



**HAL**  
open science

# Déformation cumulée, vitesse long terme et cycle sismique des décrochements intracontinentaux

Jérôme van der Woerd

► **To cite this version:**

Jérôme van der Woerd. Déformation cumulée, vitesse long terme et cycle sismique des décrochements intracontinentaux. Le cycle sismique, ISTE Group, pp.285-306, 2023, 10.51926/ISTE.9038.ch10 . hal-04310894

**HAL Id: hal-04310894**

**<https://hal.science/hal-04310894v1>**

Submitted on 27 Nov 2023

**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.

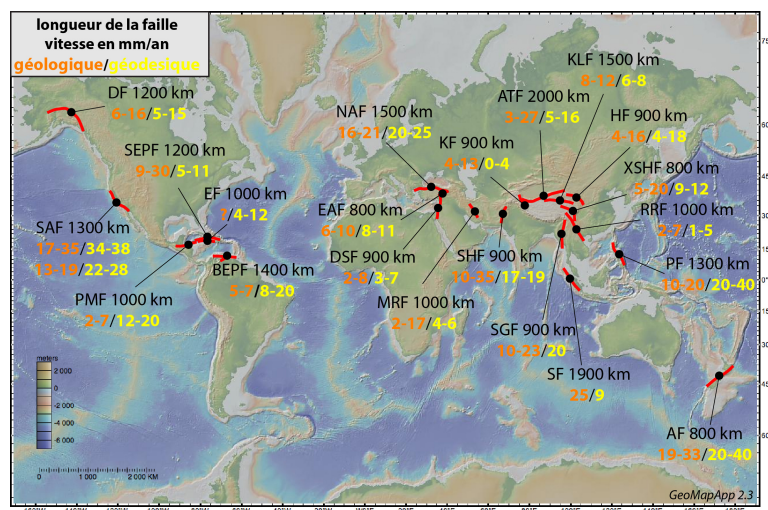
## Chapitre 11

# Déformation cumulée, vitesse long-terme et cycle sismique des décrochements intra-continentaux

**Jérome Van der Woerd – Institut de Physique du Globe de Strasbourg**

### 11.1 Introduction

L'un des objectifs de la morphotectonique est de caractériser la récurrence des séismes le long d'une faille afin de contraindre des modèles de risque sismique et d'estimer les probabilités de taille et d'occurrence des futurs séismes. Connaître le passé du fonctionnement sismique d'une faille c'est un des moyens de prévoir son comportement futur (cf. [Chapitre 12](#)). Ainsi, classiquement on associe la vitesse moyenne de déplacement d'une faille sur le temps long et une certaine taille de séisme pour élaborer des modèles de glissement qui ont un certain caractère prédictif en terme de séquence possible de séismes. La vitesse d'une faille est la mesure du taux de déplacement d'un côté de la faille par rapport à l'autre. Une vitesse géologique est en général déterminée par la mesure à travers une faille du décalage d'une forme du relief, accumulé sur une longue période de temps (plusieurs milliers d'années à plusieurs millions d'années). Une vitesse géodésique est déterminée par la mesure du déplacement du sol de part et d'autre d'une faille, et à une certaine distance de celle-ci, sur une période de temps courte (quelques années à quelques dizaines d'années) en utilisant le plus communément le système GPS ou l'interférométrie radar (Figure 11.1, cf. [Chapitres 1, 14](#)).



**Figure 11.1.** Répartition à la surface de la Terre des décrochements continentaux actifs d'au moins 1000 km de long, avec longueur et bornes des vitesses géologiques/géodésiques d'après la littérature.

Si nombre de failles restent peu étudiées, l'avancée des connaissances a permis de progresser dans leur caractérisation. La question se déplace de : « Quelle est la vitesse de cette faille ? » vers : « Cette vitesse est-elle constante dans le temps ? Varie-t-elle au cours du cycle sismique ou à l'échelle de plusieurs cycles ? » (cf. Chapitre 1). Comparer des vitesses issues d'approches différentes (géodésie, géologie) nécessite de bien définir ce qui est effectivement mesuré. A cette condition on pourra discuter de l'origine possible des différences ou variations observées. Celles-ci peuvent être liées à des propriétés physiques de la faille, à l'évolution de la géométrie des failles et leurs interactions au cours du temps, ou bien encore à des changements des conditions aux limites lointaines imposées par la tectonique des plaques.

Ce progrès des connaissances est essentiellement un résultat de l'accumulation de données de vitesses obtenues avec des méthodes variées et en constante évolution de datation des marqueurs géomorphologiques, de paléosismologie, et de géodésie (GPS, InSAR) en de nombreux sites le long de failles à différents stades de leur cycle sismique. Pour les vitesses géologiques, les progrès en matière de datations par les méthodes basées sur les isotopes cosmogéniques ( $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}/^{36}\text{Cl}/^{21}\text{Ne}$ ) mais aussi par thermoluminescence (OSL) sont indéniables. Il faut également souligner ces dernières années l'apport considérable que représente l'imagerie à haute

résolution (issue des satellites Ikonos 1m, Quickbird 0.60m, SPOT5 2.5m [LI 05, MER 05] et la topographie radar à haute résolution (Lidar au sol ou aéroporté [ZIE 10, ZIE 15]) ou encore l'automatisation de méthodes photogrammétriques pour l'acquisition rapide de modèles numériques de terrain par drone en particulier.

Dans la suite nous nous concentrerons sur la définition et la mesure d'une vitesse géologique à partir de la déformation cumulée de marqueurs géomorphologiques. Nous aborderons certaines méthodologies couramment utilisées et discuterons certaines de leurs limites. Nous discuterons de la relation entre le décalage cumulé et le séisme, le décalage cumulé résultant de l'addition de déplacements sismiques au cours du temps. Enfin, nous avons choisi de discuter seulement des failles décrochantes.

## 11.2 Du décalage géomorphologique à la vitesse d'une faille

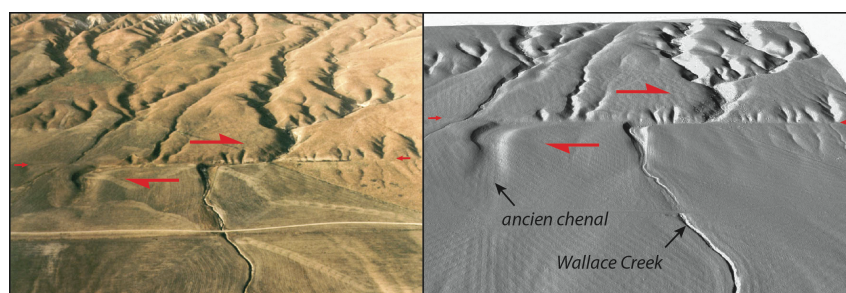
### 11.2.1 Décalage tectonique des rivières

L'idée que l'on puisse faire une mesure quantitativement significative de certaines propriétés des séismes et des failles à partir de ruptures de surface est née de l'observation des déformations suite à certain grands séismes, notamment le séisme de San Andreas du 18 avril 1906 (cf. Chapitre 1, [ZOB 06]). Non seulement il a été possible de mesurer une longueur de faille (rupture), mais également de caractériser la distribution du glissement co-sismique le long de la rupture et de quantifier la déformation des blocs séparés par la faille. Bien que certains segments aient été cartographiés au préalable, il a fallu le séisme de 1906 pour faire la démonstration de la continuité de la faille de San Andreas sur des centaines de kilomètres. Un autre aspect clairement révélé par la juxtaposition de la rupture récente avec des morphologies héritées de déformations antérieures établissait le caractère récurrent des grands événements sismiques. Ces conclusions confortaient des observations similaires faites à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle le long de la faille normale de Wasatch (Utah) du décalage répété de lignes de rivages abandonnées du paléo-lac de Bonneville par Gilbert [GIL 84].

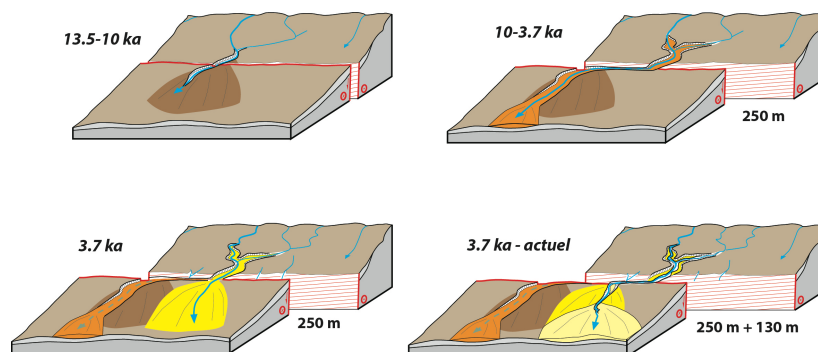
Un exemple classique de marqueurs géomorphologiques décalés est représenté par le site de Wallace Creek le long de la faille de San Andreas (Figure 11.2) (Wallace, 1968 ; Sieh and Wallace, 1987 ; Sieh and Jahns, 1984). A cet endroit situé dans la plaine relativement aride de Carrizo, une rivière intermittente, le Wallace Creek, prend sa source dans les montagnes de Temblor au nord-est. Cette rivière incise le piedmont en traversant la faille de San Andreas formant un chenal de plusieurs mètres de profondeurs. La vitesse moyenne de mouvement de la faille de



San Andreas à ce site est contrainte à  $33.9 \pm 2.9$  mm/an pour les derniers 3700 ans et  $35.8 \pm 5.4$  mm/an pour les derniers 13250 ans, en bon accord avec des mesures de géodésies de nivellement et avec des mesures de géodésie spatiale GPS ( $35.9 \pm 0.5$  mm/an [MEA 05]).



**Figure 11.2.** a) photo aérienne du site de Wallace Creek. b) vue oblique d'un modèle numérique de terrain à partir de Lidar aérien (<https://opentopography.org/>) révélant les détails du relief (données B4 25cm de résolution). La faille de San Andreas suit un escarpement topographique sur lequel naissent des chenaux régressifs. Wallace Creek, le chenal le plus large et profond en amont est décalé de manière dextre au passage de la faille. En aval (sur la gauche), un ancien chenal abandonné, plus large et aux bords plus émoussés représente la position antérieure de Wallace Creek.



**Figure 11.3.** Représentation schématique progressive de l'évolution du site de Wallace Creek depuis la mise en place des dépôts colluviaux de piedmont, l'incision du chenal de Wallace Creek et les phases d'accumulation de décalages et de ré- incision de la rivière intermittente. Les contraintes temporelles sont issues de datations au Carbone-14 des sédiments abandonnés dans les chenaux [SIE 84].

### 11.2.2 Les bords de terrasses alluviales (risers) pour la détermination des vitesses moyennes

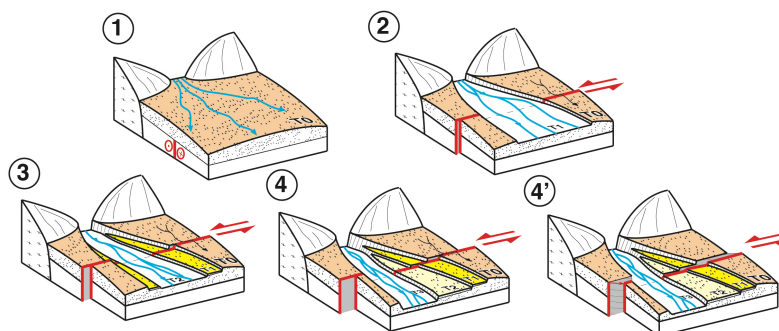
Dans la suite nous nous focalisons sur les bords de terrasses comme marqueurs de la déformation le long des décrochements. En effet, ce sont des marqueurs très répandus et relativement nombreux le long des décrochements. Dans de nombreuses régions de tectonique active en convergence oblique la déformation se partitionne entre décrochement et chevauchement sur des failles distinctes, le décrochement longeant une chaîne de montagne. Cette géométrie des structures entraîne presque automatiquement la formation d'un drainage perpendiculaire à la direction du décrochement et c'est dans ces environnements que l'on peut espérer trouver de nombreux marqueurs morphologiques décalés.

Ces environnements sont idéaux pour quantifier les déplacements récents le long des décrochements pour plusieurs raisons :

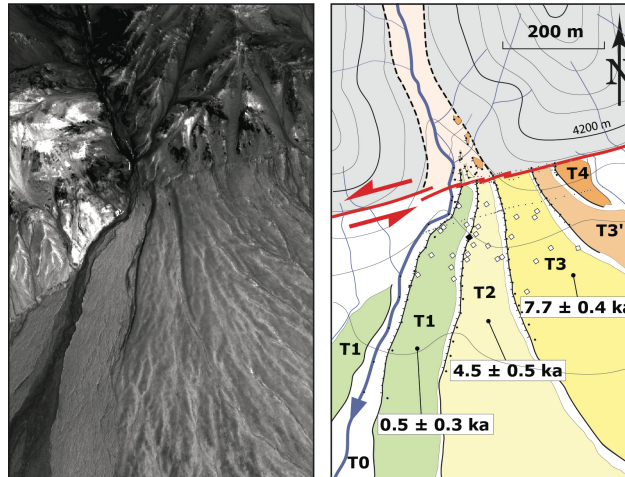
- le drainage perpendiculaire (ou quasi) permet de reconstruire avec une bonne précision les marqueurs géomorphologiques naturels décalés
- ces marqueurs sont associés au dépôt de sédiments et sont donc potentiellement datables
- les phases d'incision et de déposition des rivières entraînent la formation de marqueurs d'âges variés
- la longueur des chaînes de montagne et des failles décrochantes (quelques centaines au millier de kilomètres) augmentent d'autant le nombre d'observations possibles.

Ces caractéristiques sont les points clés de l'approche morphotectonique (ou tectonic geomorphology) : mesure du décalage, datation du décalage, représentativité temporelle et spatiale des mesures.

La figure 11.4 montre schématiquement la formation d'une séquence de terrasses concomitante du déplacement le long du décrochement inspiré de situations rencontrées le long du segment de Xidatan de la faille du Kunlun [VAN 98, VAN 02, TAP 01, RYE 06]. La précision de la mesure des décalages horizontaux des bords de terrasses et les relations temporelles entre l'incision et l'abandon des différentes terrasses nécessitent de reconstituer la mise en place des différents dépôts et phase d'incisions. Ceci se fait par une approche en 3 dimensions à partir de données topographiques de précision. En effet, selon les situations, il faut préciser la relation entre l'incision du bord de terrasse et l'âge des terrasses adjacentes. Ceci est parfois rendu complexe lorsque certains niveaux de terrasses ne sont pas présents de part et d'autre de la faille en raison de l'érosion ou quand l'incision est progressive et les bords de terrasses diachroniques.



**Figure 11.4.** Blocs diagrammes montrant une séquence de formation de terrasses alluviales recoupées par une faille décrochante. 1. Mise en place d'un cône alluvial T0 lors d'une décharge sédimentaire importante. La faille est enfouie. 2. La rivière creuse un lit T1. La surface T0 est abandonnée et commence à enregistrer les mouvements sur la faille, mais son bord est constamment rafraîchi par érosion latérale. 3. Durant une nouvelle phase d'incision, T1 est abandonnée et le bord de terrasse T0/T1, devenu marqueur passif, commence à enregistrer les déplacements horizontaux. L'âge de l'abandon de T1 date le décalage du bord de terrasse. 4. Des épisodes successifs de dépôts de terrasses et d'incision conduisent à la formation de terrasses dont les bords sont décalés variablement et de manière incrémentielle. 5. Situation similaire, mais avec une composante de mouvement vertical. Le décalage vertical ne s'accumule qu'au moment de l'abandon de la surface. Ainsi, dans cette séquence, le décalage vertical de T1 (ou T2) est corrélé avec le décalage horizontal de T0/T1 (ou T1/T2) et avec l'âge de T1 (ou T2) [VAN 02].

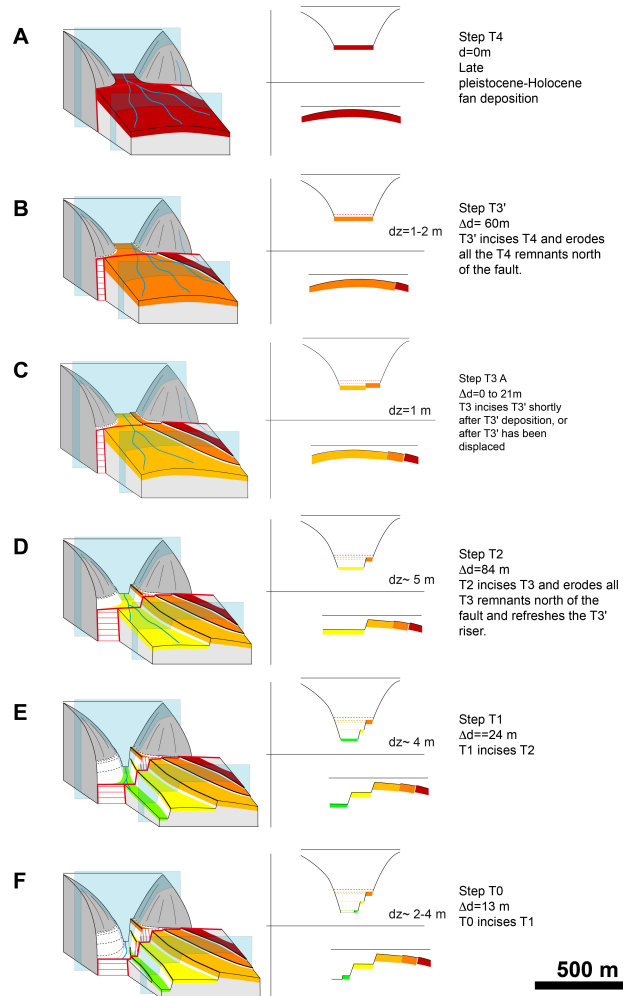


**Figure 11.5.** Image Quickbird et interprétation géomorphologique de terrasses vdcalées le long de la partie centrale de la faille de l'Altyn Tagh [MER 12].

Dans l'exemple de la faille de l'Altyn Tagh, certaines terrasses ont été érodées complètement en amont de la faille (Figure 11.5), ainsi la géométrie des terrasses change drastiquement entre l'amont et l'aval de la faille et enfin, certaines phases d'incision entre les niveaux de terrasses sont importantes ( $> 5$  m). La reconstruction 3D de la mise en place des dépôts permet de mieux comprendre les relations entre l'incision et le mouvement sénestre sur la faille (Figure 11.6). En particulier, on peut remarquer que la largeur du lit actif de la rivière change de 120 m à moins de 20 m au cours de l'Holocène en s'incisant de plus de 15 m. Dans ce cas où les terrasses ne sont préservées que d'un seul côté de la faille, seuls des bornes du décalage du chenal principal sont déterminées pour estimer la vitesse de mouvement sénestre plutôt que les bords de terrasses dont l'âge est moins bien contraint (Figure 11.6).

L'interprétation des relations entre incision et décalage n'est pas simple et les objets géologiques sont complexes. Des études contradictoires ont conduit à discuter la part d'interprétation dans les incertitudes liées aux déterminations de vitesse long-terme (epistemic uncertainty [SAL 15]). Il est clair que considérer le décalage d'un bord de terrasse qui n'est jamais daté directement est une source d'incertitude pour la détermination des vitesses long-terme. En particulier, la possibilité qu'un bord de terrasse, bien que séparant des terrasses de même âge puisse avoir un âge différent de part et d'autre de la faille a été considéré comme une limite à l'utilisation des bords de terrasse pour caractériser un décalage tectonique [LEN 64, LEN 68, SUG 60], la préférence étant mis sur le décalage de chenaux incisés à l'intérieur des terrasses. La combinaison de méthodes de datations variées, datation au Carbone-14,

thermoluminescence, cosmonucléides (voir encart) conduit à proposer des scénarios variés sur la nature des terrasses et leur mode d'emplacement et d'abandon pour fixer les limites possibles à l'âge des décalages [MER 05, COW 07, GOL 09].



**Figure 11.6.** Evolution complexe irrégulière de l'interaction entre les mouvements tectoniques horizontaux et la dynamique de la rivière, qui incise son lit en ajustant la largeur de son lit. Ici, 4 terrasses majeures sont formées lors des variations climatiques des derniers 14 000 ans [MER 12].

Il est possible de déterminer des limites maximales et minimales de l'âge du bord de terrasse. En effet, l'incision ne commence que lorsque le niveau supérieur est abandonné, et son décalage peut avoir commencé bien avant l'abandon de la terrasse inférieure. Cette approche reste valable si les terrasses ont des âges proches. On peut aussi ne considérer que l'âge maximum possible, c'est-à-dire l'âge de la terrasse supérieure conduisant à estimer des vitesses minimales [COW 07].

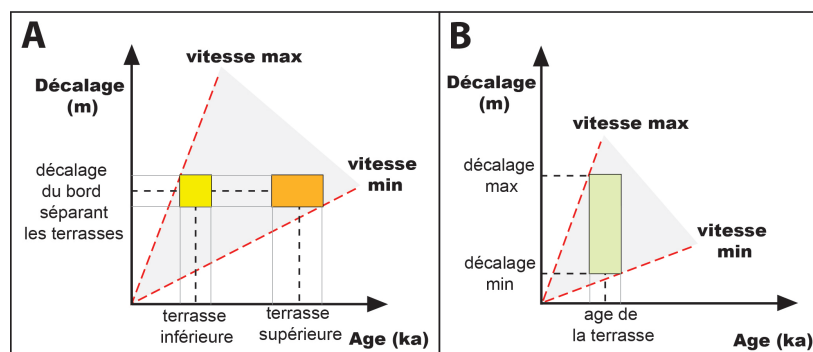
#### ENCART : METHODE DE DATATION PAR LES ISOTOPES COSMOGENIQUES

Les roches de la surface de la Terre sont bombardées par des particules cosmiques, comme des protons de haute énergie. Les interactions nucléaires entre ces particules et les atomes des minéraux des roches provoquent la formation d'isotopes radioactifs, dit cosmogéniques, qui vont rester piégés dans les minéraux. Ainsi, ces réactions provoquent la formation de Beryllium-10 ou d'Aluminium-26 à partir des atomes de Silicium et de l'Oxygène du quartz ( $\text{SiO}_2$ ). Le taux de production des isotopes cosmogéniques dépend du flux de particules cosmiques chargées à travers l'atmosphère terrestre et d'une modulation par le champ magnétique terrestre, il dépend donc de l'altitude et de la latitude et doit être connu pour chaque site de mesure. Ceci est l'objet de programmes internationaux de modélisation et de calibration permettant une constante amélioration des mesures. Ce taux de production des isotopes cosmogéniques diminue également avec l'épaisseur de roche traversée et donc avec la profondeur. Quantifier l'accumulation de ces isotopes dans les roches de la surface et la sub-surface est donc un moyen de mesurer à la fois le temps d'exposition de la roche au rayonnement cosmique et de quantifier l'érosion subie par la surface analysée. On peut donc après une isolation chimique des éléments et l'utilisation de spectromètre à accélération mesurer la quantité d'isotopes accumulées dans des galets ou des blocs abandonnés par les rivières ou les glaciers dans des terrasses ou des moraines pour en connaître l'âge [GOS 01, BEN 14].

### 11.3 Variation spatio-temporelle de la vitesse long-terme des failles

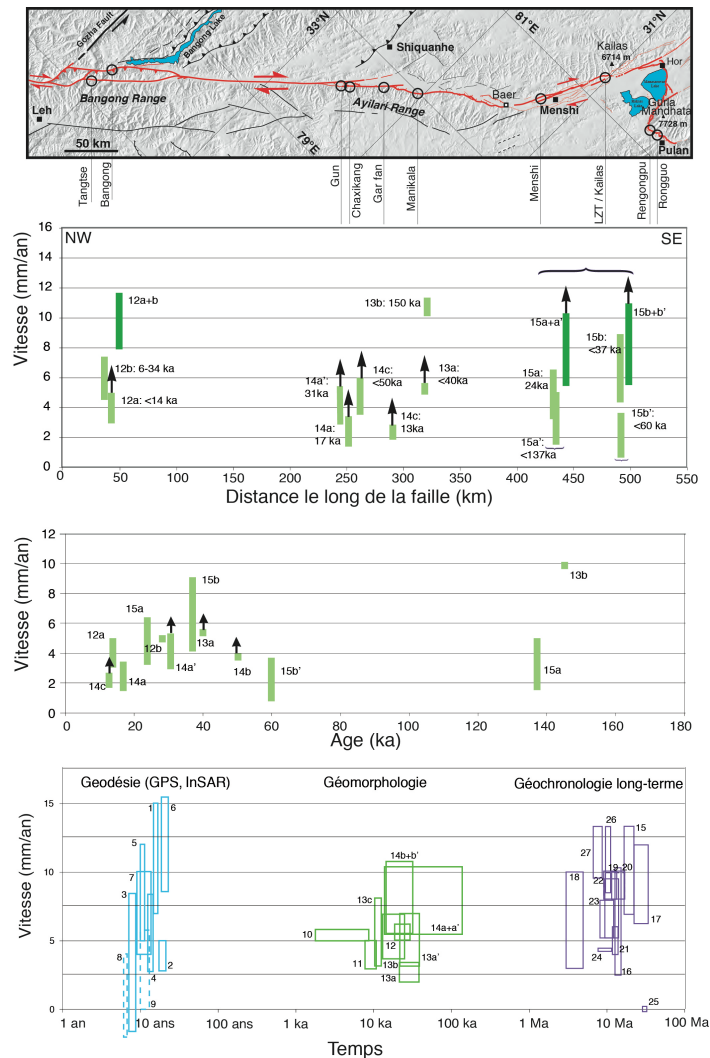
Pour comprendre le rôle que joue les failles dans la déformation des continents il est nécessaire de connaître leur vitesse de mouvement en particulier si cette vitesse change le long de la faille ou au cours du temps. Si à petite échelle une faille est un objet linéaire simple, à grande échelle un décrochement est une succession de segments avec des jonctions et des bifurcations parfois complexes. Le lien entre un segment et le système de failles entier n'est pas toujours simple. De plus les endroits où on peut déterminer une vitesse géologique ne sont pas répartis uniformément, les situations qui associent des décalages géomorphologiques bien contraints avec des opportunités de datation précise sont rares. Si à cela on ajoute que la vitesse est

susceptible de varier dans le temps et spatialement le long de la faille, le bilan cinématique d'une faille devient complexe.



**Figure 11.7.** Deux approches de détermination de la vitesse moyenne d'une faille. a) Le décalage est bien déterminé, mais l'âge de son accumulation est mal connu et borné par l'âge des terrasses inférieures et supérieures. b) Cas différent où l'âge est bien déterminé (ici âge d'une terrasse) mais dont le décalage est moins bien déterminé et compris entre des bornes minimale et maximale [MER 12].

La vitesse de la faille du Karakorum dans l'ouest du Tibet a été déterminée à une dizaine d'endroit le long de la faille par la datation de décalages de dépôts alluviaux, de bords de terrasses et de moraines abandonnées [CHE 15]. A certains endroits la faille est double et nécessite d'intégrer des vitesses sur plusieurs segments. Selon les sites, la vitesse est déterminée pour des périodes variées allant de 10-15 ka jusqu'à 150 ka. Les vitesses déterminées varient de 2 à 8 mm/an, avec une majorité entre 3 et 6 mm/an. Si l'on additionne les vitesses aux endroits où la faille est double, en faisant abstraction du fait que les vitesses sont déterminées pour des périodes de temps différentes, alors la limite haute de la vitesse à 8 mm/an est validée. Si au contraire, on fait l'hypothèse de variation temporelle alors la vitesse présente de la faille serait plutôt autour de 3 à 6 mm/an avec une augmentation vers le sud. La comparaison des vitesses obtenues par des méthodes différents comme la géodésie, la géomorphologie et la géologie montre une certaine constance temporelle entre 3 et 10 mm/an de l'actuel à 30 Ma, mais la précision des méthodes et les incertitudes associées à la mesure des objets considérés autorise à y voir également des variations temporelles de la vitesse et peut-être une diminution de la vitesse au cours du temps.



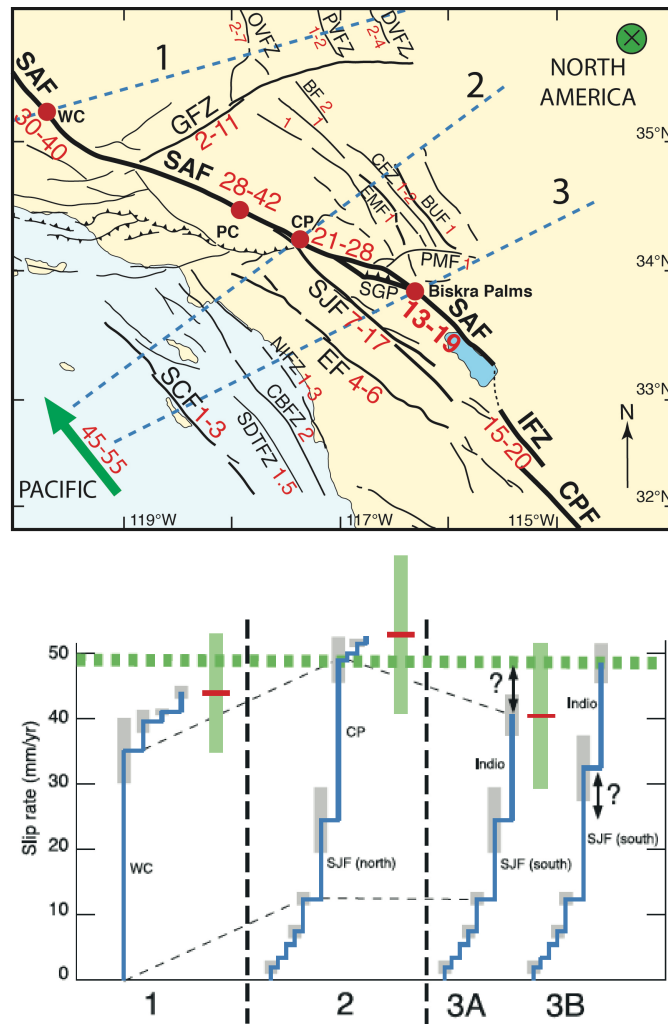
**Figure 11.8.** Variation le long de la faille du Karakorum de la vitesse long-terme pour des périodes de temps différentes. Sommer des vitesses déterminées sur des périodes différentes présuppose que les vitesses ne varient pas temporellement.

Les limites de blocs continentaux ou des plaques tectoniques sont rarement des zones de faille simple. Si la faille de San Andreas accomode une large part du déplacement entre la plaque Pacifique et la plaque Nord Américaine en Californie du sud, d'autres failles jouent également un rôle. Ces failles peuvent se répartir jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de distance de la faille principale,



définissant un système de failles complexe dont la géométrie évolue dans le temps avec le déplacement progressif des micro-blocs que ces failles délimitent. La vitesse faible sur certaines failles n'en fait pas moins représenter un risque sismique potentiel en particulier dans les zones très peuplées.

En Californie du sud, la vitesse relative des plaques Pacifique et Nord Américaine est d'environ 5 cm/an. La faille de San Andreas, puis plus au sud, la faille de San Andreas et la faille de San Jacinto, accommodent plus de la moitié de ce mouvement relatif des plaques. Le reste de la déformation est accommodée par d'autres failles, en général plus petites, mais capables de produire des séismes de magnitude supérieure à 7. Connaître la vitesse de mouvement respective de l'ensemble des failles est donc un moyen de comprendre comment la zone se déforme mais également de faire face aux aléas que représentent chacune des failles. Dans cette situation avec de nombreuses failles sub-parallèles proches, les méthodes géodésiques qui nécessitent de se placer à distance des failles ne résolvent pas correctement la manière dont la déformation se répartit sur chacune des failles. Lorsqu'on additionne le mouvement sur chaque faille le long de trois coupes perpendiculaires à la limite de plaque (Figure 11.9) on retrouve le déplacement relatif de 5 cm/an des plaques tectoniques. Dans le détail ces reconstructions permettent de discuter des incertitudes sur le mouvement sur certaines des failles. En particulier, à l'est de Los Angeles, les vitesses respectives de la faille de San Jacinto et de la faille de San Andreas sont débattues [VAN 06]. S'il ne fait aucun doute que la faille principale de San Andreas a accommodé le plus de déplacement cumulé au cours des temps géologiques, il semble qu'à l'heure actuelle, la faille de San Jacinto serait plus rapide. Ainsi le système de limite de plaque évoluerait avec un changement des zones actives, la faille de San Jacinto prenant le relais et devenant la faille principale. Il n'est pas possible de dire si cette évolution actuelle est irréversible du point de vue géologique ou si elle n'est que le résultat de l'alternance de l'activité sismique le long des deux failles.



**Figure 11.9.** A l'échelle de la limite de plaque, le système de faille de San Andreas avec ses failles associées accomode le déplacement lointain de l'ordre de 5 cm/an des plaques tectoniques Pacifique et Amérique du Nord. On peut voir comment se répartit la vitesse sur les différentes failles le long de 3 coupes perpendiculaires à la limite de plaque. Le long de la coupe 3, il a été proposé que la variabilité des vitesses sur les failles de San Jacinto (SJF) et San Andreas (SAF) résultent de l'alternance de l'activité sismique le long de celles-ci.

## 11.4 Glissement caractéristique, taille des séismes et cycle sismique

### 11.4.1 Du séisme au décalage cumulé : cas de la faille du Kunlun et séisme de Kokoxili

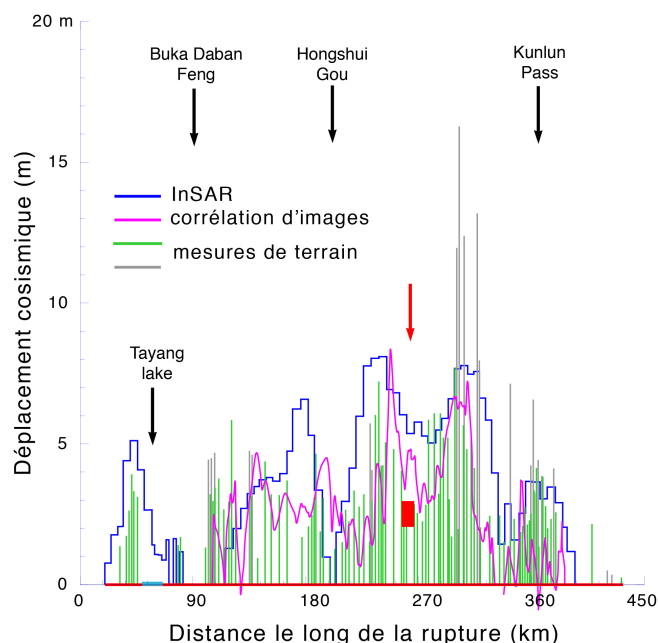
Le tremblement de terre de Kokoxili (Mw 7.9, 14 Novembre 2001) est l'un des séismes les plus importants connus sur une faille décrochante au Tibet (Figure 11.10, [VAN 06, KLI 05, LAS 05, LI 05]). Ce séisme a rompu l'un des segments occidentaux de la faille du Kunlun sur une longueur d'environ 450 km en quelques minutes. Situé dans une région du haut plateau du Tibet en haute altitude et désertique, il n'a occasionné que très peu de dégât et aucune victime.



**Figure 11.10.** *Vue vers l'ouest le long de la rupture du séisme de magnitude Mw7.9 du 14 novembre 2001 de Kokoxili le long du décrochement du Kunlun (Tibet). La silhouette de Paul Tapponnier rend compte de la largeur de la rupture et de la taille des déformations co-sismiques.*

Les observations de terrain suite au séisme mettent en évidence des variations rapides et d'un facteur 2 à 4 du glissement co-sismique lors de la rupture (Figure 11.11). Bien que la faille présente une géométrie relativement simple constituée d'une faille unique à l'échelle régionale, une partie de ces variations résultent de la complexité de la rupture sismique de la surface qui affecte une zone large autour du plan de faille et de la difficulté de mesurer le déplacement précisément (Figure

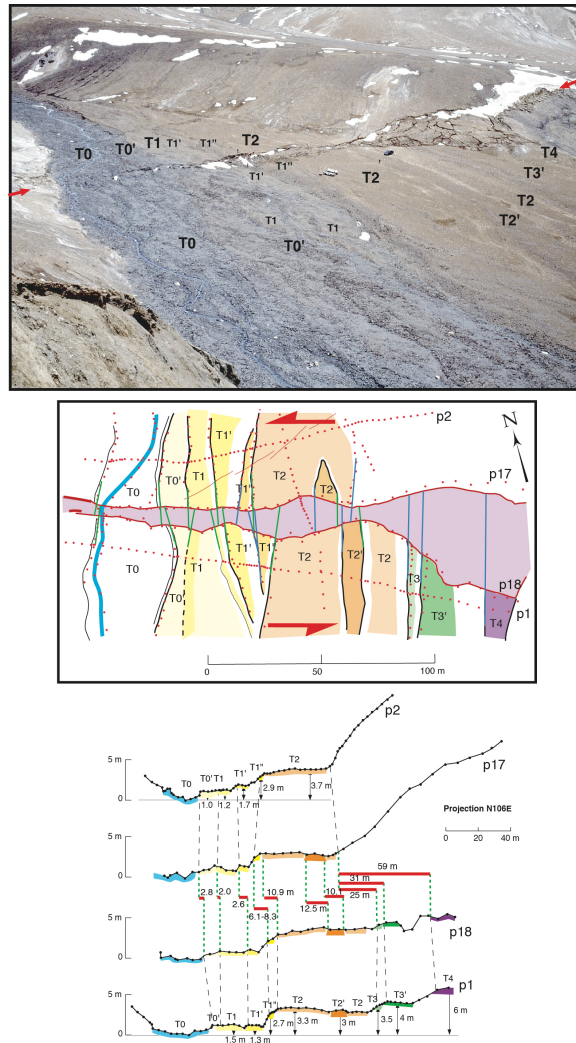
11.10). Cependant, il est probable que ces variations se résorbent dans le temps au cours de séismes successifs. Il est légitime de se demander si ces variations peuvent s'accumuler au cours des cycles sismiques et si elles pourraient biaiser la détermination de la vitesse de la faille au long-terme.



**Figure 11.11.** Répartition du glissement co-sismique le long de la faille du Kunlun lors du séisme de magnitude Mw7.9 du 14 novembre 2001, tel qu'il a été déterminé par différentes méthodes. En rouge, position du site d'étude décrit plus loin.

Quel que soit le modèle de glissement sismique considéré (glissement caractéristique, prédictible en temps, etc... [SCH 84, SIE 96, TAP 01]), il est généralement admis que le déplacement des blocs loin de la faille finit par se traduire par la même quantité de déplacement sur la faille. Alors que la détermination de la vitesse long-terme sur des périodes de temps largement supérieures au temps de retour des séismes (plusieurs milliers d'années) montre une relative constance sur des sites distants le long de la faille du Kunlun [VAN 02], on peut donc supposer que la faille accumule le même déplacement en n'importe quel point de la faille. Si cela est vrai pour les déplacements cumulés, il semble que cela ne soit plus vrai pour des mesures de décalages et temporelles qui se rapprochent des valeurs du déplacement co-sismique et du temps de récurrence des séismes : il y aurait donc un lissage des disparités de glissement au cours du temps et au cours des

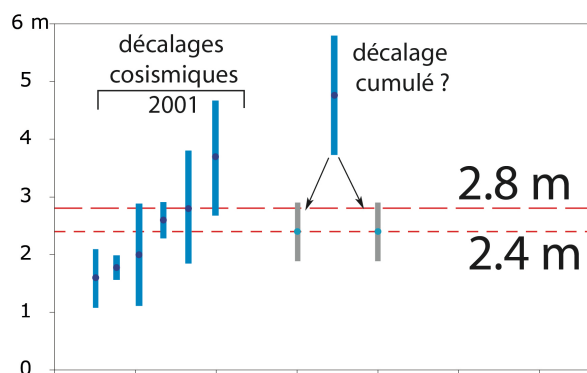
séismes successifs, en même temps qu'une variation temporelle de la vitesse de glissement au cours d'un ou plusieurs cycles sismiques [WEL 04].



**Figure 11.12.** Cartographie des terrasses décalées et mesures des décalages à partir d'observations de terrain, d'analyse d'images satellitaires de haute précision et de levés topographiques de terrain. Projections de profils topographiques levés parallèlement à la direction de la faille, avec indication de la hauteur des terrasses et

*des décalages sénestres, co-sismiques pour les plus jeunes, et cumulés pour les plus anciens.*

La rupture de Kokoxili, exceptionnelle par sa longueur de 400 km, nous permet d'aborder ce problème de la répétition des séismes en un site donné dans la partie centrale de la rupture (Figure 11.10) où le déplacement co-sismique correspond à un minimum du déplacement moyen, environ 2.5 m. De part et d'autre de ce site, la rupture a atteint ses maximums de glissement d'environ 8-10 m [KLI 05, LAS 05]. Un ensemble d'une dizaine de mesures de décalages contraint par des mesures de micro-topographie au théodolite rend compte de la variation de glissement co-sismique pour 4 ou 5 événements de 1 à 5 m, avec la possibilité que les déplacements de 5 m soient le résultat de deux séismes avec des déplacements moyens de 2.5 m (Figures 11.11 et 11.12).



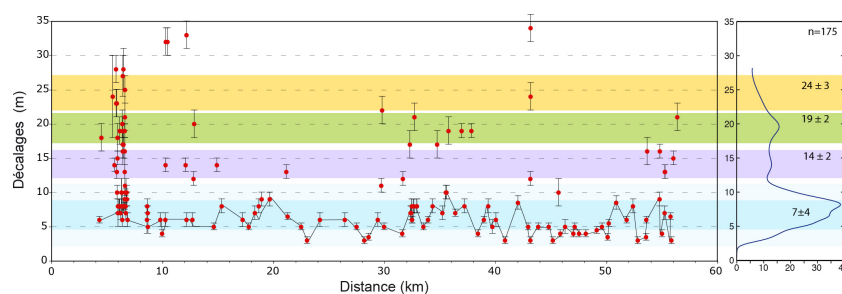
**Figure 11.13.** *Compilation des mesures de décalages géomorphologiques les plus petits et estimation du glissement co-sismique moyen.*

Les datations par les isotopes cosmogéniques de certaines des terrasses décalées permettent de proposer un scénario de glissement sur les derniers 5000 ans qui implique, compte tenu des mesures variables des décalages co-sismiques et cumulés, une variation de la vitesse de glissement au cours du temps [WEL 04].

#### 11.4.2 Répétition caractéristique des ruptures et des séismes

La compilation des mesures des décalages de la morphologie alluviale le long des décrochements permet d'accéder à l'histoire sismique passée de la faille. A condition que l'érosion soit modérée mais que des événements d'incision soit relativement fréquents par rapport à l'occurrence des séismes majeurs, alors les chenaux incisés au travers de la faille sont autant de marqueurs possibles de la

déformation au cours du temps. Les plus petits décalages de la morphologie correspondent au décalage co-sismique du dernier événement sismique, et les décalages plus grands résultent de l'accumulation de déplacement lors d'événements antérieurs. Le long de segment de faille déterminé l'analyse de la distribution des décalages de manière statistique permet de mettre en évidence la répétition d'événements dont le glissement moyen est de même ampleur. Par exemple, le long du segment de faille de la Karakax sur le décrochement de l'Altyn Tagh, un ensemble de décalages de chenaux et de bords de terrasse est décalé de l'ordre de 6-7 m, déterminant ainsi le déplacement moyen du dernier grand séisme sur cette faille. Les décalages cumulés plus grand sont de moins en moins nombreux, comme on peut s'y attendre en raison de l'érosion, mais suggèrent des ensembles multiples de 6-7 m, à 14, 19 et 24 m. Des observations similaires sont faites sur d'autres décrochements, comme par exemple la faille de San Andreas [ZIE 10, ZIE 15] ou la faille de Fuyun [KLI 11]. Ces observations des décalages suggèrent donc un comportement sismique où la quantité de glissement à chaque séisme majeur est semblable, caractérisant ainsi le comportement d'un segment de faille. Seuls l'addition d'un travail de datation permet ensuite de préciser la date d'occurrence des événements sismiques dont rien ne dit, a priori, qu'ils interviennent à intervalle régulier.



**Figure 11.14.** Exemple de distribution des décalages morphologiques de chenaux et terrasses le long de la faille de la Karakax - Altyn Tagh, Tibet occidental. La courbe à droite ou fonction de densité de probabilité des décalages fait apparaître des déplacements co-sismiques moyens caractéristiques (ici multiple de 6-7 m).

Ainsi, les déformations cumulées le long des failles résultent d'incrément sismiques ponctuels, l'ensemble du déplacement des blocs a lieu sur un plan de faille. Il n'en est pas toujours ainsi lorsque plusieurs failles définissent une zone d'endommagement complexe, la déformation est alors accommodée sur une plus large avec des déplacements réduits sur chacune des failles.



## 11.5 Conclusion

La variabilité de la vitesse géologique d'une faille à différentes échelles est directement liée à la variabilité des mesures de déplacements le long d'une faille. Pour des périodes de temps longues la vitesse moyenne de déplacement est mieux déterminée mais le nombre de séisme et leurs tailles deviennent incertain, alors que pour les périodes plus courtes et récentes, la vitesse moyenne est moins bien déterminée et le nombre et la taille des séismes sont mieux déterminés. La combinaison des mesures à différentes échelles de temps, ainsi que l'augmentation du nombre d'observations par l'apport de techniques et d'outils en constante progression permettront d'obtenir des jeux de données de plus en plus fiable et significatif pour la compréhension du fonctionnement des failles.

## 11.6 Bibliographie

- [BEN 14] BENEDETTI L., VAN DER WOERD J., « Cosmogenic nuclide dating of earthquakes, faults and toppled blocks », *Elements*, vol.10, p. 357-361, 2014.
- [CHE 15] CHEVALIER M.-L., VAN DER WOERD J., TAPPONNIER P., LI H., RYERSON F.J., FINKEL R.C., « Late Quaternary slip-rate along the central Bangong-Chaxikang segment of the Karakorum fault, western Tibet », *Geol. Soc. Am. Bull.*, 2015.
- [COW 07] COWGILL, E., « Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike-slip faulting: Revisiting the Cherchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China », *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 254, p. 239–255, 2007.
- [GIL 84] GILBERT G. K., « A theory of the earthquakes of the Great Basin, with a practical application », *Am. J. Sci.*, Vol. 27, p. 49-53, 1884.
- [GOL 09] GOLD R. D., COWGILL E., ARROWSMITH J. R., GOSSE J. C., CHEN X., WANG X. F., « Riser diachroneity, lateral erosion, and uncertainty in rates of strike-slip faulting: A case study from Tuzidun along the Altyn Tagh Fault, NW China », *J. Geophys. Res.*, vol. 114, B04401, 2009.
- [GOS 01] GOSSE J. C., PHILLIPS F. M., « Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and applications », *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, p. 1475–1560, 2001.
- [KLI 05] KLINGER Y., XU X., TAPPONNIER P., VAN DER WOERD J., LASSERRE C., KING G., « High-resolution satellite imagery mapping of the surface rupture and slip distribution of the Mw ~7.8, November 14, 2001 Kokoxili earthquake (Kunlun Fault, Northern Tibet, China) », *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 95, p. 1970-1987, 2005.
- [LAS 05] LASSERRE C., PELTZER G., CRAMPÉ F., KLINGER Y., VAN DER WOERD J., TAPPONNIER P., « Coseismic deformation of the 2001 Mw7.8 Kokoxili earthquake in Tibet, measured by synthetic aperture radar interferometry », *J. Geophys. Res.*, vol. 110, B12408, 2005.



- [LEN 64] LENSEN, G.J., « The general case of progressive fault displacement of flights of degradational terraces, New Zealand », *J. of Geol. And Geophys.*, vol. 7:4, p. 864-870, 1964.
- [LEN 68] LENSEN, G.J., « Analysis of progressive fault displacement during downcutting at the Branch River terraces, South Island, New Zealand », *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 79, p. 545-556, 1968.
- [LI 05] LI HAIBING, J. VAN DER WOERD, Y. KLINGER, P. TAPPONNIER, XU XIANG Q., JINGSUI Y., YINTANG Z., « Slip rate on the Kunlun Fault and recurrence time of great earthquake comparable to the 14/11/2001, Mw~7.8 Kokoxili earthquake at Hongshui Gou », *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 237, p. 285-299, 2005.
- [LI 12] LI H., VAN DER WOERD J., SUN, Z., J., TAPPONNIER P., PAN J., LIU, D., CHEVALIER M.-L., « Co-seismic and cumulative offsets of the recent earthquakes along the Karakax left-lateral strike-slip fault in western Tibet », *Gondwana Research*, 24p., 2012.
- [MEA 05] MEADE B. J., HAGER B. H., « Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements », *J. Geophys. Res.*, vol. 110, B03403, 2005.
- [MER 05] MÉRIAUX A.-S., TAPPONNIER P., RYERSON F.J., XU XIWEI, KING, G. VAN DER WOERD J., FINKEL R.C., LI H., CAFFEE M.W., XU Z., CHEN W., « The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate », *J. Geophys. Res.*, vol. 110, B04404, 2005.
- [MER 12] MÉRIAUX A.-S., VAN DER WOERD J., TAPPONNIER P., RYERSON F.J., FINKEL R.C., LASSERRE C., XU X., « The Pingding segment of the Altyn Tagh Fault (91°E): Holocene slip-rate determination from cosmogenic dating of offset fluvial terraces », *J. Geophys. Res.*, vol. 117, B09406, 2012.
- [PEL 89] PELTZER, G., TAPPONNIER P., ARMIJO R., « Magnitude of Late Quaternary left-lateral displacements along the north edge of Tibet », *Science*, vol. 246, p. 1285-1289, 1989.
- [RYE 06] RYERSON, F.J., TAPPONNIER, P., FINKEL, R.C., MÉRIAUX, A.-S., VAN DER WOERD, J., LASSERRE, C., CHEVALIER, M.-L., XU, X., LI, H., KING, G.C.P., « Applications of morphochronology to the active tectonics of Tibet », in Siame, L.L., Bourlès, D.L., and Brown, E.T., eds., Application of cosmogenic nuclides to the study of Earth surface processes: The practice and the potential: Geological Society of America Special Paper vol. 415, p. 61-86, 2006.
- [SAL 15] SALISBURY, J.B., HADDAD, D.E., ROCKWELL, T., ARROWSMITH, J R., MADUGO, C., ZIELKE, O., AND SCHARER, K., « Validation of meter-scale surface faulting offset measurements from high-resolution topographic data », *Geosphere*, vol. 11, p. 1-18, 2015.
- [SCH 84] SCHWARTZ, D.P., COPPERSMITH, K.J., « Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones », *J. Geophys. Res.*, vol. 89 (B7), p. 5681-5698, 1984.
- [SIE 84] SIEH K., JAHNS R.H., « Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California », *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 95, p. 883-896, 1984.

- [SIE 87] SIEH, K., AND R.E. WALLACE, « The san Andreas fault at Wallace Creek, San Luis Obispo County, California », *Geological Society of America Centennial Field Guide – Cordilleran Section*, 233-238, 1987.
- [SIE 96] SIEH K., « The repetition of large-earthquake ruptures », *Proc. Natl. Acad. Sci.*, vol. 93, p. 3764–3771, 1996.
- [SUG 60] SUGGATE, R.P., « The interpretation of progressive fault displacement of flights of terraces, N. Z. », *J. Geol. Geophys.*, vol. 3, p. 364–374, 1960.
- [TAP 01] TAPPONNIER, P., RYERSON F.J., VAN DER WOERD J., MÉRIAUX A.-S., LASSERRE C., « Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard », *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, vol. 333(9), p. 483–494, 2001.
- [VAN 98] VAN DER WOERD J., RYERSON F.J., TAPPONNIER P., GAUDEMER Y., FINKEL R., MÉRIAUX A.S., CAFFEE, M., ZHAO G., HE Q., « Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun Fault (Qinghai, China) », *Geology*, vol. 26, p. 695-698, 1998.
- [VAN 02] VAN DER WOERD J., P. TAPPONNIER, F.J. RYERSON, A.S. MÉRIAUX, B. MEYER, Y. GAUDEMER, R. FINKEL, M. CAFFEE, ZHAO G., XU Z., « Uniform Post-Glacial slip-rate along the central 600 Km of the Kunlun Fault (Tibet), from <sup>26</sup>Al, <sup>10</sup>Be, and <sup>14</sup>C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology », *Geophysical Journal International*, vol. 148, p. 356-388, 2002.
- [VAN 06] VAN DER WOERD, J., KLINGER Y., SIEH K., TAPPONNIER P., RYERSON F.J., MÉRIAUX A.-S., « Long-term slip rate of the southern San Andreas Fault from <sup>10</sup>Be-<sup>26</sup>Al surface exposure dating of an offset alluvial fan », *J. Geophys. Res.*, vol. 111, B04407, 2006.
- [WAL 68] WALLACE, R.E., « Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California », in Dickinson, W.R. and Grantz, A., eds., *Conference on Geologic Problems of the San Andreas fault system, Proceedings: Stanford University Publications in the Geological Sciences*, v. 11, p. 6-21, 1968
- [WAR 97] WARD S.N., « Dogtails versus rainbows: synthetic earthquake rupture models as an aid in interpreting geological data », *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 87, p. 1422–1441, 1997.
- [WEL 04] WELDON R., SCHARER K., FUMAL T., BIASI G., « Wrightwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tells us about how faults work », *GSA Today*, vol. 14, no. 9, p. 4–10, 2004.
- [ZIE 10] ZIELKE O., ARROWSMITH J.R., LUDWIG L.G., AKCIZ S.O., « Slip in the 1857 and earlier large earthquake along the Carrizo plain, San Andreas fault », *Science*, vol. 327, p. 1119-1122, 2010.
- [ZIE 15] ZIELKE O., KLINGER Y., ARROWSMITH J.R., « Fault slip and earthquake recurrence along strike-slip faults – Contribution of high-resolution geomorphic data », *Tectonophysics*, vol. 638, p. 43-62, 2015.
- [ZOB 06] ZOBACK M.L., « The 1906 earthquake and a century of progress in understanding earthquakes and their hazards », *GSA Today*, vol. 16, p. 4-11, 2006.