{x}$ is related to the total moment tensor $\mathbf{M}$ by the equation :

$$u_n(\mathbf{x}, \omega) = \frac{1}{i\omega} \left(M_{kl} \frac{\partial}{\partial y_l} G_{nk}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega) \right) \quad (1.1)$$

where the summation convention for repeated subscripts is used, $n, k, l = 1, 2, 3$, and $G_{nk}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega)$ is the spectrum of the Green function for given wave type and medium [Levshin, 1985; Bukchin, 1990]. In the case of a finite source, equation (1) describes the spectrum of displacements for periods much longer than the source duration. The low frequency displacement energy is mainly carried by surface waves. Only low frequency displacements transported by the fundamental modes of the Love and Rayleigh waves will be considered here. We assume that variations of medium properties in any horizontal direction are small over distances along the wavepaths on the order of the wavelength, so that the medium structure can be well approximated by a weak horizontally inhomogeneous model [Woodhouse, 1974; Babich *et al.*, 1976]. Scattering of energy at subvertical boundaries is considered negligible, as has been checked for a large variety of models [Levshin, 1985].

Under these assumptions, the spectral parameters of the surface waves can be locally determined. The spectrum of the Green function for Love and Rayleigh waves in equation (1.1) depends on : (1) the velocity and density models in the source region and under the seismic stations recording the earthquake, (2) the mean phase velocity of waves along the path between the source and the receiver and (3) geometrical spreading [Levshin, 1985; Bukchin, 1990]. If all these characteristics are known, as well as the origin time of the earthquake and the hypocenter location, recording $u_i(\mathbf{x}, \omega)$ at different points $\mathbf{x}$ on the earth's surface for a set of frequencies ω gives, from equation (1.1), a system of linear equations from which elements of seismic moment tensor M_{ij} can be retrieved. The mean phase velocity of surface waves, however, is usually poorly known. To calculate the source parameters, only the amplitude spectrum $|u(\mathbf{x}, \omega)|$, i.e. the absolute value of the displacement spectrum $u(\mathbf{x}, \omega)$ described in (1.1), is used, as its value does not depend on this average phase velocity. It is important to remark also that the value of $|u(\mathbf{x}, \omega)|$ is not affected by any error in epicenter location [Bukchin, 1990].

We assume now that the velocity and density of the propagating medium are given near the source and under each station at the free surface recording the seismic event and that all the following hypotheses are valid : instant point source on ideal plane fault, with known origin time and epicenter location, and medium with weak lateral inhomogeneities. Then the seismic source is completely defined by its double couple depth, its focal mechanism parameters -whether expressed by the strike, dip and slip angles of the nodal planes, or by the two unit vectors $\mathbf{P}$ and $\mathbf{T}$ in the direction of principal compression and tension axes, respectively-, and its seismic moment M_0 . To estimate these parameters, we construct a grid in the 4-D space of axis depth, strike, dip and slip, and for each point of this grid, using equation (1.1), we calculate the amplitude spectra of both fundamental modes of Love and Rayleigh waves at all the seismic stations used in the inversion, for a set of frequencies ω [Levshin, 1985; Bukchin, 1990]. A normalized residual of surface wave amplitude spectra $\varepsilon_{sw}(h, \mathbf{T}, \mathbf{P})$ is defined as :

$$\varepsilon_{sw}(h, \mathbf{T}, \mathbf{P}) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \varepsilon_{sw}^{(i)2}}{\sum_{i=1}^N |u^{(i)}(\mathbf{x}, \omega)|_{obs}^2}} \quad (1.2)$$

where h is the double couple depth, N is the number of observations at seismic stations used, and

$$\varepsilon_{sw}^{(i)} = |u^{(i)}(\mathbf{x}, \omega)|_{obs} - |u^{(i)}(\mathbf{x}, \omega)|_{calc} \quad (1.3)$$

is the residual between the i -th observed amplitude spectrum and the computed one. M_0 is calculated by minimizing the residual $\varepsilon_{sw}(h, \mathbf{T}, \mathbf{P})$ for each combination of all other parameters. If only absolute values of surface waves spectra are used, however, an ambiguity in source parameters determination remains and four equivalent solutions are obtained, due to the sign-ambiguity of moment tensor components and to the symmetry of the radiation patterns of surface waves amplitude spectra with respect to the epicenter [Mendiguren, 1977]. To resolve this ambiguity, we also use in the inversion the polarities of P waves first motions at stations of observation. For shallow sources (with a depth much smaller than the

observed signal wavelength), the surface waves excitation by the vertical dip-slip component of the moment tensor is small. When calculating the moment tensor from surface waves analysis, this vertical dip-slip component is thus usually poorly resolved [Dziewonski *et al.*, 1981; Given and Mellman, 1986; Ekström and Richards, 1994; Braunmiller *et al.*, 1994]. Using P waves first motion polarities as additional information in the inversion improves the resolution of this component, and possibly of the source depth. A selection among available P polarities is made, following the method described in Appendix A. For each focal mechanism, we calculate the theoretical radiation pattern of P waves and compare predicted and observed polarities. A residual ε_{pol} is defined as the ratio between the number of polarities inconsistent with the radiation pattern and the total number of observed polarities.

Eventually, for each possible combination of source parameters, we calculate a joint residual of surface wave amplitude spectra and P waves first motion polarities $\varepsilon(h, \mathbf{T}, \mathbf{P})$ by :

$$\varepsilon(h, \mathbf{T}, \mathbf{P}) = 1 - (1 - \varepsilon_{pol})(1 - \varepsilon_{sw}) \quad (1.4)$$

Minimizing $\varepsilon(h, \mathbf{T}, \mathbf{P})$ by a systematic exploration of the 4-D parameters' space gives the best estimate of source parameters. To estimate the resolution on these parameters, we calculate partial residual functions. Fixing one of the parameters, h for instance, the combination of the other parameters which minimizes ε is searched for. This minimum value of ε is taken as the value of the partial residual function $\varepsilon_h(h)$, of scalar argument h , evaluated for each possible value of h . In the same way, partial residual functions, of vectorial arguments $\mathbf{T}$ and $\mathbf{P}$, $\varepsilon_{\mathbf{T}}(\mathbf{T})$ and $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$, are computed. The minimum of the partial residual functions corresponds to the best estimate of the associated parameter. These functions thus characterize the degree of resolution of each source parameter.

1.3.4 Data Analysis

For both the Tianzhu and Yongden events, the fundamental modes of Love and Rayleigh waves were retrieved from broadband digital records of IRIS and GEOSCOPE networks by frequency-time analysis (FTAN) and floating filtering of signals, as described by Lander [1989a] and Levshin *et al.* [1994]. An example of FTAN diagrams and seismograms is shown on figure 1.4. This type of analysis and filtering allows to isolate the wave under study from the noise and to separate different waves. In a same band of filtering, floating-filtered amplitude spectra of displacement are smoother than classically filtered spectra and their inversion appears much more stable. The period range in which spectra of Love and Rayleigh waves fundamental modes were calculated depended on the event size. The instantaneous point source approximation considered to calculate surface wave amplitude spectra is valid only for periods much longer than the source duration. During frequency-time analysis, we thus selected, for each event, a period range in which surface waves were clearly isolated, covering the longest periods available. Signals showing polar-

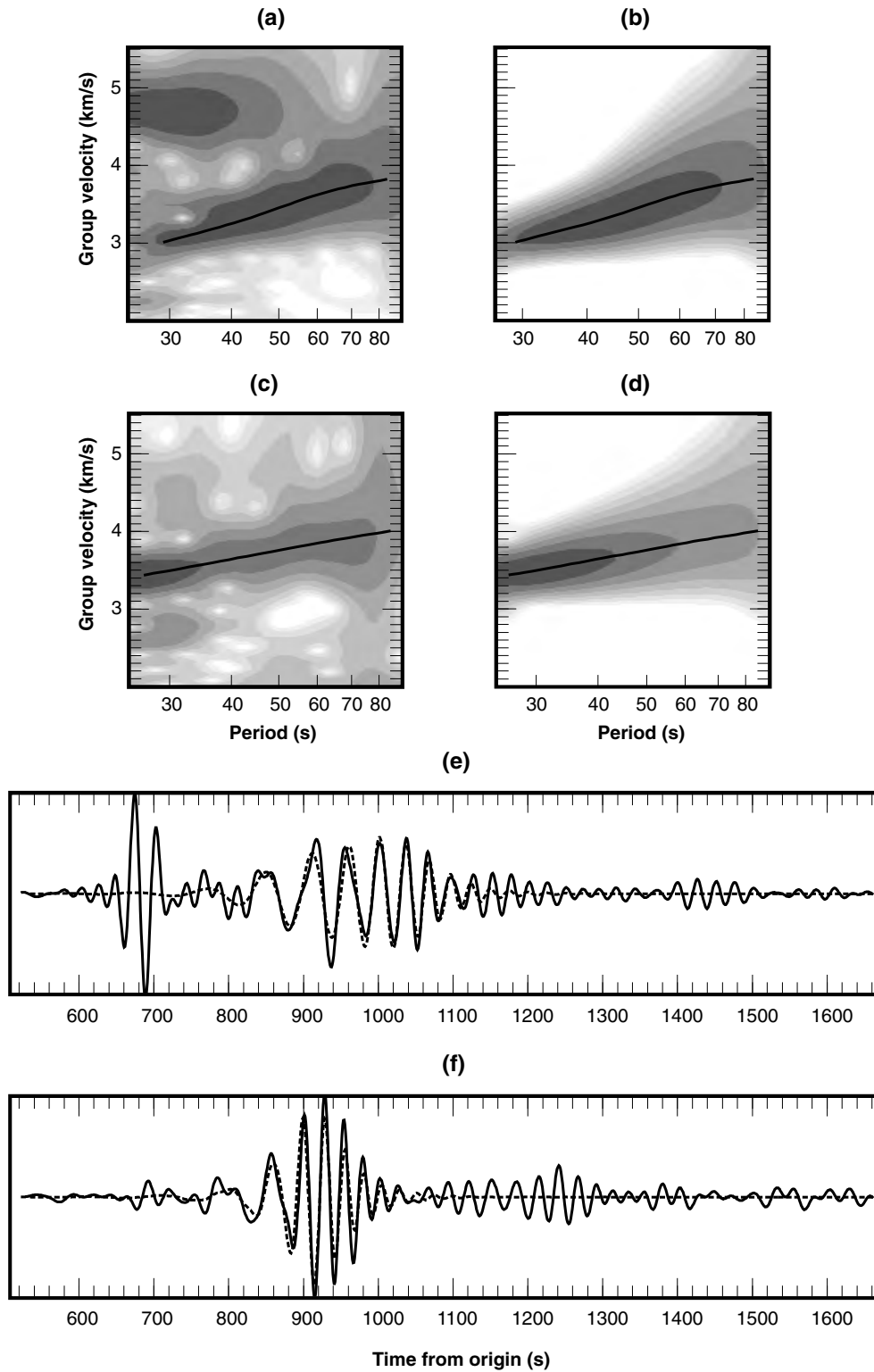


FIG. 1.4: Example of FTAN analysis and floating filtering for Yongden earthquake record at GEOSCOPE station HYB, isolating fundamental modes of Rayleigh and Love waves. FTAN diagrams for (a) raw and (b) floating filtered vertical component, and for (c) raw and (d) floating filtered transversal component. Solid line follows dispersion curve. (e) Vertical and (f) transversal component of raw record (solid line) and floating filtered one (dashed line), normalized with respect to maximum observed amplitude.

ization anomalies (analysed according to the method described by *Lander* [1989b]) that were too large were rejected during the inversion process. The observed amplitude spectra at each station were corrected for attenuation during propagation and for instrumental response. Inversion of source parameters of both earthquakes was processed according to the hypotheses and technique described in paragraph 2.

1.3.4.1 Tianzhu Earthquake

Results of inversion A total number of 11 IRIS and GEOSCOPE stations were selected for inversion. Their azimuthal distribution is shown on figure 1.5. Spectra of Love and

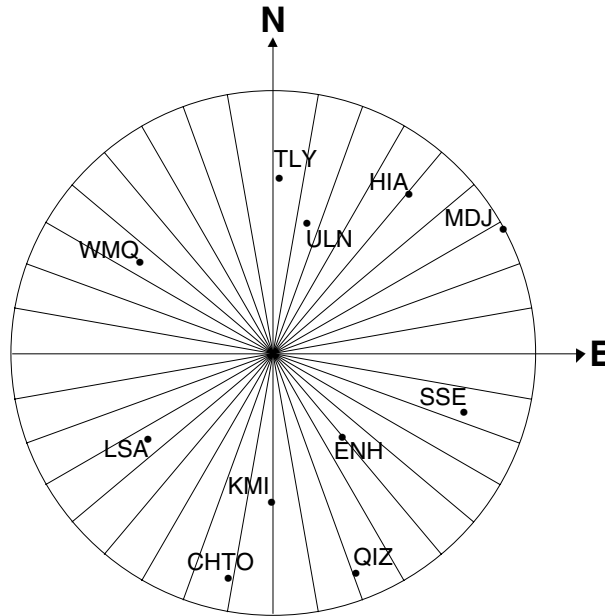


FIG. 1.5: Azimuthal distribution of broad band seismic stations selected for surface wave analysis of Tianzhu (06/01/1996, $M_w = 5.2$) earthquake. Center is epicenter location. Distance from center is epicentral distance, maximum (21.5°) at MDJ.

Rayleigh fundamental modes, recorded at 10 and 7 stations (table 1.1), respectively, were used between periods of 20 s and 40 s. The epicenter location (latitude : 37.283° , longitude : 102.75°) and the origin time (12 :49 :12.6 TU) of the earthquake chosen are those given by the Seismological Institute of Lanzhou (SIL), China Seismological Bureau, Gansu province. They were derived from records of the Gansu regional seismic network and are thus better constrained than those estimated by Harvard. In the source region, we used a regional velocity model, also from SIL, for the four upper layers, and the PREM model below (table 1.2). The crust in this SIL model is about 50 km-thick, as expected in the shortening and thickening context of northeastern Tibet [*Meyer et al.*, 1998], and is comparable to the 47.7 km-thick crust under the Gobi desert [*Ma*, 1987]. Under the receivers, models

TAB. 1.1: Seismic stations, wave types and models used for inversion of Tianzhu earthquake.

Station	Wave type ^a	Model ^b
CHTO	L	1
HIA	R, L	1
MDJ	R, L	1
QIZ	R, L	1
SSE	R, L	1
LSA	R	2
ENH	R, L	3
KMI	R, L	3
TLY	L	3
ULN	L	3
WMQ	L	3

(a) R : Rayleigh, L : Love

(b) see Table 1.3

TAB. 1.2: Source Model.

Source model			
h	Vp	Vs	ρ
(km)	(km/s)	(km/s)	(g/cm ³)
1.1	5.08	2.9	3.26
5.8	5.9	3.5	3.59
14.1	6.06	3.57	3.65
30.9	6.51	3.77	3.83

were chosen among four classes : Gutenberg continental model, oceanic model and two “tectonic” models with thickened crust (tables 1.1 and 1.3), following previous studies [Gomez *et al.*, 1997a, b]. P waves first motion polarities at some stations of the Gansu seismic network complemented the set of polarities at worldwide stations. Our best estimate of the double-couple focal mechanism shows predominant strike-slip. The first nodal plane has a strike, dip and slip of 282° , 72° and 3° , respectively and the second, 191° , 87° , 162° , respectively (figures 1.6a and b). This is in good agreement with the Harvard mechanism (figures 1.6c and d). Available P wave polarities in fact seem to match better with our focal mechanism than with the Harvard one (figures 1.6b and d). For information, we present the SIL mechanism, computed from P polarities at chinese regional stations (the detailed method of calculation is unknown) : strikes of nodal planes compare well with ours but dips, particularly for the second nodal plane, differ significantly (figure 1.6e). The seismic moment we obtain is $0.56 \times 10^{17} Nm$, somewhat smaller than that estimated by Harvard ($0.74 \times 10^{17} Nm$). To give an idea of the resolution of the $\mathbf{P}$ (or $\mathbf{T}$) orientation estimates, values of partial residual function $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$ (or $\varepsilon_{\mathbf{T}}(\mathbf{T})$) are plotted as a function of

TAB. 1.3: Receiver Models.

Model 1 ^a					Model 2 ^b					Model 3 ^c					Model 4 ^d				
h	Vp	Vs	ρ	h	Vp	Vs	ρ	h	Vp	Vs	ρ	h	Vp	Vs	ρ	h	Vp	Vs	ρ
(km)	(km/s)	(km/s)	(g/cm ³)	(km)	(km/s)	(km/s)	(g/cm ³)	(km)	(km/s)	(km/s)	(g/cm ³)	(km)	(km/s)	(km/s)	(g/cm ³)	(km)	(km/s)	(km/s)	(g/cm ³)
19	6.14	3.55	2.74	25	5.58	3.18	2.66	20	6.14	3.55	2.74	5	1.5	0	1				
19	6.58	3.8	3	25	6.5	3.76	2.9	20	6.8	3.93	3	5	6.58	3.8	3				
12	8.2	4.65	3.32	30	8.1	4.51	3.36	10	8.1	4.51	3.32	12	8.2	4.65	3.32				
10	8.17	4.62	3.34	10	8.07	4.46	3.37	10	8.1	4.51	3.34	10	8.17	4.62	3.34				
10	8.14	4.57	3.35	10	8.02	4.41	3.38	10	8.1	4.51	3.35	10	8.14	4.57	3.35				
10	8.1	4.51	3.36	25	7.93	4.37	3.39	10	8.1	4.51	3.36	10	8.1	4.51	3.36				
10	8.07	4.46	3.37	25	7.85	4.35	3.41	10	8.07	4.46	3.37	10	8.07	4.46	3.37				
10	8.02	4.41	3.38	25	7.89	4.36	3.43	10	8.02	4.41	3.38	10	8.02	4.41	3.38				
25	7.93	4.37	3.39	25	7.98	4.38	3.46	25	7.93	4.37	3.39	25	7.93	4.37	3.39				
25	7.85	4.35	3.41	25	8.1	4.42	3.48	25	7.85	4.35	3.41	53	7.6	4.2	3.41				
25	7.89	4.36	3.43	25	8.21	4.46	3.5	25	7.89	4.36	3.43	25	7.89	4.36	3.43				
25	7.98	4.38	3.46	50	8.38	4.54	3.53	25	7.98	4.38	3.46	25	7.98	4.38	3.46				
25	8.1	4.42	3.48	50	8.62	4.68	3.58	25	8.1	4.42	3.48	25	8.1	4.42	3.48				
25	8.21	4.46	3.5	50	8.87	4.85	3.62	25	8.21	4.46	3.5	25	8.21	4.46	3.5				
50	8.38	4.54	3.53	50	9.15	5.04	3.69	50	8.38	4.54	3.53	50	8.38	4.54	3.53				
50	8.62	4.68	3.58	50	9.45	5.21	3.82	50	8.62	4.68	3.58	50	8.62	4.68	3.58				
50	8.87	4.85	3.62	100	9.88	5.45	3.9	50	8.87	4.85	3.62	50	8.87	4.85	3.62				
50	9.15	5.04	3.69		10.17	5.52	3.98	50	9.15	5.04	3.69	50	9.15	5.04	3.69				
50	9.45	5.21	3.82					50	9.45	5.21	3.82	50	9.45	5.21	3.82				
100	9.88	5.45	3.9					100	9.88	5.45	3.9	100	9.88	5.45	3.9				
	10.17	5.52	3.98						10.17	5.52	3.98		10.17	5.52	3.98				

- (a) Continental model
 (b) From Model 2 in *Gomez et al.* [1997a]. 50 km-thick crust.
 (c) From Model 3 in *Gomez et al.* [1997a]. 40 km-thick crust.
 (d) Oceanic model

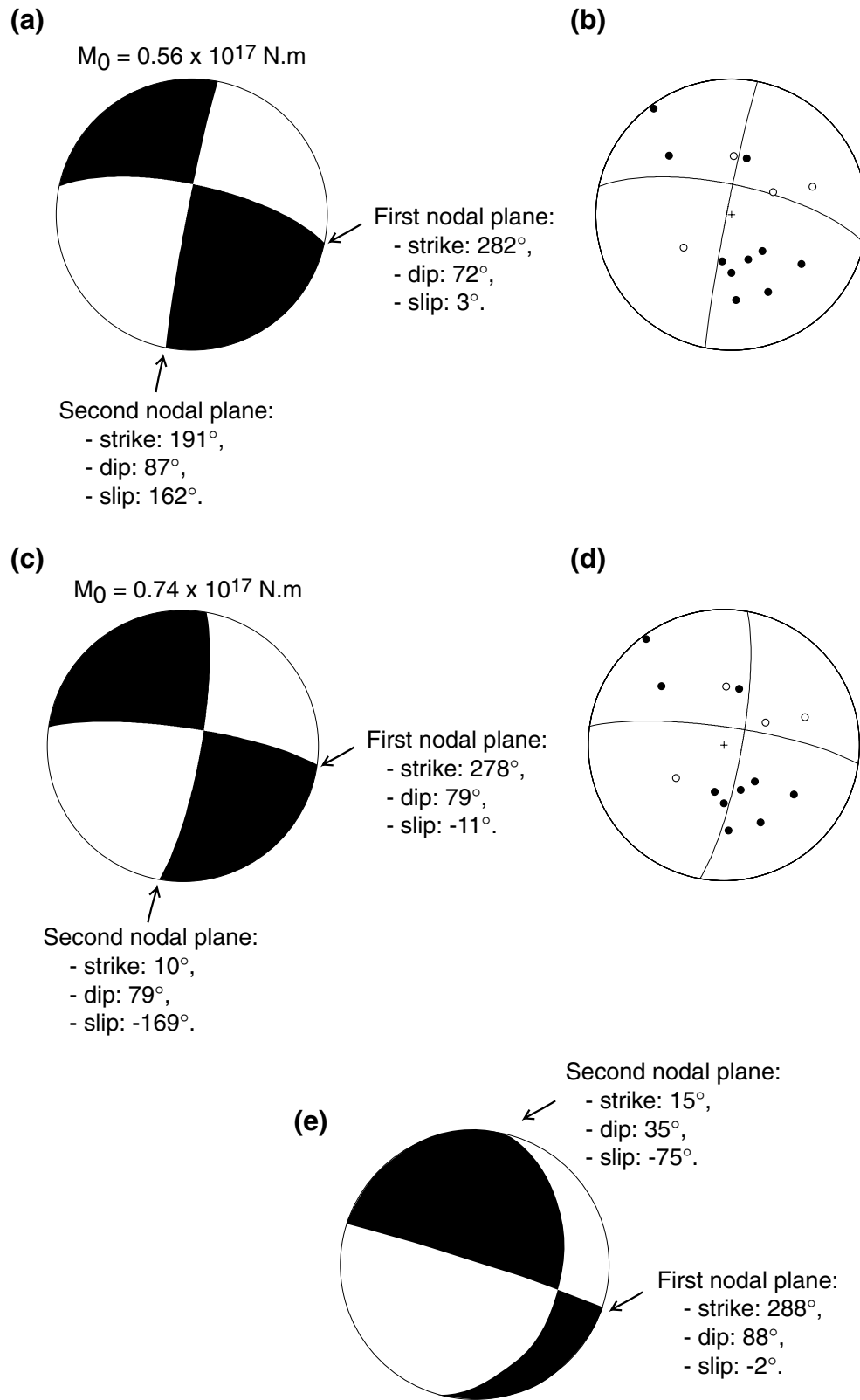


FIG. 1.6: Tianzhu earthquake. (a) Moment tensor solution from joint inversion of surface waves' amplitude spectra and polarities of P-waves first motion, superimposed in (b) with selected (see text) P-waves first motion polarities, from IRIS, GEOSCOPE and some chinese regional stations. (c) Moment tensor solution from Harvard, superimposed in (d) with P polarities. (e) Solution from SIL

all possible orientations of the **P** compression (or **T** tension) axis (figures 1.7a and b, lower hemisphere stereographic projection). We also compare radiation patterns of the observed

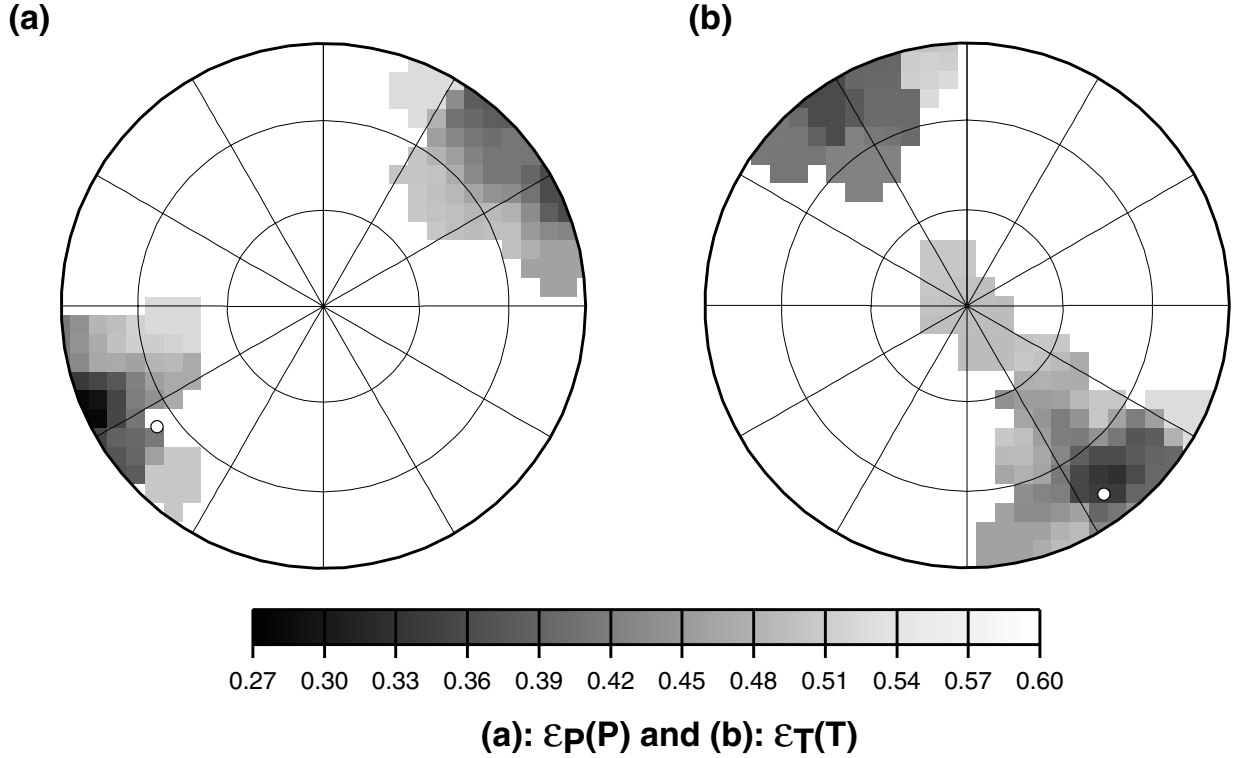


FIG. 1.7: Tianzhu earthquake. Partial residual functions (a) $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$ as a function of **P** compression axis orientation and (b) $\varepsilon_{\mathbf{T}}(\mathbf{T})$ as a function of **T** tension axis orientation. Each point is stereographic projection of **P** (or **T**) on the lower hemisphere. White dots indicate, for comparison, orientation of corresponding principal stress axis of Harvard focal mechanism.

and synthetic amplitude spectra of Love and Rayleigh fundamental modes, normalized to a unique source-receiver distance of 2000 km and a horizontally homogeneous propagating medium similar to the source medium (figure 1.8 shows an example for the 27s period). Finally, the double-couple depth minimizing the partial residual function $\varepsilon_h(h)$ is around 12 km (figure 1.9). Depths estimated by Harvard, USGS and SIL are 15, 10 and 5 km, respectively.

Tectonic interpretation According to SIL, the main shock of the Tianzhu earthquake was located $\simeq 6$ km west of the 10 km-wide Tianzhu half pull-apart basin and $\simeq 4$ km north of the Lenglongling segment of the Haiyuan fault (LLL, figures 1.3 and 1.10a), which extends westwards from the southwestern tip of the basin. This segment is mainly strike-slip but fieldwork shows clear evidence of a normal throw component on the S-SW dipping

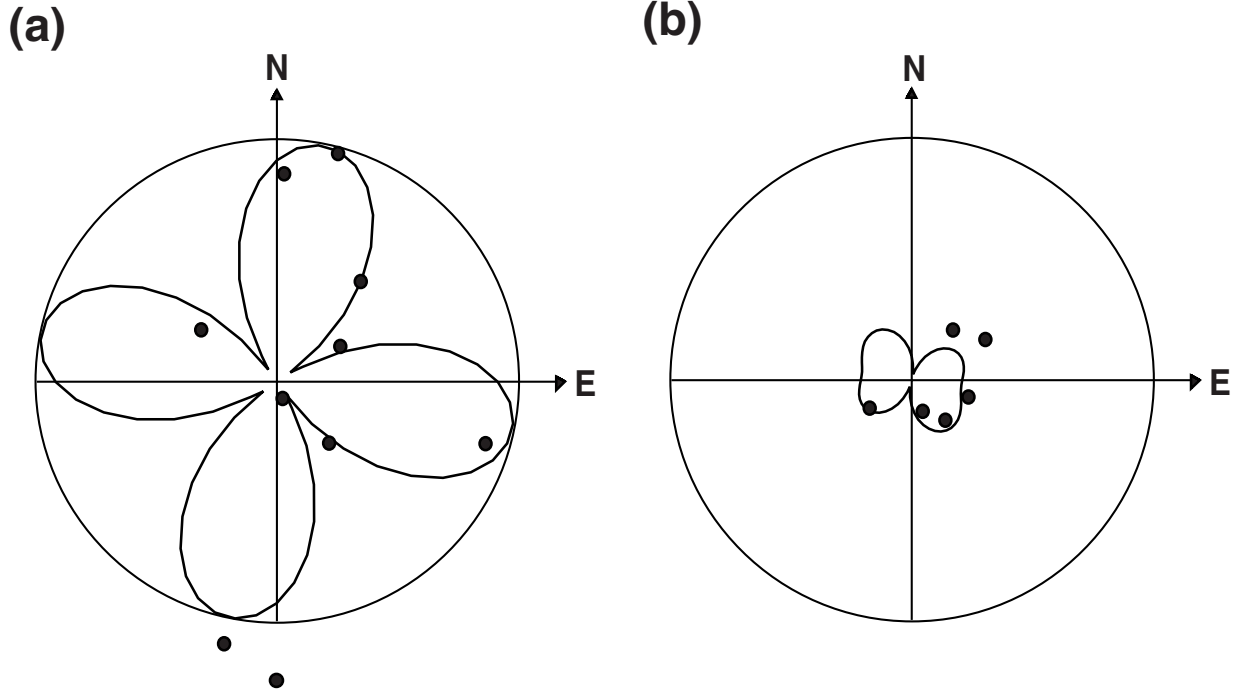


FIG. 1.8: Tianzhu earthquake. Comparison, for a period of 27 s, of radiation patterns of observed (dots) and synthetic (solid line) amplitude spectra of (a) Love and (b) Rayleigh fundamental modes. Amplitudes are recalculated for a source-receiver distance of 2000 km and a laterally homogeneous velocity model, similar to source region model. Circle radius is 0.02 cm.s.

fault plane [Gaudemer *et al.*, 1995]. Given this dip, as well as the SE dip of the normal fault in the pull-apart basin, and assuming that the uncertainty on SIL's epicenter location is less than 4 km, we can first conclude that the earthquake did not occur on the Haiyuan fault itself. It did not occur either on the Gulang fault system, as could be preliminarily inferred from the Harvard centroid location of the main shock (figure 1.10a). To verify this conclusion and pursue the interpretation further, we studied part of the aftershocks of the Tianzhu event, recorded by a local network of six seismic stations (three-component, broad-band) that we installed on July 15th 1996, one month and a half after the main shock¹. These aftershocks were located using the HYPO71 software [Lee and Lahr, 1975]. The method used to assess location uncertainties is inspired by that described in Jacques *et al.* [1999], and briefly summarized in Appendix B². We note that the aftershocks are located in the same area as the SIL mainshock epicenter, which seems to validate the SIL location and confirms that the main Haiyuan fault did not rupture during the Tianzhu event (figure 1.10a). The aftershocks depths range between 10 and 16 km. Plotting hypocenters on vertical cross-sections perpendicular to the nodal planes of the main event does not

¹voir figures 1.17 et 1.22

²voir paragraphe 1.4.3.1

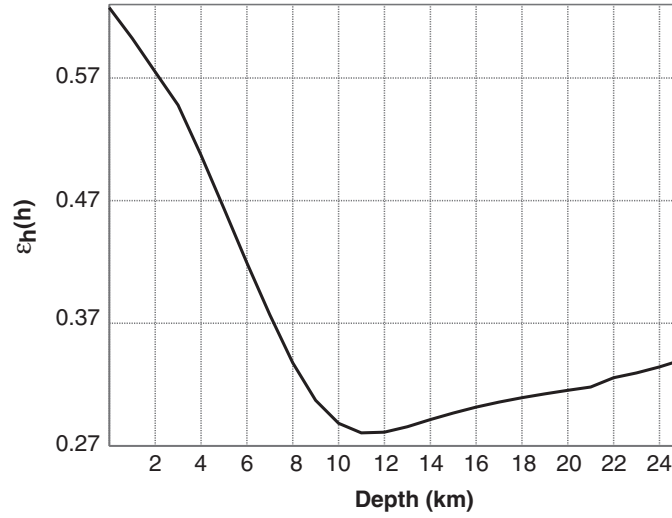


FIG. 1.9: Partial residual function $\varepsilon_h(h)$ as a function of depth. Minimum is for depth around 12 km.

reveal any clear structure. However, aftershocks do not necessarily activate a unique fault plane, identical to the main shock's, and can simply result from distributed deformation.

In the absence of a clear pattern in vertical section³, we are thus left with two plausible scenarios to explain the Tianzhu rupture. The Maomao Shan segment of the Haiyuan fault (MMS, figures 1.3 and 1.10a), north-east of the Tianzhu basin, continues westwards for 10 to 15 km, past the junction with the west Tianzhu normal fault. This 10 km-long splay limits the aftershocks area to the north and its trend is consistent, within 10 to 15°, with the N101°E striking nodal plane of our moment tensor solution. In a first scenario, the rupture could thus have been initiated on this splay, while the main Haiyuan fault would still be locked (model 1, figure 1.10b). This hypothesis would require, based on the SIL location of the main event, a SSW dipping fault plane of about 70°, in apparent disagreement with the corresponding NNE 72° dip predicted by our mechanism. However, a SSW 70° dipping fault plane would remain in agreement with the observed polarities (figure 1.6b) and the associated $\mathbf{P}$ axis would still correspond to a small value of $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$ (less than 0.4, compared with the 0.28 minimum value, figure 1.7a). In the absence of relocation of the main shock, an epicenter location 3 km more to the north, within the error bars of this location, remains plausible, implying a nearly vertical fault plane, again not in disagreement with polarities and giving a minimum value of $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$ (figures 1.6b and 1.7a).

The second scenario involves a dextral cross-fault, striking $\simeq$ N25°E orthogonal to the fault plane considered above (model 2, figure 1.10b), compatible within 15° with the other, N12°E-striking nodal plane of the calculated focal mechanism. No surface trace attests to the existence of such a dextral cross-fault, but given the magnitude and associated

³voir figure 1.29a et d, non publiées dans l'article

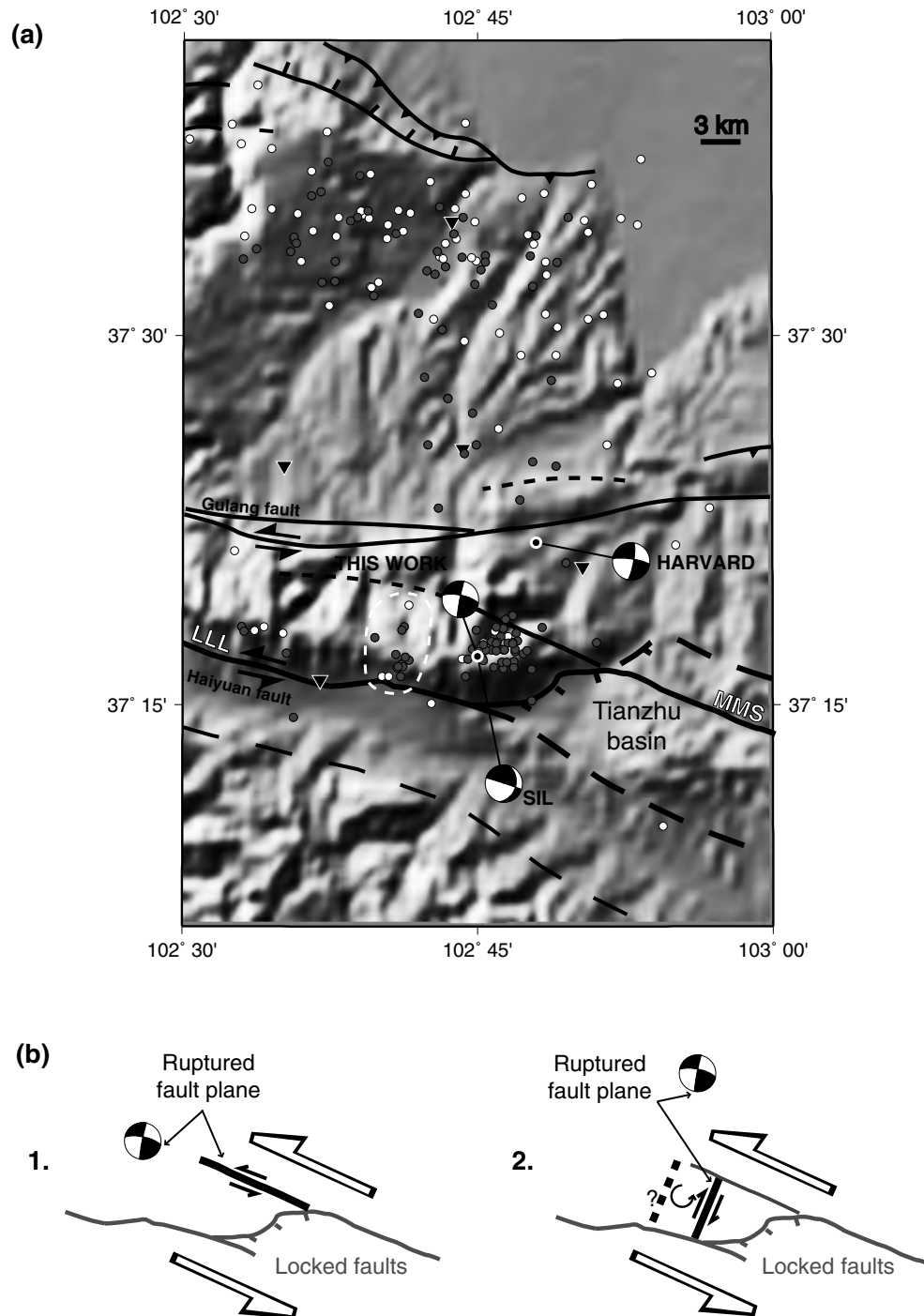


FIG. 1.10: (a) Enlargement of seismotectonic map of Tianzhu earthquake area (see location on figure 1.3). LLL and MMS indicate Leng Long Ling and Maomao Shan segments of Haiyuan fault, respectively, separated by Tianzhu half pull-apart basin. Microseismicity was recorded by local IGP network of six three-component stations (five shown on map by triangles; see also figure 1.3) from July 1996 to July 1998. P and S arrival times readings are at least 7. Estimated uncertainty on epicenter location is 2 km (grey dots) or 5 km (white ones). See Appendix B for details. Seismic swarm of march 1998 is circled with white dashed line. (b) Two plausible interpretations of rupture (see discussion in text).

coseismic displacement (on order of a few centimeters) of the event, a hidden fault at depth remains a possible candidate. The mechanism involved here would be bookshelf faulting, compatible with the main stress directions, during the interseismic period when the main Haiyuan fault is locked and counterclockwise block rotation might be favoured. The geometry and scenario of model 2 of figure 1.10b would be reminiscent of the fault geometry and earthquake history observed south-east of Salton Sea along the San Andreas fault system, in southern California. Several sinistral, parallel, cross-faults, striking NE, limit the southeastern border of the right-stepping, Salton Sea pull-apart. Such cross-faults are perpendicular to the dextral Imperial, Superstition Hills and Coyote Creek faults, south and south-east of the Sea, and to the San Andreas fault, north and north-west of the Sea. They partly connect the two dextral fault systems (figure 1.3 in *Hudnut and Sieh* [1989]). Several earthquakes have ruptured these cross-faults, in 1979 [*Johnson and Hutton*, 1982], 1981 [*Nicholson et al.*, 1986], on the Elmore Ranch fault (11/24/87, $M_s = 6.2$ event, foreshock of the $M_s = 6.6$ event on the Superstition Hills fault, [*Hudnut et al.*, 1989]). Regardless of the sense of horizontal slip (which is opposite on the San Andreas), we thus propose that the Tianzhu pull-apart, the dextral cross-fault involved in our second scenario and the Haiyuan fault system might be comparable to the Salton Sea pull-apart, the Elmore Ranch fault and the Superstition Hills San Andreas fault system. The aftershocks located may accommodate induced block rotation and contribute to release part of stresses (the cross fault would limit the aftershocks to the west). Farther west, the seismic swarm that occurred in march 98 (figure 1.10a) might have activated a second, $\simeq N25^\circ E$ striking fracture plane, thus delimiting a second block, in a final process of stress release (model 2, figure 1.10b).

1.3.4.2 Yongden Earthquake

Results of inversion We selected 16 stations to determine the source parameters of the Yongden earthquake (figure 1.11) and inverted amplitude spectra of Love and Rayleigh fundamental modes, at 10 and 11 stations (table 1.4), respectively, for periods between 35 s and 70 s. We fixed the latitude of the epicenter at 36.367° , its longitude at 103.25° and its origin time at 22 :44 :4.4 TU (data from SIL). The velocity model around the source is the same as for the Tianzhu earthquake (table 1.2). Under the receivers (table 1.4), models belong to the same four classes defined in table 1.3. P polarities are those read at IRIS and GEOSCOPE stations. We obtain a thrust focal mechanism with a first nodal plane of strike, dip and slip of 105° , 45° and 75° , respectively, and a second nodal plane of strike, dip and slip of 306° , 47° and 104° , respectively, again in good agreement with the CMT Harvard mechanism (figure 1.12). However, we find a more WNW-ESE orientation for the second nodal plane and a small strike-slip component. This slight difference remains within the limits of resolution of the method. Again, P wave polarities seem to better agree with our solution than with the Harvard mechanism (figure 1.12). Seismic moments of the two solutions compare very well (this study : $2.4 \times 10^{17} Nm$, Harvard : $2.7 \times 10^{17} Nm$). The

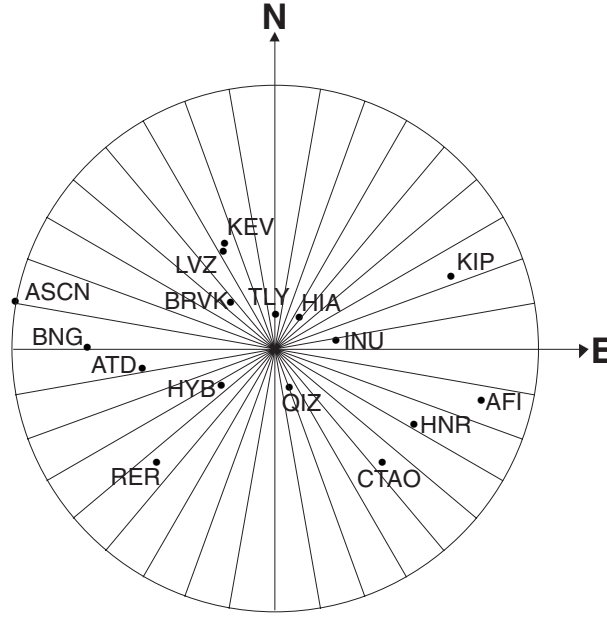


FIG. 1.11: Azimuthal distribution of broad band seismic stations selected for surface wave analysis of Yongden (07/21/1995, $M_w = 5.6$) earthquake. Center is epicenter location. Distance from center is epicentral distance, maximum (117°) at ASCN.

partial residual functions $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$ and $\varepsilon_{\mathbf{T}}(\mathbf{T})$ are shown in figure 1.13. Observed and synthetic amplitude spectra of Love and Rayleigh radiation patterns, normalized to a source-receiver distance of 5000 km, are shown in figure 1.14. As signals at some stations could not be used in the whole period interval [35 s, 70 s], examples are given for two periods (40 s and 64 s) sampling the whole set of stations used for each wave type. The best estimate for the double-couple depth is around 6 km (figure 1.15), shallower than the estimates of Harvard (15 km), USGS (12 km) and SIL (8 km).

Tectonic interpretation The Yongden epicenter location was, at first sight, puzzling. None of the active faults mapped thus far in the area could be convincingly associated with the earthquake. However, a detailed analysis of Landsat images and of the 30-arc-second Defense Mapping Agency DEM reveals the existence, close to the epicenter, of uplifted surfaces mapped as Quaternary alluvial terraces [*Gansu Geological Bureau, 1975*], tilted towards the southwest and roughly aligned in a N100°E direction (figures 1.3 and 1.16).

This direction is that of the first nodal plane of our Yongden focal mechanism (figure 1.12). West of the westernmost uplifted fan, upstream from Minhe, the Datong He becomes entrenched in a narrow gorge. We infer that this reflects incision by the Datong He in response to tectonic uplift, as do other gorges observed along the Huang He, west and south west of Lanzhou, where it crosses a succession of fast rising mountain ranges

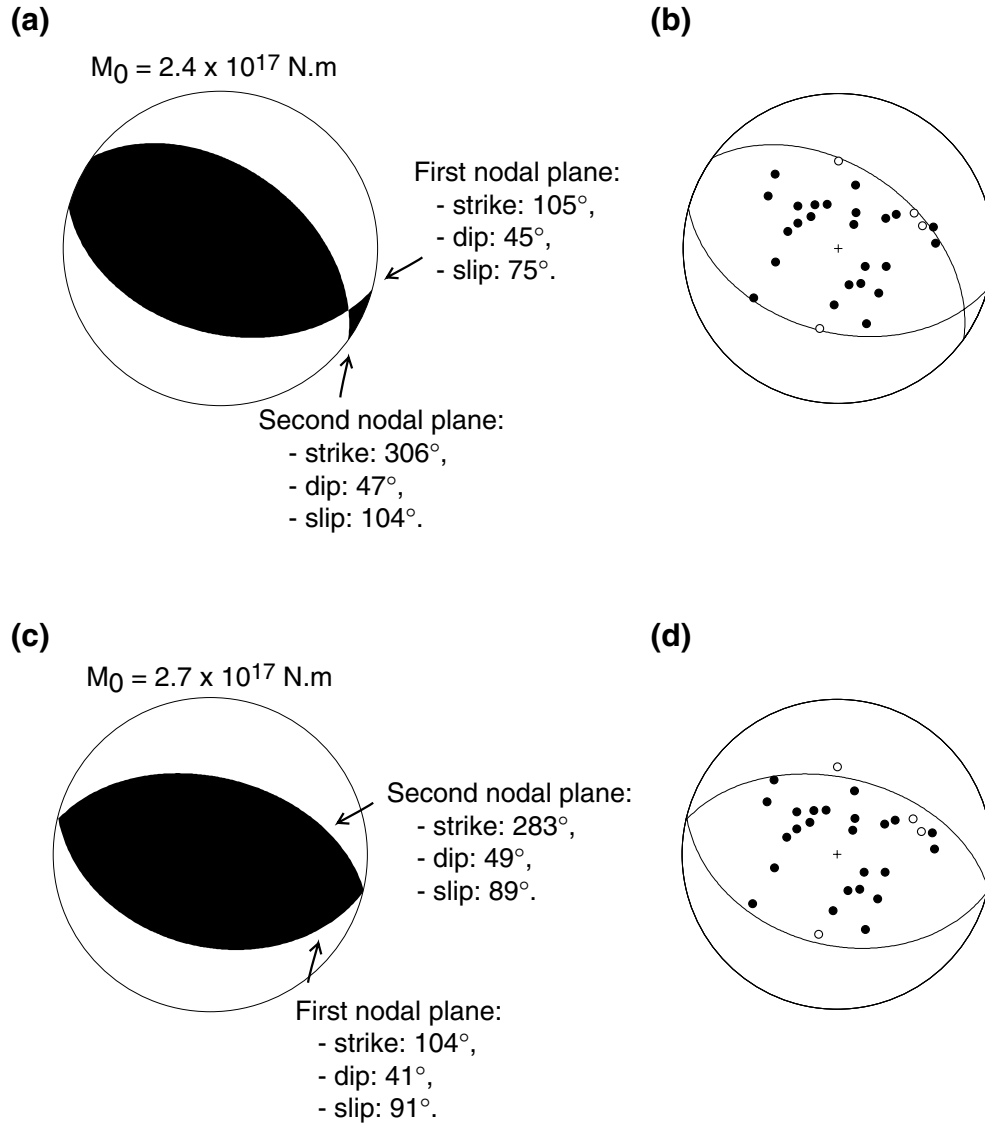


FIG. 1.12: Yongden earthquake. (a) Moment tensor solution from joint inversion of surface waves amplitude spectra and polarities of P-waves first motion, superimposed in (b) with selected P-waves first motion polarities (from IRIS and GEOSCOPE stations). (c) Moment tensor solution from Harvard, superimposed in (d) with P polarities at worldwide stations.

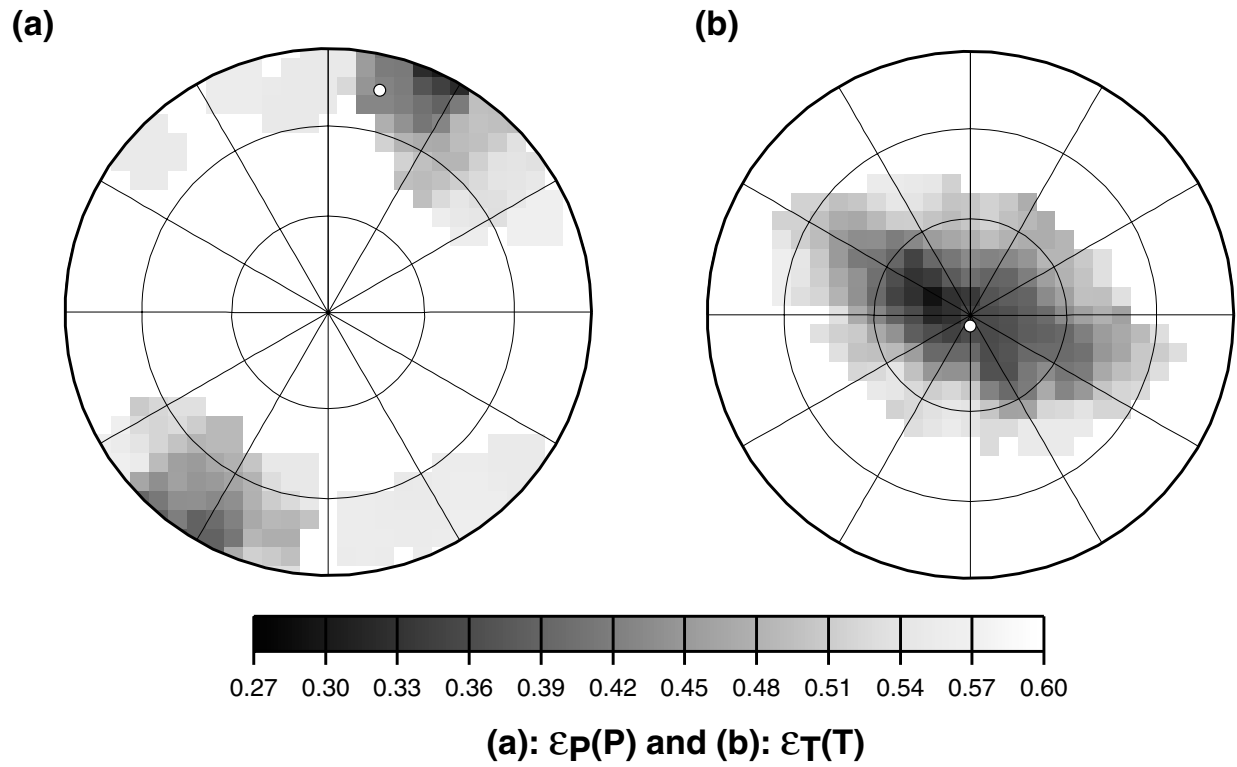


FIG. 1.13: Yongden earthquake. Partial residual functions (a) $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$ as a function of $\mathbf{P}$ compression axis orientation and (b) $\varepsilon_{\mathbf{T}}(\mathbf{T})$ as a function of $\mathbf{T}$ tension axis orientation, on lower hemisphere stereographic projection. White dots indicate, for comparison, orientation of corresponding principal stress axis of Harvard focal mechanism.

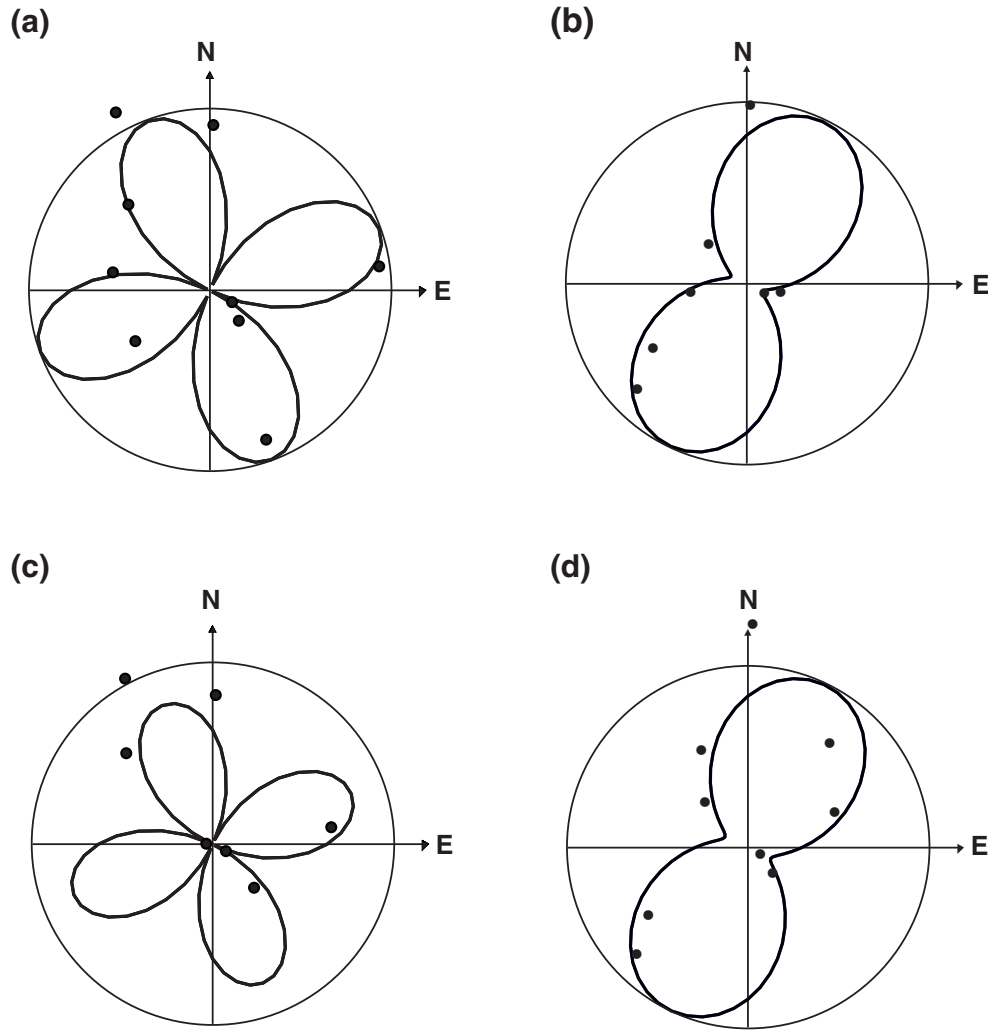


FIG. 1.14: Yongden earthquake. Comparison, for a period of 40 s, of radiation patterns of observed (dots) and synthetic (solid line) amplitude spectra of (a) Love and (b) Rayleigh fundamental modes, and for a period of 64 s ((c) : Love wave, (d) : Rayleigh wave). Amplitudes are recalculated for source-receiver distance of 5000 km and laterally homogeneous velocity model, similar to source region model. Maximum amplitudes are 0.024 cm.s at 40 s and 0.017 cm.s at 64 s.

TAB. 1.4: Seismic stations, wave types and models used for inversion of Yongden earthquake.

Station	Wave type ^a	Model ^b
ATD	R	1
BNG	L	1
BRVK	R, L	1
CTAO	R, L	1
HIA	R	1
HYB	R, L	1
INU	L	1
KEV	R	1
LVZ	L	1
QIZ	L	1
TLY	R, L	3
ASCN	L	4
AFI	R	4
HNR	R, L	4
KIP	R	4
RER	R	4

(a) R : Rayleigh, L : Love

(b) see Table 1.3

[*Van der Woerd, 1998; Métivier et al., 1998; Meyer et al., 1998*]. West of the Datong gorge, Precambrian basement crops out (figure 1.16a). North of the uplifted Quaternary terraces, transverse to the Datong valley, extant geological maps show a $\simeq N100^\circ E$ striking contact between Neogene and Cretaceous red beds [e.g. *Gansu Geological Bureau, 1975*]. The location, direction and extension of this contact, which crosses the Datong valley where it broadens upstream from the Minhe gorge, suggest that it might correspond to an active, SSW-dipping thrust bringing Cretaceous on top of Neogene. This contact would thus be mostly tectonic rather than stratigraphic. Such a thrust might have ruptured during the Yongden event and cumulative movement on it could be responsible for the observed local uplift, including that of the Precambrian basement (figure 1.16a). Mapping the aftershocks of the earthquake, recorded at Chinese regional stations and compiled by the SIL, supports this interpretation (figure 1.16b). We thus infer that the $N105^\circ E$ nodal plane of figure 1.12 corresponds to the fault plane ruptured by the Yongden event.

Southeast of Lanzhou, a comparable southwest-dipping thrust is mapped [e.g. *Tapponnier and Molnar, 1977*]. It may branch at depth off the NNW-SSE left-lateral strike-slip fault south of it (figure 1.3). We infer that this strike-slip fault continues northwestwards along the Huang Shui river, reaching a total length of $\simeq 150$ km, and that the thrust associated with the Yongden earthquake also branches off it at depth (figure 1.16c). The surface

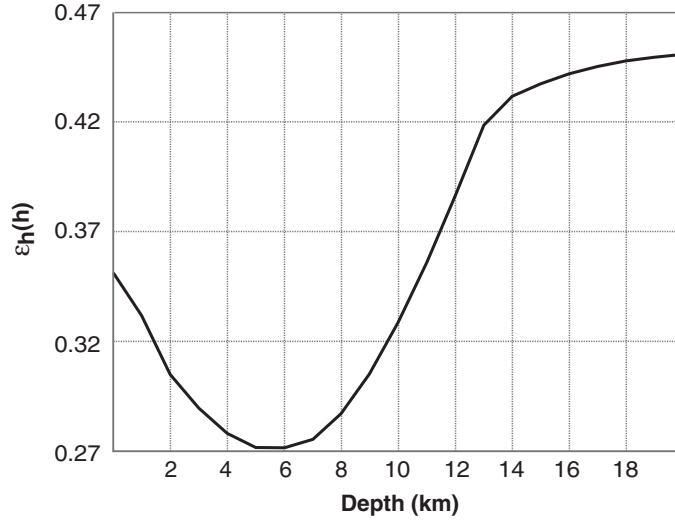


FIG. 1.15: Partial residual function $\varepsilon_h(h)$ as a function of depth. Minimum is for depth around 6 km.

traces of the faults, the earthquake's depth and the dip of the nodal plane we calculated are in overall agreement with this interpretation. Most of the aftershocks (2/3), projected on the N15°E cross-section of figure 1.16c, plot near or above the thrust plane, which seems to be consistent with the inferred structure at depth. Some, however, are located as deep as 30 km. In any case, the nearest regional seismic station likely to have recorded these aftershocks being 35-40 km distant from the Yongden epicenter, the aftershocks depths are too poorly constrained to help in either confirming or dismissing our interpretation.

1.3.5 Discussion and conclusion

1.3.5.1 Source parameters

Frequency-time analysis (FTAN) and joint inversion of surface waves amplitude spectra, using intermediate periods, and polarities of P waves first motion, prove remarkably efficient to calculate the focal mechanisms, seismic moments and depths of the two Tianzhu and Yongden moderate-size earthquakes ($M_w \simeq 5.5$, $M_s \simeq 5$). We selected two events for which Harvard CMT had been calculated. The comparison between these CMT mechanisms and our mechanisms is good.

The influence of velocity models on the estimates of source parameters has been tested. We repeated the inversion using the PREM model, instead of regional models, for all the receivers. The results did not change significantly, as already observed in previous studies [Gomez *et al.*, 1997a]. In order to estimate the separate contributions of surface wave

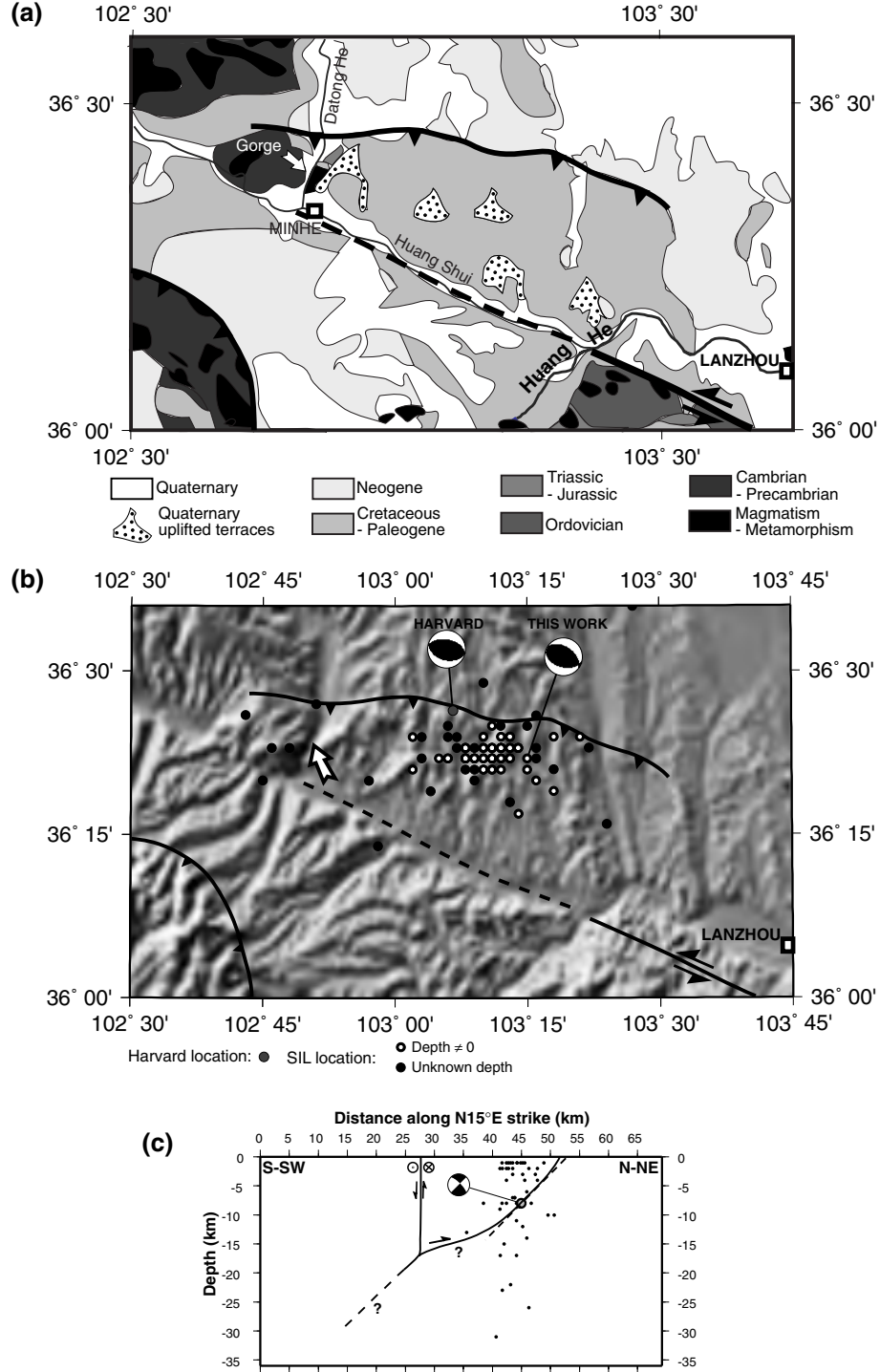


FIG. 1.16: (a) Geological map (after *Gansu Geological Bureau* [1975]) superimposed with active faults, in Yongden earthquake area (see location on figure 1.3). (b) Seismotectonic map of same area. Black and white dots are aftershocks of Yongden event, located by SIL. Grey dot shows Harvard main shock location. White arrow points to narrow gorge (see text). Topography is from 30-arc-second Defense Mapping Agency DEM. (c) Projection of aftershocks on N15°E striking vertical plane, perpendicular to first nodal plane of our focal mechanism (point (0,0) is at latitude 36°N, longitude 103°E). View, in vertical section, of proposed model for rupture at depth, compatible with faults surface-traces, our moment tensor solution, and slip-partitioning between coupled strike-slip and thrust faults. For consistency with aftershocks depths, main shock is plotted at SIL depth of 8 km.

amplitude spectra and P polarities on the final solution, we performed the inversion using surface wave amplitude spectra only. For each event, among the four equivalent solutions obtained in that case [Mendiguren, 1977], one did not differ significantly from the result of joint inversion of surface wave amplitude spectra and P wave first motion polarities. Its resolution, however, was much poorer than in the joint inversion. The azimuthal station coverage was very good for both studied earthquakes. The stability of our solutions in the case of a less favourable station distribution was finally tested. The inversion results did not change significantly by reducing by up to three the number of stations with good records of both Love and Rayleigh fundamental modes, as long as the stations covered an azimuthal sector of at least 90° E.

The method presented here thus shows encouraging results. It now has to be applied to a larger set of earthquakes to test its reliability in source parameters determination of $M_w \simeq 5.5$, and possibly even smaller, events.

1.3.5.2 Tectonic implications

This study sheds light on two interesting earthquakes in a major seismic gap area. The first one, the Tianzhu earthquake, is an off-fault event near a major fault-step in the center of the gap, the Tianzhu pull-apart basin. From the strike-slip mechanism we have calculated, the epicenter location from SIL and the locations of aftershocks recorded by a local network, which significantly differ from the Harvard centroid locations, and field-work, we propose two scenarios. They involve secondary structures NW of the pull-apart, in a slip transfer zone between two segments of the Haiyuan fault, which remains locked. Such secondary faults are commonly observed at the end of pull-aparts and dilational jogs, although geometries vary widely (see [Zachariasen and Sieh, 1995] and references therein). The occurrence of the earthquake close to a left step along the fault is probably not a coincidence. Previous studies (most recently [Kato *et al.*, 1999]) have shown that earthquakes can initiate where the fault trace presents bends and jogs, particularly extensional ones, such as pull-apart steps. We note that two other earthquakes of $M_l = 5$ and $M_l = 5.3$ (the corresponding M_l for the Tianzhu event is 5.6) occurred in 1956 and 1984, respectively [Chen *et al.*, 1991], the former event $\simeq 10$ km south-east of the 1996 epicenter, possibly on another structure, and the latter $\simeq 5$ km north of it, possibly also on a cross-fault (figure 1.3). Whether the Tianzhu event is due to a normal stress release in a large fault bend area with no further implication, or whether it implies, as well as the 2000 event, that the Haiyuan fault, after the 1986 and 1990 events (figure 1.3), is already in the preseismic part of its seismic cycle ([Gaudemer *et al.*, 1995]), preceding a future larger event, remains unclear.

We tentatively identify, for the first time, a N100-105°E south-dipping active thrust, north of the Huang Shui river, as the most likely source of the Yongden event, on the basis of the calculated thrust focal mechanism, evidence of local tectonic uplift and of a N100°E

geological contact, and the epicentral locations of the aftershocks recorded by the Chinese regional network. This thrust may be connected at depth with the strike-slip fault that runs south and west of Lanzhou, over a total length of perhaps 150 km, in part following the Huang Shui river. Though further field evidence of Holocene movement on both faults is needed, attention should be paid to this secondary thrust-strike-slip fault system. While it cannot be compared, in terms of size and rate, to the Haiyuan fault system, it is much closer to Lanzhou, one of the largest cities of central China. A major historical event ($M \simeq 7.2$) is reported in 1125 AD near Lanzhou [Gu *et al.*, 1989]. This study suggests that the fault system we have identified could be associated with this 1125 AD event. At a larger scale, the 1927, $M \simeq 8$ earthquake (figure 1.3) probably activated a similar system. It probably occurred on a décollement, linking at depth the sinistral Haiyuan fault and the south-dipping thrusts bounding the north flank of the Qilian Shan [Gaudemer *et al.*, 1995]. At an even greater scale, the whole Qilian Shan thrust system branches off the strike-slip Kunlun fault at depth, through a décollement, before rooting into a south-dipping subduction zone [Meyer *et al.*, 1998]. Such thrust-strike-slip systems thus appear to be typical of the tectonics of northeastern Tibet at all scales. The relationship between the Haiyuan and Lanzhou fault systems, one hundred kilometers apart, needs further investigation. One can wonder whether triggering of the Yongden event might result from Coulomb stress increase due to this century's major earthquakes along the Haiyuan fault, and what this might imply regarding present seismic hazard near the Tianzhu seismic gap.

1.3.6 Appendix A : Polarity smoothing before inversion

We consider a set of n P wave first motion polarities (noted +1 for compression and -1 for dilatation) observed at different seismic stations. We explore the space in all directions from the source, by sectors of small solid angle, and count the number of compression and dilatation polarities in each sector. If the number of polarities of one of the two classes is significantly larger than the number of opposite polarities, then the predominant polarity is attributed to the whole sector. If none of the two classes can be considered predominant (the decision criteria for this is detailed below), no polarity is used in the source parameter inversion for this sector. This procedure leads to smoothing of the initial polarities information.

We assume that, in each sector, polarities +1 and -1 appear randomly with the same probability $\frac{1}{2}$. If this hypothesis is true, then n_+ , the number of observed positive polarities in the sector, and $n_- = n - n_+$, the number of negative ones, are random values distributed according to a binomial law, with mean $M(n_+)$ and $M(n_-)$, respectively, of $\frac{1}{2}n$ and dispersion $D(n_+)$ and $D(n_-)$, respectively, of $\frac{1}{4}n$. We define m as $m = n_+ - n_- = 2n_+ - n$, random value, linear function of n_+ , $M(m) = 2M(n_+) - n = n - n = 0$ as its mean, $D(m) = 4D(n_+) = n$ as its dispersion and $\sigma(m) = \sqrt{n}$ as its standard deviation.

One class of polarity is defined as predominant if $|m|$ is larger than its standard deviation. As a result :

If $|m| \geq \sqrt{n}$ and $m > 0$, a polarity +1 is attributed to the whole sector,

if $|m| \geq \sqrt{n}$ and $m < 0$, a polarity -1 is attributed to the whole sector,

if $|m| < \sqrt{n}$, no polarities is used in the corresponding sector.

1.3.7 Appendix B : Selection and Uncertainty on Locations of Tianzhu event's aftershocks

Three different velocity models were tested when running HYPO71 [Lee and Lahr, 1975] : a reference regional velocity model from SIL, the same model but with P and S velocities of each layer increased of 5% then decreased of 5%. In the end, we only kept aftershocks with at least seven P or S travel time readings available and call "best epicenters" those whose epicenter location remains stable within ± 2 km when changing the velocity structure, and for which the convergence criteria of HYPO71 are low ($rms \leq 0.25s$, erh and $erz \leq 2km$), "best hypocenters" those whose depth, in addition, remains stable within ± 2 km. "Good epicenters" and "good hypocenters" are defined as above, replacing 2km by 5km and a 0.25s rms by a 0.4s rms. Best and good epicenters are plotted on figure 1.10a.

Acknowledgments This research was supported by the Institut Universitaire de France, while B. Bukchin and A. Mostinski visited the Institut de Physique du Globe de Paris. We thank Institut National des Sciences de l'Univers, Centre National de la Recherche Scientifique (Programme PNRN) and IGP (programme BQR) for supporting monitoring and sustained work along the western Haiyuan fault. B. Bukchin and A. Mostinski were also supported by a subcontract with Cornell University, Geological Sciences, under EAR-9804858 from the US National Science Foundation, by the Russian Foundation of Fundamental Research, project 99-05-64964, the International Science and Technology Center, project 1293-99, and INCO-COPERNICUS, contract ERBICI5CT960207. Reviews by T. Dahm and an anonymous reviewer helped considerably to clarify and improve the manuscript. We thank P. Ihmlé for having initiated this study and J.M. Gomez for helpful discussion. This is IGP contribution 1707 and INSU contribution 241.

1.4 Activité microsismique autour du segment lacune de la faille de Haiyuan

1.4.1 Le réseau sismologique de surveillance

1.4.1.1 Configuration et objectifs

La figure 1.17 montre la géométrie, évolutive au cours du temps, du réseau local installé autour de la lacune sismique et du réseau régional chinois (dans la province du Gansu uniquement). Les coordonnées des stations locales, estimées à partir des cartes topographiques chinoises au 1/50000ème, sont données dans le tableau 1.5.

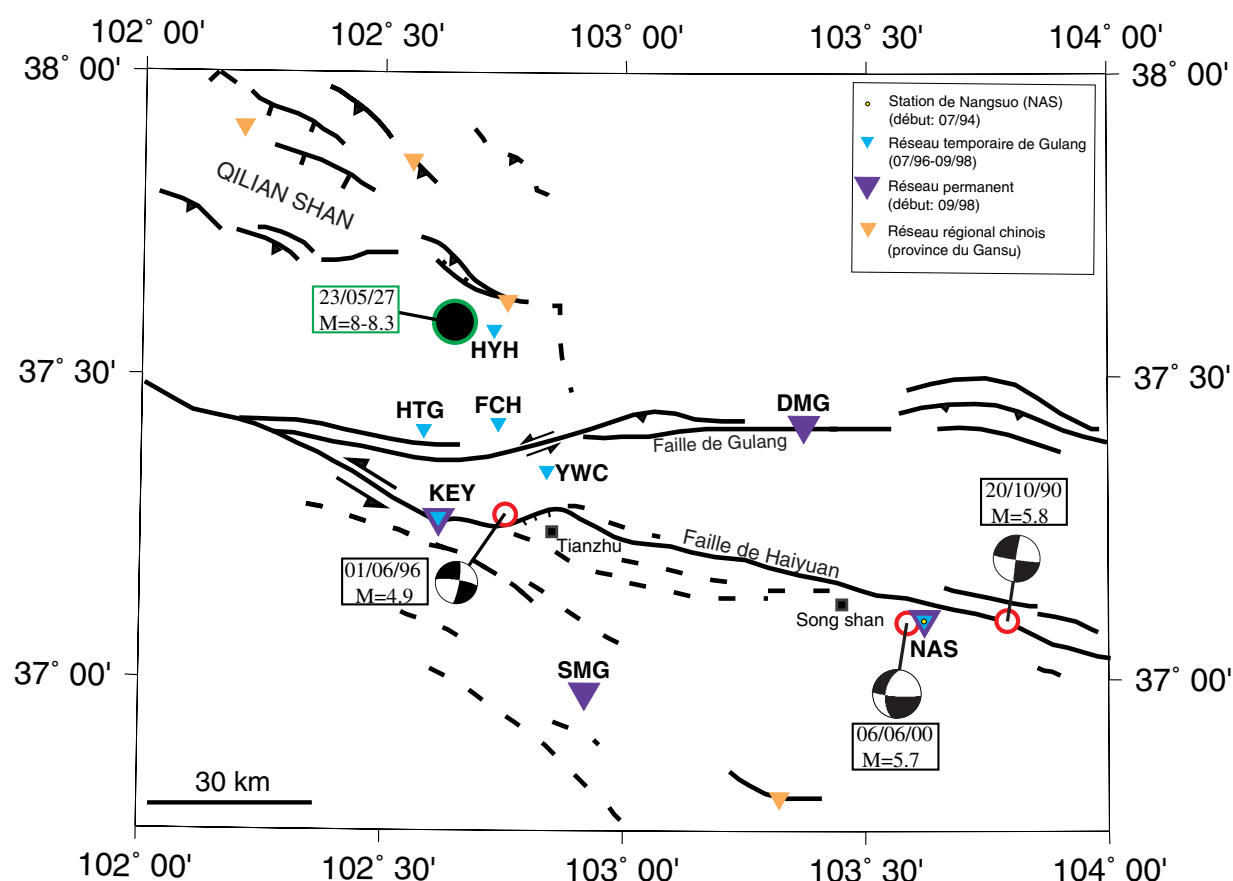


FIG. 1.17: Carte des stations sismologiques du réseau local de surveillance de la lacune sismique et du réseau régional chinois. Localisation des séismes de 1927 et 1990 d'après Gaudemer et al. [1995], localisation des séismes de 1996 et 2000 d'après, respectivement, Center for Analysis and Prediction, CSB [1989] et l'USGS.

TAB. 1.5: Coordonnées des stations du réseau local.

Station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Dates de fonctionnement
NAS	37.1007	103.6207	2740	À partir de 07/94
KEY	37.2667	102.6167	3320	À partir du 15/07/96
YWC	37.3433	102.8392	2620	Du 16/07/96 au 13/09/98
FCH	37.4233	102.7375	2400	Du 17/07/96 au 13/09/98
HTG	37.4117	102.5860	2540	Du 17/07/96 au 05/09/98
HYH	37.5773	102.7283	2050	Du 17/07/96 au 13/09/98
SMG	36.98	102.92	$\simeq 3000$	À partir du 14/09/98
DJX	37.42	103.37	2050	À partir du 15/09/98

Juillet 1994 - Juillet 1996 Une première station sismologique trois composantes (NAS) a été installée en Juillet 1994 près du village de Nangsuo en bordure nord-est du bassin de Songshan, à environ 3 km au sud de la faille et à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de l'épicentre du séisme du 20 octobre 1990 ($M_w = 5.8$).

Juillet 1996 - Septembre 1998 La station NAS a fonctionné seule jusqu'en Juillet 1996, jusqu'à l'acquisition de trois nouvelles stations et le prêt temporaire de deux stations supplémentaires, toutes à trois composantes également. Les cinq nouvelles stations ont été déployées en un sous-réseau dense (avec un espacement moyen entre les stations d'environ 20 km), afin de surveiller plus précisément la terminaison sud-est du massif des Qilian Shan (figure 1.17). Ce réseau temporaire ("réseau de Gulang"), à l'installation duquel j'ai participé moins d'un an après le début de ma thèse, avait deux objectifs essentiels :

(1) selon un modèle proposé par *Gaudemer et al.* [1995] (figure 1.18), les chevauchements en bordure sud-est des Qilian Shan, au nord de la faille de Haiyuan, s'enracinent en profondeur sur un même niveau de décollement à faible pendage sud, rejoignant à $\simeq 25$ km de profondeur la faille de Haiyuan. Le tremblement de terre de 1927 ($M \simeq 8$) aurait rompu les chevauchements les plus à l'est (figure 1.17). Ce modèle est basé essentiellement sur une analyse de la topographie et de la géologie. Le réseau de Gulang était destiné à tester ce modèle 3D de la zone de failles, en permettant l'enregistrement et la localisation d'éventuels séismes liés au niveau de décollement. Un réseau situé plus à l'ouest, plus au coeur du massif des Qilian Shan, aurait été mieux adapté mais l'accès au terrain aurait été plus difficile, voire impossible. De plus, nous avons prévu une seconde utilité au réseau temporaire, détaillée ci-dessous.

(2) le 1er Juin 1996, un séisme de magnitude $M_w = 5.2$ s'est produit, d'après la localisation issue du réseau régional chinois, à quelques kilomètres à l'ouest du bassin en pull-apart de Tianzhu (figure 1.17), en arrière du bassin. Les cinq stations du réseau de Gulang ont été disposées de manière à englober en partie la zone épicentrale de ce séisme

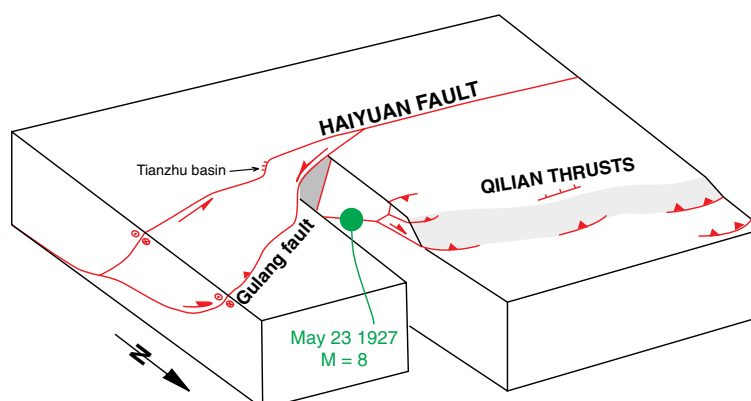


FIG. 1.18: Géométrie 3D de la zone de faille, d'après *Gaudemer et al.* [1995].

(en bordure sud-est du réseau), afin d'enregistrer des répliques, un mois et demi après le choc principal, et de mieux comprendre l'origine tectonique de ce séisme (paragraphe 1.3).

Septembre 1998 et au delà À partir de septembre 1998, le réseau a été réduit à quatre stations. Les stations de Nangسو (NAS) et Keyigou (KEY) ont été conservées. Deux nouveaux sites ont été choisis pour les deux autres stations, au nord de la faille, à proximité de la faille de Gulang (station DJX), et au sud de la faille (station SMG). Ce réseau de quatre stations ainsi redéployé encadre une partie de la lacune sismique, selon l'objectif initial du projet de surveillance instrumentale de cette lacune défini en 1994. L'espacement entre stations, de 50 km minimum, est cependant supérieur à celui escompté au départ, en raison des choix restreints de sites d'implantation des stations, aussi bien au nord qu'au sud de la faille. La précision à attendre sur la détermination des profondeurs d'éventuels séismes sur la lacune s'en trouve évidemment diminuée.

1.4.1.2 Descriptif des stations

Toutes les stations utilisées sont des vélocimètres à trois composantes de bande passante 2 Hz - 50 Hz, équipés d'enregistreurs de type REFTEK 16 ou 24 bits. Les trois composantes sont orientées positivement vers le nord, l'est et le bas pour toutes les stations, sauf NAS jusqu'au 7/11/94 inclus (ses composantes sont alors orientées positivement vers le nord, l'ouest et le bas). L'enregistrement est déclenché lorsque que le rapport signal sur bruit atteint un certain seuil (de l'ordre de 5), sur deux des composantes au minimum. En moyenne, la durée d'un enregistrement se situe entre 30 et 60s. La fréquence d'échantillonnage, pour tous les signaux, est de 5 ms, sauf aux stations du réseau permanent entre le 11 Décembre 98 (ou le 13 Janvier 99 à la station KEY) et le 7 Mai 99, où elle est réduite à 10 ms et même 20 ms en DJX, pour éviter des problèmes de stockage en mémoire des données.

1.4.2 Traitement des données

Au cours de mon DEA en 1995, j'ai analysé les données du 19 août au 8 octobre 1994, enregistrées par la seule station alors disponible, NAS (figure 1.17). Du fait de l'utilisation de cette seule station d'enregistrement, la localisation des séismes se faisait en utilisant les différences de temps d'arrivée entre la première phase de l'onde P et celle de l'onde S, la polarisation de la première phase de l'onde P et un modèle de vitesse approprié. Nous ne reviendrons pas sur les résultats de cette étude préliminaire et limitée, qui avait toutefois permis de mettre en évidence une zone de microsismicité à faible profondeur (inférieure à 10 km) à moins d'un kilomètre à l'est de la station [Lasserre, 1995], située, nous le rappelons, à proximité de l'épicentre du séisme de 1990 (figure 1.17). Les données présentées ici couvrent la période du 15 juillet 1996 au 15 juillet 1998, pendant le fonctionnement du réseau temporaire de six stations (figure 1.17). Une partie du traitement de ces données a été effectuée par Rong Dailu, professeur au Seismological Institute of Lanzhou, lors de deux séjours de quatre et trois mois à l'IPG de Paris. La figure 1.19 montre l'histogramme de la sismicité enregistrée aux stations du réseau local sur la période étudiée.

Le traitement préliminaire des données comprend la correction des dérives d'horloge des stations, la sélection des séismes enregistrés par au moins trois stations du réseau local et le pointé des temps d'arrivée des premières phases P et S de ces séismes, à l'aide du logiciel SAC (les erreurs de pointés sont estimées entre 0.01s et 0.02s pour l'onde P et entre 0.01s et 0.05s pour l'onde S). Un exemple de sismogrammes pour un séisme enregistré aux six stations du réseau est donné figure 1.20. La localisation des hypocentres et la détermination du temps origine des séismes sont ensuite effectuées à l'aide du programme HYPO71 [Lee and Lahr, 1975], par minimisation au sens des moindres carrés des écarts entre les temps de trajet hypocentre-station observés et théoriques, étant donnés les coordonnées des stations d'enregistrement (tableau 1.5), un modèle de vitesse (homogène, tabulaire), une profondeur focale initiale des séismes et les pointés des premières arrivées P et S.

Le modèle de vitesse utilisé est tiré de celui calculé par nos collaborateurs chinois pour la localisation des séismes enregistrés par leur réseau régional (tableau 1.6). L'épaisseur de croûte est d'environ 50 km, du même ordre que l'épaisseur de croûte sous le désert de Gobi [Ma, 1987] et en accord avec le contexte tectonique du nord-est du Tibet [Meyer et al., 1998]. Nous avons choisi un rapport V_p/V_s moyen de $1.73 \simeq \sqrt{3}$, valeur standard. Ce rapport est en accord avec les rapports V_p/V_s des différentes couches du modèle de vitesse chinois (tableau 1.6) et avec celui déterminé à partir de la méthode de Chatelain [Chatelain, 1978] (figure 1.21). Pour chaque séisme et chaque couple de stations i et j enregistrant ce séisme, les temps d'arrivée des ondes P et S aux stations i et j ($t_P^i, t_P^j, t_S^i, t_S^j$) sont reliés au rapport V_p/V_s par la relation

$$V_p/V_s = \frac{t_S^i - t_S^j}{t_P^i - t_P^j}.$$

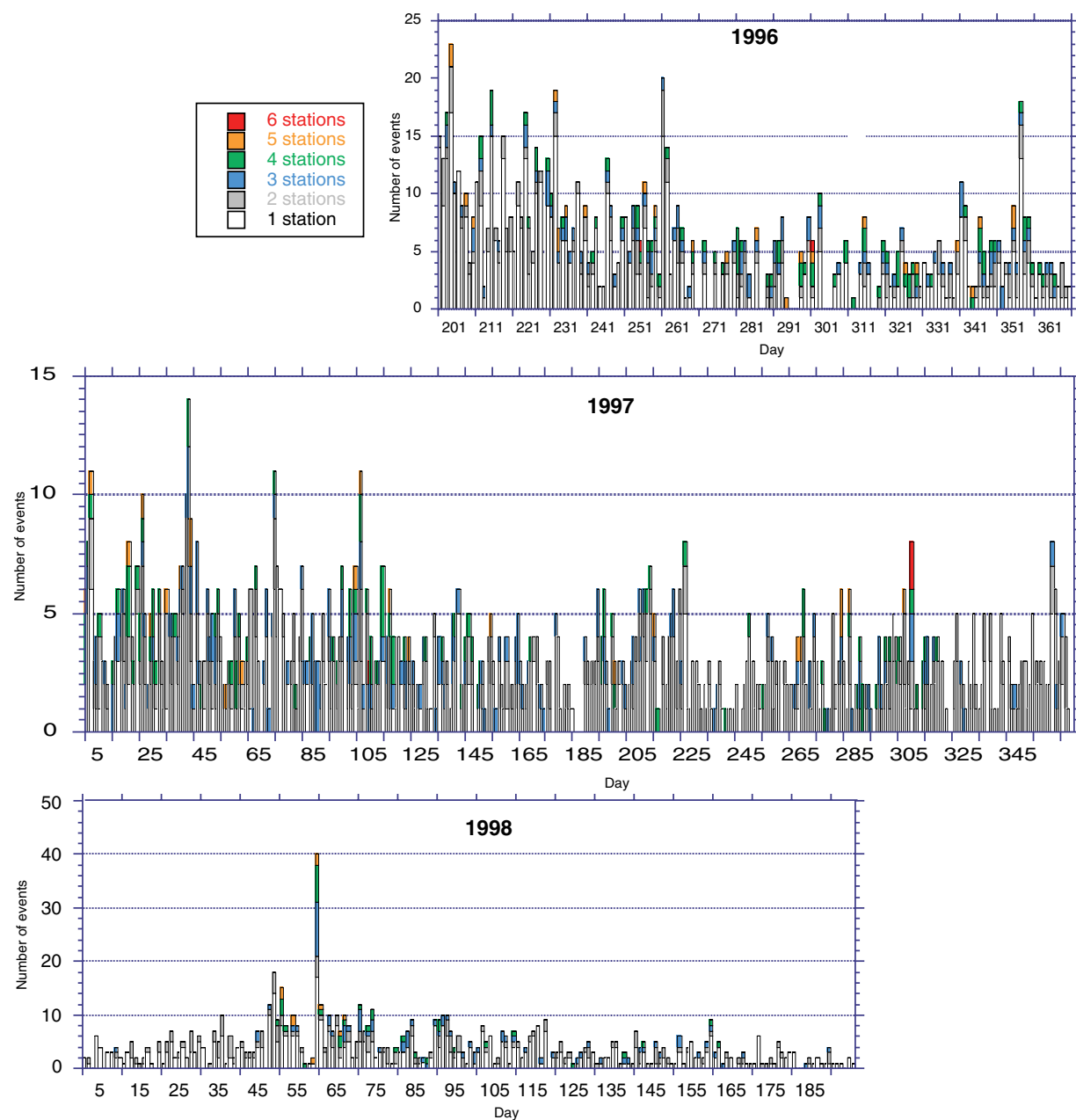


FIG. 1.19: Distribution temporelle des séismes enregistrés par 1 à 6 stations du réseau local du 15/07/96 (15 jours après le séisme de Tianzhu -01/06/96, $M_w=5.2$, figure 1.17-) au 15/07/98.

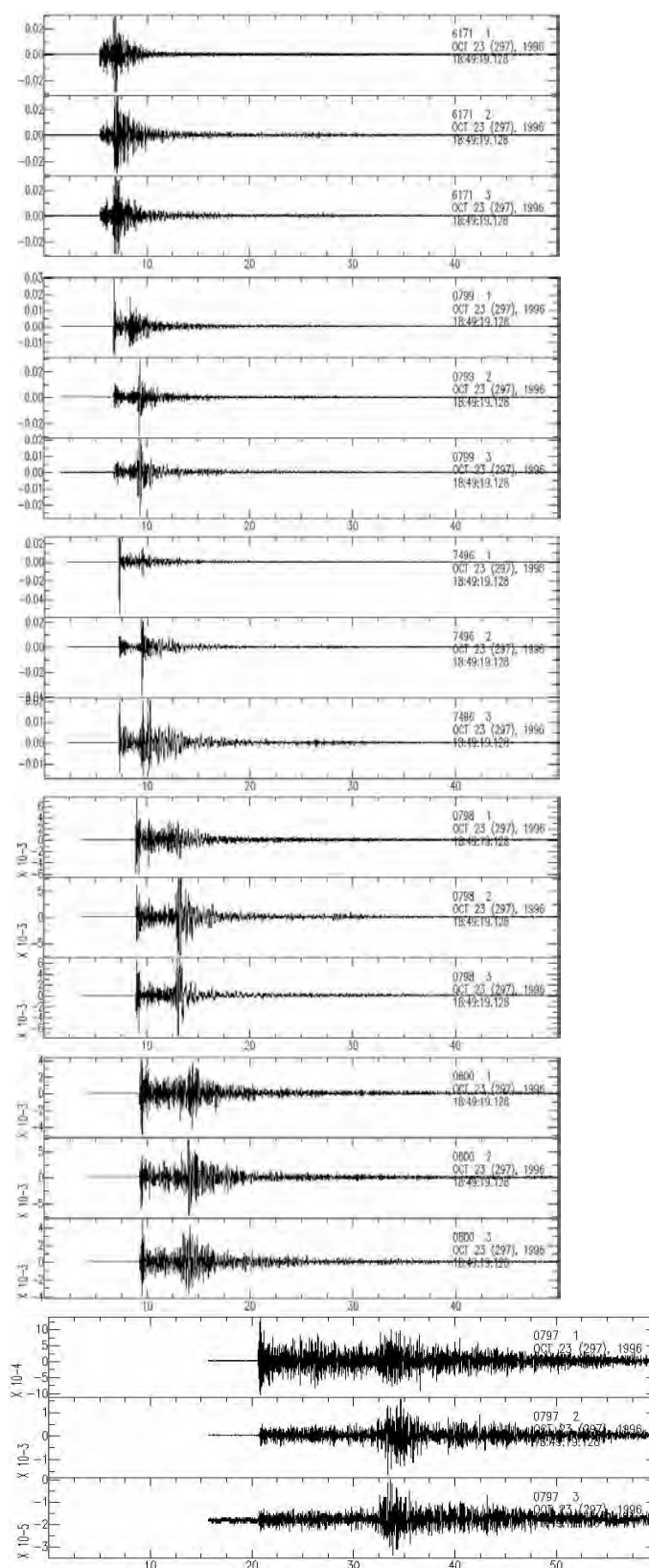


FIG. 1.20: Enregistrement d'un microséisme aux six stations du réseau local : HYH (6171), FCH (799), HTG (7496), YWC (798), KEY (800) et NAS (797), sur les composantes verticale (1), nord (2) et est (3). Ce séisme a également été enregistré par le réseau régional chinois (magnitude $M_l = 3.1$).

TAB. 1.6: Modèle de vitesse régional (fourni par le Seismological Institute of Lanzhou).

Profondeur	Vp	Vs	Vp/Vs
(km)	(km/s)	(km/s)	
0 ⁽¹⁾	5.08 ⁽¹⁾	2.9 ⁽²⁾	1.752 ⁽²⁾
1.1 ⁽¹⁾	5.9 ⁽¹⁾	3.5 ⁽²⁾	1.686 ⁽²⁾
6.9 ⁽¹⁾	6.06 ⁽¹⁾	3.57 ⁽²⁾	1.695 ⁽²⁾
21.0 ⁽¹⁾	6.51 ⁽¹⁾	3.77 ⁽²⁾	1.727 ⁽²⁾
51.9 ⁽¹⁾	8.17 ⁽¹⁾	4.62 ⁽²⁾	1.768 ⁽²⁾

⁽¹⁾ Valeurs utilisées pour les localisations des séismes enregistrés par le réseau local.

⁽²⁾ Valeurs non utilisées - nous choisissons $Vp/Vs = 1.73$.

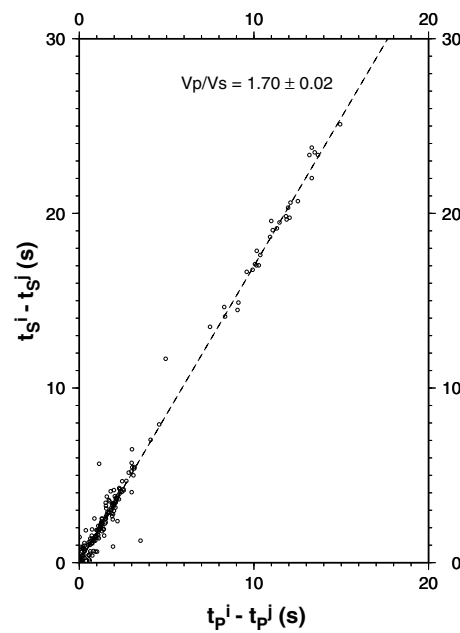


FIG. 1.21: Diagramme de Chatelain permettant d'estimer le rapport Vp/Vs (voir texte) [Chatelain, 1978].

En représentant $t_S^i - t_S^j$ en fonction de $t_P^i - t_P^j$ pour tous les séismes enregistrés et tous les couples de stations (figure 1.21), on trouve en effet, par régression linéaire, un rapport V_P/V_S de 1.70 ± 0.02 . Nous avons fixé la profondeur focale initiale des séismes à 10 km. L'influence du choix du modèle de vitesse et de cette profondeur initiale sera discutée au paragraphe 1.4.3.1. À noter enfin qu'à partir du 03/07/97, le GPS de la station HYH ayant cessé de fonctionner, nous n'avons utilisé à cette station que la différence entre le temps d'arrivée de la première onde S et celui de la première onde P pour la localisation des séismes, et non les temps d'arrivée absolus de chacune de ces ondes.

1.4.3 Localisation des séismes entre Juillet 1996 et Juillet 1998

Au total, 527 événements enregistrés par au moins trois stations du réseau local ont été localisés⁴. Seuls 200 événements sur ces 527, enregistrés par au moins quatre stations et avec au moins 7 lectures de phases P ou S, ont été retenus pour la suite de l'analyse. La figure 1.22 représente les localisations "brutes" de ces 527 et 200 événements. Elle peut être comparée à la figure 1.2 montrant la sismicité enregistrée par le réseau régional chinois sur un intervalle de temps un peu plus grand (22/08/94-31/07/98). Ces premières localisations mettent une fois encore en évidence une forte activité sismique au sud de la bordure est des chevauchements du Qilian Shan, dans la région épicertrale du séisme de 1927 (figure 1.17), au nord de la faille de Gulang. Le sud-ouest de cette région, certes hors de la zone couverte par notre réseau, semble au contraire dénué de sismicité. Dans la région encadrée par le réseau de Gulang (figure 1.22b), une zone de sismicité située à quelques kilomètres au nord de la faille de Haiyuan est également visible. En particulier, un essaim de séismes immédiatement au nord-ouest du bassin en pull-apart de Tianzhu, est constitué des répliques du séisme du 1er Juin 1996 ("séisme de Tianzhu", $M_w=5.2$, figure 1.17). Entre Tianzhu et Songshan, le long du segment du Maomao Shan de la faille principale de Haiyuan, aucun séisme ne semble avoir été enregistré (figure 1.22a). Au sud de ce segment en revanche, le long d'une branche secondaire de la faille, trois séismes ont pu être localisés. Plus à l'est, dans la région des séismes de 1990 et 2000 (figure 1.17), on observe également plusieurs événements sur les différentes branches de la faille. Enfin, quelques événements semblent s'aligner le long de la faille de Gulang, dont certains localisés dans la zone de connection entre les failles de Haiyuan et Gulang. Pour aller plus loin dans l'interprétation de ces données, il nous faut maintenant essayer d'évaluer la précision des localisations calculées.

⁴Parmi ces événements, 115 ont été enregistrés par la station NAS, 359 par KEY, 450 par YWC, 351 par HTG, 474 par FCH et 113 par HYH (figure 1.17).

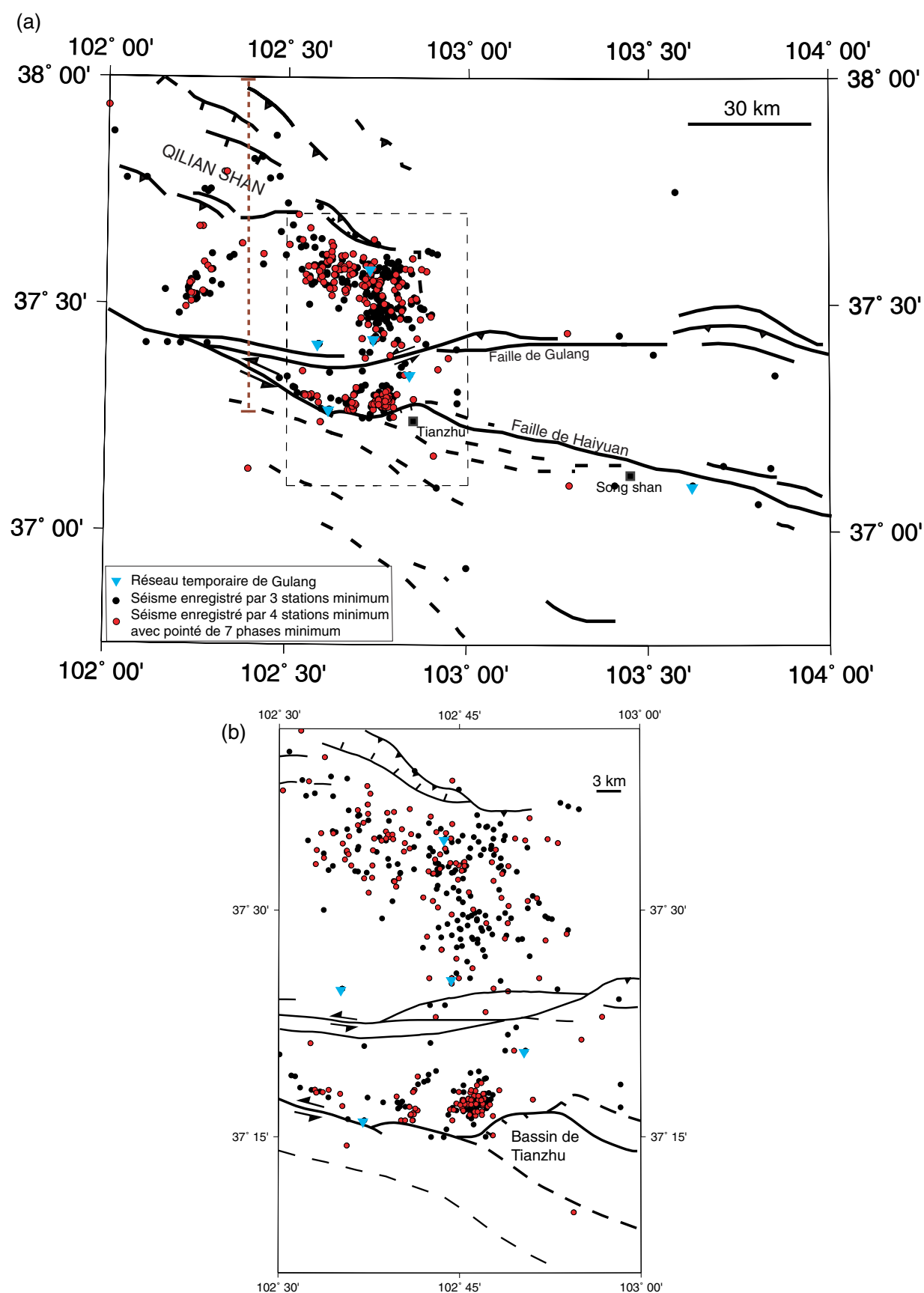


FIG. 1.22: Localisation des événements enregistrés par au moins trois stations du réseau local entre le 15/07/96 et le 15/07/98. Le cadre en pointillés sur la figure (a) marque le contour de la figure (b). Le trait de coupe marron en pointillés indique la position de la coupe géologique de la figure 1.31.

1.4.3.1 Qualité des localisations

Le programme HYPO71 fournit en sortie des erreurs formelles sur la position épacentrale (ERX, ERY) et la profondeur (ERZ) des séismes. Ces erreurs ne reflètent pas les incertitudes réelles sur la localisation des séismes mais la qualité de la convergence vers la localisation calculée⁵. HYPO71 définit également des classes de séismes, suivant la qualité de leur localisation, estimée pour chaque séisme en fonction des erreurs formelles ERX, ERY et ERZ, de la RMS des résidus temporels (racine carrée de la moyenne, sur toutes les stations, des carrés des résidus sur les temps de trajet hypocentre-station - observés moins calculés -), de la répartition azimuthale des stations autour du séisme et du rapport distance à la station la plus proche sur profondeur du séisme. Pour les 200 séismes sélectionnés (avec plus de 7 phases P ou S pointées), nous avons préféré effectuer nos propres tests de qualité des localisations et définir nos propres critères de sélection des événements les mieux contraints, selon une méthode inspirée de *Jacques et al.* [1999].

Nous avons testé en particulier **l'influence du choix du modèle de vitesse et de la profondeur focale initiale sur les localisations**. À partir du seul modèle de vitesse dont nous disposions (V0, tableau 1.6), quatre autres modèles de vitesse ont été créés artificiellement, en augmentant ou diminuant la vitesse des ondes P et S pour chacune des couches de V0 de +5% (V+5%), -5% (V-5%), +10% (V+10%), et -10% (V-10%). De nouvelles localisations des séismes, à partir de chacun de ces modèles, ont été calculées et comparées aux localisations avec V0, la profondeur focale initiale étant fixée à 10 km. De tous les modèles, V0 est celui pour lequel la RMS moyenne sur l'ensemble des séismes est la plus faible, la valeur "pic" de l'histogramme de RMS est la plus faible et le pourcentage d'événements dont la RMS est égale à cette valeur pic est la plus élevée (figure 1.23). Il apparaît également que le critère de convergence vers la position épacentrale ($ERH = \sqrt{ERX^2 + ERY^2}$) est meilleur pour V0 que pour les autres modèles (ERH moyen et valeur pic de l'histogramme de ERH parmi les plus faibles pour V0, pourcentage d'événements à cette valeur pic le plus fort pour V0) (figure 1.24a à d). Nous vérifions ainsi que le modèle V0 est bien adapté à la localisation des séismes enregistrés par le réseau local. Concernant le critère de convergence vers la profondeur, ERZ, seule la valeur pic de l'histogramme de ERZ est sensiblement plus faible pour V0 que pour les autres modèles (figure 1.24e à h).

Si l'on fait varier la profondeur focale initiale (Dini) entre 4 et 25 km (nous avons testé les profondeurs 4, 10, 16 et 25 km), V0 étant le modèle de vitesse utilisé, on constate que les RMS, ERH, et ERZ moyens, restent pratiquement stables quelque soit la profondeur testée (figures 1.25a à c), et que moins de 7% des séismes restent bloqués à la profondeur initiale. La figure 1.26 montre, pour chaque séisme, les différences de position épacentrale (ΔH) et de profondeur (ΔZ) entre une localisation calculée pour Dini = 10 km et une localisation calculée pour Dini = 4, 16 ou 25 km. Les positions épacentrales des séismes obtenues pour

⁵Plus exactement, elles représentent les ajustements sur la position hypocentrale qu'il y aurait à effectuer en cas d'itération supplémentaire dans la procédure de localisation.

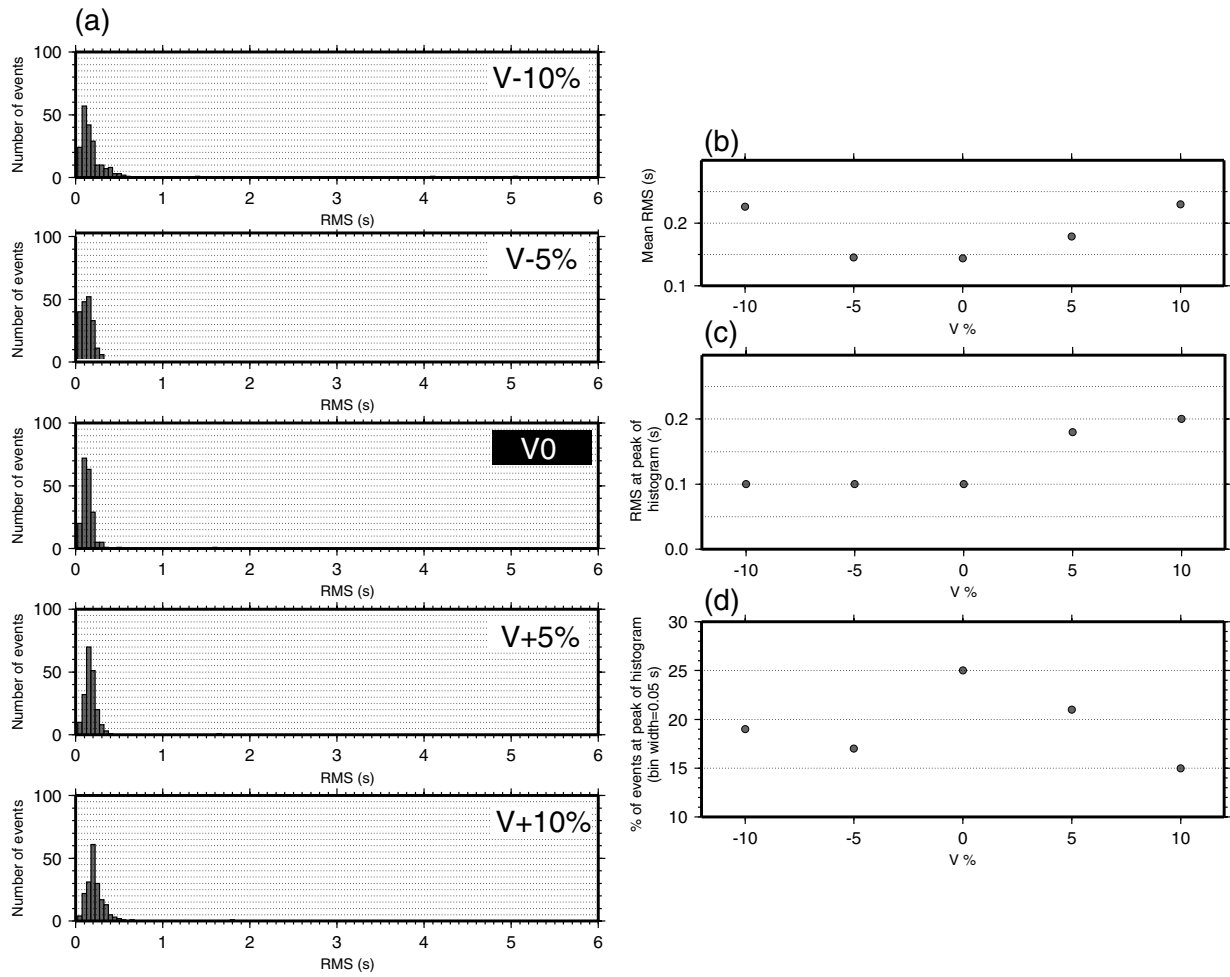


FIG. 1.23: (a) Distribution des RMS des résidus sur les temps de trajet hypocentre-station, (b) RMS moyen, (c) valeur pic de l'histogramme de RMS et (d) pourcentage d'événements de RMS égale à cette valeur pic, en fonction du modèle de vitesse utilisé.

les différentes profondeurs initiales sont semblables à ± 5 km près pour tous les événements sauf un et à ± 2 km près pour 80% des événements, voire 90% si l'on compare uniquement les solutions avec Dini = 10, 16 et 25 km. Quant aux profondeurs des séismes, elles restent stables à ± 5 km pour 95 % des séismes et à ± 2 km pour 90 % ou 35 % des séismes, respectivement sans tenir compte ou en tenant compte des localisations avec Dini = 4km. La détermination de la profondeur des séismes apparaît donc plus sensible au choix de la profondeur focale initiale que la détermination de leur position épicentrale. Il semble que les profondeurs estimées à partir d'une profondeur initiale inférieure à 7 km (profondeur d'une interface du modèle de vitesse utilisé, tableau 1.6) soient en moyenne inférieures de 2 à 3 km par rapport aux profondeurs estimées à partir d'une profondeur initiale supérieure à 7 km (figure 1.26b). En fait, pour toute profondeur initiale inférieure à 7 km, 30 à 35% des événements restent bloqués autour de la profondeur de l'interface à 7 km (entre 6 et 8 km),

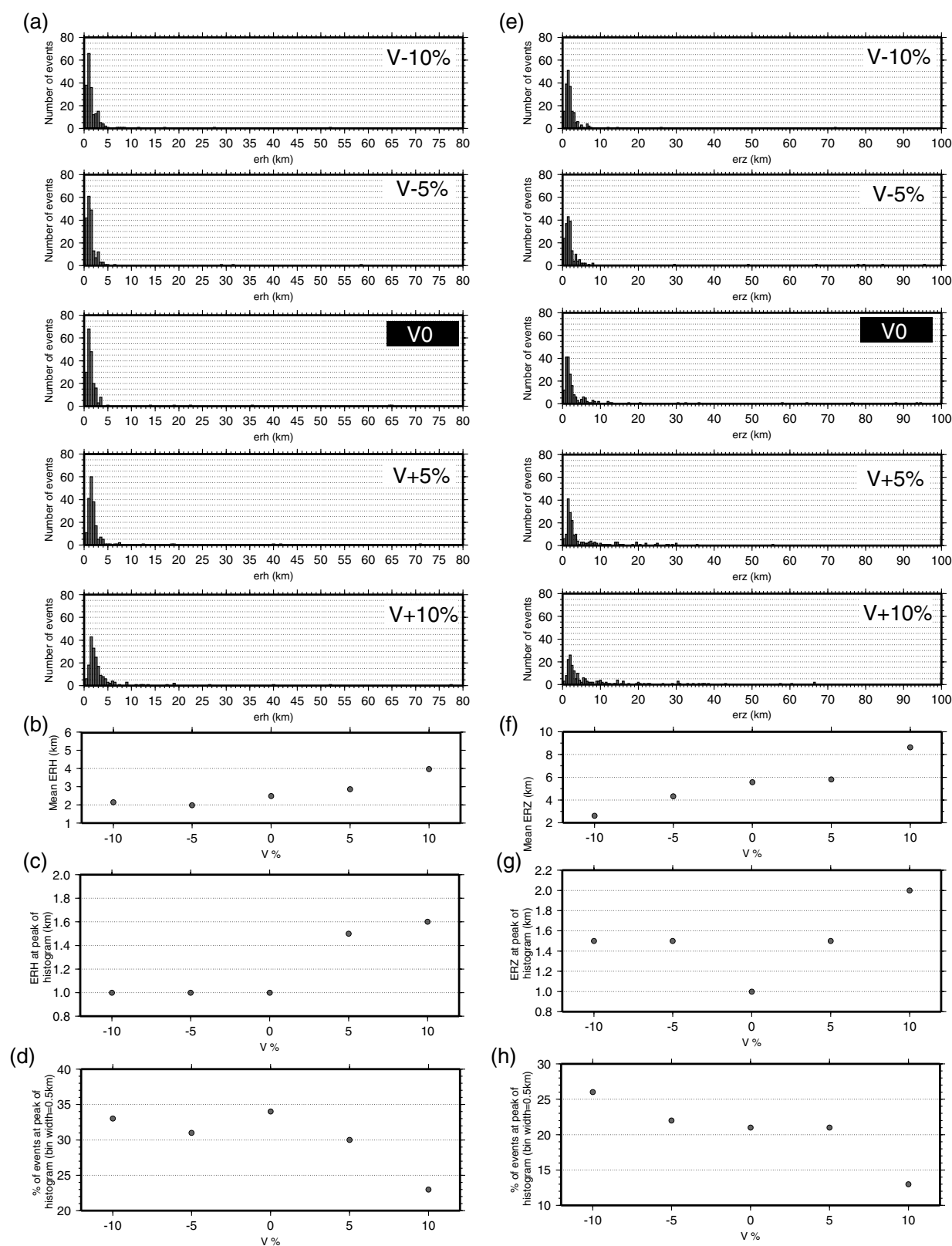


FIG. 1.24: Distribution des critères de convergence des localisations dans le plan horizontal et vertical, respectivement ERH (a) et ERZ (e), ERH et ERZ moyens (b) et (f), valeur pic des histogrammes de ERH et ERZ (c) et (g) et pourcentage d'événements avec ERH et ERZ égaux à leur valeur pic respective (d) et (h), en fonction du modèle de vitesse utilisé.

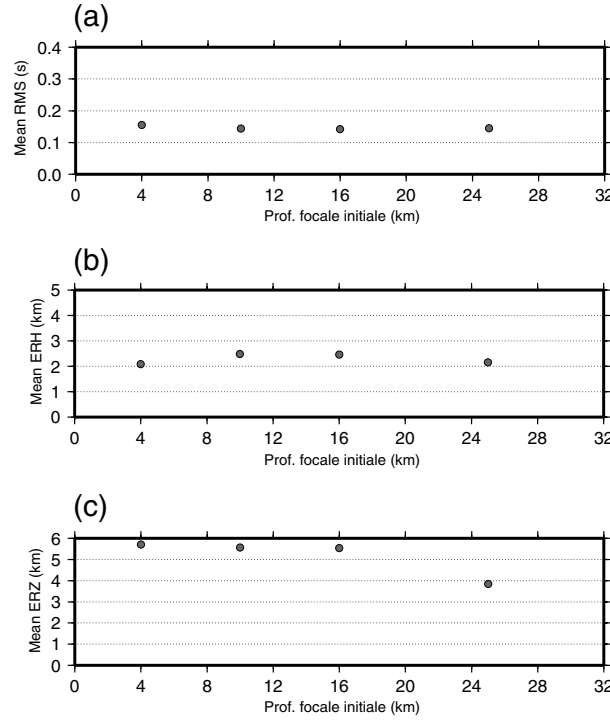


FIG. 1.25: (a) Critères de minimisation (RMS), et (b) et (c) de convergence (respectivement, ERH et ERZ) moyens des localisations obtenues à partir de différentes profondeurs focales initiales, variant entre 4 et 25 km.

contre seulement 20% pour toute autre profondeur initiale. Les localisations sur lesquelles nous nous baserons pour la suite sont celles déterminées avec $Dini = 10$ km (profondeur de l'ordre de celle attendue pour les séismes étudiés), qui restent stables à moins de 5 km près (dans le plan horizontal et vertical) quelle que soit la profondeur initiale choisie.

Pour les événements restants, nous avons finalement étudié la stabilité de leur localisation en fonction du modèle de vitesse (V_0 , $V+5\%$ ou $V-5\%$). Pour chaque séisme, nous avons calculé les distances horizontales (ΔH) et la différence de profondeur (ΔZ) entre deux localisations calculées pour deux modèles de vitesse différents (figure 1.27). Nous avons alors défini différentes classes d'événements, suivant la sensibilité de leur position au choix du modèle de vitesse. Nous avons sélectionné, parmi les séismes avec plus de 7 phases P ou S pointées, les événements les plus stables, considérés comme les mieux contraints, répartis en quatre classes suivant les critères présentés tableau 1.7. Ont été distingués notamment les événements dont seule la position épacentrale est bien déterminée et ceux pour lesquels ET la position épacentrale ET la profondeur sont bien déterminées. La figure 1.28 montre la localisation de ces événements, et, pour ceux enregistrés également par le réseau régional chinois, leur magnitude locale, calculée par nos collègues chinois, variant entre $\simeq 0.5$ et 4. On notera que les "meilleurs épacentres et hypocentres" sélectionnés ont aussi une position (respectivement épacentrale et hypocentrale) stable à moins de 2 km près s'ils sont

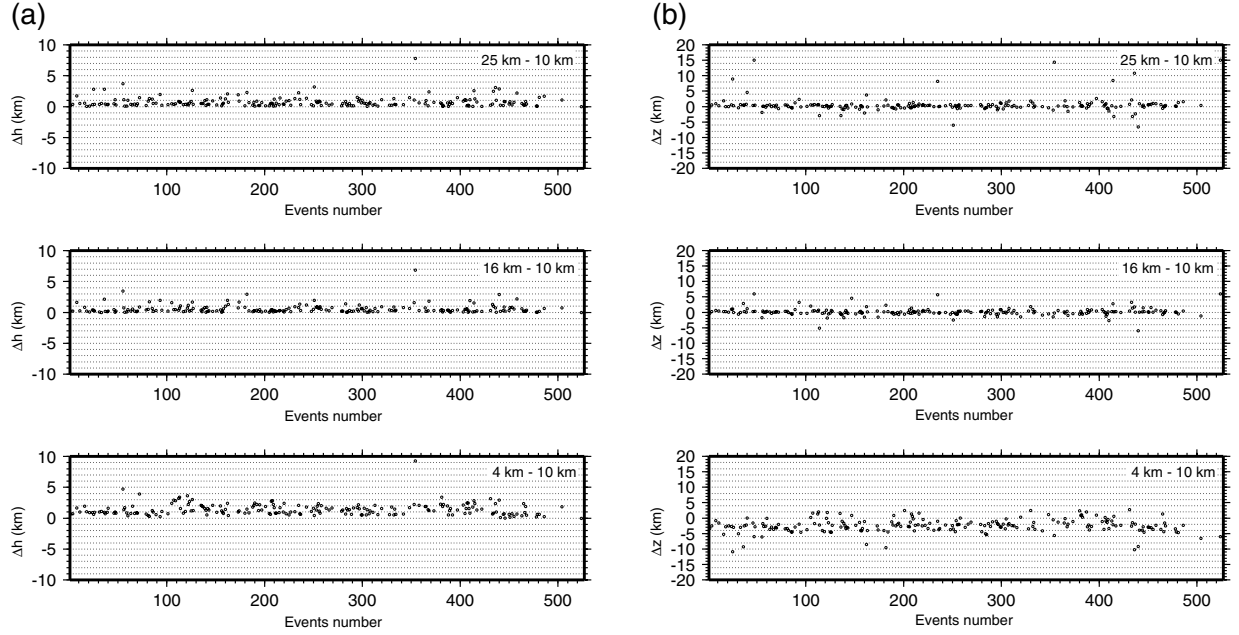


FIG. 1.26: (a) Différences de position épacentrale (ΔH) et (b) de profondeur (ΔZ) de chaque séisme entre une localisation déterminée pour $Dini = 10$ km et une localisation calculée pour $Dini = 4, 16$ ou 25 km.

localisés à partir d'une profondeur focale initiale de 16 ou 25 km, plutôt que 10 km. Avec une profondeur focale initiale de 4 km, tous les "meilleurs épacentres" ont une position épacentrale qui diffère de moins de 3 km de la position calculée avec $Dini = 10$ km, dont 95% restent stables à moins de 2 km près. Seulement 55% des "meilleurs hypocentres" en revanche ont une profondeur finale pour $Dini = 4$ km qui diffère de moins de 3 km de celle estimée pour $Dini = 10$ km, dont 10% avec une profondeur stable à moins de 2 km près (les 45% d'événements restants ont une profondeur finale plus faible de 3 à 5 km pour $Dini = 4$ km que pour $Dini = 10$ km).

En conclusion, les localisations des épacentres des séismes des classes 1 à 4 (figure 1.28) apparaissent suffisamment précises (à environ 2 à 5 km près) pour donner une représentation correcte de la sismicité dans la zone étudiée. Même après sélection des événements les mieux contraints, on retrouve les grands traits de la distribution spatiale de la sismicité décrite d'après la figure 1.22 : (1) une zone de sismicité associée aux chevauchements de la bordure sud-est des Qilian Shan, au nord de la zone couverte par le réseau local, (2) des séismes à proximité de la faille de Haiyuan, dont les répliques du séisme de Tianzhu du 01/06/96 ($M_w = 5.2$), organisées en essaim au nord-ouest du bassin en pull-apart de Tianzhu. Ces répliques nous ont permis de préciser l'origine tectonique du séisme de Tianzhu, étudié plus en détail au paragraphe 1.3. Nous allons maintenant nous intéresser plus particulièrement à la distribution en profondeur des séismes, à partir de l'analyse des séismes de la classe 1 ("meilleurs hypocentres").

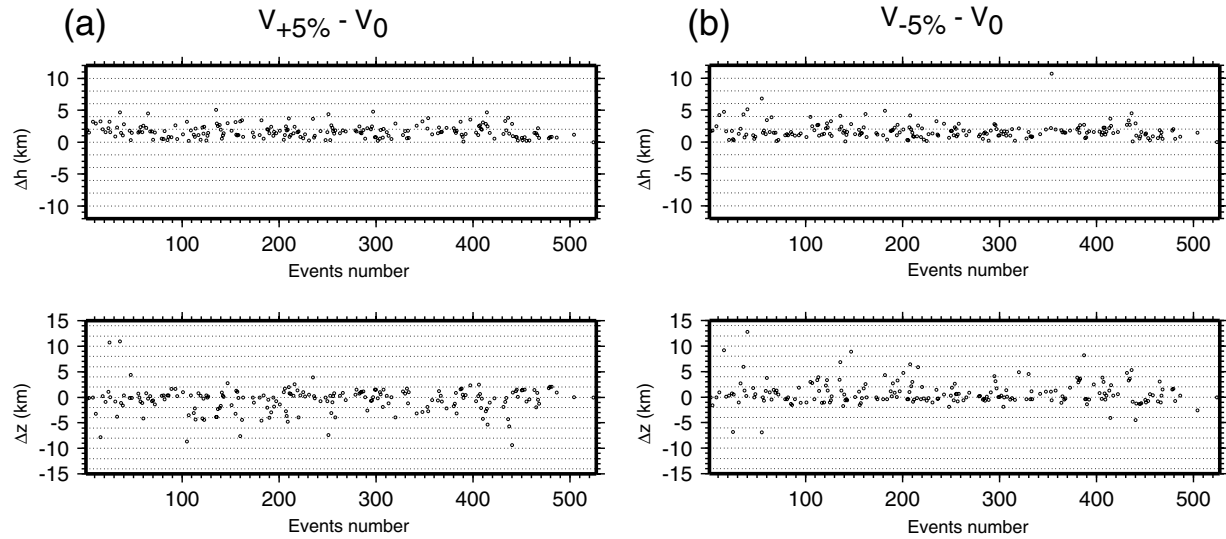


FIG. 1.27: Différences de position épacentrale (ΔH) et de profondeur (ΔZ) de chaque séisme entre (a) deux localisations déterminées avec pour modèle de vitesse respectivement V_0 et $V+5\%$ et (b) deux localisations déterminées avec pour modèle de vitesse respectivement V_0 et $V-5\%$.

TAB. 1.7: Définition des classes d'événements les mieux contraints

	Classe 1	Classe2	Classe 3	Classe 4
	"Meilleurs hypocentres"	"Meilleurs épacentres"	"Bons hypocentres"	"Bons épacentres"
RMS	≤ 0.25 s	≤ 0.25 s	≤ 0.4 s	≤ 0.4 s
ERH	≤ 2 km	≤ 2 km	≤ 5 km	≤ 5 km
$ \Delta H ^{(1)}$	≤ 2 km	≤ 2 km	≤ 5 km	≤ 5 km
ERZ	≤ 2 km	-	≤ 5 km	-
$ \Delta Z ^{(1)}$	≤ 2 km	-	≤ 5 km	-
Z	$\neq 10$ km ⁽²⁾	-	$\neq 10$ km ⁽²⁾	-
Nb de séismes	85	107	144	192

(1) Entre $V-5\%$ et V_0 ET $V+5\%$ et V_0 .

(2) Profondeur focale initiale.

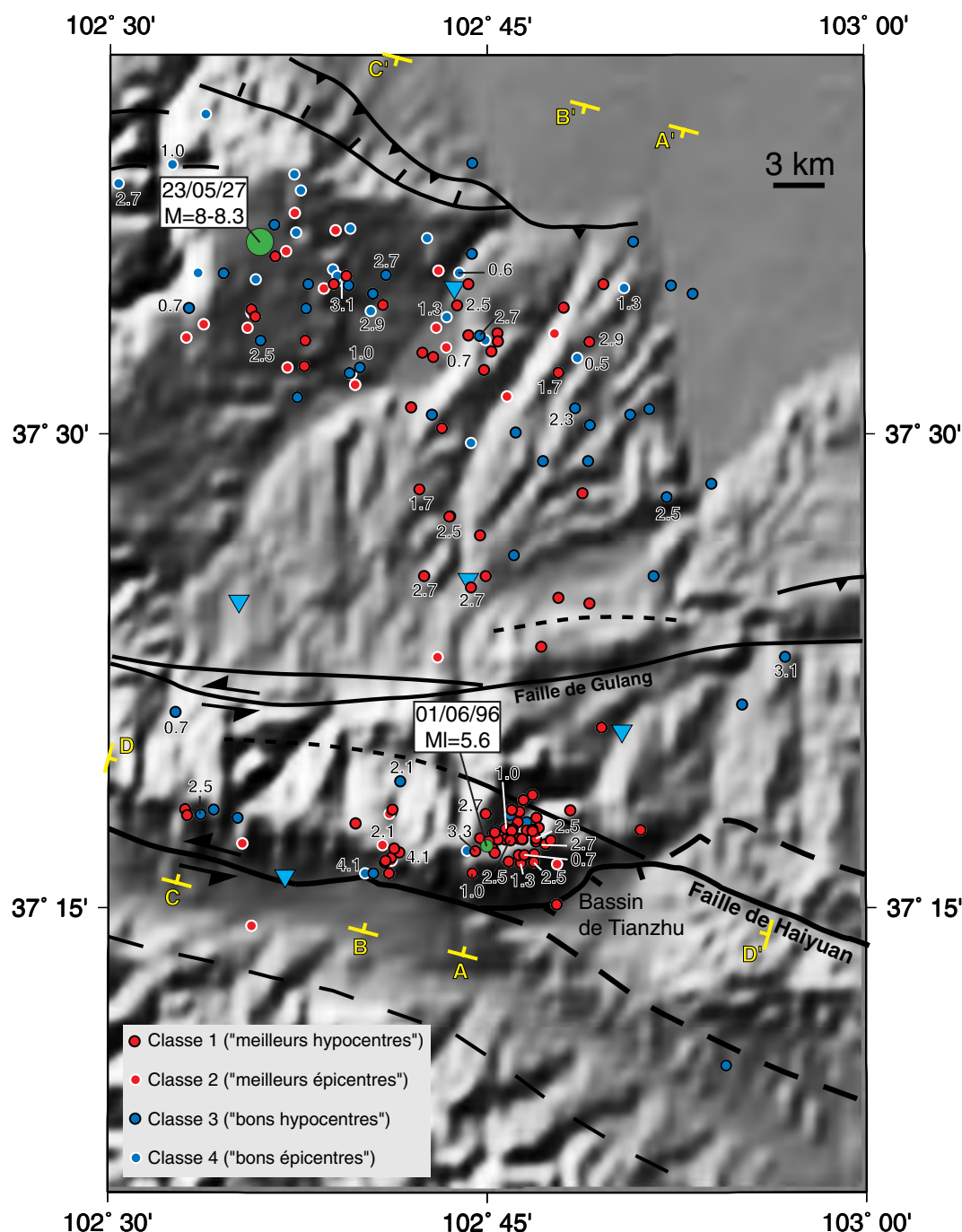


FIG. 1.28: Carte des séismes enregistrés par le réseau local (4 stations minimum, 7 pointés de phases P ou S minimum) dont les localisations sont les mieux contraintes. On distingue quatre classes d'événements, suivant les critères définis dans le tableau 1.7, dont la position épacentrale et la profondeur ont une précision de l'ordre de 2 km ("meilleurs épacentres et hypocentres") à 5 km ("bons épacentres et hypocentres"). Pour les séismes enregistrés également par le réseau régional chinois, leur magnitude locale est indiquée. Sont notées en jaune les limites des profils AA', BB', CC' et DD' présentés plus loin. La localisation du séisme du 01/06/96 est donnée par le Seismological Institute of Lanzhou, celle du séisme de 1927 est tirée de Repetti [1928].

1.4.3.2 Géométrie en profondeur de la zone de failles

Sur la figure 1.29, trois coupes verticales sériées (localisées figure 1.28), de direction N15E, perpendiculaires à la faille de Haiyuan et aux chevauchements de la bordure sud-est des Qilian Shan ("Dong Qingding thrusts", DQT) montrent la projection dans le plan vertical des "meilleurs hypocentres" situés à des distances horizontales de moins de 5 km (profils AA', BB') ou 7 km (profil CC') de chaque profil vertical. Les topographies correspondantes sont reportées ainsi que les traces des failles en surface. Une interprétation de la structure des failles en profondeur est proposée. La figure 1.30 représente une coupe synthétique, avec projection dans le plan vertical de l'ensemble des "meilleurs hypocentres", le long du profil BB'. Pour chacune de ces coupes, nous avons séparé les événements en deux sous-groupes : ceux dont la profondeur finale reste stable à ± 2 km près quelque soit le modèle de vitesse testé et pour des profondeurs focales initiales de 10, 16 ou 25 km, ou à $\pm 2/-5$ km près si la profondeur focale initiale est de 4, 10, 16 ou 25 km (en noir sur la figure), et ceux dont la profondeur finale reste stable à ± 2 km près quelque soit le modèle de vitesse testé et pour des profondeurs focales initiales de 10, 16 ou 25 km, et à $\pm 2/-3$ km près si la profondeur focale initiale est de 4, 10, 16 ou 25 km (en rouge sur la figure). Nous rappelons que leur précision en position épicertrale est estimée à ± 2 à 3 km.

On peut remarquer tout d'abord que la profondeur maximale des séismes, compte tenu de la précision des localisations, est de l'ordre de 20 km. La sismicité se limite donc à la partie supérieure de la croûte, dont l'épaisseur est d'environ 50 km. À proximité de la faille de Haiyuan, les séismes semblent se concentrer sur ou en arrière de la faille, au nord de celle-ci, à des profondeurs entre 10 et 15 km. C'est le cas notamment des répliques du séisme de Juin 96, trop dispersées (figures 1.28, 1.29a et d) pour qu'il soit possible de les associer clairement à un plan de faille, et des quelques événements alignés globalement N15E, à $\simeq 5$ km à l'ouest des répliques de 96 (crise sismique de mars 98), également difficilement associables à des structures tectoniques connues. Nous avons toutefois proposé une interprétation possible de ces événements, en relation avec la rupture en décrochement du séisme de Juin 1996, au paragraphe 1.3 (figure 1.10). Aucune sismicité plus superficielle le long des failles de Haiyuan et Gulang ne semble exister, même en considérant des événements moins bien contraints en profondeur. La trace de ces failles en profondeur n'est donc qu'interprétative, basée notamment sur le pendage des failles observé en surface [Gaudemer *et al.*, 1995, figures 2a et 3]. Les séismes les moins profonds, entre 3 et 10 km de profondeur, sont ceux situés les plus au nord de la zone étudiée (figures 1.29b et c) et semblent associés au chevauchement frontal de Dong Qingding. La distribution des séismes, latéralement et en profondeur, apparaît finalement compatible avec l'existence d'un niveau de décollement reliant ce chevauchement aux failles décrochantes de Gulang et Haiyuan, à une profondeur d'environ 15 à 20 km (figure 1.30) et en accord avec la structure proposée par [Gaudemer *et al.*, 1995] (figures 1.31 et 1.18). Le tracé de ce décollement et des connections décollement - failles décrochantes reste cependant peu précis, du fait notamment des incertitudes sur nos localisations, du faible nombre de séismes et probablement du type

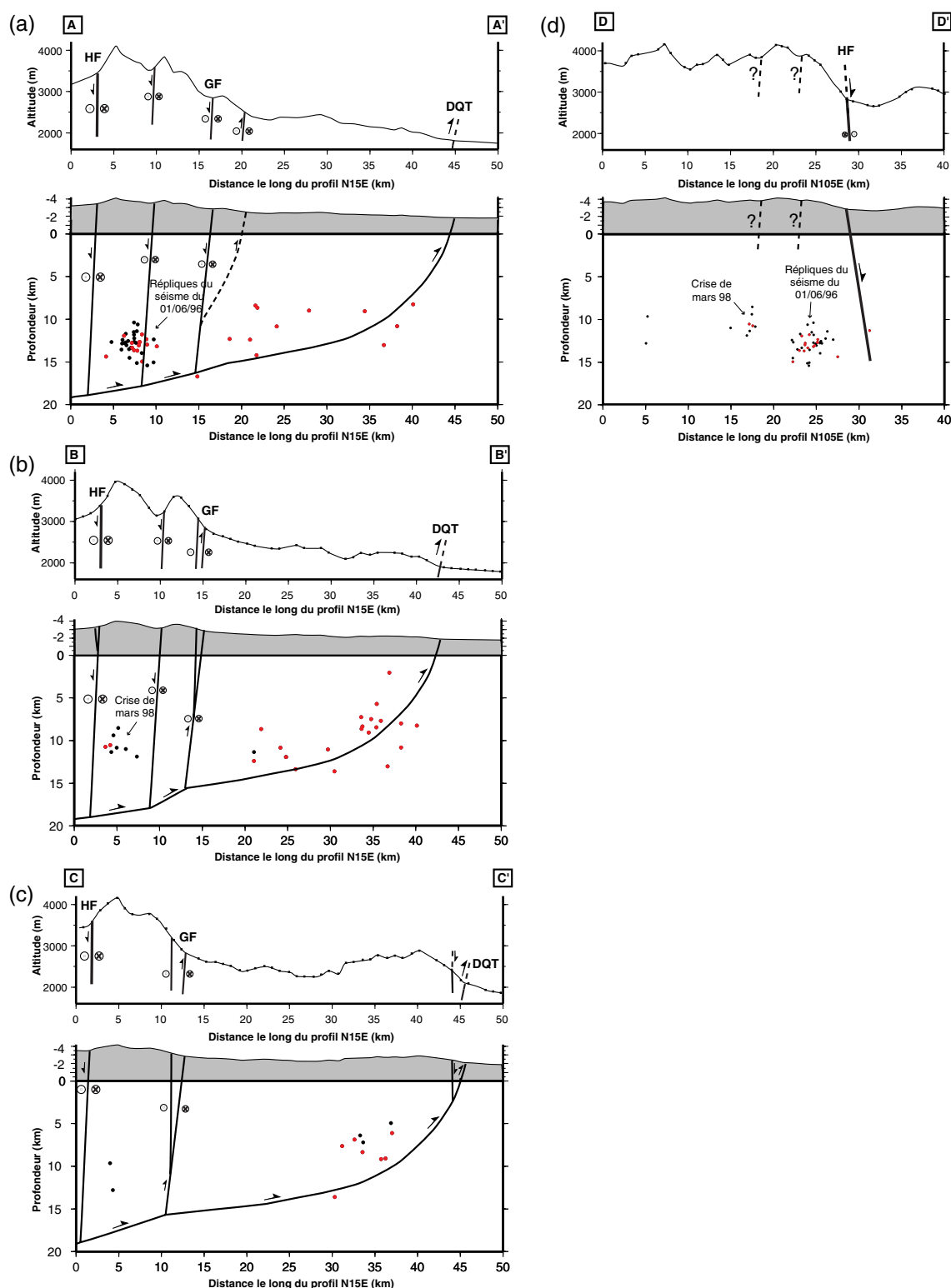


FIG. 1.29: Projection dans le plan vertical des "meilleurs hypocentres" le long des profils (a) AA' , (b) BB' , (c) CC' et (d) DD' - figure 1.28 - (distance horizontale des séismes par rapport aux profils verticaux respectivement de ± 5 km, ± 5 km, ± 7 km et ± 6 km) et interprétation de la structure des failles en profondeur, d'après leur trace en surface et la microsismicité enregistrée (HF : Haiyuan fault, GF : Gulang fault, DQT : Dong Qingding thrusts). La précision des séismes en profondeur est de $\pm 2/-3$ km (points rouges) ou $\pm 2/-5$ km (points noirs). Les profils topographiques correspondants à chaque coupe sont tirés du MNT à 30s d'arc de la Defense Mapping Agency (exagération verticale égale à $\simeq 5$ -haut- et 1 -en grisé-).

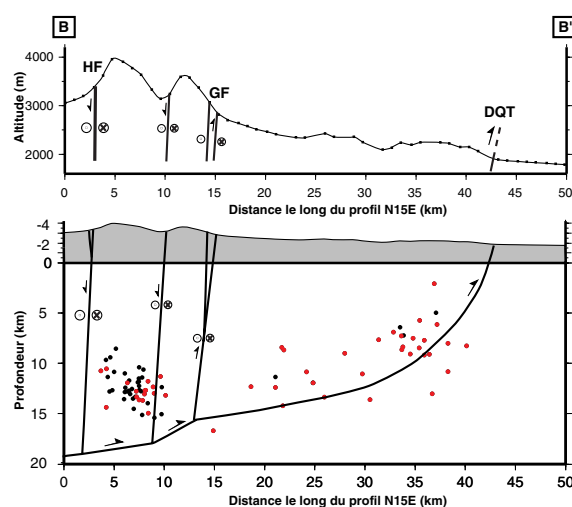


FIG. 1.30: Projection dans le plan vertical de l'ensemble des "meilleurs hypocentres" le long du profil BB' - figure 1.28 - permettant une meilleure visualisation du niveau de décollement reliant les chevauchement de Dong Qingding (DQT) aux failles décrochantes de Gulang (GF) et Haiyuan (HF).

même de sismicité liée à une telle structure. D'autres études de sismicité sur des structures comparables (voir par exemple l'étude sur le chevauchement responsable du séisme de Kettleman Hills en Californie, Mw=6.1, 1985, [Ekström *et al.*, 1992]), à partir de localisations plus précises que celles obtenues ici, montrent en effet que les séismes peuvent aussi bien être localisés sur, au dessus ou au dessous du plan de chevauchement.

1.4.3.3 Pour aller plus loin...

Il manque pour l'instant à cette étude une étude des mécanismes au foyer des séismes enregistrés, notamment ceux situés le long du niveau de décollement repéré. Étant donné le faible nombre de stations dont nous disposons, l'utilisation seule des polarités des premières arrivées des ondes P ne peut suffire à contraindre ces mécanismes. Une possibilité est d'utiliser en complément, pour les séismes enregistrés à la fois par le réseau local et le réseau régional, les polarités des ondes P aux stations chinoises les plus proches. Nous envisageons aussi d'inclure dans le calcul de ces mécanismes l'information sur le mode de rupture contenue dans la polarisation des ondes S, selon la méthode proposée par Zollo and Bernard [1989, 1991]. Cela nécessiterait d'éventuelles études et corrections d'anisotropie sismique [Bouin, 1994] aux stations d'enregistrement (à la station FCH -figure 1.17 - notamment, placée sur des bancs de grès à pendage quasi vertical, de direction N190E, un décalage temporel de l'onde S sur les composantes N et E a pu être observé). De plus, au cours de notre étude, nous avons pu repérer plusieurs multiplets, groupes de microséismes de même forme d'onde, proches spatialement, supposés de même mécanisme au foyer et associés au

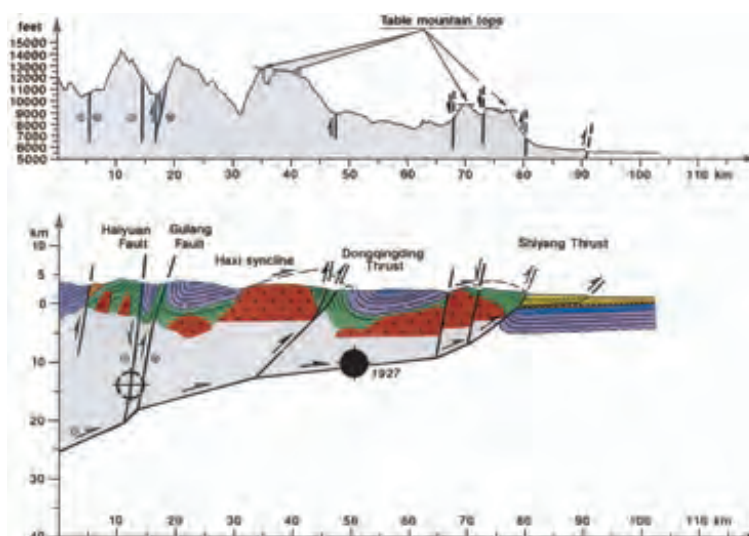


FIG. 1.31: Coupe géologique Nord-Sud, tirée de *Gaudemer et al.* [1995], localisée environ 20 km à l'ouest de la région couverte par le réseau sismologique local (figure 1.22).

même plan de rupture. Des relocalisations relatives des événements [e.g. *Poupinet et al.*, 1984, 1985; *Fréchet*, 1985; *Rietbrock et al.*, 1996] de chaque multiplet sont également à envisager. Elles permettraient de retrouver l'orientation des plans de faille associés à chaque multiplet [*Fehler et al.*, 1987; *Rietbrock et al.*, 1996], information complémentaire qui peut être utilisée pour mieux contraindre encore le mécanisme au foyer des événements du multiplet [*Gaucher*, 1998]. Si l'on suppose également que les multiplets repérés sont parmi les événements les plus forts, dont certains associés au plan de décollement, une relocalisation relative des événements d'un même multiplet et des multiplets entre eux, pourraient permettre d'affiner la localisation de ce niveau de décollement.

1.5 En résumé et conclusion

Ces quinze dernières années, cinq séismes de magnitude $M > 5$ se sont produits à proximité de la lacune sismique de Tianzhu. Ces séismes sont les plus forts enregistrés dans la région depuis les séismes de 1920 et 1927 ($M > 8$, figure 1.1), les deux plus grands séismes régionaux depuis environ 1000 ans. La sismicité le long de la lacune elle-même est concentrée uniquement dans les zones de relais de la faille, transpressif à son extrémité ouest (zone épacentrale du séisme de 1986), alors que la faille change de direction, extensif au centre de la lacune, au niveau du bassin en pull-apart de Tianzhu (zone épacentrale du séisme de Tianzhu en 1996), ou à son extrémité est, immédiatement à l'ouest de la terminaison de la rupture de surface du séisme de 1920 (zone épacentrale des séismes de 1990 et 2000) (figure 1.1). Ces zones de sismicité préférentielles mettent en jeu des structures

secondaires de la faille et non la faille principale, qui reste bloquée. L'étude du séisme de Tianzhu, à partir notamment de l'enregistrement des répliques du séisme par un réseau local de six stations, le montre plus particulièrement (figure 1.10). Tous ces éléments : apparente augmentation de la sismicité de $M \geq 5$ à proximité de la lacune ces dernières années, concentration de la sismicité hors du segment principal, dans des zones spécifiques d'irrégularités géométriques de la faille, peuvent laisser craindre un séisme important sur la lacune dans les années à venir. L'étude du séisme de Yongden de 1995, à moins de 100 km de la lacune, semble montrer que la faille décrochante sénestre au sud et à l'ouest de Lanzhou pourrait atteindre plus de 150 km de long (figure 1.16), un élément également à prendre en compte dans les études d'alea sismique dans la région.

La région la plus active sismiquement, depuis 1927 jusqu'à aujourd'hui, reste la zone épicertrale du séisme de 1927, un séisme attribué aux chevauchements de Dong Qingding-Shiyang, au sud-est du massif des Qilian Shan (figure 1.1). Le réseau sismologique local, installé entre 1996 et 1998 autour de la bordure sud-est de ce massif, a permis d'enregistrer les séismes associés à ces chevauchements. Leur localisation permet de mettre en évidence l'existence d'un niveau de décollement reliant les chevauchements à la faille de Haiyuan au sud, à une profondeur entre 15 et 20 km, en accord avec le modèle proposé par *Gaudemer et al.* [1995] (figures 1.30 et 1.31).

Le réseau sismologique local, depuis septembre 1998, est constitué de quatre stations, encadrant maintenant la partie orientale de la lacune sismique (figure 1.17). La partie occidentale de la lacune n'est qu'encadrée par des stations sismologiques du réseau chinois, dont la plus proche à environ 50 km au nord de la lacune. Cette surveillance "minimum", limitée, et par le nombre de stations et par l'espacement entre ces stations, est sans doute à améliorer si l'on souhaite réellement pouvoir étudier les phénomènes préparatoires à une grande rupture sismique. Au moindre séisme important sur la lacune, les signaux enregistrés aux stations seraient d'ailleurs saturés, limitant leur utilisation. L'acquisition d'accéléromètres (les stations en place sont équipées pour recevoir ce type d'instrument) nous paraît un minimum également pour compléter le réseau actuel.

Chapitre 2

Vitesse Post-Glaciaire de la faille

2.1 Introduction

Déterminer la vitesse de glissement de la faille de Haiyuan, aussi bien sa vitesse actuelle que celle moyennée sur plusieurs dizaines de milliers d'années, est un élément important à la fois d'un point de vue régional, pour mieux comprendre le rôle joué par la faille dans l'accommodation de la déformation engendrée par la collision Inde-Asie (figure 1), et d'un point de vue local, pour mieux estimer l'alea sismique sur la lacune de Tianzhu (figure 2) et mieux comprendre le comportement d'une faille à différentes échelles de temps. La vitesse Holocène du segment ouest de la faille, à l'ouest du Fleuve Jaune, le long duquel se situe la lacune sismique, avait été estimée par *Gaudemer et al.* [1995] à 11 ± 4 mm/an à l'est de la jonction de la faille de Haiyuan avec la faille de Gulang (figure 2), et 15 ± 6 mm/an à l'ouest de cette jonction, à partir de la mesure de décalages par la faille de marqueurs morphologiques, non datés de manière absolue et supposés d'âge post-glaciaire.

Nous présentons dans ce chapitre, sous la forme de deux articles autonomes, de nouvelles contraintes sur la vitesse Post-Glaciaire du segment ouest de la faille, à partir de la mesure de décalages de marqueurs morphologiques, datés par ^{14}C ou par isotopes cosmogéniques produits in-situ (^{10}Al et ^{26}Be). La cinématique actuelle de la faille sera étudiée au chapitre 3.

2.2 Postglacial left slip rate and past occurrence of $M \geq 8$ earthquakes on the western Haiyuan fault, Gansu, China.

C. Lasserre¹, P.-H. Morel², Y. Gaudemer¹, P. Tapponnier¹, F. J. Ryerson³, G. C. P. King¹, F. Métivier¹, M. Kasser², M. Kashgarian³, Liu Baichi⁴, Lu Taiyi⁴ and Yuan Daoyang⁴

(1) Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS UMR 7578, Paris.

(2) École Supérieure des Géomètres et Topographes, Le Mans, France.

(3) Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California.

(4) Seismological Institute of Lanzhou, China Seismological Bureau, Lanzhou, Gansu, China.

published in *J. Geophys. Res.*, 104, 17633-17651, 1999.

2.2.1 Abstract

High-resolution (HR) air photographs and a 1-m horizontal and 2-m vertical resolution digital elevation model derived from them by stereophotogrammetry provide new constraints on the behavior of the western stretch of the active Haiyuan fault, in Gansu province, China. The photographs cover three swaths along the fault, each about 2-km-long and at least 500-m-wide, near the village of Songshan, at 103.5°E. This high-resolution data set is used to map and measure cumulative horizontal offsets of alluvial terraces and risers that range between 115 and 135 m, and 70 and 90 m, at two sites. Dating these terraces with ¹⁴C yields minimum and maximum ages of 8400 and 7600, and 14,200 years B.P., respectively. This leads to a postglacial slip rate of 12 ± 4 mm/yr, with a most likely minimum value of 11.6 ± 1.1 mm/yr. The smallest stream offsets observed on the HR photographs range between 8 and 16 m and are interpreted as coseismic displacements of the last few earthquakes with $M \geq 8$ that ruptured the 220-km-long Tianzhu gap of the fault, west of the Yellow River. Earthquakes of that size within this gap, which has been quiescent for at least 800 years, would recur at intervals of 1050 ± 450 years.

2.2.2 Introduction

The present-day tectonic regime of the northeastern rim of the Tibet plateau is characterized by left-lateral, NE to east striking strike-slip faults and SE striking thrusts, both of which absorb NE shortening due to the India-Asia collision [e.g., *Tapponnier and Molnar*, 1977; *Tapponnier et al.*, 1990; *Gaudemer et al.*, 1995; *Meyer et al.*, 1998]. In the

easternmost part of that region, the Haiyuan fault is the principal fault that accommodates the eastward component of movement between Tibet and the Gobi Ala Shan platform [Tapponnier and Molnar, 1977; Zhang *et al.*, 1988a, b] (Figure 2.1). It runs continuously for about 1000 km, from the Sulenan Shan, near 98°E, south of the Qilian Shan [Meyer *et al.*, 1998], to the western tip of the Wei He graben, north of the Qinling Shan, near 107°E [Peltzer *et al.*, 1985; Zhang *et al.*, 1995]. West of the Huang He, the fault strikes N110°E on average. East of the Huang He, it veers progressively southward to reach a strike of ~N140°E on either side of the Liupan Shan (Figure 2.1).

Two great earthquakes occurred on and near the Haiyuan fault, in 1920 ($M = 8.7$) and 1927 ($M = 8 - 8.3$). The former event, the Haiyuan earthquake, ruptured ~220 km of the fault [Deng *et al.*, 1986; Zhang *et al.*, 1987], mostly east of the Huang He, from 104°E to 106°E. The latter event, the Gulang earthquake [Repetti, 1928; Gu *et al.*, 1989] (Figure 2.1), northwest of the Haiyuan fault, ruptured a south dipping thrust, between 102°E and 103°E, which has been inferred to branch off this fault at depth, beneath the eastern Qilian Shan [Gaudemer *et al.*, 1995].

By contrast, the western stretch of the Haiyuan fault between 101.5°E and 104°E appears to be a major seismic gap. It is composed of three segments. The 90-km-long Leng Long Ling segment (LLL, Figure 2.1) is separated from the 50-km-long Maomao Shan segment (MMS, Figure 2.1) by the Tianzhu pull-apart basin. To the east, the Lao Hu Shan segment (LHS, Figure 2.1) extends ~60 km between Song Shan and Jingtai (Figure 2.1). Despite clear evidence of Holocene slip, there has not been one earthquake with magnitude greater than 6 along this stretch of the fault since at least 800 years [Gu *et al.*, 1989] (Figure 2.1). That quiescent western stretch of fault thus stands out as a likely site for future large earthquakes ($M \geq 7.5$), less than 100 km away from big cities such as Lanzhou and Xining [Gaudemer *et al.*, 1995] (Figure 2.1). The Holocene slip rate along this critical part of the fault was estimated by Gaudemer *et al.* [1995] to be 11 ± 4 mm/yr. This value was derived from measurements of cumulative offsets, inferred to be of postglacial age, at Sange Dun, west of the Tianzhu pull-apart (Figure 2.1).

A better assessment of potential seismic hazard along the Tianzhu seismic gap requires more thorough study of the fault behavior on a timescale of 10^4 years. Essential goals are to better constrain the slip rate on the fault and to determine whether the gap ruptures during characteristic earthquakes [e.g., Schwartz and Coppersmith, 1984] or if random behavior [Scholz, 1990] is more typical. To reach such goals, we performed a detailed, quantitative study of 6 km of the fault trace, near Song Shan, a few kilometers west of the 1990 $M = 5.8$ earthquake epicenter (Figure 2.1). High-resolution (HR) air photographs were taken using a small remote-controlled airplane, and a digital elevation model (DEM) was derived from them. At two sites, about 2 km apart, offsets of alluvial terraces were mapped and measured, using both the HR photographs and the DEM, complemented with total-station profiles. Four terraces were dated with ^{14}C from charcoal collected in trenches or in stream-cut free faces inside offset channels. Combining these measurements yields a

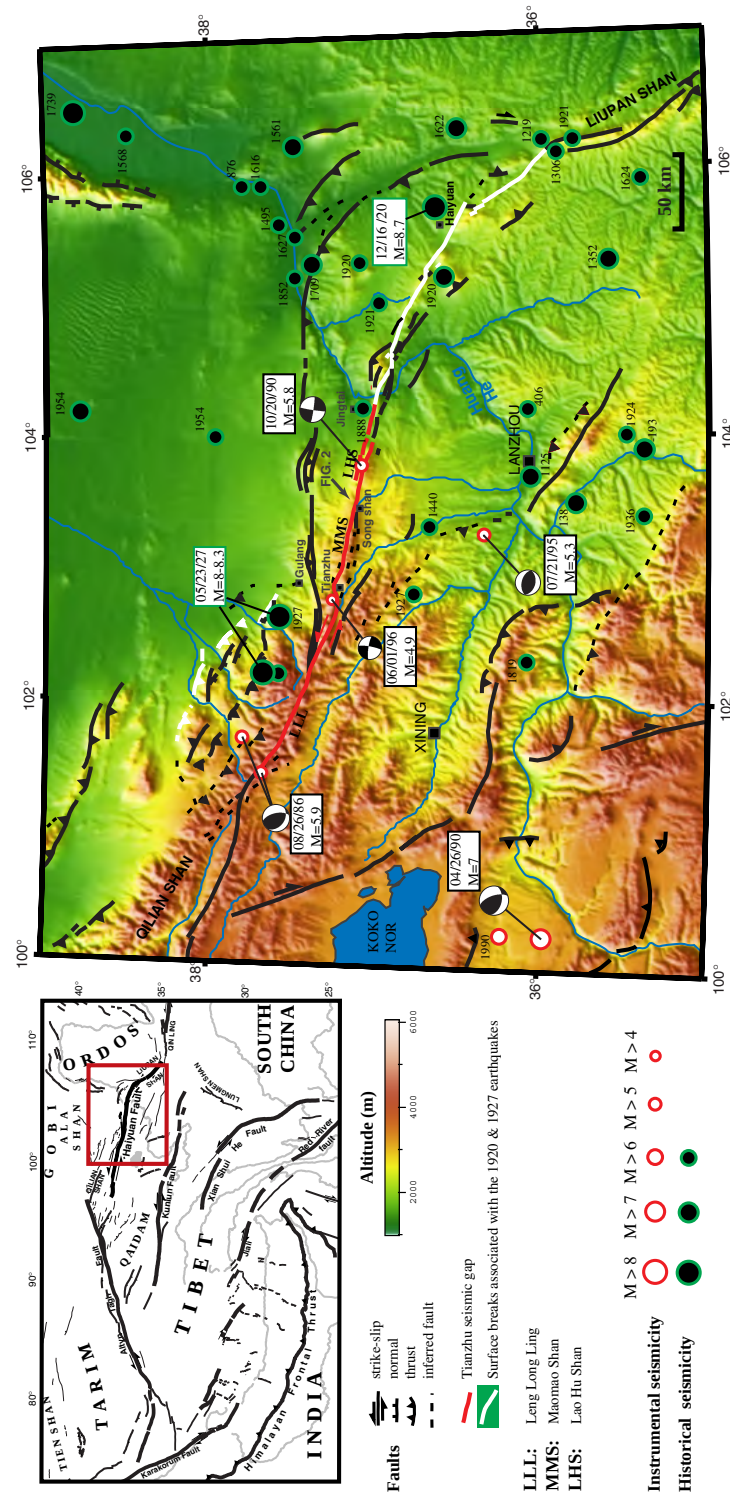


FIG. 2.1: Seismotectonic map of Haiyuan fault system (Gansu, China). Faults and locations of historical events and of 1986 and 1990 earthquakes, as well as preferred location of 1927 earthquake, are from *Gaudemer et al.* [1995]. Tianzhu seismic gap is outlined in red. Surface ruptures associated with 1920 [*Deng et al.*, 1986] and 1927 [*Gaudemer et al.*, 1995] earthquakes are in white. Topography is from 30-arc sec Defense Mapping Agency DEM. Box in top left shows location of the Haiyuan fault within India-Asia collision zone. Arrow in center of map points to Song Shan and location of Figure 1.

more accurate and reliable estimate of the slip rate on the western stretch of the Haiyuan fault than hitherto available. At two other sites in between, measured offsets of order of 10 m provide plausible estimates of coseismic displacements and recurrence intervals of large earthquakes likely to have ruptured the Tianzhu gap in the past.

2.2.3 Slip Rate on the Maomao Shan Segment of the Fault

2.2.3.1 Overall Geologic and Geomorphic Setting

East of the Tianzhu pull-apart basin (Figure 2.1), the trace of the Haiyuan fault bounds the northern flank of Maomao Shan, a range culminating at 4074 m and exposing basement rocks [*Gansu Geological Bureau*, 1975a, b; *Xu et al.* 1989]. Farther eastward, the fault follows the Heima Zhuang He valley to a small pull-apart which formed in a ~ 1 -km-long, left stepover on the main fault trace, north of Song Shan (Song Shan pull-apart [*Gaudemer et al.*, 1995]) (Figure 2.1 and Figure 2.2). South of the fault, the Neogene Song Shan basin is covered by loess-mantled Quaternary alluvium-forming terraces with different elevations and degrees of incision (Figures 2.2a and 2.2b). The regionally highest terraces, remnants of mid-upper Pleistocene fan systems, are capped by particularly thick loess and stand about 100 m above the basin's present-day base level (~ 2750 m, Figures 2.2b and 2.2c). Most of the younger alluvial terraces are incised 1–20 m by perennial streams that originate in the range north of the fault and flow into the Heima Zhuang He or feed the large fan just north of Song Shan (Figures 2.2a and 2.2b). The local yearly rainfall is of order of 300 mm/yr, typical of a mountainous continental climate, and steppe prevails. Where exposed along the edges of the Song Shan basin, the basement is chiefly composed of Silurian greenschists north of the fault and of folded Triassic sandstones south of it [*Gansu Geological Bureau*, 1975a, b]. East of the Song Shan pull-apart, the western Haiyuan fault continues across the Lao Hu Shan, slicing it into two massifs, culminating at 3222 m and 3315 m north and south of the fault, respectively. The Lao Hu Shan segment of the fault extends all the way to the Jingtai pull-apart, east of which the surface break of the 1920 earthquake stopped [*Gaudemer et al.*, 1995; *Deng et al.*, 1984, 1986] (Figure 2.1).

Two sites with well-preserved long-term offsets of streams and young alluvial terraces, selected on standard air photographs, one about 3 km due north of Song Shan and the other about 4 km to the northwest, on the north side of the Heima Zhuang He valley were targeted for quantitative study (sites 1 and 2, respectively, on Figure 2.2a).

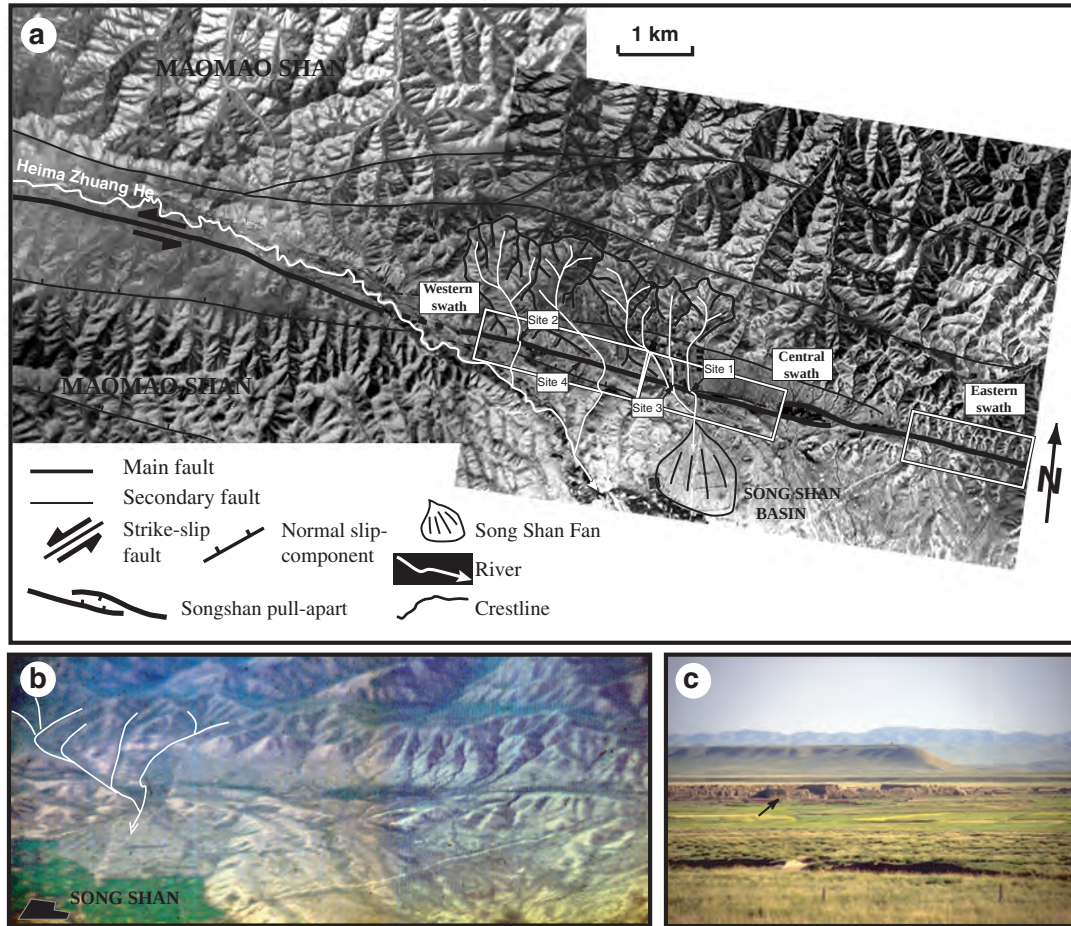


FIG. 2.2: (a) Standard air photographs (scale 1/30,000) of Haiyuan fault near Song Shan basin. White boxes are swaths photographed by small remote-controlled airplane. Main rivers and associated catchments in area of concern are traced in white; watersheds are traced in black. Arrows indicate sites with offsets targeted in this study. Slip rates were determined at sites 1 and 2; coseismic displacements were determined at sites 3 and 4. Song Shan alluvial fan is outlined in black. Scale bar and north orientation are only indicative, due to optical distortion. (b) Oblique north looking view of Haiyuan fault north of Song Shan. Rivers in white are those feeding Song Shan fan. Note high flat surfaces, ~ 50 m and 100 m above present stream level, east and west of Song Shan fan, respectively. Pull-apart in center of photograph is marked by dark, vegetated area. (c) Southwest looking view of highest ($\sim +100$ m) loess-mantled terrace south of Song Shan basin. Arrow in middleground points to Song Shan Ming Dynasty wall, part of which collapsed during the October 20, 1990, earthquake.

2.2.3.2 High-Resolution Air Photographs and Digital Elevation Model

Three swaths of the topography straddling the fault, about 2 km long each, were imaged with HR photographs (Figure 2.2a). Sites 1 and 2 are located along the western and central swaths. The photographs were taken by a CONTAX ST 24×36 mm camera, with a ZEISS 25.9 mm focal lens, mounted in a small remote-controlled airplane (Figure 2.3). This



FIG. 2.3: View of small remote-controlled airplane (3.3 m wingspan) flying above steppe along eastern swath (Figure 2.2a), before landing. Arrow points to one target used in stereopreparation of DEM (see discussion in text). Fault trace, on left side of photograph, is outlined.

plane, whose length and wingspan were 2.4 and 3.3 m, respectively, was visually guided to fly at a speed of 100 km/h, ~ 550 m above ground, in line with the fault. On each swath, about 36 photographs at a nominal scale of $\sim 1/20,000$, covering each an area of $\sim 500 \times 700$ m², with 75-80% overlap, were shot. The film was black and white Kodak TMX100. Before each flight, about ten 50-cm-square, white plastic targets were installed along each swath (Figure 2.3), alternatively on either side of the fault. The stereopreparation was done by measuring the positions of each target center relative to one base near the middle of the swath using a WILD (T2000, DI3000) total station. Stereophotogrammetry of the HR photographs, based on the targets coordinates, ultimately yielded a DEM, with horizontal and vertical resolutions of 1 and 2 m, respectively [Morel, 1995].

2.2.3.3 Measurements at Majia Wan (Site 1)

North of Song Shan, along the central swath, the fault trace strikes N100°-105°E and shows mostly horizontal displacement (Figure 2.4a). It runs from the base of a 2850-m-high spur (Figure 2.4b), above the village of Jin Tang Wa, in the west, to the west tip of the Song Shan pull-apart (Figures 2.2a and 2.2b and Figure 2.4a). In the western half of the swath, the fault trace cuts the channels of three south flowing streams with similar, adjacent catchments bounded, about 1.5 km north of the fault, by a WNW-ESE crest line culminating at 3050 m (Figure 2.2a). The two western streams meet 150 m south of the fault and join the eastern stream (Majia Wan) 200 m farther downslope, before reaching the apex of the Song Shan alluvial fan (Figures 2.2a and 2.2b). Just west of the Majia Wan stream, the fault is outlined by a narrow furrow, a few meters across, possibly deepened by human and animal passage. Eastward, this furrow gives way to a 70-m-wide, ~600-m-long depression, floored by cultivated fields, between the principal fault trace and a minor splay to the north (Figure 2.4a). Along this depression, both faults appear to have a component of vertical throw. The southern, principal fault strand, in particular, shows a clear north facing scarp. The south facing scarp along the northern strand is more subdued and modified by human action. That minor strand, which bears no clear evidence of horizontal slip, continues eastward toward the Song Shan pull-apart (Figures 2.2a and 2.2b), as does another strand with more easterly strike, yet farther north, which ultimately becomes the northern boundary of that pull-apart. We interpret the cultivated depression to have formed as a result of downthrow between the two southern strands, at the tip of the pull-apart.

Inset alluvial surfaces, incised by the three streams, are clearly offset by the principal fault strand. Our geomorphic identification of the surfaces (Figure 2.4c) is based on field observations (Figure 2.5a), on the stereoscopic analysis of the HR photographs, on the DEM (Figures 2.4a and 2.5b and Figure 2.5b), and on total station profiles leveled in the field (Figure 2.6). Though the landscape is mantled by loess, a first-order distinction and correlation between the alluvial terraces can be made according to their relative heights above the stream beds and to their relative degree of erosion and surface aspect, within the limitations discussed by Bull [1991] and Merritts *et al.* [1994].

Comparison between DEM profiles A and B (Figure 2.4b and Figure 2.5b) and total-station profiles SSH1–SSH5 (Figures 2.6a, 2.6b, and 2.6c) shows that there are four main surfaces (T1–T4) on either side of the fault, all gently sloping toward the SSE. The lowest surface level, T1, which is well developed inside the easternmost (Majia Wan) and westernmost stream channels, up to 3–4 m above the active stream beds, is clearly an alluvial terrace. T2, principally along the middle stream, is also an alluvial terrace, standing 2–3 m above T1. T3 is more thickly covered by loess and stands 2–3 m above T2. T4, which is the highest level preserved, stands 7–8 m above T3 (Figure 2.5a and Figure 2.6c). T1, T2 and T3 form relatively narrow ledges along the streams. That they are flat (Figure 2.5a)

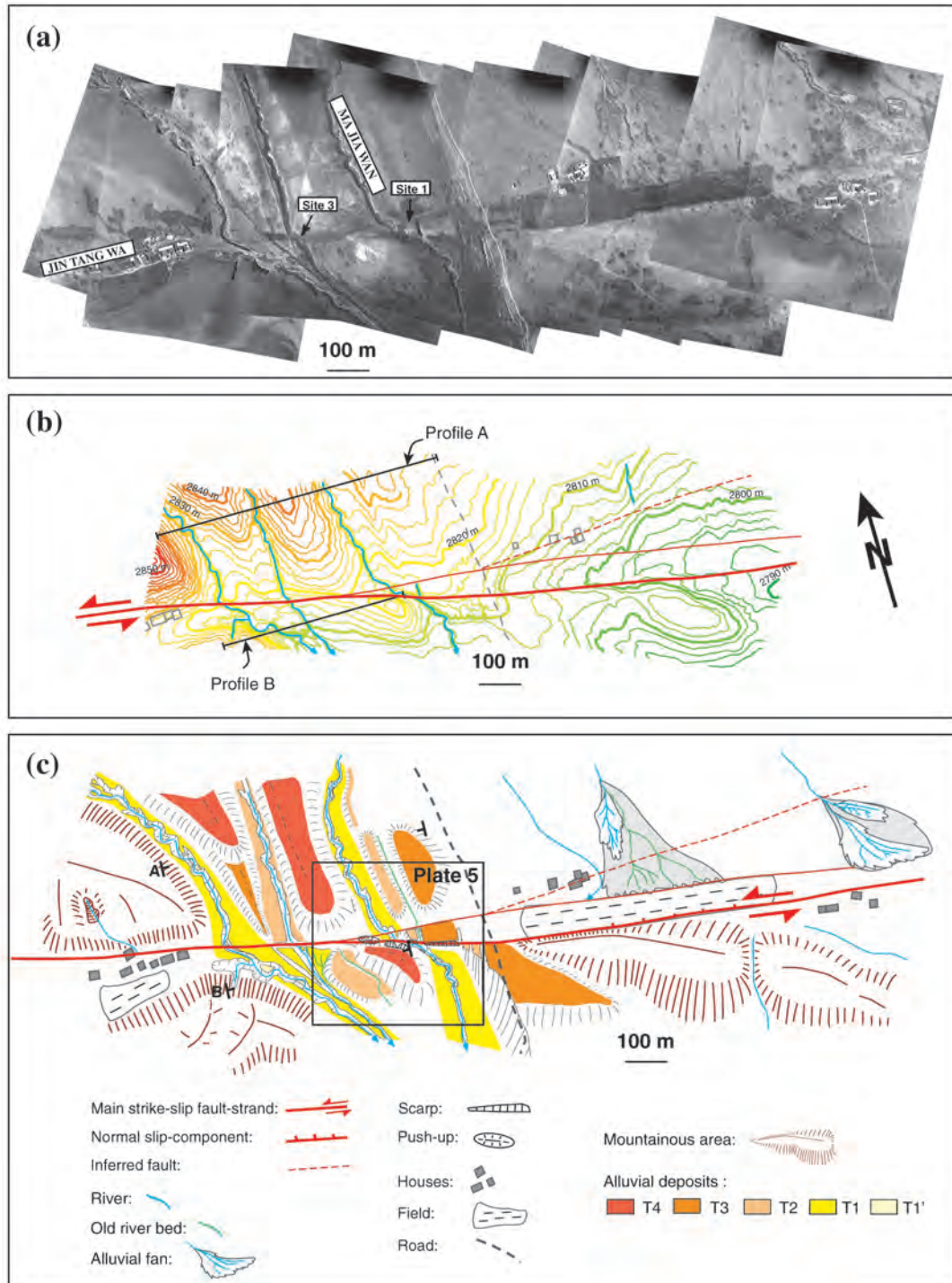


FIG. 2.4: (a) Mosaic of high-resolution (HR) photographs of fault trace taken along central swath by remote-controlled airplane. Scale bar is only for center of each photograph. Arrows indicate locations of site 1 (Figure 2.6a) and site 3 (Figure 2.13a). (b) Digital elevation model (DEM) of central swath derived from stereoscopic analysis of HR photographs and geodetic positioning of targets installed on the ground (Figure 2.3). Horizontal and vertical resolutions are ~ 1 m and 2 m, respectively [Morel, 1995]. Contour interval is 2 m. Lines north and south of fault trace (red) indicate location of profiles A and B in Figure 2.5. (c) Geomorphic interpretation of central swath from high-resolution photos, DEM, and field observations. Four principal terrace surfaces are identified on basis of relative elevations, erosion, and surface aspect. T4 is highest and T1' is immediately adjacent to present-day stream. Box indicates location of Figure 2.8. Tees locate profiles A and B.

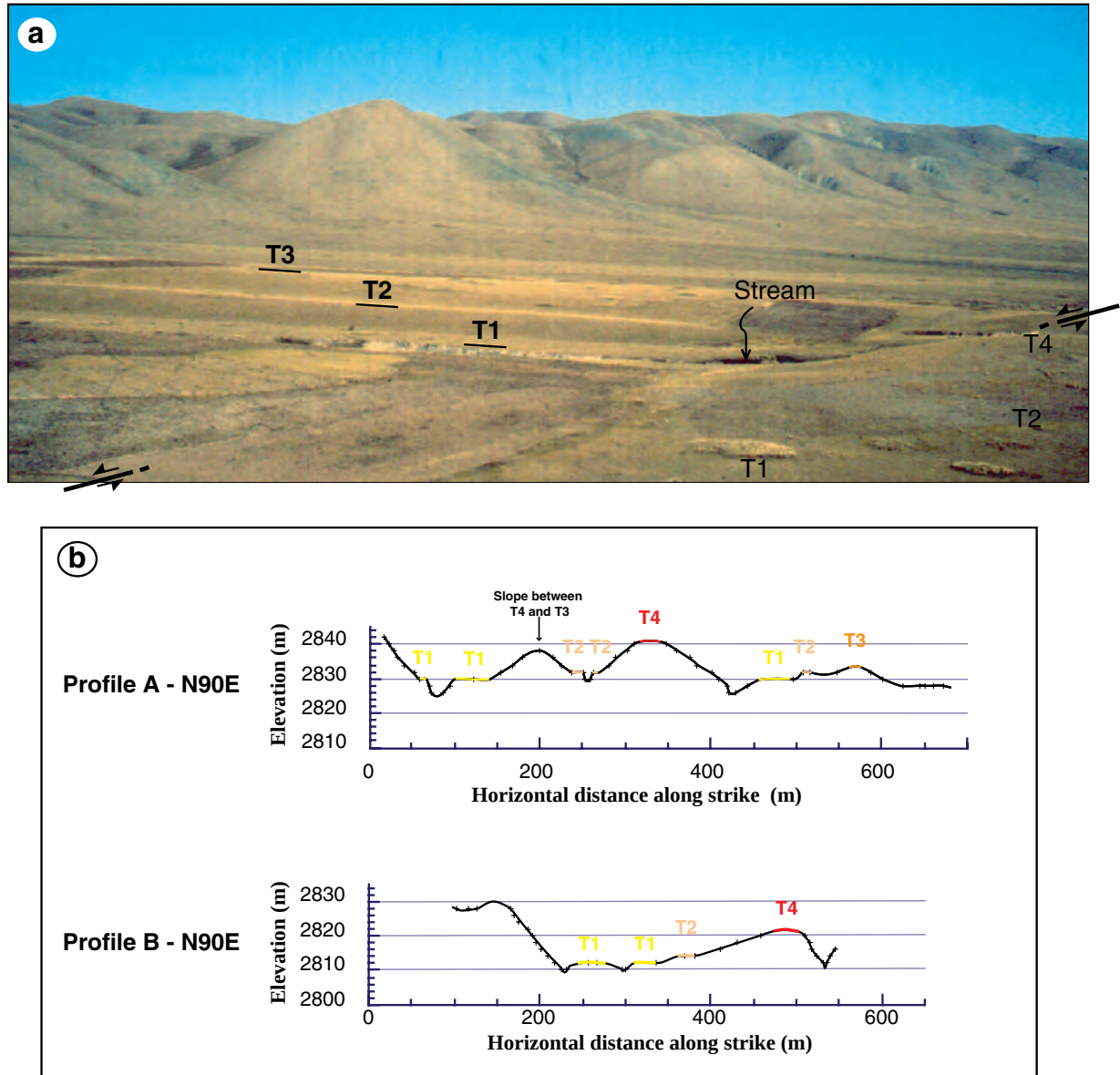


FIG. 2.5: (a) Northeast looking view of site 1. Flat, gently south sloping terrace ledges T1, T2, and T3 are clear in middle ground, on left bank of offset stream channel. T4 is visible south of fault to the right. (b) E-W profiles, A and B, derived from vertical sections of DEM, north and south of fault, respectively (location on Figures 2.4b and 2.4c). Crosses are intersections of profile lines with contour lines of DEM. Vertical exaggeration is 4. Four different terrace levels are identified (see text).

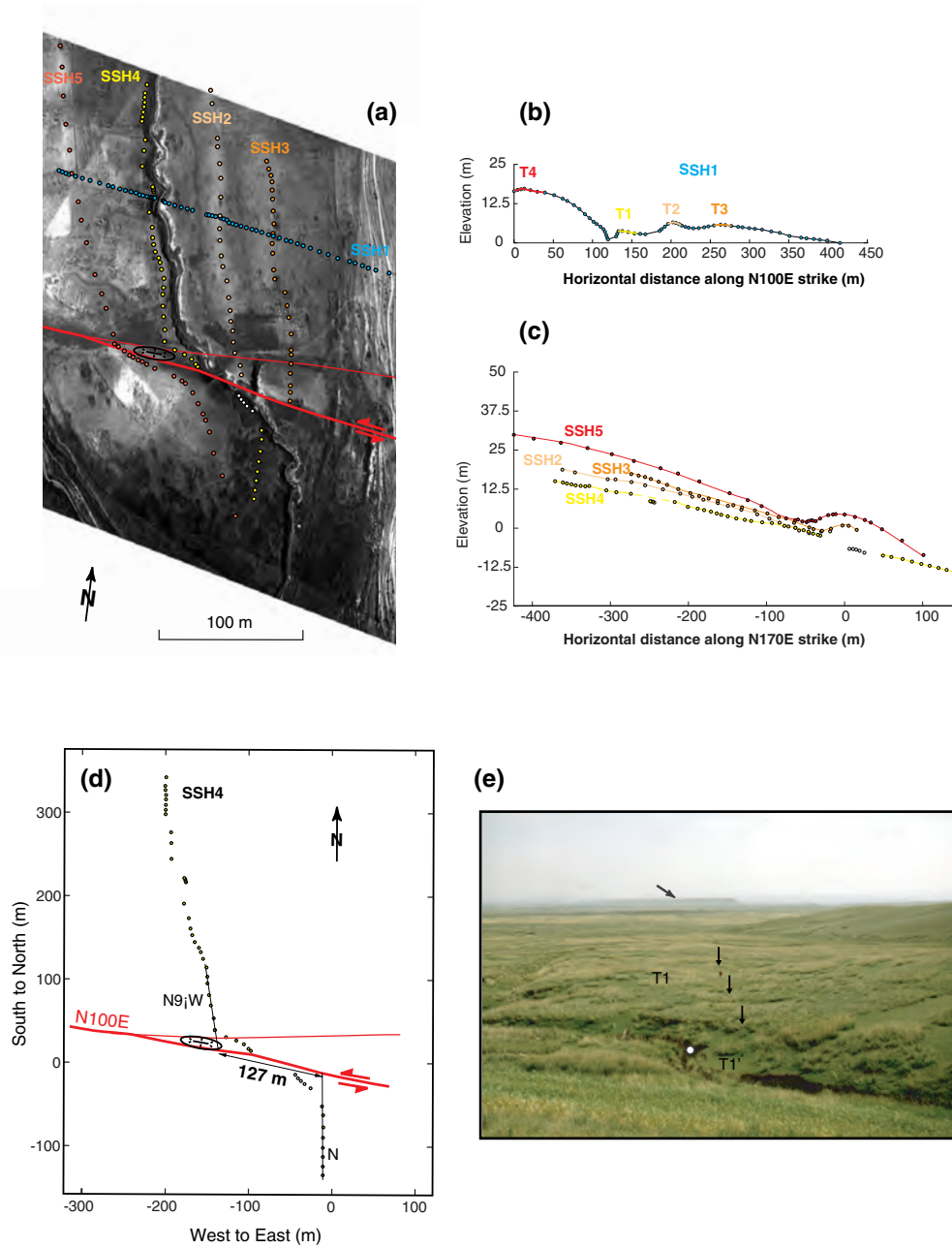


FIG. 2.6: (a) Map view of total station profiles leveled at site 1. SSH1 (blue dots) is parallel to main fault trace (N100°E); SSH2, SSH3, and SSH5 (light orange, dark orange, and red dots, respectively) follow T2, T3, and T4 terrace ledges, respectively. SSH4 follows base of T1 riser (yellow dots). Short white dotted line, immediately south of fault, follows T1' riser (see text). SSH4 and SSH5 profiles are slightly distorted near top edge for superimposition with photograph. (b) Longitudinal profile SSH1, projected on N100°E striking vertical plane. Relative elevations of terraces are comparable to those found on DEM profiles A and B in Figure 2.5b. T3 appears to stand lower than T2 owing to profile strike and south slope of terrace ledges. Vertical exaggeration is 4. (c) Projections on N170°E striking vertical plane, parallel to regional slope and at high angle to fault, of total station profiles SSH2, SSH3, SSH4, and SSH5, show elevation differences between terraces. Note narrow trough of fault west of stream. Color code and vertical exaggeration are the same as in Figure 2.6a. (d) Map view of SSH4 profile along T1 riser. Dots are leveling points. Thick line is fault trace. Note small push-up hill near intersection between main fault trace and secondary strand splaying north. (e) South looking view of limit between T1 and gentle T1-T4 riser slope, south of fault. Arrows show N-S-striking limit followed by SSH4 profile. Red silhouette (about 1.7 m high) between arrows gives scale. Note high, mid-upper Pleistocene fan remnant in background (arrow). White dot is location of samples SSC4 and SSC5.

and slope parallel to the stream for several hundred meters (Figure 2.6c) corroborates a fluvial origin. T4, on the other hand, shows significant erosion and is convex upward in transverse and longitudinal sections (profiles SSH1 and SSH4 on Figures 2.6b and 2.6c). Also, it lies immediately downslope from the mountain spur to the north (Figure 2.2). It may thus have, in part, a colluvial-erosional origin. Finally, a minor terrace level (T1'), lower than T1, lying immediately adjacent to, and less than 2 m above, the present-day stream, is visible on the HR photographs (Figures 2.4c and 2.8) in the meanders of the stream channel south of the fault.

The best preserved terrace riser is that between T1 and T4 (called T1 riser in the following), on the right bank of the Majia Wan stream (Figures 2.4, 2.6, 2.7, and 2.8). Its offset by the fault is well recorded. The western limit of T1 along the base of this riser is well defined north of the fault, despite perturbation near the fault trace due to the presence of a small push-up. South of the fault, the gentle, slightly eroded slope between the top of T4 and the flatter surface of T1 (Figure 2.6e) makes it more difficult to follow the base of the riser in the field. The total-station profile SSH4 leveled along the riser base strikes N170°E north of the fault. South of the fault, it follows a straight, north striking line (Figures 2.6a, 2.6d, and 2.6e). We estimate the overall location accuracy of the riser base to be less than ± 10 m. We cannot exclude the possibility of a slight westward deviation of the south part of the riser close to the fault but within the ± 10 m limit. The riser offset derived from profile SSH4 is 127 m (Figure 2.6d). A comparable offset is obtained by reconstructing, across the fault, the original channel and terrace morphology, as constrained by superimposition of the DEM with the geomorphic map deduced from the HR photographs (Figure 2.7). Matching the T1 riser north and south of the fault yields an offset of 120 m. Given the uncertainties on the two measurement techniques used, we conclude that 125 ± 10 m is a reliable estimate of the T1 riser offset. This best fit also restores other channels and surfaces north and south of the fault in a consistent way (Figure 2.7). Emplacement of the inset terraces and incision by the streams on the south slope of the mountains north of Song Shan thus seem to have taken place in a relatively short time span. At a more detailed level, the fairly well-defined riser between T2 and T3 on the left bank of the Majia Wan stream requires about 20-25% more displacement on the fault (mean value of 150–155 m), in keeping with the fact that it is older.

In order to constrain the slip rate on the fault we sampled organic material in the alluvial deposits of three different terraces (Figure 2.8). The samples were dated by accelerator mass spectrometry at Lawrence Livermore National Laboratory. All the samples ages, calibrated for ^{14}C production changes according to the method defined by *Stuiver and Reimer* [1993], are younger than 18-20 ka and thus postdate the last glacial maximum (Table 2.1).

The two youngest samples were collected from the lowest terrace T1', 40 m downstream from the fault, at two different depths inside the stream channel (Figures 2.6e and 2.8 and Figures 2.9a and 2.9b). Sample SSC5, composed of several charcoal pieces a few

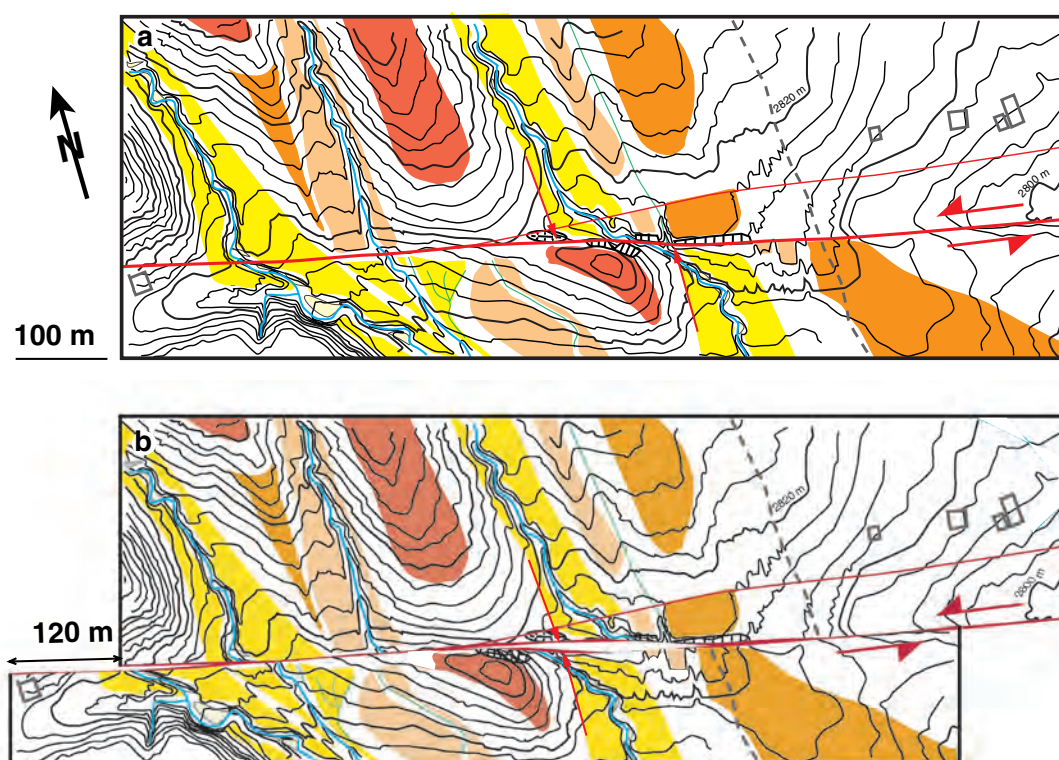


FIG. 2.7: (a) Superimposition of terrace surfaces mapped from HR photographs and DEM. Arrows outline T1 riser north and south of fault. (b) Restoration of T1 riser and of other elements of geomorphic landscape by ~ 120 m displacement along fault. Same color code as in Figure 2.4c.

millimeters in size, was found at 65 cm depth, in a free face cut by the stream, within a soil layer containing reworked loess and clay, under a first angular gravel bed overlain by the present soil (Figures 2.9a and 2.9b). This bed corresponds to the last stream deposits before abandonment and incision of T1' [Merritts and Vincent, 1989]. The ^{14}C age of SSC5 (8487 ± 66 years B.P., Table 2.1) thus gives an upper bound to the age of abandonment of T1'. The second sample SSC4 (also charcoal) was taken 50 cm deeper than SSC5, in a comparable soil layer separated from the first one by a second angular gravel bed (Figure 2.8b and Figures 2.9a and 2.9b). It provides an age of 9048 ± 93 years B.P. (Table 2.1), older, as expected, than that of SSC5. We infer the two gravel beds to result from two flood events, probably about 600 years apart, in the pluvial period during which the bulk of T1' was emplaced. From regional studies of climatic change in northern and western Tibet this period appears to belong to the early Holocene climatic optimum ($\sim 9\text{--}6$ kyr B.P.), known to have been warmer and wetter than present [Gasse *et al.*, 1991, 1996; Van Campo and Gasse, 1993; Pachur *et al.*, 1995; Assaraj, 1997; Liu *et al.*, 1998].

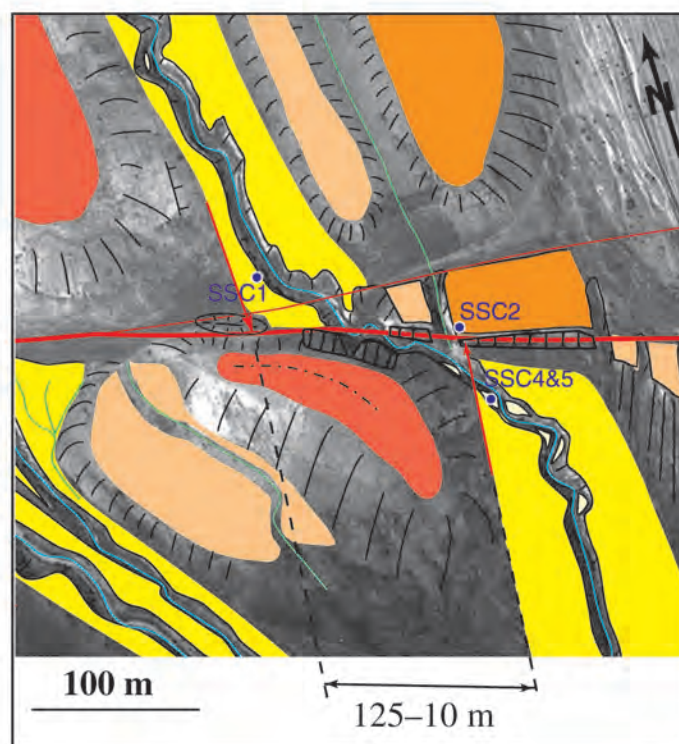


FIG. 2.8: Map of site 1 showing locations of carbon samples and mean offset of T1 riser. Same color code as in Figure 2.4c.

Other, smaller charcoal pieces were retrieved from T1 in a stream-cut face on the right bank of the river, ~ 25 m upstream from the fault (sample SSC1, divided in three fractions for dating, Table 2.1) (Figure 2.8b and Figures 2.9c and 2.9d). This free face shows, from top to bottom, one thin angular gravel bed under the present-day soil cover, a reworked, yellow loess layer below, then three angular gravel horizons interbedded with some lenses of reworked sand and loess, overlying a fine, loess-rich soil, where the charcoals were found at a depth of ~ 1.20 m (Figure 2.9d). The three fractions yielded comparable ages, with a mean of 9867 ± 164 years B.P. (Table 2.1). Again, the small gravel beds are probably related to successive floods during the more humid period that postdated the beginning of the Holocene [Gasse *et al.*, 1991, 1996]. However, we lack information about the time that elapsed between deposition of the three lower gravel layers and the upper one, and hence between the age of SSC1 and the actual age of complete abandonment of T1, which might be significantly younger than 9900 years B.P. (Figures 2.9c and 2.9d).

Finally, one small sample (SSC2) was collected from T3, north of the fault, from an erosional cliff that we cleaned off (Figure 2.8). Here a single, tiny piece of charcoal was found immediately above a layer of thin gravel capping the terrace, at the base of a thick,

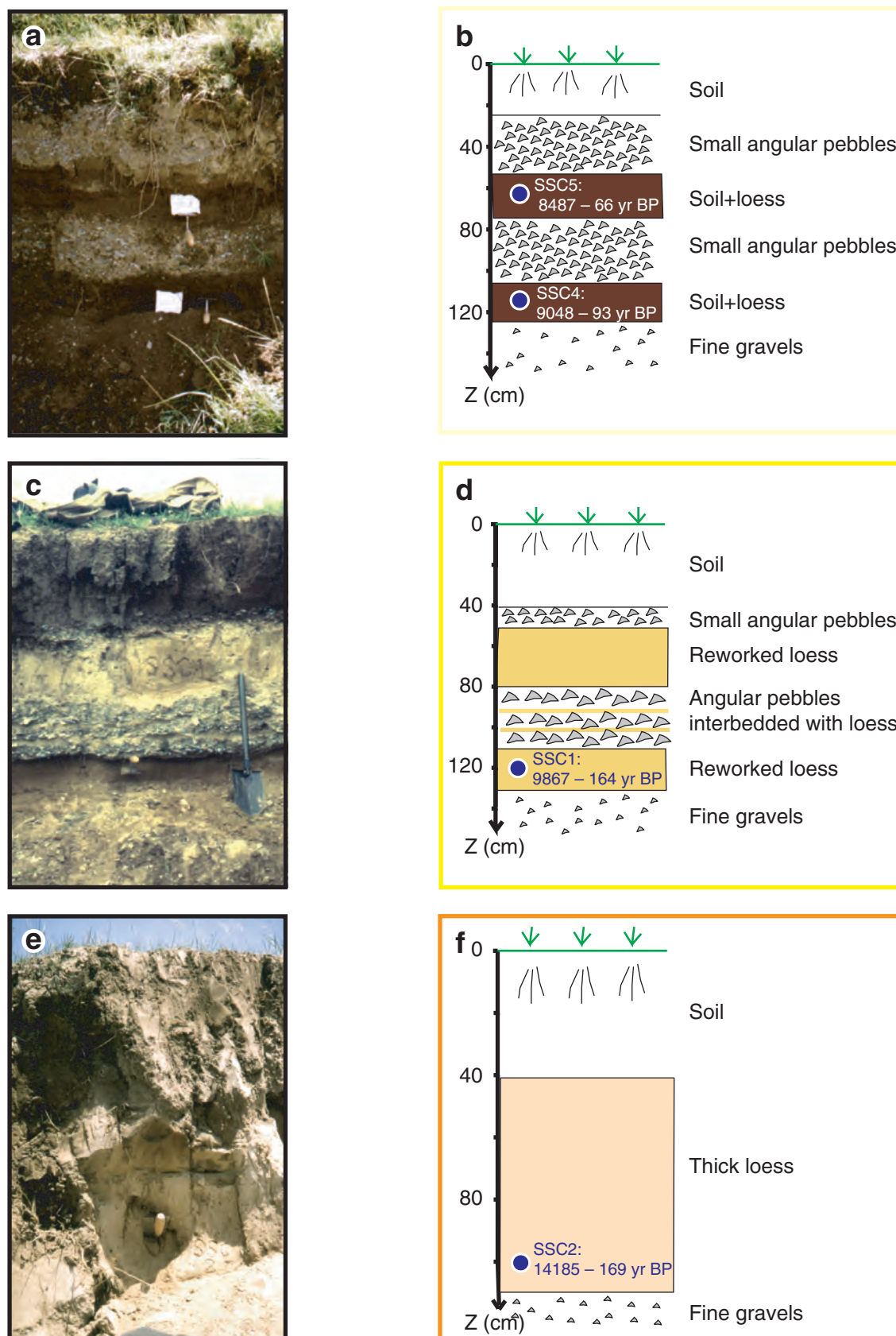


FIG. 2.9: Photographs and corresponding sketches of erosion-cut free faces from which charcoal samples were collected. (a) and (b) SSC4 and SSC5, (c) and (d) SSC1, and (e) and (f) SSC2 samples.

TAB. 2.1: Results of ^{14}C Dating at Sites 1 and 2 North of Song Shan

Sample Name	Fraction Modern	D^{14}C	^{14}C Age, ^a years B.P.	Calibrated Age, ^b years B.P.	Sample Depth, cm	Soil Type
Majia Wan (Site 1, Central Swath)						
Terrace T3 SSC2	0.2204±0.0022	-779.6±2.2	12150±90	14185±169	100	light colored, thick, dry loess
Terrace T1 SSC1.1	0.3237±0.0031	-675.3±5.1	9060±160	10094±184 }	120 }	beige colored reworked loess
SSC1.2	0.3364±0.0039	-663.6±3.9	8750±100	9711±177 }	120 }	under small angular pebble
SSC1.3	0.3331±0.0020	-666.9±2.0	8830±50	9795±112 }	120 }	beds
Terrace T1' SSC4	0.3655±0.0024	-634.5±2.4	8090±60	9048±93	115	dark brown clayey sand and fine
						gravels under the second layer of
						small angular pebbles
SSC5	0.3803±0.0021	-619.7±2.1	7770±50	8487±66	65	dark brown clayey sand and fine
						gravels under the upper layer of
						small angular pebbles
Xuanma Wan (Site 2, Western Swath)						
Terrace T1' PZST1	0.4262±0.0025	-573.8±2.5	6850±50	7624±43	75	thick reworked beige colored loess
						and sand under thin angular pebble
						layer

(a) Radiocarbon age using the Libby half-life of 5588 years, an assumed $\delta^{13}\text{C}$ value of -25 and following the conventions of *Stuiver and Polach* [1977].

(b) Calibration according to *Stuiver and Reimer* [1993]. Mean value between lower and upper bound.

(c) Sample SSC1 divided in SSC1-1, SSC1-2, and SSC1-3 in laboratory. Mean value of the three calibrated ages given.

dry layer of loess underlying the present soil (Figures 2.9e and 2.9f). The $14,185 \pm 169$ years B.P. obtained (Table 2.1) provides a lower bound to the age of abandonment of T3 [Weldon, 1986; Personius, 1995; Merritts *et al.*, 1994]. Overall, all the ^{14}C ages at site 1 are thus consistent with the relative heights of the terraces above the stream bed, a higher terrace giving an older ^{14}C age (Table 2.1).

2.2.3.4 Measurements at Xuanma Wan (Site 2)

On the westernmost swath imaged by the plane, north of the Heima Zhang River, the fault trace, marked by a prominent slope break, strikes N100°-105°E, along the base of faceted spurs (Figure 2.2a and Figure 2.10a). South of the fault, and parallel to it, a 200–300-m-wide corridor, floored by flat, broad terraces, separates the Maomao Shan range front from a string of hills capped by mid-upper Pleistocene fanglomerates overlain by thick loess, pitted with numerous karstic dolines (Figure 2.10a and Figure 2.11). Small rills flowing down the facets, and two streams with larger watersheds in the Maomao Shan to the north, incise the terraces (Figure 2.10a). These streams have catchments areas comparable to those of the central swath streams, adjacent to the east (Figure 2.2a). Both the western (Xuanma Wan) and eastern streams flow into the Heima Zhuang River, with which they merge 500 and 1500 m south of the fault, respectively. This river flows southeast across the Song Shan basin toward the Huang He (Figure 2.1 and Figure 2.2a).

Site 2 is located where the Xuanma Wan stream course is offset by the fault (Figure 2.10a and 2.10b). Across the corridor following the fault, this stream incises, by up to 20 m, three alluvial terraces of different elevations that dip gently toward the south

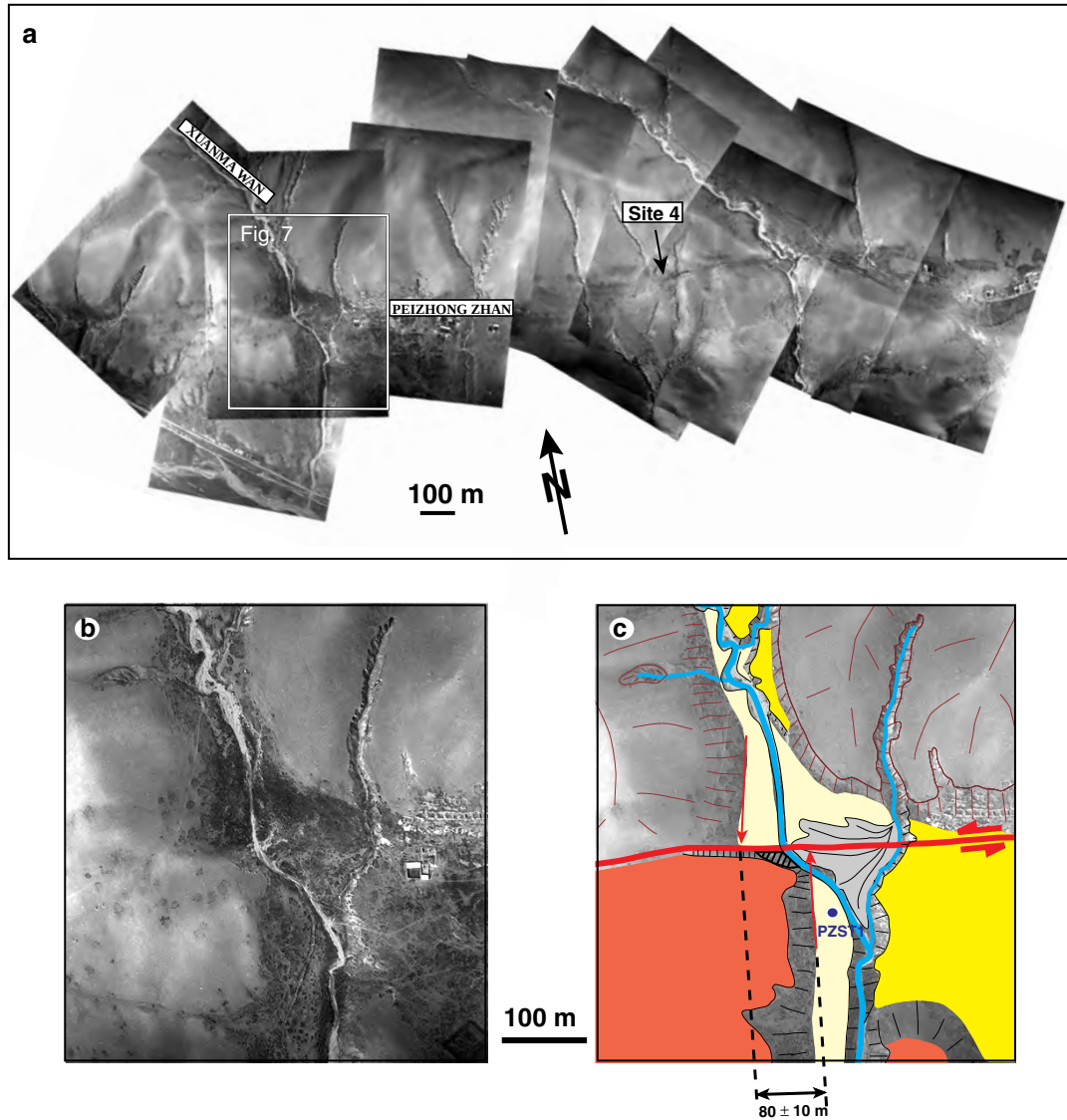


FIG. 2.10: (a) Mosaic of high-resolution photographs of western swath. Note erratic orientation of photos. Scale bar is only for centers of photos. Box shows location of Figure 2.10b (site 2) and arrow shows location of Figure 2.14 (site 4). (b) Enlargement of HR photograph of site 2 and (c) geomorphic interpretation. Terraces roughly correlate with those at site 1 (see Figure 2.4a). Color code is identical. Arrows indicate 'T1' riser base north and south of fault, used to measure 80 ± 10 m offset. Black dot south of fault indicates location of trench in which PZST1 carbon sample was found.

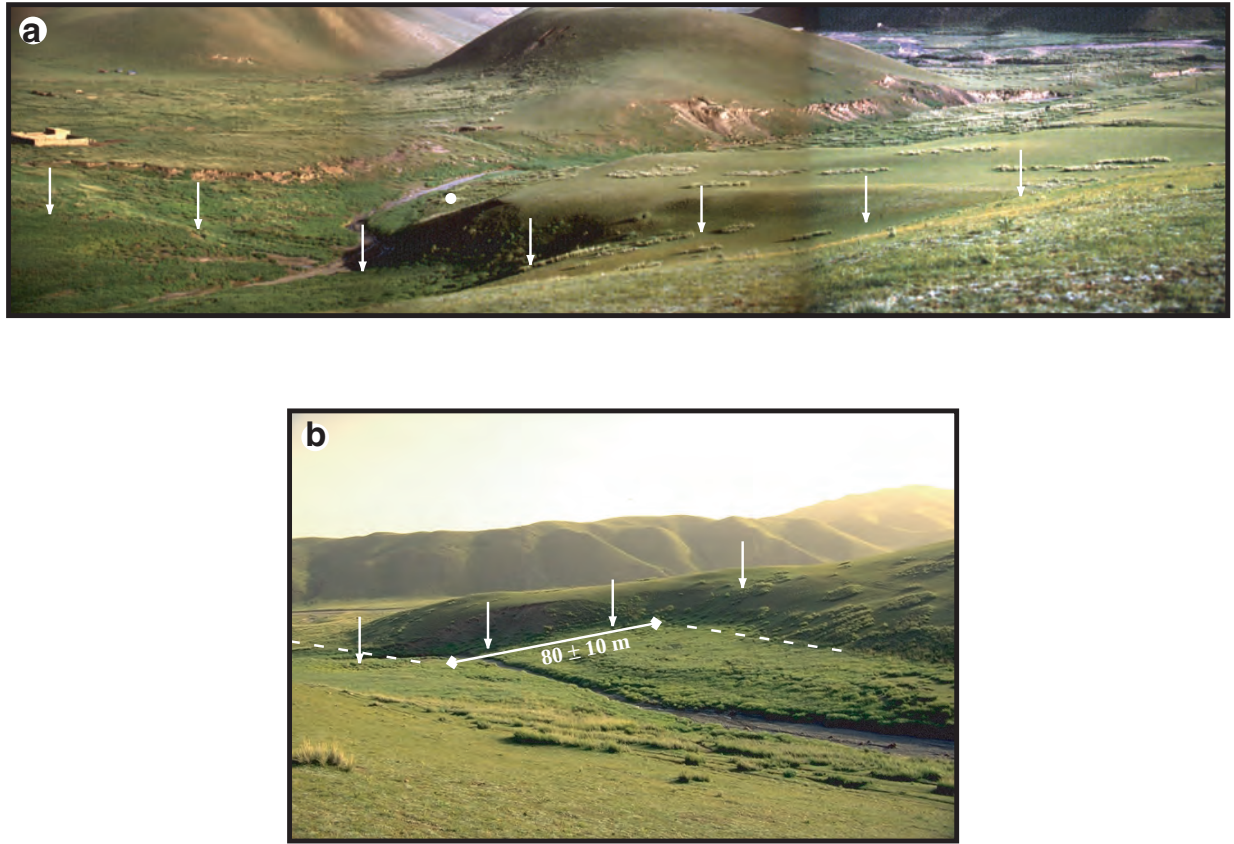


FIG. 2.11: (a) Southeast and (b) southwest looking views of T4-T1' riser offset. Note how clean cut and clear this offset is. White dot is location of sample PZST1. White arrows indicate fault trace.

(Figure 2.10c and Figures 2.11a and 2.11b). Because of strong winds during the flight, erratic tilt and altitude and direction changes of the plane prevented DEM reconstruction. However, from the relative heights of the terraces above the stream and their geomorphic aspect in the field, we infer that they correlate roughly with T1', T1, and T4 at site 1, in order of increasing elevation (Figures 2.8 and 2.10c). Such a correlation is plausible since the streams at both sites have similar catchments only 2.5 km apart on the same flank of the mountain range (Figure 2.2a) [Bull, 1991]. It is also in keeping with the inference that the emplacement and abandonment of the terraces were orchestrated by regional climatic change, whether along the Haiyuan fault [Gaudemer *et al.*, 1995] or elsewhere in north central China [Peltzer *et al.*, 1988; Avouac *et al.*, 1993; Meyer *et al.*, 1996; Van der Woerd *et al.*, 1998].

The base of the best preserved and highest riser, between T4 and T1', on the right bank of the stream, is cleanly offset 80 ± 10 m by the fault (Figure 2.10c and Figures 2.11a and 2.11b). This offset is smaller than the 125 ± 10 m T4-T1 riser offset at site 1, in keeping with our terrace correlation between the two sites. It is only derived from the

analysis of HR photographs, however, without accurate topographic constraint.

We could retrieve only one charcoal sample at this site, from a trench dug into T1', at the foot of the T4-T1' riser, 75 m south of the fault, on the right bank of the stream (Figure 2.10c). This sample (PZST1, after Peizhong Zhan village nearby), taken at a depth of 70 cm in a loess-rich soil layer under a thin, angular gravel bed below the present soil (Figures 2.12a and 2.12b), yielded an age of 7624 ± 43 years B.P. (Table 2.1), which provides an upper bound to the age of abandonment of T1'. This age implies that the

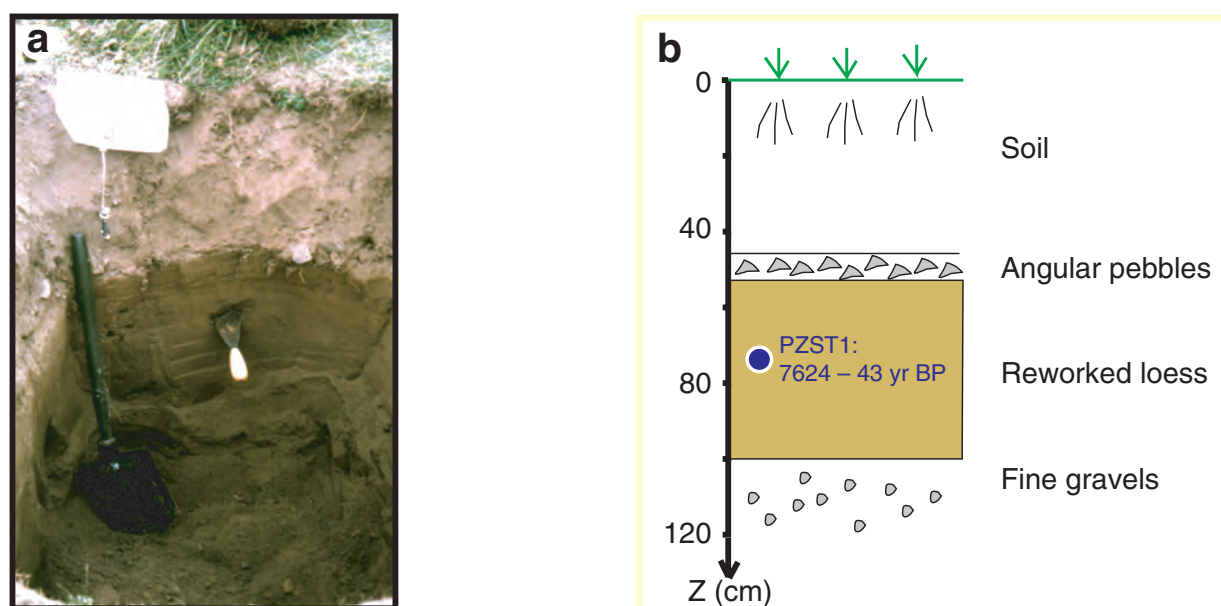


FIG. 2.12: (a) Photograph and (b) corresponding sketch of trench in which PZST1 sample was collected.

terrace identified as T1' at site 2 might be ~ 800 years younger than T1' at site 1 (Table 2.1). Comparison of the corresponding subsurface logs (Figures 2.9b and 2.12b) does reveal differences in the stratigraphy. The top gravel bed is thinner at site 2 than at site 1, while the underlying loess layer is thicker. Such differences probably reflect the variance of bed thickness generally observed along small streams.

2.2.3.5 Constraints on the Left-Lateral Slip Rate

The reliability of slip rate determination from measurement of a terrace riser offset depends on the way in which the riser has recorded the offset and on the age attributed to that offset. Degradation of a riser, depending, for instance, on incision rate, can affect a terrace riser shape and slope, leading to large uncertainties in offset measurement [Weldon, 1986; Bull, 1991; Merritts *et al.*, 1994; Gaudemer *et al.*, 1995]. The offset age is commonly

taken to be that of abandonment of the terrace at the base of the riser. Indeed, a riser is assumed to be constantly rejuvenated by flow while the stream runs along its base and to start recording offset by a fault only after the stream bed at its base is completely abandoned, forming a new terrace [Weldon and Sieh, 1985; Bull, 1991; Avouac *et al.*, 1993; Gaudemer *et al.*, 1995; Van der Woerd *et al.*, 1998]. This scenario is widely accepted for strath or fill-cut terraces, since lateral bank erosion constantly rejuvenates risers. In the case of fill terraces, however, whose deposition can postdate previous incision and lateral shaping of older risers, a riser offset can be older than the end of the filling event [Bull, 1991].

At site 1 the basement upon which the alluvium rests is not exposed. Hence, whether the terraces are straths is uncertain. Given the proximity and small surface of the Majia Wan stream drainage catchment (less than 1 km²) and the small size of the angular gravels observed in the free face cut into T1, upstream from the fault (Figure 2.9d), one might doubt that the river once had enough power to erode both laterally and vertically, and that T1 was a strath. Site 1, however, is about halfway between the upper catchment of the stream in the Maomao Shan and the Song Shan fan. The area of dominant deposition thus lies farther downstream, while erosion and transport, both of which are characteristic of strath formation, must be important along the channel crossed by the fault, especially during floods, in keeping with the flatness of the base of the gravel layers, as well as with their small thickness. Finally, the overall asymmetry of deposition along the stream implies predominant erosion and rejuvenation of risers on its right bank. The stream presently flows closer to the T1 riser on the right bank and has deposited unpaired older terraces along its left bank (T2, T3, Figure 2.4c). This probably results from the SW trend of the stream course farther upslope (Figure 2.2a). As the stream veers to a N170°E direction, preferential lateral erosion occurs on its right bank, as if T1 were a strath. Thus we find it likely that the straight geometry of the T4-T1 riser on the west side of the Majia Wan stream channel was shaped by lateral erosion until this stream abandoned T1. In keeping with this interpretation, 125 ± 10 m of cumulative displacement would have accrued on the fault since the abandonment of T1. As sample SSC1 provides an upper bound to the age of abandonment (9867 ± 164 years B.P., Table 2.1), the lower bound of the slip rate on the Haiyuan fault at Majia Wan site would be 12.7 ± 1.2 mm/yr. Although a curved T1 riser shape south of the fault cannot be excluded, suggesting deposition of T1 in an already deviated channel, hence a long-term offset somewhat smaller than that measured, the 10-m uncertainty on that offset includes such a possible deviation.

In any case, overall reliable bounds on the rate can be derived from the ages of the other two terraces that were dated. The cumulative 125 ± 10 m offset is likely to postdate the abandonment of T3, whose age must be older than that of SSC2 ($14,185 \pm 169$ years B.P., Table 2.1 and Figure 2.8b and Figure 2.9f) and must predate deposition of T1' and hence 8487 ± 66 years B.P., age of SSC5 (Table 2.1 and Figure 2.8b and Figure 2.9b). The corresponding lower and upper bounds on the slip rate are therefore 8 and 16 mm/yr, respectively (mean of 12 ± 4 mm/yr).

Site 2 (Figure 2.10) yields another independent estimate of the slip rate. In contrast with the situation at site 1, T1' and T1 are seen to rest flat on abraded basement upstream from the fault and clearly have a strath origin. Moreover, as the T4-T1' riser is well defined, straight, and cleanly cut by the fault both upstream and downstream from it (Figures 2.10b and 2.10c and Figure 2.11), one may safely assume that it kept being shaped by lateral erosion as long as the Xuanma Wan stream kept flowing on T1'. The 80 ± 10 m offset of that riser was thus recorded after abandonment of T1', whose maximum age is 7624 ± 43 years B.P. (sample PZST1 on Figure 2.11). This provides a lower bound of 10.5 ± 1.4 mm/yr on the slip rate at Xuanma Wan, consistent with the bounds found at the other site. Such redundancy leads us to conclude that the slip rate on the Maomao Shan segment of the western Haiyuan fault near Song Shan lies reliably between 8 and 16 mm/yr. At a more refined level of analysis the minimum value we find most plausible, considering both sites, is 11.6 ± 1.1 mm/yr (mean value of 12.7 ± 1.2 and 10.5 ± 1.4 mm/yr).

2.2.4 Coseismic Offsets of Large Earthquakes in the Tianzhu Gap

The HR photographs draw attention to two other sites where minimum offsets on order of 10 m are visible along the fault (sites 3 and 4 on Figure 2.2a). Site 3 is located just west of the long-term offset at Majia Wan, where the fault trace cuts the channel of the middle stream (Figure 2.2a and Figures 2.4a and 2.13a). Here, the river incises T2, north of the fault, by 3–4 m and T1, south of the fault, by less than 2 m (Figure 2.13b). Both the western and eastern risers of the stream channel are offset by the fault. To measure such offsets with an accuracy of less than 1 m, we leveled two total-station profiles [e.g., *Gaudemer et al.*, 1995] along the tops of the two risers (Figures 2.13a and 2.13b).

Upstream from the fault, the western riser top is sharply defined, with a strike of $N171^\circ E$. Its piercing point can be located precisely (Figure 2.13b). From the geometry of the channel downstream, two offsets of different ages can be identified. The smallest and most recent one, measured at the fault trace, is 10 m. A larger, more ancient, cumulative offset of 26 m is measured between the riser north of the fault and the segment of that riser that has the same trend ($N171^\circ E$), 30 to 70 m south of the fault (Figure 2.13b). Farther south, the middle stream turns toward the SE and merges with the western stream (Figure 2.4a).

North of the fault, meandering of the stream has degraded the eastern riser, which is less straight and sharp than the western one, particularly near the fault (Figure 2.13a). Given the fairly constant width of the channel (~ 18 m), however, we assume that this upstream riser had the same trend as the western riser near the fault (Figure 2.13b). South of the fault, the eastern riser first bounds a small, triangular-shaped patch of T1, separated from the rest of T1 to the east by a dry, beheaded stream bed (Figure 2.13b). Farther south, it then resumes a well-defined, $N171^\circ E$ strike, in continuity with this dry

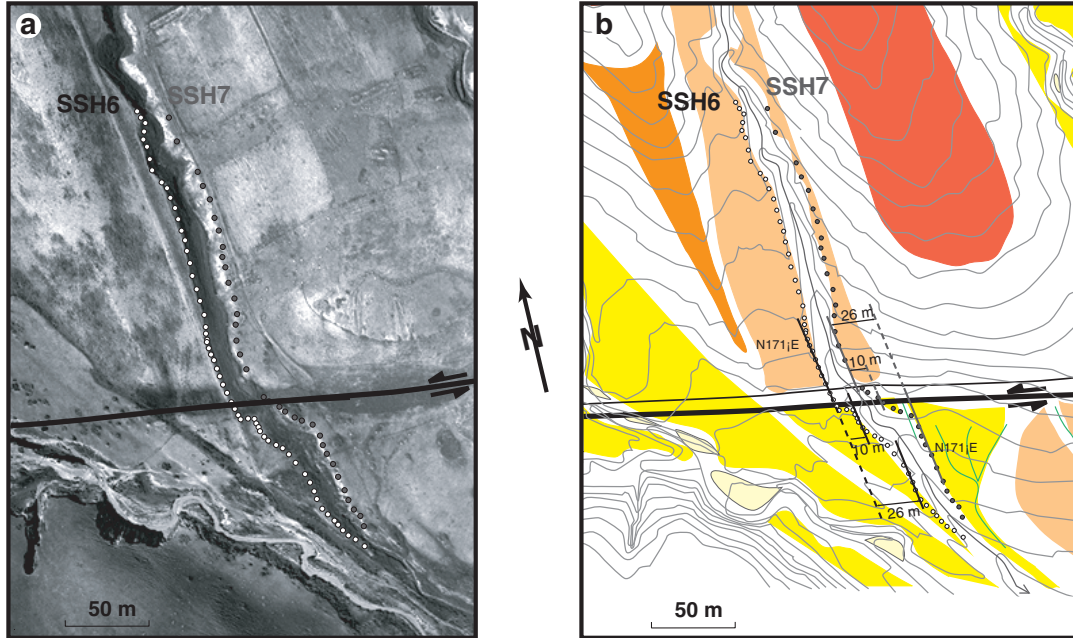


FIG. 2.13: (a) HR photograph of small-scale offsets at site 3 (Figure 2.2a and Figure 2.4a) on central swath. (b) Map view of profiles leveled, plotted on DEM (color code as in Figure 2.4c). Profiles SSH6 and SSH7 follow offset stream channel risers on right and left banks, respectively. Dark line indicates fault trace.

stream bed. The cumulative offset between the best defined segments of the eastern riser north and south of the fault is 26 m, identical to that of the western riser (Figure 2.13b). A more questionable offset of ~ 10 m is apparent between the extrapolated extension of the eastern riser just north of the fault and the western edge of the small T1 triangle south of the fault (Figure 2.13b). This offset is also identical to the smallest offset of the western riser.

Hence two sets of identical offsets (10 m, 26 m) are measured at site 3, using both the western and the eastern risers of the stream channel cut by the fault. The larger one is 2–3 times the smaller one. Since the 10 m offset is the smallest observed on the central swath, we interpret it to be close to the coseismic displacement of the last earthquake on the fault at this site. In keeping with this interpretation, the 26 m offset might represent the cumulative displacement of the last two, or perhaps three, earthquakes on the fault.

The second site (site 4) is located between the two main streams of the western swath

(Figure 2.2a and Figure 2.10). West of the eastern stream, two small rills that flow down the faceted spur, with headwaters only ~ 200 m north of the fault (Figure 2.10a), show cumulative offsets of 80 ± 20 m on the HR photographs (Figure 2.14). The uncertainty

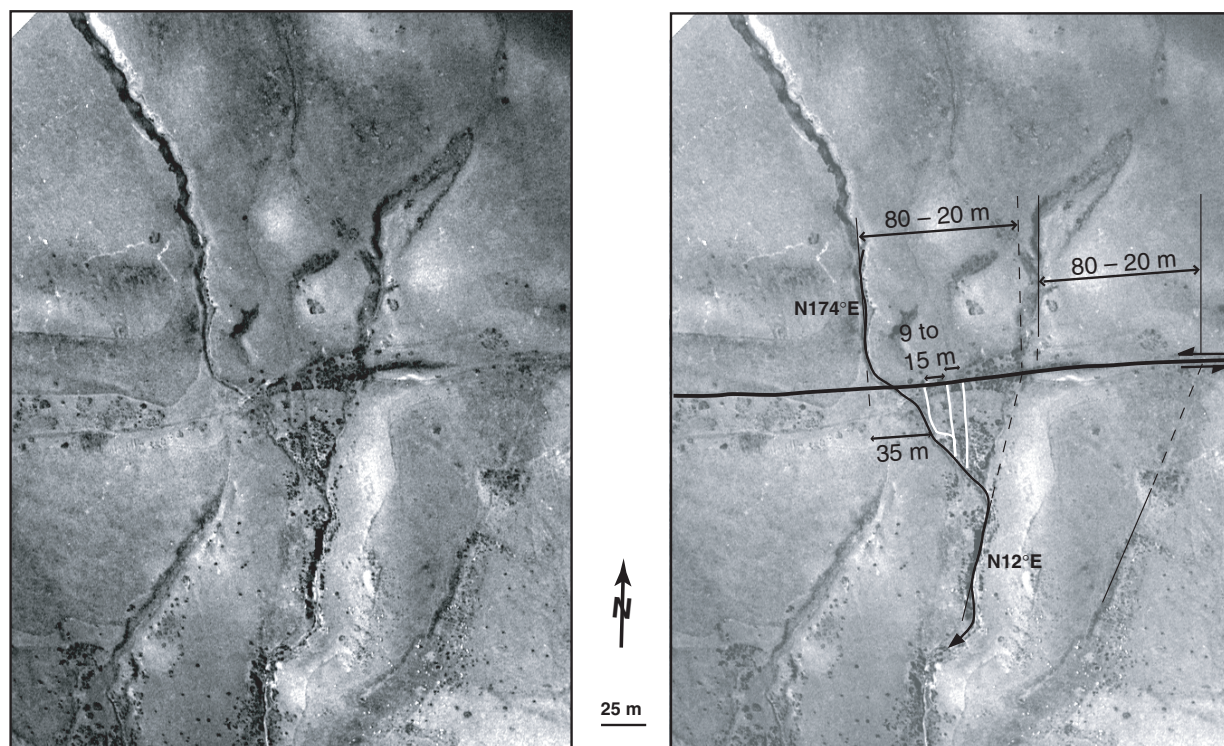


FIG. 2.14: Enlargement of HR photograph at site 4 (western swath, Figure 2.2a and Figure 2.10a) showing cumulative offsets of two rills and of three beheaded channels south of fault trace, spaced 9 to 15 m. Smallest offsets are interpreted as coseismic displacements during past large earthquakes (see discussion in text).

on the offset measurement comes from the sigmoidal bend of the rills as they cross the fault and from their significantly different strikes on either side of the fault, N174°E to the north and N12°E to the south, respectively. Recall that no DEM is available on this swath. Note, however, that the long-term cumulative offsets of the rills are similar to that of the Xuanma Wan stream (Figures 2.10b and 2.10c).

Smaller offsets of the western rill also exist at this site, within the triangular confluence area south of the fault at the center of the photograph (Figure 2.14). Here three small beheaded channels that trend parallel to the main rill north of the fault are clear from stereoscopic analysis of the HR photographs (Figure 2.14). All these channels, whose piercing points are well defined, lie east of the intersection between the fault and the main rill. The present-day rill channel is offset about 35 m by the fault. The spacing of the three beheaded channels to the east is 9 to 15 m. Interpreting these channels as abandoned courses of the main western rill, with increasing ages toward the east, suggests a succession

of consecutive earthquakes with coseismic displacements ranging between 9 and 15 m each, consistent with those observed at site 3.

Short-term offset measurements at sites 3 and 4 thus suggest that slip amounts (Δu) of past seismic events on the western Haiyuan fault near Song Shan were between 8 m and 16 m (mean $\Delta u = 12 \pm 4$ m). Each event would therefore have reached a magnitude $M_w \geq 8$, if they ruptured a 20-km-thick seismogenic crust over the entire length of the Tianzhu gap (220 km [Gaudemer *et al.*, 1995]). Such a rupture length and slip amount are compatible with scaling laws [e.g., Wells and Coppersmith, 1994].

2.2.5 Discussion and Conclusion

The long-term riser and channel offsets measured with HR photographs at the Majia Wan and Xuanma Wan sites and at site 4 near the eastern tip of the Maomao Shan segment of the western Haiyuan fault (125 ± 10 m, 80 ± 10 m, 80 ± 20 m) and the ^{14}C ages of the inset terraces (14.2, 9.9, 9, 8.5, and 7.6 kyr B.P., Table 2.1) constrain both the main landscape-shaping epoch north of Song Shan and the postglacial left slip rate on the fault.

Our results are consistent with those of the larger scale study performed by Gaudemer *et al.* [1995]. These authors documented left-lateral offsets of terrace risers, stream channels, crest lines, and glacial valley edges in Leng Long Ling, near the Tianzhu pull-apart basin, and along the Lao Hu Shan (Figure 2.1). They noted the consistency of such offsets along the entire 220 km length of the western stretch of the Haiyuan fault. The long-term offsets of 80 ± 10 m and 125 ± 10 m we measured near Song Shan fit with the clustering of offsets they obtain [Gaudemer *et al.*, 1995, Table 2.1 and Figures 6 and 14]. Lacking absolute ages of the offset morphological markers they measured, Gaudemer *et al.* [1995] inferred their formation to be related to climatic change, particularly to the last glacial maximum (20–18 kyr B.P.), the deglaciation (15–11 kyr B.P.), and the early Holocene climatic optimum (9–6 kyr B.P.). Such inferences are supported by our ^{14}C dating : all the samples ages we obtained are younger than 15 kyr and belong to the last two epochs (Table 2.1).

The rates we obtain (12 ± 4 mm/yr, preferred minimum value of 11.6 ± 1.1 mm/yr) are thus consistent with the rate they inferred (11 ± 4 mm/yr) (Figure 2.15). Liu and Zhou [1986] found a slower rate (5 mm/yr), but their result was not constrained by measurement with a DEM and dating of offset geomorphic features. Other studies at sites on the eastern stretch of the Haiyuan fault, which ruptured during the 1920 earthquake (Figure 2.1), provided only lower bounds on the rate (8 ± 2 mm/yr [Zhang *et al.*, 1988a]; see discussion by Gaudemer *et al.* [1995, Figure 15a, pp. 639–640]) (Figure 2.15).

The range of slip amount per event ($8 \leq \Delta u \leq 16$ m) we derive from short-term offsets measured on one pair of stereoscopic HR photographs (site 4) and on total-station profiles (site 3) confirms the inference that great ($M_w \geq 8$) earthquakes rupture the Tianzhu gap

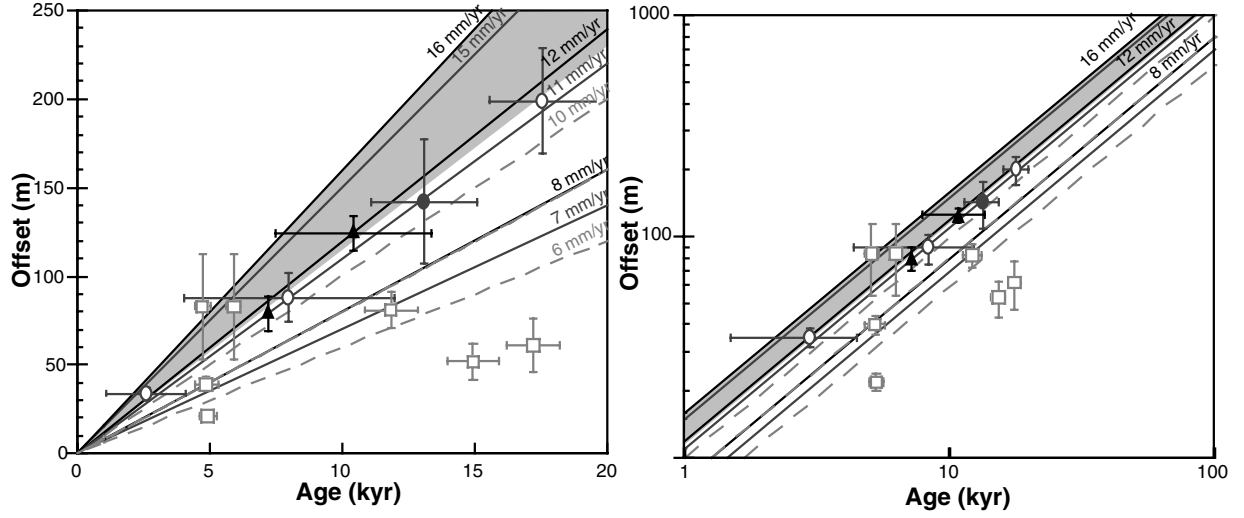


FIG. 2.15: Summary plots of cumulative offsets on Haiyuan fault as a function of their ^{14}C or inferred ages, on linear and logarithmic scales. Squares are values from *Zhang et al.* [1988a], ellipses are values from *Gaudemer et al.* [1995], and triangles are values from this study. Bars are uncertainties. The 8 ± 2 mm/yr value is lower bound of slip rate east of Huang He [*Zhang et al.*, 1988a]. The 11 ± 4 mm/yr value is slip rate at Sange Dun, west of Huang He, based on ages inferred from postglacial warming [*Gaudemer et al.*, 1995]. Results of our study (12 ± 4 mm/yr), based on ^{14}C dating, are consistent with latter rate. Shaded zone is range of preferred slip rate value (see text).

[*Gaudemer et al.*, 1995]. Slip amounts of 8 to 16 m are compatible both with a slip rate of ~ 12 mm/yr and with the historical quiescence of the fault since at least 800 years [*Gaudemer et al.*, 1995]. They are in keeping with the 8 m average displacement observed during the $M = 8.7$ Haiyuan earthquake in 1920 [*Zhang et al.*, 1987]. Characteristic earthquakes with $\Delta u = 12 \pm 4$ m may occur on the Haiyuan fault, west of the Yellow River, since there is a record of successive earthquakes with similar individual offsets at two sites, a few kilometers apart, within the Tianzhu seismic gap. With a slip rate of 11.6 ± 1.1 mm/yr, the recurrence interval between such earthquakes would be of order of 1050 ± 450 years.

The combination of techniques we used (total-station profiling, stereoscopic analysis of high-resolution photographs, quantitative geomorphic reconstruction from digital elevation model), made possible by the pioneering implementation of a small remote-controlled, photogrammetric airplane, capable of taking-off, flying and landing in the field, should yield similarly useful results along large active faults in Central Asia, Tibet, and other remote areas of the world.

Acknowledgments We thank Institut National des Sciences de l'Univers, Centre National de la Recherche Scientifique (Programme PNRN), Institut de Physique du Globe de Paris (BQR), and École Supérieure des Géomètres et Topographes (Le Mans) for encouraging and supporting both the develop-

ment of the remote-controlled, photogrammetric airplane, and sustained work along the western Haiyuan fault. The Lawrence Livermore National Laboratory also provided financial support for ^{14}C dating. P. Tapponnier, M. Kasser, and Y. Gaudemer conceived the initial project of DEM acquisition through a transportable, field-adapted, small airplane. G. Dol piloted the airplane in the field. We are grateful to the China Seismological Bureau and the Lanzhou Seismological Institute for the excellent organization of logistics in the field. We are grateful to W. Bull and R. Yeats for careful reviews that improved the paper. We thank J. Van der Woerd for helpful discussion. This is IPGP contribution 1568 and INSU contribution 132.

2.3 Fast Late Pleistocene slip-rate on the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault, Qinghai, China

C. Lasserre¹, Y. Gaudemer¹, P. Tapponnier¹, A.-S. Mériaux¹, J. Van der Woerd², R. Ryerson², M.W. Caffee², Yuan Daoyang³,

(1) Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS UMR 7578, Paris.

(2) Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California

(3) Seismological Institute of Lanzhou, China Seismological Bureau, Lanzhou, Gansu, China.

submitted to the Journal of Geophysical Research

2.3.1 Abstract

Fieldwork along the western Haiyuan fault, where it cuts young glacial landforms in the Leng Long Ling range (Qinghai, northeastern Tibet), yields new constraints on its long-term left-slip rate. Our mapping near 101.85°E, based on aerial photographs, 1/50000 topographic maps and SPOT images, shows glacial valley edges and lateral moraines offset about 200 m by the fault. Quartz-rich cobbles were sampled on top of one moraine for in situ ¹⁰Be and ²⁶Al cosmogenic nuclides dating. Among ten dated samples, the four oldest show ages clustering at 10063 ± 736 yr. This age probably reflects the time of last reshaping of the moraine before the valley glacier withdrew south of the fault around the end of the Younger Dryas ($\simeq 11000$ yr). Assuming that the 200 ± 40 m moraine offset started to be recorded after glacial retreat across the fault constrains the Late Pleistocene slip rate on the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault to be 20 ± 5 mm/yr.

2.3.2 Introduction

The convergence between India and Asia has produced one of the broadest zone of continental deformation on Earth (10^7 km^2), extending up to 3500 km north of the Himalayas [e.g. *Tapponnier and Molnar*, 1977; *Molnar and Tapponnier*, 1978]). The mechanisms of such large-scale deformation are debated [e.g. *Meyer et al.*, 1998, and references therein]. The relative importance of crustal thickening and strike-slip motion in absorbing convergence, as well as the proportion of strain accommodated by faults and localized shear zones are still controversial. Accurate determinations of slip rates on the main faults in the collision zone is thus essential to help settling the argument.

Together with the Altyn Tagh and Kunlun faults, the Haiyuan fault is one of the main left-lateral strike-slip faults of northeastern Tibet (figure 2.16a), a particularly well-suited area to understand the mechanisms of deformation which led to the growth and rise of the Tibet plateau [Meyer *et al.*, 1998]. This $\simeq 1000$ km-long fault accommodates the eastward component of movement of Tibet relative to the Gobi-Ala Shan platform to the north [Tapponnier and Molnar, 1977; Zhang *et al.*, 1988a, b]. The large, 1920, Haiyuan ($M = 8.7$) and 1927, Gulang ($M = 8-8.3$) earthquakes occurred on and near the Haiyuan fault, respectively (figure 2.16b) [Deng *et al.*, 1986; Zhang *et al.*, 1987; Gu *et al.*, 1989; Gaudemer *et al.*, 1995]. A $\simeq 220$ km-long seismic gap of great potential hazard, has been identified along the western stretch of the fault [Gaudemer *et al.*, 1995] (figure 2.16b). The average postglacial left slip-rate on the western Haiyuan fault, east of its junction with the left-lateral Gulang fault and west of the Huang He, is now known to be greater than 1 cm/yr [Lasserre *et al.*, 1999]. Specifically, a rate of 12 ± 4 mm/yr, with a most likely minimum value of 11.6 ± 1.1 mm/yr, was obtained along the Maomao Shan segment of the fault (figure 2.16b), from high resolution geomorphological and geodetic data and ^{14}C dating. But along the Leng Long Ling segment of the fault, west of the junction between the Haiyuan and Gulang faults (figure 2.16) and south of the eastern Qilian Shan range front, only loose estimates of the slip-rate exist, ranging between 10 to 26 mm/yr [Meyer, 1991] and 10 to 20 mm/yr [Gaudemer *et al.*, 1995]. They derive from offsets measured on SPOT images and inferred to postdate the Last Glacial Maximum (19 ± 2 kyr BP) and predate the global warming at $\simeq 12 \pm 2$ kyr BP.

To better assess the motion of NE Tibet relative to the Gobi, we carried out field-work northeast of Menyuan (figures 2.16b and 2.17). Refining SPOT image analysis, we interpreted aerial photographs and 1/50000 topographic maps covering the study area and accurately measured geomorphic offsets. At one site, we sampled quartz-rich cobbles on the crest of a lateral moraine offset by the fault, for cosmogenic nuclide dating (^{10}Be and ^{26}Al). The moraine offset and age yield a reliable value of the Late Pleistocene slip-rate along the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault.

2.3.3 Regional geology and landforms

West of its junction with the Gulang fault, near 102.15°E , and east of 101.15°E , where it splays into several strands, the active Haiyuan fault displays a unique, sharp trace. It strikes $\text{N}110\text{-}115^\circ\text{E}$ (figure 2.17), $10\text{-}15^\circ$ more southerly than the average strike of the western Haiyuan fault (figure 2.16b). It follows the crest of the Leng Long Ling, a range composed mainly of exhumed Ordovician-Silurian rocks, whose highest, presently ice-capped summits culminate at 5254 m and 5024 m, north and south of the fault, respectively, about 30 km apart (figure 2.17). In this region, the restraining bend of the fault [Gaudemer *et al.*, 1995] (figures 2.16 and 2.17) leads to slip partitioning between the Leng Long Ling segment of the fault, which accommodates the strike-slip component of movement, and

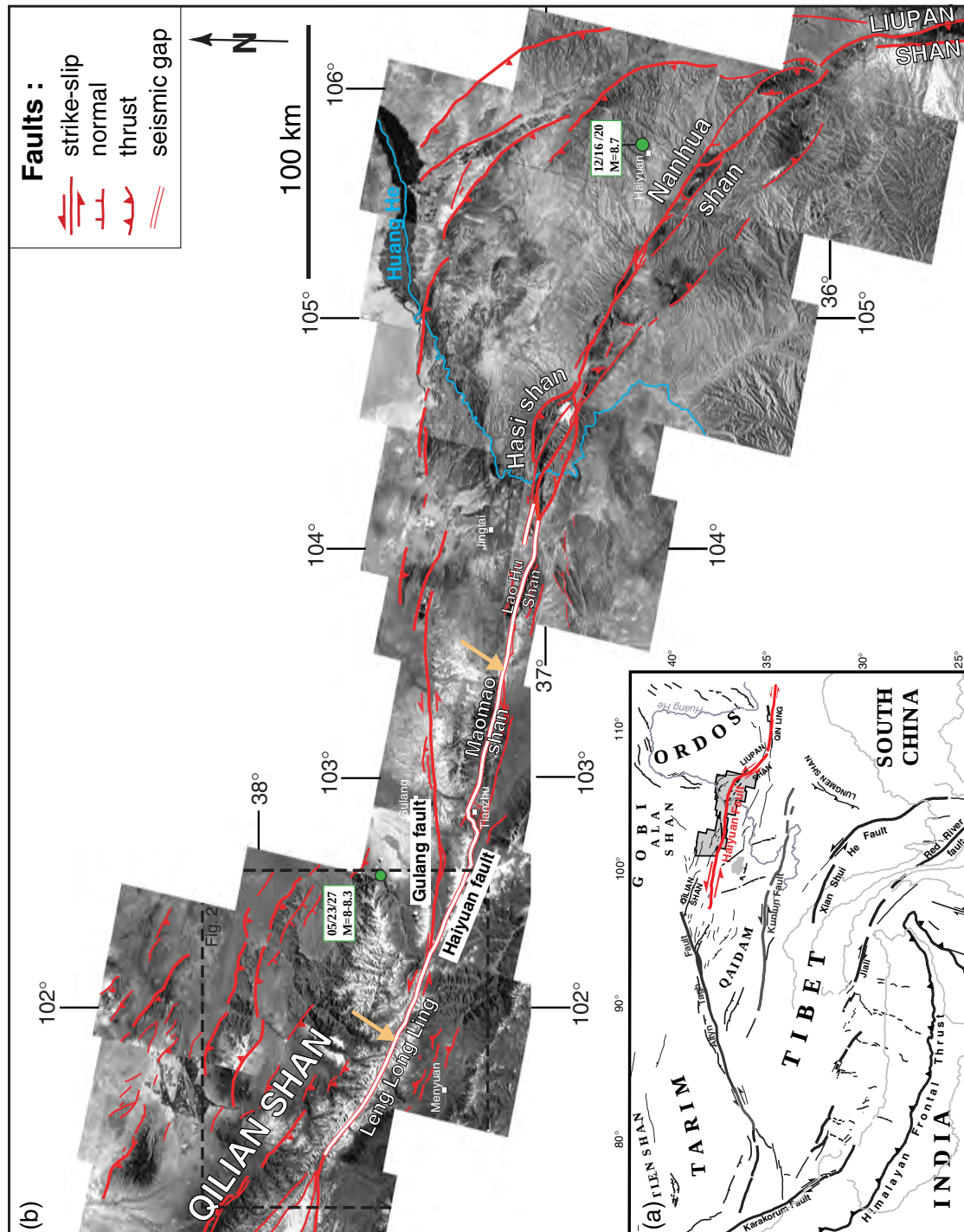


FIG. 2.16: (a) Tectonic map of India-Asia collision zone. Haiyuan fault is outlined in red. Black gray-shaded contour shows location of SPOT mosaic of figure 2.16b. (b) Mosaic of SPOT images. Faults are from fieldwork and SPOT and Landsat images analysis. Tianzhu seismic gap [Gaudemer *et al.*, 1995] is outlined in white. Locations of 1920 and 1927 (green dots), $M \geq 8$ earthquakes are from Gaudemer *et al.* [1995]. Arrows point to study sites where Haiyuan fault slip rate was determined from measurements and dating of geomorphic features offset by the fault (east : [Lasserre *et al.*, 1999], west : this paper). Dashed box indicates location of figure 2.17.

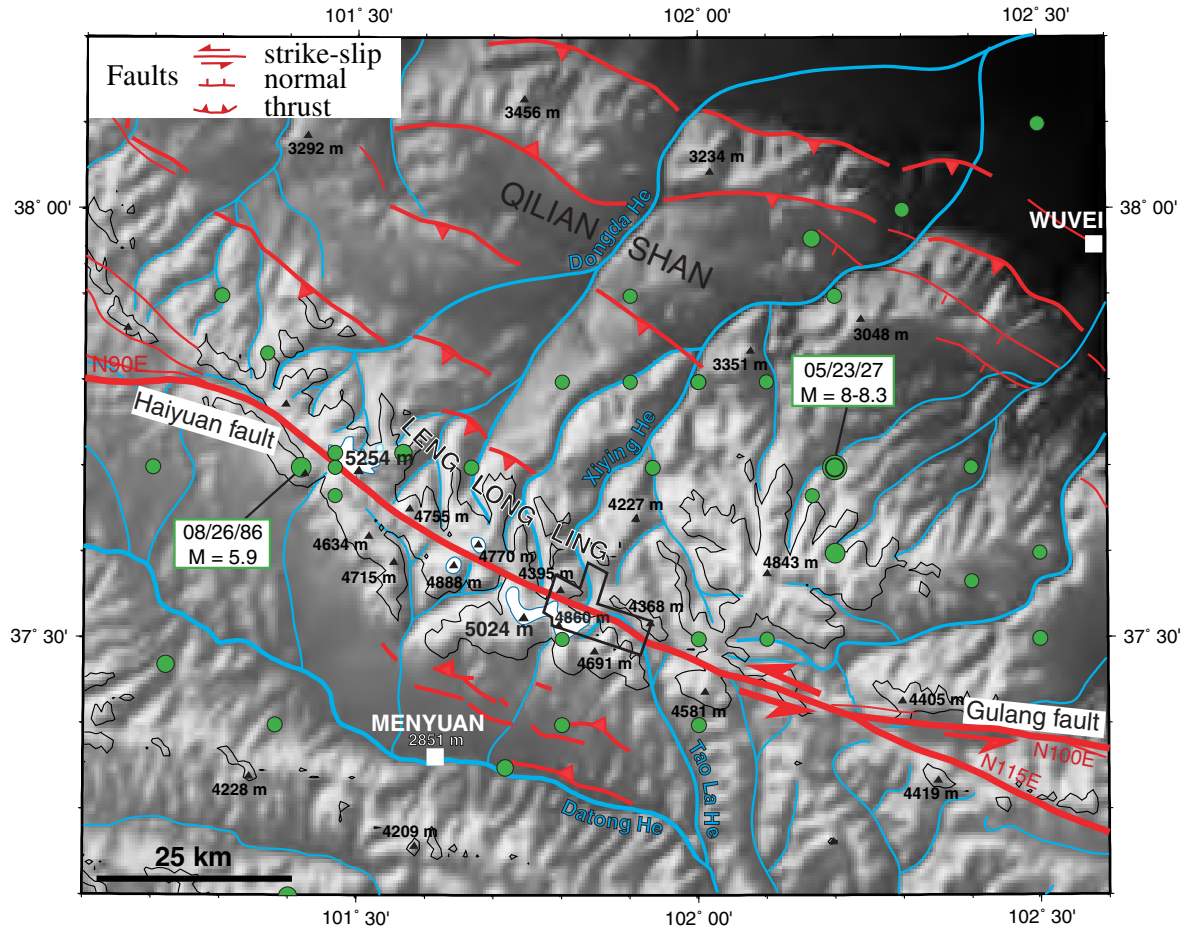


FIG. 2.17: Seismotectonic map of Leng Long Ling area. Slip is partitioned principally between Haiyuan-Gulang strike-slip fault system and thrust system along Qilian Shan range-front [Gaudemer *et al.*, 1995]. Note also active north-dipping thrusts just north and east of Menyuan. Topography is from 30-arc sec Defense Mapping Agency DEM. Contour line at 4000 m is outlined. Main summit elevations are from 1/50000 Gansu Geological Bureau or 1/500000 TPC topographic maps. Ice-capped reliefs, in white, are from TPC maps. Main rivers are traced in blue. Green dots are $M \geq 4.5$ seismic events from *Gu et al.* [1989] (1920-1984), *Center for Analysis and Prediction* [1989] (1984 to 1988) and Seismological Institute of Lanzhou (1988-1998). Black contour indicates location of figures 2.18 and 2.19.

the Qilian Shan thrusts mostly to the north, which accommodate NNE shortening. The large northern thrusts are inferred to root on a southwest dipping décollement, which branches off the Haiyuan fault at a depth of $\simeq 25$ km [Gaudemer *et al.*, 1995]. They have raised the metamorphic basement (mainly Cambrian and Ordovician schists and igneous Mid-Paleozoic granodiorites and granites) to outcrop. Unconformable Devonian red beds and limestones, Carboniferous shales, Permian, Jurassic and Lower Cretaceous sandstones, and at places, Neogene sandstones covered by Quaternary conglomerates, are also exposed in WNW-ESE-trending folds north of the Haiyuan fault. Most of the rivers draining this uplifted area run off into the Tengger desert, north of Wuwei. Slices of Permian or Devonian sandstones are pinched along the fault [Gansu Geological Bureau, 1975a, b; Gaudemer *et al.*, 1995]. South of the fault, Ordovician greenschists prevail. The southern flank of the Leng Long Ling is drained by rivers flowing into the Neogene Menyuan basin and the Datong He, a large tributary of the Huang He (figure 2.17). North and east of Menyuan, active, north-dipping, WNW-ESE striking thrusts and growing ramp anticlines are signaled by spearheaded, almond-shaped tongues of uplifted Neogene and Quaternary [e.g. Meyer *et al.*, 1998], limited to the south by the thrust traces (figures 2.16b and 2.17). They probably also branch off the Haiyuan fault at depth.

Quaternary glacial and periglacial processes have strongly contributed to shape the landforms of northeastern Tibet [Derbyshire *et al.*, 1991; Lehmkuhl *et al.*, 1998; Van der Woerd *et al.*, 2000a, b], including the Leng Long Ling mountains. Glacial cirques, some still occupied by glaciers, glacial valleys, glaciofluvial tills and moraines can be mapped along the entire Leng Long Ling segment of the fault, on either side. Several glacial features cross the fault and are offset by it. Our field study specifically targeted one area near 101.85°E (figures 2.16 and 2.17), already identified on SPOT images by Meyer [1991] and Gaudemer *et al.* [1995], where long term offsets of glacial valley edges were particularly well preserved.

2.3.4 Site field study

2.3.4.1 Geomorphic setting

The ice-capped massif 25 km northeast of Menyuan is carved by several, 500 m to 2 km-wide glacial cirques, limited by fresh, steep and sharp bedrock crestlines. The massif culminates at 5024 m to the west, and 4860 m to the east (figure 2.17). Our study was focussed on the eastern part of the massif (figures 2.18 and 2.19). On the north side, glacial valleys oriented $\text{N}30\text{--}45^\circ\text{E}$ are partly occupied by present-day glacial tongues, with lowest termini at elevations around 4150 m. The meltwaters of the glaciers feed outwash that merge principally into the Xiying He (figures 2.17, 2.18 and 2.19). On the south side, glaciers termini at elevations between $\simeq 4200$ and 4450 m give birth to streams that flow into the Datong He. One large river system, the Tao La He, flows northwards before veering south to reach the Datong He, east of Menyuan (figures 2.17, 2.18 and 2.19). Both the upper

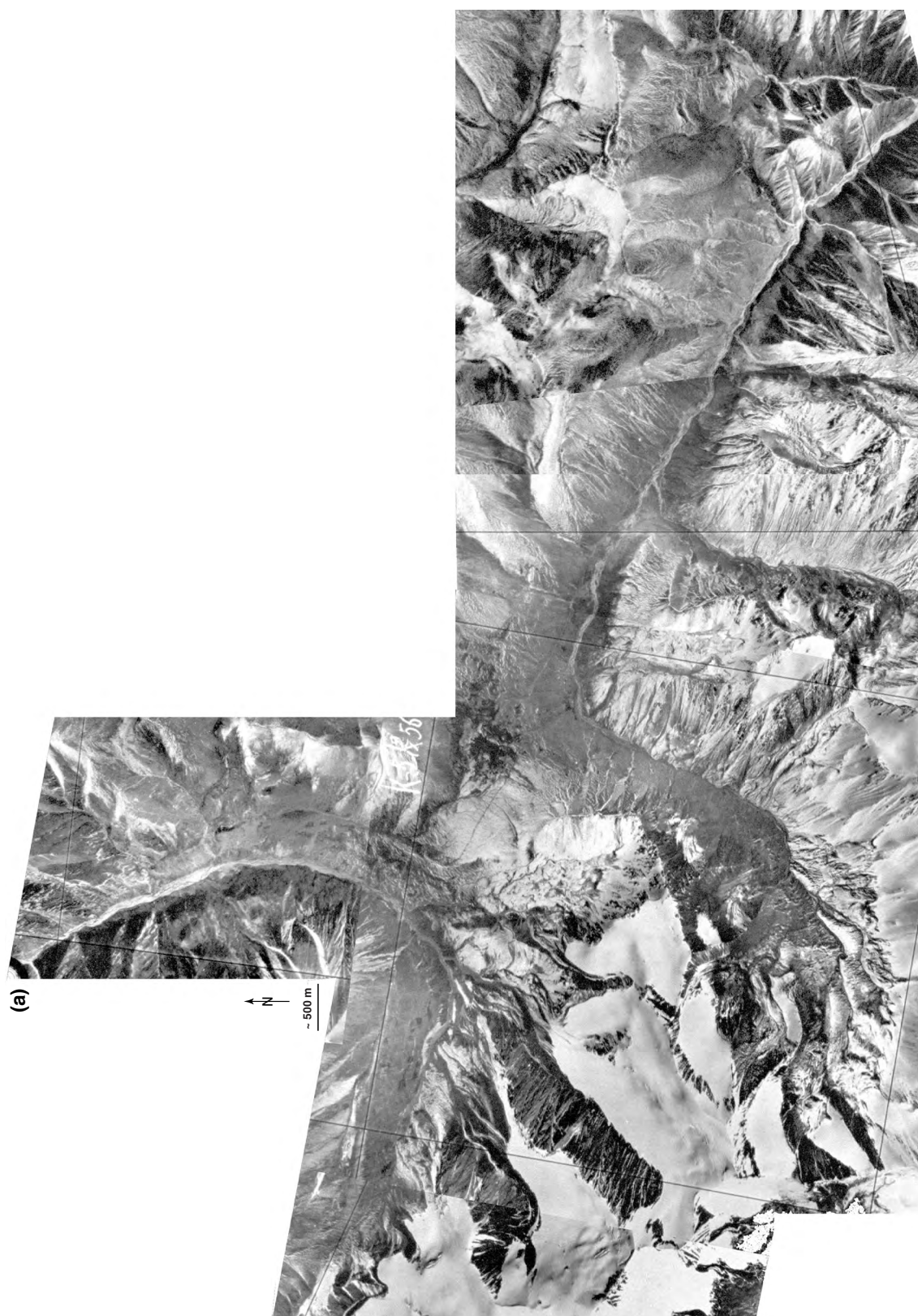


FIG. 2.18: Mosaic of air photographs of Haiyuan fault, 25 km northeast of Menyuan (see figure 2.17). Scale bar and orientation are only indicative, due to optical distortion.

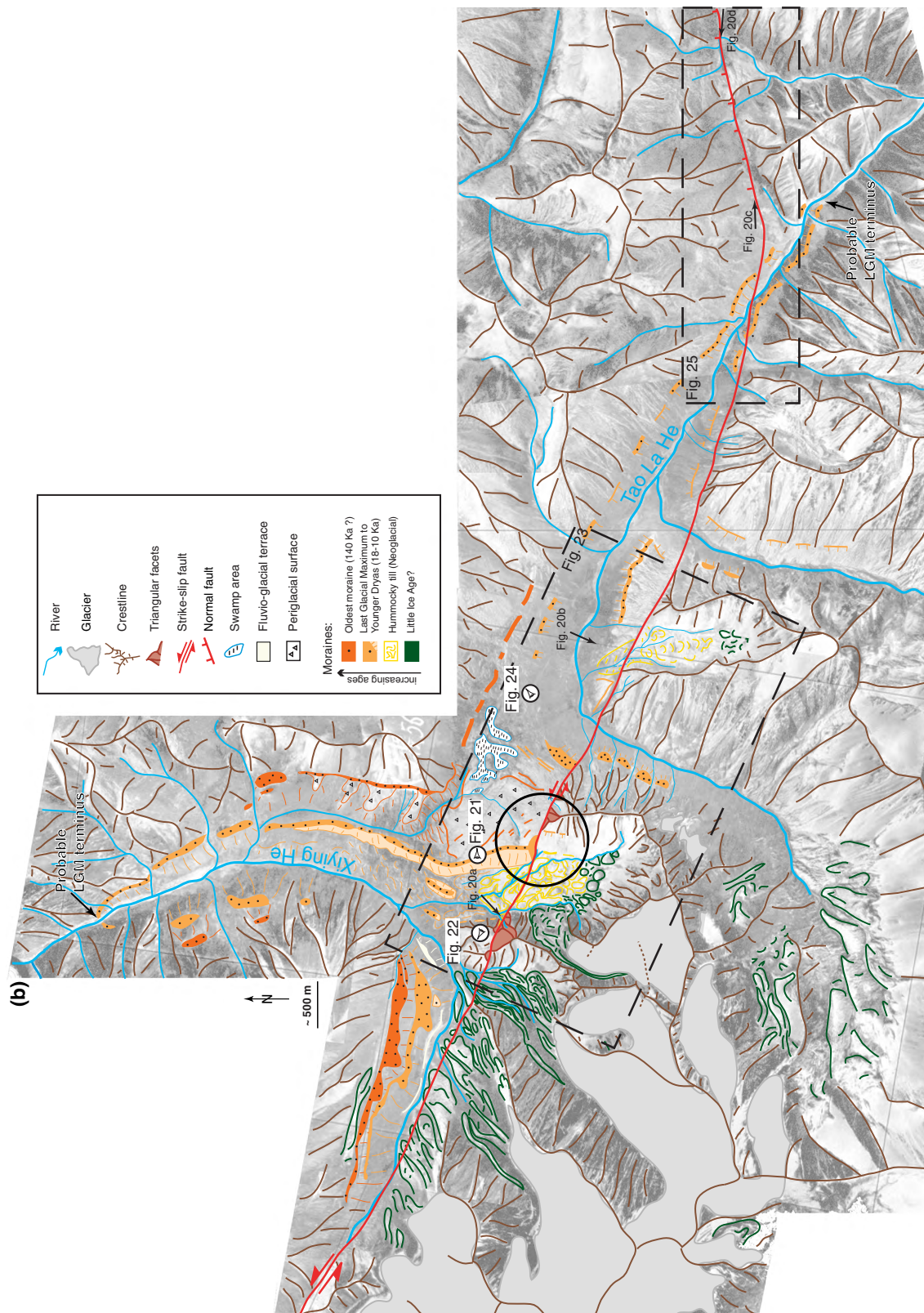


FIG. 2.19: Geomorphic interpretation of glacial landscape of figure 2.18 from field observations, air photos and satellite images analysis. Four principal moraine deposits are distinguished from their relative degrees of degradation, elevations and maximum extension. Arrows point to locations of photos of figure 2.20. Site where slip rate was determined is circled. Eye symbols point to view direction of photographs in figures 2.21, 2.22 and 2.24c,d. Dashed boxes locate figures 2.23 and 2.25.

Xiying and Tao La He valleys show typical flat-floored, U-shaped sections, before narrowing abruptly to the north and southeast, respectively, implying incision by large glacial streams down to the narrows. Eastwards, the maximum elevation decreases, with lowest summits $\simeq 4400$ m high, and ancient glacial cirques about 750 m wide are presently devoid of ice. West of the Tao La He narrows, the N115°E-striking Haiyuan fault sharply bounds northern spurs of the ice-capped reliefs, cutting across the north-flowing drainage network, the glacial valley edges and moraine deposits (figures 2.18 and 2.19), with dominantly strike slip movement. Both lateral edges of the valley of the easternmost tributary of the Xiying He show clear offsets. East of this valley, the fault also offsets the western edge of the Tao La He valley and the lateral edges of a former glacial valley downstream from a now abandoned glacial cirque (figure 2.20b). Small-scale stream doglegs and free-faced scarps at the base of triangular facets of Devonian sandstones mark the fault trace at several places (figure 2.20a). Farther eastwards, after crossing again the Tao La He, the fault locally veers to a N105°E direction, acquiring a component of northdipping normal throw, clear either from its geomorphic imprint or from geological outcrops on incised sections (figures 2.20c and d).

On the basis of their relative heights, degree of degradation surface aspect and extension, four main units of glacial deposits can be distinguished in the Xiying and Tao La He valleys. The first unit, only $\simeq 150$ -200 m below the present glacial termini, is made of dark-gray morainic till, completely free of soil and vegetation cover. We interpret it to mark the most recent advance of the glaciers during the Little Ice Age (330-80 yr BP, [Liu *et al.*, 1998]) (figures 2.19 and 2.21). Small remnants of similar glacial deposits are also found in the upper parts of now empty cirques (figure 2.20b). The second unit is composed of older, light grey, hummocky till, with sparse grass cover and collapse cracks. It fills the floors of the two glacial cirques in the frame of figure 2.23, down to elevations of 3800-3850 m north of the fault (figures 2.19 and 2.21, 2.22 and 2.23). Two more conspicuous systems of morainic ridges, related to two yet more ancient, but more pronounced glacial advances, outline the edges of both the Xiying and Tao La He valleys. The lowest of the two systems (third unit), standing generally $\simeq 150$ m above the present bed of the glacial outwash, is remarkably well preserved, particularly in the Xiying He valley (figures 2.19 and 2.22). The shapes of the lateral and median morainic ridges and even the closure of the most advanced frontal moraine across the outwash stream look fresh and relatively young in the field as well as on SPOT images or aerial photographs. Despite smoothing by soil and grass, cobbles and boulders protrude out of the surface of all these moraines. The ring of boulders of the terminal frontal moraine transverse to the outwash corresponds to a knick point on the stream profile, right where the valley narrows, attesting to ice extension down to $\simeq 3350$ m, most likely at the time of the LGM (figure 2.19). In the Tao La He valley, similarly clear lateral and terminal moraines can be mapped. The lowest frontal moraine, though less prominent, also stands where the valley narrows, at an elevation also close to 3350 m. The fourth and highest unit of till ridges, covered by thick loess and soil, stands 50 m above the third. It is fairly well preserved mostly in the Xiying He valley, particularly on the left bank, in the WNW-ESE-oriented valley roughly parallel to the fault.

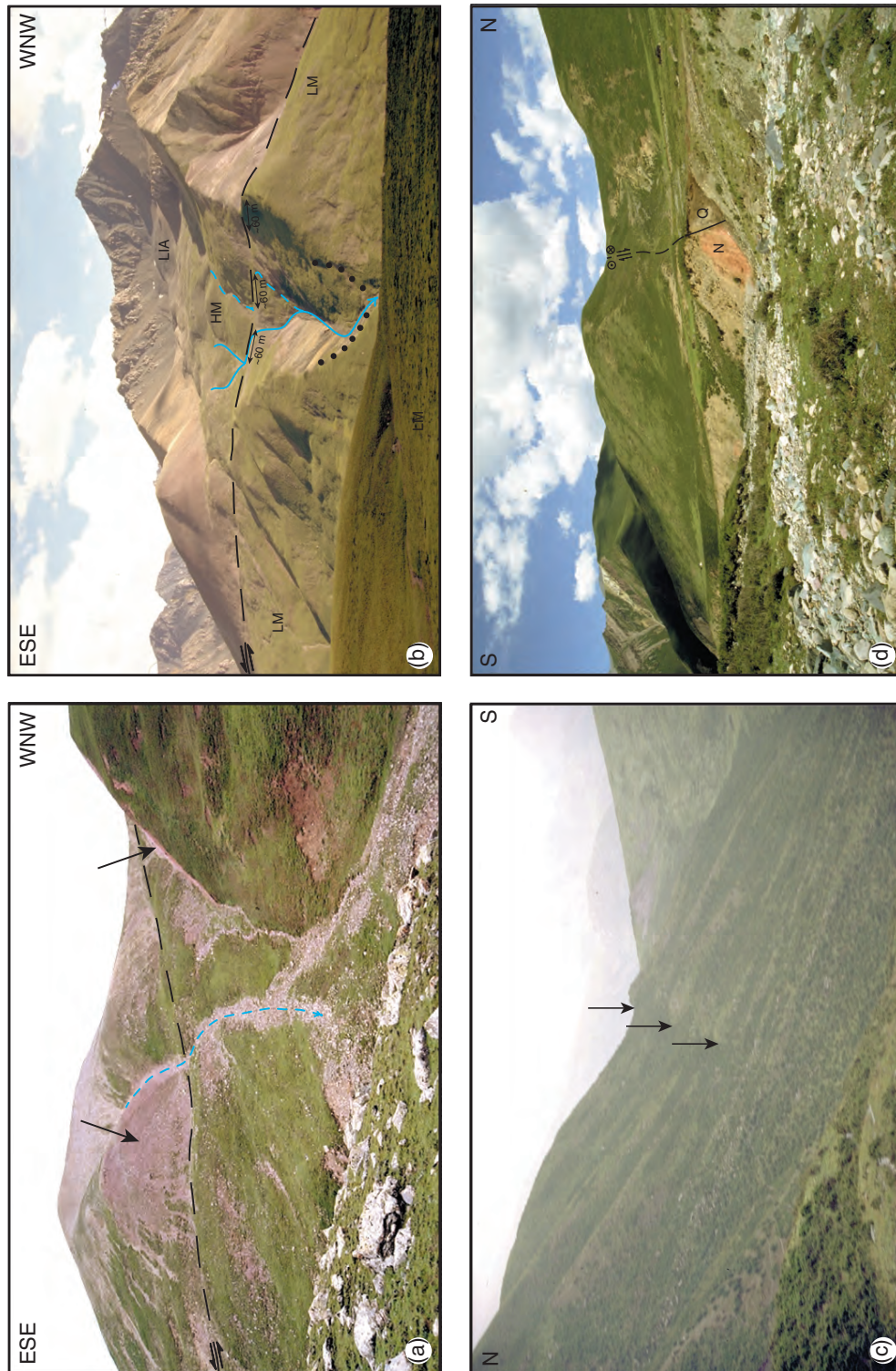


FIG. 2.20: (a) SSW-looking view of left edge of glacial cirque (circled in figure 2.21), with long-term offset of ≈ 200 m. Fault scarp is outlined by faceted spurs in Devonian and Tertiary rocks on both sides of fault (arrows). Small gully in center of photo is offset about ten meters by fault. (b) SSW-looking view of glacial cirque, presently free of ice, offset by the fault. Dark-gray moraine deposits in upper part of cirque were probably emplaced during Little Ice Age (LIA). Hummocky glacial tills (HM) filling cirque floor extend down north of fault, cutting older lateral moraine (LM) on right side of Tao La He trunk glacial valley (see also figure 2.19). Dots mark terminus of hummocky till. Offsets of HM tills and small rills by fault is ≈ 60 m. (c) E-looking view of north-facing normal scarp, opposite to slope gradient. (d) W-looking view of fault in eastern part of study area. Normal throw juxtaposes Neogene (N) with Quaternary (Q), in section on river bank.

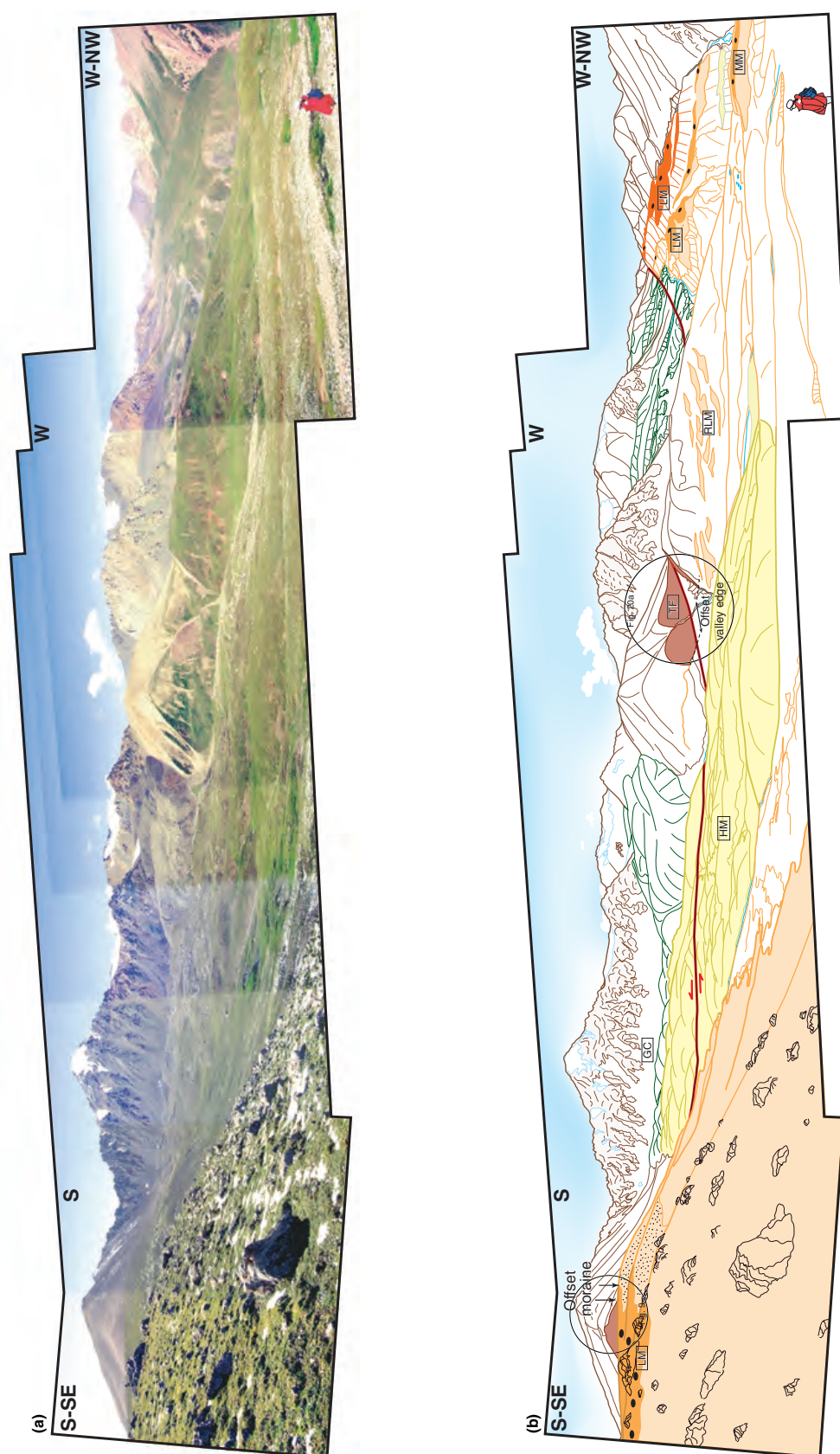


FIG. 2.21: (a) SW-looking view of glacial landscape at main study site (figure 2.19) and (b) corresponding geomorphic interpretation. Same color code as in figure 2.19. (GC) : Glacial cirque, (HM) : hummocky moraine, (LM) : Lateral moraine, (RLM) : remnants of lateral moraine, (MM) : median moraine, (TF) : triangular facet. Circle on top left of photograph outlines offset moraine selected for cosmogenic dating, and shows location of figure 2.24a, b. Western edge of glacial cirque, circled in middle of photograph, is also offset.

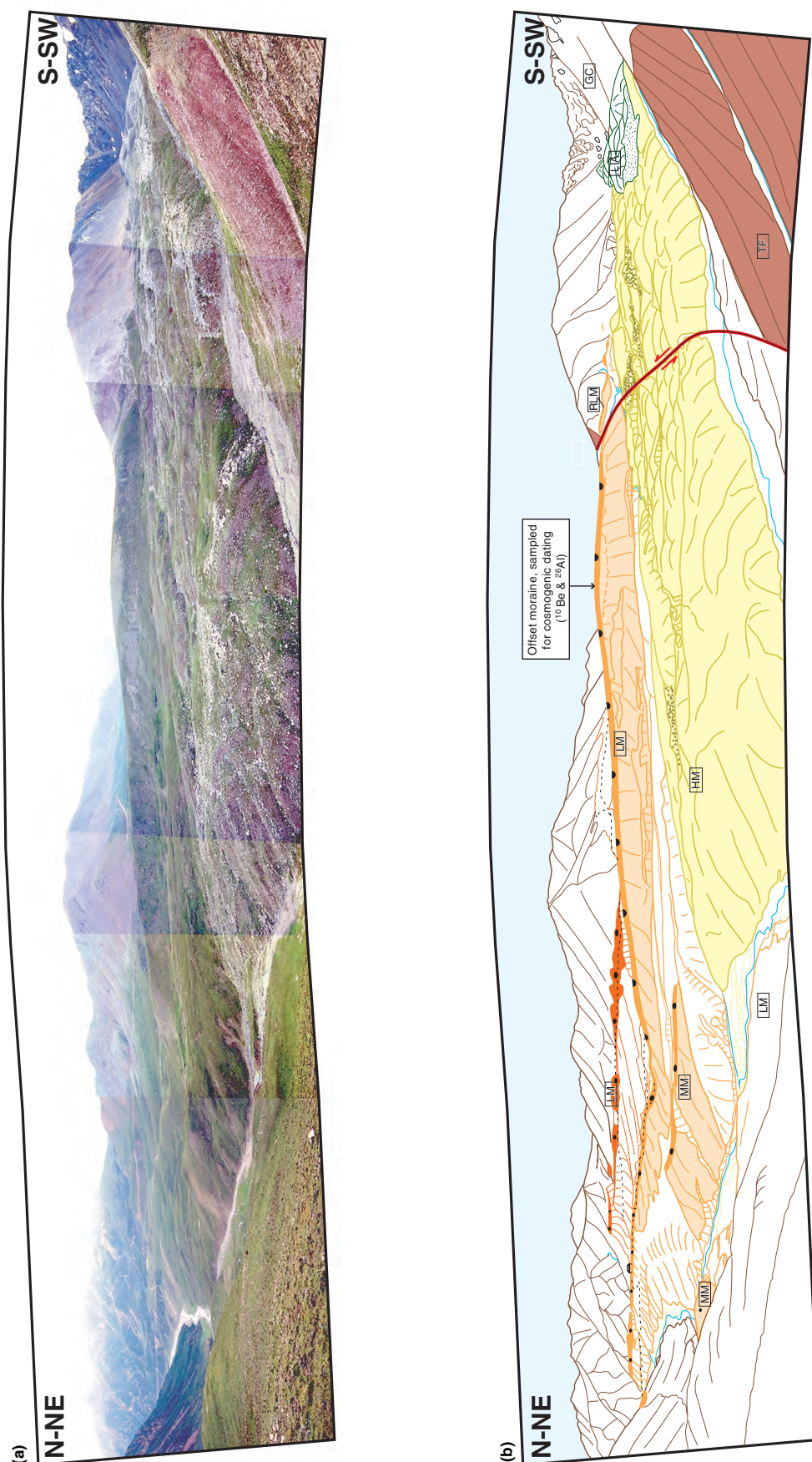


FIG. 2.22: (a) ESE-looking view of study site (see figure 2.19) and (b) corresponding geomorphic interpretation. Color code and symbols as in figures 2.19 and 2.21. Best preserved morainic ridge, sampled for cosmogenic dating, in center of photo, can be traced all along the valley, down to its northern terminus.

There, it extends all the way to the pass at 4124 m to the west (figure 2.21). Although poorly preserved elsewhere, it can be mapped at the base of the ranges that bound the eastern and northern edge of the Xiying and Tao La He valleys, respectively (figure 2.19). A unique glacier, diverging downstream into two ice tongues may thus have emplaced this most ancient unit of moraines.

The freshest, longest and most continuous morainic ridge observed lies along the right bank of the Xiying He, extending from the active fault trace, at $\simeq 4000$ m, down to the frontal moraine at $\simeq 3350$ m, over a distance of $\simeq 6$ km. It sags slightly for about 150 m north of the fault trace, then slopes with a gradient of 15-20% for 1.5 km, and more gently ($\simeq 10\%$, figure 2.22) for the remaining distance down to its end. Clearly, this moraine once marked the eastern edge of a glacial valley, and formed as a lateral moraine of a glacier that flew north from the cirque south of the fault. It now stands displaced from the edge of that cirque across the fault, as attested by the south-facing facet visible in the field and on the maps and images (figures 2.18, 2.19 and 2.21 and 2.22). In the following sections, we focus on this particular site, where we measured the moraine offset and dated its emplacement using cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al nuclides.

2.3.4.2 Offsets measurements

On the north side of the fault, the intersection (piercing point) of the crest of the morainic ridge with the fault trace is well defined (figures 2.23a, b). On the south side of the fault, since no clear morainic ridge exists, the corresponding piercing point is the intersection between the fault and the steep valley side carved out of the bedrock by the glacier. Only slight traces of a bevel with possible coeval morainic deposits can be seen along that steep edge (figure 2.22). We choose this piercing point to lie at the western tip of triangular facet cut by the fault, considering that the surface of the glacier that deposited the moraine north of the fault must have been at least at the elevation of the base of that facet (figures 2.23a, b and 2.24a, b). Note that the probable remnants of moraine aligned on the bevel south of the fault also intersect the fault at this point. Whether on the SPOT image, the air photographs or the 1/50000 topographic map (figures 2.23a to c, and 2.26a), we measure a distance of 200 m between the two piercing points, somewhat less than previously estimated from the SPOT image alone (250 m), without ground truth, by *Gaudemer et al.* [1995]. Considering that erosion possibly reshaped the moraine edge and given the uncertainty in defining and mapping the triangular facet and the moraine edge, we consider an uncertainty of ± 40 m (corresponding to ± 2 pixels on the XS SPOT image and to less than ± 1 mm on the topographic map) to be plausible.

This offset value is not unique along the fault trace. It is found again on the western edge of the same glacial valley, which is offset by $\simeq 200$ m by the fault, as well as on the eastern edge of the valley just to the west (figures 2.19, 2.21, 2.23a to c). On the west side of the Tao La He, before the river veers to follow the fault, the best preserved morainic

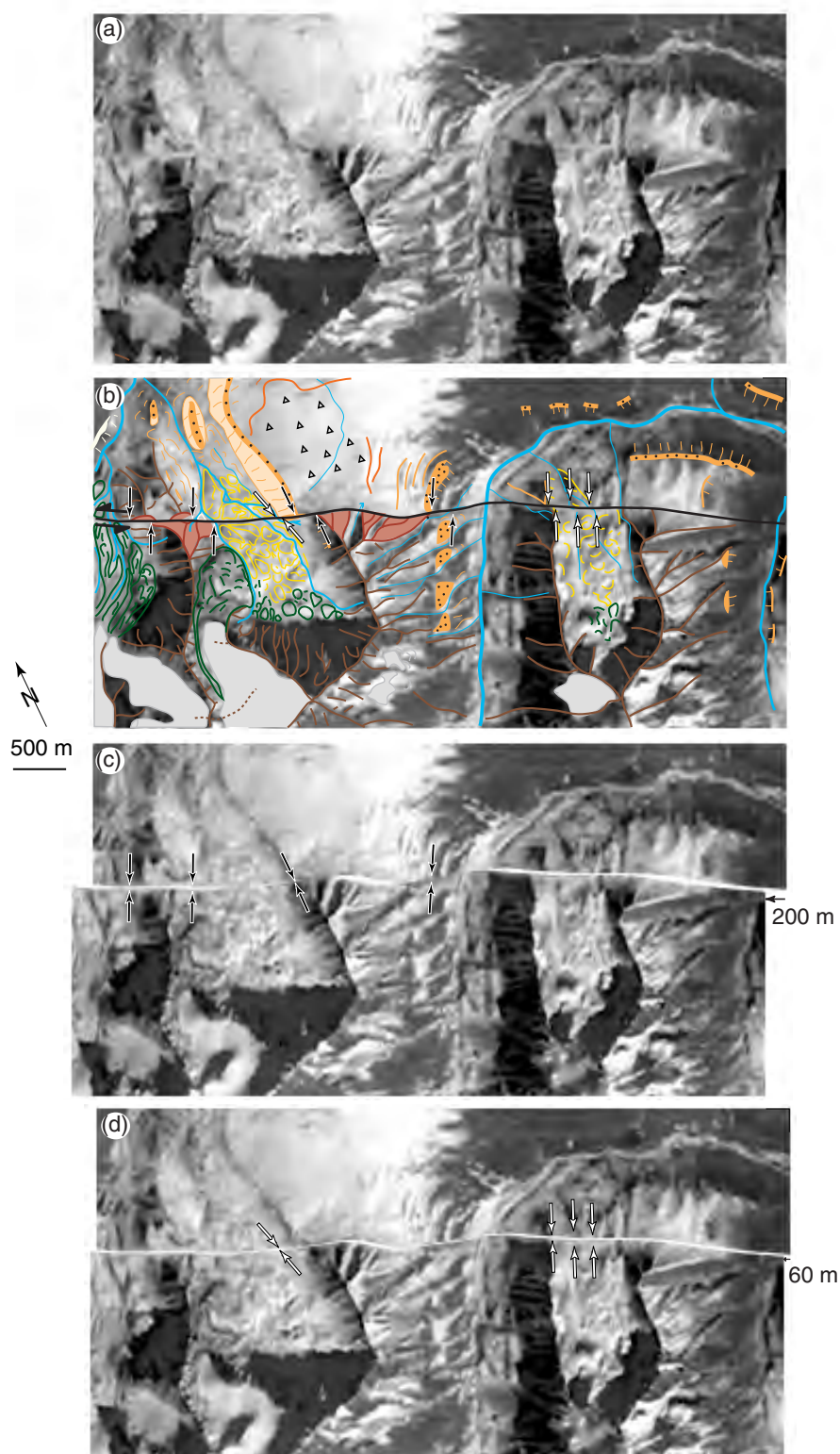


FIG. 2.23: (a) Enlargement of XS SPOT image (KJ 252-275, 20 m pixel) of site (location on figure 2.19) and (b) geomorphic interpretation. Color code as in previous figures. Black arrows outline glacial valley edges offset by ≈ 200 m. White arrows, hummocky till edges and rills offset by ≈ 60 m. (c) Best fit between blocks, restoring linear continuity of dated lateral moraine and glacial valley edges or (d) hummocky till edges.

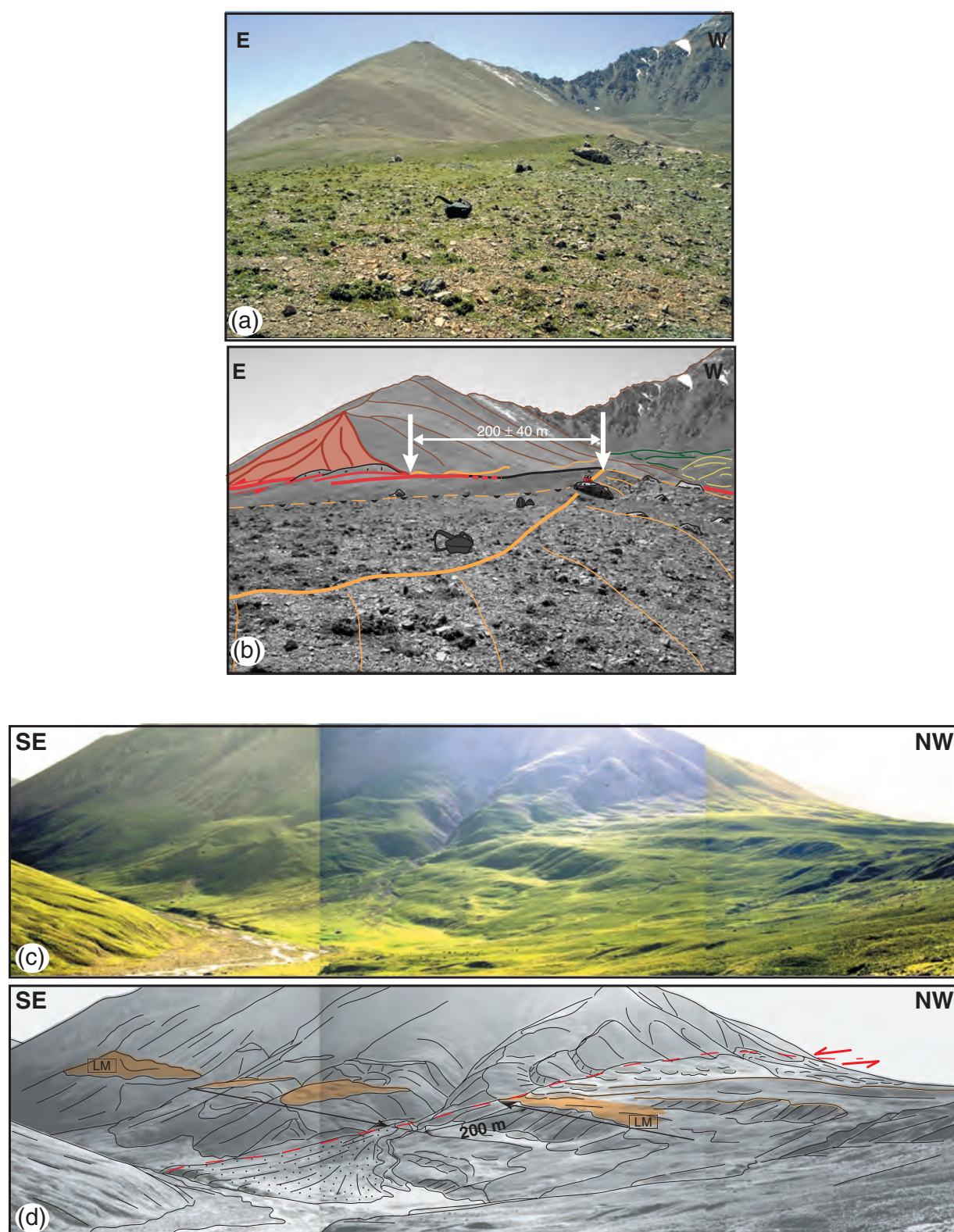


FIG. 2.24: (a)&(b) South-looking view of offset and dated moraine, showing selected piercing points for offset measurement (see discussion in text). Pressure ridges at base of triangular facet outline fault trace. (c)&(d) SW-looking view of morainic deposits bounding left side of upper Tao La He valley (see figure 2.19 for orientation). Best preserved and largest level, correlated with dated offset moraine in Xiying He valley, is also offset by $\simeq 200$ m. Note higher moraine levels with larger offsets NW of the fault.

ridge, which appears to be coeval with that in the Xiying He valley, is also offset 200 m (figures 2.19, 2.23a to c and 2.24c, d). Where the Tao La He valley crosses the fault again farther east, it shows somewhat smaller but comparable sinistral offset ($\simeq 180$ m), even though the small angle at which it intersects the fault trace makes that measurement less accurate (figures 2.19 and 2.25). Matching the banks of the valley north and south of the

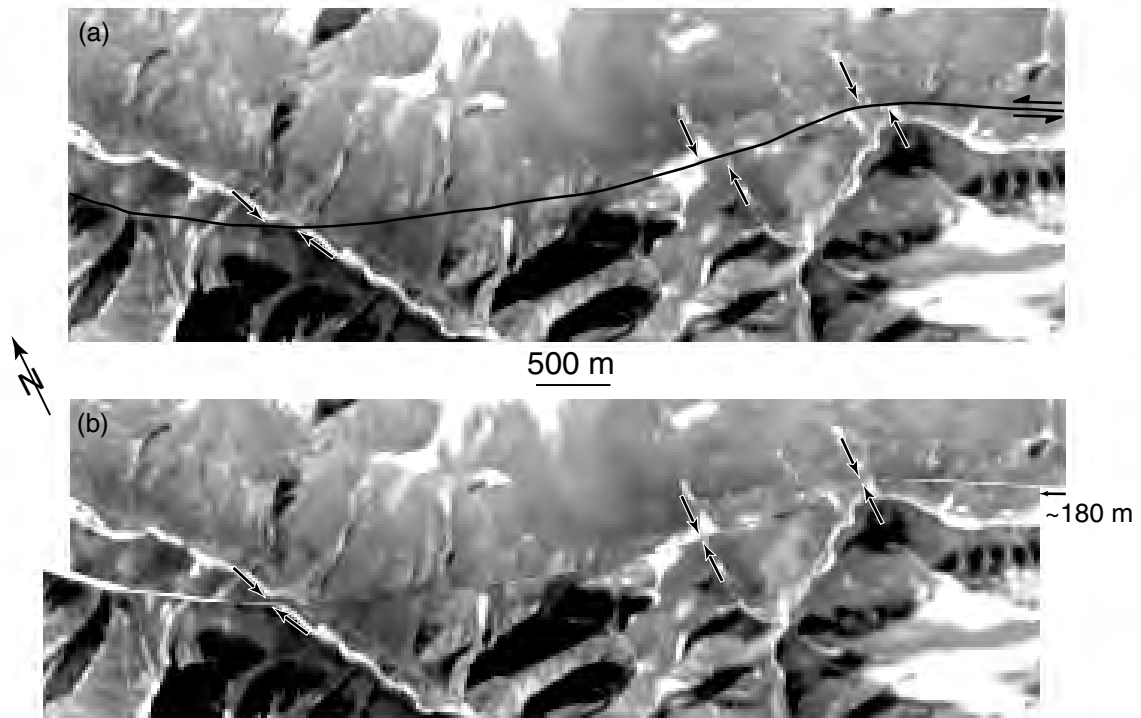


FIG. 2.25: (a) Enlargement of XS SPOT image (KJ 252-275, 20 m pixel) east of site area (location on figure 2.19). Arrows point to Tao La He and smaller stream channels dogleg offsets, whose linearity is restored by $\simeq 180$ m displacement along fault (b).

fault also restores the continuity of two smaller streams channels incised in the mountains farther east.

Finally, the edges of the young hummocky tills filling the floor of the two glacial cirques in figure 2.23 are offset by 60 ± 20 m by the fault (figures 2.19 and 2.23a, b, d). This offset is particularly clear for the western edge of the eastern cirque (figure 2.20b). Besides, the streams that flow down from this cirque, which incise and postdate the till, are offset by a similar amount. Such smaller offsets confirm that these hummocky glacial tills are younger than the $\simeq 200$ m offset lateral morainic ridges, in keeping with their aspect and our geomorphic interpretation.

2.3.5 Slip-rate determination by cosmogenic dating

2.3.5.1 Sampling and calculation of surface exposure ages

To constrain the slip rate on the fault, we sampled the offset lateral moraine on the east side of the Xiyang He valley for cosmogenic dating (figure 2.23). The samples, located on a 1/50000 topographic map in the field (figure 2.26a, table 2.2), were collected climbing the moraine crest from 3900 m up to its intersection with the fault, at about 4000 m.

TAB. 2.2: Analytical results of ^{10}Be and ^{26}Al dating. Samples are at latitude 37.5°E .

Sample	Elevation (m)	Concentration ^(a) (10^5 atoms/g)		Exposure Age ^(b) (yr)		Average ^(c)	Ratio
		^{10}Be	^{26}Al	^{10}Be	^{26}Al		
LLL1	3900	3.387 ± 0.178	18.002 ± 3.448	4664 ± 964	4147 ± 1148	4450 ± 739	0.89
LLL2	3920	4.733 ± 0.123	24.942 ± 3.102	6454 ± 1302	5691 ± 1340	6083 ± 934	0.88
LLL3	3980	7.603 ± 0.181	39.031 ± 2.398	10061 ± 2026	8649 ± 1810	9275 ± 1350	0.86
LLL4	3980	4.679 ± 0.118	26.829 ± 1.936	6186 ± 1247	5937 ± 1262	6063 ± 887	0.96
LLL5	3990	8.554 ± 0.266	47.243 ± 4.088	11264 ± 2280	10424 ± 2272	10843 ± 1609	0.93
LLL6	4000	1.893 ± 0.060	10.787 ± 7.488	2475 ± 501	2359 ± 499	2417 ± 354	0.95
LLL7	4000	2.830 ± 0.147	18.647 ± 2.179	3701 ± 765	4081 ± 945	3851 ± 595	1.10
LLL8	4000	6.832 ± 0.223	35.179 ± 1.123	8946 ± 1813	7713 ± 1562	8238 ± 1183	0.86
LLL9	4000	7.798 ± 0.246	42.143 ± 1.251	10214 ± 2068	9247 ± 1870	9682 ± 1387	0.91
LLL10	4000	8.594 ± 0.202	48.074 ± 3.571	11260 ± 2268	10555 ± 2252	10905 ± 1598	0.94

(a) Propagated analytical uncertainties include error on the blank, carrier and counting statistics.

(b) Propagated uncertainties on the exposure ages include a 20% uncertainty on the production rate.

(c) Average is a weighted mean of both ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages.

We estimate the uncertainty of their horizontal and vertical position to be $\simeq 25$ m and 20 m, respectively. The moraine boulders were mainly Devonian sandstones, with quartz veins that we broke off with a hammer for sampling. The largest boulders observed on the moraine surface reached up to 5 m in diameter (figures 2.21 and 2.24a and b show the moraine surface aspect). Most of the boulders we sampled had diameters smaller than 1 m (in most cases 20-30 cm). We selected boulders embedded into the ground surface, as near from the morainic ridge crest as possible, with top surfaces as flat as possible so that no correction for boulder geometry was needed. The exposure ages of ten of the eleven samples collected (each $\simeq 10$ cm in diameter) were determined, using *in situ* ^{10}Be and ^{26}Al cosmogenic nuclides, following the method described in Lal [1991]. After sample grinding, the quartz was separated and chemically purified of meteoric nuclides [Kohl and Nishiizumi, 1992]. The ratios of ^{10}Be and ^{26}Al over stable isotopes were determined by Accelerator Mass Spectrometry at the Lawrence Livermore National Laboratory-AMS facility. The elevation and latitude dependence of the cosmogenic production rates was calculated according to Lal [1991, Table 1], while the elemental production rates were taken from Nishiizumi *et al.* [1989]. The results are listed in Table 2.2. The ages we provide take into account an uncertainty of 20% on these production rates [Clark *et al.*, 1995]. A zero-erosion model, justified by the young ages found, was assumed and surrounding topography shielding,

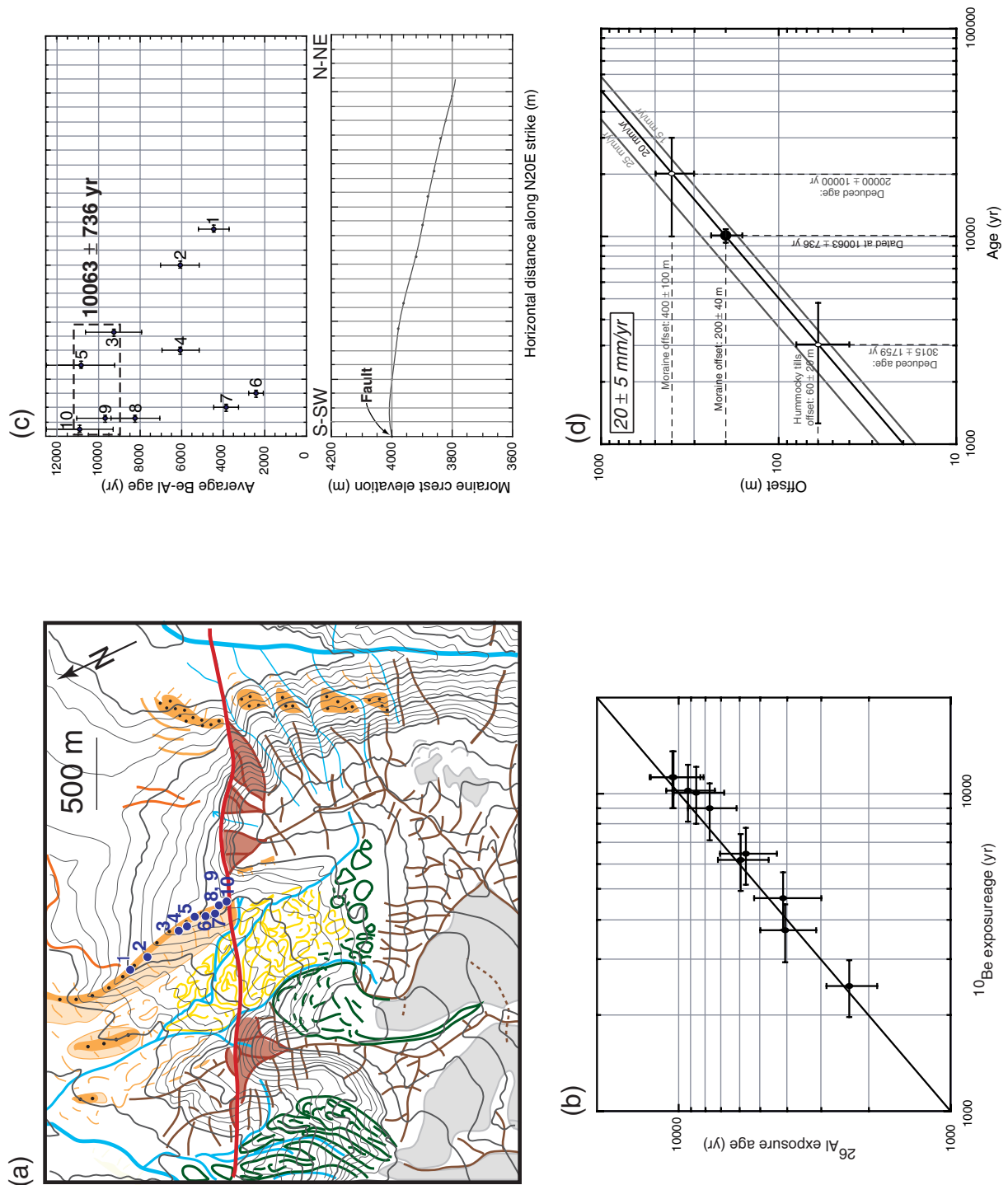


FIG. 2.26: (a) Sampling and geomorphic interpretation reported on topographic map (nominal scale 1/50000). Numbered blue dots are quartz-rich samples collected for ^{10}Be and ^{26}Al dating. (b) Plot of ^{26}Al versus ^{10}Be model ages for samples collected. Thick line is for ratio of 1. (c) Plot of samples ages in relative position (top) and topographic profile of moraine crest projected on N20E striking vertical plane, from fault northwards (bottom). (d) Late Pleistocene left slip rate deduced from cosmogenic dating of lateral moraine at study site. Hummocky till edges and rill offsets ($\approx 60 \text{ m}$) age would be $3015 \pm 1759 \text{ yr}$.

which was small as estimated from 1/50000 topographic maps (figures 2.21 and 2.22), was neglected.

2.3.5.2 Interpretation of ages and slip-rate determination

Within analytical uncertainties, the ^{10}Be and ^{26}Al ages of each sample, are in good agreement with each other (Table 2.2, figure 2.26b). This supports a posteriori the use of a zero-erosion model and of a simple exposure history. Given such agreement, we take the mean Be-Al age to represent the sample age in the following discussion. Four samples over a distance of $\simeq 350$ m along the crest have ages of 9000-11000 yr (LLL3, 5, 9&10). One (LLL8) is $\simeq 8200$ yr old. The other five (LLL1, 2, 4, 6&7) have ages younger than $\simeq 6100$ yr (Table 2.2, figure 2.26c). None of the ages obtained are older than $\simeq 12000$ yr and the ages of the oldest samples cluster around 10063 ± 736 yr (weighted mean of the four oldest ages). We interpret this $\simeq 10100$ yr age to reflect the time of last reshaping of the lateral moraine by the glacier, shortly before it withdrew across the fault at the end of the Younger Dryas ($\simeq 11000$ yr BP), before the onset of the warmer Holocene period (10000 yr BP). Although the limit of ice extension during the short Younger Dryas cold spell remains poorly known, there is little doubt that the particularly fresh terminal moraine observed downstream at $\simeq 3350$ m in the Xiying He valley marks the maximum extension of the Xiying He valley glacier at the time of the Last Glacial Maximum, last and greatest regionally documented glacial event (LGM : 18 ± 1 kyr in northern Tibet, [Thompson *et al.*, 1997]).

Regarding the other samples, the two youngest samples LLL6&7 ($\simeq 2500$ and 3800 yr, respectively, Table 2.2) are located near each other, close to the sagging part of the moraine, which shows significant degradation (figures 2.22 and 2.26c). We infer that these two samples, close to the morainic edge, were only recently exhumed and exposed to cosmic rays, as the moraine was reshaped by lateral erosion. For the two samples collected at the lowest elevations (LLL1&2), their position on a particularly steep part of the morainic ridge (figure 2.26c) may similarly account for their young ages ($\simeq 4500$ and 6100 yr, respectively).

The slip rate depends on the age attributed to the 200 ± 40 m offset of the moraine. Since the Xiying He valley glacier likely reached its maximum development, hence maximum incision and transport power, at the time of the LGM, a lower bound on the slip rate (11 ± 3 mm/yr) is obtained assuming that all the offset accrued since 18 ± 1 kyr ago. An alternative, more likely scenario, however, is one in which the offset is considered to have accumulated since the glacier withdrew definitively upstream from the fault. When estimating the slip rate on a fault using strath terrace risers as offset markers, the offset age is generally taken to be that of abandonment of the lower terrace [e.g., Weldon and Sieh, 1985; Gaudemer *et al.*, 1995; Van der Woerd *et al.*, 1998; Lasserre *et al.*, 1999]. This is because a terrace riser is rejuvenated by lateral cutting as long as the river flows along its base. It thus starts recording cumulative fault slip only after the terrace at its base

has been completely abandoned by the river. Following a similar line of reasoning, we assume that, as long as a glacier crosses a fault, its abrasion power, whether it advances or retreats, is enough to keep lateral moraines straight across the fault, smoothing or cancelling altogether slowly growing dogleg offsets. This scenario seems particularly plausible at our study site. The fault hugs the mountain front, at the limit between the glacially carved bedrock cirques and the periglacial piedmont, where unconsolidated moraines were deposited. Lateral erosion and transport where the glaciers cross the fault must therefore have been important. Consequently, sharp, dogleg moraine offsets at the fault, particularly on the right side of the valleys, should not have begun to accrue prior to complete glacier retreat across the fault. The age of the 200 ± 40 m lateral moraine offset is thus likely to be that of ultimate glacier withdrawal across the fault, shortly after it deposited the oldest boulders found on the lateral moraine, at 10063 ± 736 yr, a time that coincides with the end of the last climatic cold-spell. This yields a slip rate along the fault of 20 ± 5 mm/yr (figure 2.26d).

The total offset of the moraine accumulated since the LGM may be preserved farther from the fault trace. The large-scale sigmoidal shape of this lateral moraine (figures 2.18 and 2.19), which bends northeastwards about 900 m north of the fault, may reflect such a longer-term cumulative offset, which can be loosely estimated to be on order of 500 ± 100 m. Such a bend, on the other hand, might result, at least in part, from other factors causing a sinuous course of the Xiyang glacier. On the west side of the adjacent Tao La He valley, besides the $\simeq 200$ m offset of the most prominent western lateral moraine, which we also infer to be coeval with the end of the Younger Dryas, a cumulative offset of other, higher morainic ridges, also on order of 400 m, seems to have been preserved (figures 2.18, 2.19, 2.23a to c and 2.24c, d). Such higher moraines, probably preserved here because located on the left edge of the formerly glacial valley, where it veered sharply southeastwards, are likely to have been emplaced during the LGM. In either valley, offsets on order of 400 m in about 20 kyr would be compatible with a $\simeq 2$ cm/yr slip-rate. Finally, the observation that the Tao La He and two other river channels east of it show sinistral offsets on order of 180 m (figure 2.25), is consistent with the inference that these rivers incised more deeply their channels at the beginning of the early Holocene pluvial, $\simeq 9000$ -10000 yr ago, and with a slip rate on order of 2 cm/yr. All these different, albeit self-consistent, geomorphic observations, thus concur to make the offset and timing scenario we propose, and the corresponding 20 ± 5 mm/yr slip rate deduced from it, quite likely.

Given this slip rate and assuming it has remained uniform since about 20 kyr, the hummocky till deposits offset 60 ± 20 m by the fault (figures 2.20b and 2.23) would have been left behind by the retreating glaciers around 3015 ± 1760 yr (figure 2.26d). Thus, despite the large uncertainty, such tills can be plausibly related to one of the neoglacial pulsations that have marked the last 3600 ka [Shi *et al.*, 1986]. Incision of the small rills that are offset by similar amounts (figures 2.20b) would also be related to an immediately subsequent pluvial. The age of the highest moraine level visible in the regional landscape, which remains distant from the fault (figure 2.19), is unknown. But the corresponding

deposits might plausibly have been emplaced either during the Riss Glacial Maximum (stage 6, $\simeq 140$ kyr) or at some early stage of the Würm period (between 110 and 60 kyr), prior to the LGM. It is likely that the geometry of the glacial confluence network at the time was quite different from that which appears to have characterized the last 20 kyr.

2.3.6 Summary and discussion

The long-term, $\simeq 200$ m offset, by the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault of the Xiyang lateral moraine, whose last reshaping appears to have occurred around 10100 yr ago, as constrained by AMS ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of boulders on its surface, constrains the Late Pleistocene sinistral slip-rate on this segment of the fault to be 20 ± 5 mm/yr. A conservative lower bound, so conservative in fact that we consider it implausible, is 11 ± 3 mm/yr. The $\simeq 2$ cm/yr rate is consistent with previous estimates by Meyer [1991] and Gaudemer *et al.* [1995], which ranged between 10 and 26 mm/yr. Those previous authors had identified moraine or glacial valley edge offsets, on order of 200 to 270 m, at several sites in the Leng Long Ling, though on SPOT images only. In the absence of absolute chronological data, the authors inferred the offsets to have accrued in the period since the LGM or the onset of the Holocene. Our dating of the offset Xiyang moraine at 10063 ± 736 yr thus confirms and refines their early, first order estimates. Much of the glacial morphology studied in the field indeed appears to reflect the imprint of the LGM and of subsequent climatic events. The maximum recent extent of valley glaciers, down to $\simeq 3350$ m, in particular, most likely took place around the LGM ($\simeq 20$ kyr ago). The Xiyang lateral moraine we dated was most likely last reshaped and abandoned at the end of the Younger Dryas. The 20 ± 5 mm/yr slip rate we obtain in our study is fully consistent with the slip rate of 12 ± 4 mm/yr measured on the Maomao Shan segment of the fault, towards the east, past the splay of the Gulang fault [Lasserre *et al.*, 1999]. It is also in keeping with a westward increase of slip rate as the two faults merge and with the slip contribution of the Gulang fault previously estimated to be 4.3 ± 2.1 mm/yr [Gaudemer *et al.*, 1995] (figure 2.16).

On the other hand, our results, which imply fairly fast eastward shear of NE Tibet relative to the Gobi, 70% faster than between central and NE Tibet along the Kunlun fault [Van der Woerd *et al.*, 1998, 2000a, b], are markedly different from indirect inferences derived from regional GPS campaigns [Chen *et al.*, 2000]. This may reflect the still small number of measurement epochs and stations used in such studies, or more fundamental differences in short and long-term crustal fault mechanics. A long-term sinistral slip-component as high as 2 cm/yr between NE Tibet and the Gobi east of 100°E has important consequences on our understanding of the deformation of central Asia [Peltzer and Saucier, 1996]. Our study would concur to make bookshelf faulting an incorrect description of current strain on the east side of Tibet [Avouac *et al.*, 1993]. It would also be in keeping with a sinistral slip-rate faster than $\simeq 2$ cm/yr on the eastern Altyn Tagh fault [Meyer

et al., 1998; *Mériaux et al.*, 1998], rather than with the much smaller values inferred from a two epochs GPS campaign study at $\simeq 91^\circ\text{E}$ [*Bendick et al.*, 2000]. Clearly, accurate dating of geomorphic offsets is a key to quantitatively assess long-term, average slip rates on major active faults. The recent multiplication of studies efficiently combining AMS ^{10}Be and ^{26}Al dating with quantitative neotectonics fieldwork [*Mériaux et al.*, 1997, 1998; *Van der Woerd et al.*, 1998; *Mériaux et al.*, 2000; *Van der Woerd et al.*, 2000a, b] is yielding a fast increase in reliable constraints on the Late Pleistocene-Holocene slip rates on a few of these faults (Kunlun, Altyn Tagh, Haiyuan). This effort should be sustained.

One important byproduct of such work, including that presented here in the Leng Long Ling ranges of Qinghai province, is a better, large-scale understanding of Quaternary glaciations and other climatic events in northeastern Tibet, many aspects of which are still hotly debated [e.g., *Lehmkuhl et al.*, 1998]. More such work is thus also needed to constrain and improve models of both crustal deformation and climate change, and of possible coupling between the two [e.g. *Ramstein et al.*, 1997; *Fluteau et al.*, 1999].

Acknowledgments We thank Institut National des Sciences de l'Univers, Centre National de la Recherche Scientifique (Programme PNRN), Institut de Physique du Globe de Paris (BQR) for encouraging and sustaining work along the western Haiyuan fault. The Lawrence Livermore National Laboratory also provided financial support for AMS ^{10}Be and ^{26}Al dating. We are grateful to the China Seismological Bureau and the Lanzhou Seismological Institute for the excellent organization of logistics in the field. This is IPGP contribution and INSU contribution .

2.4 En résumé

La vitesse post-glaciaire du segment ouest de la faille de Haiyuan est désormais bien contrainte à 12 ± 4 mm/an sur le segment du Maomao Shan et 20 ± 5 mm/an sur le segment du Leng Long Ling, grâce en particulier à l'utilisation combinée des techniques modernes de photogrammétrie et des méthodes de datations, classiques (^{14}C) ou pionnières dans leur application à la géomorphologie (cosmogéniques ^{10}Al et ^{26}Be). Tous les âges des marqueurs morphologiques décalés par la faille et utilisés pour contraindre sa vitesse (terrasses alluviales et moraines) sont postérieurs à $\simeq 15000$ ans et confirment que la formation de ces objets morphologiques est reliée aux variations du climat.

Les traces d'au moins deux grands séismes passés de $M \geq 8$ le long de la lacune ont pu être observées. Ces séismes correspondraient à des séismes caractéristiques sur la lacune, de déplacement cosismique 12 ± 4 m, se produisant tous les 600 à 1500 ans.

Chapitre 3

Estimation par géodésie spatiale de la vitesse de déformation actuelle de la faille de Haiyuan

3.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons estimé, à l'aide de mesures tectoniques et géochronologiques les vitesses Pleistocène Supérieur à Holocène de la faille de Haiyuan sur deux segments, l'un à l'ouest de la jonction avec la faille de Gulang, l'autre à l'est de cette jonction et à l'ouest du Fleuve Jaune. Ces vitesses, supérieures au centimètre par an, nous renseignent sur la déformation long terme dans la région de la faille, moyennée sur quelque 15000 ans. Nous nous intéressons maintenant à la vitesse de déformation actuelle dans la région de la faille de Haiyuan, observée et mesurée sur une échelle de temps de quelques années seulement (cinq ans), par géodésie spatiale. Il s'agit dans un premier temps de comparer cette vitesse de déformation actuelle, "instantanée", à la vitesse tectonique moyenne (sont-elles du même ordre de grandeur?), et à plus long terme, de mieux comprendre comment le champ de vitesse évolue dans la zone de faille au cours du temps et des cycles sismiques successifs. Nous cherchons également à comprendre comment la déformation accumulée jusqu'à ce jour est distribuée spatialement autour de la faille.

Nous étudions plus particulièrement le segment ouest de la faille de Haiyuan, lacune sismique, actuellement dans la phase inter- voire pré-sismique de son cycle. Un réseau géodésique mis en place à partir de 1994 encadre ce segment. Trois campagnes GPS en 1994, 1996 et 1999, ont permis d'installer et de mesurer ce réseau. En 1998, une campagne plus réduite a permis de rattacher les points auxiliaires du réseau à leur point principal associé et de renforcer l'implantation des repères de certains sites. J'ai participé à toutes

ces campagnes à partir de 1996.

Après quelques brefs rappels théoriques sur la technique GPS, nous présentons le réseau installé et le traitement des données acquises et proposons une première estimation des vitesses des points de ce réseau. Ces vitesses sont discutées au regard de la tectonique locale, à l'échelle du réseau, comme au regard de la tectonique des plaques globale, à l'échelle de l'Asie.

3.2 Global Positioning System

Nous nous bornons ici à rappeler les principes essentiels du GPS, utiles à la compréhension des travaux présentés dans ce chapitre. Parmi les ouvrages et articles auxquels nous nous référons, citons par exemple *Dong and Bock* [1989], *Dixon* [1991] et *Botton et al.* [1997].

3.2.1 Principe général des mesures GPS

Le Global Positioning System est un système de positionnement et de mesure du temps par satellite, développé par et pour les militaires américains dès le début des années 70 (mais réellement opérationnel depuis le début des années 90 seulement), ouvert également aux applications civiles et notamment à la géodésie. Il s'appuie sur une constellation d'au moins 24 satellites -27 début 1998- ("*segment spatial*"), en orbite autour de la terre à une altitude d'environ 20000 km, et un réseau de 5 stations de contrôle au sol assurant le pilotage du système ("*segment de contrôle*").

Chaque satellite émet, sur deux fréquences porteuses :

- L1, de longueur d'onde $\lambda = 19.05cm$, et
- L2, de longueur d'onde $\lambda = 24.45cm$,

un signal radioélectrique codé comportant, d'une part, des informations concernant le satellite (identification, éphémérides et corrections d'horloge calculées et transmises tous les jours par les stations de contrôle...), d'autre part des codes pseudo aléatoires :

- le code P (Protected), qui module les deux porteuses L1 et L2, dégradé par l'armée pour les utilisateurs civils, de longueur d'onde $\lambda \simeq 30m$, et
- le code C/A (Coarse Acquisition), qui module L1, non brouillé mais moins précis, de longueur d'onde $\lambda \simeq 300m$.

Des récepteur GPS ("*segment utilisateur*"), installés sur des points dont on cherche à déterminer la position à la surface du globe, enregistrent les signaux en provenance des satellites et récupèrent, partiellement ou complètement suivant le type de récepteur

utilisé, les informations contenues dans ces signaux (éphémérides, codes et porteuses). Les récepteurs monofréquence ne reçoivent que la fréquence L1 et le code C/A tandis que les récepteurs bifréquence reçoivent à la fois L1, L2, C/A et pour certains également le code P sur L1 et L2. Des mesures sur les codes (cf 3.2.2) et/ou les fréquences porteuses (mesures de phase, cf 3.2.3) enregistrés par chaque récepteur permettent de calculer à des degrés de précision divers les distances entre satellites et récepteurs. Les orbites des satellites étant connues, on en déduit la position des récepteurs. La précision de ce positionnement peut varier du millimètre à la centaine de mètres, suivant le type de positionnement effectué (absolu ou relatif, en temps réel ou non), la précision des éphémérides utilisées (100 m pour celles diffusées par le satellite -ou radiodiffusées-, disponibles en temps réel, 20 cm au maximum pour des éphémérides précises recalculées postérieurement aux mesures) et bien sûr la qualité des données.

3.2.2 Mesure des "pseudodistances" sur les codes

Satellites et récepteurs génèrent simultanément un même signal GPS (mêmes fréquences porteuses modulées par les mêmes codes), leurs horloges étant calées sur le temps GPS (autant que possible) dans ce but. Le délai Δt entre l'instant de réception du signal satellite (t_{rec} sur l'échelle de temps du récepteur) et l'instant de son émission (t_{em} sur l'échelle de temps du satellite) peut être mesuré en comparant le code reçu et le code généré par le récepteur (figure 3.1). Ce délai correspond au temps de propagation du signal entre le satellite et le récepteur, lié à la distance géométrique satellite-récepteur ρ , dans le cas d'horloges satellite et récepteur parfaitement synchronisées. En réalité, ces horloges sont décalées par rapport au temps GPS et on mesure :

$$\Delta t = t_{rec} - t_{em} = (t_{rec_{GPS}} - dt_R) - (t_{em_{GPS}} - dt_S) = (t_{rec_{GPS}} - t_{em_{GPS}}) + (dt_S - dt_R)$$

avec $t_{em_{GPS}}$ et $t_{rec_{GPS}}$ les temps d'émission et de réception du signal sur l'échelle de temps GPS et dt_S et dt_R les décalages respectifs des horloges satellite et récepteur par rapport au temps GPS. En multipliant ce délai par la vitesse de la lumière c , on obtient la distance entre le satellite et le récepteur, appelée pseudodistance PSD car les perturbations influençant le trajet du signal et son temps de propagation ne sont pas corrigées. La relation entre la pseudodistance mesurée et la distance géométrique entre le satellite et le récepteur que l'on cherche à connaître est donc ([Botton et al., 1997]) :

$$PSD = c \times \Delta t = \rho + c \times (dt_S - dt_R).$$

La correction de l'horloge satellite dt_S est extraite du signal satellite, celle de l'horloge récepteur dt_R est considérée comme un paramètre inconnu, à déterminer au même titre que les trois coordonnées spatiales du récepteur. Quatre satellites sont donc nécessaires en pratique pour déterminer la position du récepteur par les mesures de pseudodistances sur les codes, les orbites des satellites étant connues.

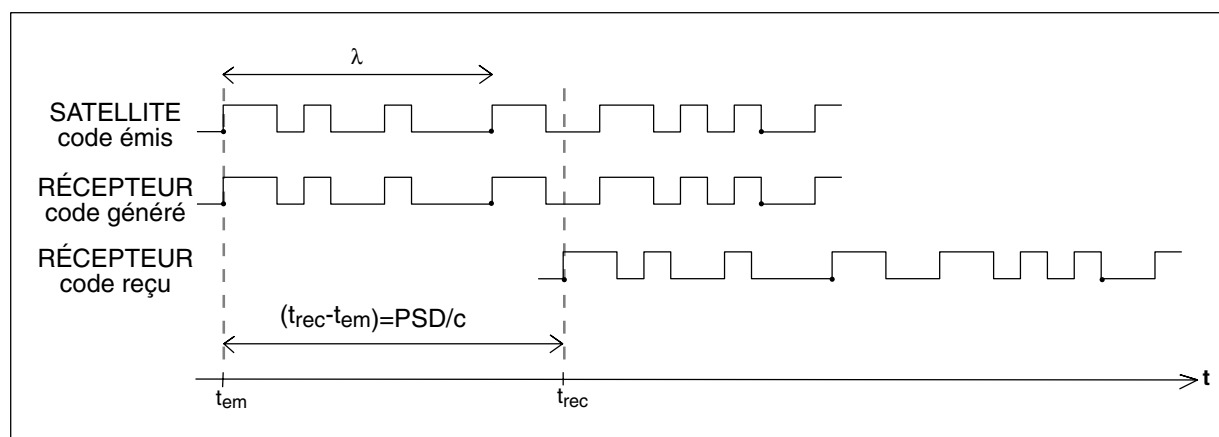


FIG. 3.1: Principe de mesure des pseudo-distances sur les codes. La mesure du délai entre l'instant de réception du signal satellite t_{rec} et l'instant de son émission t_{em} permet d'accéder, connaissant la vitesse de la lumière c , à la pseudo distance PSD entre le satellite et le récepteur (voir texte).

L'intérêt des mesures sur les codes est de pouvoir obtenir un positionnement absolu, chaque récepteur calculant en temps réel ses coordonnées. La précision d'un tel positionnement peut atteindre 8 m (pour le code P) à 40 m (pour le code C/A) mais elle est réservée aux applications militaires. Pour les utilisateurs civils, les signaux sont volontairements dégradés (cf 3.2.4.1) et la précision n'atteint que 15 m (pour le code P) à 100 m (pour le code C/A) [Botton *et al.*, 1997]. En positionnement relatif, on peut obtenir une précision métrique sur les coordonnées des vecteurs reliant deux récepteurs enregistrant simultanément (dits "vecteurs de base"), mais l'information n'est plus disponible en temps réel. Pour des applications du GPS à la tectonique, cette méthode reste toutefois trop imprécise. Elle n'est utilisée qu'en complément d'une autre technique de mesure, utilisant non plus les codes mais les porteuses L1 et L2.

3.2.3 Mesure de phase

Sur certains récepteurs, la distance satellite-récepteur peut être calculée à partir de la mesure du déphasage entre les ondes porteuses reçues et celles générées par le récepteur. En différenciant la phase du signal reçu par le récepteur et celle du signal généré par le récepteur, seule la partie décimale $\Delta\phi$ du déphasage total peut être obtenue (figure 3.2). Le déphasage n'est donc connu qu'à un nombre entier N de cycles près, correspondant au nombre entier de longueurs d'onde du signal le long du trajet satellite-récepteur, lors de la première mesure. Ce nombre entier est appelé ambiguïté, inconnue identique pour toutes les mesures tant que le signal n'est pas interrompu ([Dixon, 1991; Botton *et al.*, 1997]). Un compteur permet en revanche de connaître le nombre entier de cycles n reçus par le

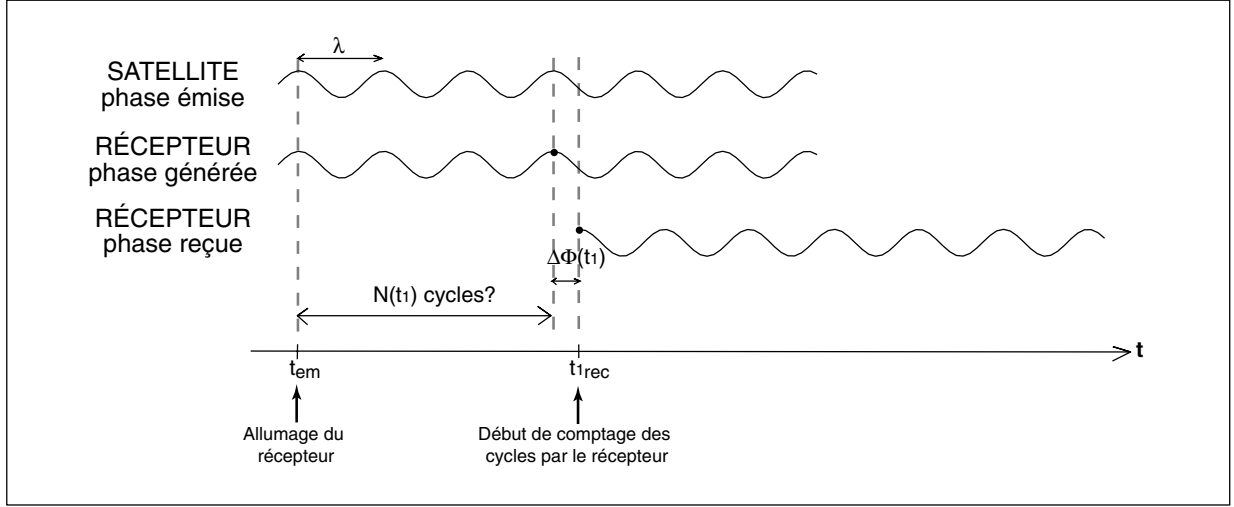


FIG. 3.2: Principe de mesure des phases. Cas simplifié, lors de la première mesure, sans décalage au moment de l'allumage du récepteur entre la phase du signal satellite et celle du signal généré par le récepteur. Seule la partie décimale du déphasage total entre le signal reçu et celui généré par le récepteur, noté $\Delta\phi(t_1)$ à l'instant t_{1rec} , est mesurable. Le nombre entier de longueurs d'onde entre le satellite et le récepteur $N(t_1)$ reste inconnu.

récepteur depuis la première mesure (figure 3.3). On a donc, à l'instant t de la mesure, tant que le signal n'est pas interrompu :

$$\phi_{rec}(t) - \phi_{gen}(t) = \Delta\phi(t) + N(t_1) + n(t)$$

avec t_1 l'instant de la première mesure, ϕ_{rec} et ϕ_{gen} , respectivement, la phase reçue et celle générée par le récepteur.

La partie non entière du déphasage $\Delta\phi$ est mesurée à quelques millièmes de cycle près, soit avec une précision millimétrique. La détermination (ou résolution) de l'ambiguïté, indispensable pour déterminer précisément la position des récepteurs, nécessite des traitements postérieurs aux mesures et ne peut se faire correctement que dans le cas d'un positionnement relatif. La méthode ne permet donc pas d'obtenir un positionnement en temps réel mais la précision finale, une fois les ambiguïtés résolues, est bien meilleure (millimétrique) qu'avec une utilisation seule des codes. Le positionnement relatif permet notamment de s'affranchir des dérives d'horloges des satellites et des récepteurs. L'utilisation de combinaisons linéaires des deux porteuses L1 et L2, plutôt que des porteuses elles-même, permet encore d'améliorer la précision, en éliminant d'autres sources d'erreur sur la mesure de phase (cf 3.2.4.3).

Ce sont les principales sources d'erreur dégradant les mesures GPS que nous énumérons maintenant de manière succincte. Pour des explications plus complètes sur ces sources d'erreur et les moyens de les éliminer, nous conseillons, par exemple, la lecture de *Walpersdorf* [1997].

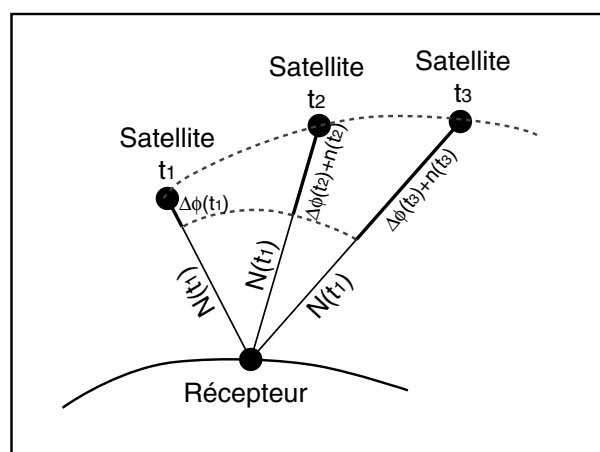


FIG. 3.3: Interprétation géométrique de la mesure de phase. L'ambiguïté $N(t_1)$, inconnue, est la même pour toutes les mesures tant que le signal n'est pas interrompu. La partie décimale du déphasage $\Delta\phi(t)$ est mesurée et le nombre de cycles entiers $n(t)$ écoulés depuis la première mesure compté par le récepteur. D'après [Botton et al., 1997].

3.2.4 Sources d'erreur sur les mesures. Comment s'en affranchir ?

3.2.4.1 La dégradation des signaux

Une première source d'imprécision sur les mesures est la dégradation des signaux GPS par l'armée américaine. Cette dégradation a été instaurée initialement pour limiter les utilisations civiles. Elle était encore effective à l'époque de nos campagnes de mesures mais elle est supprimée depuis le 1er Mai 2000. Le premier type de brouillage est l'accès sélectif (SA : Selective Availability) : les éphémérides, les paramètres des horloges satellites transmis et la fréquence des horloges satellites sont dégradés. Ceci affecte surtout le positionnement absolu en temps réel : en positionnement relatif, l'effet de ces dégradations est diminué et en temps différé, des orbites recalculées et des corrections d'horloges précises sont disponibles. Le brouillage du code P (antilleurage ou anti-spoofing AS) est l'autre type de dégradation : le code P brouillé -appelé code Y- est obtenu en rajoutant au code P un code W, connu seulement des militaires. Les récepteurs actuels sont cependant capables, par divers artifices de mesure, de s'affranchir de ce problème, soit en éliminant le code Y (dans ce cas, seules les ondes L1 et L2 et le code C/A sont utilisés), soit en le reconstituant. Citons par exemple les récepteurs Z-12 Ashtech dotés de la technique "Z" (corrélation des codes P et Y sur L1 et L2 permettant de retrouver le code W) et les récepteurs P-12 et M-12 Ashtech, doté de l'option Codeless (élimination des codes), utilisés au cours de nos campagnes.

3.2.4.2 Les horloges

Les horloges des satellites et des récepteurs ne sont jamais parfaitement synchronisées. Elles sont décalées par rapport au temps GPS et dérivent au cours du temps du fait de l'instabilité de leur oscillateur. Les dérives d'horloges récepteur peuvent entraîner des erreurs sur la mesure des distances satellite-récepteur de plusieurs dizaines de kilomètres en quelques heures, les dérives d'horloges satellite (moindres), de quelques dizaines de mètres. Pour éliminer l'erreur liée aux horloges, il suffit d'observer simultanément au moins deux satellites sur deux récepteurs. Les observations sur un récepteur des deux satellites contiennent la même erreur d'horloge récepteur ; cette erreur est éliminée en différenciant les deux observations ("simple différence" pour un récepteur). De même, en différenciant les observations d'un même satellite sur deux récepteurs, on élimine l'erreur d'horloge satellite. En effectuant une "double différence" (différence des "simples différences" sur chacun des deux récepteurs), les erreurs d'horloges, à la fois des satellites et des récepteurs, sont presque intégralement éliminées.

3.2.4.3 L'ionosphère

Le signal GPS est réfracté lors de sa traversée de l'ionosphère, entre 1200 km et 100 km d'altitude. La distance réelle parcourue par le signal diffère ainsi de la distance théorique entre le satellite et le récepteur, de 1 à 10 m en moyenne. Le temps de parcours des ondes que l'on mesure inclue donc le retard de propagation des ondes dans l'ionosphère. Ce retard varie suivant l'activité solaire, la latitude des points mesurés, la période de l'année et la période du jour pendant lesquelles ils sont mesurés (on conseille par exemple de faire des mesures la nuit, l'agitation et donc le retard ionosphériques étant moindres), l'angle d'élévation des satellites. . . Si la base mesurée est courte (en pratique de longueur inférieure à 20 km), les observations, aux deux extrémités de la base, d'un même satellite, sont sensibles aux mêmes effets ionosphériques, éliminés simplement en différenciant les deux observations. Cette procédure n'est plus suffisante pour les bases plus longues. L'ionosphère étant un milieu dispersif, le retard ionosphérique est aussi fonction de la fréquence du signal qui la traverse et diffère donc pour L1 et L2. En différenciant les observations sur L1 et L2, on peut donc connaître la valeur de la correction ionosphérique. On peut aussi construire une combinaison linéaire de L1 et L2 (appelée L3 ou LC) ne dépendant plus, au moins au premier ordre, de la perturbation ionosphérique [Dong and Bock, 1989]. LC est l'observable utilisée pour les mesures de bases longues. Elle reste affectée par les perturbations ionosphériques de second ordre, croissantes avec la longueur de base.

3.2.4.4 La troposphère

À l'arrivée dans la troposphère, à 10 km d'altitude en moyenne, le signal GPS est également réfracté et subit un retard troposphérique. Ce retard est indépendant de la fréquence, on ne peut donc l'éliminer, comme le retard ionosphérique, en combinant les observations sur L1 et L2. Il dépend en revanche de la pression, de la température, de l'humidité de l'air et augmente lorsque l'angle d'élévation du satellite observé diminue. Les composantes sèche (responsable de la pression atmosphérique, en équilibre thermodynamique) et humide (vapeur d'eau non en équilibre thermodynamique) de la troposphère ont une influence différente sur ce retard : pour un satellite au zénith du récepteur, l'erreur sur la distance satellite-récepteur due à la composante sèche est de l'ordre de 2 m, et varie de quelques dizaines de centimètres suivant la composante humide. Lors du traitement des données, la propagation du signal dans la troposphère doit être modélisée, la valeur du retard estimée et les observations sur les deux fréquences corrigées. Des modèles atmosphériques standards (celui de *Saastamoinen* [1972] par exemple, couramment utilisé) permettent une bonne description de la composante sèche de la troposphère. La composante humide en revanche, d'une trop grande variabilité spatiale et temporelle, reste souvent mal modélisée. L'utilisation de modèles atmosphériques locaux ou tenant compte des mesures météo de terrain améliore souvent l'estimation de cette composante humide. On peut aussi représenter la composante humide et ses variations par des paramètres stochastiques inconnus, évalués parallèlement aux autres inconnues du problème (coordonnées des lignes de base, ambiguïtés. . .), pour chaque station, plusieurs fois par jour.

3.2.4.5 Les orbites

Les éphémérides radiodiffusées n'ont qu'une précision de 10 m, et même 100 m lorsqu'elles sont dégradées. Or la précision sur la mesure d'une ligne de base est proportionnelle à la longueur de la base et à la précision des orbites : une erreur δr sur le rayon de l'orbite r induit une erreur δb sur la longueur de base b telle que $\delta b = \frac{b \times \delta r}{r}$. Pour des utilisations du GPS en temps différé, il est préférable d'utiliser des orbites recalculées en temps différé, plus précises, par l'IGS (International GPS Service for Geodynamics). L'IGS dispose en effet d'un certain nombre de stations permanentes (environ 200 actuellement), réparties à la surface du globe, qui lui permettent de calculer et de fournir à la communauté scientifique, dans un délai d'une semaine après les observations, les éphémérides précises des satellites¹. Leur précision est inférieure à 20 cm (en 1999, elle était annoncée à 5 cm). Pour des lignes de base de 1000 km, avec une précision de 10 cm sur les orbites, la précision de la mesure est de 5 mm.

¹L'IGS fournit également des paramètres d'orientation de la Terre, des modèles d'ionosphère et des corrections d'horloges satellites

3.2.4.6 Sauts de cycles

La réception du signal GPS peut être momentanément interrompue, en cas de défaillance électronique du récepteur ou de masque sur un satellite par exemple. Ceci provoque un saut de cycle : le comptage de cycles par le récepteur s'arrête pendant quelques secondes. La valeur de l'ambiguïté, fixe tant que le signal n'est pas interrompu on l'a vu (3.2.3), est alors modifiée et doit être à nouveau estimée. Un saut de cycle non reconnu implique une valeur fausse de l'ambiguïté et des résultats aberrants à partir d'une époque donnée (décelables par de forts résidus dans la solution).

3.2.4.7 Les antennes

Le centre de phase de l'antenne, où s'effectue la mesure GPS, est excentré par rapport au centre physique de l'antenne. Cet excentrement peut varier de 0 à 2 cm selon la fréquence mesurée (L1 ou L2), l'azimut et l'élévation du satellite considéré et du type d'antenne utilisé. L'effet de cet excentrement peut être diminué en relatif, en utilisant des antennes de même type, toutes orientées de manière identique (en pratique, au nord). Pour des antennes de types différents, on utilise des tables de correction du centre de phase, calibrées en laboratoire (par exemple [Rothacher et al., 1995], ou les tables de l'IGS).

Il est de plus impératif que l'antenne soit parfaitement horizontale lors de la mesure, centrée sur le repère géodésique au millimètre près. Sa hauteur par rapport au repère doit être mesurée avec la même précision.

3.2.4.8 Multi-trajet

Les signaux des satellites peuvent être réfléchis au sol ou sur un obstacle proche du récepteur avant de parvenir au récepteur lui-même. Le signal "direct" satellite-récepteur est ainsi bruité par ces signaux parasites. Le bruit dû aux multi-trajets n'est pas modélisable mais on peut estimer que sa moyenne, sur un temps d'observation suffisamment long (plusieurs heures), est quasi nulle (l'erreur résiduelle sur la mesure de phase pour des bases courtes est de l'ordre du centimètre). Certains types d'antenne de récepteurs permettent également de réduire l'effet des multi-trajets.

3.2.4.9 En résumé

Pour obtenir un positionnement de précision millimétrique, il est indispensable :

- d'utiliser des récepteurs bifréquences, permettant si possible l'acquisition du code P,

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan 121

- de travailler en relatif afin notamment d'éliminer les erreurs d'horloges des satellites et des récepteurs, et les erreurs corrélées sur les stations proches,
 - d'utiliser alors les mesures sur les phases, plus précises, en combinant les porteuses L1 et L2 dès que les lignes de bases atteignent des longueurs de plusieurs dizaines de kilomètres, pour s'affranchir des effets ionosphériques,
 - d'utiliser des orbites très précises, par exemple celles recalculées par l'IGS,
- et souhaitable :
- de modéliser au mieux les phénomènes physiques externes influençant la mesure (une partie des effets troposphériques, marées et gravité terrestres...),
 - de modéliser les variations du centre de phase des antennes,
 - de choisir des sites les plus stables possibles, loin de tout obstacle susceptible de générer des multi-trajets,
 - de faire des sessions longues, en mesurant plusieurs jours en continu si possible ou en répétant les mesures, afin de réduire les effets du bruit aléatoire, des multi-trajets... , et d'avoir un contrôle sur la qualité des mesures.

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan

3.3.1 Configuration et objectifs

Un premier profil géodésique environ nord-sud, perpendiculaire à la faille et centré sur celle-ci, long d'environ 110 km et constitué de quatorze points, a été installé en juillet 1994. Il intersecte la faille au niveau du bassin de Tianzhu (figure 3.4). Neuf de ces points constituent un réseau plus dense resserré autour et de part et d'autre de la faille principale; la longueur des bases est de 1 km à 20 km (figure 3.5). Ce sous-réseau doit servir à mesurer, en cas de séisme sur la faille de Haiyuan, le déplacement cosismique le long de la faille (essentiellement décrochante entre les points SGN et SGS, essentiellement normale en bordure ouest du bassin, entre les points TZG et TZF, et TZC et TZB). En période intersismique, il doit permettre de préciser si la faille reste bloquée ou si elle est soumise à du fluage. Deux points plus au nord (GUL et YFT) et trois points plus au sud de la faille (YAO, XIA et SHI) complètent ce réseau dense pour obtenir un réseau à plus grande échelle, destiné à mesurer la déformation accumulée de part et d'autre de la faille, loin de celle-ci, à des distances comprises entre 20 et 50 km (figure 3.4). Les points GUL et YFT se situent au nord de la faille de Gulang. Leur vitesse relativement aux points sud du réseau devrait caractériser la vitesse de déformation totale du système de failles Haiyuan et Gulang, à comparer avec la vitesse tectonique. En septembre 1996, nous avons complété ce réseau par un deuxième profil plus à l'est, à l'ouest du Fleuve Jaune, également perpendiculaire à la faille, long de 90 km et constitué de six points (figure 3.4). La nouvelle

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan 122

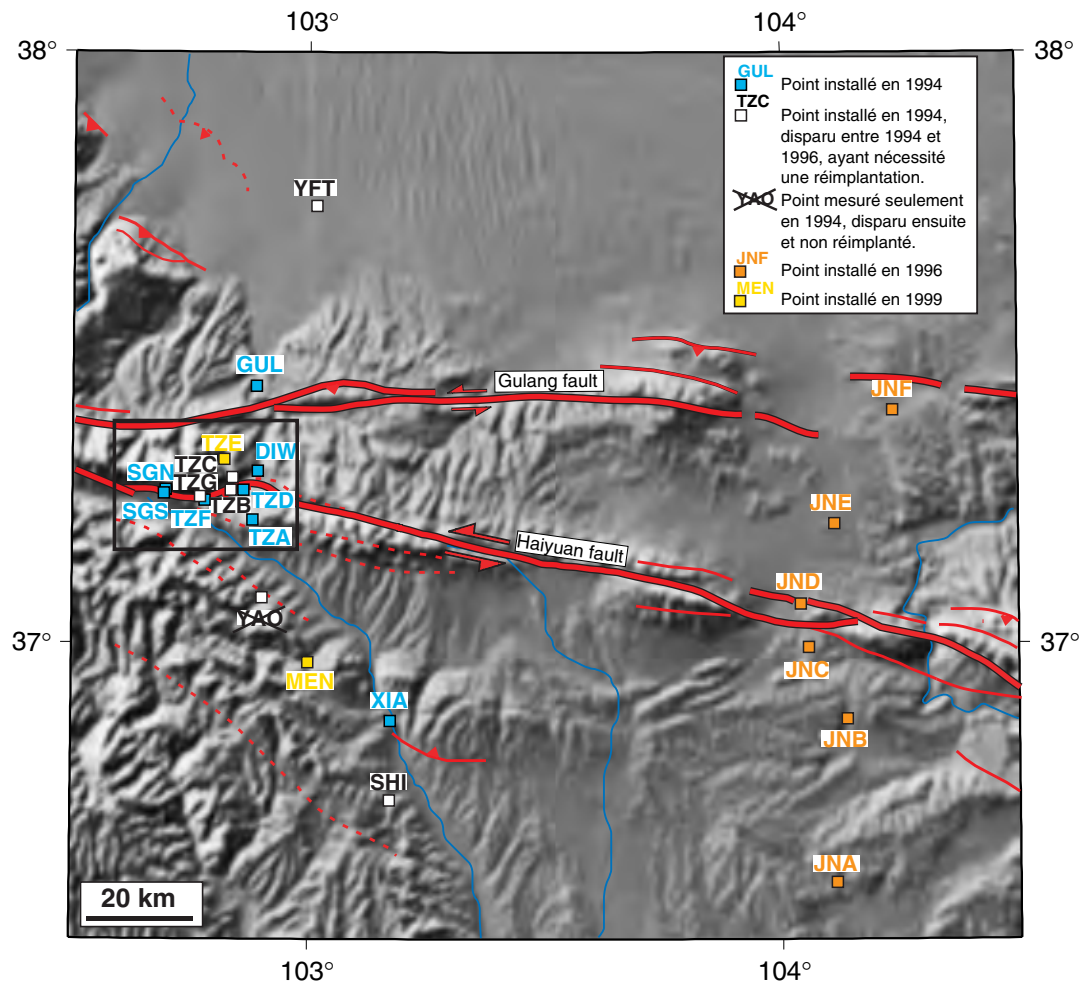


FIG. 3.4: Carte des deux profils GPS implantés : à l'ouest, le profil de Tianzhu, à l'est, le profil de Jingtai. Le cadre noir indique l'emplacement de la figure 3.5.

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan 123

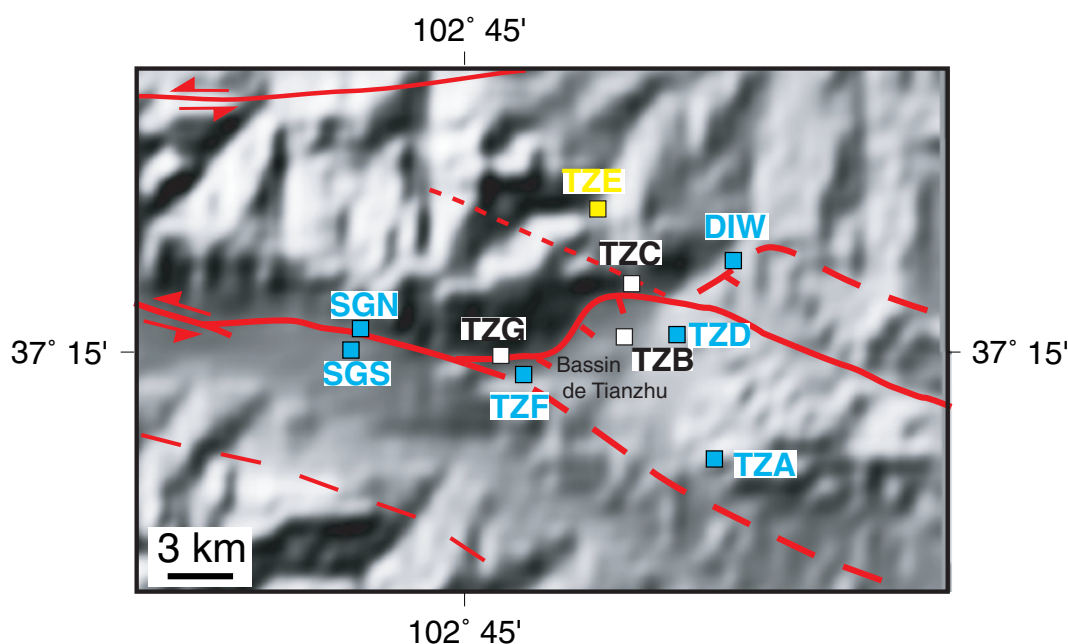


FIG. 3.5: Réseau de points GPS densifié autour du demi bassin en pull-apart de Tianzhu. Code de couleur identique à la figure 3.4.

géométrie du réseau ainsi obtenue vise à améliorer la précision sur le réseau grande échelle et la surveillance de la lacune sismique. Le point JND est situé à une centaine de mètres de la faille active actuelle, le point JNC, à environ 400 m au sud de l'ancienne faille dite "géologique". On notera que le point le plus au nord de ce profil, JNF, reste, contrairement au projet initial, au sud de la faille de Gulang, la région plus au nord dépendant non plus de la province du Gansu, mais de celle de Mongolie Intérieure, pour laquelle nous n'avions pas d'autorisation d'accès...

Enfin en mai 1999, nous avons implanté deux nouveaux points le long du profil ouest : MEN au sud de la faille, destiné à remplacer le point YAO, détruit entre 1994 et 1996, nous y reviendrons, et TZE, situé près de TZC et DIW, afin de mesurer par ces trois points un éventuel gradient de déformation lorsque l'on s'éloigne de la faille de Haiyuan.

3.3.2 Les campagnes de mesures

Étant donnés l'ordre de grandeur des mouvements d'origine tectonique que nous cherchons à déceler (centimétrique) et la précision de mesure que l'on souhaite obtenir (millimétrique), les campagnes de mesures organisées prévoyaient l'utilisation de plusieurs récepteurs enregistrant simultanément plusieurs satellites (au moins quatre), permettant un positionnement non pas absolu mais relatif, plus précis.

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan 124

3.3.2.1 Campagne du 17 au 30 juillet 1994

Cette première campagne a permis l'installation et la mesure du profil ouest ("profil de Tianzhu") du réseau (figures 3.4 et 3.5). Autour de chaque point principal, deux ou trois points auxiliaires ont été implantés ; un premier rattachement entre points auxiliaires et point principal associé a été fait par mesure optique, au théodolithe et distancemètre laser. Pratiquement tous les marqueurs géodésiques utilisés sont des repères en bronze. Le point YFT0 et ses auxiliaires, situés dans une oasis à l'extrémité nord du profil, sont implantés sur un ouvrage en béton en bordure de route, dont la stabilité peut être mise en doute. Trois récepteurs Ashtech bifréquences dont un code Z et deux codes P commutés en Codeless ont été utilisés durant les 12 jours de mesures (jours 198 à 209 et 211). En général, seulement trois points par jour ont été stationnés, avec une durée d'observation généralement comprise entre 5h et 8h (6h en moyenne). Un ou deux points supplémentaires par jour ont parfois été mesurés, en déplaçant successivement l'un des trois récepteurs sur ces points, limitant leur durée d'observation entre 1h30 et 3h seulement (les données de ces sessions ont finalement été exclues du traitement ultérieur des données). Toutes les observations ont été faites de jour, entre 2h30 TU et 11h30 TU (figure 3.6). Le pas d'enregistrement, comme pour toutes

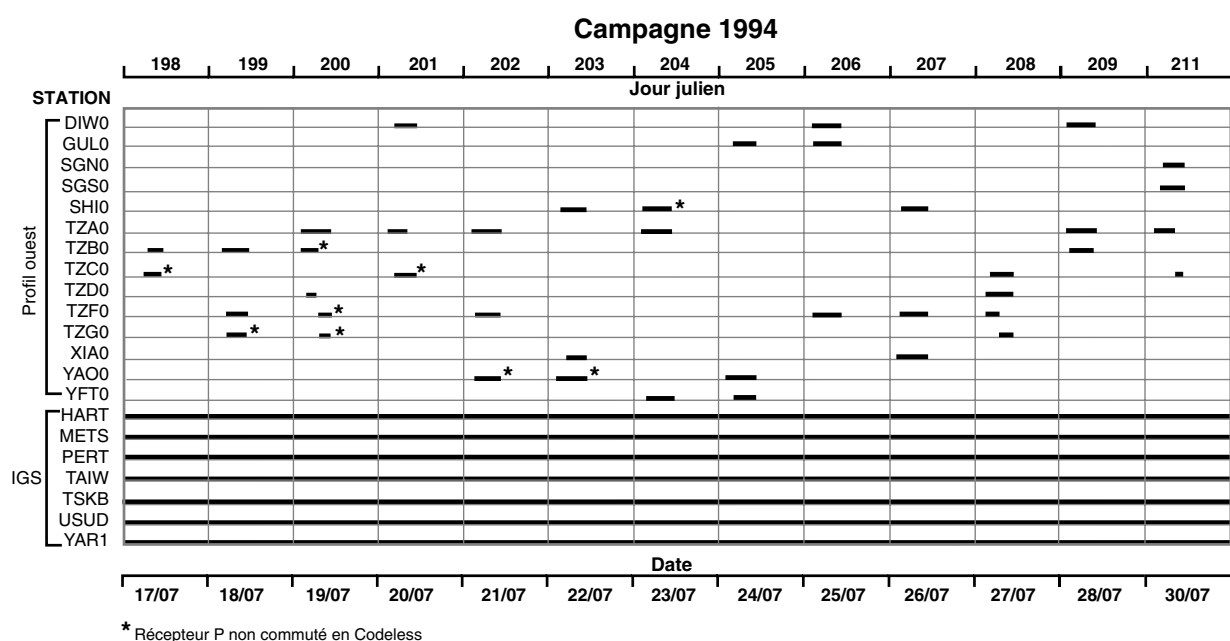


FIG. 3.6: Occupation des sites pendant la campagne de 1994

les campagnes ultérieures, est de 30s.

Pour un meilleur contrôle et une meilleure précision des résultats d'une campagne, il est nécessaire d'avoir pour chaque base du réseau une bonne redondance des mesures. Étant donné le faible nombre de récepteurs utilisés pour cette campagne et les contraintes

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan 125

opérationnelles imposées par la partie chinoise (peu de véhicules mis à notre disposition, temps de trajet incompressible hôtel-terrain, aucun campement près des points autorisés...), cette condition est loin d'être respectée : certaines bases du réseau ne sont mesurées qu'une seule fois, aucune n'est mesurée plus de deux fois. La redondance des mesures se trouve encore affaiblie par le fait que, durant les premiers jours de la campagne, les récepteurs code P n'avaient pas été commutés en Codeless (figure 3.6). Les données sur ces récepteurs, trop bruitées, n'ont pas été exploitées. Au final, seules deux bases du réseau sur quarante quatre mesurées ont correctement été mesurées deux fois. Le temps d'observation est également un facteur important pour la précision des mesures. Il doit être suffisamment long pour permettre une bonne fixation des ambiguïtés lors du traitement des données et inclure si possible des sessions de nuit pendant lesquelles les perturbations ionosphériques sont moindres. Or nos sessions d'observations sont courtes à très courtes, sans aucune mesure de nuit. La précision finale des résultats s'en trouve évidemment affectée.

3.3.2.2 Campagne du 5 au 19 septembre 1996

Les objectifs de cette campagne étaient, dans un premier temps, une nouvelle mesure du profil ouest (jours 249 à 256), dans un second temps l'installation et la mesure du profil est ("profil de Jingtai", jours 258 à 263, figure 3.4). Les deux derniers jours ont été consacrés au rattachement entre les deux profils. Nous disposions de trois récepteurs Ashtech bifréquences, dont deux codes Z et un Codeless, positionné chacun sur un point principal pendant 5 à 9h par jour (7h en moyenne), entre 2h TU et 11h TU (figure 3.7). TZF0 a été mesuré tous les jours pendant toute la première partie de la campagne, avec le Codeless cependant, d'où des observations moins précises. Un quatrième récepteur, Dimension monofréquentiel, stationné sur les points auxiliaires entre 1h et 1h30 (durée d'enregistrement suffisante pour les bases point principal-point auxiliaire de courtes longueurs) a permis un nouveau rattachement des points auxiliaires à leur point principal.

Les sessions d'observation lors de cette campagne ont été légèrement plus longues que lors de la campagne 1994, mais encore une fois aucune mesure de nuit n'a pu être effectuée. La redondance des mesures n'est pas tellement meilleure qu'en 1994, puisque seulement trois bases internes au réseau ont été mesurées deux fois ou plus. Cependant, le problème majeur de la campagne 1996 est d'un autre ordre : lors du repérage des points les premiers jours de la campagne, nous avons en effet constaté la disparition de plusieurs points principaux du profil de Tianzhu (TZC0, TZG0, SHI0, YFT0, YAO0 et TZB0, figures 3.4 et 3.5) notamment les points extrêmes du profil, pourtant stratégiques pour le réseau. En remplacement, les points auxiliaires TZC2, TZG1 et SHI3 ont dû être stationnés. Les points YAO0 et TZB0, ne possédant pas au départ de points auxiliaires, ont été définitivement abandonnés pour cette campagne. Un point TZB1 proche de TZB0 a été réimplanté et mesuré mais aucun rattachement entre ces deux points n'a pu être effectué. Enfin, la mise

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan 126

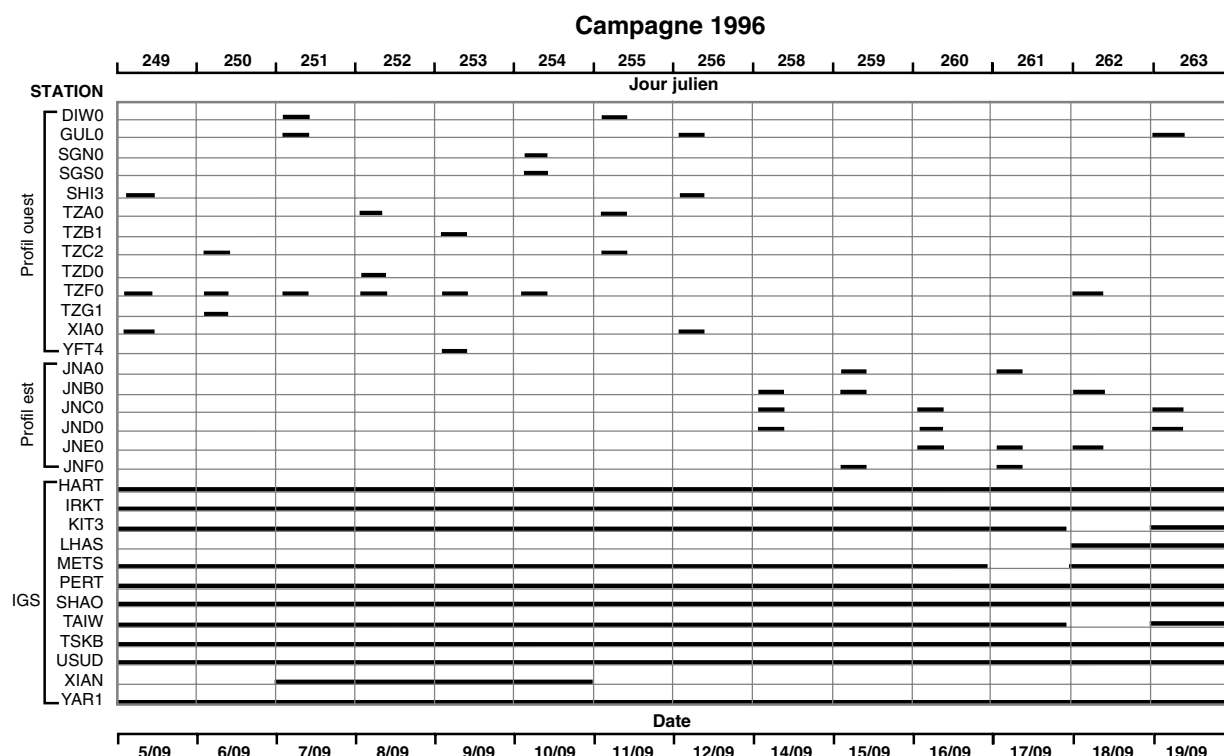


FIG. 3.7: Occupation des sites pendant la campagne de 1996

en station de YFT1 étant délicate, un nouveau point YFT4 légèrement excentré par rapport à YFT1 a été mesuré, mais le rattachement entre les deux points, mesuré à la boussole et au mètre ruban, est moins précis qu'un rattachement par mesures GPS.

3.3.2.3 Campagne de réimplantation et de rattachement du 27 août au 2 septembre 1998

Devant les problèmes rencontrés en 1996, nous avons décidé de réimplanter les points disparus (sauf YAO0 et TZB0) et de refaire une campagne de rattachement des points auxiliaires à leur point principal réimplanté respectif, sur les deux profils, du jour 239 à 245. La précision des réimplantations est estimée à 5 mm environ en horizontal : entre 5 et 10 mm pour YFT0 et SHI0, de l'ordre de 2-3 mm pour TZG0. TZC0 n'a pas été réimplanté : l'empreinte de l'ancien repère étant bien conservée, nous avons choisi de positionner un nouveau repère, le temps de la mesure seulement. Deux récepteurs Ashtech bifréquences code Z ont servi aux mesures de rattachement. La durée d'observation d'une ligne de base point principal-point auxiliaire était d'environ 45 mn.

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan 127

3.3.2.4 Campagne du 6 au 16 mai 1999

Les deux profils ont été remesurés, en parallèle, du jour 126 au jour 136. Nous avons retrouvé l'emplacement du point TZB0 (implanté en 1994 puis détruit), réimplanté un repère (la précision de la réimplantation est évaluée à 1 mm en horizontal) et mesuré le point. Pour améliorer le profil ouest, deux nouveaux points, TZE0 et MEN0, ont été implantés et mesurés, et leurs auxiliaires rattachés (figures 3.4 et 3.5). Six récepteurs Ashtech bifréquences code Z étaient disponibles pour cette campagne et nous avons pu stationner des points de nuit. Les points TZF0 (profil de Tianzhu) et JNC0 (profil de Jingtai, figure 3.4), notamment, ont été mesurés 24h/24h pendant toute la durée de la campagne. Les

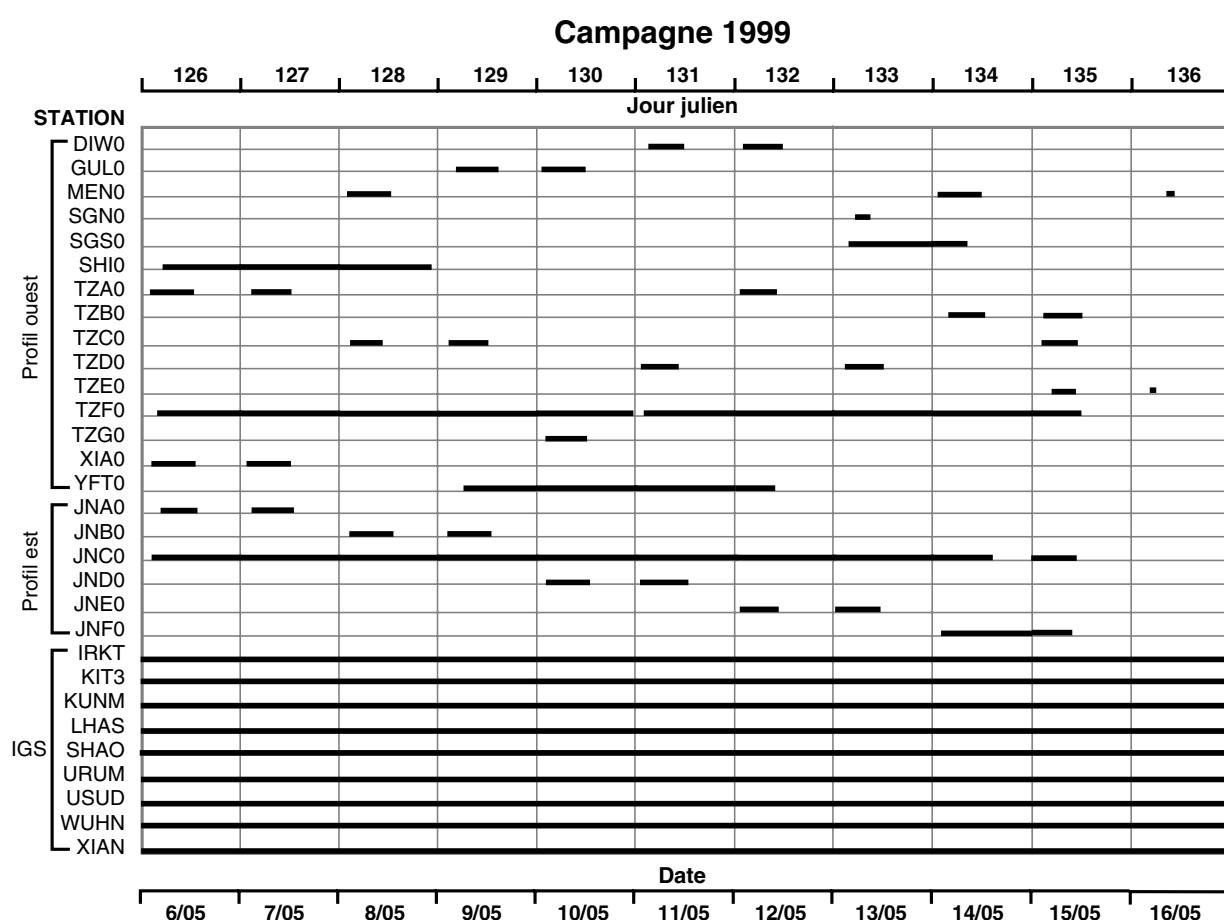


FIG. 3.8: Occupation des sites pendant la campagne de 1999

points SHI0 et YFT0 ont également été mesurés en continu pendant trois jours (figure 3.8). Sur les autres points, la durée moyenne d'enregistrement était de 10 à 12h. Des antennes type "choking", moins sensibles aux problèmes de multi-trajet, ont été utilisées.

Cette dernière campagne est donc la meilleure en terme de qualité de mesure, et

3.3 Le réseau géodésique autour du segment ouest de la faille de Haiyuan 128

donc de précision, que nous avons réalisée. Peu d'incidents sont à signaler : seul TZB1, implanté, rappelons le, en septembre 1996, il est vrai près d'un point coté géodésique, était à nouveau détruit ! Nous avons donc décidé de réimplanter le TZB0 initial et de le mesurer. La précision du centrage du nouveau repère dans l'ancien trou est de l'ordre de 1 mm seulement.

3.3.3 Remarques préliminaires concernant le traitement de ces campagnes

La difficulté majeure du traitement des données réside ici dans le fait que nous avons à comparer trois campagnes très différentes, notamment au niveau des moyens techniques déployés, de la durée des observations et de la redondance des mesures. Le tableau 3.9 résume les principales caractéristiques des campagnes et les problèmes rencontrés. Malgré une campagne 1999 réalisée dans de bonnes conditions avec des moyens

		Destruction de repères		Réimplantation, rattachements	
	1994		1996		1999
• Profils mesurés:	Ouest		Ouest + Est		Ouest + Est
• Récepteurs Ashtech:	3 (1 Code Z + 2 Codeless)		3 (2 Code Z + 1 Codeless)		6 (Code Z)
• Durée des observations:	5 - 8 h (parfois 2-3h)		5 - 9 h		10 - 12 h
• Sessions de nuit:	NON		NON		OUI
• Lignes de base mesurées 2 fois et plus:	2		3		9

FIG. 3.9: Caractéristiques principales des campagnes de mesures sur le réseau Haiyuan.

conséquents, le poids des deux premières campagnes, plus "minimalistes", sur la précision des résultats intégrant les trois campagnes, est sans doute encore prépondérant. À cette perte de précision d'origine essentiellement technique et logistique s'ajoute malheureusement celle liée aux problèmes de destruction de points et de réimplantation consécutive. Une autre source d'imprécision est simplement liée à la courte période de temps dont nous

disposons pour notre étude et à l'évolution de la géométrie du réseau au cours du temps. Seul le profil de Tianzhu a été mesuré sur un intervalle de temps -quatre ans et demi- convenable (théoriquement, sans tenir compte des problèmes rencontrés) pour décélérer des mouvements centimétriques, de l'ordre de ceux attendus le long de la faille. Deux ans et demi seulement séparent les deux mesures du profil de Jingtai, de meilleure qualité il est vrai et sans disparition de points à déplorer. En conclusion, ces remarques nous imposent une grande prudence quant à l'interprétation des résultats que nous obtiendrons.

3.4 Le traitement des données GPS

3.4.1 Les solutions possibles

Plusieurs stratégies de calcul sont possibles et dépendent de la manière dont on veut calculer les coordonnées des points du réseau, leur déplacement et leur vitesse par la suite : relativement à un point du réseau local (**solution locale**) ou de manière absolue, en les rattachant à un système de référence terrestre international (**solution globale**). Le choix d'une **solution locale** suppose que l'on ne s'intéresse qu'aux mouvements relatifs à l'intérieur du réseau local, calculés par rapport à l'un des points du réseau, indépendamment de toute référence extérieure. Aucun mouvement "absolu" (une rotation ou une translation par rapport à une plaque tectonique extérieure au réseau par exemple) ne peut être détecté, ce qui exclut toute interprétation des résultats en terme de tectonique globale. Cette solution est souvent plus simple à mettre en oeuvre car seuls les points du réseau sont généralement pris en compte dans le calcul. Elle n'est affectée par aucun biais d'ordre géodésique, lié au choix d'une technique de rattachement à un référentiel géodésique, et aux contraintes imposées par cette technique. En contre partie, la faible densité des points considérés et une géométrie du réseau souvent très spécifique rendent délicate l'obtention d'une solution bien contrainte et stable.

Le choix d'une **solution globale** obéit à d'autres critères. Cette solution permet de rattacher les mesures du réseau local à un système de référence plus large. Les positions des points du réseau, et surtout, ce qui nous intéresse en premier lieu, leur déplacement et leur vitesse, sont estimés non plus seulement de façon relative mais "absolue", dans un référentiel donné, extérieur au réseau. Une interprétation des résultats en terme de tectonique globale, de même que des comparaisons avec d'autres résultats géodésiques ou des modèles de vitesses de plaques tectoniques (NNR-NUVEL1 par exemple, [Argus and Gordon, 1991]) deviennent alors possibles. Le système de référence terrestre communément adopté pour ce type de solution est l'ITRF (International Terrestrial Reference Frame), réalisation de l'ITRS (International Terrestrial Reference System)². L'ITRF est calculé presque chaque année (après l'ITRF92... , l'ITRF96, le dernier disponible est l'ITRF97)

²L'ITRS est un référentiel géocentrique, dont le centre de masse est défini pour la Terre entière, océans

par l'IERS (International Earth Rotation Service), en combinant des données de stations permanentes GPS, VLBI, Doris et télémétriques Laser [Boucher *et al.*, 1998]. Il consiste en un jeu de coordonnées pour ces stations permanentes à une époque donnée (1997.0 pour l'ITRF97 par exemple), de vitesses permettant de calculer par interpolation les coordonnées de ces stations à n'importe quelle autre époque, et d'incertitudes associées à ces positions et vitesses. Dans le calcul d'une **solution globale**, les données du réseau local sont traitées en commun avec les données de certaines stations permanentes de l'IGS (International GPS service for Geodynamics, voir 3.2.4.5), les plus proches possible du réseau local, dont la position et la vitesse dans l'ITRF sont connues. Le rattachement à l'ITRF d'une solution globale est obtenu en contraignant les stations IGS à leur position et/ou leur vitesse dans l'ITRF, plus ou moins fortement, dès le début ou lors de l'étape finale du calcul (les différentes variantes de rattachement seront détaillées plus loin, voir 3.4.2.1 et 3.4.2.2). L'introduction d'observations supplémentaires dans le calcul a pour conséquence immédiate l'augmentation de la qualité de la solution, ainsi mieux contrainte. La géométrie du réseau est également améliorée, avec une répartition plus homogène des stations. Les stations IGS peuvent cependant être distantes de plusieurs milliers de kilomètres des stations du réseau local. On introduit ainsi dans le traitement de longues lignes de base, plus sensibles aux erreurs d'orbites, au bruit ionosphérique de second ordre, donc pour lesquelles la résolution des ambiguïtés (cf 3.2.3) est plus difficile voire impossible (elle n'est tentée classiquement que pour des lignes de bases de longueur inférieure à 500 km). La précision de la solution peut s'en trouver diminuée mais elle reste généralement bien meilleure que pour une solution locale.

Pour notre étude, dans la mesure où l'on s'intéresse avant tout aux mouvements de part et d'autre de la faille de Haiyuan, une solution locale pourrait sembler suffisante. La sensibilité d'une telle solution à la géométrie très particulière du réseau local (profils nord-sud uniquement), qui plus est évolutive au cours du temps, risquait cependant d'être importante (nous le vérifierons). Il eut été dommage également de s'interdire d'emblée toute interprétation en terme de tectonique globale, surtout en prévision de campagnes futures, pouvant s'intéresser plus précisément à ce type d'interprétation. De plus, ce réseau local étant peu dense, l'introduction de données supplémentaires, issues de stations IGS, s'avérerait nécessaire pour mieux contraindre la solution, quelle que soit le type de solution envisagée. Nous avons donc choisi dès le départ de réaliser une solution globale, que nous présentons en premier, ainsi qu'une solution locale, à titre de comparaison.

3.4.2 Solution globale

Afin de détecter des mouvements centimétriques de part et d'autre de la faille, nous avons vu que le seul type de positionnement suffisamment précis est un positionnement

et atmosphère inclus, et dont l'orientation est calculée en appliquant une condition de "no-net-rotation" aux mouvements horizontaux des plaques tectoniques [DeMets *et al.*, 1990; Argus and Gordon, 1991]

relatif à partir des mesures de phase sur des couples de récepteurs enregistrant simultanément. Une première étape du calcul, aussi bien pour la solution globale que locale, consiste donc à déterminer pour chaque campagne et pour chaque jour de mesure (ou session journalière), indépendamment des autres jours, les composantes tridimensionnelles de toutes les lignes de base mesurées. Une seconde étape consiste à combiner les résultats des différentes sessions individuelles des différentes campagnes, pour obtenir des positions et vitesses dans l'ITRF (nous avons choisi de rattacher nos résultats à l'ITRF le plus récent : l'ITRF97).

3.4.2.1 Traitement des sessions journalières

• **Principe général.** Pour le traitement des sessions journalières, nous avons utilisé le logiciel GAMIT (version 9.8), développé au MIT [*Bock et al.*, 1986; *King and Bock*, 1998] et à Scripps. Le principe de calcul est le suivant : partant d'un jeu de coordonnées approchées des points mesurés et de contraintes sur ces coordonnées, de nouvelles coordonnées (ainsi que les autres inconnues du problème, voir plus en détail ci-après) sont calculées et ajustées par itérations successives, de façon à minimiser, par une méthode de moindres carrés, les écarts (ou résidus) entre les données observées (les observables) et des "données théoriques" modélisées. Les ajustements sur les coordonnées des stations se font dans la limite des contraintes imposées au départ sur les coordonnées des points.

Les **observables** doivent être corrigées au mieux de toutes les sources d'erreur évoquées au 3.2.4. Pour un réseau dont les longueurs de base sont supérieures à quelques kilomètres, ce qui est le cas du réseau que nous étudions ici, les observables utilisées sont non pas les mesures de phase sur L1 et L2 prises en compte indépendamment, mais les doubles différences de la combinaison linéaire LC, à chaque pas de mesure. Ces observables sont connues aux ambiguïtés près mais ne sont entachées ni par les erreurs d'horloge des satellites et des récepteurs, ni par les perturbations ionosphériques du premier ordre (cf 3.2.4), ce qui permet de tenter une résolution correcte des ambiguïtés, au fil des itérations du calcul, une fois repérés les sauts de cycle. Des doubles différences **théoriques** de LC sont par ailleurs calculées, à partir des coordonnées approchées des stations (affinées au fur et à mesure des itérations), des éphémérides des satellites (plus ou moins précises - cf 3.2.4-, fixées ou ajustées au cours du traitement), des paramètres d'orientation de la Terre (fixés ou ajustés également) et des retards troposphériques pris en compte (en partie modélisés, en partie estimés sous forme de paramètres stochastiques -cf 3.2.4-). Les **inconnues** à déterminer lors du calcul sont donc, pour chaque jour, non seulement les coordonnées des stations, mais aussi les ambiguïtés au début de la mesure et après chaque saut de cycle, plusieurs paramètres stochastiques représentant la composante humide du retard troposphérique et éventuellement les orbites et les paramètres d'orientation de la Terre. La minimisation des résidus entre observables et théoriques permet d'affiner un modèle théorique dont les différents paramètres ont des valeurs mal connues a priori. Tout

paramètre mal pris en compte ou non pris en compte dans le modèle théorique initial, de même que des contraintes trop fortes et irréalistes sur les coordonnées approchées des stations, peuvent entraîner des ajustements erronés sur ces coordonnées.

Aux coordonnées ajustées des stations obtenues en fin de calcul, ainsi qu'aux autres paramètres estimés (orbites éventuellement...), sont associées des incertitudes, purement formelles, liées à la méthode de calcul et exprimées sous la forme d'une matrice de variance-covariance. Nous verrons qu'une manière plus réaliste d'évaluer la précision des mesures est d'étudier la répétabilité des composantes des lignes de base (également calculées), qui caractérise la dispersion de chaque composante d'une ligne de base autour de sa moyenne, lorsque les mesures sont suffisamment redondantes.

• **Choix des stations IGS.** Comme évoqué précédemment, le calcul d'une solution globale impose d'inclure des stations IGS dans le traitement des données. L'idéal est de choisir des stations proches du réseau local, réparties de manière homogène autour de celui-ci. En 1994, à l'époque de la première campagne de mesure, le réseau IGS était moins dense qu'aujourd'hui (les premières stations de ce réseau datent de 1992). Les stations les plus proches de notre réseau étaient les stations d'Usuda et Tsukuba au Japon (USUD et TSKB) et de Taiwan en Chine (TAIW), que nous avons sélectionnées. Pour obtenir une répartition azimuthale "correcte" des stations IGS autour du réseau local, nous avons dû rajouter des stations en Australie (PERT, YAR1), Afrique du Sud (HART) et Finlande (METS), beaucoup plus éloignées (figures 3.6 et 3.10). Les longueurs de base à traiter atteignent ainsi jusqu'à 12000 km. En 1996, nous avons intégré ces mêmes stations, afin de ne pas modifier totalement la géométrie du réseau, et de nouvelles stations IGS, plus proches, sur le continent asiatique : Irkoutsk (IRKT), Kitab (KIT3), Shangai (SHAO) ainsi que Lhasa (LHAS) et XIAN avec seulement quelques jours de données (figures 3.7 et 3.10). En 1999, la couverture du continent asiatique par les stations IGS s'est encore améliorée. Là encore, nous avons cherché à garder une configuration commune du réseau entre 1996 et 1999, au moins en partie. Les stations "asiatiques" de 1996 ont été conservées, de nouvelles ajoutées, le réseau local se trouvant ainsi mieux encadré (figures 3.8 et 3.10). Les stations plus lointaines communes à 1994 et 1996 n'étaient plus nécessaires en 1999, augmentant inutilement le nombre total de stations IGS et la longueur des lignes de base. Au final, la seule station IGS incluse dans le traitement des trois campagnes est celle d'Usuda. On peut noter que l'utilisation de stations récentes, plus proches de notre réseau, présente quelques risques : moins de données sont disponibles pour ces stations et leurs position et vitesse dans l'ITRF sont donc moins précises. Ceci a cependant peu d'incidence sur le traitement des sessions individuelles mais peut en avoir lors de l'étape de rattachement à l'ITRF.

• **Choix des contraintes sur les coordonnées à priori des stations.** Les coordonnées à priori des stations introduites en début de calcul sont déduites soit de traitements précédents, pour les stations du réseau local, soit des positions et vitesses dans

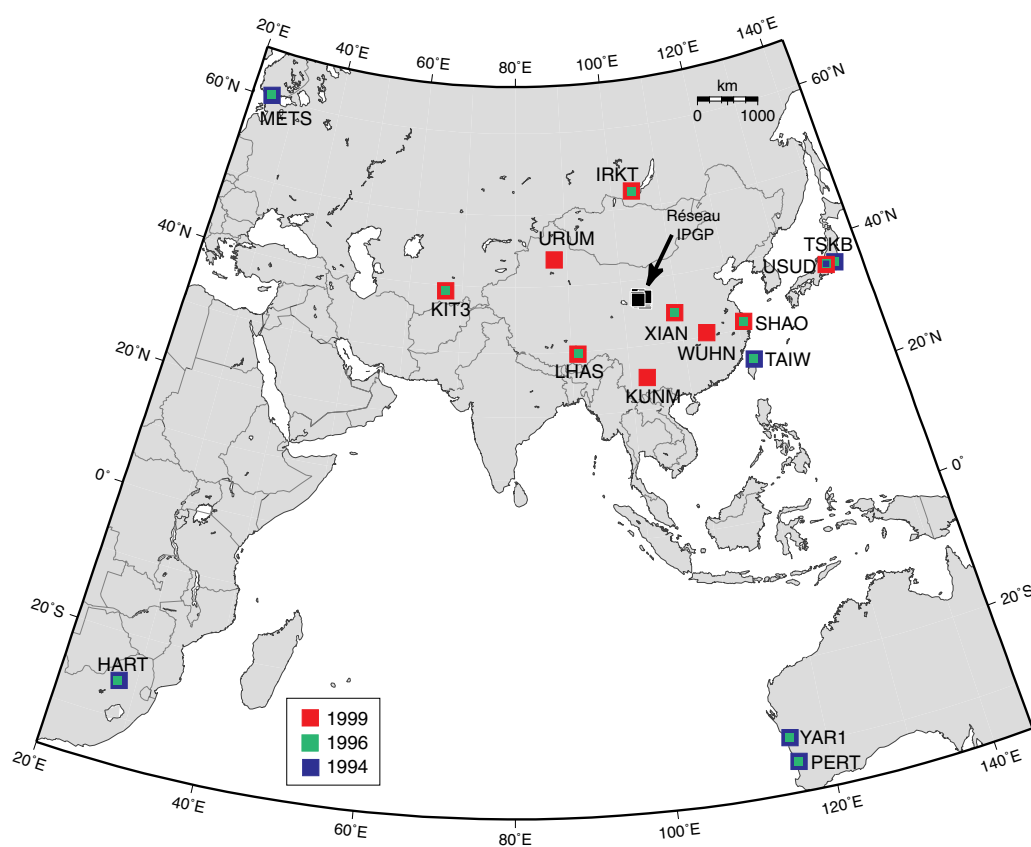


FIG. 3.10: Carte des stations IGS incluses dans le traitement des données des campagnes de 1994 (carrés bleus), 1996 (carrés verts) et 1999 (carrés rouges).

l'ITRF97, pour les stations fiducielles (leur position à l'époque de la campagne est calculée par interpolation)³. À ces coordonnées sont associées des contraintes. Après traitement d'une session journalière, les ajustements finaux sur les composantes d'une ligne de base doivent être tels que les ajustements sur les coordonnées des deux stations aux extrémités de la ligne restent inférieurs aux contraintes imposées. Le choix de ces contraintes dépend notamment de la manière dont on souhaite rattacher les résultats à l'ITRF. Dans tous les cas, les contraintes sur les coordonnées des stations du réseau local demeurent faibles (1 m sur chaque composante, voire 10 m pour les points auxiliaires) ; ces coordonnées sont ainsi libres de prendre toute valeur. Quant aux contraintes sur les positions des stations IGS, deux choix sont possibles.

Une première solution, la plus brutale, consiste à contraindre très fortement les coordonnées à priori des stations IGS à leurs coordonnées dans l'ITRF (à quelques millimètres, ce qui revient quasiment à les fixer). La solution ainsi calculée est automatiquement rattachée au repère ITRF choisi, les points du réseau local étant directement positionnés dans ce repère. Le résultat de ce rattachement est cependant peu fiable. En effet, la position et la vitesse d'une station IGS dans l'ITRF utilisé peuvent être mal estimées. Dans ce cas, la position de cette station, recalculée à l'époque de la campagne à traiter et entrée comme coordonnée à priori dans le calcul, est fautive également. Du fait des contraintes fortes sur cette station, aucun ajustement sur sa position ne peut se faire au cours du calcul et la minimisation des résidus n'est pas réalisée au mieux sur les lignes de base incluant cette station. L'erreur introduite se répartit alors sur l'ensemble du réseau, notamment sur les stations libres du réseau local qui nous intéressent. Des distortions importantes du réseau, en particulier du réseau local, libre, peuvent en résulter. Cette solution est donc à bannir.

La meilleure solution consiste à travailler en réseau "libre", en utilisant des contraintes faibles également sur les coordonnées des stations IGS. Aucune déformation du réseau ne peut alors être suspectée. Un autre avantage de cette solution est de séparer totalement le traitement des sessions journalières du rattachement à l'ITRF de la solution. Ce rattachement s'effectue lors d'une seconde étape de calcul, une fois traitées toutes les sessions individuelles, ce qui permet de mieux contrôler la qualité du rattachement.

C'est cette dernière solution que nous avons adoptée. La résolution des ambiguïtés lors d'une telle solution est cependant difficile à réaliser, alors qu'elle est facilitée lorsque l'on choisit d'imposer sur certaines stations IGS (dont les positions sont bien connues dans l'ITRF) des contraintes assez fortes. En pratique, notre calcul s'effectue donc selon une procédure en plusieurs étapes, automatiquement réalisée par le logiciel GAMIT, décrite dans *Feigl et al.* [1993]. Cette procédure fournit quatre types de solution :

³Exceptionnellement pour la station KUNM, la position de référence utilisée est celle fournie par le SOPAC (Scripps Orbits and Permanent Array Center) à l'époque 1999.125. Aucune vitesse n'est fournie. Les contraintes sur la position de KUNM à l'époque des campagnes sont donc prises suffisamment grandes (1 m).

-deux solutions avec des *contraintes fortes appliquées aux coordonnées à priori de certaines stations IGS*. Les contraintes que nous avons utilisées à ce stade sont données dans la table 3.1 ; elles sont supérieures aux incertitudes théoriques données dans l'ITRF mais globalement cohérentes avec les différences de coordonnées constatées entre l'ITRF96 et l'ITRF97. La première des deux solutions laisse les ambiguïtés libres de prendre des valeurs réelles, et sert de point de départ à la seconde solution, où les ambiguïtés sont fixées, autant que possible et par étapes successives, à des valeurs entières. La méthode de résolution des ambiguïtés est inspirée de *Dong and Bock* [1989]. Le calcul des ambiguïtés est tenté sur toutes les lignes de base inférieures à 500 km, soit sur les bases internes au réseau local et sur les bases TSKB-USUD et YAR1-PERT en 1994 et 1996.

-deux solutions dans lesquelles *les contraintes sur les stations IGS, ainsi que sur les autres paramètres géodésiques, sont relâchées*. L'une de ces solutions est réalisée sans fixation des ambiguïtés, l'autre solution est calculée avec des ambiguïtés fixées aux valeurs issues de la solution fortement contrainte calculée précédemment. Elles correspondent à la solution type réseau "libre" évoquée ci-dessus (donc sans risque de déformation du réseau) et sont celles que nous pouvons utiliser pour le rattachement ultérieur à l'ITRF. La solution sans résolution d'ambiguïtés n'est utile que dans le cas où les ambiguïtés sont jugées mal fixées.

TAB. 3.1: Contraintes imposées aux coordonnées à priori des stations fiducielles afin de résoudre les ambiguïtés [*Feigl et al.*, 1993; *Dong and Bock*, 1989]. Ces contraintes sont ensuite relâchées à 100 m dans une solution utilisée pour le rattachement à l'ITRF97.

Station fiducielle	Contraintes (m)			Campagne
	Latitude	Longitude	Vertical	
KUNM	1.000	1.000	1.000	1999
URUM	1.000	1.000	1.000	1999
WUHN	1.000	1.000	1.000	1999
IRKT	0.500	0.500	1.000	1996, 1999
KIT3	1.000	1.000	1.000	1996, 1999
LHAS	0.003	0.003	0.030	1996, 1999
SHAO	0.003	0.003	0.030	1996, 1999
XIAN	1.000	1.000	1.000	1996, 1999
HART	1.000	1.000	1.000	1994, 1996
METS	0.010	0.010	0.050	1994, 1996
PERT	0.010	0.010	0.050	1994, 1996
TAIW	0.003	0.003	0.030	1994, 1996
TSKB	1.000	1.000	1.000	1994, 1996
YAR1	1.000	1.000	1.000	1994, 1996
USUD	0.003	0.003	0.030	1994,1996,1999

- **Autres conditions imposées, communes au traitement des trois campagnes.**

Les orbites des satellites prises en compte sont celles fournies par l'IGS et sont considérées comme fixes (les paramètres orbitaux ne font donc pas partie des inconnues à déterminer dans notre calcul). Leur précision, de l'ordre de 10 cm, induisant une précision de 5 mm sur la mesure de lignes de base de 1000 km de long (cf 3.2.4.5), est en effet suffisante pour le calcul du réseau local, dont les distances entre stations restent inférieures à 200 km.

Les paramètres d'orientation de la Terre⁴ que nous avons utilisés sont ceux calculés par l'USNO (Bulletin A de l'IERS) et sont également fixés dans le calcul. Ces paramètres sont calculés à partir de différentes données spatiales (GPS, VLBI...) récoltées sur une année et sont les plus précis. Il faut noter cependant qu'ils ne sont pas parfaitement compatibles avec les orbites IGS que nous utilisons. Les seuls paramètres d'orientation de la Terre réellement compatibles avec les orbites IGS sont ceux calculés par l'IGS, sur la même période de temps que les orbites (une semaine environ), à partir des mêmes données (GPS uniquement). Dans la mesure où nous fixons les paramètres d'orientation IERS et les orbites IGS dans notre calcul, nous introduisons une source d'imprécision supplémentaire. Pour notre campagne 1996, nous avons estimé l'erreur introduite en comparant une solution avec les paramètres d'orientation de la Terre de l'IERS et une solution avec les paramètres de l'IGS. Des différences de quelques ms d'arc sur la position du pôle et de quelques μ s sur UT1 induisent des variations sur la longitude et/ou la composante verticale des points de plus de 1.5 cm pour 20% des points et de plus de 3 cm pour 5% des points. En relatif, une partie des erreurs, celles corrélées sur les courtes lignes de bases, sont éliminées; seules 10 % et 1% des lignes de base ont une longueur qui diffère respectivement de plus de 1.5 cm et de plus de 3 cm entre les deux solutions. Ces erreurs résultant de notre choix de paramètres d'orientation de la Terre restent finalement du même ordre que les incertitudes estimées sur les composantes des lignes de base pour une solution GAMIT 1996 donnée.

Les retards troposphériques (au zénith) sont estimés en utilisant le modèle atmosphérique de *Saastamoinen* [1972], défini au niveau de la mer avec des conditions météorologiques standards de 20°C, 1013.25 mbar et un taux d'humidité de 50%, et recalculé à l'altitude des stations mesurées. Pour modéliser les retards zénithaux et leur variation dûs aux variations journalières de la composante humide de la troposphère, nous avons estimé des paramètres stochastiques (cf 3.2.4.4). L'influence du nombre de ces paramètres sur la résolution et la stabilité de la solution a été testée lors du traitement de mesures effectuées en Asie du sud-est [Walpersdorf, 1997]. L'estimation de 8 paramètres par 24h, soit un paramètre estimé toutes les 3h30 de la journée environ, semble être le meilleur compromis trouvé. Un test sur les données de notre campagne 1999 semble montrer que les variations des retards zénithaux sont suffisamment bien estimées avec 7 paramètres journaliers (soit un paramètre estimé toutes les 4h, figure 3.11). En augmentant de 7 à 12 (soit un paramètre toutes les 2h environ) le nombre de paramètres, le modèle troposphérique n'est sans doute plus amélioré, ce sont des résidus autres que ceux dûs aux retards troposphériques qui sont

⁴Ces paramètres (Temps Universel UT1, coordonnées du pôle céleste par rapport au pôle de référence de l'IERS) décrivent les variations de la rotation de la Terre et sont donnés sous forme de séries temporelles.

absorbés par le "surplus" de paramètres. Des ajustements erronés sur les lignes de base peuvent en résulter. La solution à 7 paramètres est donc celle retenue pour 1999. Pour nos

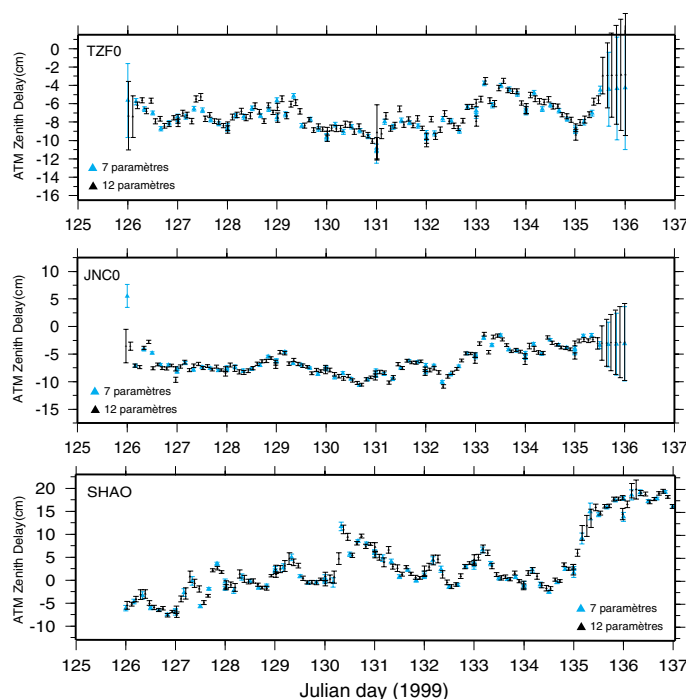


FIG. 3.11: Estimations des retards zénithaux pour les stations JNC0, TZF0 et SHAO au cours de la campagne 1999. Comparaison entre deux solutions à 7 et 12 paramètres stochastiques.

campagnes 1994 et 1996, la durée des sessions d'observation ne dépasse pas 8h. Seulement 3 paramètres journaliers (minimum possible) ont été estimés (estimation d'un paramètre toutes les 2 h 30 à 4 h, sur des sessions allant de 5 à 8 h).

Enfin, des corrections des variations du centre de phase des antennes avec l'élévation et l'azimut des satellites ont été appliquées.

3.4.2.2 Combinaison des sessions journalières. Rattachement à un système de référence.

Les différentes sessions journalières, traitées indépendamment par GAMIT pour nos trois campagnes, sont ensuite combinées pour obtenir les positions des points du réseau pour chaque campagne et/ou leur vitesse dans l'ITRF97.

• **Principe général de la combinaison.** La combinaison des jeux de coordonnées calculés pour chaque session journalière s'effectue à l'aide du programme GLOBK, un ensemble de trois sous-programmes (*globk*, *glred* et *glorg*) développé à l'origine pour combiner des données VLBI. L'algorithme utilisé est un filtre de Kalman, filtre prédictif dont le principe est décrit dans *Maybeck* [1979]; *Herring et al.* [1990]; *Hofmann-Wellenhof et al.* [1992]; *GLOBK* [1999]. Les données en entrée du programme sont les résultats de solutions journalières GAMIT calculées en réseau libre (i.e. avec des contraintes lâches sur les valeurs à priori de tous les paramètres à estimer), obtenues en fin de procédure GAMIT (voir 3.4.2.1). Ces résultats comprennent les coordonnées des stations GPS (stations du réseau local et stations IGS incluses dans nos calculs GAMIT) ainsi que les matrices de variance-covariance des solutions. Des coordonnées et des vitesses à priori des stations, les paramètres orbitaux des satellites et les paramètres d'orientation de la Terre, ainsi que des contraintes à priori sur ces différents paramètres, sont également fournis en entrée de GLOBK.

À partir des valeurs de ces paramètres (auxquelles sont associés des incertitudes) obtenues dans une première solution journalière GAMIT, on peut prédire les valeurs de ces paramètres et incertitudes à l'époque d'une seconde solution journalière, que l'on souhaite combiner à la première [*Hofmann-Wellenhof et al.*, 1992]. Ces paramètres prédits sont ajustés au regard des paramètres observés dans cette deuxième solution journalière. Les ajustements dépendent de la différence entre paramètres prédits et paramètres observés, pondérée suivant les incertitudes prédites et les incertitudes sur les observations. Des incertitudes sur les paramètres ajustés sont évaluées, en fonction des incertitudes prédites et observées. À partir des valeurs de ces paramètres et incertitudes ajustées, on peut prédire des valeurs à l'époque de la troisième solution GAMIT à combiner aux précédentes etc. . . La procédure se poursuit ainsi de manière séquentielle jusqu'à ce que toutes les solutions journalières aient été incorporées. Ainsi les solutions journalières sont combinées une à une, jour après jour. Elles ne sont plus indépendantes et les incertitudes finales (formelles) sur les paramètres, du fait de l'augmentation de la quantité de données, sont meilleures que celles estimées pour une solution GAMIT seule.

Au final, on obtient des **positions et/ou vitesses moyennes** pour chaque station **sur la période d'étude considérée** (option *globk* du programme). À noter que la position des stations est modélisée comme une fonction linéaire du temps. Une légère variante à la procédure décrite ci-dessus (option *glred*, [*GLOBK*, 1999]) permet d'obtenir des **séries temporelles des positions** des stations, leur **vitesse** étant **estimée par simple régression linéaire**. Les ajustements se font alors uniquement sur les positions à priori des stations (et plus sur les vitesses), pour chaque jour indépendamment. Nous avons essentiellement utilisé la première option. La seconde option nous a surtout été utile pour estimer la qualité des mesures et la fiabilité des résultats. Elle est plus souvent utilisée pour traiter des mesures de type continu.

• **Rattachement à l'ITRF97.** Le système de référence auquel nous avons choisi de rattacher nos résultats est l'ITRF97, le plus récent disponible et le plus précis à ce jour. Différentes techniques de rattachement à ce système sont possibles. Si, lors de l'étape de calcul décrite ci-dessus, on contraint fortement les coordonnées et vitesses à priori de toutes, ou partie, des stations permanentes de l'IGS utilisées à leurs coordonnées et vitesses dans l'ITRF97, l'ensemble du réseau traité (dont le réseau local) est automatiquement rattaché à l'ITRF97. Lorsque le nombre de stations IGS sélectionnées est faible, ce type de rattachement est souvent le plus simple et permet d'imposer des poids variables aux différentes stations. Le choix des stations IGS fortement contraintes est évidemment primordial sur le résultat du rattachement. Si la position (et/ou la vitesse) ITRF97 de l'une de ces stations est erronée, la géométrie de l'ensemble du réseau, après rattachement, peut s'en trouver affectée. En particulier, si un séisme survient pendant l'intervalle d'étude considéré, à proximité d'une des stations IGS fixées, l'évolution de la position de cette station sur ce même intervalle de temps n'est pas linéaire, comme cela est supposé dans le calcul GLOBK.

C'est pourquoi nous avons choisi un autre type de rattachement, sans risque de distortion interne du réseau. Dans un premier temps, au moment de la combinaison des solutions (*globk* ou *glred*), les contraintes sur les positions et les vitesses des stations IGS sont laissées lâches. Puis une rotation ainsi qu'une translation sont appliquées à l'ensemble du réseau, de manière à minimiser l'écart entre les valeurs calculées (après combinaison) des positions et/ou vitesses de stations IGS choisies et les valeurs à priori (ITRF97) de ces mêmes paramètres (option *glorg* de GLOBK). Plus la répartition des stations IGS utilisées pour la stabilisation est homogène à la surface de la terre et plus leur nombre est élevé, meilleure est la stabilisation. La translation est utilisée pour compenser les incertitudes sur la position du centre de masse de la Terre (origine du système de référence) et la modélisation des orbites ([*GLOBK*, 1999]). Un facteur d'échelle peut également être appliqué pour pallier à une mauvaise modélisation des variations des centres de phase des antennes ou des mouvements orbitaux mais nous n'avons pas retenu cette possibilité. Ce type de rattachement du réseau à l'ITRF, intervenant à l'étape ultime des calculs, est le plus proche des transformations à 7 paramètres (3 paramètres en rotation, 3 en translation, 1 facteur d'échelle) proposées par d'autres logiciels que GLOBK ([*Walpersdorf*, 1997; *Bouin*, 1999]). Le choix des stations IGS servant à la stabilisation n'est ici pas aussi déterminant pour le résultat qu'avec la méthode de rattachement précédente : le programme élimine automatiquement les stations posant un problème. On peut néanmoins vérifier la linéarité des séries temporelles des stations IGS choisies, par exemple, sur le site internet du MIT.

Pour finir, il faut noter que l'ITRF97 n'est pas exactement compatible avec les systèmes de référence dans lesquels sont calculées les orbites IGS que nous avons utilisées (ITRF94 à l'époque de nos campagnes 94 et 96, ITRF96 à l'époque de notre campagne 99). Ceci a cependant peu d'incidence dans la mesure où la transformation globale entre l'ITRF94 et l'ITRF96, d'une part, et entre l'ITRF96 et l'ITRF97, d'autre part, sont négligeables.

• **Les étapes du calcul et les différentes variantes.** Partant de ces principes généraux de combinaison des solutions journalières et de rattachement à un système de référence terrestre international, le calcul est réalisé selon la procédure suivante :

(1) les séries temporelles des positions des stations sont calculées par *glred*, pour chaque campagne indépendamment, à partir des solutions journalières GAMIT. Le rattachement à l'ITRF se fait avec *glorg* en minimisant l'écart entre les positions ITRF97 de certaines stations IGS et leurs positions calculées. Cette première étape permet de contrôler la qualité de nos solutions GAMIT (voir 3.5.1.1) et de repérer des mesures aberrantes, à éliminer pour la suite.

(2) les solutions journalières d'une même campagne de mesures sont combinées par *globk* pour obtenir une estimation moyenne des positions (et uniquement des positions, puisqu'il n'y a pas lieu d'estimer de vitesses) des points du réseau pour cette campagne de mesure. Le rattachement à l'ITRF se fait avec *glorg*.

(3) les solutions "moyennes" ainsi obtenues pour chaque campagne sont ensuite combinées par *globk* pour estimer les positions ET les vitesses moyennes des points du réseau sur la période couvrant les trois campagnes. Les écarts entre les positions ET les vitesses ITRF97 et celles calculées sont minimisés lors du rattachement par *glorg*.

Dans les étapes (1) et (2) du calcul, une première possibilité, que nous avons testé, est de combiner, pour chaque campagne, uniquement nos solutions GAMIT. Nous rappelons qu'une dizaine de stations IGS ont été incluses dans le calcul de ces solutions. La plupart de ces stations ont été utilisées pour la stabilisation finale par *glorg*. Une autre stratégie, que nous avons préférée, consiste à combiner nos solutions journalières GAMIT avec les solutions journalières globales du réseau IGS, calculées à partir des observations sur l'ensemble des stations IGS. Nous avons utilisé les solutions globales de l'un des centres de traitement de l'IGS : la Scripps Institution of Oceanography (solutions SIO). Elles sont calculées avec GAMIT également et sont donc compatibles avec nos solutions. Cette seconde variante permet d'augmenter considérablement le nombre de stations IGS utilisées pour le rattachement (une quarantaine, parmi une sélection du MIT des "meilleures" stations). Ces stations sont ainsi mieux réparties à la surface du Globe, et la robustesse du rattachement à l'ITRF s'en trouve améliorée.

Également, parallèlement à l'étape (3) du calcul, les solutions "moyennes" des trois campagnes peuvent être combinées par *glred*, et non plus *globk*, pour obtenir des séries temporelles des coordonnées des stations (avec seulement une position par campagne et par station estimée). Ceci permet de quantifier la dispersion des positions (sur trois estimations seulement dans notre cas, voir 3.5.1.1) par rapport à un modèle linéaire. Les vitesses de chaque station, obtenues par simple régression linéaire sur les séries temporelles, peuvent aussi être comparées aux vitesses estimées par *globk*.

• **Contraintes imposées.** Les contraintes sur les positions et les vitesses des stations (IGS et locales) sont suffisamment lâches (respectivement 20 m et 1 m/yr), pour éviter toute distorsion du réseau avant rattachement à l'ITRF. Au cours du rattachement, le poids accordé aux composantes verticales des coordonnées et vitesses des stations est dix fois inférieur à celui accordé à leurs composantes horizontales.

Les contraintes sur les orbites et les paramètres d'orientation de la Terre, quant à elles, diffèrent suivant que l'on inclut ou non les solutions globales SIO dans notre calcul. Si seules nos solutions GAMIT sont prises en compte, peu de stations IGS sont utilisées pour rattacher les résultats à l'ITRF (moins d'une dizaine, avec une seule station commune aux trois campagnes). Resserrer les contraintes à la fois sur les paramètres orbitaux et sur les paramètres d'orientation de la terre permet alors de définir en partie le système de référence auquel on souhaite se rattacher. Les positions et vitesses initiales des satellites, par exemple, sont contraintes respectivement à 10 cm et 0.01 mm/s, suivant les conseils donnés dans *GLOBK* [1999]. Dans le cas où les solutions SIO sont combinées à nos solutions, le nombre de stations IGS incluses dans le calcul est suffisant pour rattacher correctement les résultats à l'ITRF, sans besoin de contraindre le système de référence au travers des paramètres orbitaux et d'orientation de la Terre. Ces paramètres sont laissés lâches (100 m pour les positions des satellites, 10 m pour leur vitesse).

3.4.3 Solution locale

Nous rappelons que dans une solution locale, les coordonnées des points du réseau sont calculées uniquement par rapport à un point du réseau local, arbitrairement choisi. Aucun rattachement à un système de référence géodésique extérieur n'est possible. Une comparaison des traitements effectués pour l'obtention d'une solution globale ou locale est donnée dans la figure 3.12.

3.4.3.1 Traitement des sessions journalières

Le principe du traitement est le même que pour une solution globale. On utilise également le logiciel GAMIT, afin de déterminer dans un premier temps les coordonnées des stations mesurées et les composantes des lignes de base mesurées, pour chaque jour de mesure indépendamment. Seules changent certaines des contraintes imposées lors du calcul.

En théorie, nous pourrions utiliser uniquement les données de nos stations locales pour le calcul GAMIT. Cependant, ces données sont trop peu nombreuses pour obtenir une solution bien contrainte et numériquement stable. Nous avons donc conservé pour cette première étape du calcul toutes les stations IGS incluses dans la solution GAMIT

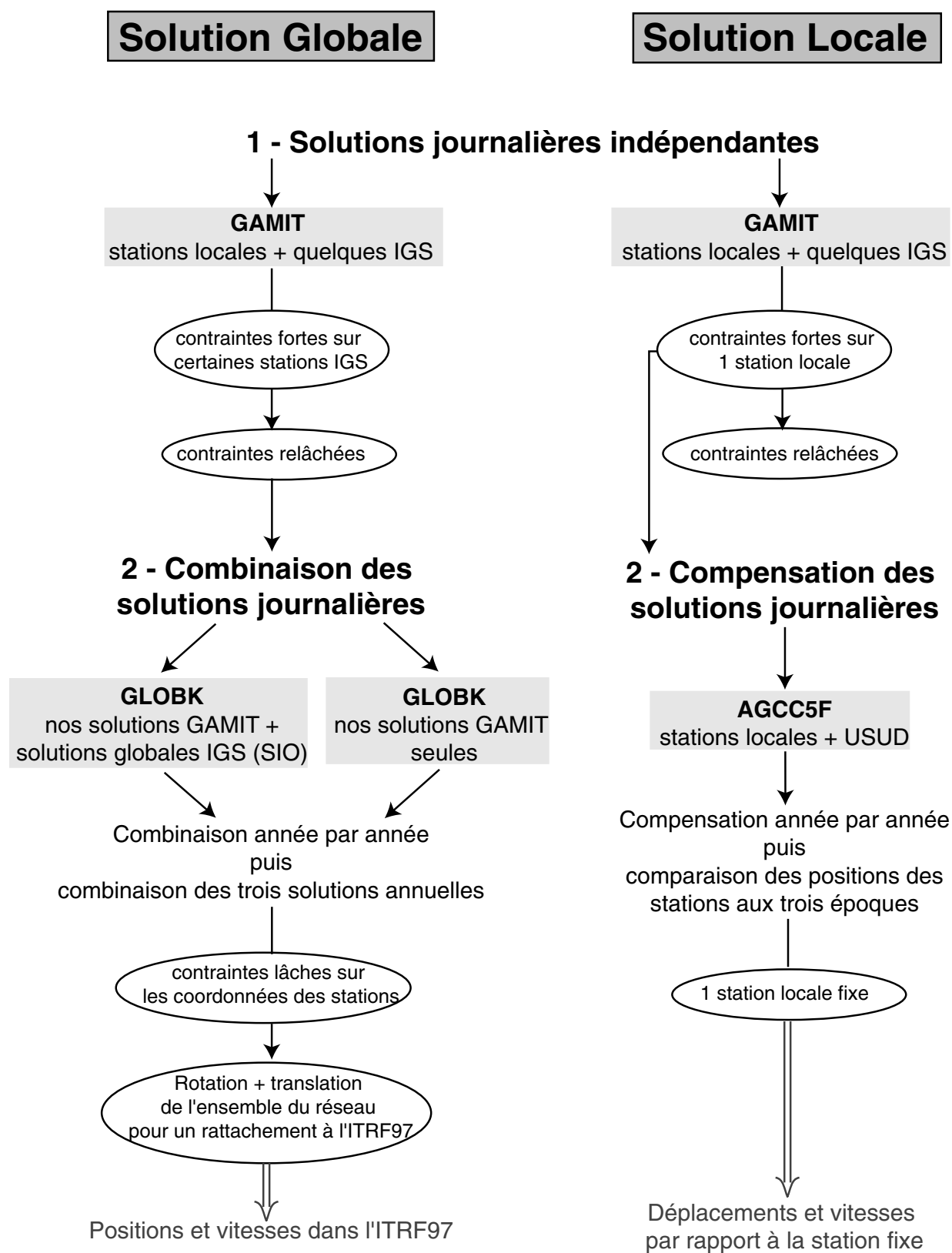


FIG. 3.12: Comparaison des stratégies de traitement pour calculer une solution globale ou locale.

globale (cf 3.4.2.1 et figure 3.10). Les contraintes sur les coordonnées à priori de ces stations varient par contre radicalement par rapport à celles utilisées pour la solution globale (cf tableau 3.1). Toutes sont laissées lâches (1 m sur les trois composantes) dans la mesure où l'on ne s'intéresse plus aux stations lointaines, introduites uniquement pour augmenter "artificiellement" la quantité de données. De plus, contrairement à la solution globale, la solution GAMIT locale utilisée dans la seconde étape du calcul (la "compensation") est celle obtenue au début, et non à la fin, de la procédure GAMIT, tenant compte des contraintes appliquées par l'utilisateur aux coordonnées des stations (3.4.2.1). Il faut donc veiller à ne pas distordre le réseau local (qui seul nous intéresse ici) par l'application de contraintes fortes sur les positions des stations IGS. Par contre, nous contraignons à 1 cm en horizontal et 5 cm en vertical la position d'un des points du réseau local. Les coordonnées à priori de ce point "fixe" (TZF0, TZA0, SHI0 ou YFT0 suivant les jours en 1994, TZF0, TZA0, SHI3, JNB0, JNC0 ou JNE0 en 1996, TZF0 en 1999) sont celles issues d'une des solutions globales calculées précédemment. Les positions des autres points du réseau local sont également laissées libres à 1 m près.

Les autres conditions en entrée du calcul (concernant les orbites, les paramètres d'orientation de la terre, la modélisation des retards troposphériques, les corrections d'antenne) restent inchangées par rapport à la solution globale.

3.4.3.2 Compensation

Les composantes des lignes de base obtenues pour chaque jour de mesure sont ensuite traitées campagne par campagne. Une compensation des résultats permet de calculer les coordonnées des stations pour chaque campagne relativement à l'un des points du réseau local. On en déduit ensuite, par comparaison des positions des stations aux différentes époques des campagnes, les déplacements des stations entre deux campagnes, et donc les vitesses, par rapport à un point du réseau.

• **Principe général.** Dans la combinaison des sessions journalières, lors du traitement d'une solution globale, les sessions sont intégrées une à une dans la solution et les coordonnées des points et les erreurs associées sont ajustées au fur et à mesure de l'intégration de nouvelles observations. Pour le calcul d'une solution locale, les solutions journalières d'une même campagne sont "compensées" ensemble. Seules les lignes de bases du réseau local sont prises en compte dans cette compensation (à quelques nuances près, nous y reviendrons). Le but de la compensation est de répartir les erreurs de mesure de chaque ligne de base uniformément sur l'ensemble des bases du réseau, et d'homogénéiser les observations. Il s'agit de résoudre le problème inverse suivant : partant d'un jeu de coordonnées à priori des stations, permettant de calculer des composantes de lignes de base théoriques, on cherche à déterminer un nouveau jeu de coordonnées qui minimise l'écart entre les vecteurs

de base observés et les vecteurs de base théoriques. Les ajustements par rapport aux coordonnées à priori se font dans les limites des contraintes imposées sur ces coordonnées. Le logiciel de compensation utilisé est AGCC5F, développé par J.C. Ruegg. La méthode d'inversion, généralisation des méthodes par moindres carrés, est tirée de *Tarantola and Valette* [1982a, b]. Les mesures des lignes de base statistiquement aberrantes sont signalées et peuvent être ainsi éliminées.

Cette méthode de compensation nécessite de fixer l'un des points du réseau. Ceci signifie que l'on obtient uniquement des coordonnées relatives des stations, par rapport à la station fixée. L'orientation du réseau, définie à la précision orbitale près, est suffisamment bien contrainte pour le réseau local que nous considérons. Si la compensation est effectuée dans les mêmes conditions pour toutes les campagnes (même point fixé aux mêmes coordonnées), les déplacements et vitesses des stations par rapport au point fixe sur la période couverte par les mesures peuvent être estimés par comparaison des différentes campagnes.

• **Conditions imposées.** Dans la mesure où l'on s'intéresse uniquement aux mouvements à l'intérieur du réseau local, seules les lignes de base reliant nos stations locales sont considérées dans l'étape de compensation. Le point fixe choisi est JNA0 ou TZA0 suivant le profil considéré (les données des deux profils ont été traitées séparément, cf 3.5.2.2. Leur position horizontale est contrainte à 1 mm, sa position verticale à 3 mm. Nous utilisons comme coordonnées à priori pour les compensations des trois campagnes les coordonnées moyennes calculées par GLOBK pour la campagne 99. Ce jeu de coordonnées est en effet le plus précis disponible. Ainsi, les ajustements finaux sur ces coordonnées à priori obtenus après compensation des données 96 (ou 94) nous donnent directement accès (au signe près et aux écarts entre la solution globale 99 et la solution locale 99 compensée près) aux déplacements des stations entre 1996 (1994) et 1999, relativement à JNA0 ou TZA0. Les vitesses s'en déduisent aisément.

3.5 Résultats et interprétation

3.5.1 Solution globale

Nous rappelons les grandes étapes d'obtention de la solution globale que nous présentons maintenant (figure 3.12) :

- (1) Calcul GAMIT pour chaque jour de mesure indépendamment, à partir des données du réseau local et de certaines stations IGS (figure 3.10). Les solutions en réseau libre (avec des contraintes lâches sur les coordonnées de toutes les stations incluses dans le calcul) sont celles utilisées dans l'étape suivante.
- (2) Combinaison des solutions journalières GAMIT de chaque campagne puis des trois

campagnes par GLOBK, en incluant les solutions journalières globales SIO.

(3) Rattachement par une rotation et une translation de l'ensemble du réseau au système de référence ITRF97.

3.5.1.1 Résultats du traitement des sessions journalières

En comparant les résultats des solutions journalières d'une même campagne de mesure, on peut évaluer la qualité des résultats de cette campagne. Le critère de qualité communément utilisé est la **répétabilité** des composantes des lignes de base d'une session à l'autre. Elle caractérise la dispersion des valeurs d'une composante de ligne de base autour de sa valeur moyenne, calculée sur l'ensemble des sessions d'une campagne. Plus la dispersion est faible, meilleure est la répétabilité et donc la qualité du calcul. La répétabilité d'une composante de ligne de base est calculable dès que l'on a au moins deux mesures indépendantes de la ligne de base. Elle n'a de réelle valeur statistique que si cette base est mesurée beaucoup plus que deux fois. Étant donné le peu de redondance de nos mesures (figure 3.9), bien que meilleure en 1999 qu'en 1994 et 1996, la répétabilité est pour nous essentiellement indicative. Nous l'avons calculé à partir de nos solutions GAMIT indépendantes pour les bases mesurées au moins trois fois. Pour évaluer la précision des lignes de base mesurées une ou deux fois seulement, nous ne disposons que des **incertitudes formelles** sur les composantes des lignes de base, calculées à partir d'un modèle d'erreur théorique. Elles ne sont pas représentatives des incertitudes réelles et leur sont inférieures [Dixon, 1991], d'un facteur estimé généralement à deux ou trois.

GLOBK permet également d'estimer la répétabilité des coordonnées des stations pour chaque campagne en représentant des **séries temporelles** de ces coordonnées afin de repérer des résultats aberrants, à éliminer dans la suite des calculs.

• **Campagne 1994.** Des solutions GAMIT pour les jours 199 à 211 ont été calculées, en excluant les données des récepteurs code P non commutés en Codeless (figure 3.6) et celles des stations mesurées moins de 3h (TZD jour 200, TZC jour 211). L'analyse des séries temporelles obtenues par GLOBK montre que les données du jour 200 (station TZA) ainsi que celles des stations TAIW du jour 206 et HART du jour 209 entachent la précision des mesures. Ces données ont été exclues du calcul de répétabilité présenté ici et des calculs GLOBK ultérieurs.

Les répétabilités des composantes des lignes de base mesurées au moins trois fois sont représentées en figure 3.13, en fonction de la longueur de ces lignes. Aucune ligne de base interne au réseau local n'ayant été mesurée plus de deux fois, ces répétabilités (celles sur les courtes bases) donnent seulement l'ordre de grandeur des incertitudes sur les lignes de base du réseau local. Les répétabilités moyennes pour les solutions avec ambiguïtés fixées ou non sont données dans le tableau 3.2.

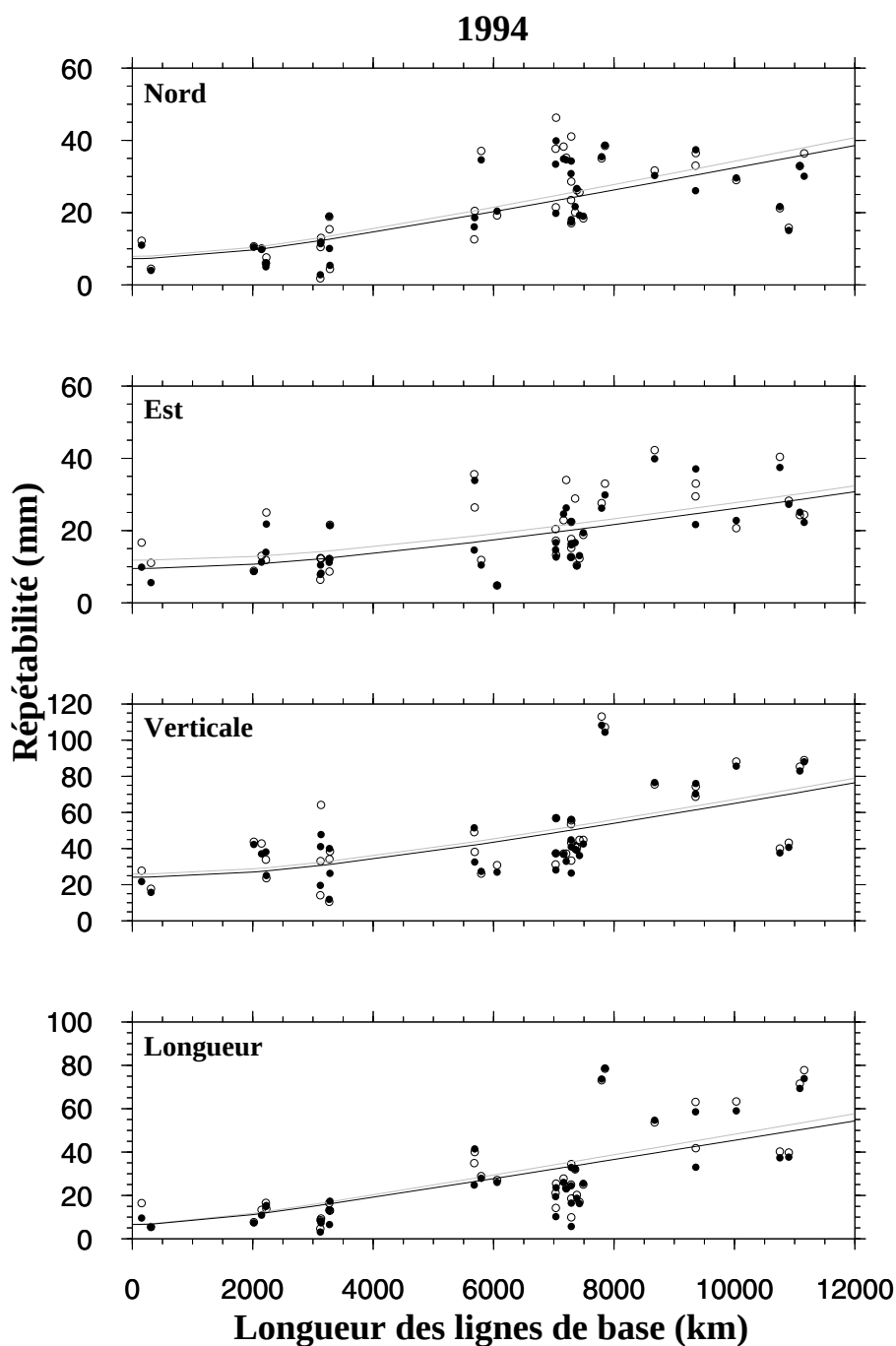


FIG. 3.13: Répétabilités des composantes Nord-Sud, Est-Ouest, Verticale et Horizontale des lignes de base mesurées trois fois au moins au cours de la campagne 1994, en fonction de la longueur des lignes de base. Les cercles évidés et pleins représentent les répétabilités calculées respectivement à partir des solutions avec ambiguïtés libres et à partir des solutions avec ambiguïtés fixées ; les traits pointillés et pleins représentent les tendances respectives de la répétabilité pour ces mêmes solutions.

TAB. 3.2: Répétabilités moyennes pour les lignes de base mesurées trois fois au moins - Campagne 1994 -.

Longueur des lignes de base	Composante	Répétabilité (mm)	
		Amb. Libres	Amb. Fixées
$0 \rightarrow 12000$ km	Nord	22.9	21.6
	Est	20.2	18.4
	Vertical	47.9	46
≤ 500 km	Nord	8.3	7.5
	Est	13.9	7.7
	Vertical	22.7	18.8

On remarque une augmentation de la répétabilité (de la dispersion des mesures) des trois composantes des lignes de base avec la longueur des lignes. Ceci est essentiellement dû aux erreurs d'orbites, induisant des erreurs sur l'estimation des longueurs de base croissantes avec la longueur des bases (cf 3.2.4.5), négligeables pour les courtes bases. Certaines erreurs (erreurs de référentiel ou troposphériques) sont également corrélées pour des stations proches, et éliminées en mesures relatives, ce qui n'est plus le cas pour des stations lointaines. Les répétabilités moyennes sur les plus courtes bases (seulement deux, de longueur inférieure à 500 km), bien que meilleures que les répétabilités moyennes sur l'ensemble des bases, restent encore assez élevées du fait du faible nombre de données. Pour ces courtes bases, la répétabilité sur la composante Nord est environ deux fois meilleure que sur la composante Est. Ceci est lié aux trajectoires des satellites, essentiellement orientées nord-sud aux latitudes des stations mesurées, donnant une meilleure "répartition" des signaux selon la direction Nord-Sud que selon la direction Est-Ouest [Dixon, 1991]. La composante verticale est la moins contrainte des trois composantes, la sensibilité de cette composante aux erreurs troposphériques étant plus grande et l'observation des satellites étant limitée à l'hémisphère supérieur.

TAB. 3.3: Incertitudes formelles moyennes pour l'ensemble des lignes de base mesurées - Campagne 1994 -.

Longueur des lignes de base	Composante	Incert.formelles (mm)	
		Amb. Libres	Amb. Fixées
$0 \rightarrow 12000$ km	Nord	15.3	14.8
	Est	17.7	16.6
	Vertical	27.0	26
≤ 500 km	Nord	3.4	2.7
	Est	8.2	4.4
	Vertical	16.1	13.5

Les incertitudes formelles moyennes (dont celles mesurées une ou deux fois seulement) sur les composantes de l'ensemble des lignes de base mesurées sont données dans le tableau

3.3. En les multipliant environ par deux, on retrouve les valeurs des répétabilités calculées ci dessus, estimations au premier ordre des incertitudes réelles sur nos calculs.

• **Campagne 1996.** Parmi toutes les bases mesurées plus de trois fois lors de la campagne 1996, une seule appartient au réseau local. Une fois encore, les répétabilités que nous présentons (figure 3.14, tableau 3.4) ne sont qu'une indication de la qualité de nos solutions journalières. Le jour 259 n'est pas pris en compte dans le calcul des répétabilités ni dans la solution GLOBK ultérieure car les séries temporelles de l'ensemble des stations présentent systématiquement une anomalie ce jour là.

TAB. 3.4: Répétabilités moyennes pour les lignes de base mesurées trois fois au moins - Campagne 1996 -.

Longueur des lignes de base	Composante	Répétabilité (mm)	
		Amb. Libres	Amb. Fixées
0 → 12000 km	Nord	11.6	12.7
	Est	11.4	12.1
	Vertical	19.4	21.0
≤500 km	Nord	2.7*(2.1) [◊]	2.7*(3.0) [◊]
	Est	4.2*(3.8) [◊]	2.1*(7.5) [◊]
	Vertical	17.2*(18) [◊]	15.2*(20.3) [◊]

*Moyenne en excluant les bases incluant JNC et JND. ◊ Moyenne incluant toutes les bases.

TAB. 3.5: Incertitudes formelles moyennes pour l'ensemble des lignes de base mesurées - Campagne 1996 -.

Longueur des lignes de base	Composante	Incert.formelles (mm)	
		Amb. Libres	Amb. Fixées
0 → 12000 km	Nord	9.6	9.3
	Est	14.6	13.8
	Vertical	20.2	19.8
≤500 km	Nord	2.3	1.9
	Est	5.8	2.0
	Vertical	14.1	12.7

On remarque un gain d'un facteur environ égal à deux de la répétabilité par rapport à la campagne 1994. Ceci est probablement dû à l'augmentation de la durée moyenne des sessions d'observation ainsi qu'à l'amélioration de la précision des orbites en 1996 par rapport à 1994. La base JNC-JND présente une répétabilité après résolution d'ambiguïtés anormalement plus élevée que sa répétabilité pour une solution sans résolution d'ambiguïtés, ce qui entache les répétabilités moyennes, surtout sur la composante Est. Ceci révèle une mauvaise fixation d'ambiguïté pour cette base (voir 3.5.1.1). En excluant cette base (la seule interne au réseau local!) et les bases reliée à JNC ou JND du calcul

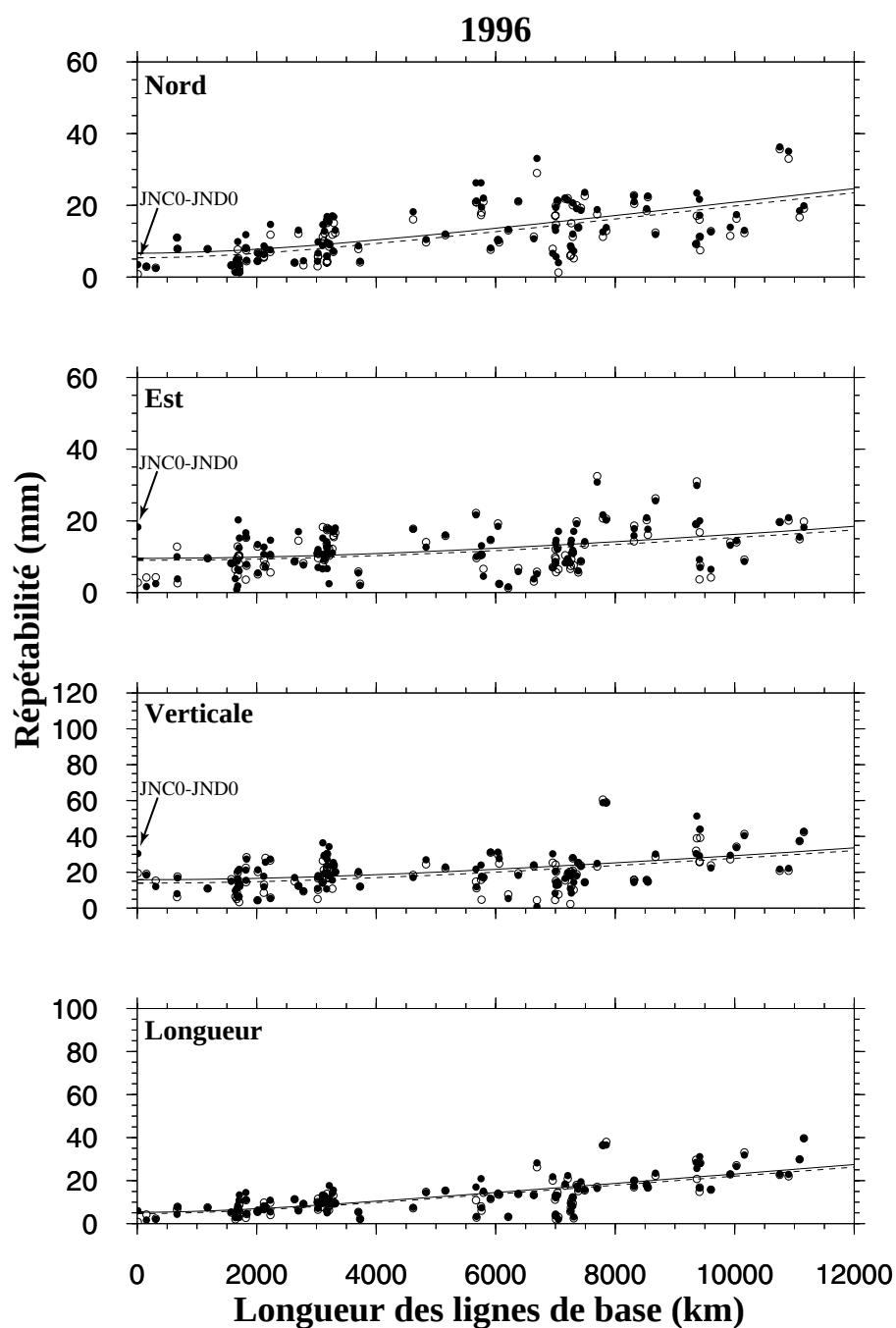


FIG. 3.14: Répétabilités des composantes Nord-Sud, Est-Ouest, Verticale et Horizontale des lignes de base mesurées trois fois au moins au cours de la campagne 1996, en fonction de la longueur des lignes de base. Les cercles évidés et pleins représentent les répétabilités calculées respectivement à partir des solutions avec ambiguïtés libres et à partir des solutions avec ambiguïtés fixées; les traits pointillés et pleins représentent les tendances respectives de la répétabilité pour ces mêmes solutions. La flèche pointe sur la ligne de base JNC0-JND0, dont la répétabilité après résolution d'ambiguïtés est moins bonne que celle avant résolution.

de répétabilité, on retrouve, comme attendu, des répétabilités meilleures après résolution d'ambiguïtés qu'avant, pour les bases de moins de 500 km de long sur lesquelles est tentée la résolution d'ambiguïtés.

Les incertitudes formelles moyennes sur l'ensemble des lignes de base mesurées (tableau 3.5) apparaissent du même ordre de grandeur que les répétabilités. En multipliant ces incertitudes formelles par deux, on obtient une estimation plus pessimiste, mais sans doute plus réaliste, des incertitudes sur nos calculs que celle fournie par les répétabilités seules.

• **Campagne 1999.** Nous avons calculé des solutions pour les jours 126 à 135 de cette campagne, le jour 136 étant uniquement consacré au rattachement de MEN0 et TZE0 à leurs points auxiliaires. Neuf bases du réseau local ont été mesurées plus de trois fois (dont une mesurée pendant 10 jours - JNC-TZF -).

TAB. 3.6: Répétabilités moyennes pour les lignes de base mesurées trois fois au moins - Campagne 1999 -.

Longueur des lignes de base	Composante	Répétabilité (mm)	
		Amb. Libres	Amb. Fixées
0 → 12000 km	Nord	2.7	2.7
	Est	5.0	4.6
	Vertical	9.1	8.7
≤500 km	Nord	2.7	2.9
	Est	4	3.1
	Vertical	8.3	8.1

TAB. 3.7: Incertitudes formelles moyennes pour l'ensemble des lignes de base mesurées - Campagne 1999 -.

Longueur des lignes de base	Composante	Incert.formelles (mm)	
		Amb. Libres	Amb. Fixées
0 → 12000 km	Nord	2.0	1.9
	Est	4.2	3.7
	Vertical	9.7	9.4
≤500 km	Nord	1.9	1.7
	Est	3.5	2.1
	Vertical	9.9	9.3

On constate une amélioration sensible (d'un facteur 2 à 3) des répétabilités moyennes sur l'ensemble des bases par rapport à la campagne 1996 (soit un facteur 4 à 6 par rapport à la campagne 1994) (figure 3.15 et tableau 3.6). Là encore, la nette augmentation de la durée des sessions journalières et l'amélioration de la précision des orbites (annoncée à 5 cm en 1999) par rapport aux campagnes précédentes expliquent ces meilleures répétabilités,

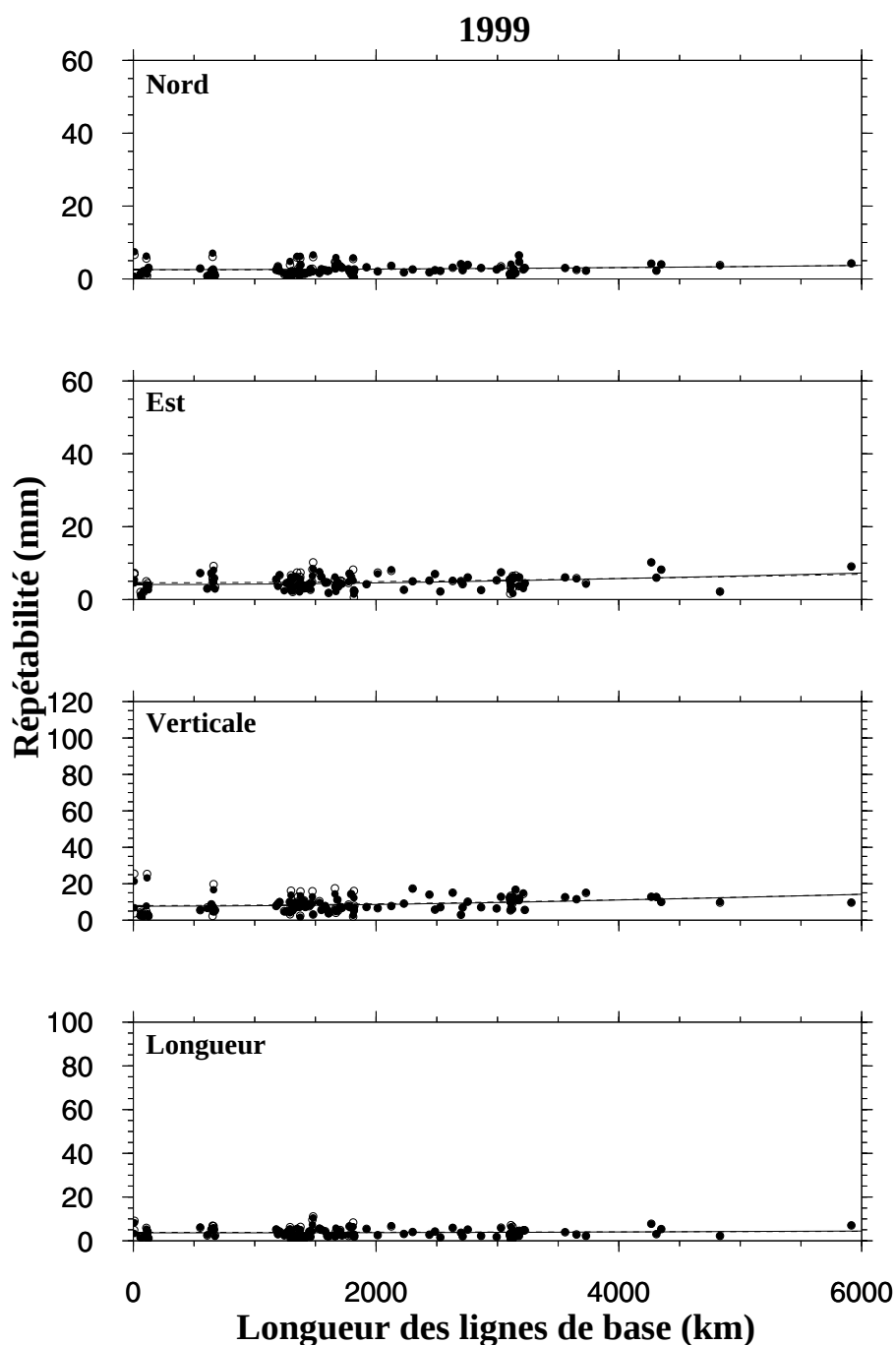


FIG. 3.15: Répétabilités des composantes Nord-Sud, Est-Ouest, Verticale et Horizontale des lignes de base mesurées trois fois au moins au cours de la campagne 1999, en fonction de la longueur des lignes de base. Les cercles évidés et pleins représentent les répétabilités calculées respectivement à partir des solutions avec ambiguïtés libres et à partir des solutions avec ambiguïtés fixées ; les traits pointillés et pleins représentent les tendances respectives de la répétabilité pour ces mêmes solutions.

notamment sur les lignes de base les plus longues. Cette amélioration est moindre pour les répétabilités moyennes des bases courtes, cependant plus représentatives des incertitudes réelles sur nos calculs que pour les campagnes précédentes, car prenant plus en compte les bases internes à notre réseau.

Les incertitudes formelles sont inférieures aux répétabilités d'un facteur un à deux suivant les composantes (tableau 3.7).

•**Résolution des ambiguïtés** La résolution des ambiguïtés (cf 3.2.3), lorsqu'elle est correctement réalisée, permet d'améliorer sensiblement la précision des résultats. La résolution est d'abord tentée sur les bases les plus courtes, puis de proche en proche sur des bases de plus en plus longues. Plus le nombre de bases courtes est grand, plus grande est la capacité à résoudre les ambiguïtés sur de plus longues bases [Dong and Bock, 1989]. Dans nos calculs, parmi l'ensemble des lignes de base considérées (dont la longueur peut atteindre jusqu'à 12000 km) celles internes au réseau local (dont la longueur ne dépasse pas les 150 km) ne représentent que 5% (en 1994 et 1996) à 15% (en 1999). Nous n'avons tenté de résoudre les ambiguïtés que sur les lignes de base de moins de 500 km de long, la résolution des ambiguïtés sur des lignes de base plus longues étant pratiquement inefficace (nous l'avons vérifié). En moyenne, seulement 20 à 25% (avec des variations de 8 à 35 % suivant les jours) des ambiguïtés sur l'ensemble des lignes de base ont pu être fixées à des valeurs entières, soit 55% (avec des variations entre 20 et 85% suivant les jours) des ambiguïtés correspondant aux lignes de base de moins de 500 km.

Cela peut paraître suffisant (bien qu'encore faible) pour espérer améliorer la précision et la stabilité d'une solution "ambiguïtés fixées" par rapport à une solution "ambiguïtés libres". Encore faut-il que les ambiguïtés fixées soient fixées à des valeurs correctes. Un moyen de vérifier la fiabilité de la résolution des ambiguïtés est de comparer les répétabilités des solutions "ambiguïtés fixées et libres", les répétabilités devant être améliorées après fixation des ambiguïtés. Aux vues des répétabilités moyennes de nos solutions, cela semble être le cas (tableaux 3.2, 3.4 et 3.6). Nous considérons cependant que ces répétabilités, en 1994 et 1996 tout au moins, ne prenant en compte aucune (ou une seule en 1996) des lignes de base de notre réseau local, ne sont pas un indicateur suffisant de la fiabilité de la résolution des ambiguïtés. Dans le détail, on remarque même que certaines lignes de base du réseau local (JNC0-JND0 en 1996 par exemple -figure 3.14-) ont une répétabilité qui se dégrade une fois fixées les ambiguïtés, signe d'une résolution incorrecte d'ambiguïtés pour cette base. Un autre moyen d'estimer si la résolution des ambiguïtés est correcte ou non est de comparer les composantes des lignes de base calculées avant et après fixation des ambiguïtés. Elles doivent être compatibles, aux incertitudes près, ce qui n'est réalisé que pour les jours 205 en 1994, 249 en 1996, 127 et 131 à 133 en 1999. Pour ces jours-ci, la fixation des ambiguïtés est probablement correcte (il est vrai aussi que trop peu d'ambiguïtés sont sans doute fixées pour que la solution "ambiguïtés fixées" diffère significativement de la solution "ambiguïtés libres"). Pour les autres jours en revanche, l'incompatibilité des solutions avant et après

résolution d'ambiguïtés révèle une mauvaise fixation d'ambiguïtés. **Pour la suite des calculs GLOBK, nous avons préféré utiliser les solutions "ambiguïtés fixées" pour les jours énumérés ci-dessus, sachant que peu d'ambiguïtés sont effectivement fixées, et les solutions "ambiguïtés libres" pour les autres jours, ces dernières solutions étant certes moins précises mais justes.**

La faible réussite de la procédure de résolution des ambiguïtés montre que certaines sources d'erreur affectant nos mesures n'ont pas été prises en compte dans nos modèles et ne sont donc pas totalement éliminées des observables. Une étude plus poussée, incluant notamment un nettoyage manuel d'une partie des données, serait sans doute nécessaire. Nous avons seulement effectué quelques tests pour essayer de mieux prendre en compte, par exemple, d'éventuels problèmes ionosphériques, sans effet notable sur les résultats.

3.5.1.2 Solutions globales des campagnes 1994, 1996 et 1999

Indépendamment pour chacune des trois campagnes, nous avons établi une solution globale par combinaison de nos solutions journalières et des solutions SIO, soit une solution "moyenne", fournissant un jeu de coordonnées des stations dans l'ITRF97 pour chaque campagne. Du fait de la combinaison des données, les incertitudes formelles sur les composantes des lignes de base (ou sur les coordonnées des stations) pour une solution globale sont plus petites que les répétabilités des composantes des lignes de base (ou des coordonnées des stations) calculées à partir des solutions journalières indépendantes. Ces incertitudes sont les seuls indicateurs de la précision des solutions globales bien qu'elles la surrestiment.

Elles sont, sur les composantes des lignes de base du réseau local, de :

- **3.4 mm** (Nord), **7.1 mm** (Est) et **15.4 mm** (Verticale) en 1994,
- **1.7 mm** (Nord), **4.6 mm** (Est) et **9.4 mm** (Verticale) en 1996,
- **1.8 mm** (Nord), **2.7 mm** (Est) et **8.8 mm** (Verticale) en 1999,

et, sur les coordonnées des stations du réseau local, de :

- **3.5 mm** (Nord), **6.5 mm** (Est) et **11.4 mm** (Verticale) en 1994,
- **1.5 mm** (Nord), **3.5 mm** (Est) et **6.8 mm** (Verticale) en 1996,
- **1.5 mm** (Nord), **2.2 mm** (Est) et **6.2 mm** (Verticale) en 1999.

On peut remarquer une nouvelle fois que la précision des mesures s'est notablement améliorée au fur et à mesure des campagnes.

3.5.1.3 Combinaison des solutions globales des trois campagnes

Les solutions globales des campagnes 1994, 1996 et 1999 ont été combinées par GLOBK afin d'obtenir un jeu de coordonnées et de vitesses des stations dans le référentiel ITRF97. Certains points auxiliaires ayant été mesurés en 1996 en lieu et place de leur point principal associé (détruit), les résultats de la campagne de rattachement entre points auxiliaires et points principaux réimplantés⁵, menée en 1998 (cf 3.3.2.3), ont été, dans un premier temps, pris en compte dans la combinaison des solutions globales des trois campagnes. On se référera aux figures 3.4, 3.5 et 3.10 pour la localisation des stations.

●**Répétabilité au long terme** La qualité des résultats de cette combinaison peut être évaluée par une étude de répétabilité au long terme. On rappelle que la répétabilité à court terme, calculée précédemment pour chaque campagne, caractérisait la dispersion des composantes d'une ligne de base (ou des coordonnées d'une station) autour de leur valeur moyenne pour la campagne considérée. La répétabilité au long terme, définie par *Larson and Agnew* [1991], quantifie la dispersion de ces mêmes paramètres autour d'un modèle linéaire de vitesse ajustant au mieux ces paramètres sur l'ensemble des campagnes. Avec seulement trois campagnes de mesures, dont les deux premières de moindre qualité, les valeurs de cette répétabilité restent toutefois acceptables. La figure 3.16 montre la répétabilité au long terme des lignes de base internes au réseau local, dont les valeurs moyennes sont respectivement, pour les composantes Nord, Est et Verticale, de :

3.4 mm, 4.6 mm et 15.3 mm.

Les répétabilités au long terme des coordonnées des stations sont données dans le tableau 3.8. Une valeur élevée de répétabilité pour les coordonnées Nord, Est ou Verticale d'une station indique que sa vitesse Nord, Est ou Verticale est mal déterminée. Ainsi, les stations SGN0 (la moins mesurée sur l'ensemble des trois campagnes) et XIA0 ont une mauvaise répétabilité sur leurs coordonnées horizontales. Les stations TZC0, TZG0 et YFT0 ont également au moins une de leur coordonnée qui présente une répétabilité au long terme trop élevée. Ces trois stations font cependant partie des stations détruites entre 1994 et 1996 (un de leurs points auxiliaires a été mesuré en remplacement en 1996) et réimplantées en 1998 (voir 3.3.2.3 pour plus de détails), d'où probablement les faibles précisions observées sur ces stations. La forte répétabilité au long terme sur la coordonnée Verticale de TZA0 semble découler de la forte répétabilité à court terme de cette même coordonnée de TZA0 pour la campagne 1994. Les répétabilités des positions des stations du profil Est (JNA à F) ne sont pas représentées car sans valeur statistique, le profil ayant été mesuré seulement deux fois.

Analysons maintenant les vitesses obtenues par combinaison des solutions globales des trois campagnes.

⁵identiques aux points principaux initiaux, à la précision de réimplantation près.

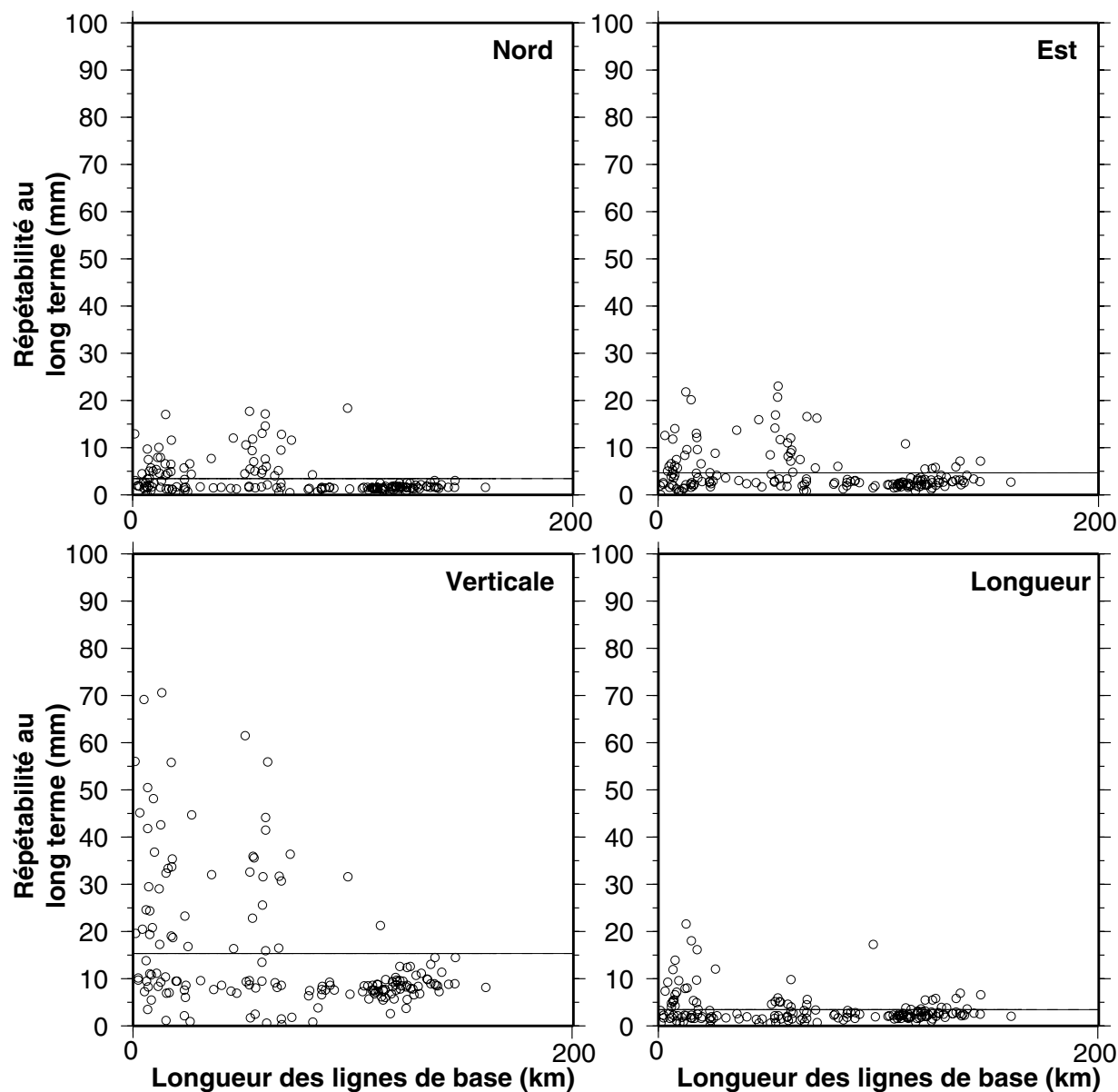


FIG. 3.16: Répétabilités au long terme des composantes Nord-Sud, Est-Ouest, Verticale et Horizontale des lignes de base du réseau local en fonction de la longueur des lignes de base. Cette répétabilité caractérise la dispersion des composantes des lignes de base autour d'un modèle linéaire de vitesse ajustant aux mieux ces composantes sur l'ensemble des trois campagnes.

TAB. 3.8: Répétabilité au long terme des coordonnées des stations du réseau local. Les valeurs des trois répétabilités les moins bonnes sont soulignées pour chaque composante. Les stations du profil est, dont la répétabilité à long terme ne peut être calculée qu'à partir de deux années de mesures, n'est pas mentionnée.

Site	Répét. au Long Terme (mm)		
	Nord	Est	Verticale
DIW0	0.6	0.8	12.2
GUL0	4.3	1.1	19.7
SGN0	<u>11.5</u>	<u>9.8</u>	20.5
SGS0	0.5	3.8	23.0
SHI0	0.0	3.9	15.0
TZA0	5.2	1.6	<u>34.7</u>
TZB0	1.7	2.2	7.2
TZC0	2.6	7.5	<u>49.7</u>
TZD0	4.4	6.1	8.3
TZF0	6.0	2.7	2.7
TZG0	<u>9.6</u>	2.0	17.1
XIA0	<u>16.2</u>	<u>16.1</u>	19.6
YFT0	3.2	<u>11.1</u>	<u>32.7</u>
Moyenne	3.9	4.3	15.6

•**Champ de vitesse dans l'ITRF97** La figure 3.17 montre le champ de vitesse obtenu dans le référentiel ITRF97. Les valeurs des vitesses sont données dans le tableau 3.9. Trente huit stations IGS ont été retenues pour "stabiliser" l'ensemble du réseau dans l'ITRF97, dont certaines proches du réseau local (figure 3.17). Nous rappelons que cette stabilisation consiste à appliquer une rotation et une translation à l'ensemble du réseau de façon à minimiser l'écart entre les vitesses (et/ou positions) observées et les vitesses (et/ou positions) dans l'ITRF97 d'un maximum de stations IGS (cf 3.4.2.2). Pour ces trente huit stations, le RMS des résidus de la minimisation est, pour les vitesses, de 2 mm/an, les valeurs courantes obtenues étant de 1 à 2 mm/an [*GLOBK*, 1999]. Le rattachement à l'ITRF97 apparaît donc de bonne qualité.

Les vitesses des points du réseau local dans le repère ITRF97 ont une composante Est de l'ordre de 3 à 4 cm/an et une composante Nord de moins de -1cm/an. L'interprétation des vitesses aussi bien en terme de déformation régionale que de déformation locale, est cependant difficile dans un référentiel comme l'ITRF97. Avant d'étudier plus en détail ces vitesses à l'intérieur du réseau local, nous pouvons représenter nos résultats par rapport à l'Eurasie fixe, référentiel plus approprié à la visualisation du champ de vitesse régional dans la zone de collision Inde-Asie.

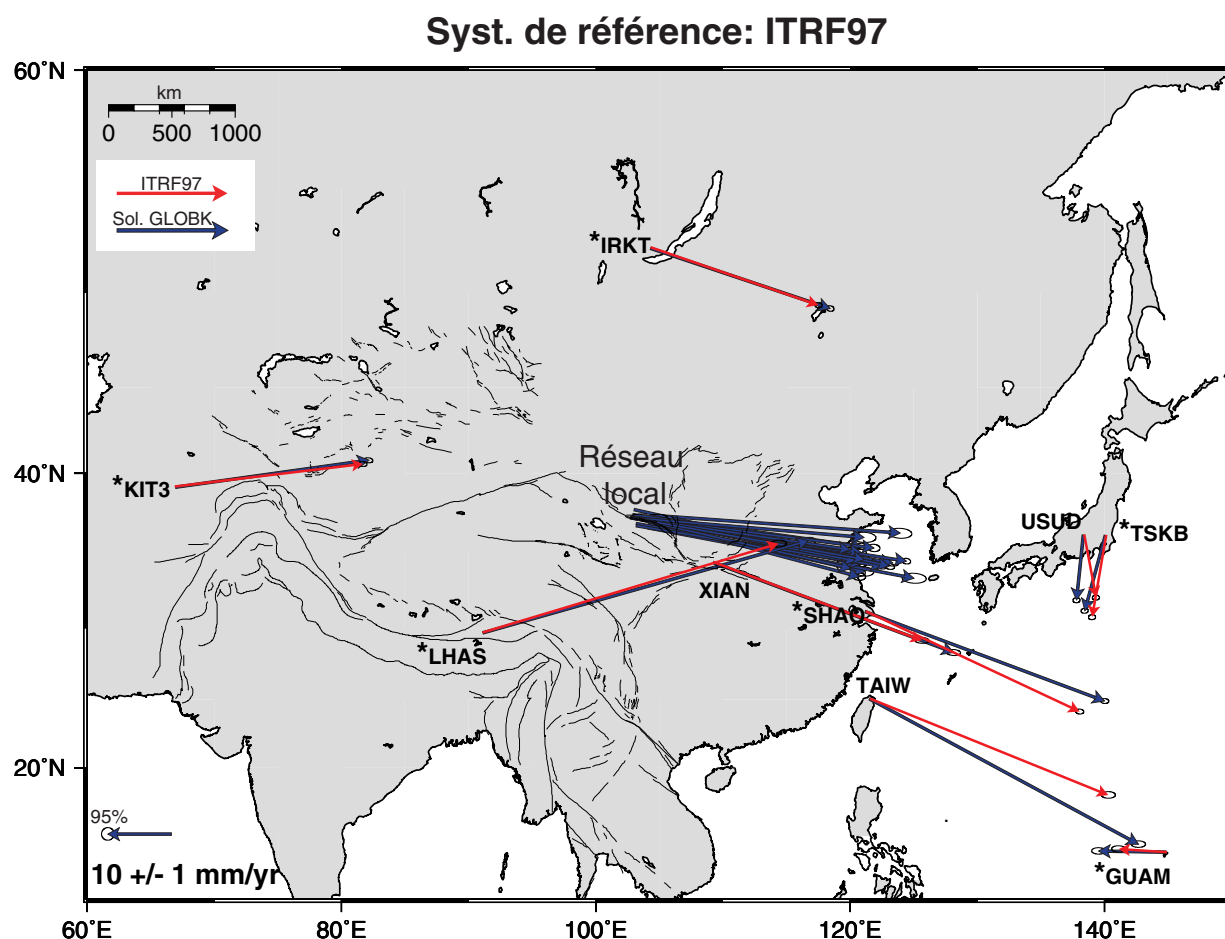


FIG. 3.17: En bleu est représenté le champ de vitesse, obtenu par combinaison des solutions globales 1994, 1996 et 1999, exprimé dans le référentiel ITRF97. En rouge sont représentées les vitesses des stations IGS telles qu'elles sont définies dans le référentiel ITRF97. Les stations IGS marquées d'une astérisque sont celles retenues lors du calcul GLOBK pour le rattachement à l'ITRF97.

TAB. 3.9: Vitesses et incertitudes associées obtenues par combinaison des solutions globales des trois campagnes 1994, 1996 et 1999, rattachées dans l'ITRF97. Voir figures 3.4 et 3.5 pour la localisation des stations locales. Entre parenthèses, sont indiquées, pour les stations IGS, les vitesses ITRF97 de référence.

	Site	Vitesses calculées dans l'ITRF97 (mm/an)		
		Nord	Est	Verticale
Profil Est	JNA0	-7.9±0.8	41.8±1.9	-2.4±4.0
	JNB0	-7.6±0.7	34.1±1.4	-12.2±3.4
	JNC0	-6.5±0.5	38.6±0.9	-8.9±1.9
	JND0	-8.8±0.6	33.4±1.0	-5.8±2.7
	JNE0	-7.1±0.6	33.1±1.2	-3.5±2.9
	JNF0	-2.8±0.8	39.4±1.8	-6.9±3.9
Profil Ouest	SHI0	-6.4±0.4	38.7±0.7	-9.7±1.6
	XIA0	-6.3±0.5	35.4±0.8	-5.2±2.1
	TZA0	-6.8±0.4	43.1±0.7	3.5±1.5
	TZD0	-6.9±0.6	35.2±1.0	-12.0±2.5
	TZB0	-5.5±0.6	36.0±0.9	-6.9±2.2
	TZF0	-5.0±0.4	34.5±0.6	-16.0±1.1
	SGS0	-6.6±0.6	36.9±1.0	-3.5±2.4
	SGN0	-8.0±1.3	34.7±2.3	-1.3±4.5
	TZG0	-3.1±0.8	36.7±1.9	-13.9±3.7
	TZC0	-4.8±0.6	38.1±1.0	-15.6±2.4
	DIW0	-5.9±0.5	34.9±0.7	-9.5±2.1
	GUL0	-5.0±0.5	36.0±0.8	-3.4±2.0
	YFT0	-8.9±0.5	40.1±0.8	1.1±1.8
	IRKT*	-9.5 (-9.1)±0.4	28.2 (26.3)±0.6	-14.0 (0.6)±1.0
Stations IGS les plus proches	KIT3*	4.2 (3.5)±0.4	30.4 (29.6)±0.7	-11.7 (1.2)±1.4
	LHAS*	14.5 (14.0)±0.5	51.2 (46.5)±1.2	0.9 (2.5)±2.9
	SHAO*	-14.1 (-15.8)±0.4	37.7 (33.6)±0.7	-2.2 (-1.5)±1.2
	TAIW	-22.9 (-15.2)±0.5	42.3 (37.4)±1.1	-46.6 (-6.0)±3.4
	TSKB*	-11.8 (-12.9)±0.4	-3.2 (-2.2)±0.6	-10.0 (-4.4)±1.3
	USUD	-10.2 (-9.9)±0.4	-1.1 (1.9)±0.6	-4.9 (-0.5)±0.9
	XIAN	-14.1 (-12.3)±0.5	37.8(32.7)±1.1	-3.7 (-15.1)±2.2

*Station IGS parmi celles utilisées pour le rattachement à l'ITRF97 (38 au total).

•**Vitesses par rapport à l'Eurasie** Nous avons choisi comme définition de la Plaque Eurasie celle donnée par le modèle cinématique NUVEL1A-NNR [*Argus and Gordon, 1991*], bien qu'imparfaite (on remarquera notamment que les stations eurasiennes IRKT et KIT3 présentent une vitesse résiduelle dans ce référentiel, figure 3.18). D'autres définitions de l'Eurasie Stable, obtenues par combinaison de données de géodésie spatiale (GPS seules [*Lesne, 1999*] ou couplées à des données VLBI, SLR et DORIS [*Nocquet et al., 1999*]), ont été proposées. Le champ de vitesse tel que nous l'avons représenté dans l'Eurasie d'après NUVEL1A-NNR (figure 3.18a et tableau 3.10) présente cependant l'avantage d'être directement comparable aux résultats d'études antérieures dans toute la région de collision Inde-Asie (voir notamment *Larson et al. [1999]* pour une synthèse de ces résultats et figure 3.18b). Nous nous contenterons d'une telle représentation à ce stade.

Les vecteurs vitesses que nous obtenons pour les stations du réseau local pointent dans la direction E-NE. La composante Est des vitesses varie entre $\simeq 8.5$ mm/an et $\simeq 18$ mm/an, avec, au premier ordre, un gradient positif du nord vers le sud. La composante Nord varie quant à elle entre 2 et 7 mm/an. La station XIAN, située à plus de 700 km au sud-est du réseau local, montre une vitesse d'un ordre de grandeur comparable aux vitesses des stations locales. Bien qu'encore très préliminaires, ces résultats sont une première estimation géodésique des vitesses de déformation à la frontière entre le nord-est du Plateau Tibétain et la plateforme de Gobi Ala Shan. Les études géodésiques antérieures étaient concentrées plus au sud, en bordure ouest de la Chine du Sud ou au front de collision Inde-Asie, et à l'ouest, dans le Tien Shan et le Pamir (figure 3.18b d'après *Larson et al. [1999]*). Très récemment, une étude géodésique de part et d'autre de la faille de l'Altyn Tagh, à la limite entre le Tibet et le bassin du Tarim, a également été présentée [*Bendick et al., 2000*].

Nous pouvons maintenant analyser la déformation locale, de part et d'autre de la faille de Haiyuan, en représentant le champ de vitesse par rapport à une station fixée du réseau local.

•**Vitesses relatives à un point du réseau local** Pour mieux visualiser le champ de vitesse de part et d'autre d'une faille sénestre, il nous a semblé plus approprié de choisir comme station de référence un point extrême d'un des deux profils. Les points extrêmes nord des deux profils présentent cependant quelques problèmes d'interprétation ou de stabilité (voir la mauvaise répétabilité au long terme de la coordonnée Est de YFT dans le tableau 3.8) et le point extrême sud ouest (SHI) n'est pas parfaitement stable suivant les solutions testées. Nous avons donc choisi de nous référer à la station JNA (figure 3.4), à l'extrême sud-est du réseau local. Il faut noter que ce type de représentation, par rapport à un point fixe du réseau local inclue une rotation d'ensemble du champ de vitesse.

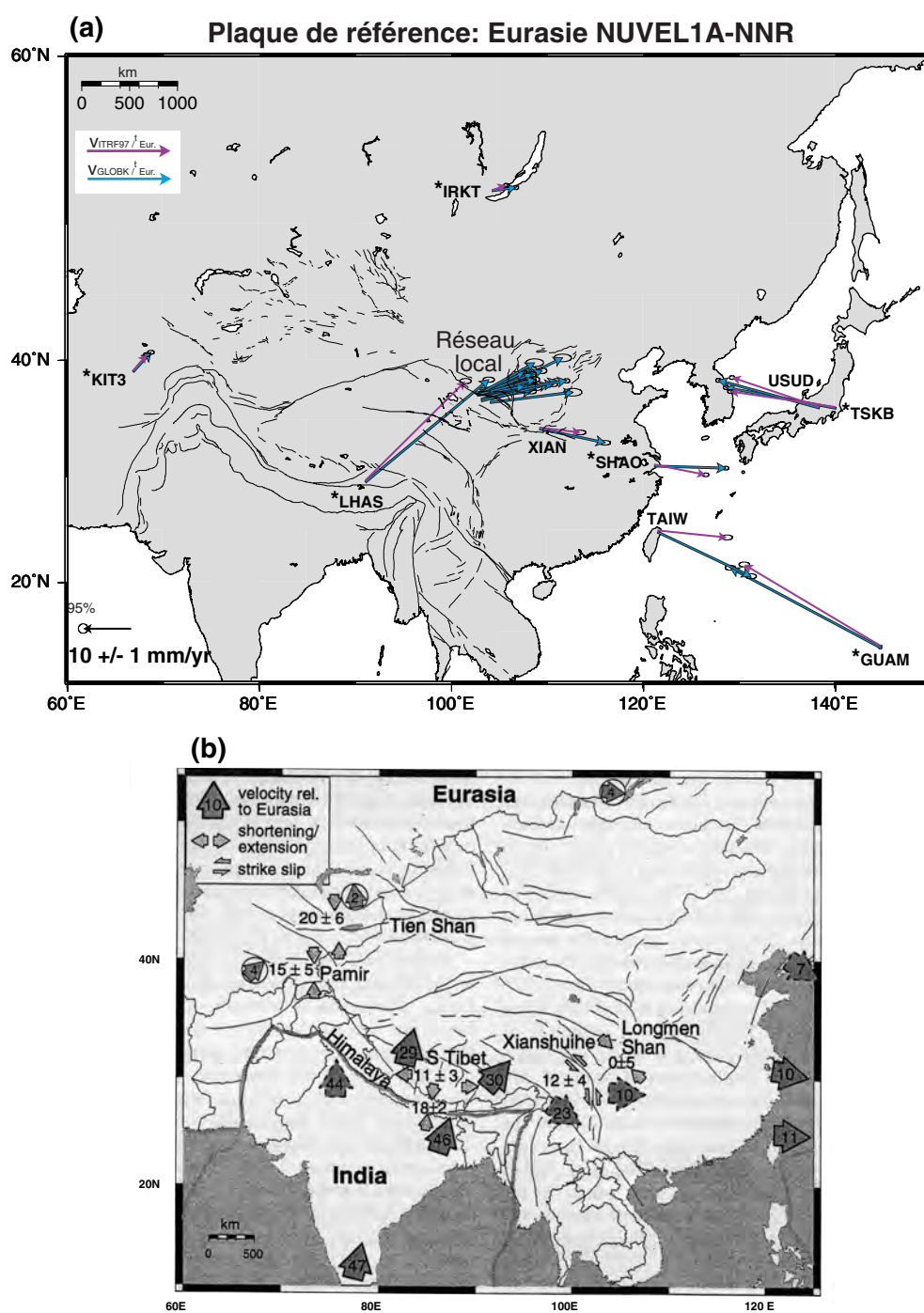


FIG. 3.18: (a) Champ de vitesse par rapport à la plaque Eurasie, telle qu'elle est définie par NUVEL1A-NNR [Argus and Gordon, 1991]. Les vitesses ITRF97 des stations IGS, exprimées par rapport à l'Eurasie, sont représentées en violet, les vitesses des stations IGS et du réseau local obtenues par GLOBK dans l'ITRF97, puis exprimées par rapport à l'Eurasie, sont représentées en bleu. (b) Synthèse des vitesses mesurées par géodésie dans la zone de collision Inde-Asie, d'après Larson *et al.* [1999].

TAB. 3.10: Vitesses et incertitudes associées, dans le référentiel Eurasie fixe, selon la définition du modèle NUVEL1A-NNR [Argus and Gordon, 1991]. Les stations de chaque profil du réseau local sont présentées globalement du sud au nord (figures 3.4 et 3.5).

	Site	Vitesses dans l'Eurasie fixe (mm/an)	
		Nord	Est
Profil Est	JNA0	2.1 ± 0.8	17.2 ± 1.9
	JNB0	2.5 ± 0.7	9.4 ± 1.4
	JNC0	3.5 ± 0.5	13.9 ± 0.9
	JND0	1.2 ± 0.6	8.7 ± 1.0
	JNE0	3.0 ± 0.6	8.4 ± 1.2
	JNF0	7.3 ± 0.8	14.8 ± 1.8
Profil Ouest	SHI0	3.5 ± 0.4	13.9 ± 0.7
	XIA0	3.5 ± 0.5	10.6 ± 0.8
	TZA0	3.0 ± 0.4	18.3 ± 0.7
	TZD0	2.9 ± 0.6	10.4 ± 1.0
	TZB0	4.2 ± 0.6	11.2 ± 0.9
	TZF0	4.7 ± 0.4	9.7 ± 0.6
	SGS0	3.2 ± 0.6	12.1 ± 1.0
	SGN0	1.7 ± 1.3	9.9 ± 2.3
	TZG0	5.3 ± 1.1	14.7 ± 3.7
	TZC0	4.9 ± 0.6	13.3 ± 1.0
	DIW0	3.9 ± 0.5	10.2 ± 0.7
	GUL0	4.8 ± 0.5	11.2 ± 0.8
	YFT0	0.9 ± 0.5	15.4 ± 0.8
Stations IGS les plus proches	IRKT	0.7 ± 0.4	4.9 ± 0.6
	KIT3	4.0 ± 0.4	3.7 ± 0.7
	LHAS	21.3 ± 0.5	25.6 ± 1.2
	SHAO	-0.4 ± 0.4	14.9 ± 0.7
	TAIW	-9.2 ± 0.5	19.4 ± 1.1
	TSKB	4.3 ± 0.4	-22.9 ± 0.6
	USUD	5.7 ± 0.4	-21.0 ± 0.6
	XIAN	-2.9 ± 0.5	13.7 ± 1.1

Comparaison entre différentes solutions Toutes les représentations du champ de vitesse présentées jusqu'à maintenant correspondent à une même solution GLOBK, que nous noterons **Solution 1**, établie en utilisant les solutions globales SIO et les rattachements entre les points auxiliaires mesurés en 1996 et leur point principal associé réimplanté en 1998. La figure 3.19 montre le champ de vitesse pour cette solution, représenté par rapport à JNA0. Pour comparaison, cette figure montre aussi le champ de vitesse obtenu pour d'autres solutions GLOBK, établies dans des conditions légèrement différentes. Ceci permet d'évaluer les incertitudes sur les vitesses des stations calculées et complète l'étude de répétabilité à long terme exposée précédemment. Les variantes dans le calcul GLOBK que nous avons testées sont les suivantes (voir aussi 3.4.2.2) :

- **Solution 2** : pour estimer l'influence du mode de rattachement à l'ITRF97 sur nos résultats, nous avons combiné nos solutions GAMIT seules, sans les solutions SIO, et sans combinaison préalable de ces solutions campagne par campagne, toutes choses égales par ailleurs à la Solution 1.
- **Solution 3** : la seule et unique différence avec la Solution 1 est que les données des points auxiliaires mesurés en 1996 ne sont pas utilisées, pour s'affranchir des résultats du rattachement entre ces points auxiliaires et les points principaux. Restent les problèmes liés à la réimplantation des points principaux.
- **Solution 4** : seules les données des campagnes 1996 (dont celles des points auxiliaires) et 1999 sont utilisées. De fait, le problème des réimplantations des points disparaît, celui des rattachements points auxiliaires-points principaux demeure.
- **Solution 5** : au lieu d'estimer et les positions des stations et leur vitesse par la combinaison des solutions globales des trois campagnes, seules les positions sont estimées (on obtient des séries temporelles des coordonnées des stations) et les vitesses sont déduites par simple régression linéaire.

Les tableaux 3.11 et 3.12 résument les résultats de la comparaison de ces différentes solutions.

Les vitesses obtenues dans les solutions 1 et 2 sont pratiquement identiques à 1 ou 2 mm/an près. Ceci montre que le mode de rattachement à l'ITRF97, bien que plus rigoureux dans la solution 1, a peu d'influence sur la solution à l'échelle de notre réseau. La comparaison des solutions 1 et 3 montre que les plus grandes différences de vitesses (jusqu'à 3-4 mm/an) sont obtenues pour les stations ayant été réimplantées entre 1994 et 1999 : SHI0, TZG0, TZC0⁶ et YFT0. La précision des vitesses calculées dans cette solution dépend notamment de la précision des réimplantations de ces stations (estimée au pire à 1 cm dans le plan horizontal, sans estimation sur la verticale). La solution 4 montre des différences de vitesses encore bien plus grandes avec la solution 1 (jusqu'à 6-7 mm/an), notamment pour les stations YFT, XIA, SHI, SGN, TZD et TZC. Un certain degré d'incompatibilité entre les mesures de 1994 et celles de 1996 et 1999 existe donc,

⁶TZC0 n'a pas été réellement réimplanté : un repère "amovible" a simplement été repositionné dans l'ancien emplacement de TZC0, les parois du trou étant encore bien conservées, le temps d'effectuer les mesures (en 1998 et 1999).

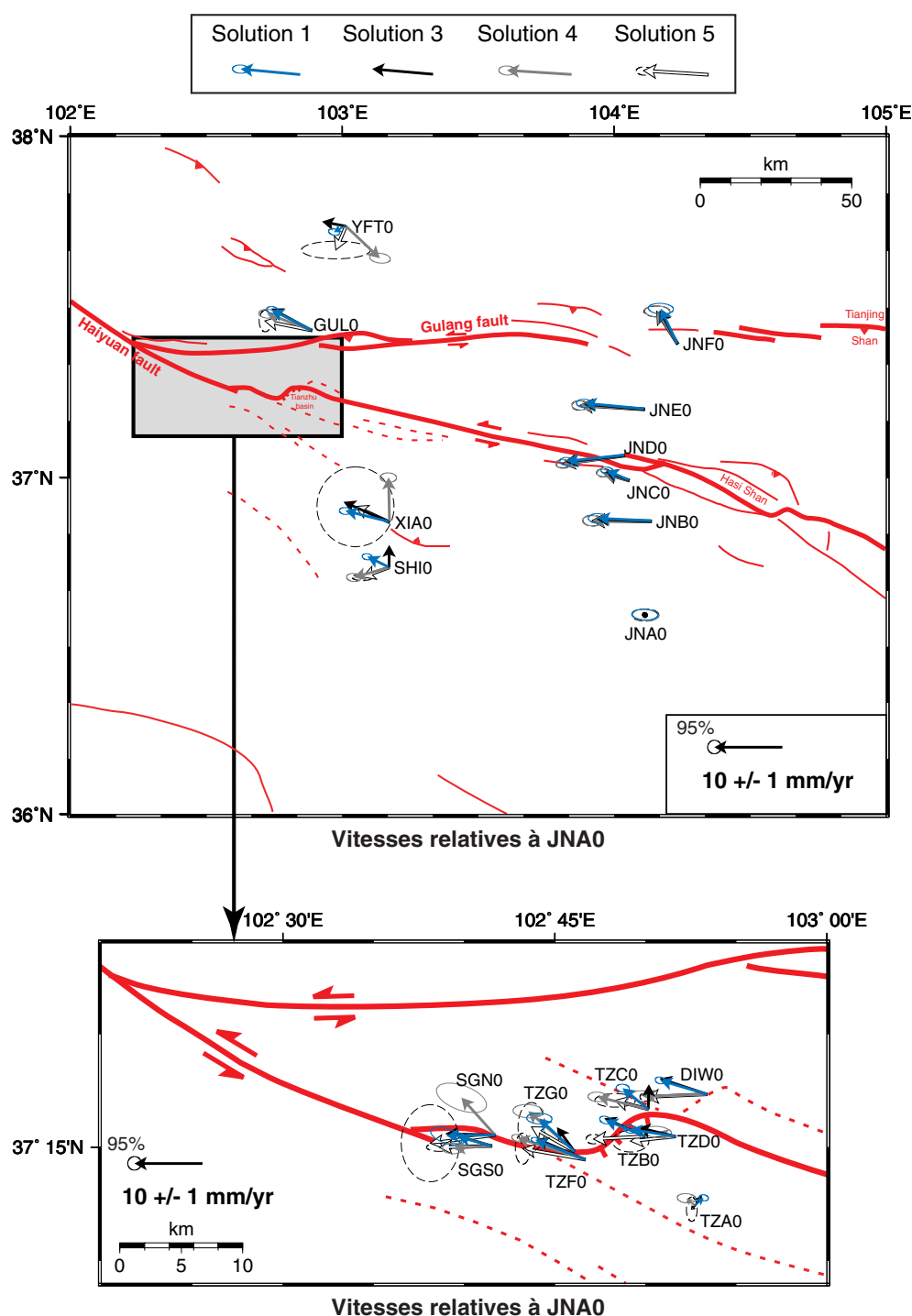


FIG. 3.19: SOLUTIONS GLOBALES. Comparaison des vitesses obtenues pour les solutions 1 (rattachements points auxiliaires-points principaux utilisés, solutions SIO incluses), 3 (rattachements points auxiliaires-points principaux non utilisés, solutions SIO incluses), 4 (comme 1 sans les données 1994) et 5 (comme 1 sans calcul de vitesse, positions seules estimées), par rapport à la station JNA0. Pour des raisons de lisibilité, la solution 2, très proche de la solution 1, et les ellipses d'erreurs formelles de la solution 3 (du même ordre que celles de la solution 1), ne sont pas représentées. Les failles sont cartographiées en rouge.

TAB. 3.11: Comparaison des vitesses horizontales obtenues pour les solutions 1 (rattachements points auxiliaires-points principaux utilisés, solutions SIO incluses), 2 (idem sans les solutions SIO), 3 (rattachements points auxiliaires-points principaux non utilisés, solutions SIO incluses), 4 (comme 1 sans les données 1994) et 5 (comme 1 sans calcul de vitesse, positions seules estimées). Sont indiquées, pour les composantes Nord et Est des vitesses, les différences avec la Solution 1, par rapport à la station JNA0. Les plus grandes différences, pour chaque station et chaque composante, sont en caractères gras.

Site	Sol1-Sol2 ΔV_N ΔV_E (mm/an)		Sol1-Sol3 ΔV_N ΔV_E (mm/an)		Sol1-Sol4 ΔV_N ΔV_E (mm/an)		Sol1-Sol5 ΔV_N ΔV_E (mm/an)	
JNA0	0	0	0	0	0	0	0	0
JNB0	0.1	-0.2	0.0	0.3	0.3	0.9	0.3	0.9
JNC0	0.0	-0.2	0.1	0.3	0.3	0.6	0.3	0.6
JND0	0.1	-0.2	0.0	0.2	0.3	0.6	0.3	0.6
JNE0	-0.0	-0.2	0.0	0.2	0.2	0.7	0.2	0.7
JNF0	-0.1	-0.1	0.1	0.3	0.3	0.6	0.3	0.7
SHI0	-0.3	-0.0	-1.8	-3.1	3.0	2.0	2.9	0.8
XIA0	-0.2	-0.2	-1.4	0.3	-5.0	-6.3	-0.7	-1.4
TZA0	-0.4	-0.7	-0.4	0.2	0.1	2.5	1.7	1.8
TZD0	-0.1	-1.6	-0.3	-1.1	0.4	-4.0	1.7	-0.0
TZB0	-0.2	-1.0	-0.3	0.2	—	—	2.8	1.8
TZF0	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1	-0.3	2.6	1.3	1.9
SGS0	0.1	-0.9	-0.1	0.1	1.7	0.7	1.5	2.8
SGN0	1.0	-1.9	-0.3	0.2	-5.6	-2.2	1.1	2.4
TZG0	0.5	-1.4	1.3	-2.6	-1.1	1.6	1.2	1.2
TZC0	-0.0	-1.3	-0.6	-3.8	1.3	3.7	1.8	1.1
DIW0	-0.2	-0.5	-0.3	0.1	2.3	2.6	2.4	2.1
GUL0	-0.2	-0.6	-0.3	0.2	0.5	0.8	1.5	1.1
YFT0	0.3	-1.2	-1.6	1.8	3.7	-6.7	2.5	-0.2

TAB. 3.12: Vitesses moyennes sur l'ensemble des solutions testées, relatives à la station JNA0, et incertitudes associées (écarts type par rapport à la moyenne).

	Site	Vitesses par rapport à JNA0 (mm/an)	
		Nord	Est
Profil Est	JNA0	0	0
	JNB0	0.2 ± 0.1	-8.1 ± 0.5
	JNC0	1.3 ± 0.1	-3.5 ± 0.3
	JND0	-1.0 ± 0.1	-8.7 ± 0.3
	JNE0	0.7 ± 0.1	-9.1 ± 0.4
	JNF0	5.0 ± 0.2	-2.7 ± 0.3
Profil Ouest	SHI0	0.8 ± 1.9	-3.0 ± 1.7
	XIA0	3.1 ± 1.8	-4.9 ± 2.5
	TZA0	1.0 ± 0.8	0.5 ± 1.2
	TZD0	0.7 ± 0.7	-5.3 ± 1.5
	TZB0	1.5 ± 1.4	-4.8 ± 2.6
	TZF0	2.8 ± 0.6	-8.2 ± 1.2
	SGS0	0.7 ± 0.8	-5.5 ± 1.2
	SGN0	0.6 ± 2.5	-6.8 ± 1.6
	TZG0	4.4 ± 0.9	-4.9 ± 1.6
	TZC0	2.6 ± 0.9	-3.7 ± 2.5
	DIW0	1.2 ± 1.3	-7.7 ± 1.2
	GUL0	2.6 ± 0.7	-6.1 ± 0.6
	YFT0	-1.9 ± 1.9	-0.4 ± 2.9

dû en partie à la moindre qualité de la première campagne. La solution 4 n'est cependant pas forcément plus exacte : en supprimant les mesures 94, on gagne en qualité de données mais en contrepartie, on diminue le nombre de campagnes de mesures et l'intervalle de temps sur lequel la vitesse des stations est évaluée. De plus, si le rattachement entre un point auxiliaire, mesuré en 1996, et son point principal associé, mesuré en 1999, n'est pas suffisamment précis, la vitesse de ce point estimée entre 1996 et 1999 est inexacte. C'est le cas assurément pour YFT0, dont la vitesse dans la solution 4 est aberrante : en 1996, un point YFT4 excentré par rapport à un point auxiliaire d'YFT0, YFT1, avait été mesuré, avec seulement une estimation à la boussole et au mètre ruban (insuffisante) des positions relatives d'YFT4 et YFT1. Pour finir, les différences de vitesses observées entre la solution 1 (positions ET vitesses calculées) et la solution 5 (positions calculées seules) sont inférieures à 3 mm/an. Ces différences sont acceptables dans la mesure où l'estimation des vitesses dans la solution 5 ne se fait que par régression linéaire sur les coordonnées des stations calculées, pour trois époques de mesures seulement.

En résumé, les vitesses des stations YFT, XIA, SHI et SGN sont les plus mal contraintes, avec des différences sur les composantes de leur vitesse entre les solutions pouvant aller jusqu'à 5 à 8 mm/an. Cela est évidemment dommageable dans la mesure où les points extrêmes du profil ouest, essentiels à l'étude de l'accumulation de la déformation à distance de la faille de Haiyuan, sont concernés. Il faut remarquer ici que, hormis les problèmes de destruction-réimplantation rencontrés à la station YFT, cette station est également la seule à ne pas être implantée sur un socle rocheux, du fait de l'environnement désertique, mais sur un ouvrage en béton, dont la stabilité peut être mise en doute. La composante Est de TZC varie également jusqu'à 7.5 mm/an suivant les solutions. Les vitesses des stations du profil Est semblent stables quelle que soit la solution testée. Cependant, avec seulement deux campagnes de mesures sur ce profil, il nous est difficile de tester de manière significative la robustesse de la solution pour ces stations. Avant d'analyser les résultats, une dernière comparaison avec une solution totalement indépendante des précédentes, purement locale, est maintenant proposée.

3.5.2 Solution locale

Les étapes principales d'obtention de la solution locale sont, nous le rappelons :

- (1) Calcul GAMIT pour chaque jour de mesure indépendamment, à partir des données du réseau local et de certaines stations IGS (figure 3.10). Les solutions avec contraintes fortes sur les coordonnées d'une station locale sont celles utilisées dans l'étape suivante.
- (2) Compensation des solutions journalières GAMIT de chaque campagne (ajustement des coordonnées des stations locales, relativement à un point du réseau local, à partir des mesures des lignes de base locales uniquement).
- (3) Comparaison des jeux de coordonnées obtenus aux trois (ou deux) époques de mesures et calculs des déplacements des stations entre les campagnes et des vitesses des stations.

3.5.2.1 Résultats du traitement des sessions journalières

Le tableau 3.13 donne, pour les lignes de bases internes au réseau (qui seules nous intéressent ici), les répétabilités et les incertitudes formelles moyennes obtenues pour les solutions journalières de chaque campagne. Elles sont semblables à quelques millimètres près à celles des solutions journalières calculées pour la solution globale.

TAB. 3.13: Répétabilités moyennes pour les lignes de base mesurées trois fois au moins et incertitudes formelles moyennes pour l'ensemble des bases. Seules les lignes de base internes au réseau local sont prises en compte.

Campagne	Composante	Répétabilité (mm)		Incertitudes formelles (mm)	
		Amb. Libres	Amb. Fixées	Amb. Libres	Amb. Fixées
1994	Nord	10.4	9.5	4.2	3.5
	Est	16.5	7.7	10.0	6.3
	Vertical	20.9	18.1	18.5	15.7
1996	Nord	2.9*(2.3) [◇]	2.6*(2.9) [◇]	2.4	1.9
	Est	4.7*(4.3) [◇]	2.6*(7.9) [◇]	5.9	2.0
	Vertical	18.0*(18.6) [◇]	15.9*(20.9) [◇]	14.2	12.8
1999	Nord	2.7	2.9	1.9	1.7
	Est	4.0	3.1	3.5	2.1
	Vertical	8.3	8.1	9.9	9.3

*Moyenne en excluant les bases incluant JNC et JND. [◇] Moyenne incluant toutes les bases.

3.5.2.2 Compensation

La compensation (voir 3.4.3.2) a été effectuée dans les mêmes conditions pour les trois campagnes, en considérant uniquement les données des stations locales. Le rattachement entre les deux profils en 1996 ne tient qu'aux mesures de quatre lignes de base inter-profils, avec des sessions de mesures d'environ 8h (figure 3.7). Dans une solution où aucune station IGS, extérieure au réseau local et mesurée avec chacun des points de ce réseau, n'est utilisée, ce rattachement est insuffisant pour permettre l'obtention d'une solution cohérente par une compensation unique de l'ensemble des données des deux profils. Nous avons donc dû traiter séparément les données de ces deux profils. Un même point fixe, par rapport auquel sont exprimées les coordonnées des autres points en 1994, 1996 et 1999, doit être choisi comme référence. Pour le profil est, pour une comparaison directe avec les résultats des solutions globales (figure 3.19), JNA0 est la référence choisie. Pour le profil ouest, JNA0 n'étant pas mesuré en 1994, nous ne pouvons l'utiliser comme référence. La station de référence adoptée est TZA0, pratiquement fixe par rapport à JNA0 d'après les solutions globales (figure 3.19). Étant donnés les problèmes de résolution d'ambiguïtés évoqués précédemment, les solutions retenues pour la compensation sont celles avec ambiguïtés non fixées à des valeurs entières.

Les données de la campagne de 1996 sont compensées avec les données de la campagne de rattachement entre points auxiliaires et points principaux de 1998.

Les erreurs quadratiques théoriques moyennes sur les positions des stations, à l'issue de la compensation, sont de :

- **5.3 mm** pour la campagne 1994,
- **6.4 mm** (profil ouest) et **7.9 mm** (profil est) pour la campagne 1996,
- **7.1 mm** (profil ouest) et **2.2 mm** (profil est) pour la campagne 1999.

La distribution des résidus (valeurs théoriques des composantes des lignes de base moins valeurs observées) après compensation de chaque campagne est unimodale et centrée sur zéro (figure 3.20).

3.5.2.3 Déplacements et vitesses

Après compensation, nous obtenons les coordonnées des stations relativement à TZA0 ou JNA0, suivant le profil considéré, à l'époque de chaque campagne. On en déduit les déplacements des stations entre deux campagnes puis, connaissant l'intervalle de temps séparant les campagnes (2.1 ans entre 1994 et 1996, 2.7 ans entre 1996 et 1999, soit 4.8 ans entre 1994 et 1999), les vitesses horizontales des stations entre deux campagnes. Nous avons choisi de ne pas représenter les résultats obtenus en comparant les positions des stations en 1994 et 1996. Seulement deux ans séparent les deux premières campagnes et leur qualité est bien moindre que celle de la campagne 1999, du fait notamment des courtes sessions de mesures. Les vitesses estimées à partir de ces deux campagnes seules apparaissent trop faiblement contraintes et même, pour certaines stations, incohérentes. La figure 3.21 montre les vitesses estimées à partir des données compensées des campagnes 1996 et 1999, d'une part, et 1994 et 1999, d'autre part. La position d'une station à l'époque d'une campagne donnée est assortie d'erreurs théoriques sur ses composantes tridimensionnelles. Les erreurs sur les composantes du déplacement d'une station entre deux époques sont les sommes quadratiques des erreurs théoriques sur les coordonnées de la station à ces deux époques. Divisées par l'intervalle de temps entre les deux campagnes considérées, elles donnent les erreurs sur les composantes de la vitesse d'une station entre ces deux campagnes. Ces erreurs théoriques sous-estiment sans doute les erreurs réelles sur les vitesses. Nous n'avons pas réellement effectué de tests comparatifs entre différentes solutions, comme dans le cas des solutions globales. Nous pouvons simplement calculer une vitesse moyenne à partir des deux vitesses estimées pour les couples de campagne 1994-1999 et 1996-1999 (tableau 3.14).

On remarque que les vitesses 1994-1999 et 1996-1999 ne sont pas parfaitement compatibles, notamment pour les points montrant déjà une instabilité par comparaison des différentes solutions globales : YFT, XIA, SHI et SGN. Les vecteurs vitesses, d'une solution à l'autre, diffèrent aussi bien en direction (presque 90° de différence pour YFT) qu'en norme (de 6 à 8 mm/an pour GUL et TZF). Les vitesses 1994-1999, calculées sur la plus

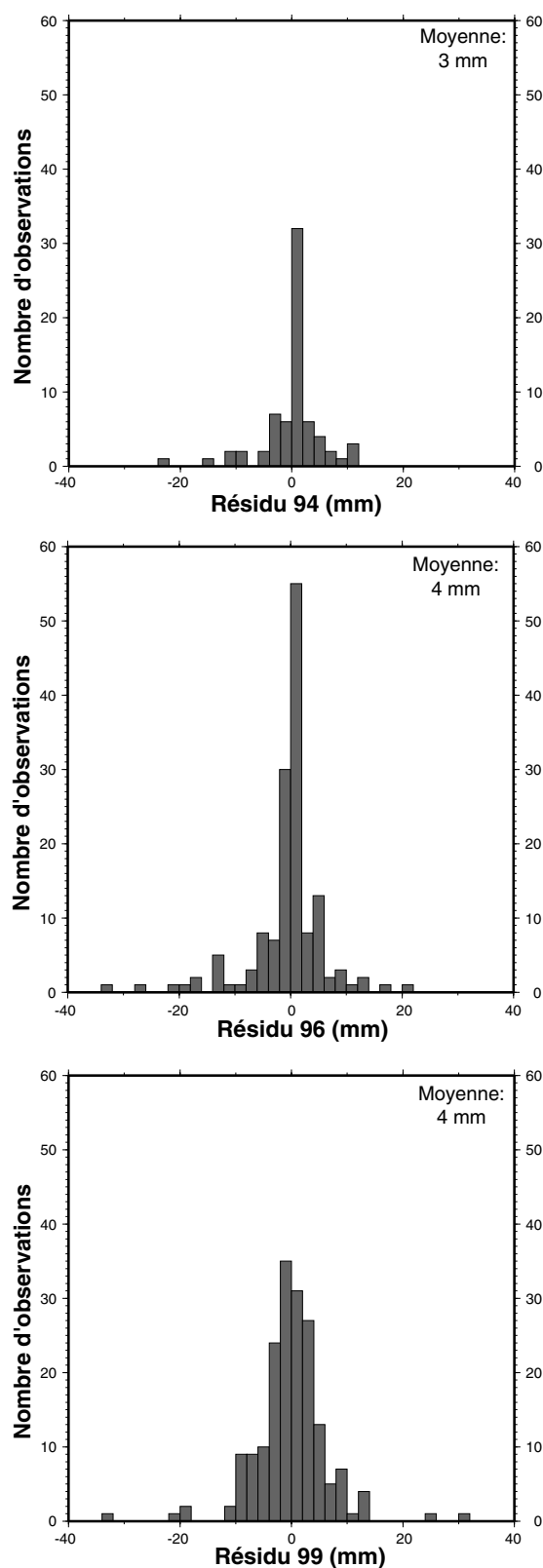


FIG. 3.20: Distribution des résidus (valeurs théoriques des composantes des lignes de base moins valeurs observées) après compensation, tout profil et toutes composantes (Nord, est et Verticale) confondues, pour les lignes de base du réseau local : (a) Campagne 94, (b) Campagne 96, (c) Campagne 99.

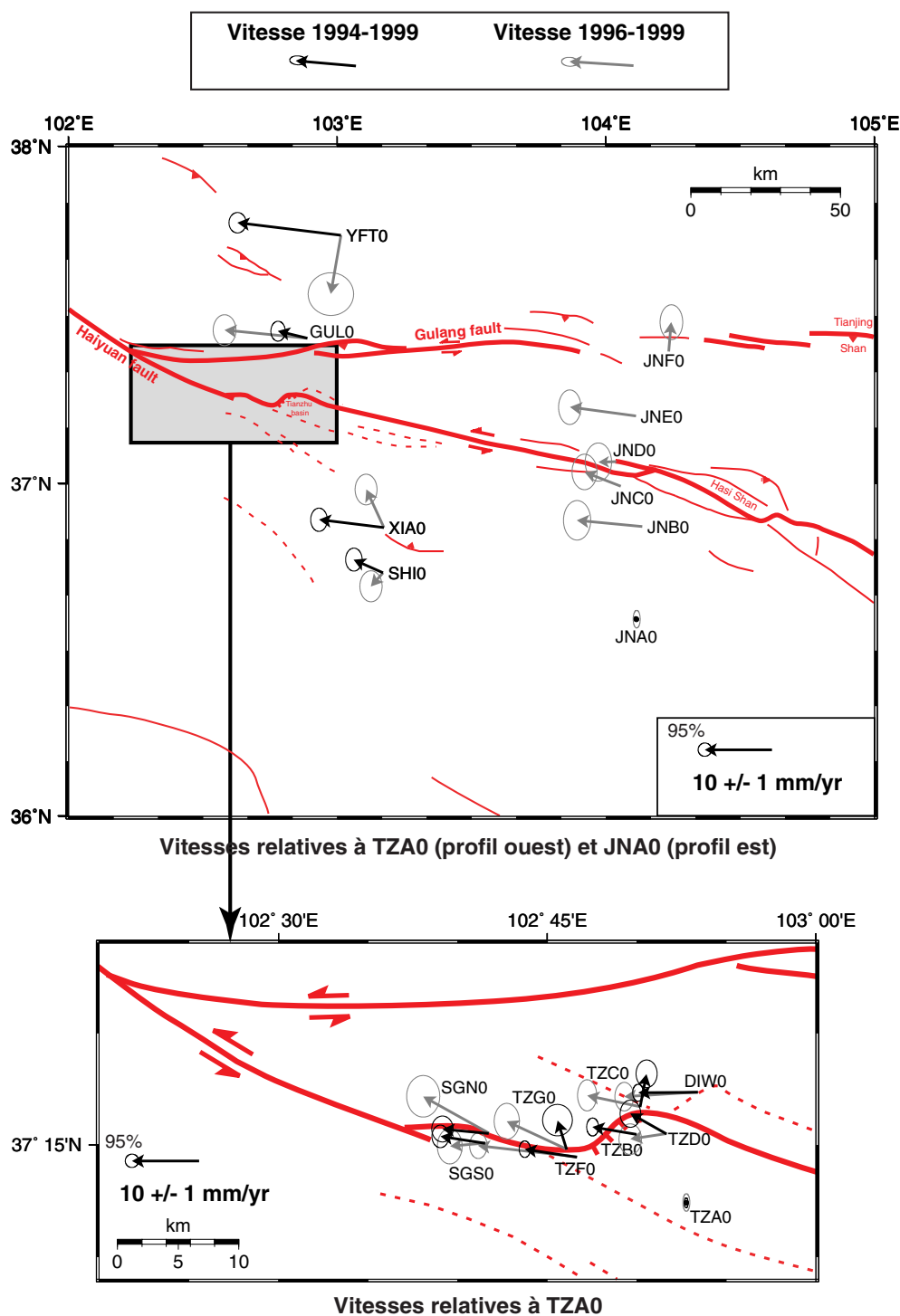


FIG. 3.21: SOLUTIONS LOCALES. Vitesses obtenues en comparant les résultats des solutions locales des campagnes 1999 et 1994 (flèches noires), et des campagnes 1999 et 1996 (flèches grises).

TAB. 3.14: Vitesses estimées pour une solution locale, relatives à la station JNA0 (profil est) ou TZA0 (profil ouest), et erreurs théoriques associées. Vitesse moyenne et écart type.

Site	Vitesse 1999-1996 (mm/an)		Vitesse 1999-1994 (mm/an)		Vitesse moyenne (mm/an)	
	Nord	Est	Nord	Est	Nord	Est
JNA0	0±1.3	0±0.5	-	-	-	-
JNB0	0.9±2.9	-9.7±2.0	-	-	-	-
JNC0	2.1±2.6	-5.4±1.8	-	-	-	-
JND0	-0.1±2.8	-2.7±2.0	-	-	-	-
JNE0	1.3±2.6	-9.8±1.7	-	-	-	-
JNF0	4.4±2.6	0.4±1.7	-	-	-	-
SHI0	-2.0 ±2.3	-1.8 ±1.6	1.9 ±1.7	-4.4 ±1.2	-0.1±2.0	-3.1±1.3
XIA0	5.7 ±2.3	-2.6 ±1.6	1.2 ±1.7	-9.6 ±1.2	3.4±2.3	-6.1±3.5
TZA0	0 ± 1.3	0 ±0.5	0 ±0.7	0 ±0.3	0	0
TZD0	-0.8 ±2.3	-5.4 ±1.7	3.0 ±2.0	-5.4 ±1.5	1.1±1.9	-5.4±0.1
TZB0	-	-	1.1 ± 1.3	-6.6 ± 0.9	-	-
TZF0	1.7 ±1.9	-14.7 ±1.3	1.2 ±1.2	-7.8±0.8	1.4±0.2	-11.3±3.5
SGS0	-0.5 ±2.6	-5.3 ±1.8	1.0 ±1.7	-6.6 ±1.2	0.3±0.8	-5.9±0.7
SGN0	5.4 ±3.1	-9.8 ±2.5	0.6 ±1.9	-6.9 ±1.6	3.0±2.4	-8.3±1.4
TZG0	4.1 ±2.7	-8.9 ±1.9	4.3 ±2.3	-1.3 ±2.2	4.2±0.1	-5.1± 3.8
TZC0	1.7 ±2.3	-7.9 ±1.4	4.9 ±2.0	1.0 ±1.6	3.3±1.6	-3.5±4.4
DIW0	-0.7 ±2.1	-11.0 ±1.4	-0.1 ±1.3	-8.9 ±0.8	-0.4±0.3	-9.9±1.0
GUL0	1.2 ±2.3	-12.3 ±1.7	1.1 ±1.5	-4.4 ±1.1	1.1±0.1	-8.3±4.0
YFT0	-8.7 ±3.2	-1.5 ±3.4	1.9±1.5	-15.4±1.3	-3.4±5.3	-8.5± 6.9

grande période de temps disponible, ont sans doute une valeur moyenne plus significative.

3.5.3 Analyse des résultats

Les vitesses obtenues dans la solution locale 1996-1999 (figure 3.21) peuvent être directement comparées aux vitesses obtenues dans la solution globale 4 (figure 3.19). Elles apparaissent très semblables dans les deux solutions, à l'exception de la vitesse de la station JND0 ($\simeq 6$ mm/an de différence). La solution globale se rapprochant le plus de la solution locale 1994-1999, est la solution 3 (figure 3.19). Là encore ces deux solutions, locale et globale, sont tout à fait comparables, sauf pour la station YFT0. Alors que pour des jeux de données variables et une même méthode de calcul, on peut obtenir des résultats très différents, pour des méthodes de calcul différentes et un même jeu de données, les résultats, en revanche, sont stables. Ceci est également illustré par la comparaison des vitesses moyennes sur l'ensemble des solutions globales estimées et des vitesses moyennes sur les deux solutions locales calculées (figure 3.22, tableaux 3.12 et 3.14).

La faille de Haiyuan, d'après nos études tectoniques, a une vitesse moyenne sur les dix à quinze derniers milliers d'années de 12 ± 4 mm/an sur le segment encadré par les deux profils GPS. La figure 3.23a (ou b) représente le champ de vitesse attendu au voisinage d'une faille décrochante sénestre, verticale, dont la vitesse est de 5 à 15 mm/an, bloquée à 10 ou 20 km en profondeur en période intersismique, d'après le modèle simple de *Savage and Burford* [1973]. Pour comparaison, les figures 3.23c et d montrent respectivement les composantes des vitesses moyennes des solutions globales et locales, parallèles à la faille (de direction $\simeq$ N100E), relativement à TZA0 ou JNA0. Nous rappelons que, du fait de la séparation des deux profils dans le calcul des solutions locales (cf 3.5.2.2), les vitesses relatives de ces deux profils ne peuvent être analysées qu'à partir des résultats des solutions globales. Nous ne discutons pas ici de la contribution de la faille de Gulang dans la déformation observée (sa vitesse Holocène est estimée à $\simeq 4 \pm 2$ mm/an, d'après [Gaudemer et al., 1995]), disposant de trop peu d'éléments pour le faire.

On peut remarquer avant tout que le champ de vitesse calculé est dans l'ensemble compatible avec des mouvements sénestres. **Le long du profil Est**, la plus forte différence de vitesse, d'environ 9-10 mm/an, est observée entre les stations JNA et JNE. Étant donnée la différence de vitesse de JND entre la solution globale moyenne et la solution locale moyenne (figures 3.22 et 3.23), on ne peut préciser le gradient de vitesse de part et d'autre de la faille et à proximité de celle-ci, entre JNC et JND. Entre les points extrêmes du profil, la différence de vitesse selon la composante parallèle à la faille de Haiyuan est quasi nulle. Le vecteur vitesse de JNF a une composante Nord significativement plus élevée que les vecteurs vitesse des autres stations du profil, en accord avec la position du point, en bordure sud-est d'un saut en pull-apart de la faille de Gulang (figure 3.19). **Le long du profil ouest**, la différence de vitesse entre GUL et SHI, parallèlement à la faille, est de 4

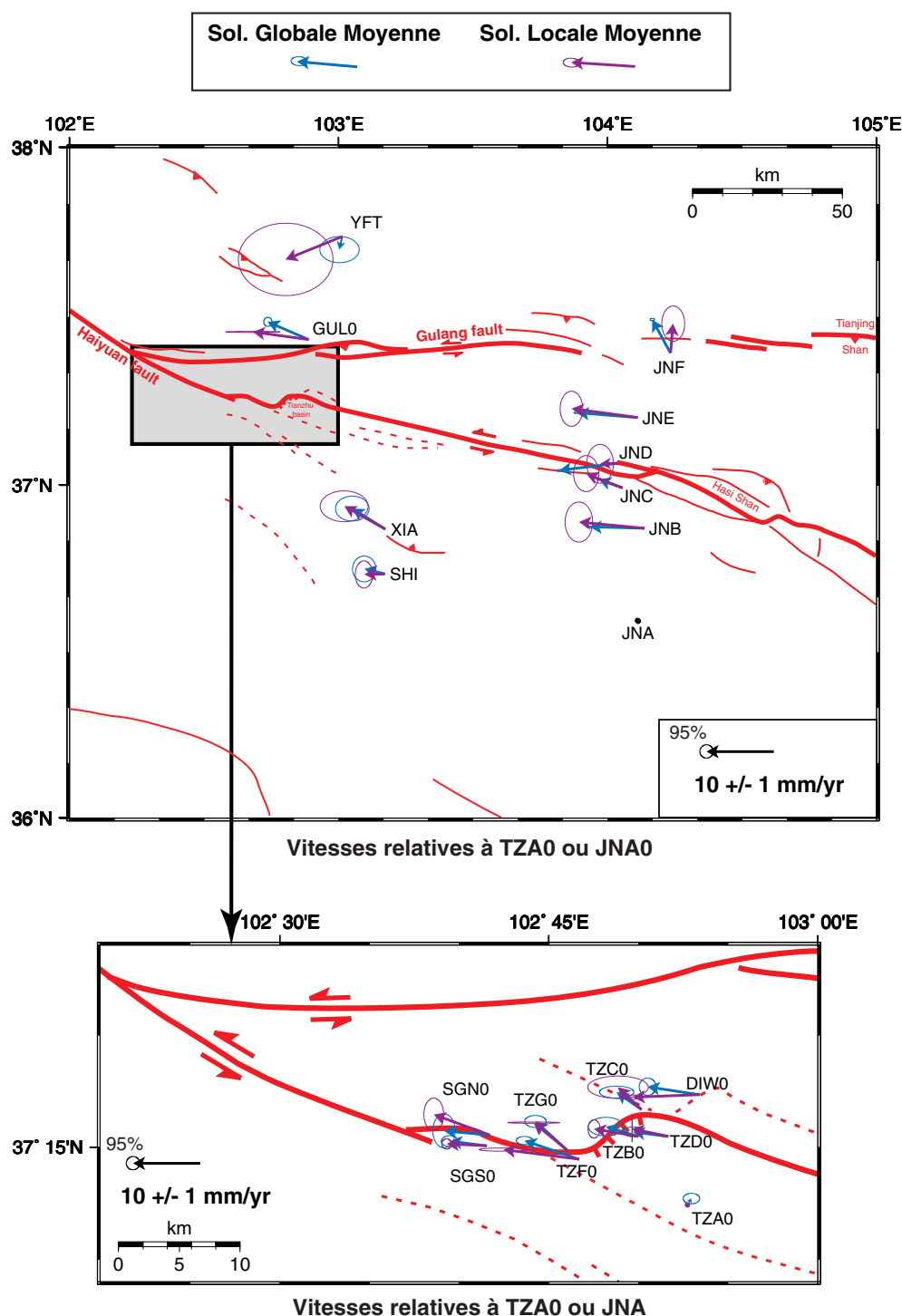


FIG. 3.22: Comparaison des vitesses moyennes sur l'ensemble des solutions globales calculées (voir figure 3.19 et tableau 3.12) -flèches bleues- et des vitesses moyennes sur les deux solutions locales calculées (voir figure 3.21 et tableau 3.14) -flèches mauves-. 4.8 ans et 2.7 ans séparent la première et dernière campagne de mesures sur les profils, respectivement, ouest et est.

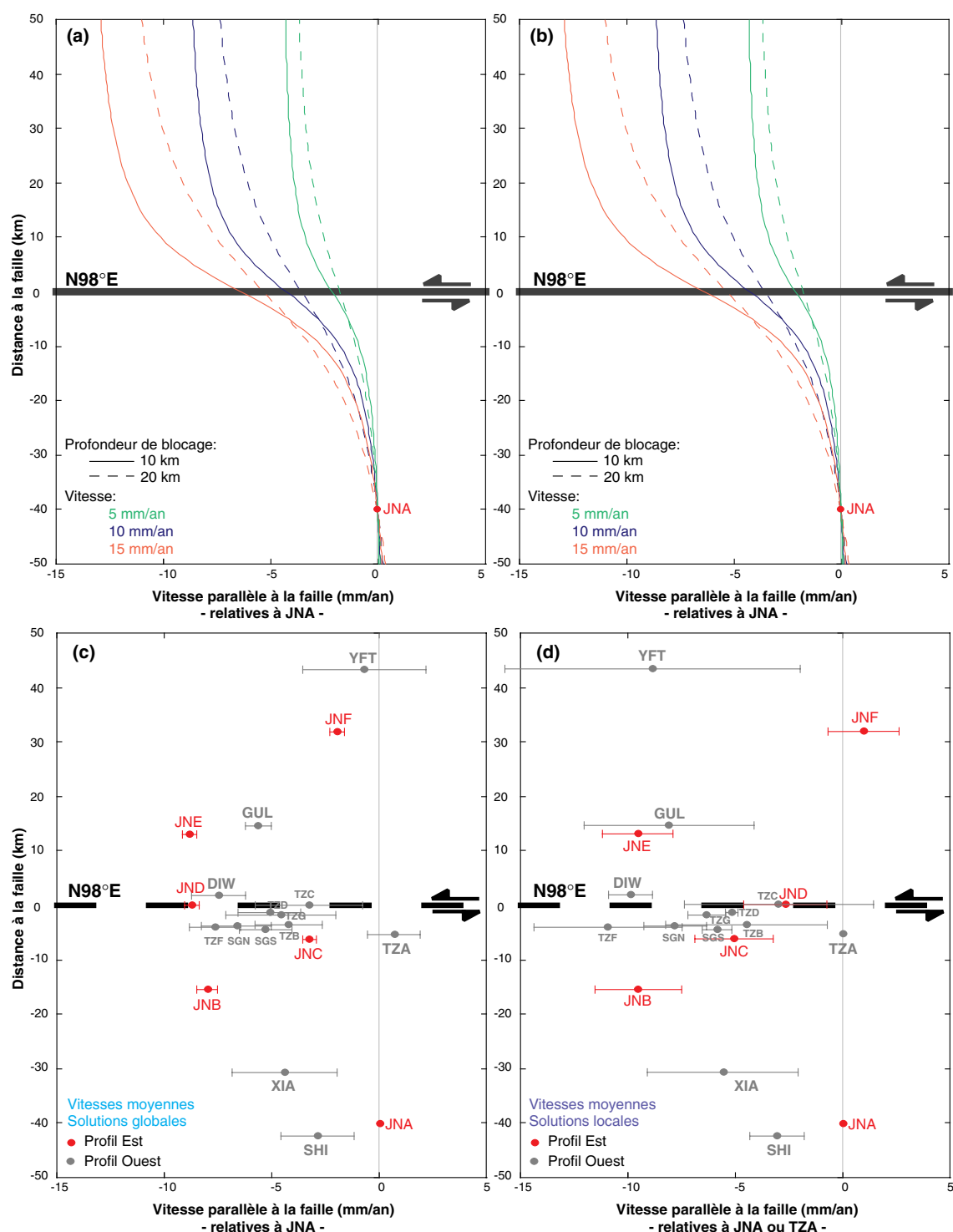


FIG. 3.23: (a) et (b) Champ de vitesse attendu au voisinage de la faille, par rapport à JNA, d'après un modèle simple de faille décrochante sénestre, verticale, bloquée en profondeur en période intersismique [Savage and Burford, 1973] (c) Vitesses moyennes des stations, parallèlement à la faille, sur l'ensemble des solutions globales, par rapport à JNA, et (d) sur les deux solutions locales, par rapport à JNA (profil est) ou TZA (profil ouest). À noter que la trace de la faille au travers du profil ouest est plus complexe que celle représentée ici (voir par exemple figure 3.19).

mm/an en moyenne suivant les solutions (entre GUL et JNA, la différence est d'environ 5 mm/an d'après la solution globale moyenne). Les plus fortes différences observées sont de l'ordre de 8 à 11 mm/an. Au passage immédiat de la faille, on ne peut distinguer clairement de gradient de vitesse entre les stations situées immédiatement au sud de la faille majeure et celles immédiatement au nord (figures 3.5 et 3.22). En revanche, la vitesse de ces stations proches de la faille montrent une composante parallèle à la faille supérieure de 3 à 11 mm/an à celle de TZA, situé sur le bord est du bassin en pull-apart et pratiquement fixe par rapport à JNA d'après les solutions globales. Le changement de direction des vecteurs vitesse de TZG et TZC (NNW) par rapport à ceux de TZF, TZB et TZD (WNW) (figure 3.22), bien qu'à la limite de la résolution, est compatible avec la composante normale de mouvement de la faille en bordure ouest du bassin de Tianzhu. On notera que le séisme de Tianzhu (01/06/96, $M_w = 5.2$), localisé en arrière du bassin de Tianzhu à environ 12 km de profondeur (voir 1.3 et figure 1.10), ne semble pas avoir eu d'influence sur les déplacements en surface des stations proches de ce bassin. De même que pour le profil est, et d'après la solution globale moyenne uniquement, la vitesse du point extrême nord du profil, YFT, semble faible relativement au point extrême sud SHI. La vitesse de ce point extrême nord reste cependant très mal déterminée. Enfin, toujours d'après les solutions globales, il semble exister un mouvement relatif entre les points sud du profil ouest (SHI et XIA) et le point sud du profil est (JNA).

En conclusion, quoique les vitesses par rapport à JNA des stations distantes de moins de 20 km de la faille puissent être considérées comme concordantes avec le modèle de [Savage and Burford, 1973] pour une faille de vitesse de 10 à 15 mm/an (figure 3.23), des différences majeures avec ce modèle existent. Les points extrêmes nord des deux profils (JNF et YFT), notamment, ont des vitesses par rapport aux points extrêmes sud (JNA, SHI et XIA) très faibles. La vitesse de JNB par rapport à JNA est également anormalement élevée. Les problèmes de destruction et réimplantation des points rencontrés sur le profil ouest nuisent clairement à l'obtention de vitesses bien contraintes sur ce profil (notamment pour les stations extrêmes, cruciales). Le profil est, non affecté par de tels problèmes, ne permet pas non plus d'obtenir de champ de vitesse interprétable par un modèle simple. Une conclusion évidente est que les **résultats** présentés ici restent **préliminaires**, car entachés d'incertitudes notables liés à la précision des campagnes initiales, et **à confirmer** par une campagne ultérieure, pour estimer le champ de vitesse sur un intervalle d'observation plus long.

3.5.4 Discussion et conclusions

Les conditions techniques et logistiques dans lesquelles les campagnes de mesures ont été effectuées, notamment les deux premières (peu de récepteurs utilisés, dont certains Codeless, sessions courtes, pas de session de nuit, pratiquement pas de redondance des mesures), ainsi que les problèmes de destruction et de réimplantation de repères auxquels

nous avons été confrontés, laissaient craindre, avant même le traitement des données, l'obtention de résultats faiblement contraints. Ces prédictions se sont révélées exactes...

Représentés par rapport à l'Eurasie stable, les vecteurs vitesses des stations des deux profils du réseau local montrent une direction E-NE, avec une composante vers l'Est de 8.5 à 17 mm/an et une composante vers le Nord de 2 à 7 mm/an (figure 3.18). **À l'échelle de la zone de collision Inde-Asie**, ces résultats fournissent une estimation géodésique des vitesses actuelles dans cette région du nord-est du Tibet, en accord, au premier ordre, avec les modèles cinématiques régionaux [e.g. *Avouac and Tapponnier*, 1993; *Peltzer and Saucier*, 1996]. Ils permettent d'observer une continuité des déplacements entre ceux estimés à Lhassa, au sud ouest, et ceux estimés à Xian et Shangai, au sud est (figure 3.18). Ils semblent confirmer que la région située à l'extrémité nord-est du plateau du Qinghai, immédiatement au sud-ouest du bloc de l'Ordos, est expulsée vers l'E-NE, dans une direction faisant un angle de 60° environ par rapport à celle de la convergence moyenne Inde-Asie, à une vitesse de l'ordre de, voire supérieure à, 1 cm/an, dans le référentiel "Eurasie stable". Quoique préliminaires, nos résultats comblent le "vide" de données géodésiques sur la cinématique dans cette région qui demeurerait jusqu'ici, la couverture GPS du bord nord-est du Tibet commençant à peine à se développer [*Chen et al.*, 2000]. **À l'échelle de la faille de Haiyuan**, l'interprétation du champ de vitesse obtenu de part et d'autre de la faille apparaît bien plus délicate. Nous avons avant tout essayé de quantifier les incertitudes sur les vitesses calculées, par des études de répétabilité des mesures, et en testant différentes solutions, globales ou locales, établies à partir de l'ensemble ou d'une partie des données. Les études de répétabilité mettent clairement en évidence l'amélioration de la qualité des données au fur et à mesure des campagnes, la campagne 1999 étant de loin la meilleure (voir par exemple le tableau 3.13). La comparaison des différentes solutions obtenues montre que la méthode de calcul employée a peu d'influence sur les résultats. En revanche, suivant que l'on utilise ou non les données de la campagne 1994, les données des points auxiliaires mesurés en 1996 et celles de leur rattachement à leur point principal associé, les vitesses calculées pour certaines stations varient considérablement, avec des différences allant jusqu'à 8 mm/an suivant les solutions (figures 3.19, 3.21 et 3.22). Les incertitudes sur les vitesses de la majorité des stations semblent être de l'ordre de 2 à 4 mm/an. Les vitesses des points ayant été détruits puis réimplantés sont parmi les moins stables d'une solution à l'autre, en particulier les stations aux extrémités du profil ouest, ce qui est évidemment regrettable. La qualité des données est donc bien le facteur limitant dans le calcul des vitesses des stations. Cette qualité étant faible pour les premières campagnes, l'intervalle de temps entre la première et la dernière campagne apparaît encore trop court pour obtenir des résultats fiables.

Le champ de vitesse observé au travers de la faille est difficilement comparable au champ de vitesse attendu au voisinage d'une faille sénestre, verticale, de vitesse de l'ordre de 10 à 15 mm/an (de l'ordre de la vitesse "tectonique", moyennée sur les dix à quinze derniers milliers d'années), bloquée jusqu'à une certaine profondeur en période intersismique selon le modèle de *Savage and Burford* [1973]. Un tel modèle donne pourtant, sur

d'autres failles, des résultats satisfaisants (par exemple pour le système de failles parallèles de San Andreas au nord de la baie de San Fransisco [Savage *et al.*, 1999] ou pour la faille de Palu-Koro en Sulawesi [Walpersdorf and Vigny, 1998]). Les mouvements observés autour de la faille de Haiyuan sont néanmoins compatibles avec une faille sénestre et sont essentiellement parallèles à la faille (on observe peu de convergence, perpendiculairement à la faille). Les plus grandes différences de vitesse entre des points situés de part et d'autre de la faille atteignent jusqu'à 11 mm/an, mais les points extrêmes de chaque profil semblent, de manière surprenante, pratiquement fixes l'un par rapport à l'autre (bien qu'une grande incertitude demeure sur la vitesse d'YFT) (figure 3.23). On ne peut donc conclure clairement quant à la vitesse de déformation actuelle de la faille de Haiyuan. Chen *et al.* [2000] semblent déceler un mouvement sénestre de 6 ± 2 mm/an de part et d'autre du système de failles de Haiyuan. Mais ce résultat ne repose que sur deux stations situées chacune à environ 100 km de part et d'autre de ce système de failles, mesurées seulement deux fois en 1996 et 1998. Même en considérant une vitesse de faille très inférieure aux vitesses moyennes Holocène, on ne peut cependant expliquer nos observations. Malgré les incertitudes élevées sur les vitesses des stations, on peut penser que, si la vitesse de déformation de la faille suivait un modèle simple tel celui de Savage and Burford [1973], le champ de vitesse obtenu serait plus cohérent. Bien qu'une modélisation plus complexe de ce champ de vitesse soit pour l'instant inopportune, et en attendant de confirmer nos résultats, nous pouvons simplement avancer quelques hypothèses pour expliquer les divergences avec un modèle simple de déformation intersismique :

(1) Nous avons considéré, pour représenter le champ de vitesse théorique attendu au voisinage de la faille (figure 3.23c et d), une faille unique et verticale. La **géométrie de la faille en profondeur** est en réalité bien plus **complexe**. La faille de Gulang, prolongée à l'est par les chevauchements du Tianjing Shan et du Mibo Shan (figure 3.22), rejoint en profondeur la faille de Haiyuan par un niveau de décollement, isolant ainsi un bloc entre ces deux failles (figure 3.24, [Gaudemer *et al.*, 1995]). La trace de la faille de Haiyuan elle-même est complexe (figure 3.22), avec des sauts en pull-apart (bassin de Tianzhu, traversé par le profil ouest), en push-up (massif du Hasi Shan, immédiatement à l'est du profil est), des changements de direction (d'ouest en est, la faille se courbe progressivement vers le sud, contournant le bloc de l'Ordos à l'est) et de pendage (plutôt vertical au niveau du profil ouest, devenant progressivement sud vers l'est). Au niveau du bassin de Tianzhu, la trace de la faille n'est pas unique. Au sud et sud-est du bassin, au sud de la faille majeure, une faille secondaire est cartographiée (figure 3.5). Cette faille secondaire et la faille principale se rejoignent sans doute en profondeur par une structure en fleur. La largeur de la zone de faille dans cette région est donc d'une dizaine de kilomètres. Au niveau du profil de Jingtai et plus à l'est, la faille se divise en plusieurs branches (figure 3.4), actives ou non (voir le dernier chapitre de cette thèse). Le push-up du Hasi Shan, recoupé par la faille active principale, constitue une structure large d'une vingtaine de kilomètres, à proximité du profil est du réseau local GPS (ce profil se termine d'ailleurs au nord près d'un bassin en pull-apart sur la faille de Gulang, autre complexité locale). Ainsi, tout le long de la faille, dont la trace active majeure est bien identifiée, des complexités géométriques et des failles

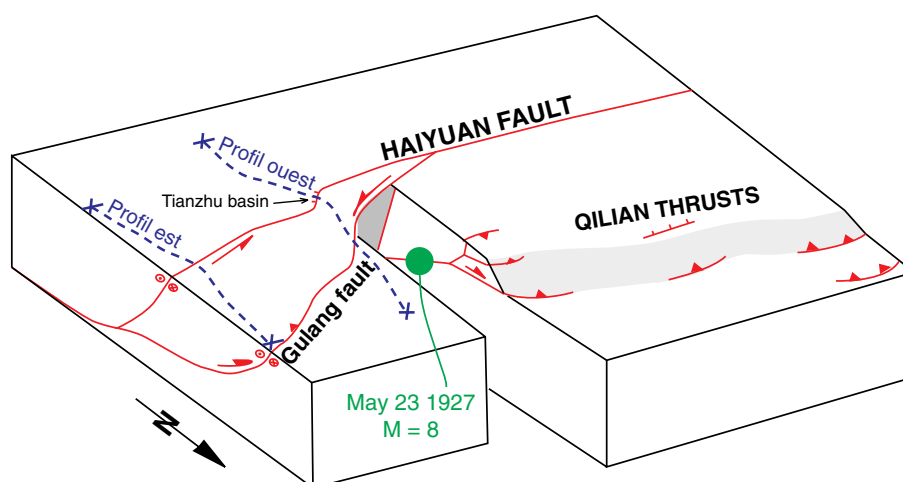


FIG. 3.24: Géométrie 3D de la faille de Haiyuan, d'après *Gaudemer et al.* [1995]. Les positions des profils du réseau local sont repérées en trait pointillé bleu.

secondaires existent, reliées à la faille principale en profondeur. Le comportement de cette structure relativement complexe en surface, de largeur variable, lors de l'accumulation de la déformation intersismique, est sans doute complexe également.

(2) Des **rotations** relatives entre les blocs situés de part et d'autre de la faille, peuvent également se superposer aux mouvements décrochants attendus.

(3) On ne peut exclure enfin l'existence de **phénomènes transitoires** complexes dans l'accumulation de la déformation intersismique (en fonction par exemple de la phase du cycle sismique de la faille dans laquelle elle se trouve [e.g. *Savage and Prescott*, 1978]), induisant à la fois des variations dans le temps de la vitesse de déformation (d'où possibilité d'obtenir des vitesses GPS différentes des vitesses tectoniques moyennes), et, à une époque donnée, des différences avec un modèle simple "en arctangente" du champ de vitesse. L'influence des séismes de $M \simeq 8$ de 1920 et 1927 à proximité de la lacune (figure 2) n'est peut être pas à négliger.

Pour finir, nous pouvons comparer nos résultats à ceux obtenus récemment par *Bendick et al.* [2000] sur la faille de l'Altyn Tagh, à l'ouest de la faille de Haiyuan, à la limite entre le Tibet et le bassin du Tarim. Un profil GPS traversant la faille de l'Altyn Tagh a été mesuré en 1994 et 1998. Le champ de vitesse obtenu est présenté figure 3.25. Les auteurs en déduisent une vitesse de déformation actuelle de la faille, sénestre, de 9 ± 5 mm/an, très inférieure aux estimations déduites d'études tectoniques, de l'ordre de 25 mm/an [*Mériaux et al.*, 1998]. La vitesse d'une station (PAXI) est cependant exclue du calcul de cette vitesse de déformation. Si l'on prend en compte la vitesse de cette station, installée sur le socle précambrien stable, on peut remarquer que le champ de vitesse obtenu se rapproche de celui observé à proximité de la faille de Haiyuan : les plus fortes différences de vitesse

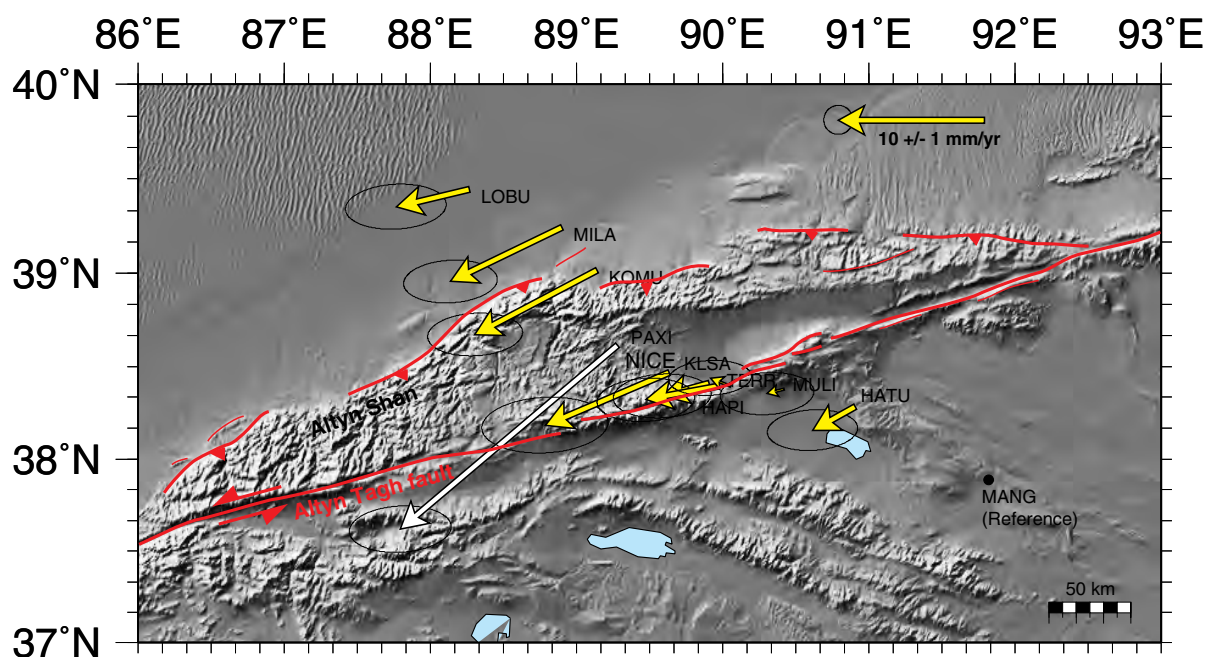


FIG. 3.25: Champ de vitesse obtenu le long d'un profil GPS au travers de la faille de l'Altyn Tagh (Nord Tibet), après deux campagnes de mesures (1994-1998), par *Bendick et al.* [2000]. La flèche blanche indique le vecteur vitesse exclu du calcul de la vitesse de déformation actuelle de la faille.

(compatibles avec les estimations géologiques) sont observés à proximité de la faille, de part et d'autre de celle-ci, tandis que les différences de vitesse entre les points les plus éloignés du profil sont moindres. Cette similitude peut être fortuite mais peut également être significative d'une déformation particulière autour de ces deux failles. Une autre similitude, de structure, est à remarquer : de même que les failles de Gulang et Haiyuan isolent un bloc tectonique intermédiaire (figure 3.24), une faille inverse au nord de l'Altyn Tagh rejoint celle-ci en profondeur, donnant naissance au massif de l'Altyn Shan (figure 3.25). Pour ces deux études, il apparaît avant tout nécessaire de confirmer (ou non) les résultats actuels par des campagnes ultérieures.

Concernant la faille de Haiyuan, on ne peut donc que recommander la réalisation d'une campagne future, espacée d'au moins trois-quatre ans de la dernière campagne 1999, de qualité au moins égale à celle de 1999 (avec des sessions de nuit et des mesures sur plusieurs jours consécutifs). La mesure des lignes de base reliant les points extrêmes des profils, négligée (pour des raisons logistiques) dans les campagnes précédentes, devra être particulièrement soignée. Des stations supplémentaires, installées en 1999 (figure 3.4) permettront de densifier les observations sur le profil ouest.

Chapitre 4

Début du fonctionnement, rejet fini et extension de la faille

4.1 Introduction

Nous avons jusqu'à maintenant étudié le comportement de la faille de Haiyuan à des échelles de temps allant de quelques vingt milliers d'années à quelques centaines d'années voire quelques années, depuis la fin du Pléistocène jusqu'à aujourd'hui. Ce dernier chapitre est consacré à l'histoire plus ancienne de la faille, observée sur les dix derniers millions d'années. Nous allons nous intéresser plus particulièrement aux questions suivantes, étroitement reliées : depuis quand fonctionne la faille, quel est son rejet total et jusqu'où s'étend t-elle ? Ces trois questions apparaissent en effet essentielles à la compréhension du rôle joué par la faille de Haiyuan dans l'accommodation de la déformation liée à la collision Inde-Asie. À ce jour, les réponses proposées demeurent largement controversées. Suivant les auteurs, l'estimation du rejet total de la faille varie entre environ 15 km [*Burchfiel et al.*, 1991] et 100 km [*Gaudemer et al.*, 1995], la faille commence à fonctionner au début du Pléistocène ($\simeq 2$ Ma, [*Burchfiel et al.*, 1991]) ou dès la fin du Miocène ($\simeq 10$ Ma, [*Gaudemer et al.*, 1995]), et la faille s'étend à l'est jusqu'au nord du Liupan Shan seulement [*Burchfiel et al.*, 1991; *Zhang et al.*, 1991] ou jusqu'au Qinling Shan [*Peltzer et al.*, 1985; *Zhang et al.*, 1995].

Pour permettre de trancher entre ces différents scénarios, une étude de longue haleine est nécessaire, que nous avons débutée et dont nous présentons ici les résultats préliminaires. Dans un premier temps, nous dresserons un bilan critique des études antérieures, basé sur notre cartographie des failles et de la géologie dans la région de la faille de Haiyuan, réalisée au cours de plusieurs missions de terrain le long de plus de 300 km de faille, sur l'analyse des cartes topographiques (au 1/50000ème) et géologiques (au 1/200000ème), et des images

SPOT, Landsat et DISP. Puis nous proposerons de nouveaux éléments de réponse et pistes de recherche.

4.2 Revue des études antérieures

Les larges incertitudes concernant l'histoire géologique, et plus particulièrement le rejet total, de la faille de Haiyuan ne sont pas spécifiques à l'étude de cette faille. Pour ne citer que quelques exemples, le déplacement fini sur la faille décrochante dextre du Karakorum est ainsi estimé entre $\simeq 70$ km et 1000 km [e.g. *Murphy et al.*, 2000; *Gaudemer et al.*, 1989; *Ratschbacher et al.*, 1994; *Peltzer and Tapponnier*, 1988], celui sur la faille de l'Altyn Tagh (sénestre) entre 60 km [*Wang*, 1997] et 600 km [*Peltzer and Tapponnier*, 1988], celui sur la faille du Fleuve Rouge (dextre) entre 100 km [*Wang and Burchfiel*, 1997] et 1200 km [e.g. *Yang and Besse*, 1993; *Leloup et al.*, 1995] et celui sur la faille Nord-Anatolienne (dextre) entre $\simeq 25$ km et 90 km [e.g. *Barka*, 1992; *Sengör et al.*, 1985; *Hubert-Ferrari*, 1998], bien qu'il soit mieux contraint désormais dans la partie occidentale de la faille, dans la région de la mer de Marmara (85 km de rejet accumulé depuis 5Ma, [*Armijo et al.*, 1999]).

La difficulté à contraindre le déplacement total le long d'une faille est liée notamment à la difficulté d'identifier des marqueurs fiables du rejet. Un marqueur morphologique potentiel est le décalage d'un grand fleuve par une faille décrochante [*Gaudemer et al.*, 1989]. Il fournit une estimation du décalage cumulé le long de cette faille depuis la mise en place de son système de drainage. Ce décalage peut cependant être bien inférieur au rejet total de la faille depuis le début du fonctionnement de celle-ci. De plus, la réaction d'un fleuve à une sollicitation tectonique extérieure, telle un glissement le long d'une faille recoupant le cours du fleuve, reste un phénomène encore mal compris, encore à l'étude [*Armstrong & Métivier*, *comm. personnelle*]; l'interprétation du décalage apparent d'un fleuve au travers d'une faille peut donc être biaisée. Certaines structures géologiques particulières (plis, sutures, discordances, unités géologiques rares...) décalées par une faille sont également des marqueurs du rejet total des failles couramment utilisés. La mise en correspondance de marqueurs géologiques de part et d'autre de la faille nécessite cependant une bonne description des faciès géologiques présents dans la région d'étude et une bonne connaissance de leurs âges. La rétrodéformation de ces marqueurs géologiques, pour retrouver leur structure initiale, avant décalage par la faille, est toujours délicate : s'ils sont aujourd'hui à l'affleurement, leur mode de mise en place et de mise à l'affleurement, l'érosion qu'ils ont subie, de même que leur paléoforme et leur extension initiale, sont le plus souvent mal connus. Le repérage même de tels marqueurs peut être rendu difficile, en particulier dans la région que nous allons étudier, où le loess cache en partie les affleurements de formations géologiques plus anciennes. Une autre condition nécessaire, rarement satisfaite, à l'étude des déplacements finis le long d'une faille est de bien connaître la segmentation de la faille et surtout l'évolution de cette segmentation au cours du temps, ce qui nécessite

notamment une cartographie précise des différentes branches de la faille, actives et abandonnées. Étant bien conscients des problèmes qui se posent dans la description de l'histoire géologique d'une faille, à l'échelle de plusieurs millions d'années, nous aborderons le cas de la faille de Haiyuan, en confrontant les travaux de *Burchfiel et al.* [1991]; *Zhang et al.* [1991], d'une part (paragraphe 4.2.1), et *Gaudemer et al.* [1995], d'autre part (paragraphe 4.2.2), au regard de nos propres observations de terrain.

4.2.1 Un rejet fini de 15 km le long de la faille de Haiyuan, accumulé depuis 2 Ma ? [*Burchfiel et al.*, 1991]

4.2.1.1 Zone d'étude sélectionnée

Le segment est de la faille de Haiyuan, à l'est du Fleuve Jaune vers 104.25°E, est divisé en plusieurs branches. La faille principale, rompue lors du séisme de 1920, recoupe en son milieu le massif du Hasi Shan, push-up localisé dans une zone de transpression, alors que l'orientation de la faille principale passe de N105E à l'ouest du massif, à N115E à l'est (figure 4.1a et b). Plus à l'est, elle borde au sud le massif du Huangjiawa Shan (culminant à $\simeq 2670$ m d'altitude) puis se sépare en deux branches vers 105.25°E. La branche nord, après un saut en relais sénestre à l'origine de la formation du bassin en pull-apart du Salt Lake (dont le niveau de base est à 2000 m d'altitude), rejoint la faille recoupant le nord du Huangjiawa Shan. Elle borde ensuite au nord le Xihua Shan (culminant à 2700 m) et le Nanhua Shan (culminant à 2955m), deux massifs séparés par un ancien bassin en pull-apart [*Tian et al.*, 1999]. Elle est essentiellement décrochante, à pendage légèrement sud. Vers 105.6°E, elle se connecte à la faille sénestre de Xiao Kou, qui rejoint au sud-est le massif du Liupan Shan. Elle se termine à l'est par une série de chevauchements nord-sud, bordant à l'est le Nanhua Shan et de part et d'autre le massif crétacé du Madong Shan, vers 106.2°E (figure 4.1b). La branche sud borde au sud le bassin du Salt Lake puis les massifs du Xihua et Nanhua Shan, où elle prend une composante de mouvement chevauchante. Immédiatement à l'est du Hasi Shan, depuis le sud du Kala Shan, s'étend une autre branche de la faille de Haiyuan, d'orientation N130E, à pendage vertical à nord, essentiellement chevauchante en bordure sud du Quwu Shan et du Yueliang Shan (figure 4.1b). Sa trace, entre ces massifs et plus à l'est, du fait de la couverture loessique, est plus difficilement repérable sur les images SPOT et les cartes topographiques au 1/50000ème.

L'étude de *Burchfiel et al.* [1991] est concentrée sur une zone d'environ 60 km de long et de 2 à 7 km de large, le long du segment de la faille rompu lors du séisme de 1920, depuis la bordure ouest du bassin du Salt Lake jusqu'à la bordure est du Nanhua Shan (figure 4.1b). Quelques remarques préliminaires sur le choix même de cette zone d'étude s'imposent. La longueur de la zone d'étude sélectionnée, correspondant à peine à 7% de la longueur totale de la faille, limitée pour des raisons logistiques à la seule province du Ningxia, interdit toute possibilité de déceler un rejet fini plus important que 60 km. De

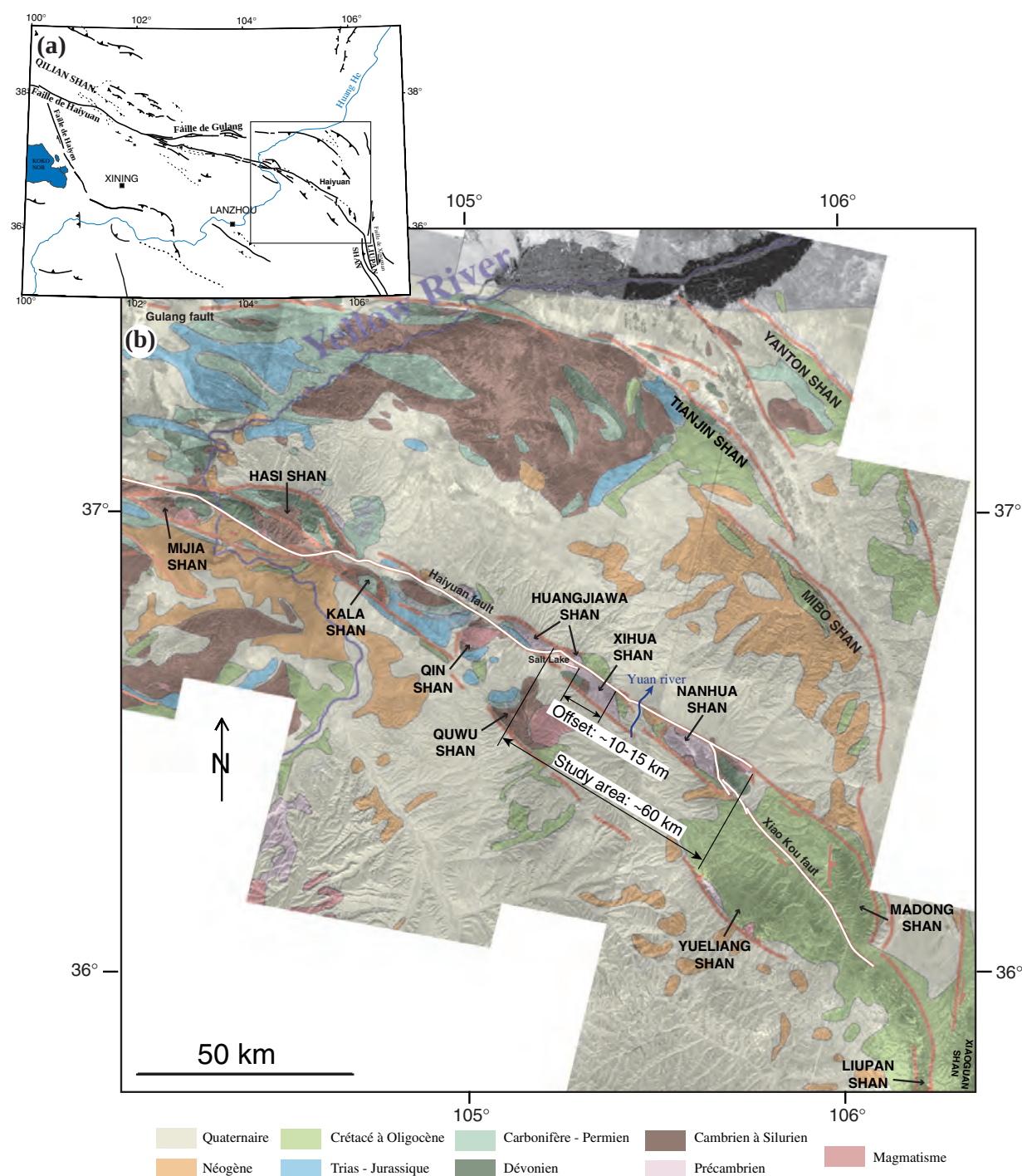


FIG. 4.1: (a) Carte tectonique du système de failles de Haiyuan. Le cadre noir indique la position de la figure (b), carte géologique simplifiée, d'après *Gansu Geological Bureau* [1975a], superposée à une mosaïque d'images SPOT, couvrant le segment est de la faille de Haiyuan. Les segments de failles rompus lors du séisme de 16/12/1920 ($M \geq 8$) sont soulignés en blanc. La longueur des zones d'étude et de mesure du rejet fini de la faille par *Burchfiel et al.* [1991] sont indiquées.

plus, dans la région située au nord du segment de faille étudié, le loess, déposé depuis la fin du Pliocène vers 2.5 Ma [e.g. *Gu et al.*, 1996], recouvre presque entièrement les formations antérieures, à quelques affleurements discontinus près, comme reconnu par les auteurs, laissant peu d'opportunités pour repérer des marqueurs potentiels du rejet fini de la faille. En particulier, la largeur maximum d'affleurement au nord de la faille n'est que de 1.5 km. Le fait que plusieurs branches de faille coexistent dans la région d'étude implique que le rejet total de la faille se répartisse sur l'ensemble de ces branches, et non pas seulement sur le segment de faille étudié par *Burchfiel et al.* [1991], rompu en 1920. À proximité même de ce segment, on peut également envisager l'existence de segments plus anciens que le segment actif actuel, aujourd'hui abandonnés, le long desquels le déplacement total accumulé serait significativement plus grand que celui mesuré par *Burchfiel et al.* [1991]. Cette hypothèse est d'ailleurs parfois évoquée par ces auteurs, nous y reviendrons, sans qu'ils en mesurent les conséquences quant à l'interprétation de leurs mesures de décalages de structures géologiques.

4.2.1.2 Histoire géologique de la faille et marqueurs du rejet fini proposés

Burchfiel et al. [1991] distinguent les différentes unités géologiques suivantes (figure 4.2) :

- (1) des roches dites pré-Siluriennes, métamorphiques, plissées, essentiellement composées de schistes, gneiss (unité PSgn), quelques rares amphibolites (unité PSa), et de marbre et quartzite (unité PSm), intrudés par endroits par des granodiorites,
- (2) en discordance sur ces unités, des conglomérats Silurien (Srb) et Dévonien (Dcg), de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, dont le dépôt est postérieur au métamorphisme des formations plus anciennes,
- (3) des roches tertiaires, constituées de bancs fins de sables, limons, grès et conglomérats, Éocène à Miocène, de 3 km d'épaisseur totale, en discordance sur les formations antérieures, et d'un épais conglomérat Pliocène (Pcg) -conglomérat de "Dagoumen", du nom du village situé immédiatement au nord des affleurements-, de 200 m d'épaisseur minimum, contenant des débris de toutes les unités plus anciennes observées dans la région d'étude,
- (4) des conglomérats et loess Quaternaires, considérés comme non plissés.

Différentes phases de déformation sont distinguées. Les dépôts fins, continus, des formations Éocène à Miocène, que l'on retrouve identiques dans toute la province du Ningxia, semblent typiques d'un environnement de dépôt sur relief plat, non soumis à une déformation régionale. Une première phase de déformation, postérieure à ces formations, est supposée débiter au Pliocène ($\simeq 5.5$ Ma) ou au début du Quaternaire (2 Ma). Il s'agit d'une phase de compression, dû à un raccourcissement de direction NE-SW. Le conglomérat de Dagoumen, considéré comme Pliocène, plissé, atteste de la formation et de l'érosion de hauts reliefs antérieurs et/ou contemporains de son dépôt, au cours de cette première phase de compression. Toutes les formations plus anciennes que ce conglomérat,

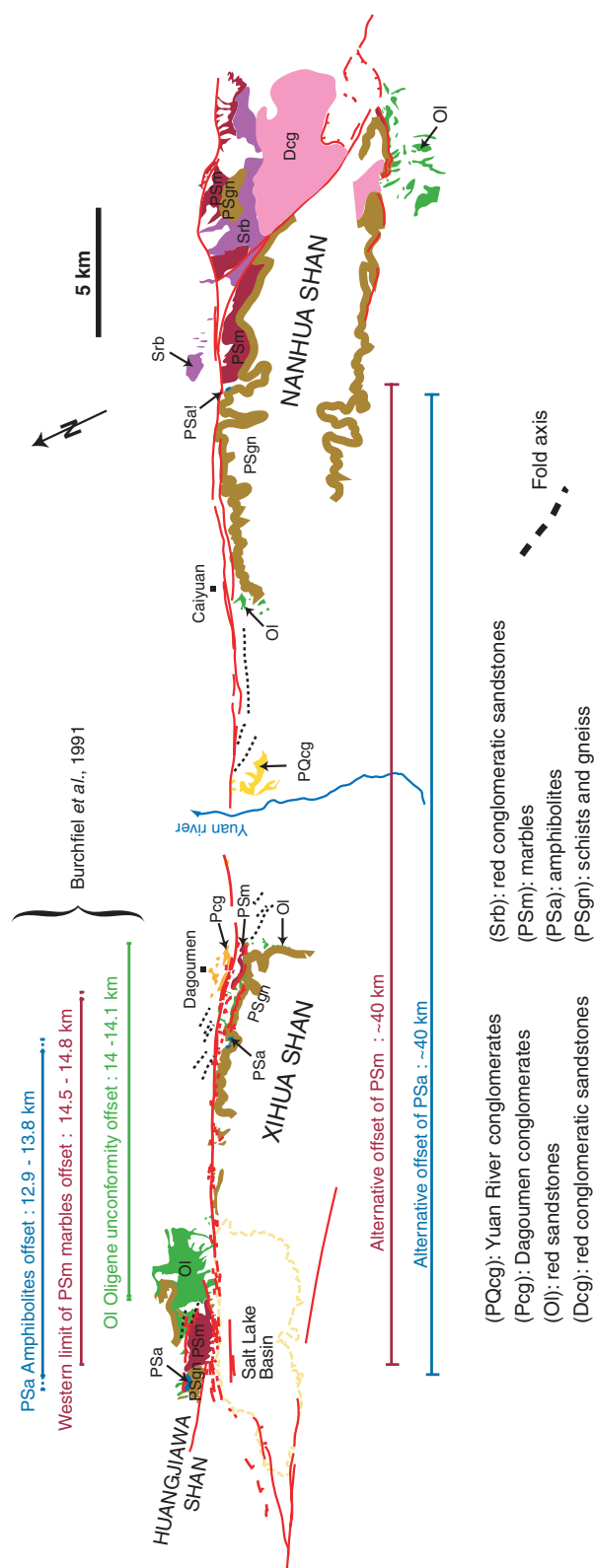


FIG. 4.2: Carte géologique d'après *Burchfiel et al.* [1991]. Les marqueurs du rejet fini de la faille considérés par ces auteurs comme les plus fiables sont repérés en haut de la carte. Nous remarquons, en bas de la carte, que d'autres mesures de ce rejet pour ces mêmes marqueurs auraient pu être proposées.

affleurant du nord du bassin du Salt Lake au nord du Xihua Shan, apparaissent également plissées selon un axe $\simeq$ N125E à N155E, compatible avec la direction de compression proposée. Ce plissement, à quelques rares exceptions près, est supposé antérieur à la seconde phase de déformation, en décrochement sénestre pur, liée au début du fonctionnement de la zone de faille au début du Pléistocène (entre 2.1 et 1.5 Ma). Le non plissement observé des formations Quaternaires, seulement décalées le long de la faille de manière sénestre (même si elles apparaissent parfois "légèrement basculées ou plissotées"), est l'argument principal utilisé pour justifier un scénario de déformation régionale en deux phases distinctes non corrélées. Plusieurs branches de failles décrochantes s'initient au début de cette seconde phase de déformation, sur une largeur d'environ 25 km (largeur de la zone de faille actuelle, figure 4.1b). Les deux branches les plus au nord se connectent en formant le bassin en pull-apart du Salt Lake, au Pleistocène inférieur à moyen (avant le dépôt du loess observé au sud du bassin).

La mesure du rejet de la faille par *Burchfiel et al.* [1991], le long du segment s'étendant depuis le nord ouest du Salt Lake vers l'est, est effectuée en raccordant de part et d'autre de la faille certains contacts et structures géologiques (figure 4.2). Les valeurs du rejet obtenues varient entre 10.5 et 15.5 km, dont celles considérées comme les mieux contraintes entre 12.9 et 14.8 km, mesurées au nord et au sud de la faille entre les limites ouest d'affleurement des marbres PSm, les deux seuls affleurements d'amphibolites PSa cartographiés et les bases de la discordance Oligocène. En considérant un début du fonctionnement de la faille depuis la fin du Pliocène-début Pléistocène, ces valeurs de rejet permettent de calculer une vitesse de faille comprise entre 5, voire 7 mm/an et 10 mm/yr, en accord avec la vitesse proposée sur ce même segment de faille par *Zhang et al.* [1988a] (8 ± 2 mm/an), basée sur la mesure de décalages de chenaux fluviaux incisés dans des terrasses dont l'âge est contraint par ^{14}C .

Le rejet sénestre total le long de la faille est considéré comme entièrement absorbé par un raccourcissement est-ouest le long de chevauchements nord-sud, à l'est et au sud-est de la zone de failles décrochantes d'Haiyuan, dans les massifs du Liupan Shan, Xiaoquan Shan et Madong Shan (figure 4.1b), dont la déformation est jugée contemporaine de celle observée dans la région d'Haiyuan. Les $\simeq$ 15 km de rejet, considéré comme le rejet total, mesuré le long de la faille de Haiyuan, correspondent environ au raccourcissement total mesuré dans le Liupan Shan [*Zhang et al.*, 1991], sur la base de coupes rétrodéformées.

Doit-on considérer comme fiables l'ensemble de ces arguments, en faveur d'un début de fonctionnement récent de la faille de Haiyuan, de l'ordre de 2 millions d'années, et d'un faible déplacement vers l'est de la bordure nord-est du Tibet, relativement à la plateforme de Gobi ? C'est ce que nous allons maintenant discuter.

4.2.1.3 Discussion

• **Début de la déformation régionale** Une première remarque concerne les âges des unités géologiques utilisées pour contraindre l'histoire géologique de la faille. Aucun n'est directement contraint. Les âges sont déduits par corrélation entre les roches de la zone d'étude et d'autres du même type répertoriées dans les provinces du Gansu ou Ningxia, fossilifères ou non. D'après *Burchfiel et al.* [1991], aucun indice de déformation n'est visible avant la fin du Pliocène, époque du dépôt du conglomérat de Dagoumen (Pcg, figure 4.2). Or l'âge de ce conglomérat est sans doute l'un des plus mal contraints de toutes les formations répertoriées. Il n'est déterminé que par corrélation avec des roches semblables Pliocène du Ningxia, non fossilifères. Il apparaît toutefois par endroit semblable au conglomérat Plio-Quaternaire présent dans la vallée de la Yuan River (PQcg, figure 4.2), pré à intra loess, soit déposé à partir d'environ 2.5 Ma [e.g. *Gu et al.*, 1996]. L'origine tectonique de ces conglomérats, cependant, n'est pas démontrée. Une origine climatique, en relation avec le début des glaciations quaternaires, est tout aussi plausible. Des conglomérats "climatiques" de ce type ("Xiyu, Q1 conglomerates") sont en effet observés aux piedmonts de toutes les grandes chaînes de montagne du nord-est du Tibet. Au vu des éléments fournis, la déformation régionale pourrait en fait débiter dès la fin du Miocène, avant 5.3 Ma. Les limons et grès en bancs fins Oligocène et Miocène, quant à eux datés par corrélation avec des roches du même âge fossilifères, paraissent effectivement caractéristiques d'un environnement de dépôts non affecté par une tectonique régionale, la partie supérieure affleurante du Miocène étant cependant légèrement conglomératique (de type fluviatile, à galets roulés).

En bordure est du Nanhua Shan, nous avons prélevé, dans des granites intrusifs dans des marbres, des échantillons pour datation par traces de fission sur apatites (figure 4.3). Ces datations ont été réalisées par Marc Jolivet, du laboratoire GTS de l'Université de Montpellier. Elles nous fournissent une information sur les derniers stades d'exhumation de la roche échantillonnée, à des températures en dessous de 200°C. Les âges moyens obtenus pour les échantillons NH20 et NH2 sont respectivement de 55.5 ± 5.5 Ma et 19.2 ± 4.6 Ma mais ces âges ne donnent qu'une estimation très grossière de la période d'exhumation. Plus importante est la modélisation de l'histoire thermique des roches échantillonnées, qui n'a pu être réalisée que pour l'échantillon NH20. Elle montre une exhumation (un refroidissement) à partir de 17 ± 6 Ma (figure 4.4), pouvant correspondre à un début de soulèvement tectonique dans la région, bien que le taux d'exhumation moyen correspondant soit assez faible : 0.18 mm/an, avec un taux de refroidissement de l'ordre de 4.5°C/Ma et un gradient géothermique de 25°C/km.

Une déformation dans la région d'Haiyuan dès le Miocène supérieur (11.2-5.3 Ma), soit bien avant 2 Ma comme proposé par *Burchfiel et al.* [1991], semble donc possible.

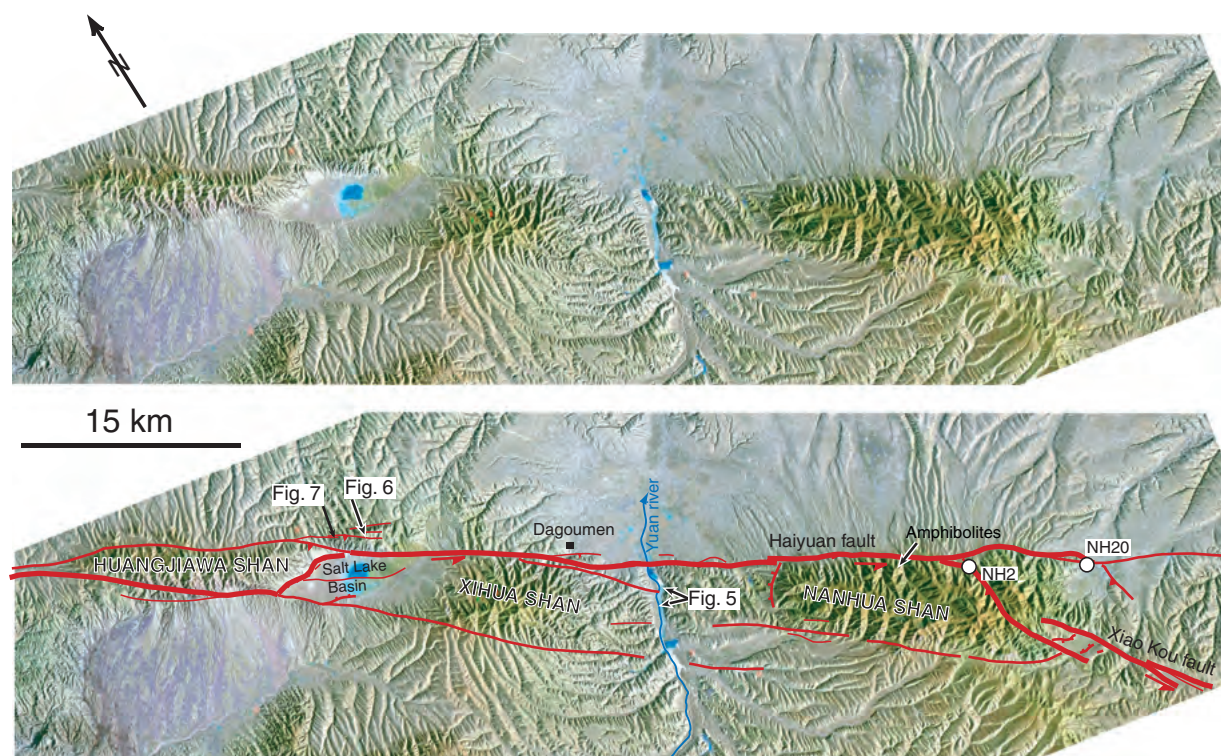


FIG. 4.3: Image Landsat TM5 130-35, couvrant la zone d'étude de *Burchfiel et al.* [1991] et cartographie des failles à partir de nos observations de terrain, de l'analyse des images Spot et Landsat et des cartes topographiques au 1/50000ème. Un boudin d'amphibolites que nous avons identifié au nord du Nanhua Shan, non cartographié par *Burchfiel et al.* [1991], est localisé par une flèche. Son existence vient contredire la mesure du rejet fini de la faille par *Burchfiel et al.* [1991] à partir des amphibolites du Huangjiawa Shan et du Xihua Shan (figure 4.2). Les échantillons NH2 et NH20 de granites datés par traces de fission sur apatites (figure 4.4) sont repérés par des ronds blancs.

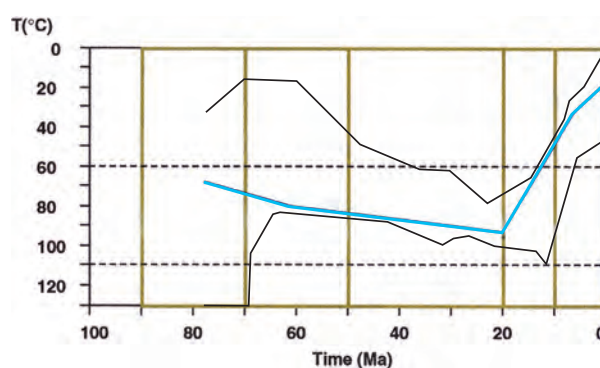


FIG. 4.4: Modélisation de l'histoire thermique (courbe moyenne en bleu et enveloppe de toutes les courbes en noir) de l'échantillon NH20 -granite intrusif dans des marbres (figure 4.3). Son exhumation débute à 17 ± 6 Ma. [*Jolivet, communication personnelle*].

• **Existe-t-il plusieurs phases distinctes de déformation ?** L'argument principal pour évoquer l'existence de deux phases distinctes de déformation, une première de raccourcissement NE-SW, une seconde de décrochement sénestre, est que les formations quaternaires sont non plissées, en discordance sur les formations plus anciennes plissées. Nos observations de terrain montrent au contraire que les dépôts quaternaires sont plissés. À titre d'exemple, nous présentons figure 4.5 une structure anticlinale d'axe NW-SE et des bancs à pendage fort dans le loess recouvrant les conglomérats Plio-Quaternaires de la vallée de la Yuan River (figures 4.2 et 4.3).

Burchfiel et al. [1991] excluent l'hypothèse du rôle de la faille de Haiyuan dans le plissement des roches Précambriennes à Tertiaires, en remarquant que le plissement de ces formations n'est pas accentué à proximité de la faille. Nous constatons, au contraire, que ces plis, observés depuis le Huangjiawa Shan jusqu'à la bordure ouest du Nanhua Shan (en pointillés noirs sur la figure 4.2), sont tous situés à moins de 2 km de la trace principale de la faille, une distance du même ordre de grandeur que la largeur estimée de la zone de failles, sachant que les traces de rupture associées au séisme de 1920 sont réparties sur une largeur de 100 m à 1 km. De plus, les plis sont localisés dans des zones de relais en transpression de la faille, en particulier au nord du bassin du Salt Lake et au sud de Dagoumen (figures 4.2 et 4.3). L'existence de ces plis nous semble donc uniquement reliée à l'activité de la faille sénestre. L'orientation de leur axe, NW-SE, formant un angle de 0 à 45° avec la faille, est d'ailleurs parfaitement compatible avec une déformation liée à un décrochement sénestre, comme reconnu par *Burchfiel et al.* [1991]. À l'heure actuelle, tout le long de la faille, plissement et glissement sénestre coexistent, particulièrement au niveau des coudes transpressifs, donnant naissance à tous les massifs qui jalonnent la trace de la faille, dont le plus bel exemple est le Hasi Shan [*Gaudemer et al.*, 1995].

Un scénario de déformation en deux phases successives, plissement puis décrochement, nous paraît donc non nécessaire et non fondé.

• **Rejet fini de la faille** Le rejet fini de la faille de Haiyuan est mesuré par *Burchfiel et al.* [1991] entre des marqueurs situés dans le Huangjiawa Shan, au nord du bassin du Salt Lake, et leur correspondant au nord-ouest du Xihua Shan, au sud et sud-ouest de Dagoumen, soit au niveau de structures en "push-up" ou boudins le long de la faille, que nous avons pu observer sur le terrain (figures 4.2 et 4.3). La déformation des roches dans la zone de failles au niveau de ces deux massifs suggère l'existence d'une large zone de cisaillement, avec plusieurs branches de failles coexistantes. Nous avons notamment repéré au nord du Huangjiawa Shan un miroir de faille dans les marbres (figures 4.6 et 4.3). La faille principale actuelle ne correspond donc probablement pas à la faille active depuis l'initiation du mouvement décrochant dans la région, et les décalages des marbres, des amphibolites et de la discordance Oligocène mesurés ne permettent pas d'estimer le rejet total de la zone de failles, mais seulement une partie de ce rejet. L'existence possible d'une autre branche de faille située plus au nord de la zone de failles actuelle, sous le loess, est



FIG. 4.5: Dans la vallée de la Yuan river (figure 4.3), vue vers l'est-sud-est (a) d'un anticlinal dans le loess et (b) du flanc sud d'un synclinal dans le loess (on notera les pendages forts à plus de 45°).



FIG. 4.6: Miroir de faille N130E, à pendage 75° N et stries à 20° vers le NW, dans les marbres au nord du Huangjiawa Shan (figure 4.3).

d'ailleurs suggérée par *Burchfiel et al.* [1991] eux-mêmes, pour expliquer le faible décalage apparent d'un affleurement de grès rouges (Srb, figure 4.2) au nord de la faille actuelle, à peine quelques kilomètres au nord-ouest de leur équivalent potentiel au sud de la faille, en bordure nord-est du Nanhua Shan.

La validité même des mesures de décalage proposées par *Burchfiel et al.* [1991] est contestable. L'Oligocène, d'une part, apparaît fortement replissé (figure 4.7), en contact soit discordant soit faillé avec les formations antérieures (figure 4.2). Nous pouvons constater d'autre part que les marbres PSm, de même que les schistes et gneiss PSgn affleurent sur une bande d'environ 75 km de long et 5 km de large dans les massifs du Nanhua, Xihua et Huangjiawa et même plus à l'ouest (figures 4.1 et 4.2). Ils n'affleurent cependant dans la région au nord de la faille actuelle, pratiquement totalement recouverte de loess, qu'à la faveur d'une zone de transpression au nord du Salt Lake. Dans ce contexte, il paraît difficile de mettre en correspondance sans ambiguïtés de mêmes contacts stratigraphiques ou faciès de part et d'autre de la faille. Par exemple, au nord-est du Nanhua Shan, un contact Psm/PSgn affleure au sud de la faille (figure 4.2). Il pourrait correspondre au même contact au nord du Salt Lake. Son décalage serait alors de 40 km, soit supérieur à celui



FIG. 4.7: Pli couché déversé dans l'Oligocène à gypse du Huangjiawa Shan, au nord du bassin du Salt lake. Cette formation est semblable à celle observée à 50 km plus au sud est, au sud-est du Nanhua Shan (figure 4.2).

de 15 km mesuré par *Burchfiel et al.* [1991]. Dans le Nanhua Shan également, nous avons observé des boudins d'amphibolites, également à environ 40 km à l'est des amphibolites cartographiées dans le Huangjiawa Shan par *Burchfiel et al.* [1991] (figures 4.3 et 4.2).

La correspondance entre les 15 km de décalage de différents marqueurs géologiques et la valeur du rejet total de la faille de Haiyuan n'est donc pas clairement établie. Certaines observations de *Burchfiel et al.* [1991] paraissent même en faveur de l'existence d'un rejet total supérieur à la largeur de leur zone d'étude. Ainsi, les conglomérats Srb et Dcg affleurant à l'est du Nanhua Shan contiennent des débris de roches non répertoriées dans la zone d'étude (figure 4.2). Les conglomérats observés au sud du Salt Lake quant à eux ne contiennent aucun fragment de marbre, constituant pourtant la source potentielle de ces conglomérats à l'ouest du Salt Lake, en considérant un rejet total de la faille de 15 km.

• **En résumé** Cette analyse nous conduit à proposer les hypothèses suivantes : (1) l'activation de la faille de Haiyuan est antérieure au Quaternaire, (2) son rejet total est supérieur à 15 km et sans doute à 60 km, longueur de la zone d'étude présentée ci-dessus. Un tel

scénario serait plus proche de celui proposé par [Gaudemer et al., 1995], que nous allons maintenant exposer. Dès lors que l'on considère un déplacement fini le long de la faille de Haiyuan bien supérieur à la valeur estimée par Burchfiel et al. [1991], ce déplacement ne peut plus être considéré comme totalement absorbé par le raccourcissement dans le Liupan Shan et le Madong Shan [Burchfiel et al., 1991; Zhang et al., 1991] (voir paragraphe 4.2.1.2). Ce problème sera discuté ultérieurement.

4.2.2 Un décalage du Fleuve jaune par la faille d'environ 95km, accumulé depuis 10 Ma ? [Gaudemer et al., 1995]

4.2.2.1 Observations rapportées

Le Fleuve Jaune prend sa source au nord-est du Plateau Tibétain, à $\simeq 4800$ m d'altitude, et parcourt plus de 5500 km avant de déboucher dans la mer de Bohai en Chine du Nord. Au passage de la faille de Haiyuan, avant de contourner le bloc de l'Ordos (figure 1), le fleuve forme une boucle sigmoïdale, symétrique de part et d'autre de la zone de faille, remarquable aussi bien sur les images satellites que dans la topographie (figures 4.8 et 4.9). Gaudemer et al. [1995] interprètent cette courbe en S du cours du fleuve comme la marque du décalage sénestre du fleuve par la faille de Haiyuan, mesuré à 95 ± 15 km d'après la direction des rives du fleuve loin de la faille et à 45 ± 5 km d'après la direction de ses rives à proximité de la faille (figure 4.8).

Avec une vitesse de glissement le long de la faille estimée par ces auteurs à 11 ± 4 mm/an (que nous avons confirmée, voir chapitre 2.2), les 95 ± 15 km correspondraient au rejet accumulé depuis la fin du Miocène ou au moins depuis le début du Pliocène (8.6 ± 4.5 Ma), et seraient une borne inférieure du rejet total de la faille depuis le début de son fonctionnement [Gaudemer et al., 1989], et les 45 ± 5 km seraient d'âge Plio-Quaternaire (4.1 ± 1.9 Ma) [Gaudemer et al., 1995].

4.2.2.2 Discussion

• **Age du Fleuve Jaune** Un élément important pour valider ou non l'hypothèse présentée par Gaudemer et al. [1995] est de savoir quel est l'âge du Fleuve Jaune et depuis quand ce fleuve recoupe la faille de Haiyuan. Entre 300 et 100 km à l'ouest de Lanzhou, le fleuve traverse une succession de bassins d'âge Cénozoïque supérieur [Métivier, 1996; Meyer et al., 1998], dont les bassins de Gonghe, Guide, Gandu et Linxia, séparés par des chaînons montagneux en surrection. Dans ces bassins, le fleuve a déposé puis abandonné jusqu'à sept niveaux de terrasses emboîtées, dont les plus hautes se situent à plusieurs centaines de mètres au dessus du niveau du cours actuel du fleuve, et formé de profondes gorges au

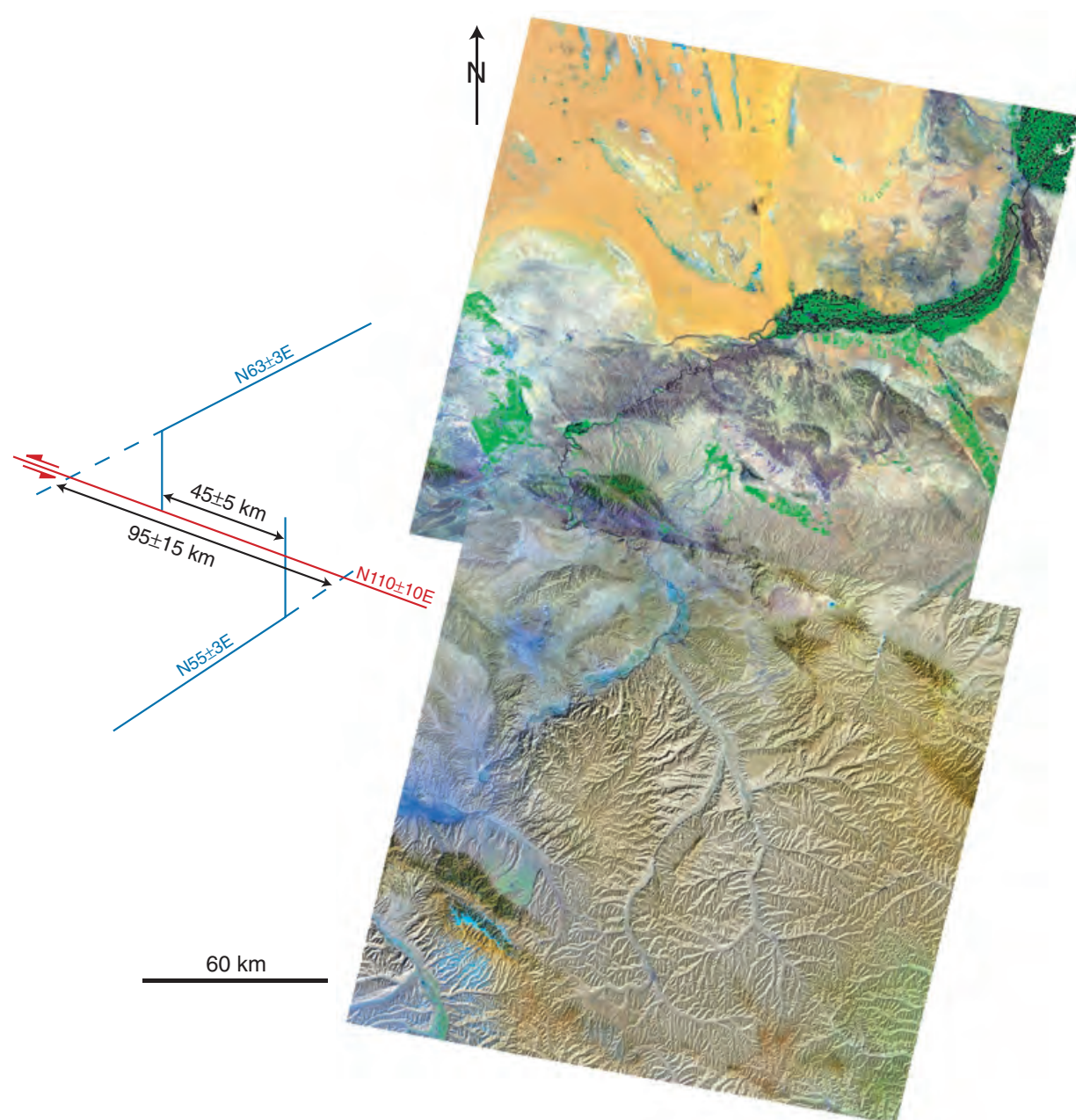


FIG. 4.8: Mosaïque Landsat (TM 130-34 et 130-35) montrant la boucle sigmoïdale du Fleuve Jaune au passage de la faille sénestre de Haiyuan et mesure du décalage du fleuve par la faille proposée par *Gaudemer et al.* [1995].

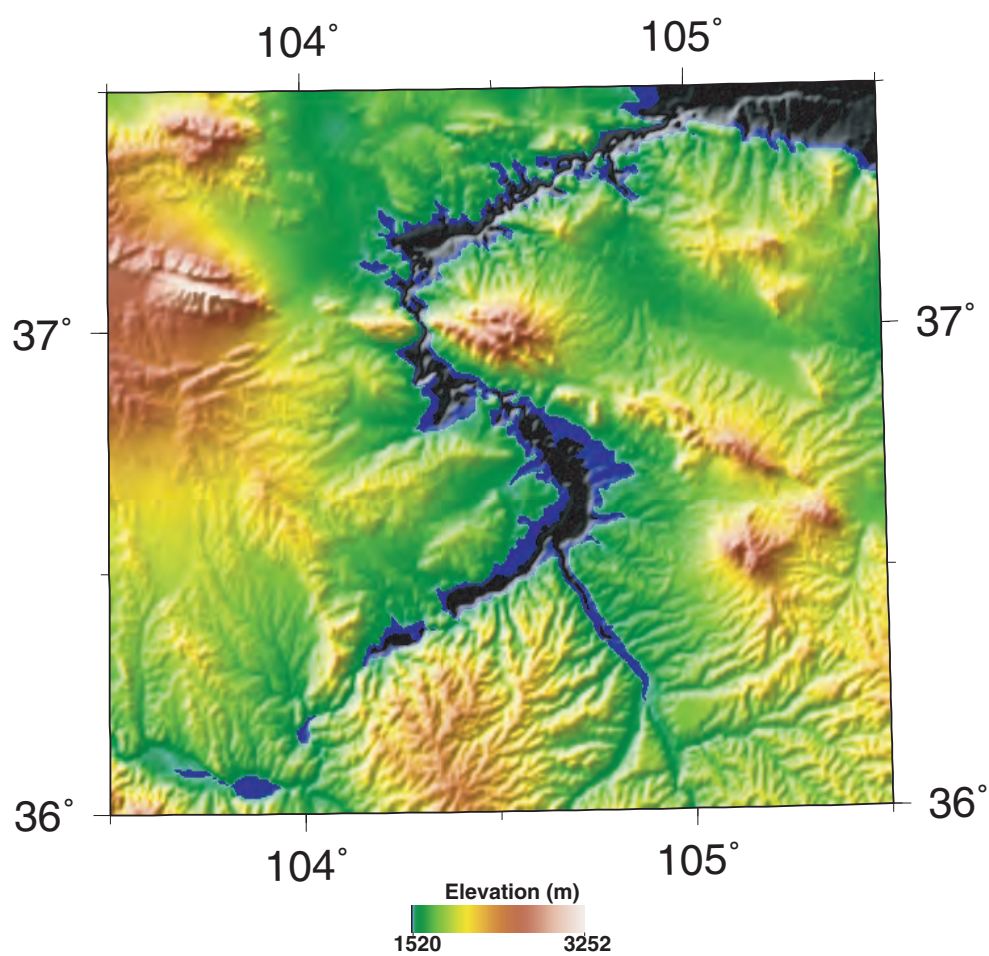


FIG. 4.9: Carte topographique (d'après le MNT à 30 secondes d'arc de la Defense Mapping Agency) mettant en évidence la boucle sigmoïdale du Fleuve Jaune au passage de la faille sénestre de Haiyuan.

travers des chaînons entre ces bassins. Dans le bassin de Linxia, le début de la formation de la terrasse la plus haute et la plus ancienne, T7, marqué par les premiers dépôts de graviers sur des sédiments antérieurs de type lacustre, est estimé à 1.75 Ma, à partir de datations par magnétostratigraphie des niveaux supérieurs de ces sédiments (antérieurs à 1.77 Ma) [Li *et al.*, 1997]. Ces premiers dépôts de graviers sont interprétés par Li *et al.* [1997] comme marquant l'apparition du Fleuve Jaune et de ses affluents locaux dans la région, en accord avec d'autres auteurs [Zhu, 1989; Zhu *et al.*, 1995] qui datent l'apparition du Fleuve Jaune près de Lanzhou et à 350 km au nord-est de Lanzhou à $\simeq 1.8$ Ma, à partir des datations des terrasses les plus hautes déposées par le fleuve. Dans le bassin de Linxia, Li *et al.* [1997] datent, également par magnétostratigraphie, l'abandon de la terrasse T7 par le fleuve et le début de son incision à 1.66 Ma (âge du plus ancien paléosol recouvrant la terrasse). Cette incision serait essentiellement due à un soulèvement important du Plateau Tibétain à cette période ($\simeq 1$ m/ka), l'influence du climat étant probablement négligeable. Si l'on considère effectivement que le Fleuve Jaune n'est pas plus ancien que $\simeq 2$ Ma et avec une vitesse de glissement le long de la faille de Haiyuan de l'ordre du centimètre, le décalage maximum du Fleuve Jaune à attendre serait de l'ordre de 20 km. Ceci conforterait le scénario de Burchfiel *et al.* [1991].

Cependant, dans le bassin de Gonghe, à l'ouest du bassin de Linxia, Van der Woerd [1998] montre que les âges d'abandon et d'incision par le fleuve de chacune des sept terrasses présentes dans ce bassin (dont la plus vieille est datée à $\simeq 150000$ ans [Li, 1991]) peuvent être corrélés au début des périodes de réchauffement interglaciaire du Pleistocène moyen à supérieur. Le dépôt de ces terrasses peut quant à lui être expliqué par un barrage du fleuve par les reliefs en surrection encadrant ce bassin, lors des périodes glaciaires froides et arides, lorsque la capacité d'incision du fleuve devient insuffisante. Une interprétation similaire pour justifier la formation et l'abandon des terrasses successives dans le bassin de Linxia paraît également vraisemblable bien que la corrélation des âges d'abandon des terrasses avec la fin d'épisodes glaciaires soit difficile pour les plus anciennes d'entre elles, l'extension des glaciations au nord-est du Tibet au début du Quaternaire étant mal connue [Derbyshire *et al.*, 1991]. Nous pouvons cependant remarquer que la terrasse la plus vieille T7 est effectivement abandonnée au Quaternaire et que les terrasses les plus jeunes T1 à T3 sont datées respectivement à 10000 ans, 55000 ans et 120000 ans correspondant à des périodes d'optimum climatique [Thompson *et al.*, 1997].

Le climat quaternaire intervenant comme chef d'orchestre du dépôt des terrasses du Fleuve Jaune, l'âge des terrasses les plus anciennes cartographiées le long du fleuve (début quaternaire) ne peuvent donner qu'une borne inférieure de l'âge d'apparition du Fleuve Jaune dans la région. Une étude récente de Lin *et al.* [1999] s'intéresse à l'âge de formation du Fleuve Jaune et aux effets de la tectonique régionale sur le cours de ce fleuve. Ces auteurs montrent que des conglomérats et brèches Eocène à Miocène (datés par fossiles) sont localisés sur une bande continue de plus de 1000 km de long depuis l'ouest et le sud de Lanzhou jusqu'à Xian le long du cours actuel de la Wei He, et même jusqu'à Zhengzhou au sud-est de l'Ordos sur les rives du Fleuve Jaune actuel, ainsi que le long d'une bande

NNE-SSW reliant le graben de Yinchuan-Hetao au nord-ouest de l'Ordos à la Wei He au sud (figure 4.10). Les conglomérats et brèches d'origine fluvio-lacustre dans la région de

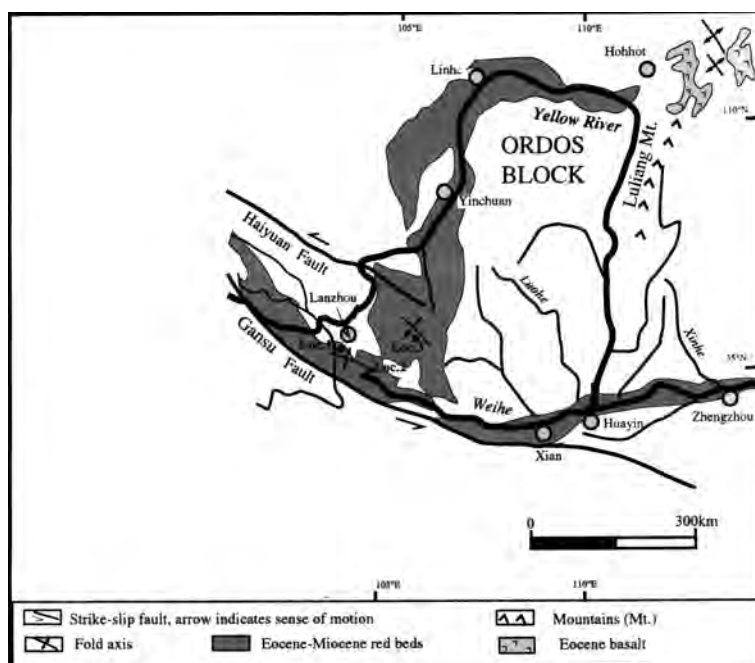


FIG. 4.10: [Lin *et al.*, 1999] : cartographie des conglomérats et brèches Éocène à Miocène de type fluvio-lacustre, liés à la formation à l'Éocène du Fleuve Jaune le long d'un cours reliant le sud de Lanzhou à Zhengzhou et à la formation des grabens autour de l'Ordos. Le plissement de ces formations au sud de la faille de Haiyuan (voir les flèches indiquant l'axe des plis) aurait provoqué la séparation des cours anciens du Fleuve Jaune et de la Wei He à la fin du Miocène-début du Pliocène.

Lanzhou (avec un sens d'écoulement visible vers le sud-est) marqueraient le cours ancien du Fleuve Jaune, formé à l'Éocène, les conglomérats et brèches d'origine essentiellement lacustre (à gypse, sels et carbonates) dans le graben de Yinchuan-Hetao étant reliés à la formation du graben et de lacs au coeur du graben à cette même période. Ces conglomérats apparaissent plissés selon un axe N110E à N140E au sud de la faille de Haiyuan, à l'est du cours actuel du Fleuve Jaune et au nord et à l'ouest du cours actuel de la Wei He. Leur plissement aurait engendré la formation de bassins flexuraux de part et d'autre des plis, remplis par des sédiments Pliocène et Quaternaire. Ce plissement serait donc d'âge Miocène supérieur à Pliocène inférieur et aurait provoqué la séparation des cours anciens du Fleuve Jaune et de la Wei He et un virage vers le nord du cours du Fleuve Jaune au niveau de Lanzhou, prenant alors sa configuration actuelle. Des phénomènes de capture ont sans doute également joué un rôle dans le scénario de changement du cours du Fleuve Jaune proposé par Lin *et al.* [1999]. Le Fleuve traverserait donc la faille de Haiyuan depuis la fin du Miocène-début du Pliocène (≈ 11 à 3.5 Ma) et non seulement depuis 2 Ma. Ceci semble confirmé par l'existence d'épais conglomérats (plusieurs centaines de mètres)

réputés Néogène (sans datation précise, [*Gansu Geological Bureau*, 1975a]), au sud du Hasi Shan, fluviatiles, à galets roulés polygéniques, probablement liés au barrage du fleuve depuis plusieurs millions d'années au niveau de la faille de Haiyuan (figure 4.1). Un passage du Fleuve Jaune au travers de la faille de Haiyuan depuis au moins 3.5 et jusqu'à 11 Ma d'années (du même ordre que l'âge d'initiation de la faille de Haiyuan que nous proposons, voir 4.2.1.2) apparaît donc plausible. Il reste à montrer qu'un décalage de l'ordre de 100 km du Fleuve Jaune par la faille est réel.

• **Décalage du Fleuve** Si l'on observe uniquement le cours du Fleuve Jaune au passage de la faille active actuelle, celle rompue lors du séisme de 1920, le décalage du fleuve ne semble pas pouvoir excéder les 10 km (figures 4.11 et 4.12). Nous pensons cependant que cette faille n'est qu'un segment récent de la zone de failles, âgé au maximum de 1 Ma en considérant une vitesse de faille de l'ordre du centimètre par an. En effet, au sud de cette faille, au sud du Hasi Shan, nous avons pu observer une autre faille plus ancienne, par endroits recouverte par des cônes alluviaux quaternaires, mais clairement visible sur les images satellites et dans la topographie (figures 4.11, 4.12 et 4.13). Sa trace est marquée sur le terrain par de grandes zones de gouge (G1 à G4, figure 4.14) et une large zone de cisaillement de 1 à 2 km de large le long de laquelle sont pris en écaillés des lambeaux de Permien. Cette faille apparaît comme la faille "géologique" majeure, soit celle ayant fonctionné le plus longtemps dans la zone de failles et de part et d'autre de laquelle l'on doit rechercher les marqueurs du rejet total de la faille de Haiyuan. Le décalage par cette faille du Fleuve Jaune, qui la longe au sud pendant une quarantaine de kilomètres, peut être d'au moins 45 ± 5 km, comme mesuré par *Gaudemer et al.* [1995].

Nous avons également repéré au nord de la faille de Haiyuan, dans la plaine de Jingtai, à une dizaine de mètres au dessus du niveau actuel de la plaine, des affleurements de conglomérats tabulaires, à gros galets polygéniques, galets et cailloutis anguleux, indiquant un sens d'écoulement N40E à N60E, situés dans le prolongement du cours aval du Fleuve Jaune de direction $\simeq$ N63E (C2 sur les figures 4.13 et 4.15). Dans ce même prolongement, au nord-est du Lao Hu shan, on observe également plusieurs centaines de mètres d'épaisseur de conglomérats de type fluvatile, plissés selon un axe N120E, caractéristiques d'une grande rivière (C1 sur les figures 4.13 et 4.16)). Ces conglomérats C1 sont à gros galets roulés, polygéniques, avec alternance de bancs caillouteux et sableux, qui indiquent un sens d'écoulement vers le nord-nord-est, et ont une origine différente des conglomérats plus récents présents également au flanc nord du Lao Hu Shan, monogéniques, à galets anguleux, de type débris de pente, déposés par les rivières drainant le Lao Hu Shan vers le nord. Nous suggérons que les conglomérats C1, de même que les conglomérats C2 plus récents de la plaine de Jingtai indiquent un paléocours du Fleuve Jaune. Les conglomérats C1 apparaissent semblables aux épais conglomérats C3 et C4 identifiés au sud de la faille géologique (figures 4.13, 4.17 et 4.18), plissés selon un axe N120E compatible avec le glissement sur la faille de Haiyuan, montrant un sens d'écoulement vers le nord-ouest et probablement déposés par le Fleuve Jaune en raison du barrage du fleuve lors

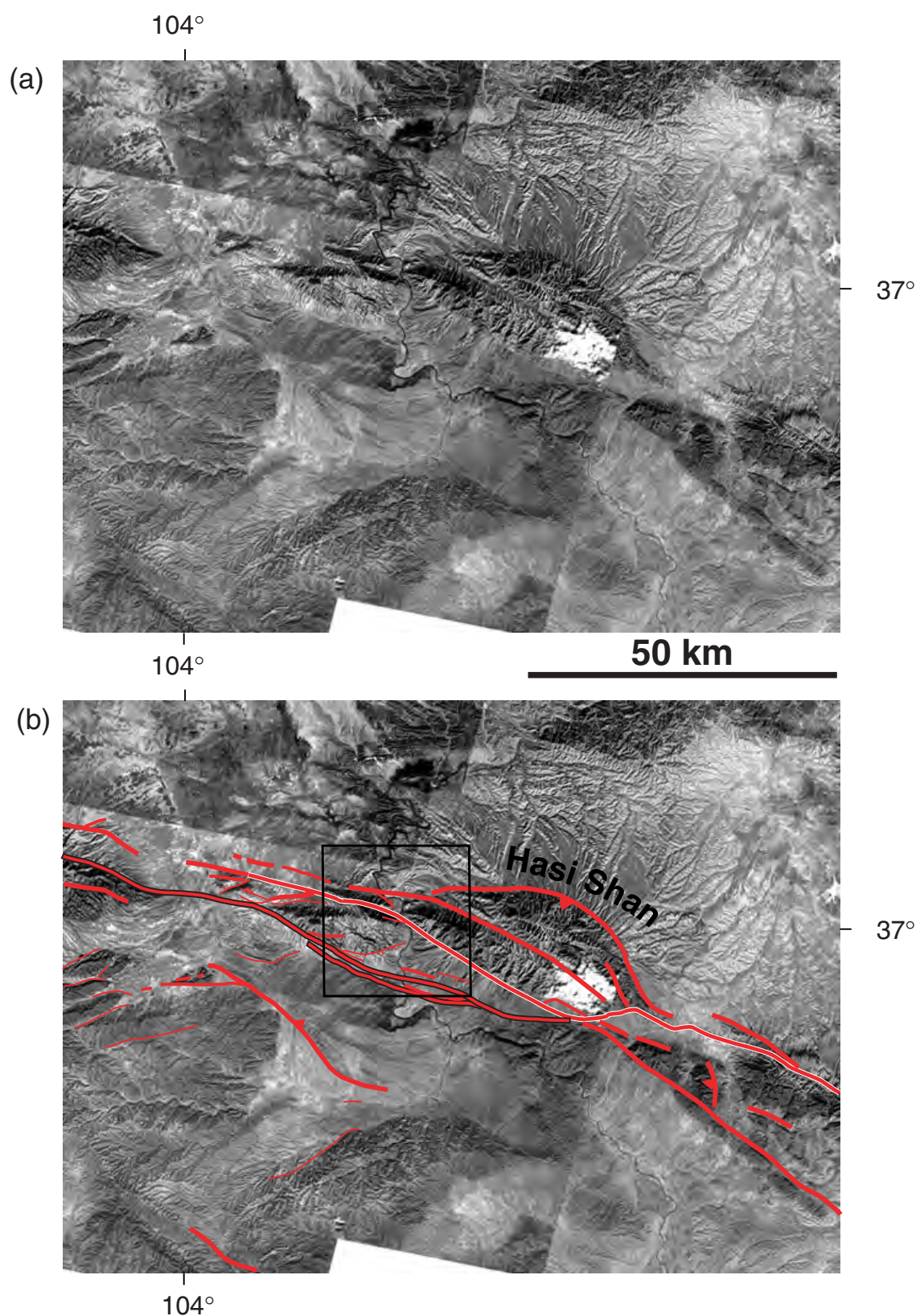


FIG. 4.11: (a) Mozaïque d'images SPOT et (b) cartographie des failles, montrant la boucle du Fleuve Jaune au passage de la zone de failles au niveau du Hasi Shan. La faille récente, rompue lors du séisme de 1920 est soulignée en blanc. Une faille plus ancienne, marquée sur toute sa longueur par de larges zones de gouge -faille "géologique", celle ayant fonctionné le plus longtemps dans la zone de failles- est soulignée en noir. Le cadre noir indique la position de la figure 4.12.

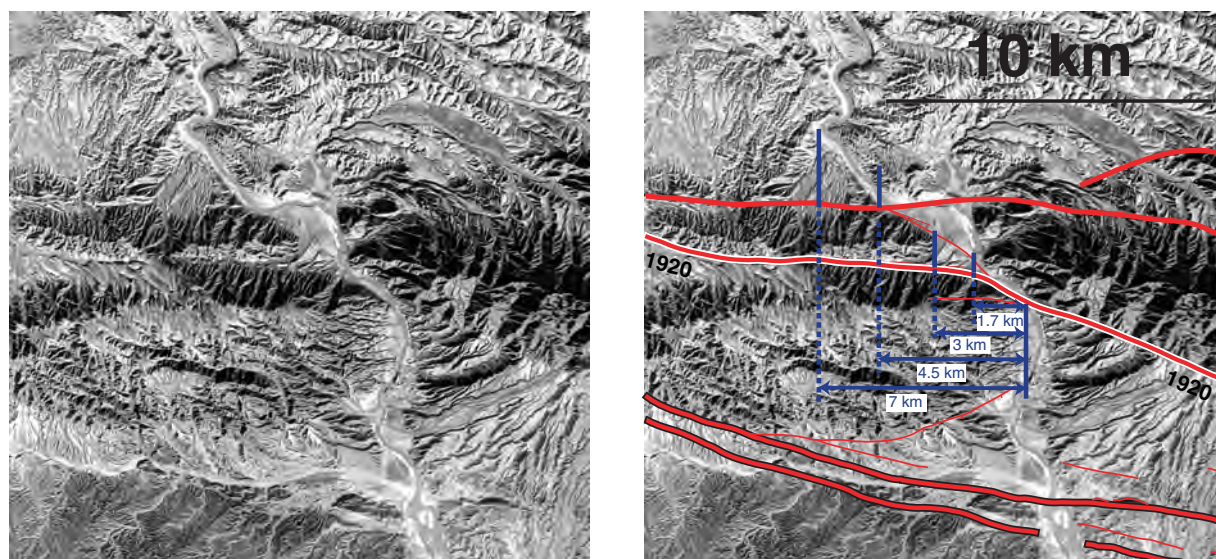


FIG. 4.12: Image DISP, localisée sur la figure 4.11, montrant des mesures possibles du décalage du Fleuve Jaune au passage des failles actives actuelles, au maximum de 8 km, et d'environ 3 km sur la branche rompue en 1920 (contour blanc).

de la surrection du Hasi Shan au nord. Le décalage du paléo Fleuve Jaune, mesuré entre les conglomérats au nord du Lao Hu Shan, au nord de la faille, et ceux situés au sud de la faille, au sud-est du Hasi Shan, serait de l'ordre de 110 km, en accord avec la mesure de *Gaudemer et al.* [1995]. La faible hauteur des conglomérats C2 par rapport au niveau de la plaine de Jingtai pourrait signifier que le cours du fleuve à l'époque du dépôt de ces conglomérats était large, occupant toute la plaine au nord de la faille (et donc à l'origine de cette plaine), juste avant l'abandon de son cours ancien et l'encaissement dans son nouveau cours à l'ouest du Hasi Shan, peut être à la faveur d'une capture. Ce changement de cours pourrait dater de 4.1 ± 1.9 Ma, âge déduit du décalage de 45 ± 5 km mesuré par *Gaudemer et al.* [1995] à partir des directions des rives actuelles du Fleuve Jaune à proximité de la faille géologique.

• **En résumé** L'âge des terrasses les plus anciennes déposées par le Fleuve Jaune, dont la formation et l'abandon sont régulés par les cycles glaciaires du Quaternaire, ne nous donne qu'une borne minimum de l'âge du Fleuve Jaune, qui pourrait être bien supérieur à 2 Ma. L'analyse des dépôts fluvio-lacustres dans la région de Lanzhou et à proximité des cours actuels du Fleuve Jaune et de La Wei He semble montrer que le fleuve aurait pu prendre son cours actuel, au travers de la faille de Haiyuan et autour de l'Ordos, dès la fin du Miocène supérieur-début du Pliocène inférieur. Un décalage de l'ordre de 100 km, de l'ordre du rejet total sur la faille de Haiyuan, d'un paléocours du fleuve par la faille "géologique" la plus au sud de la zone de failles, marquée par de grandes zones de gouge, semble probable.

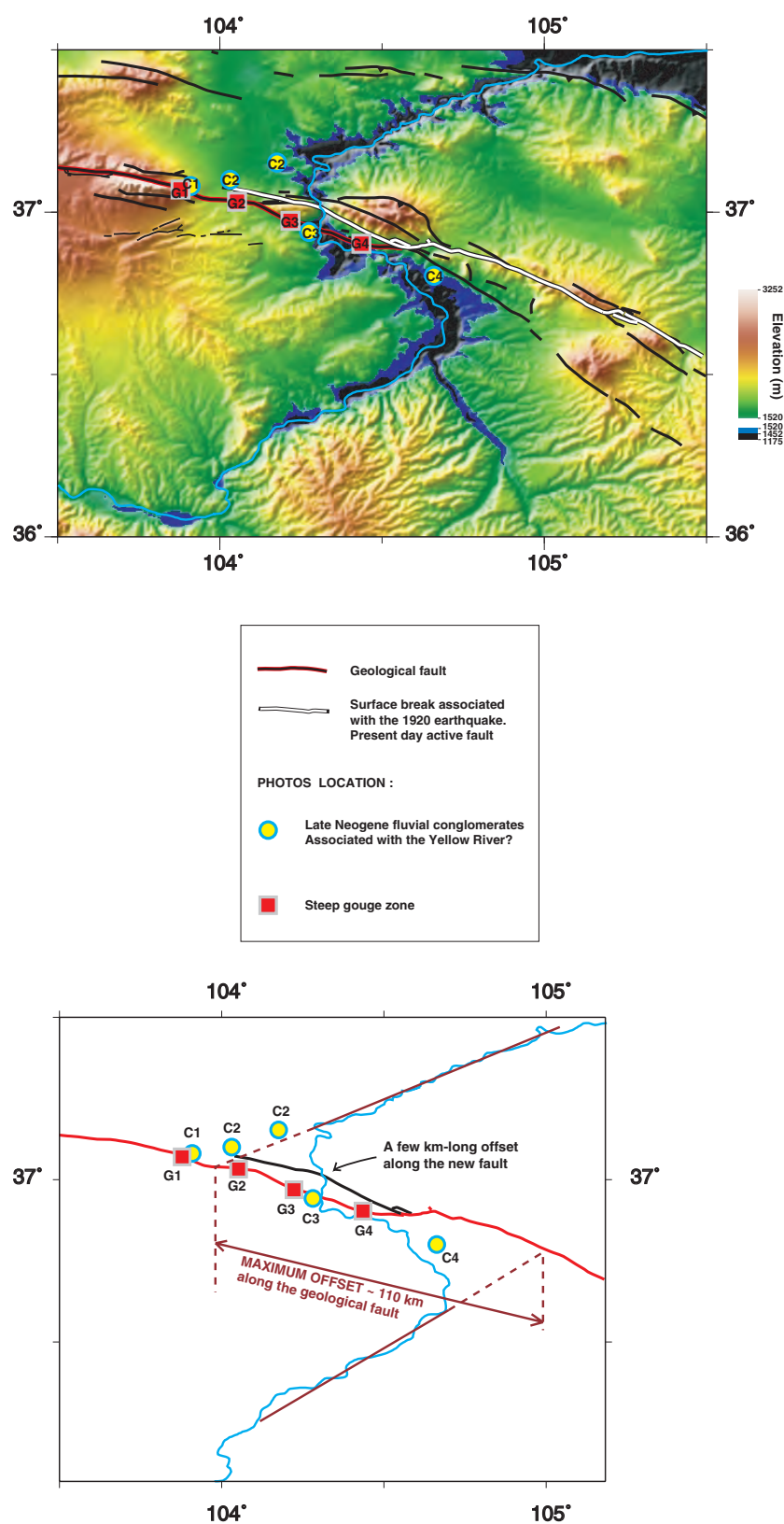


FIG. 4.13: Carte topographique et tectonique. La faille rompue en 1920, récente, est soulignée en blanc, la faille "géologique", celle ayant fonctionné le plus longtemps dans la zone de failles, est soulignée en rouge. Elle est marquée sur le terrain par de larges zones de gouge (figure 4.14). Un paléocours du Fleuve semble indiqué par la présence des conglomérats polygéniques C1 à C4 (figures 4.16, 4.15, 4.17 et 4.18) et est décalé d'environ 100 km par la faille.



FIG. 4.14: Zone de gouge le long de la faille géologique de Haiyuan (figure 4.13)



FIG. 4.15: Conglomérats tabulaires polygéniques dans la plaine de Jingtai, indices probables d'un paléocours du Fleuve Jaune dans cette plaine (figure 4.13).

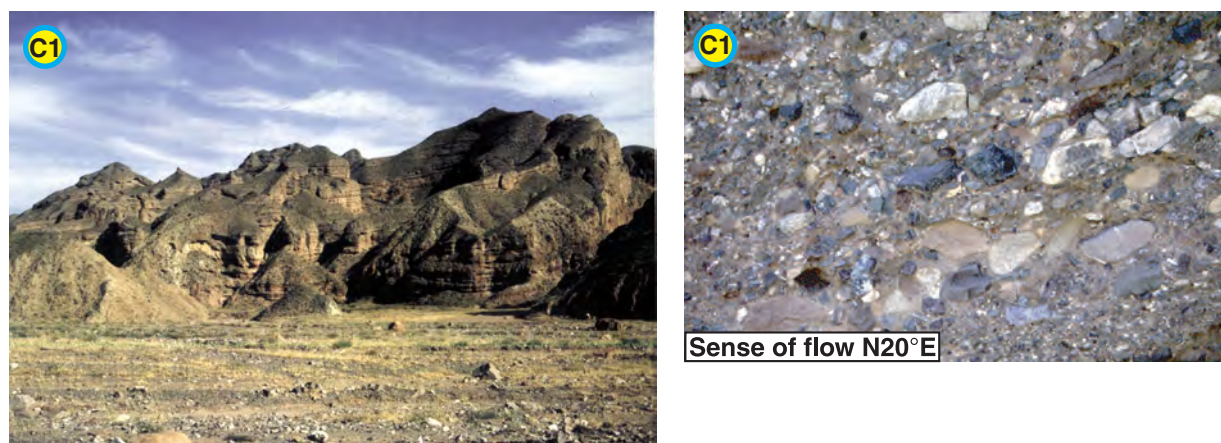


FIG. 4.16: Epais conglomérats polygéniques au nord du Lao Hu Shan, probables dépôts anciens du Fleuve Jaune (figure 4.13).



FIG. 4.17: Epais conglomérats polygéniques au sud du Hasi Shan, probables dépôts anciens du Fleuve Jaune (figure 4.13).

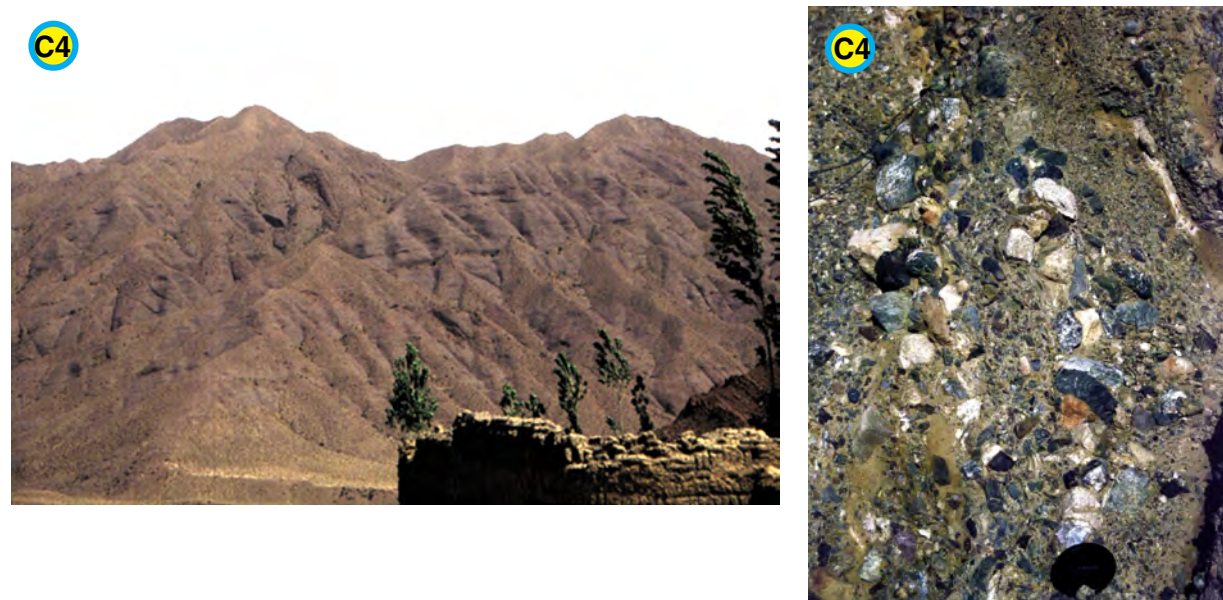


FIG. 4.18: Epais conglomérats polygéniques au sud du Hasi Shan, probables dépôts anciens du Fleuve Jaune (figure 4.13).

4.2.3 Observations complémentaires et pistes de recherche

Si le Fleuve Jaune semble bien décalé de plus de 100 km par la faille de Haiyuan, d'autres arguments sont nécessaires pour étayer l'hypothèse d'un rejet fini de la faille du même ordre de grandeur que ce décalage. Nous avons réalisé plusieurs missions de terrain (en 1997, 1998 et 1999), tectoniques et géologiques, le long de plus de 300 km de faille, afin de mieux comprendre l'histoire géologique de la faille et repérer d'autres marqueurs de son rejet fini, en particulier géologiques. Une première étape importante était d'obtenir une cartographie précise des failles le long de la faille de Haiyuan, à l'aide des observations de terrain, des cartes topographiques chinoises au 1/50000ème et des images SPOT, qui couvrent pratiquement toute la zone de failles. Ceci nous a permis notamment de découvrir l'existence de la faille géologique au sud du Hasi Shan décrite ci-dessus. Une carte tectonique synthétique de la zone de failles est présentée figure 4.19. La cartographie des failles à l'ouest de 100.5°E est tirée de l'analyse des images SPOT de Meyer [1991], et celle dans le Liupan Shan, à l'est de 106°E, du travail de Lu Taiyi, chercheur au Seismological Institute of Lanzhou, lors d'un séjour d'un an dans notre laboratoire. Nous avons entrepris une synthèse de la géologie régionale, à partir des observations et coupes relevées au cours de nos missions. Nous avons en particulier prélevé de nombreux échantillons de roches (figures 4.20 et 4.21) pour des datations (de radiolarites ou granites), dont certaines déjà réalisées (voir les échantillons de granite NH2 et NH20 mentionnés au paragraphe 4.2.1), ou des analyses géochimiques et pétrologiques en lames minces, encore à effectuer.

4.2.3.1 Échelle stratigraphique et relation avec l'histoire géologique de la région

Le socle Précambrien (antérieur à 590 Ma) est constitué de marbres, amphibolites, gneiss et chloritoschistes. Il est fortement plissé et métamorphisé et affleure essentiellement au sud de la faille de Haiyuan (figure 4.20). Le Cambrien (590-505 Ma) affleure peu et contient environ 30% de calcaires. L'ordovicien (505-438 Ma) est constitué essentiellement de roches volcaniques typiques d'un arc volcanique insulaire en zone de subduction : agglomérats andésitiques, daci-andésites à basaltes andésitiques, tufs rubannés verts, spilites keratophyres à gisements de cuivre, laves en coussin, brèches volcaniques, radiolarites et des calcaires gris-noirs karstiques remplis d'argile. Ces roches sont intrudées de granite ou granodiorite. Le Silurien (438-408 Ma) est composé de schistes verts, blans ou gris et grauwackes déposés dans un bassin marginal d'arrière arc, et de grès verts et violets. L'âge de toutes ces formations est cependant mal contraint. Mais toutes sont situées sous la discordance du Dévonien (408-360 Ma), première grande discordance majeure dans la région à la fin de l'orogénèse Calédonienne.

Ce Dévonien est une série de type syn- à post-orogénique d'avant pays liée à l'érosion de la chaîne calédonienne et est composé d'un épais conglomérat basal (par endroits seulement) violet rouge à grosses dragées de quartz et schistes verts roulés, et de bancs de grès rouge

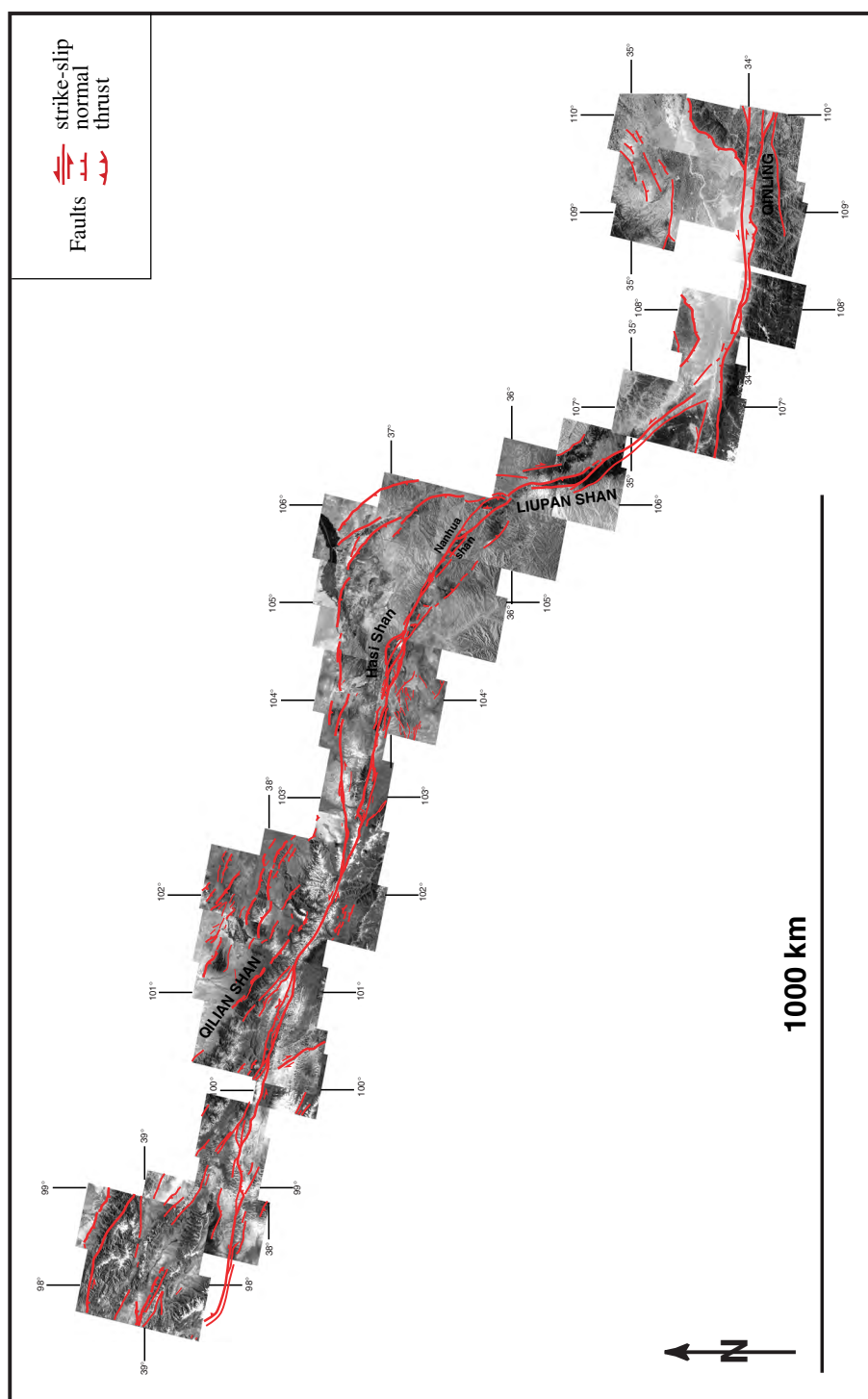


FIG. 4.19: Cartographie synthétique des failles le long de la zone de failles de Haiyuan.

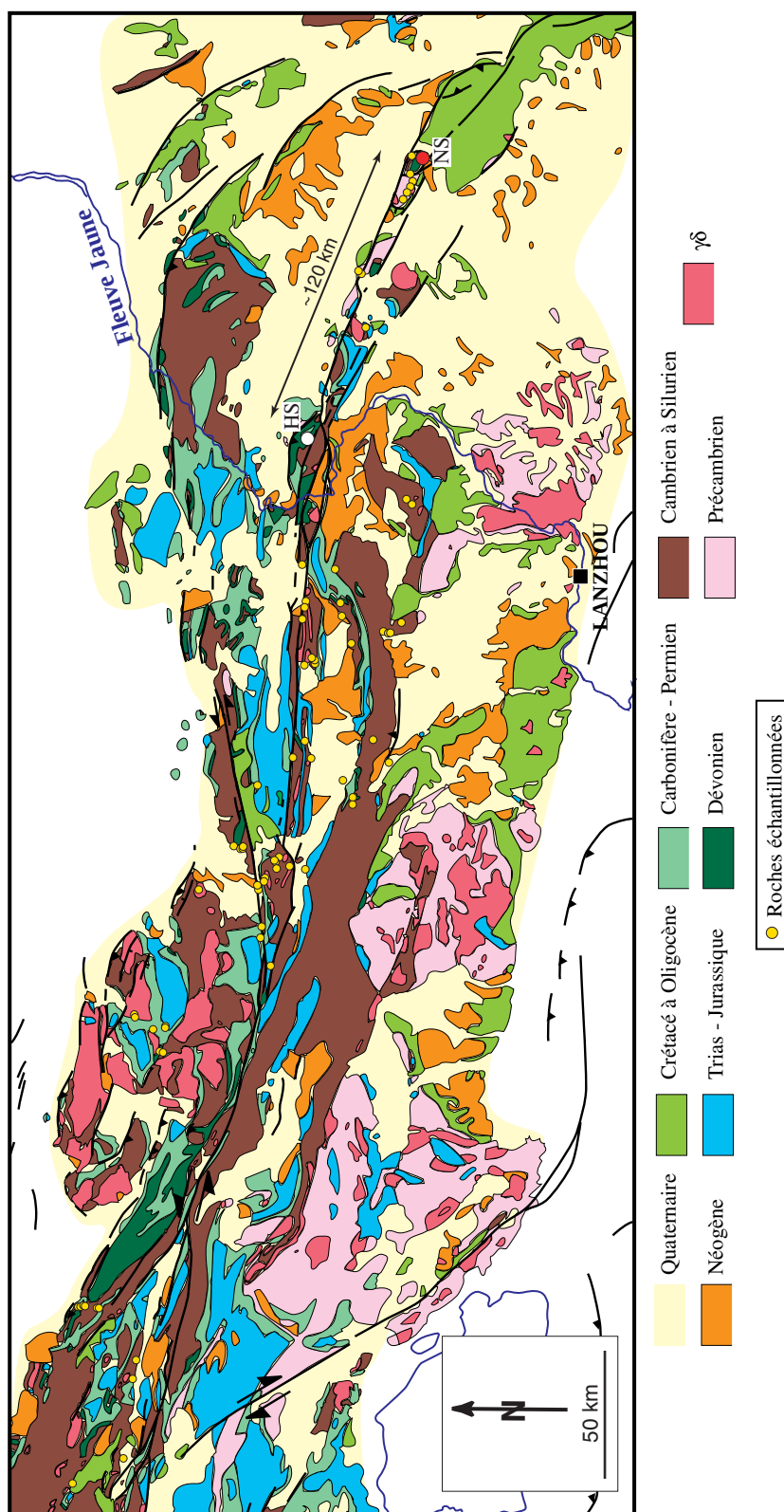


FIG. 4.20: Carte géologique régionale simplifiée et position -ronds jaunes- des échantillons de roches prélevées sur le terrain. Les symboles HS et NS repèrent respectivement les conglomérats Dévonien du Hasi Shan et Nanhua Shan, marqueurs possibles du rejet total de la faille (figure 4.23).

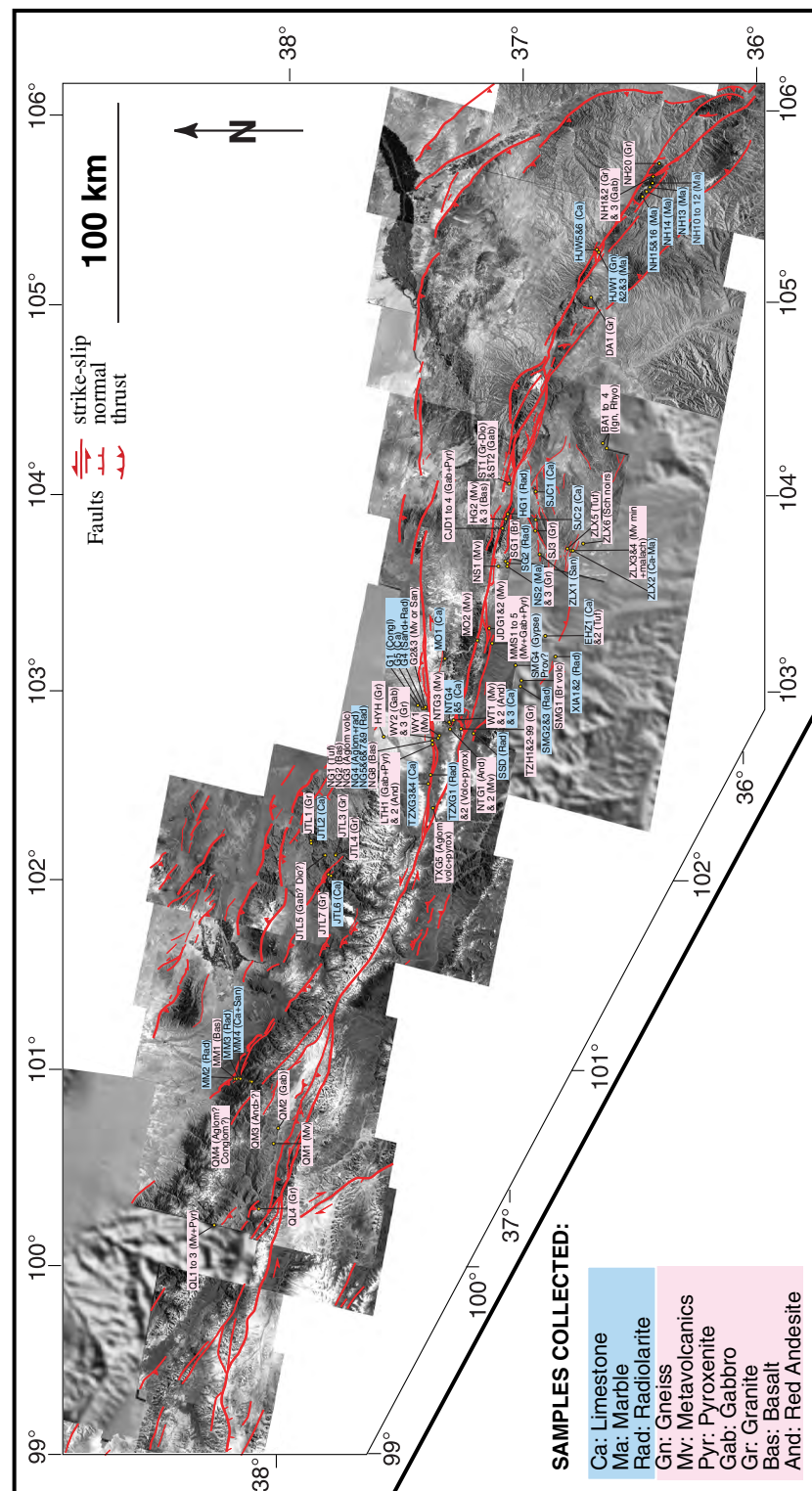


FIG. 4.21: Localisation des échantillons de roches prélevées sur le terrain.

à lie de vin.

La série Carbonifère est composée de calcaires gris-noirs à patine grise, souvent à silex gris, avec parfois alternance de marnes, gypse et soufre, caractéristiques d'un environnement marin en zone épicontinentale (avec variations des niveaux de la mer).

À partir du Permien, toutes les séries sont d'origine continentale, constituées de grès vert, gris clair, beiges, rose-violet (Permien), beiges, rouges, ou marron-vert à charbon (Trias et Jurassique), rouge à orangé à stratifications obliques (Crétacé). L'Oligocène et Miocène sont des formations à gypse. Les séries Néogène et Quaternaires sont constituées de conglomérats et sédiments fluvio-lacustres.

De la succession des séries observées, nous pouvons définir les différentes étapes suivantes dans l'histoire géologique régionale :

- (1) une ouverture océanique entre deux marges passives à l'Ordovicien, avec dépôt de laves en coussins et radiolarites et formation de brèches volcaniques au niveau des failles normales du rift d'extension. Sur le talus des marges passives, se retrouvent du quartz, des argiles, des flysh et turbidites.
- (2) la marge au sud devient active. Se créent une zone de subduction et un arc volcanique sur la plaque chevauchante caractérisé par les faciès type basalte andésitique et agglomérat andésitique ou dacitiques décrits ci-dessus, éventuellement aussi des laves en coussins et radiolarites). La suturation entre les deux continents s'effectue probablement au Silurien.
- (3) le début de l'orogénèse Calédonienne à la fin du Silurien.
- (4) l'érosion de la chaîne Calédonienne au Dévonien, qui recouvre en discordance les formations antérieures.
- (5) une subsidence au Carbonifère permettant une réinvasion de la mer, dont le niveau fluctue en fonction des variations eustatiques, dans la région.
- (6) La mer se retire définitivement au Permien.

La localisation de la zone de suture est marquée par endroits de zones de serpentine, schistes bleus à glaucophanes et des roches de l'arc insulaire prises dans cette zone de suture, dont des radiolarites (figure 4.22). Les radiolarites que nous avons échantillonnées sur le terrain (figure 4.21) ont été étudiées par Martial Caridroit de l'Université de Lille. Leurs séries d'origine sont métamorphiques, de type pressions élevées et basses températures, en accord avec l'existence d'une zone de suture. Elles contiennent des radiolaires mal préservés, dont la datation n'a été possible que pour l'échantillon MM3 (figures 4.21 et 4.22). Son âge serait Silurien avec des réserves pour un âge Silurien à Carbonifère. La faille de Gulang actuelle pourrait suivre en partie cette zone de suture.

La polarité de la subduction (vers le nord) est déduite de l'agencement des séries et de leur localisation par rapport à la suture. Au nord de la suture, se retrouvent les séries liées à l'arc insulaire, puis des tufs et grauweekes remplissant le bassin marginal d'arrière arc, puis les discordances Dévonien et Carbonifère.

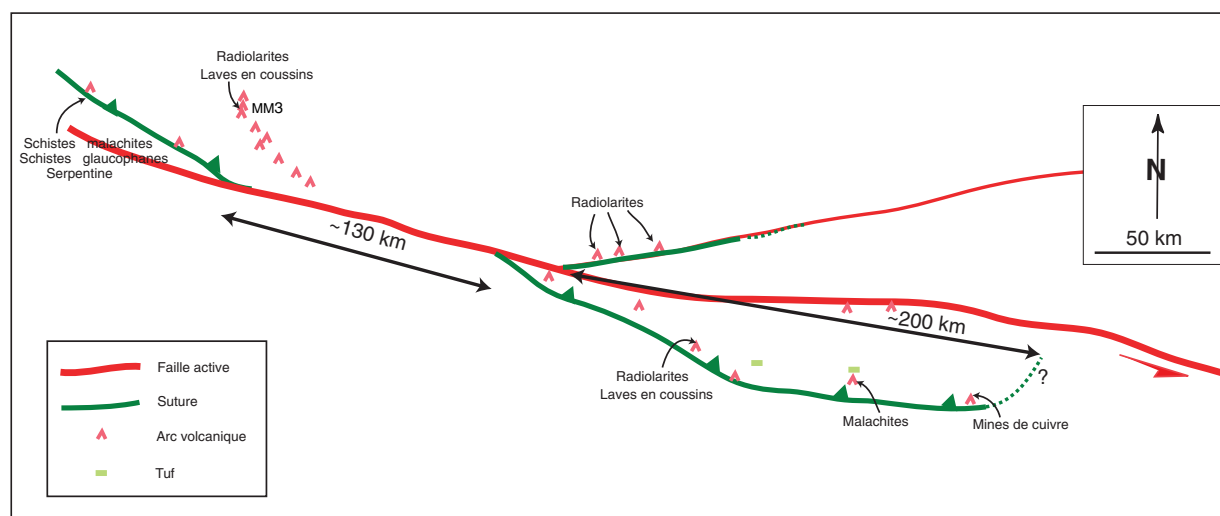


FIG. 4.22: Schéma simplifié de la zone de suture et de son décalage par la faille de Haiyuan.

4.2.3.2 Marqueurs géologiques possibles du rejet total de la faille

L'épais conglomérat basal du Dévonien, à gros galets et dragées de quartz caractéristiques, n'est pas observé de manière systématique sur tous les affleurements de cette formation, même lorsque le contact avec les formations antérieures est visible. Dans les plis Ordovicien-Silurien-Dévonien-Carbonifère au sud du Lao Hu Shan (figure 4.20), par exemple, le contact Dévonien/Silurien n'est pas conglomératique. Au contraire, au coeur du Hasi Shan, au nord de la faille de Haiyuan, et à l'est du Nanhua Shan, au sud de la faille, plusieurs centaines de mètres de conglomérat à dragées de quartz affleurent (figures 4.20 et 4.23). Nous suggérons que ces deux affleurements de Dévonien correspondent à une même unité, décalée par la faille de 120 km environ, du même ordre que le rejet du Fleuve Jaune. Le Dévonien à l'est du Nanhua Shan, nous le rappelons, contenait des éléments qui n'avaient pas pu être associés par *Burchfiel et al.* [1991] à des formations dans leur zone d'étude.

La zone de suture et l'arc volcanique tels que nous pouvons grossièrement les délimiter, à partir des alignements de radiolarites, schistes minéralisés ou serpentine, semblent eux aussi décalés par la faille de Haiyuan, d'une valeur comprise entre 130 et 200 km, compte tenu des incertitudes sur les "piercing points" (figure 4.22).

4.2.3.3 Continuité d'un mouvement décrochant sénestre jusqu'au Qinling Shan

Les estimations du rejet fini de la faille de Haiyuan que nous obtenons, supérieures à 100 km, posent le problème de l'absorption d'un tel rejet à l'est de la zone de failles.

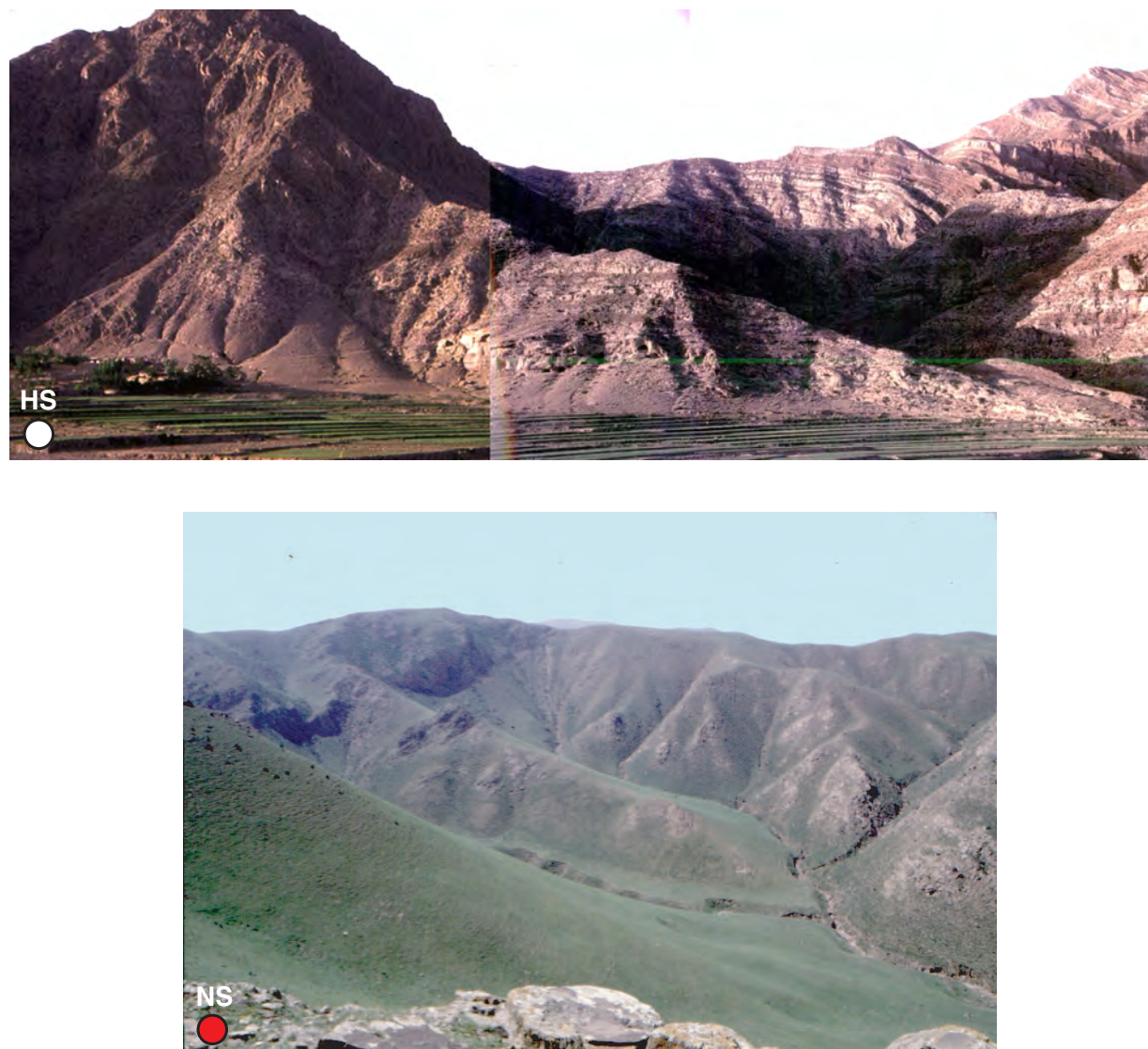


FIG. 4.23: Conglomérats Dévonien du Hasi Shan (HS) au nord de la faille, probablement décalé par la faille d'environ 120 km par rapport aux conglomérats similaires du Nanhua Shan (NS) au sud de la faille (voir figure 4.20).

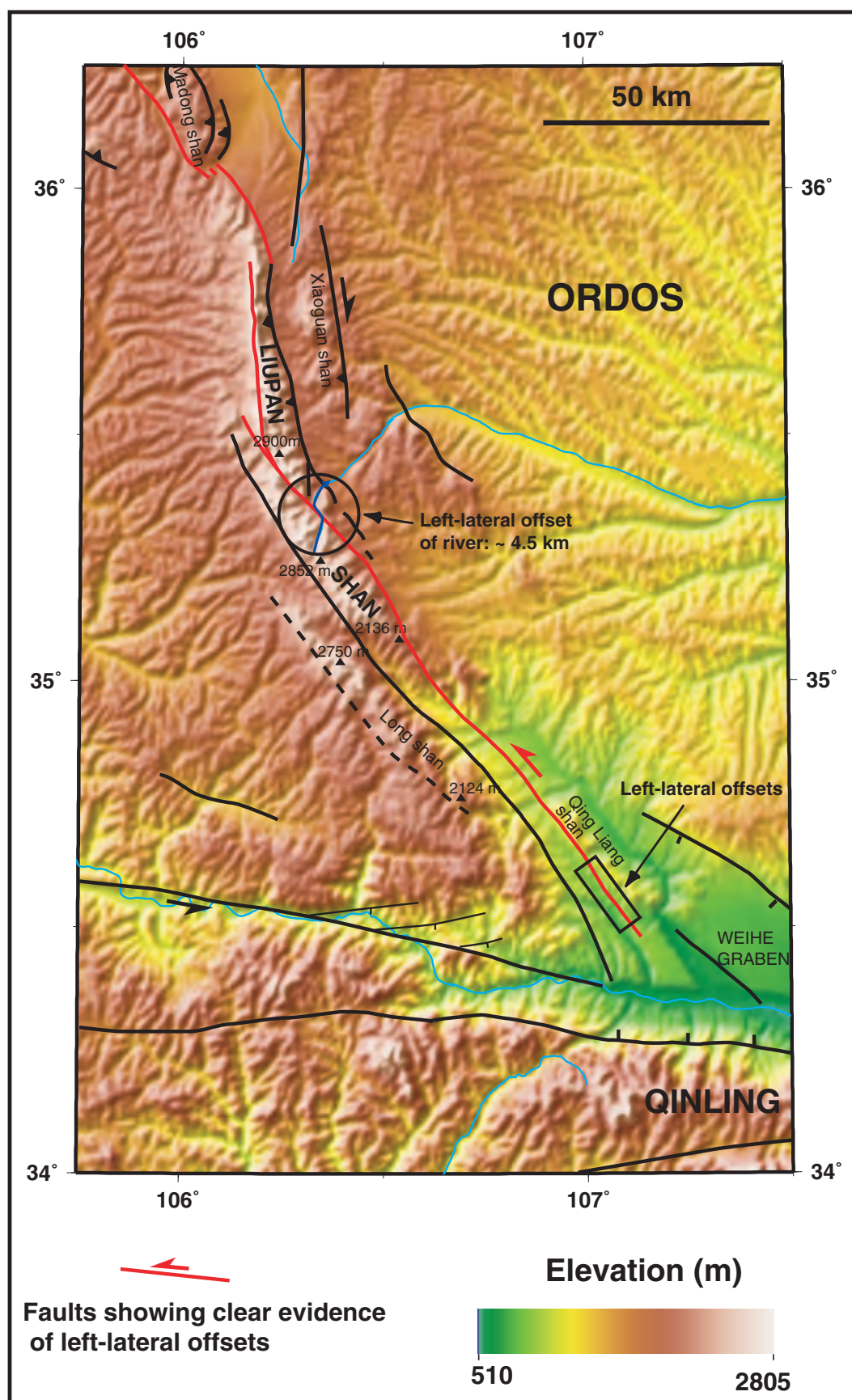


FIG. 4.24: Carte topographique et tectonique du Liupan Shan.

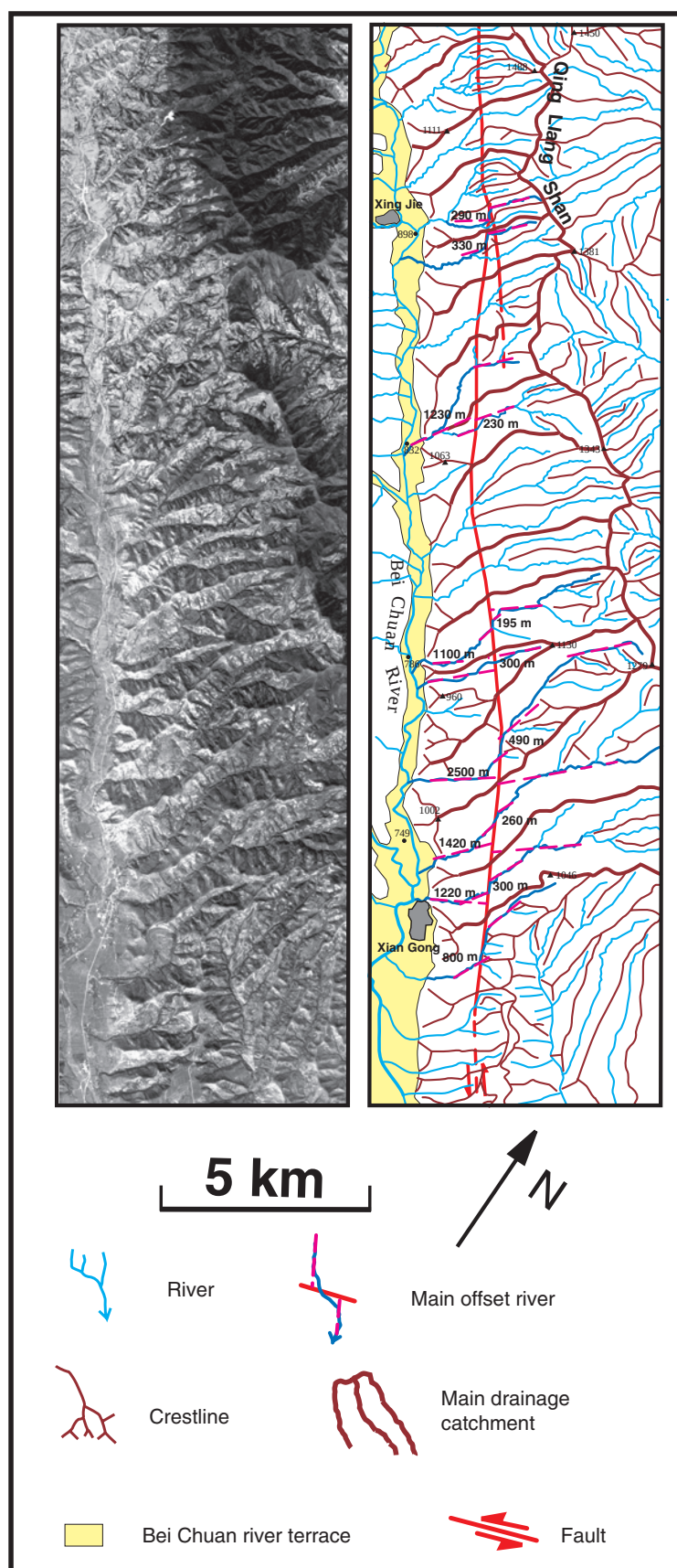


FIG. 4.25: Détail d'image SPOT (localisée par un rectangle sur la carte de la figure 4.24) et interprétation montrant des décalages du réseau hydrographique par une faille décrochante sénestre traversant le Liupan Shan (d'après Lu Taiyi).

Les chevauchements qui la limite à l'est, du nord au sud : le Yanton Shan, Tianjin Shan, Mibo Shan, et Madong Shan (figure 4.1), ne semblent pouvoir absorber qu'environ 25 km de ce rejet [Zhang *et al.*, 1991]. Une cartographie précise des failles dans le Liupan Shan, au sud-est de la faille de Haiyuan, a été réalisée par Lu Taiyi, du Seismological Institute of Lanzhou, à partir des images SPOT de la région et des cartes topographiques au 1/50000ème (figures 4.19, 4.24 et 4.25). Elle montre qu'une faille décrochante sénestre, révélée par des décalages à toutes les échelles (de quelques mètres à quelques kilomètres) de marqueurs morphologiques (réseau hydrographique, bords de terrasses alluviales) se prolonge depuis la terminaison sud du Liupan Shan jusqu'à la terminaison ouest du graben de la Wei He. Elle transmet donc une partie du mouvement décrochant sur la faille de Haiyuan jusqu'à ce graben, et en particulier au système de failles des Qinling, qui associe failles décrochantes sénestres et failles normales, permettant l'extrusion vers l'est de la Chine du Sud par rapport à la Chine du Nord, à une vitesse d'environ 12 ± 4 mm/an, pour un rejet fini de plusieurs dizaines de kilomètres [Peltzer *et al.*, 1985; Zhang *et al.*, 1995].

4.3 Conclusions

Nos observations nous conduisent donc à proposer que la déformation dans la région d'Haiyuan débute dès le Miocène supérieur (11.2-5.3 Ma) et que ce début de déformation coïncide avec l'activation de la faille de Haiyuan dans cette région. Les marqueurs d'un rejet fini de 15 km proposés par Burchfiel *et al.* [1991] nous semblent peu fiables et non représentatifs du rejet total de la faille. Le cours actuel du Fleuve Jaune, qui traverse la faille de Haiyuan, existe sans doute depuis la fin du Miocène. Ce fleuve semble donc avoir pu enregistrer le décalage sur la faille de Haiyuan depuis cette période. Nous avons identifié la faille dite "géologique" le long de laquelle s'est probablement effectué le décalage. Nous suggérons l'existence d'un paléocours du fleuve, décalé d'environ 110 km par cette faille. Ce décalage constitue sans doute une borne inférieure du rejet fini de la faille. D'autres marqueurs géologiques apparents de ce rejet (conglomérat dévonien du Hasi Shan et Nanhua Shan, arc volcanique et suture calédonienne associée) suggèrent que ce rejet pourrait atteindre 200 km. Avec un rejet de 100 à 200 km, accumulé depuis 5 à 10 Ma, la vitesse "géologique" de la faille, moyennée sur plusieurs millions d'années, serait de 1 à 4 cm/an, compatible avec la vitesse post-glaciaire estimée, d'environ 2 cm/an sur le système de failles de Haiyuan et Gulang (voir chapitre 2).

La synthèse de la géologie de la zone de failles que nous avons entreprise est à poursuivre. Les similitudes que nous avons observées entre certains faciès de roches de part et d'autre de la faille sont en particulier à confirmer par une analyse pétrologique et géochimique des échantillons recueillis.

Enfin, le problème de l'absorption d'un rejet fini aussi grand, bien supérieur au raccourcissement fini dans les chevauchements limitant la zone de failles à l'est (de l'ordre de 25 km [Zhang *et al.*, 1991]), reste à intégrer dans un schéma à grande échelle de la déformation

au nord-est de la Chine. À l'est, une partie du glissement le long de la faille de Haiyuan, nous l'avons vu, est transmise au graben de la Wei He et au système de failles du Qinling par l'intermédiaire d'une faille décrochante sénestre NW-SE recoupant le massif du Liupan Shan. Mais que se passe-t-il plus à l'est encore ? Et à l'ouest, comment se fait le "raccord" de la faille de Haiyuan avec la faille de l'Altyn Tagh ? Seule l'extension de nos programmes de recherche à ces régions permettra de compléter ce travail et d'infirmier ou confirmer les hypothèses que nous proposons.

Bilan et perspectives

Dans cette étude sismotectonique, géodésique et géologique, je me suis intéressée au fonctionnement sismique, à la cinématique et à l'histoire géologique de la faille de Haiyuan, l'une des trois failles actives majeures du nord-est du Tibet avec les failles de l'Altyn Tagh et du Kunlun.

Un premier objectif de cette thèse était de caractériser le comportement de la lacune sismique identifiée le long du segment ouest de la faille de Haiyuan, à l'ouest du Fleuve Jaune. Depuis une quinzaine d'années, cinq séismes de magnitude $M_w \simeq 5.5$ (en 1986, 1990, 1995, 1996 et 2000, figure 2), les plus forts séismes enregistrés dans la région depuis les séismes de 1920 et 1927 ($M \geq 8$), se sont produits à proximité de la lacune, dont deux (les séismes de Yongden et Tianzhu respectivement en 1995 et 1996) ont été plus particulièrement étudiés ici. Une apparente augmentation de la sismicité modérée dans la région de la lacune semble donc être observée ces dernières années, signe précurseur possible d'un plus grand séisme sur la lacune, comme suggéré auparavant par *Gaudemer et al.* [1995] après les séismes de 1986 et 1990. Certains modèles théoriques (considérant qu'un grand séisme se produit dans une région donnée lorsque cette région atteint un état critique -"critical earthquake concept"-) prédisent une telle accélération de sismicité avant un fort séisme et permettent d'identifier la région critique dans laquelle cette accélération est significative et de quantifier cette accélération, pour estimer et la période et la taille du séisme à attendre dans cette région critique [e.g. *Bowman et al.*, 1998]. Quantifier l'augmentation de la sismicité dans la région de la lacune de Tianzhu, à partir du catalogue des séismes de $M \geq 4.5$ depuis 1920 compilé pour cette région (figure 1.1), selon l'approche proposée par *Bowman et al.* [1998], nous paraît une piste à suivre prometteuse pour la définition de l'aléa sismique sur la lacune.

Cette étude fait apparaître également que les récents séismes ($M_w \simeq 5.5$) enregistrés à proximité de la lacune mettent en jeu des structures secondaires, et non la faille principale le long de la lacune sismique, autre signe précurseur possible d'un prochain grand séisme sur cette lacune [*Sykes and Jaumé*, 1990]. Ces séismes sont de plus localisés dans des zones spécifiques de la zone de failles, transpressives ou en relais extensif (comme le séisme de Tianzhu en 1996, figures 2 et 1.10), qui constituent des zones de nucléation possible pour

un futur séisme à attendre sur la lacune [King *et al.*, 1986; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Nielsen and Knopoff, 1998; Kato *et al.*, 1999]. L'étude du séisme de Yongden en 1995 montre que le système de failles situé au sud et à l'ouest de Lanzhou (figures 1.3 et 1.16), à une centaine de kilomètres au sud du segment lacune de la faille de Haiyuan, pourrait être à l'origine du séisme historique de $M \geq 7$ de 1125 (figure 2) et est à prendre en considération dans toute étude d'aléa sismique dans la région.

À partir de l'analyse photogrammétrique de photographies haute résolution de la faille (prises par un petit avion téléguidé), le long du segment du Maomao Shan (figure 2), nous avons pu repérer les traces des derniers grands séismes sur la lacune, dont les déplacements co-sismiques associés sont de l'ordre de 9 à 16 m ($M_w \geq 8$), correspondant probablement au séisme caractéristique à attendre sur la lacune. D'autres photographies haute résolution prises le long de la faille à l'est du bassin de Tianzhu, sur un site où des décalages décimétriques ont également pu être observés, restent à étudier. L'acquisition récente d'images satellites CORONA, dont le pixel (après numérisation) n'est que de 4 m (soit un gain d'un facteur supérieur à 2 par rapport aux images SPOT de pixel à 10 m), couvrant toute la région de la faille de Haiyuan, devrait permettre une étude plus systématique d'éventuels décalages cosismiques associés aux derniers séismes sur la faille. Les photographies haute résolution du segment du Maomao Shan nous ont également permis de mesurer précisément les décalages par la faille de marqueurs morphologiques, datés par ailleurs au ^{14}C , et d'en déduire la vitesse Holocène de la faille le long du segment photographié : 12 ± 4 mm/an, moyennée sur les quinze derniers milliers d'années soit sur plusieurs cycles sismiques. Avec une telle vitesse, l'intervalle de récurrence moyen entre des séismes de déplacement cosismique de 12 ± 4 m serait de 1050 ± 450 ans. Une étude de paléosismologie apparaît nécessaire pour tenter de déterminer les dates des derniers grands séismes identifiés le long de la lacune et vérifier que de tels intervalles de temps séparent ces différents séismes.

À l'ouest de la jonction des failles de Haiyuan et Gulang (figure 2), la vitesse de la faille de Haiyuan, calculée à partir de la mesure du décalage de moraines glaciaires, dont l'une datée par isotopes cosmogéniques produits in-situ (^{26}Al et ^{10}Be), augmente à 20 ± 5 mm/an. Elle représente la vitesse relative du Tibet, au sud du système de failles de Haiyuan et Gulang, et de la plateforme de Gobi, au nord de celui-ci.

Les premières mesures GPS effectuées le long de deux profils perpendiculaires au segment du Maomao Shan de la faille (trois campagnes de mesures en 1994, 1996 et 1999 le long du profil ouest, deux campagnes en 1996 et 1999, figures 2 et 3.4) apparaissent difficilement interprétables en terme de vitesse de glissement actuelle, "instantanée", le long de la lacune sismique. Les plus grandes différences de vitesse observées entre deux stations situées de part et d'autre de la faille, compatibles avec un mouvement sénestre sur la faille, peuvent atteindre jusqu'à 11 mm/an mais les points extrêmes de chaque profil paraissent pratiquement fixes l'un par rapport à l'autre. Les mesures des deux premières campagnes, de moindre qualité, entachent sans doute la qualité de nos résultats finaux, et

l'intervalle d'étude demeure encore trop court pour conclure. Cependant, nos résultats, bien qu'encore préliminaires, mettent sans doute en évidence des différences plus fondamentales entre la vitesse de glissement actuelle et la vitesse post-glaciaire de la faille, représentatives des variations dans l'accumulation de la déformation dans la région de la faille au cours des différentes phases de son cycle sismique. De telles différences semblent également être observées sur la faille de l'Altyn Tagh, dont les vitesses actuelle "GPS" et moyenne "tectonique" sont respectivement de 9 ± 5 mm/an [Bendick *et al.*, 2000] et 32 ± 3 mm/an sur sa partie centrale [Mériaux *et al.*, 1997, 1998]. Une campagne future sur la faille de Haiyuan, de qualité au moins comparable à la dernière campagne de 1999, nous paraît nécessaire pour approfondir cette étude.

Concernant la surveillance instrumentale de la lacune de manière plus générale, nous avons fait remarquer qu'il s'agissait d'une surveillance minimum, avec quatre stations sismologiques trois composantes (dans la configuration actuelle depuis septembre 1998) et deux stations électromagnétiques (depuis octobre 2000), concentrées uniquement sur la partie est de la lacune. Notre étude de la microsismicité dans la région de la lacune concernait la microsismicité enregistrée par un réseau temporaire de six stations sismologiques, antérieur à septembre 1998. Elle a permis notamment de confirmer l'existence d'un niveau de décollement reliant à une profondeur d'environ 15 à 20 km les chevauchements du bord sud-est des Qilian Shan et la faille de Haiyuan, comme proposé par Gaudemer *et al.* [1995]. Les données de sismicité du réseau permanent de quatre stations, que nous venons de récupérer, comprenant notamment les enregistrements du séisme du 06/06/2000 ($M_w=5.7$, figure 2) qu'il sera intéressant d'étudier, restent à dépouiller. Une étude couplée des données électromagnétiques et sismologiques est également à envisager.

Un second objectif de cette thèse était de mieux définir le rôle joué par la faille de Haiyuan dans l'accommodation de la déformation régionale engendrée par la collision Inde-Asie. Ces dernières années, d'importants efforts ont été faits pour quantifier la cinématique des grandes failles actives asiatiques, en particulier dans la région nord-est du Tibet. Nos résultats concernant la cinématique post-glaciaire de la faille de Haiyuan viennent enrichir la base de données quantitatives existante. La détermination des vitesses des trois grandes failles dans cette région (Altyn Tagh -32 ± 3 mm/an sur sa partie centrale-, Kunlun -12 ± 2 mm/an- et Haiyuan/Gulang -20 ± 5 mm/an-) repose désormais sur la mesure des décalages par ces failles de marqueurs morphologiques (terrasses alluviales, moraines glaciaires) ET sur la datation de ces marqueurs, au ^{14}C et/ou ^{26}Al et ^{10}Be . Les datations par ^{26}Al et ^{10}Be appliquées à la géomorphologie ont notamment fait l'objet d'études pionnières sur les failles du Kunlun et de l'Altyn Tagh [Mériaux *et al.*, 1997, 1998; Van der Woerd *et al.*, 1998, 2000a, b]. Les datations présentées dans ces études et dans notre étude ont pour autre intérêt de démontrer l'étroite corrélation entre la morphologie du nord-est du Tibet et les variations climatiques (cycles de glaciation/déglaciation) enregistrées dans cette région, corrélation seulement supposée dans les études antérieures. Les vitesses, élevées, et désormais bien contraintes, sur les trois failles majeures du nord-est du Tibet démontrent

l'importance de ces failles dans l'absorption de la déformation régionale.

Les questions du début du fonctionnement de ces failles et de leur rejet fini sont sans doute plus délicates à résoudre. Concernant la faille de Haiyuan, nous avons pu montrer que son existence pouvait remonter au Miocène Supérieur (11.2-5.3 Ma) et non pas seulement à 2 Ma maximum comme suggéré par *Burchfiel et al.* [1991]. Nous proposons de nouveaux marqueurs de son rejet fini, à confirmer : (1) morphologiques (paléocours du Fleuve Jaune, d'âge Miocène supérieur possible, décalé d'environ 110 km par une faille géologique majeure, abandonnée au profit de la faille active actuelle depuis sans doute moins d'un million d'années) et (2) géologiques (conglomérat Dévonien décalé par la faille d'environ 120 km, suture Silurienne décalée de 100 à 200 km). Notre synthèse de la géologie régionale est à poursuivre, à compléter par des études pétrologiques, géochimiques et géochronologiques sur les échantillons de roches rapportées de nos missions de terrain.

Un rejet fini de la faille supérieur à 100 km, soit bien supérieur aux 15 km proposés par *Burchfiel et al.* [1991] et en accord avec *Gaudemer et al.* [1995], ne peut être qu'en partie absorbé par les chevauchements limitant la zone de failles à l'est (à hauteur de 25 km maximum, [*Zhang et al.*, 1991]). D'autres mécanismes d'absorption de ce rejet sont à définir. Il semble qu'une partie importante de la composante décrochante le long de la faille de Haiyuan puisse se transmettre au décrochement des Qinling, accommodant les mouvements relatifs entre la Chine du Sud et la Chine du Nord, par l'intermédiaire d'une faille décrochante traversant le massif du Liupan Shan (figures 1 et 4.24). À l'échelle du nord-est du Tibet, ce massif pourrait constituer un simple relais transpressif entre deux systèmes de failles décrochants.

Bibliographie

- Argus, D. F., and R. G. Gordon, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model nuvel-1, *Geophys. Res. Lett.*, *18*, 2039–2042, 1991.
- Armijo, R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka, Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean : timing and kinematics, *Geology*, *27*, 267–270, 1999.
- Arvidsson, R., and G. Ekström, Global CMT analysis of moderate earthquakes, $M_w \geq 4.5$, using intermediate-period surface waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *88*, 1003–1013, 1998.
- Assaraj, A., Changements hydroclimatiques depuis 13000 ans BP au Tibet oriental et au nord de Xinjiang (Chine). Approche par l'étude de quelques enregistrements lacustres, Ph.D. thesis, Univ. Paris XI, Paris, France, 1997.
- Avouac, J.-P., and P. Tapponnier, Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 895–898, 1993.
- Avouac, J.-P., P. Tapponnier, M. Bai, H. 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*, 6755–6804, 1993.
- Babich, V., B. Chikachev, and T. Yanovskaya, Surface waves in a vertically inhomogeneous elastic half-space with weak horizontal inhomogeneity, *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fizika Zemli*, *4*, 24–31, 1976.
- Barka, A., The North Anatolian fault, *Annales tectonicae*, *6*, 164–195, 1992.
- Barka, A., and K. Kadinsky-Cade, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, *7*, 663–684, 1988.
- Bendick, R., R. Bilham, J. Freymuller, K. Larson, and G. Yin, Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system, *Nature*, *404*, 69–72, 2000.
- Bock, Y., S. A. Gourevitch, C. C. Counselman III, R. W. King, and R. I. Abbot, Interferometric analysis of gps phas observations, *Manuscripta Geodaetica*, *11*, 282–288, 1986.
- Botton, S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Even, and P. Willis, *GPS, localisation et navigation*, Hermès, Paris, 1997.
- Boucher, C., Z. Altamimi, and P. Sillard, *Results and analysis of the ITRF96*, Observatoire de Paris, 1998.

- Bouin, M. N., Traitement des données GPS en Antarctique : mouvements crustaux, rebond post-glaciaire et systèmes de référence, Ph.D. thesis, Observatoire de Paris, 1999.
- Bouin, M. P., Analyse de la polarisation des ondes s en source proche : rupture et structure, Ph.D. thesis, Université Paris 7, 1994.
- Bowman, D., G. Ouillon, C. Sammis, A. Sornette, and D. Sornette, An observational test of the critical earthquake concept, *J. Geophys. Res.*, *103*, 24,359–24,372, 1998.
- Braunmiller, J., T. Dahm, and K.-P. Bonjer, Source mechanism of the 1992 Roermond earthquake from surface wave inversion of regional data, *Geophys. J. Int.*, *116*, 663–672, 1994.
- Bukchin, B., Estimation of earthquake source parameters, in *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth*, edited by V. Keilis-Borok, pp. 229–245, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1989.
- Bukchin, B., Determination of source parameters from surface waves recording allowing for uncertainties in the properties of medium, *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fizika Zemli*, *25*, 723–728, 1990.
- Bukchin, B., Determination of stress glut moments of total degree 2 from teleseismic surface waves amplitude spectra, *Tectonophysics*, *248*, 185–191, 1995.
- Bukchin, B., A. Levshin, L. Ratnikova, B. Dost, and G. Nolet, An estimate of spatial-temporal characteristics of the source for Spitak earthquake using broad-band records of surface waves, in *Computational Seismology and Geodynamics*, edited by D. Chowdhery, vol. 2, pp. 156–161, AGU, Washington, D.C., 1994.
- Bull, W., *Geomorphic Responses to Climatic Change*, Oxford Univ. Press, New York, 1991.
- Burchfiel, B. C., P. Zhang, Y. Wang, W. Zhang, F. Song, Q. Deng, P. Molnar, and L. Royden, Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia-hui autonomous region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the tibetan plateau, *Tectonics*, *10*, 1091–1110, 1991.
- Center for Analysis and Prediction, CSB, *Earthquake Catalogue in West China*, Science Press, Beijing, 1989.
- Chatelain, J., Étude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables : la région Hindu-Kush Pamir, Ph.D. thesis, Université de grenoble I, 1978.
- Chen, J., C. Zhuang, Q. Li, R. Song, J. Xiu, N. Wu, and P. Chen, eds., *Summary catalog of chinese earthquakes of different historical periods (780 BC–1984 AD)*, Seismological Press, Beijing, 1991.
- Chen, Z., B. Burchfiel, Y. Liu, R. King, L. Royden, W. Tang, E. Wang, J. Zhao, and X. Zhang, Global Positionning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation, *J. Geophys. Res.*, *105*, 16,215–16,227, 2000.
- Clark, D., P. Bierman, and P. Larsen, Improving *in situ* cosmogenic chronometers, *Quaternary Research*, *44*, 367–377, 1995.

- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, *101*, 425–478, 1990.
- Deng, Q., F. Song, S. Zhu, M. Li, T. Wang, W. Zhang, B. Burchfiel, P. Molnar, and P. Zhang, Active faulting and tectonics of the Ningxia-Hui autonomous region, China, *J. Geophys. Res.*, *89*, 4427–4445, 1984.
- Deng, Q., et al., Variations in the geometry and amount of slip on the Haiyuan (Nanxi-haushan) fault zone, China, and the surface rupture of the 1920 Haiyuan earthquake, in *Earthquake Source Mechanics, Geophys. Monogr. Ser.*, edited by Das, S. et al., vol. 37, pp. 169–182, AGU, Washington, D.C., 1986.
- Derbyshire, E., Y. Shi, J. Li, B. Zheng, S. Li, and J. Wang, Quaternary glaciation of Tibet : the geological evidence, *Quaternary Science Reviews*, *10*, 485–510, 1991.
- Dixon, T. H., An introduction to the Global Positioning System and some geological applications, *Reviews of Geophysics*, *29*, 249–276, 1991.
- Dong, D., and Y. Bock, Global positioning system network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in california, *J. Geophys. Res.*, *94*, 3949–3966, 1989.
- Dziewonski, A., T.-A. Chou, and J. Woodhouse, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, *86*, 2825–2852, 1981.
- Dziewonski, A., G. Ekström, J. Franzen, and J. Woodhouse, Centroid moment tensor solutions for july-september 1986, *Phys. Earth planet Intern.*, *46*, 305–315, 1987.
- Dziewonski, A., G. Ekström, J. Woodhouse, and G. Zwart, Centroid moment tensor solutions for october-december 1990, *Phys. Earth planet Intern.*, *68*, 201–214, 1991.
- Ekström, G., A broad-band method of earthquake analysis, Ph.D. thesis, Harvard University, cambridge, MA, 1987.
- Ekström, G., and P. Richards, Empirical measurements of tectonic moment release in nuclear explosions from teleseismic surface waves and body waves, *Geophys. J. Int.*, *117*, 120–140, 1994.
- Ekström, G., R. Stein, J. Eaton, and D. Eberhart-Phillips, Seismicity and geometry of a 110-km-long blind thrust fault. 1. The 1985 Kettleman Hills, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, *97*, 4843–4864, 1992.
- England, P. C., and G. Houseman, Finite strain calculations of continental deformation 2. Comparison with the India-Asia collision zone, *J. Geophys. Res.*, *91*, 3664–3676, 1986.
- England, P. C., and D. Mckenzie, A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, *70*, 295–321, 1982.
- Fehler, M., L. House, and H. Kaieda, Determining planes along which earthquakes occur : method and application to earthquakes accompanying hydraulic fracturing, *J. Geophys. Res.*, *92*, 9407–9414, 1987.

- Feigl, K. L., et al., Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992, *J. Geophys. Res.*, *98*, 21,677–21,712, 1993.
- Fluteau, F., G. Ramstein, and J. Besse, Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *104*, 11,995–12,018, 1999.
- Fréchet, J., *Sismogénèse et doublets sismiques*, Thèse d'État, Université J. Fourier, Grenoble, 1985.
- Gansu Geological Bureau, *Geological map of Gansu, scale 1 :1 000 000*, Geol. Press, Beijing, 1975a.
- Gansu Geological Bureau, *Geological map of Gansu, scale 1 :200 000*, Geol. Press, Beijing, 1975b.
- Gasse, F., J. Fontes, E. Van Campo, and K. Wei, Holocene environmental changes in lake Bangong Co basin (western Tibet), 4, discussion and conclusions, *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *120*, 79–92, 1996.
- Gasse, F., et al., A 13,000 year climate record from western Tibet, *Nature*, *353*, 742–745, 1991.
- Gaucher, E., Comportement hydromécanique d'un massif fracturé : apport de la micro-sismicité induite. Application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts, Ph.D. thesis, Université Paris 7, 1998.
- Gaudemer, Y., P. Tapponnier, and D. L. Turcotte, River offsets across active strike-slip faults, *Annales Tectonicæ*, *III*, 55–76, 1989.
- Gaudemer, Y., P. Tapponnier, B. Meyer, G. Peltzer, S. Guo, Z. Chen, H. Dai, and I. Cifuentes, Partitioning of crustal slip between linked active faults in the eastern qilian shan, and evidence for a major seismic gap, the “Tianzhu gap”, on the western Haiyuan fault, Gansu (China), *Geophys. J. Int.*, *120*, 599–645, 1995.
- Given, J., and J. Mellman, Estimating explosions and tectonic source parameters of underground nuclear explosions from Rayleigh and Love wave observations, *Tech. rep.*, US Air Force Geophysical Laboratory, MA, 1986.
- GLOBK, *Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, version 5.0*, 1999.
- Gomez, J., Étude spatio-temporelle de la rupture, Ph.D. thesis, Université Paris 7, 1998.
- Gomez, J., B. Bukchin, R. Madariaga, E. Rogozhi, and B. Bogachkin, Rupture process of the 19 august 1992 Susamyr, Kyrgyzstan, earthquake, *Journal of Seismology*, *1*, 219–235, 1997a.
- Gomez, J. M., B. Bukchin, R. Madariaga, and E. A. Rogozhin, A study of the Barisakho, Georgia earthquake of October 23, 1992 from broad band surface and body waves, *Geophys. J. Int.*, *129*, 613–623, 1997b.
- Gu, G., T. Lin, and Z. Shi, *Catalogue of Chinese Earthquakes (1831 BC–1969 AD)*, Science Press, Beijing, 1989.

- Gu, Z., D. Lal, T. Liu, J. Southon, M. Caffee, Z. Guo, and M. Chen, Five million year ^{10}Be record in chinese loess and red-clay : climate and weathering relationships, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 144, 273–287, 1996.
- Herring, T. A., J. L. Davis, and I. I. Shapiro, Geodesy by Radio Interferometry : the application of Kalman filtering to the analysis of Very Long Baseline Interferometry data, *J. Geophys. Res.*, 95, 12,561–12,581, 1990.
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger, and J. Collins, *GPS Theory and Practice*, Springer-Verlag Wien New York, 1992.
- Houseman, G., and P. England, Finite Strain calculations of continental deformation 1. method and general results for convergent zones, *J. Geophys. Res.*, 91, 3651–3663, 1986.
- Houseman, G., and P. England, Crustal thickening versus lateral expulsion in the India-Asian continental collision, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,233–12,249, 1993.
- Hubert-Ferrari, A., La faille Nord-Anatolienne (cinématique, morphologie, localisation, vitesse et décalage total) et modélisations utilisant la contrainte de Coulomb sur différentes échelles de temps, Ph.D. thesis, Université Paris 7, 1998.
- Hudnut, K. W., and K. E. Sieh, Behavior of the Superstition Hills fault during the past 330 years, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 304–329, 1989.
- Hudnut, K. W., L. Seeber, and J. Pacheco, Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills earthquake sequence, southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 199–202, 1989.
- Jacques, E., J. Ruegg, J. Lépine, P. Tapponnier, G. King, and A. Omar, Relocation of $M \geq 2$ events of the 1989 Dôbi seismic sequence in Afar : evidence for earthquake migration, *Geophys. J. Int.*, 138, 447–469, 1999.
- Jaume, S., and L. Sykes, Evolution of the moderate seismicity in the San Francisco Bay region, 1850 to 1993 : seismicity changes related to the occurrence of large and great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 101, 765–789, 1996.
- Johnson, C. E., and L. K. Hutton, Aftershocks and pre-earthquake seismicity, in *The Imperial Valley earthquake of October 15, 1979*, pp. 59–76, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254, 1982.
- Jones, L., and E. Hauksson, The seismic cycle in southern California : precursor or response?, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 469–472, 1994.
- Kato, N., T. Satoh, X. Lei, K. Yamamoto, and T. Hirasawa, Effect of fault bend on the rupture propagation process of stick-slip, *Tectonophysics*, 310, 81–99, 1999.
- King, G., and J. Nabelek, Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture, *Science*, 228, 984–987, 1985.
- King, G., R. Stein, and J. Rundle, Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure, *Pure Appl. Geophy.*, 124, 567–585, 1986.

- King, G., R. Stein, and J. Lin, Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *84*, 935–953, 1994.
- King, R. W., and Y. Bock, Documentation for the GAMIT GPS software analysis, release 9.8, *Tech. rep.*, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 1998.
- Knopoff, L., T. Levshina, V. Keilis-Borok, and C. Mattoni, Increased long-range intermediate-magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California, *J. Geophys. Res.*, *101*, 5779–5796, 1996.
- Kohl, C. P., and K. Nishiizumi, Chemical isolation of quartz for measurement of in situ produced cosmogenic nuclides, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *56*, 3583–3588, 1992.
- Lal, D., Cosmic ray labelling of erosion surfaces : in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, *104*, 424–439, 1991.
- Lander, A., Frequency-time analysis, in *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth*, edited by V. Keilis-Borok, pp. 153–163, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1989a.
- Lander, A., Linear polarization analysis, in *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth*, edited by V. Keilis-Borok, pp. 164–178, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1989b.
- Larson, K. M., and D. C. Agnew, Application of the Global Positioning System to crustal deformation measurements -1. Precision and accuracy, *J. Geophys. Res.*, *96*, 16,547–16,565, 1991.
- Larson, K. M., R. Bürgmann, R. Bilham, and J. T. Freymuller, Kinematics of the india-eurasia collision zone from gps measurements, *J. Geophys. Res.*, *104*, 1077–1093, 1999.
- Lasserre, C., Lacune sismique de la Fête Céleste (faille de Haiyuan) : décalages holocènes et activité sismique, in *Rapports de stage de DEA*, vol. 4, 1995.
- Lasserre, C., et al., Postglacial left slip-rate and past occurrence of $m \geq 8$ earthquakes on the western Haiyuan fault, Gansu, China, *J. Geophys. Res.*, *104*, 17,633–17,651, 1999.
- Lee, W., and J. Lahr, *HYPO71 (revised) : a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes*, USGS Open-File Report, Menlo Park, CA, 1975.
- Lee, W., F. Wu, and C. Jacobsen, A catalog of historical earthquakes in china compiled from recent chinese publications, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *66*, 2003–2016, 1976.
- Lehmkuhl, F., L. A. Owen, and E. Derbyshire, Late quaternary glacial history of northeast tibet, in *Mountain Glaciation. Quaternary Proceedings No. 6*, edited by L. A. Owen, pp. 121–142, John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 1998.
- Leloup, P. H., R. Lacassin, P. Tapponnier, U. S. arer, D. L. Zhong, X. H. Liu, L. S. Zhang, S. C. Ji, and P. T. Trinh, The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, *251*, 3–84, 1995.

- Lesne, O., Dynamique de l'extension intracontinentale dans le rift Baïkal (Sibérie), Ph.D. thesis, Université Paris 6, 1999.
- Levshin, A., Effects of lateral inhomogeneity on surface wave amplitude measurements, *Annales Geophysicae*, *3*, 511–518, 1985.
- Levshin, A., M. Ritzwoller, and L. Ratnikova, The nature and cause of polarization anomalies of surface waves crossing northern and central Eurasia, *Geophys. J. Int.*, *117*, 577–591, 1994.
- Li, J., The environmental effects of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau, *Quat. Sci. Rev.*, *10*, 479–483, 1991.
- Li, J., et al., Magnetostratigraphic dating of river terraces : rapid and intermittent incision by the Yellow River of the northeastern margin of the Tibetan Plateau during the Quaternary, *J. Geophys. Res.*, *102*, 10,121–10,132, 1997.
- Lin, A., Z. Yang, Z. Sun, and T. Yang, When and how did the Yellow River squarely bend ?
- Lindh, A., The seismic cycle pursued, *Nature*, *348*, 580–581, 1990.
- Liu, B., and J. Zhou, The research on the active Haiyuan fault in China, *Northwest. Seismol. J.*, *8*, 79–88, 1986.
- Liu, K. B., Z. Yao, and L. G. Thompson, A pollen record of Holocene climatic changes from the Dundee ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau, *Geology*, *26*, 135–138, 1998.
- Ma, X., *Lithospheric Map of China*, Geol. Publish. House, Beijing, 1987.
- Maybeck, P. S., *Stochastic models, estimation and control*, vol. 1, Academic Press, INC., New York, 1979.
- Mendiguren, J., Inversion of surface wave data in source mechanism studies, *J. Geophys. Res.*, *82*, 889–894, 1977.
- Merritts, D. J., and K. R. Vincent, Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, *101*, 1373–1388, 1989.
- 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*, 14,031–14,050, 1994.
- Métivier, F., Volumes sédimentaires et bilans de masse en Asie pendant le Cénozoïque, Ph.D. thesis, Université Paris 7, 1996.
- Métivier, F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier, and B. Meyer, Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas : the Qaidam and Hexi corridor basins, china, *Tectonics*, *17*, 823–842, 1998.
- Meyer, B., Mécanismes des grands tremblements de terre et du raccourcissement crustal oblique au bord nord-est du Tibet, Ph.D. thesis, Université de Paris VII, 1991.
- Meyer, B., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, G. Peltzer, S. Guo, and Z. Chen, Rate of left-lateral movement along the easternmost segment of the Altyn Tagh fault, east of 96°E (China), *Geophys. J. Int.*, *124*, 29–44, 1996.

- Meyer, B., P. Tapponnier, L. Bourjot, F. Métivier, Y. Gaudemer, G. Peltzer, S. Guo, and Z. Chen, Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau, *Geophys. J. Int.*, **135**, 1–47, 1998.
- Molnar, P., and Q. Deng, Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, **89**, 257–296, 1984.
- Molnar, P., and P. Tapponnier, Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision, *Science*, **189**, 419–426, 1975.
- Molnar, P., and P. Tapponnier, Active tectonics of tibet, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5361–5375, 1978.
- Morel, P.-H., Étude photogrammétrique de la lacune sismique de la Fête Céleste, mémoire d'ingénieur, École Supér. des Géomètres et Topogr., Le Mans, France, 1995.
- Mériaux, A.-S., P. Tapponnier, F. Ryerson, J. Van der Woerd, G. King, R. Meyer, B. Finkel, and M. Caffee, Application of cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al dating to neotectonics of the Altyn Tagh fault in central Asia (Gansu, China), in *EOS, Trans., AGU Fall meeting Suppl.*, vol. 78(46), 1997.
- Mériaux, A.-S., F. Ryerson, P. Tapponnier, J. Van der Woerd, C. Lasserre, and X. Xiwei, Large-scale strain patterns, great earthquakes, and late pleistocene slip rate along the altyn tagh fault (china), in *EOS, Trans., AGU Fall meeting Suppl.*, vol. 79(45), 1998.
- Mériaux, A.-S., F. Ryerson, P. Tapponnier, J. Van der Woerd, R. Finkel, M. Caffee, C. Lasserre, G. King, and X. Xiwei, Rate on the central segment of the altyn tagh fault using in-situ ^{10}Be and ^{26}Al cosmogenic model ages, *in prep.*, 2000.
- Murphy, M., Y. An, P. Kapp, T. Harrison, L. Ding, and J. Guo, Southward propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet : timing and magnitude of slip, *Geology*, **28**, 451–454, 2000.
- Nicholson, C., L. Seeber, P. Williams, and L. Sykes, Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California, *Tectonics*, **5**, 629–648, 1986.
- Nielsen, S., and L. Knopoff, The equivalent strength of geometrical barriers to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **103**, 9953–9965, 1998.
- Nishiizumi, K., E. L. Winterer, C. P. Kohl, J. Klein, R. Middleton, D. Lal, and J. R. Arnold, Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks, *J. Geophys. Res.*, **94**, 17,907–17,915, 1989.
- Nocquet, J., E. Calais, and Z. Altamimi, Internal deformation of the eurasian plate in western europe deduced from an analysis of the itr97 velocity field, *en préparation*, 1999.
- Pachur, H. J., B. Wünnemann, and Z. H., Lake evolution in the Tengger desert, north-western China, during the last 40,000 years, *Quat. Res.*, **44**, 171–180, 1995.
- Patriat, P., and J. Achache, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates, *Nature*, **311**, 615–621, 1984.

- Peltzer, G., and F. Saucier, Present-day kinematics of Asia derived from geological fault rates, *J. Geophys. Res.*, *101*, 27,943–27,956, 1996.
- Peltzer, G., and P. Tapponnier, Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision : an experimental approach, *J. Geophys. Res.*, *93*, 15,095–15,117, 1988.
- Peltzer, G., P. Tapponnier, Z. Zhang, and Z. Q. Xu, Neogene and Quaternary faulting in and along the Qinling Shan, *Nature*, *317*, 500–505, 1985.
- Peltzer, G., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, B. Meyer, S. Guo, K. Yin, Z. Chen, and H. Dai, Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip and recurrence of large earthquakes on the Chang Ma fault (Gansu, China), *J. Geophys. Res.*, *93*, 7793–7812, 1988.
- Personius, S. F., Late Quaternary stream incision and uplift in the forearc of the Cascadia subduction zone, western Oregon, *J. Geophys. Res.*, *100*, 20,193–20,210, 1995.
- Poupinet, G., W. L. Ellsworth, and J. Fréchet, Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : an application to the Calaveras fault, California, *J. Geophys. Res.*, *89*, 5719–5731, 1984.
- Poupinet, G., J. Fréchet, W. L. Ellsworth, M. J. Frémont, and F. Glangaud, Doublet analysis : improved accuracy for earthquake prediction studies, *Earthq. Predict. Res.*, *1*, 147–159, 1985.
- Ramstein, G., F. Fluteau, J. Besse, and S. Joussaume, Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years, *Nature*, *386*, 788–795, 1997.
- Ratschbacher, L., W. Frisch, and G. Liu, Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision, *J. Geophys. Res.*, *99*, 19,917–19,945, 1994.
- Repetti, W. C., The epicenter of the Kansu earthquake of May 23, 1927, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *18*, 1–14, 1928.
- Replumaz, A., Reconstruction de la zone de collision Inde-Asie. Étude centrée sur l'Indochine, Ph.D. thesis, Université Paris 7, 1999.
- Rietbrock, A., C. Tiberi, F. Scherbaum, and H. Lyon-Caen, Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth : evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 1817–1820, 1996.
- Rothacher, M., W. Gurtner, S. Schaer, R. Weber, W. Schlüter, and H. O. Hase, Azimuth and elevation dependant phase center corrections for geodetic gps antennas estimated from gps calibration campaigns, in *IUGG Boulder*, 1995.
- Saastamoinen, J., Atmospheric correction for the troposphere and the stratosphere in radio ranging of satellites, in *The use of artificial satellites for geodesy*, *Geophys. Monor. Ser.*, edited by A. M. S. W. Henriksen and B. H. Chovitz, pp. 247–251, AGU, Washington, D. C., 1972.
- Savage, J., and R. Burford, Geodetic determination of relative plate motion in Central California, *J. Geophys. Res.*, *78*, 832–845, 1973.

- Savage, J., and W. Prescott, Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, *83*, 3369–3376, 1978.
- Savage, J., J. Svarc, and W. Prescott, Geodetic estimates of fault slip rates in the San Francisco Bay area, *J. Geophys. Res.*, *104*, 4995–5002, 1999.
- Scholz, C. H., Geophysics; earthquakes as chaos, *Nature*, *348*, 197–198, 1990.
- Schwartz, D. P., and K. J. Coppersmith, Fault behavior and characteristic earthquakes; examples from the Wasatch and San Andreas faults zones, *J. Geophys. Res.*, *89*, 5681–5698, 1984.
- Sengör, A., N. Görür, and F. Saroglu, *Strike-slip faulting and basin formation*, *Society of Economical Paleontologists and Mineralogists special publication 37*, chap. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape : Turkey as a case study, Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., eds., 1985.
- Shi, Y., B. Ren, J. Wang, and E. Derbyshire, Quaternary glaciations in china, *Quaternary Science Reviews*, *5*, 503–507, 1986.
- Stein, R., G. King, and J. Lin, Stress triggering of the 1994 M = 6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors, *Science*, *265*, 1432–1435, 1994.
- Stuiver, M., and H. A. Polach, Discussion; reporting of ^{14}C data, *Radiocarbon*, *19*, 355–363, 1977.
- Stuiver, M., and P. J. Reimer, Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program, *Radiocarbon*, *35*, 215–230, 1993.
- Sykes, L., and S. Jaumé, Seismic activity on neighboring faults as a long-term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area, *Nature*, *348*, 595–599, 1990.
- Tapponnier, P., and P. Molnar, Active faulting and tectonics in China, *J. Geophys. Res.*, *82*, 2905–2930, 1977.
- Tapponnier, P., and P. Molnar, Active faulting and cenozoic tectonics of the tien shan, mongolia and baykal regions, *J. Geophys. Res.*, *84*, 3425–3459, 1979.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, A. Le Dain, R. Armijo, and P. Cobbold, Propagating extrusion tectonics in asia : new insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, *10*, 611–616, 1982.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, and R. Armijo, On the mechanics of the collision between india and asia, in *Collision Tectonics*, edited by J. Ramsay, M. Coward, and A. Ries, vol. 19 of *Geological Society Special Publication*, pp. 115–157, Geological Society, London, 1986.
- Tapponnier, P., et al., Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, *97*, 382–403, 1990.
- Tarantola, A., and B. Valette, Inverse problems = quest for information, *Journal of geophysics*, *50*, 159–170, 1982a.
- Tarantola, A., and B. Valette, Generalized non linear problems solved using the least squares criterion, *Review of Geophysics Space Physical*, *20*, 219–232, 1982b.

- Thompson, L. G., et al., Tropical climate instability : the Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan ice core, *Science*, 276, 1821–1825, 1997.
- Tian, Q., G. Ding, and X. Shen, Pull-apart basins along the Haiyuan fault zone on the northeast edge of Tibetan Plateau.
- Van Campo, E., and F. Gasse, Pollen- and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co basin (western Tibet) since 13,000 yr B.P., *Quat. Res.*, 39, 300–313, 1993.
- Van der Woerd, J., Couplage cinématique entre décrochements et chevauchements actifs dans le nord du Tibet. Croissance du plateau tibétain, Ph.D. thesis, Université Paris 7, 1998.
- Van der Woerd, J., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, Y. Gaudemer, R. Finkel, A. S. Mériaux, M. Caffee, G. Zhao, and Q. He, Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China), *Geology*, 26, 695–698, 1998.
- Van der Woerd, J., et al., Uniform slip-rate along the Kunlun fault : implications for seismic behaviour and large-scale tectonics, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2353–2356, 2000a.
- Van der Woerd, J., et al., Uniform Post-Glacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun fault (Tibet), from ^{26}Al , ^{10}Be and ^{14}C dating of river offsets and climatic origin of the regional morphology, *submitted to Geophys. J. Int.*, 2000b.
- Walpersdorf, A., L'observation de la tectonique active en Asie du sud-est par géodésie spatiale : un projet GPS, Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 1997.
- Walpersdorf, A., and C. Vigny, Monitoring of the Palu-Koro fault (Sulawesi) by GPS, *submitted to Geophys. Res. Lett.*, 1998.
- Wang, E., Displacement and timing along the northern strand of the Altyn Tagh fault zone, Northern Tibet, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 150, 55–64, 1997.
- Wang, E., and B. Burchfiel, Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis, *Internat. Geol. Rev.*, 39, 191–219, 1997.
- Weldon, R. J., The Late Cenozoic geology of Cajon Pass. Implications for tectonics and sedimentation along the San Andreas fault, Ph.D. thesis, Calif. Inst. of Technol., Pasadena, 1986.
- Weldon, R. J., and K. E. Sieh, Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquakes on the San Andreas fault, Cajon Pass, southern California, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 96, 793–812, 1985.
- Wells, D. L., and K. J. Coppersmith, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 974–1002, 1994.
- Woodhouse, J., Surface waves in the laterally varying structure, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 90, 12,713–12,728, 1974.

- Xu, W., Y. He, and Y. Yan, Tectonic characteristics and hydrocarbons of the Hexi Corridor, in *Chinese Sedimentary Basins*, edited by X. Zhu, pp. 53–63, Elsevier, New York, 1989.
- Yang, Z., and J. Besse, Paleomagnetic study of permian and mesozoic sedimentary rocks from northern Thailand supports the extrusion model for Indochina, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, *117*, 525–552, 1993.
- Zachariasen, J., and K. Sieh, The transfer of slip between two en echelon strike-slip faults : a case study from the 1992 Landers earthquake, southern California, *J. Geophys. Res.*, *100*, 15,281–15,301, 1995.
- Zhang, P., P. Molnar, B. C. Burchfiel, L. H. Royden, Y. Wang, Q. Deng, F. Song, W. Zhang, and D. Jiao, Bounds on the Holocene slip rate of the Haiyuan fault, north-central China, *Quat. Res.*, *30*, 151–164, 1988a.
- Zhang, P., P. Molnar, W. Zhang, Q. Deng, Y. Wang, B. C. Burchfiel, F. Song, L. H. Royden, and D. Jiao, Bounds on the average recurrence interval of major earthquakes along the Haiyuan fault in north-central China, *Seismol. Res. Lett.*, *59*, 81–89, 1988b.
- Zhang, P., B. C. Burchfiel, P. Molnar, W. Zhang, D. Jiao, Q. Deng, Y. Wang, L. H. Royden, and F. Song, Amount and style of late cenozoic deformation in the liupan shan area, ningxia autonomous region, china, *Tectonics*, *10*, 1111–1129, 1991.
- Zhang, W., D. Jiao, P. Zhang, P. Molnar, B. C. Burchfiel, Q. Deng, Y. Wang, and F. Song, Displacement along the Haiyuan fault associated with the great 1920 Haiyuan, China, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *77*, 117–131, 1987.
- Zhang, Y. Q., P. Vergely, and J. Mercier, Active faulting in and along the Qinling Range (China) inferred from SPOT imagery analysis and extrusion tectonics of south China, *Tectonophysics*, *243*, 69–95, 1995.
- Zhu, J., J. Cao, and W. Zhong, *Studies on formation and evolution of the Qinghai-Xizang plateau environmental change and ecological system*, chap. The discovery of the highest terrace of the Huang He and the oldest loess of Lanzhou region and their paleomagnetic ages (in chinese with english abstract), pp. 77–90, Science Press, Beijing, 1995.
- Zhu, Z., The formation of river terraces and evolution of drainage system in the middle reaches of the Yellow River (in chinese with english abstract), *J. Geogr.*, *44*, 441–452, 1989.
- Zollo, A., and P. Bernard, S-wave polarization inversion of the 15 October 1979, 23 :19 Imperial valley aftershock : evidence for anisotropy and a simple source mechanism, *Geophys. Res. Lett.*, *16*, 1047–1050, 1989.
- Zollo, A., and P. Bernard, How does an asperity break ? New elements from the waveform inversion of accelerograms for the 2319 UT, October 15, 1979, Imperial valley aftershock, *J. Geophys. Res.*, *96*, 21,549–21,573, 1991.

Table des figures

1	Carte topographique et tectonique (a) de la zone de collision Inde-Asie (d'après <i>Tapponnier and Molnar</i> [1977]; <i>Molnar and Tapponnier</i> [1978]; <i>Tapponnier and Molnar</i> [1979]; <i>Replumaz</i> [1999]) et (b) du nord-est du Tibet (d'après <i>Van der Woerd</i> [1998]; <i>Meyer et al.</i> [1998]).	6
2	Carte sismotectonique du système de failles de Haiyuan et localisation (en rouge) de la lacune sismique de Tianzhu le long de son segment ouest. . . .	8
1.1	Compilation des bases de données de sismicité régionale, pour les séismes de $M \geq 4.5$, depuis le séisme de 1920 jusqu'à fin août 1998, soit <i>Chen et al.</i> [1991] pour la période 1920-1984, <i>Center for Analysis and Prediction, CSB</i> [1989] de 1984 à 1988, Seismological Institute of Lanzhou (SIL) au delà jusqu'au 31/07/98. Des localisations alternatives pour les plus forts séismes sont également indiquées : d'après <i>Gaudemer et al.</i> [1995] pour les séismes de 1927, 1986 et 1990; d'après Harvard, SIL et USGS, pour les localisations, respectivement d'ouest en est, du séisme de 2000. Les dates des séismes sont précisées à proximité des épicentres. La taille des symboles des épicentres est proportionnelle à la magnitude. La lacune sismique est soulignée en rouge, les traces de rupture de surface associées aux séismes de 1920 et 1927, en blanc.	13
1.2	Localisations des séismes enregistrés par le réseau sismologique régional chinois, d'après le Seismological Institute of Lanzhou (SIL), du 22/08/94 au 31/07/98. Localisations également des plus grands séismes régionaux depuis le début du vingtième siècle jusqu'à aujourd'hui (d'après <i>Gaudemer et al.</i> [1995] pour les séismes de 1927, 1986 et 1990; d'après Harvard, SIL et USGS, pour les localisations, respectivement d'ouest en est, du séisme de 2000). La lacune sismique est soulignée en rouge, les traces de rupture de surface associées aux séismes de 1920 et 1927, en blanc. Le cadre en pointillé indique la localisation de la figure 1.22b.	17
1.3	Seismotectonic map of Haiyuan fault system (Gansu, China). Faults are from fieldwork or Landsat and SPOT images interpretation. Tianzhu seismic gap is outlined in grey. Location of 1920, 1927, 1986 and 1990 earthquakes are from <i>Gaudemer et al.</i> [1995]. Location of 2000 event is from Seismological Institute of Lanzhou (SIL), focal mechanism from USGS. Other events are from <i>Chen et al.</i> [1991] (1920 to 1984), <i>Center for Analysis and Prediction, CSB</i> [1989] (1984 to 1988) and SIL (1988 to 1998). White dots indicate events before $M_s = 5.8$ 1990 event, black dots, after it. Topography is from 30-arc-second Defense Mapping Agency DEM. Dashed black boxes show location of figures 1.10 and 1.16. Inset with box (top left) shows tectonic setting of Haiyuan fault within India-Asia collision zone; small black box, location of figure 1.3.	20

1.4	Example of FTAN analysis and floating filtering for Yongden earthquake record at GEOSCOPE station HYB, isolating fundamental modes of Rayleigh and Love waves. FTAN diagrams for (a) raw and (b) floating filtered vertical component, and for (c) raw and (d) floating filtered transversal component. Solid line follows dispersion curve. (e) Vertical and (f) transversal component of raw record (solid line) and floating filtered one (dashed line), normalized with respect to maximum observed amplitude.	24
1.5	Azimuthal distribution of broad band seismic stations selected for surface wave analysis of Tianzhu (06/01/1996, $M_w = 5.2$) earthquake. Center is epicenter location. Distance from center is epicentral distance, maximum (21.5°) at MDJ.	25
1.6	Tianzhu earthquake. (a) Moment tensor solution from joint inversion of surface waves' amplitude spectra and polarities of P-waves first motion, superimposed in (b) with selected (see text) P-waves first motion polarities, from IRIS, GEOSCOPE and some chinese regional stations. (c) Moment tensor solution from Harvard, superimposed in (d) with P polarities. (e) Solution from SIL	28
1.7	Tianzhu earthquake. Partial residual functions (a) $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$ as a function of $\mathbf{P}$ compression axis orientation and (b) $\varepsilon_{\mathbf{T}}(\mathbf{T})$ as a function of $\mathbf{T}$ tension axis orientation. Each point is stereographic projection of $\mathbf{P}$ (or $\mathbf{T}$) on the lower hemisphere. White dots indicate, for comparison, orientation of corresponding principal stress axis of Harvard focal mechanism.	29
1.8	Tianzhu earthquake. Comparison, for a period of 27 s, of radiation patterns of observed (dots) and synthetic (solid line) amplitude spectra of (a) Love and (b) Rayleigh fundamental modes. Amplitudes are recalculated for a source-receiver distance of 2000 km and a laterally homogeneous velocity model, similar to source region model. Circle radius is 0.02 cm.s.	30
1.9	Partial residual function $\varepsilon_h(h)$ as a function of depth. Minimum is for depth around 12 km.	31
1.10	(a) Enlargement of seismotectonic map of Tianzhu earthquake area (see location on figure 1.3). LLL and MMS indicate Leng Long Ling and Maomao Shan segments of Haiyuan fault, respectively, separated by Tianzhu half pull-apart basin. Microseismicity was recorded by local IPGP network of six three-component stations (five shown on map by triangles; see also figure 1.3) from July 1996 to July 1998. P and S arrival times readings are at least 7. Estimated uncertainty on epicenter location is 2 km (grey dots) or 5 km (white ones). See Appendix B for details. Seismic swarm of march 1998 is circled with white dashed line. (b) Two plausible interpretations of rupture (see discussion in text).	32
1.11	Azimuthal distribution of broad band seismic stations selected for surface wave analysis of Yongden (07/21/1995, $M_w = 5.6$) earthquake. Center is epicenter location. Distance from center is epicentral distance, maximum (117°) at ASCN.	34
1.12	Yongden earthquake. (a) Moment tensor solution from joint inversion of surface waves amplitude spectra and polarities of P-waves first motion, superimposed in (b) with selected P-waves first motion polarities (from IRIS and GEOSCOPE stations). (c) Moment tensor solution from Harvard, superimposed in (d) with P polarities at worldwide stations.	35

1.13	Yongden earthquake. Partial residual functions (a) $\varepsilon_{\mathbf{P}}(\mathbf{P})$ as a function of $\mathbf{P}$ compression axis orientation and (b) $\varepsilon_{\mathbf{T}}(\mathbf{T})$ as a function of $\mathbf{T}$ tension axis orientation, on lower hemisphere stereographic projection. White dots indicate, for comparison, orientation of corresponding principal stress axis of Harvard focal mechanism.	36
1.14	Yongden earthquake. Comparison, for a period of 40 s, of radiation patterns of observed (dots) and synthetic (solid line) amplitude spectra of (a) Love and (b) Rayleigh fundamental modes, and for a period of 64 s ((c) : Love wave, (d) : Rayleigh wave). Amplitudes are recalculated for source-receiver distance of 5000 km and laterally homogeneous velocity model, similar to source region model. Maximum amplitudes are 0.024 cm.s at 40 s and 0.017 cm.s at 64 s.	37
1.15	Partial residual function $\varepsilon_h(h)$ as a function of depth. Minimum is for depth around 6 km.	39
1.16	(a) Geological map (after <i>Gansu Geological Bureau</i> [1975]) superimposed with active faults, in Yongden earthquake area (see location on figure 1.3). (b) Seismotectonic map of same area. Black and white dots are aftershocks of Yongden event, located by SIL. Grey dot shows Harvard main shock location. White arrow points to narrow gorge (see text). Topography is from 30-arc-second Defense Mapping Agency DEM. (c) Projection of aftershocks on N15°E striking vertical plane, perpendicular to first nodal plane of our focal mechanism (point (0,0) is at latitude 36°N, longitude 103°E). View, in vertical section, of proposed model for rupture at depth, compatible with faults surface-traces, our moment tensor solution, and slip-partitionning between coupled strike-slip and thrust faults. For consistency with aftershocks depths, main shock is plotted at SIL depth of 8 km.	40
1.17	Carte des stations sismologiques du réseau local de surveillance de la lacune sismique et du réseau régional chinois. Localisation des séismes de 1927 et 1990 d'après <i>Gaudemer et al.</i> [1995], localisation des séismes de 1996 et 2000 d'après, respectivement, <i>Center for Analysis and Prediction, CSB</i> [1989] et l'USGS.	44
1.18	Géométrie 3D de la zone de faille, d'après <i>Gaudemer et al.</i> [1995].	46
1.19	Distribution temporelle des séismes enregistrés par 1 à 6 stations du réseau local du 15/07/96 (15 jours après le séisme de Tianzhu -01/06/96, Mw=5.2, figure 1.17-) au 15/07/98.	48
1.20	Enregistrement d'un microséisme aux six stations du réseau local : HYH (6171), FCH (799), HTG (7496), YWC (798), KEY (800) et NAS (797), sur les composantes verticale (1), nord (2) et est (3). Ce séisme a également été enregistré par le réseau régional chinois (magnitude $M_l = 3.1$).	49
1.21	Diagramme de Chatelain permettant d'estimer le rapport V_p/V_s (voir texte) [<i>Chatelain</i> , 1978].	50
1.22	Localisation des événements enregistrés par au moins trois stations du réseau local entre le 15/07/96 et le 15/07/98. Le cadre en pointillé sur la figure (a) marque le contour de la figure (b). Le trait de coupe marron en pointillés indique la position de la coupe géologique de la figure 1.31.	52

1.23	(a) Distribution des RMS des résidus sur les temps de trajet hypocentre-station, (b) RMS moyen, (c) valeur pic de l'histogramme de RMS et (d) pourcentage d'événements de RMS égale à cette valeur pic, en fonction du modèle de vitesse utilisé.	54
1.24	Distribution des critères de convergence des localisations dans le plan horizontal et vertical, respectivement ERH (a) et ERZ (e) , ERH et ERZ moyens -(b) et (f)-, valeur pic des histogrammes de ERH et ERZ -(c) et (g)- et pourcentage d'événements avec ERH et ERZ égaux à leur valeur pic respective -(d) et (h)-, en fonction du modèle de vitesse utilisé.	55
1.25	(a) Critères de minimisation (RMS), et (b) et (c) de convergence (respectivement, ERH et ERZ) moyens des localisations obtenues à partir de différentes profondeurs focales initiales, variant entre 4 et 25 km.	56
1.26	(a) Différences de position épacentrale (ΔH) et (b) de profondeur (ΔZ) de chaque séisme entre une localisation déterminée pour Dini = 10 km et une localisation calculée pour Dini = 4, 16 ou 25 km.	57
1.27	Différences de position épacentrale (ΔH) et de profondeur (ΔZ) de chaque séisme entre (a) deux localisations déterminées avec pour modèle de vitesse respectivement V0 et V+5% et (b) deux localisations déterminées avec pour modèle de vitesse respectivement V0 et V-5%.	58
1.28	Carte des séismes enregistrés par le réseau local (4 stations minimum, 7 pointés de phases P ou S minimum) dont les localisations sont les mieux contraintes. On distingue quatre classes d'événements, suivant les critères définis dans le tableau 1.7, dont la position épacentrale et la profondeur ont une précision de l'ordre de 2 km ("meilleurs épacentres et hypocentres") à 5 km ("bons épacentres et hypocentres"). Pour les séismes enregistrés également par le réseau régional chinois, leur magnitude locale est indiquée. Sont notées en jaune les limites des profils AA', BB', CC' et DD' présentés plus loin. La localisation du séisme du 01/06/96 est donnée par le Seismological Institute of Lanzhou, celle du séisme de 1927 est tirée de <i>Repetti</i> [1928].	59
1.29	Projection dans le plan vertical des "meilleurs hypocentres" le long des profils (a) AA' , (b) BB', (c) CC' et (d) DD' - figure 1.28 - (distance horizontale des séismes par rapport aux profils verticaux respectivement de ± 5 km, ± 5 km, ± 7 km et ± 6 km) et interprétation de la structure des failles en profondeur, d'après leur trace en surface et la microsismicité enregistrée (HF : Haiyuan fault, GF : Gulang fault, DQT : Dong Qingding thrusts). La précision des séismes en profondeur est de +2/-3 km (points rouges) ou +2/-5 km (points noirs). Les profils topographiques correspondants à chaque coupe sont tirés du MNT à 30s d'arc de la Defense Mapping Agency (exagération verticale égale à $\simeq 5$ -haut- et 1 -en grisé-).	61
1.30	Projection dans le plan vertical de l'ensemble des "meilleurs hypocentres" le long du profil BB' - figure 1.28 - permettant une meilleure visualisation du niveau de décollement reliant les chevauchement de Dong Qingding (DQT) aux failles décrochantes de Gulang (GF) et Haiyuan (HF).	62

1.31	Coupe géologique Nord-Sud, tirée de <i>Gaudemer et al.</i> [1995], localisée environ 20 km à l'ouest de la région couverte par le réseau sismologique local (figure 1.22).	63
2.1	Seismotectonic map of Haiyuan fault system (Gansu, China). Faults and locations of historical events and of 1986 and 1990 earthquakes, as well as preferred location of 1927 earthquake, are from <i>Gaudemer et al.</i> [1995]. Tianzhu seismic gap is outlined in red. Surface ruptures associated with 1920 [<i>Deng et al.</i> , 1986] and 1927 [<i>Gaudemer et al.</i> , 1995] earthquakes are in white. Topography is from 30-arc sec Defense Mapping Agency DEM. Box in top left shows location of the Haiyuan fault within India-Asia collision zone. Arrow in center of map points to Song Shan and location of Figure 1.	68
2.2	(a) Standard air photographs (scale 1/30,000) of Haiyuan fault near Song Shan basin. White boxes are swaths photographed by small remote-controlled airplane. Main rivers and associated catchments in area of concern are traced in white; watersheds are traced in black. Arrows indicate sites with offsets targeted in this study. Slip rates were determined at sites 1 and 2; coseismic displacements were determined at sites 3 and 4. Song Shan alluvial fan is outlined in black. Scale bar and north orientation are only indicative, due to optical distortion. (b) Oblique north looking view of Haiyuan fault north of Song Shan. Rivers in white are those feeding Song Shan fan. Note high flat surfaces, ~50 m and 100 m above present stream level, east and west of Song Shan fan, respectively. Pull-apart in center of photograph is marked by dark, vegetated area. (c) Southwest looking view of highest (~ +100 m) loess-mantled terrace south of Song Shan basin. Arrow in middleground points to Song Shan Ming Dynasty wall, part of which collapsed during the October 20, 1990, earthquake.	70
2.3	View of small remote-controlled airplane (3.3 m wingspan) flying above steppe along eastern swath (Figure 2.2a), before landing. Arrow points to one target used in stereopreparation of DEM (see discussion in text). Fault trace, on left side of photograph, is outlined.	71
2.4	(a) Mosaic of high-resolution (HR) photographs of fault trace taken along central swath by remote-controlled airplane. Scale bar is only for center of each photograph. Arrows indicate locations of site 1 (Figure 2.6a) and site 3 (Figure 2.13a). (b) Digital elevation model (DEM) of central swath derived from stereoscopic analysis of HR photographs and geodetic positioning of targets installed on the ground (Figure 2.3). Horizontal and vertical resolutions are ~1 m and 2 m, respectively [<i>Morel</i> , 1995]. Contour interval is 2 m. Lines north and south of fault trace (red) indicate location of profiles A and B in Figure 2.5. (c) Geomorphic interpretation of central swath from high-resolution photos, DEM, and field observations. Four principal terrace surfaces are identified on basis of relative elevations, erosion, and surface aspect. T4 is highest and T1' is immediately adjacent to present-day stream. Box indicates location of Figure 2.8. Tees locate profiles A and B.	73

2.5	(a) Northeast looking view of site 1. Flat, gently south sloping terrace ledges T1, T2, and T3 are clear in middle ground, on left bank of offset stream channel. T4 is visible south of fault to the right. (b) E-W profiles, A and B, derived from vertical sections of DEM, north and south of fault, respectively (location on Figures 2.4b and 2.4c). Crosses are intersections of profile lines with contour lines of DEM. Vertical exaggeration is 4. Four different terrace levels are identified (see text).	74
2.6	(a) Map view of total station profiles leveled at site 1. SSH1 (blue dots) is parallel to main fault trace (N100°E); SSH2, SSH3, and SSH5 (light orange, dark orange, and red dots, respectively) follow T2, T3, and T4 terrace ledges, respectively. SSH4 follows base of T1 riser (yellow dots). Short white dotted line, immediately south of fault, follows T1' riser (see text). SSH4 and SSH5 profiles are slightly distorted near top edge for superimposition with photograph. (b) Longitudinal profile SSH1, projected on N100°E striking vertical plane. Relative elevations of terraces are comparable to those found on DEM profiles A and B in Figure 2.5b. T3 appears to stand lower than T2 owing to profile strike and south slope of terrace ledges. Vertical exaggeration is 4. (c) Projections on N170°E striking vertical plane, parallel to regional slope and at high angle to fault, of total station profiles SSH2, SSH3, SSH4, and SSH5, show elevation differences between terraces. Note narrow trough of fault west of stream. Color code and vertical exaggeration are the same as in Figure 2.6a. (d) Map view of SSH4 profile along T1 riser. Dots are leveling points. Thick line is fault trace. Note small push-up hill near intersection between main fault trace and secondary strand splaying north. (e) South looking view of limit between T1 and gentle T1-T4 riser slope, south of fault. Arrows show N-S-striking limit followed by SSH4 profile. Red silhouette (about 1.7 m high) between arrows gives scale. Note high, mid-upper Pleistocene fan remnant in background (arrow). White dot is location of samples SSC4 and SSC5.	75
2.7	(a) Superimposition of terrace surfaces mapped from HR photographs and DEM. Arrows outline T1 riser north and south of fault. (b) Restoration of T1 riser and of other elements of geomorphic landscape by ~120 m displacement along fault. Same color code as in Figure 2.4c.	77
2.8	Map of site 1 showing locations of carbon samples and mean offset of T1 riser. Same color code as in Figure 2.4c.	78
2.9	Photographs and corresponding sketches of erosion-cut free faces from which charcoal samples were collected. (a) and (b) SSC4 and SSC5, (c) and (d) SSC1, and (e) and (f) SSC2 samples.	79
2.10	(a) Mosaic of high-resolution photographs of western swath. Note erratic orientation of photos. Scale bar is only for centers of photos. Box shows location of Figure 2.10b (site 2) and arrow shows location of Figure 2.14 (site 4). (b) Enlargement of HR photograph of site 2 and (c) geomorphic interpretation. Terraces roughly correlate with those at site 1 (see Figure 2.4a). Color code is identical. Arrows indicate T1' riser base north and south of fault, used to measure 80 ± 10 m offset. Black dot south of fault indicates location of trench in which PZST1 carbon sample was found.	81
2.11	(a) Southeast and (b) southwest looking views of T4-T1' riser offset. Note how clean cut and clear this offset is. White dot is location of sample PZST1. White arrows indicate fault trace.	82

2.12	(a) Photograph and (b) corresponding sketch of trench in which PZST1 sample was collected.	83
2.13	(a) HR photograph of small-scale offsets at site 3 (Figure 2.2a and Figure 2.4a) on central swath. (b) Map view of profiles leveled, plotted on DEM (color code as in Figure 2.4c). Profiles SSH6 and SSH7 follow offset stream channel risers on right and left banks, respectively. Dark line indicates fault trace.	86
2.14	Enlargement of HR photograph at site 4 (western swath, Figure 2.2a and Figure 2.10a) showing cumulative offsets of two rills and of three beheaded channels south of fault trace, spaced 9 to 15 m. Smallest offsets are interpreted as coseismic displacements during past large earthquakes (see discussion in text).	87
2.15	Summary plots of cumulative offsets on Haiyuan fault as a function of their ^{14}C or inferred ages, on linear and logarithmic scales. Squares are values from <i>Zhang et al.</i> [1988a], ellipses are values from <i>Gaudemer et al.</i> [1995], and triangles are values from this study. Bars are uncertainties. The 8 ± 2 mm/yr value is lower bound of slip rate east of Huang He [<i>Zhang et al.</i> , 1988a]. The 11 ± 4 mm/yr value is slip rate at Sange Dun, west of Huang He, based on ages inferred from postglacial warming [<i>Gaudemer et al.</i> , 1995]. Results of our study (12 ± 4 mm/yr), based on ^{14}C dating, are consistent with latter rate. Shaded zone is range of preferred slip rate value (see text).	89
2.16	(a) Tectonic map of India-Asia collision zone. Haiyuan fault is outlined in red. Black gray-shaded contour shows location of SPOT mosaic of figure 2.16b. (b) Mosaic of SPOT images. Faults are from fieldwork and SPOT and Landsat images analysis. Tianzhu seismic gap [<i>Gaudemer et al.</i> , 1995] is outlined in white. Locations of 1920 and 1927 (green dots), $M \geq 8$ earthquakes are from <i>Gaudemer et al.</i> [1995]. Arrows point to study sites where Haiyuan fault slip rate was determined from measurements and dating of geomorphic features offset by the fault (east : [<i>Lasserre et al.</i> , 1999], west : this paper). Dashed box indicates location of figure 2.17.	93
2.17	Seismotectonic map of Leng Long Ling area. Slip is partitioned principally between Haiyuan-Gulang strike-slip fault system and thrust system along Qilian Shan range-front [<i>Gaudemer et al.</i> , 1995]. Note also active north-dipping thrusts just north and east of Menyuan. Topography is from 30-arc sec Defense Mapping Agency DEM. Contour line at 4000 m is outlined. Main summit elevations are from 1/50000 Gansu Geological Bureau or 1/500000 TPC topographic maps. Ice-capped reliefs, in white, are from TPC maps. Main rivers are traced in blue. Green dots are $M \geq 4.5$ seismic events from <i>Gu et al.</i> [1989] (1920-1984), <i>Center for Analysis and Prediction</i> [1989] (1984 to 1988) and Seismological Institute of Lanzhou (1988-1998). Black contour indicates location of figures 2.18 and 2.19.	94

2.18	Mosaic of air photographs of Haiyuan fault, 25 km northeast of Menyuan (see figure 2.17). Scale bar and orientation are only indicative, due to optical distortion.	96
2.19	Geomorphic interpretation of glacial landscape of figure 2.18 from field observations, air photos and satellite images analysis. Four principal moraine deposits are distinguished from their relative degrees of degradation, elevations and maximum extension. Arrows point to locations of photos of figure 2.20. Site where slip rate was determined is circled. Eye symbols point to view direction of photographs in figures 2.21, 2.22 and 2.24c,d. Dashed boxes locate figures 2.23 and 2.25.	97
2.20	(a) SSW-looking view of left edge of glacial cirque (circled in figure 2.21), with long-term offset of $\simeq 200$ m. Fault scarp is outlined by faceted spurs in Devonian and Tertiary rocks on both sides of fault (arrows). Small gully in center of photo is offset about ten meters by fault. (b) SSW-looking view of glacial cirque, presently free of ice, offset by the fault. Dark-gray moraine deposits in upper part of cirque were probably emplaced during Little Ice Age (LIA). Hummocky glacial tills (HM) filling cirque floor extend down north of fault, cutting older lateral moraine (LM) on right side of Tao La He trunk glacial valley (see also figure 2.19). Dots mark terminus of hummocky till. Offsets of HM tills and small rills by fault is $\simeq 60$ m. (c) E-looking view of north-facing normal scarp, opposite to slope gradient. (d) W-looking view of fault in eastern part of study area. Normal throw juxtaposes Neogene (N) with Quaternary (Q), in section on river bank.	99
2.21	(a) SW-looking view of glacial landscape at main study site (figure 2.19) and (b) corresponding geomorphic interpretation. Same color code as in figure 2.19. (GC) : Glacial cirque, (HM) : hummocky moraine, (LM) : Lateral moraine, (RLM) : remnants of lateral moraine, (MM) : median moraine, (TF) : triangular facet. Circle on top left of photograph outlines offset moraine selected for cosmogenic dating, and shows location of figure 2.24a, b. Western edge of glacial cirque, circled in middle of photograph, is also offset.	100
2.22	(a) ESE-looking view of study site (see figure 2.19) and (b) corresponding geomorphic interpretation. Color code and symbols as in figures 2.19 and 2.21. Best preserved morainic ridge, sampled for cosmogenic dating, in center of photo, can be traced all along the valley, down to its northern terminus.	101
2.23	(a) Enlargement of XS SPOT image (KJ 252-275, 20 m pixel) of site (location on figure 2.19) and (b) geomorphic interpretation. Color code as in previous figures. Black arrows outline glacial valley edges offset by $\simeq 200$ m. White arrows, hummocky till edges and rills offset by $\simeq 60$ m. (c) Best fit between blocks, restoring linear continuity of dated lateral moraine and glacial valley edges or (d) hummocky till edges.	103
2.24	(a)&(b) South-looking view of offset and dated moraine, showing selected piercing points for offset measurement (see discussion in text). Pressure ridges at base of triangular facet outline fault trace. (c)&(d) SW-looking view of morainic deposits bounding left side of upper Tao La He valley (see figure 2.19 for orientation). Best preserved and largest level, correlated with dated offset moraine in Xiying He valley, is also offset by $\simeq 200$ m. Note higher moraine levels with larger offsets NW of the fault.	104

2.25	(a) Enlargement of XS SPOT image (KJ 252-275, 20 m pixel) east of site area (location on figure 2.19). Arrows point to Tao La He and smaller stream channels dogleg offsets, whose linearity is restored by $\simeq 180$ m displacement along fault (b).	105
2.26	(a) Sampling and geomorphic interpretation reported on topographic map (nominal scale 1/50000). Numbered blue dots are quartz-rich samples collected for ^{10}Be and ^{26}Al dating. (b) Plot of ^{26}Al versus ^{10}Be model ages for samples collected. Thick line is for ratio of 1. (c) Plot of samples ages in relative position (top) and topographic profile of moraine crest projected on N20E striking vertical plane, from fault northwards (bottom). (d) Late Pleistocene left slip rate deduced from cosmogenic dating of lateral moraine at study site. Hummocky till edges and rill offsets ($\simeq 60$ m) age would be 3015 ± 1759 yr. . . .	107
3.1	Principe de mesure des pseudo-distances sur les codes. La mesure du délai entre l'instant de réception du signal satellite t_{rec} et l'instant de son émission t_{em} permet d'accéder, connaissant la vitesse de la lumière c , à la pseudo distance PSD entre le satellite et le récepteur (voir texte).	115
3.2	Principe de mesure des phases. Cas simplifié, lors de la première mesure, sans décalage au moment de l'allumage du récepteur entre la phase du signal satellite et celle du signal généré par le récepteur. Seule la partie décimale du déphasage total entre le signal reçu et celui généré par le récepteur, noté $\Delta\phi(t_1)$ à l'instant $t_{1_{rec}}$, est mesurable. Le nombre entier de longueurs d'onde entre le satellite et le récepteur $N(t_1)$ reste inconnu.	116
3.3	Interprétation géométrique de la mesure de phase. L'ambiguïté $N(t_1)$, inconnue, est la même pour toutes les mesures tant que le signal n'est pas interrompu. La partie décimale du déphasage $\Delta\phi(t)$ est mesurée et le nombre de cycles entiers $n(t)$ écoulés depuis la première mesure compté par le récepteur. D'après [Botton et al., 1997].	117
3.4	Carte des deux profils GPS implantés : à l'ouest, le profil de Tianzhu, à l'est, le profil de Jingtai. Le cadre noir indique l'emplacement de la figure 3.5. . .	122
3.5	Réseau de points GPS densifié autour du demi bassin en pull-apart de Tianzhu. Code de couleur identique à la figure 3.4.	123
3.6	Occupation des sites pendant la campagne de 1994	124
3.7	Occupation des sites pendant la campagne de 1996	126
3.8	Occupation des sites pendant la campagne de 1999	127
3.9	Caractéristiques principales des campagnes de mesures sur le réseau Haiyuan.	128
3.10	Carte des stations IGS incluses dans le traitement des données des campagnes de 1994 (carrés bleus), 1996 (carrés verts) et 1999 (carrés rouges). . .	133
3.11	Estimations des retards zénithaux pour les stations JNC0, TZF0 et SHAO au cours de la campagne 1999. Comparaison entre deux solutions à 7 et 12 paramètres stochastiques.	137
3.12	Comparaison des stratégies de traitement pour calculer une solution globale ou locale.	142

3.13	Répétabilités des composantes Nord-Sud, Est-Ouest, Verticale et Horizontale des lignes de base mesurées trois fois au moins au cours de la campagne 1994, en fonction de la longueur des lignes de base. Les cercles évidés et pleins représentent les répétabilités calculées respectivement à partir des solutions avec ambiguïtés libres et à partir des solutions avec ambiguïtés fixées ; les traits pointillés et pleins représentent les tendances respectives de la répétabilité pour ces mêmes solutions.	146
3.14	Répétabilités des composantes Nord-Sud, Est-Ouest, Verticale et Horizontale des lignes de base mesurées trois fois au moins au cours de la campagne 1996, en fonction de la longueur des lignes de base. Les cercles évidés et pleins représentent les répétabilités calculées respectivement à partir des solutions avec ambiguïtés libres et à partir des solutions avec ambiguïtés fixées ; les traits pointillés et pleins représentent les tendances respectives de la répétabilité pour ces mêmes solutions. La flèche pointe sur la ligne de base JNC0-JND0, dont la répétabilité après résolution d'ambiguïtés est moins bonne que celle avant résolution.	149
3.15	Répétabilités des composantes Nord-Sud, Est-Ouest, Verticale et Horizontale des lignes de base mesurées trois fois au moins au cours de la campagne 1999, en fonction de la longueur des lignes de base. Les cercles évidés et pleins représentent les répétabilités calculées respectivement à partir des solutions avec ambiguïtés libres et à partir des solutions avec ambiguïtés fixées ; les traits pointillés et pleins représentent les tendances respectives de la répétabilité pour ces mêmes solutions.	151
3.16	Répétabilités au long terme des composantes Nord-Sud, Est-Ouest, Verticale et Horizontale des lignes de base du réseau local en fonction de la longueur des lignes de base. Cette répétabilité caractérise la dispersion des composantes des lignes de base autour d'un modèle linéaire de vitesse ajustant aux mieux ces composantes sur l'ensemble des trois campagnes.	155
3.17	En bleu est représenté le champ de vitesse, obtenu par combinaison des solutions globales 1994, 1996 et 1999, exprimé dans le référentiel ITRF97. En rouge sont représentées les vitesses des stations IGS telles qu'elles sont définies dans le référentiel ITRF97. Les stations IGS marquées d'une astérisque sont celles retenues lors du calcul GLOBK pour le rattachement à l'ITRF97.	157
3.18	(a) Champ de vitesse par rapport à la plaque Eurasie, telle qu'elle est définie par NUVEL1A-NNR [<i>Argus and Gordon, 1991</i>]. Les vitesses ITRF97 des stations IGS, exprimées par rapport à l'Eurasie, sont représentées en violet, les vitesses des stations IGS et du réseau local obtenues par GLOBK dans l'ITRF97, puis exprimées par rapport à l'Eurasie, sont représentées en bleu. (b) Synthèse des vitesses mesurées par géodésie dans la zone de collision Inde-Asie, d'après <i>Larson et al. [1999]</i>	160

3.19	SOLUTIONS GLOBALES. Comparaison des vitesses obtenues pour les solutions 1 (rattachements points auxiliaires-points principaux utilisés, solutions SIO incluses), 3 (rattachements points auxiliaires-points principaux non utilisés, solutions SIO incluses), 4 (comme 1 sans les données 1994) et 5 (comme 1 sans calcul de vitesse, positions seules estimées), par rapport à la station JNA0. Pour des raisons de lisibilité, la solution 2, très proche de la solution 1, et les ellipses d'erreurs formelles de la solution 3 (du même ordre que celles de la solution 1), ne sont pas représentées. Les failles sont cartographiées en rouge.	163
3.20	Distribution des résidus (valeurs théoriques des composantes des lignes de base moins valeurs observées) après compensation, tout profil et toutes composantes (Nord, est et Verticale) confondues, pour les lignes de base du réseau local : (a) Campagne 94, (b) Campagne 96, (c) Campagne 99. . . .	169
3.21	SOLUTIONS LOCALES. Vitesses obtenues en comparant les résultats des solutions locales des campagnes 1999 et 1994 (flèches noires), et des campagnes 1999 et 1996 (flèches grises).	170
3.22	Comparaison des vitesses moyennes sur l'ensemble des solutions globales calculées (voir figure 3.19 et tableau 3.12) -flèches bleues- et des vitesses moyennes sur les deux solutions locales calculées (voir figure 3.21 et tableau 3.14) -flèches mauves-. 4.8 ans et 2.7 ans séparent la première et dernière campagne de mesures sur les profils, respectivement, ouest et est.	173
3.23	(a) et (b) Champ de vitesse attendu au voisinage de la faille, par rapport à JNA, d'après un modèle simple de faille décrochante sénestre, verticale, bloquée en profondeur en période intersismique [<i>Savage and Burford, 1973</i>] (c) Vitesses moyennes des stations, parallèlement à la faille, sur l'ensemble des solutions globales, par rapport à JNA, et (d) sur les deux solutions locales, par rapport à JNA (profil est) ou TZA (profil ouest). À noter que la trace de la faille au travers du profil ouest est plus complexe que celle représentée ici (voir par exemple figure 3.19).	174
3.24	Géométrie 3D de la faille de Haiyuan, d'après <i>Gaudemer et al. [1995]</i> . Les positions des profils du réseau local sont repérées en trait pointillé bleu. . .	178
3.25	Champ de vitesse obtenu le long d'un profil GPS au travers de la faille de l'Altyn Tagh (Nord Tibet), après deux campagnes de mesures (1994-1998), par <i>Bendick et al. [2000]</i> . La flèche blanche indique le vecteur vitesse exclu du calcul de la vitesse de déformation actuelle de la faille.	179
4.1	(a) Carte tectonique du système de failles de Haiyuan. Le cadre noir indique la position de la figure (b), carte géologique simplifiée, d'après <i>Gansu Geological Bureau [1975a]</i> , superposée à une mosaïque d'images SPOT, couvrant le segment est de la faille de Haiyuan. Les segments de failles rompus lors du séisme de 16/12/1920 ($M \geq 8$) sont soulignés en blanc. La longueur des zones d'étude et de mesure du rejet fini de la faille par <i>Burchfiel et al. [1991]</i> sont indiquées.	183

4.2	Carte géologique d'après <i>Burchfiel et al.</i> [1991]. Les marqueurs du rejet fini de la faille considérés par ces auteurs comme les plus fiables sont repérés en haut de la carte. Nous remarquons, en bas de la carte, que d'autres mesures de ce rejet pour ces mêmes marqueurs auraient pu être proposées.	185
4.3	Image Landsat TM5 130-35, couvrant la zone d'étude de <i>Burchfiel et al.</i> [1991] et cartographie des failles à partir de nos observations de terrain, de l'analyse des images Spot et Landsat et des cartes topographiques au 1/50000ème. Un boudin d'amphibolites que nous avons identifié au nord du Nanhua Shan, non cartographié par <i>Burchfiel et al.</i> [1991], est localisé par une flèche. Son existence vient contredire la mesure du rejet fini de la faille par <i>Burchfiel et al.</i> [1991] à partir des amphibolites du Huangjiawa Shan et du Xihua Shan (figure 4.2). Les échantillons NH2 et NH20 de granites datés par traces de fission sur apatites (figure 4.4) sont repérés par des ronds blancs.	188
4.4	Modélisation de l'histoire thermique (courbe moyenne en bleu et enveloppe de toutes les courbes en noir) de l'échantillon NH20 -granite intrusif dans des marbres (figure 4.3). Son exhumation débute à 17 ± 6 Ma. [<i>Jolivet, communication personnelle</i>].	188
4.5	Dans la vallée de la Yuan river (figure 4.3), vue vers l'est-sud-est (a) d'un anticlinal dans le loess et (b) du flanc sud d'un synclinal dans le loess (on notera les pendages forts à plus de 45°).	190
4.6	Miroir de faille N130E, à pendage 75° N et stries à 20° vers le NW, dans les marbres au nord du Huangjiawa Shan (figure 4.3).	191
4.7	Pli couché déversé dans l'Oligocène à gypse du Huangjiawa Shan, au nord du bassin du Salt lake. Cette formation est semblable à celle observée à 50 km plus au sud est, au sud-est du Nanhua Shan (figure 4.2).	192
4.8	Mosaïque Landsat (TM 130-34 et 130-35) montrant la boucle sigmoïdale du Fleuve Jaune au passage de la faille sénestre de Haiyuan et mesure du décalage du fleuve par la faille proposée par <i>Gaudemer et al.</i> [1995].	194
4.9	Carte topographique (d'après le MNT à 30 secondes d'arc de la Defense Mapping Agency) mettant en évidence la boucle sigmoïdale du Fleuve Jaune au passage de la faille sénestre de Haiyuan.	195
4.10	[<i>Lin et al.</i> , 1999] : cartographie des conglomérats et brèches Éocène à Miocène de type fluvio-lacustre, liés à la formation à l'Éocène du Fleuve Jaune le long d'un cours reliant le sud de Lanzhou à Zhengzhou et à la formation des grabens autour de l'Ordos. Le plissement de ces formations au sud de la faille de Haiyuan (voir les flèches indiquant l'axe des plis) aurait provoqué la séparation des cours anciens du Fleuve Jaune et de la Wei He à la fin du Miocène-début du Pliocène.	197

4.11	(a) Mozaïque d'images SPOT et (b) cartographie des failles, montrant la boucle du Fleuve Jaune au passage de la zone de failles au niveau du Hasi Shan. La faille récente, rompue lors du séisme de 1920 est soulignée en blanc. Une faille plus ancienne, marquée sur toute sa longueur par de larges zones de gouge -faille "géologique", celle ayant fonctionné le plus longtemps dans la zone de failles- est soulignée en noir. Le cadre noir indique la position de la figure 4.12.	199
4.12	Image DISP, localisée sur la figure 4.11, montrant des mesures possibles du décalage du Fleuve Jaune au passage des failles actives actuelles, au maximum de 8 km, et d'environ 3 km sur la branche rompue en 1920 (contour blanc).	200
4.13	Carte topographique et tectonique. La faille rompue en 1920, récente, est soulignée en blanc, la faille "géologique", celle ayant fonctionné le plus longtemps dans la zone de failles, est soulignée en rouge. Elle est marquée sur le terrain par de larges zones de gouge (figure 4.14). Un paléocours du Fleuve semble indiqué par la présence des conglomérats polygéniques C1 à C4 (figures 4.16, 4.15, 4.17 et 4.18) et est décalé d'environ 100 km par la faille.	201
4.14	Zone de gouge le long de la faille géologique de Haiyuan (figure 4.13) . . .	202
4.15	Conglomérats tabulaires polygéniques dans la plaine de Jingtai, indices probables d'un paléocours du Fleuve Jaune dans cette plaine (figure 4.13). . . .	203
4.16	Epais conglomérats polygéniques au nord du Lao Hu Shan, probables dépôts anciens du Fleuve Jaune (figure 4.13).	203
4.17	Epais conglomérats polygéniques au sud du Hasi Shan, probables dépôts anciens du Fleuve Jaune (figure 4.13).	204
4.18	Epais conglomérats polygéniques au sud du Hasi Shan, probables dépôts anciens du Fleuve Jaune (figure 4.13).	204
4.19	Cartographie synthétique des failles le long de la zone de failles de Haiyuan.	206
4.20	Carte géologique régionale simplifiée et position -ronds jaunes- des échantillons de roches prélevées sur le terrain. Les symboles HS et NS repèrent respectivement les conglomérats Dévonien du Hasi Shan et Nanhua Shan, marqueurs possibles du rejet total de la faille (figure 4.23).	207
4.21	Localisation des échantillons de roches prélevées sur le terrain.	208
4.22	Schéma simplifié de la zone de suture et de son décalage par la faille de Haiyuan.	210
4.23	Conglomérats Dévonien du Hasi Shan (HS) au nord de la faille, probablement décalé par la faille d'environ 120 km par rapport aux conglomérats similaires du Nanhua Shan (NS) au sud de la faille (voir figure 4.20). . . .	211
4.24	Carte topographique et tectonique du Liupan Shan.	212
4.25	Détail d'image SPOT (localisée par un rectangle sur la carte de la figure 4.24) et interprétation montrant des décalages du réseau hydrographique par une faille décrochante sénestre traversant le Liupan Shan (d'après Lu Taiyi).	213

Résumé

La faille de Haiyuan s'étend sur plus de 1000 km en bordure nord-est du Tibet et accommode la partie décrochante sénestre de la convergence entre le Tibet et la plateforme de Gobi Ala Shan. Sa partie centrale, de 220 km de long, constitue une lacune sismique. Nous étudions le comportement de cette faille sur quelques années à quelques millions d'années. Cinq séismes de $M > 5$, les plus forts depuis ceux de 1920 et 1927 ($M \geq 8$), se sont produits près de la lacune depuis 1986. Nous avons déterminé les mécanismes au foyer et l'origine tectonique des séismes de Tianzhu (01/06/96) et Yongden (21/07/95), qui mettent en jeu des structures secondaires de la faille. La microsismicité enregistrée de 1996 à 1998 par six stations autour de la lacune confirme l'existence d'un décollement reliant en profondeur (à 15-20 km) les chevauchements des Qilian Shan et la faille de Haiyuan. L'analyse photogrammétrique de photographies haute résolution du segment du Maomao Shan de la lacune, prises par un avion téléguidé, a permis de mesurer les décalages de bords de terrasses alluviales, datées au ^{14}C , et d'en déduire la vitesse Holocène de ce segment: 12 ± 4 mm/an. Au moins deux séismes passés de $M \geq 8$ semblent s'être produits sur la lacune, possibles séismes caractéristiques, de déplacement cosismique 12 ± 4 m, se répétant tous les 1050 ± 450 ans. La vitesse Post-Glaciaire du segment du Leng Long Ling, 20 ± 5 mm/an, à l'ouest de la jonction des failles de Haiyuan et Gulang, a été déduite de la mesure du décalage d'une moraine glaciaire, datée par isotopes cosmogéniques (^{26}Al , ^{10}Be). Les premières mesures GPS, entre 1994 et 1999, de deux profils perpendiculaires à la lacune, montrent des mouvements compatibles avec une faille sénestre, encore difficilement interprétables en terme de vitesse de glissement actuelle de la faille. L'existence de la faille pourrait remonter au Miocène Supérieur. Son rejet fini, dont nous identifions de nouveaux marqueurs morphologiques et géologiques, pourrait être supérieur à 100 km.

Mots-clés

Sismotectonique, Géologie, Tibet, Faille de Haiyuan, Lacune sismique, Cinématique, Rejet fini, Fleuve Jaune.

Discipline

Géophysique Interne