

Localisation des déformations actives et traitement des données géodésiques: l'exemple de la Faille de la Vallée Longitudinale, Taïwan

par JIAN-CHENG LEE et JACQUES ANGELIER*

Mots clés. - Réseaux géodésiques, Tenseur de déformation, Déplacement, Modèle discontinu, Tectonique active, Faille, Taïwan.

Résumé. - L'étude 2-D de la déformation actuelle de la surface terrestre est couramment effectuée à partir de réseaux géodésiques de trilatération. Prenant l'exemple d'une zone de faille active, la Faille de la Vallée Longitudinale de Taïwan, nous montrons qu'une analyse faisant appel à deux modèles très simplifiés (un modèle de déformation continue-homogène et un modèle de déplacements, discontinu) suffit à rendre compte des données. Les tenseurs de déformation issus du modèle continu (raccourcissement maximum N132°E) ne diffèrent pas significativement de ceux d'un calcul classique de géodésie. Le modèle discontinu, fondé sur le déplacement le long d'une discontinuité (la faille), implique un mouvement de 20-22 mm/an vers le N313-325°E: il donne un accord bien meilleur avec les données d'observation. La Vallée Longitudinale subit un raccourcissement important, inverse sénestre, horizontalement oblique de 60° à la direction de l'accident majeur à la frontière convergente des plaques eurasiatique et philippine. C'est un exemple d'accident actif à jeu oblique, le rapport des composantes décrochante et transverse avoisinant 0,58 et des composantes verticales et horizontales comparables.

Location of active deformations and geodetic data analyses: an example of the Longitudinal Valley Fault, Taiwan

Key words. - Geodetic networks, Strain tensor, Displacement, Discontinuous model, Active tectonics, Fault, Taiwan.

Abstract. - The active surface deformation in the Longitudinal Valley Fault Zone of eastern Taiwan has been analysed by using the geodetic network data. In Taiwan area, the Longitudinal Valley has been considered as the major boundary between Eurasia and Philippine Sea plate, with a present plate motion of about 70 mm/yr in the direction N308°E. For the numerical analysis, we use two simplified models (a model of continuous-homogeneous deformation, and a model of displacements with a discontinuity between rigid blocks). The geodetic data we used in the studied area have been collected and published by Yu & Liu [1989].

The strain tensors calculated based on the first model correspond to a principal shortening along a consistent N132°E trend, with strain rates of -2.3×10^{-6} , -3.1×10^{-6} , and -2.1×10^{-6} at Juisui, Yuli, and Chihshang respectively. This result does not significantly differ from those previously obtained through heavier classical geodetic calculations. The discontinuous model involves an iterative search process with four unknowns, in order to locate of the discontinuity as well as to determine the trend and velocity of the relative motion. The calculated location of the discontinuity within the geodetic network coincides with the Longitudinal Valley Fault (LVF) line observed in the field by geological means, with an average displacement of 20-22 mm/yr in the direction N313-325°E (reverse-sinistral sense). The comparison between the calculated displacements and the observed ones shows that the discontinuous model fits the data much better. In terms of directions of shortening, the results are in close agreement with the results independently obtained from principal stress tensor analyses of focal mechanisms of earthquakes.

In the Longitudinal Valley, shortening occurs, likely in a plastic way, across a major zone of left-lateral reverse shear. The horizontal component of motion is oblique at 60° to the trend of the major fault (N20°E) which belongs to the convergent Eurasia-Philippine Sea plate boundary. Taking the recent uplift data into account, which show that the Coastal Range (belonging to the Philippine Sea plate) has an average uplift rate of 20 mm/yr relative to the Central Range of Taiwan (Eurasian plate), we reconstruct a 3-D displacement vector diagram. This active fault slip is characterized by a ratio of 0.58 between lateral (10-11 mm/yr) and transverse (17-18 mm/yr) components of horizontal motion, and by nearly equal values (20 mm/yr) of horizontal shortening and vertical offset. This left-lateral reverse fault, with a dip angle of 48-50°E, has a very similar attitude in comparison with the fault independently recognized based on analyses of earthquake foci distribution (which dips 50-50° to the east). Finally, considering the present plate motion data, it appears that the narrow Longitudinal Valley Fault zone absorbs about 1/3 of the total horizontal shortening due to Eurasia-Philippine Sea plate convergence in the Taiwan region.

I. - INTRODUCTION

L'orogène de Taïwan est le produit d'une collision active entre la plaque Eurasie et la plaque de la Mer des Philippines [Ho, 1986]. La Vallée Longitudinale, qui sépare les unités métamorphiques du socle de la Chaîne Centrale à l'Ouest et la Chaîne Côtière à l'Est (fig 1a), correspond à un accident majeur

en faille de chevauchement à vergence ouest, avec une composante décrochante sénestre [Barrier, 1985].

L'étude géodésique a mis en évidence, le long de la zone de la Faille de la Vallée Longitudinale (ci-après FVL), l'importance des mouvements verticaux et horizontaux [Yu et Liu, 1989; Liu et Yu, 1990; Yu et al., 1990; Yu et Yu, 1991]. Ces auteurs, utilisant le

* Tectonique Quantitative, Département de Géotectonique et URA 1315 CNRS, Université Pierre-et-Marie Curie, Boîte 129, 4, Place Jussieu, T26-25, E1, 75252 Paris, France

Manuscrit déposé le 21 octobre 1992 ; accepté le 1^{er} mars 1993.

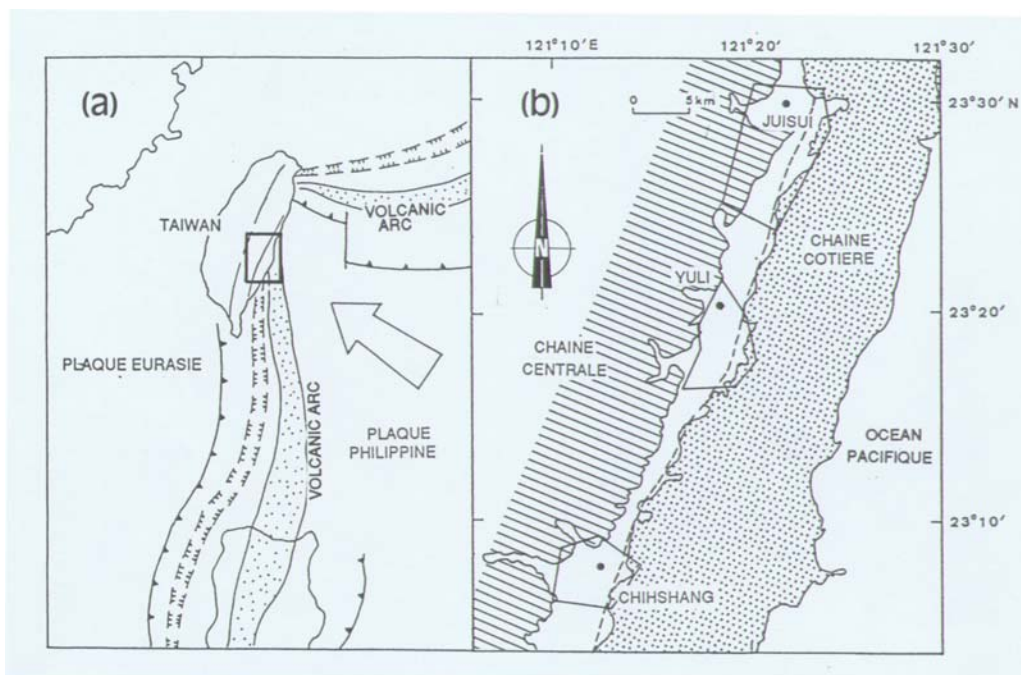


FIG. 1. - (a) Cadre géodynamique de la région de Taïwan [modifié d'après Ho, 1986]. Flèche: mouvement relatif entre la plaque Eurasie et Philippine. (b) Localisation des trois réseaux géodésiques calculés au centre de la Vallée Longitudinale [modifié d'après Yu et Liu, 1989]. Configurations des réseaux indiquées sur la fig. 2. Trait tireté: Faille de la Vallée Longitudinale (FVL). Trait fin: limite orientale de la Vallée Longitudinale.

FIG. 1. - (a) Regional tectonic map of Taiwan [modified after Ho, 1986]. Arrow: relative motion between Eurasia and Philippine Sea plate. (b) Locations of the three geodetic trilateration networks studied [modified after Yu et Liu, 1989]. Network patterns shown in fig. 2. Dashed line: trace of the Longitudinal Valley Fault (LVF). Thin line: eastern boundary of the Longitudinal Valley.

modèle de dislocation de Matsu'ura et al. [1986] pour analyser le comportement de la FVL, ont déterminé une vitesse des mouvements relatifs verticaux d'environ 10-20 mm/an entre les deux côtés de la Vallée Longitudinale, le côté Est se soulevant [Yu et Liu, 1989]. Ils ont également calculé les déplacements relatifs horizontaux aux extrémités nord et sud ainsi qu'au centre de la FVL, soit respectivement pour le bord oriental par rapport au bord occidental: 25 mm/an vers le N000°E, 34 mm/an vers le N314°E et 33 mm/an vers le N333°E [Yu et al., 1990].

L'objectif de la présente note est d'évaluer de manière simple la déformation 2-D superficielle dans cette zone de faille active à la frontière de deux plaques en appliquant et en comparant deux modèles extrêmes. Les données sont les déplacements relatifs entre des points, mesurés avec des techniques géodésiques. Le premier modèle est fondé sur un calcul de la déformation (supposée continue et homogène) du réseau. Le second modèle (dit discontinu) vise à reconstituer le déplacement relatif de deux blocs supposés rigides séparés par une discontinuité.

II. - LES DONNEES GEODESIQUES

Plusieurs réseaux de trilatération, établis par l'"Institute of Earth Science" (Academia Sinica) de Taipei, traversent la Vallée Longitudinale de l'Est de Taïwan à différentes latitudes entre 22°40'N et 24°N. Nous utilisons ici trois réseaux (Juisui, Yuli et Chihshang du Nord au Sud) afin de caractériser la déformation superficielle dans la partie moyenne de la Vallée Longitudinale (fig. 1b). Les distances mesurées varient entre 1 et 12 km. Les observations ont été annuellement répétées à partir de 1983. Les distances ont été mesurées avec des distancemètres laser (EDM, HP 3808A). Les corrections de réfraction atmosphérique ont été faites en tenant compte des paramètres de température, de pression atmosphérique et d'humidité [Lee et Yu, 1985; Yu et Liu, 1989]. La précision des données est résumée par un écart-type $\sigma = (a^2 + b^2 L^2)^{1/2}$ [Lee et Yu, 1985], où a dépend des erreurs

instrumentales (3mm) et b des corrections atmosphériques (0.7×10^{-6}), L étant la longueur mesurée. Par exemple, pour une distance de 3km, les données ont un écart-type de 4mm.

Il ressort des présentations détaillées des données par Yu et Liu [1989] que les mouvements sont relativement réguliers sur cinq ans. Par souci de simplicité, nous ne présentons nos calculs qu'en utilisant des variations de longueur annuelles moyennes calculées à partir de données sur 3-5 ans (fig. 2, première colonne). Comme l'ont souligné Yu et al. [1990], les déplacements obtenus sont pour la plupart suffisamment grands par rapport aux incertitudes des mesures ne pas vicier les déterminations.

III. - MODELE SIMPLIFIE DE DEFORMATION CONTINUE-HOMOGENE

A) Le modèle simplifié

Pour une déformation superficielle supposée homogène, continue et uniforme, nous pouvons introduire un tenseur de déformation T . L'application est ici limitée en 2-D; considérant la géométrie du réseau et l'amplitude des mouvements verticaux, cette simplification n'affecte pas substantiellement le calcul. Le déplacement d'un point (x, y) situé à l'extrémité d'un segment mesuré dans le réseau s'obtient en multipliant par le tenseur des déformations T , le vecteur D_k , de coordonnées (x, y) :

$$\bar{L}_k = T D_k \quad (1)$$

Cette valeur calculée \bar{L}_k sera comparée à la valeur \bar{L}_k^* mesurée sur le terrain. Les interactions entre les différentes mesures du réseau seront négligées à ce stade. Le tenseur des déformation T rendra d'autant mieux compte des observations que

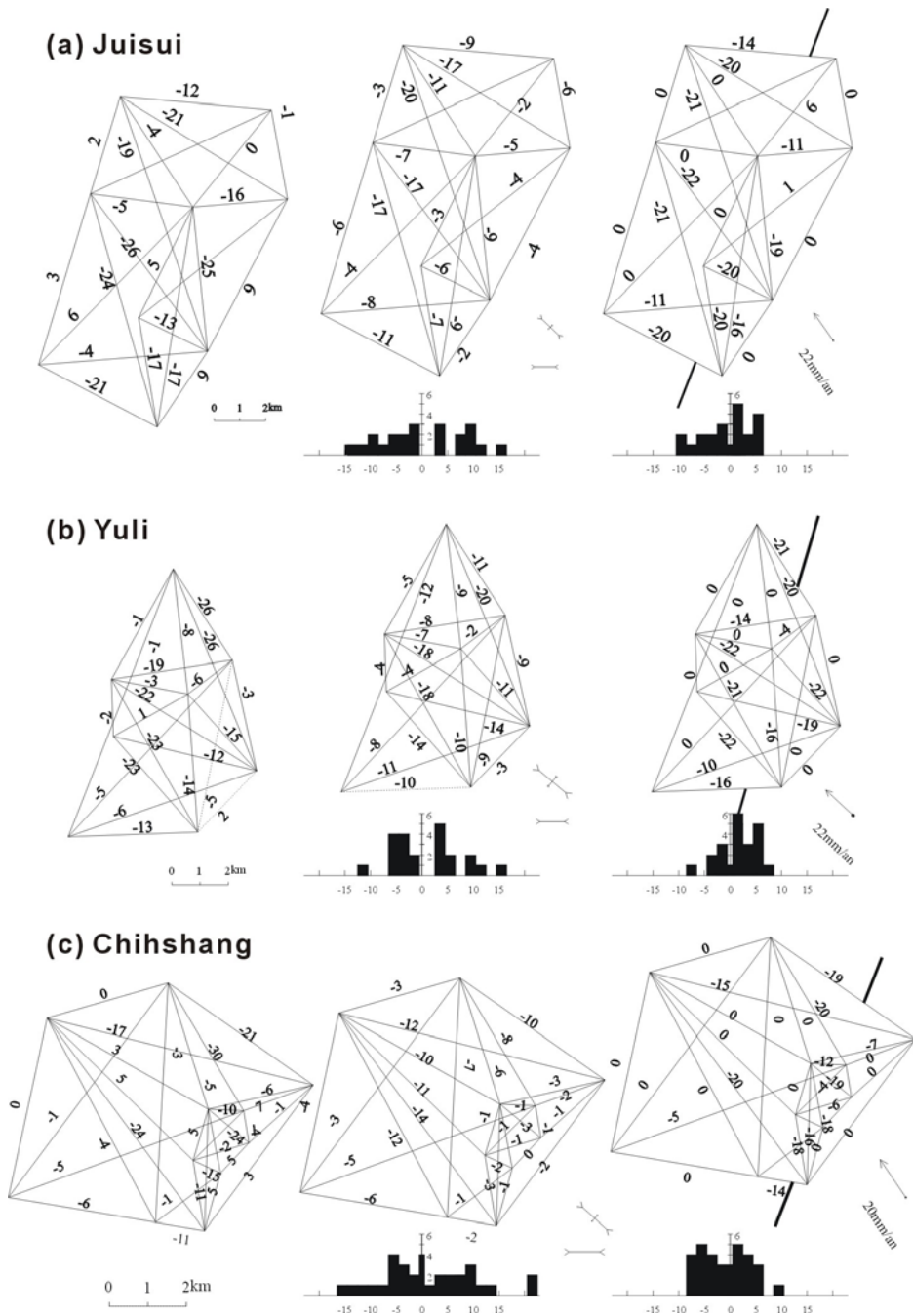


FIG. 2. - Réseaux géodésiques étudiés: (a) Juisui, (b) Yuli et (c) Chihshang (localisation sur la fig. 1b). Chiffres centrés sur les lignes du réseau: variations de distance moyennes en 3-5 ans (mm/an). Colonne de gauche: données de déplacement mesurées: moyennes annuelles, établis d'après les travaux de Yu et Liu [1989]. Colonne centrale: résultats obtenus avec le "modèle continu" (petites flèches: composantes principales des tenseurs de déformation moyens). Colonne de droite: résultats obtenus avec le "modèle discontinu" (flèche: déplacement relatif de deux blocs séparés par une discontinuité localisée en trait gras). Histogrammes: nombre de ligne du réseau (ordonnées) en fonction des classes d'écart entre déplacements mesurés et calculés (abscisses, mm/an).

FIG. 2. - Geodetic trilateration networks studied: (a) Juisui, (b) Yuli, and (c) Chihshang (location in fig. 1b). Average rates of line length changes (mm/yr): centered values on network lines. Left column: measured displacement data annual average values, established after Yu et Liu [1989]. Central column: results obtained with the "continuous model" (small arrows: principal components of average strain tensors). Right column: results from the "discontinuous model" (arrow: relative motions between two rigid blocks, separated by discontinuity along heavy line). Histograms: number of lines in networks (ordinate) versus differences between observed and computed line length changes (abscissa, mm/yr).

la différence entre les vecteurs \bar{L}_k que \bar{L}_k^* sera plus petite. Pour la population de N lignes d'un réseau de trilatération, nous cherchons le tenseur moyen T qui rend minimale la somme S :

$$S = \sum_{k=1}^{k=N} (\bar{L}_k - \bar{L}_k^*)^2 \quad (2)$$

Pour calculer S , il ne reste qu'à exprimer les composantes de T dans le repère orthonormé de référence. Nous avons donc trois inconnues ε_1 , ε_2 et θ , qui expriment respectivement les déformations principales maximale et minimale dans le plan horizontal, ε_1 et ε_2 (les allongements étant comptés positivement) et l'angle entre l'axe ε_1 et l'axe E-W (θ , compté positivement dans le sens trigonométrique). Il est important de noter que nous ne considérons pas une déformation plane, mais l'expression dans le plan horizontal d'une déformation tridimensionnelle dont un axe principal est vertical. C'est pourquoi il doit exister dans notre calcul deux valeurs principales indépendantes, ε_1 et ε_2 , qui peuvent être de même signe.

$$T = \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \varepsilon_1 & 0 \\ 0 & \varepsilon_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad (2)$$

Afin d'obtenir le minimum de S , les dérivées $\frac{\partial S}{\partial \varepsilon_1}$, $\frac{\partial S}{\partial \varepsilon_2}$ et $\frac{\partial S}{\partial \theta}$ par rapport aux trois inconnues sont annulées, donnant à partir des équations (2) et (3) le système d'équations suivant, où A à F sont des polynômes dépendant des données:

$$\begin{cases} \varepsilon_1(A + C\cos 2\theta + B\sin 2\theta) = D + E\sin 2\theta + F\cos 2\theta \\ \varepsilon_2(A - C\cos 2\theta - B\sin 2\theta) = D - E\sin 2\theta - F\cos 2\theta \\ (\varepsilon_1 + \varepsilon_2)(B\cos 2\theta - C\sin 2\theta) = E\sin 2\theta - F\cos 2\theta \end{cases} \quad (3)$$

La résolution de ce système donne les valeurs de ε_1 , ε_2 et θ , un calcul différentiel fournit les incertitudes correspondantes $\Delta\varepsilon_1$, $\Delta\varepsilon_2$ et $\Delta\theta$, connaissant les incertitudes des mesures de longueurs dans le réseau.

B) Les résultats dans la Vallée Longitudinale

Trois tenseurs de déformation ont ainsi été calculés dans les trois réseaux échelonnés sur une cinquantaine de kilomètres de la Vallée Longitudinale (fig. 1b). Les résultats obtenus par cette méthode rapide (Tabl. I) sont comparés à ceux d'un calcul plus complexe effectué par Yu et Liu [1989] suivant la méthode "Inner Coordination" [Brunner, 1979]: ils sont largement concordants. En particulier, les raccourcissements ont des directions N314°E, N310°E et N312°E, à Juisui, Yuli et Chihshang respectivement (fig. 2), au lieu de N313°E, N308°E et N308°E pour le calcul plus complet: la différence n'est pas significative.

Ensuite, les tenseurs de déformation ainsi calculés sont appliqués aux réseaux (fig. 2, seconde colonne). Cette opération permet de comparer les valeurs observées et calculées pour chaque distance mesurée dans le réseau, et plus généralement de comparer réseau calculé et réseau original à l'aide d'histogrammes (fig. 2). Les différences sont significativement trop fortes,

suggérant que le modèle de déformation homogène-continu n'est pas valable pour la zone de déformation étudiée. Ce désaccord est aisé à comprendre sachant que la Vallée Longitudinale est une zone de faille et que la déformation y est par conséquent vraisemblablement hétérogène et discontinue.

La détermination d'un tenseur de déformation dans chaque triangle du réseau et sa représentation graphique au barycentre du triangle sur la carte du réseau géodésique (fig. 3) sert à mettre en évidence les hétérogénéités de déformation. Les composantes principales des tenseurs de déformation des triangles sur le réseau de Chihshang (pris comme exemple) montrent ainsi que les zones où les déformations sont les plus importantes coïncident clairement avec une bande de terrain qui, par ailleurs, correspond à la trace de la faille active reconnue géologiquement sur le terrain (fig. 3). Nous soulignons que l'observation de ces tenseurs locaux de déformation suggère à elle seule que la déformation est localisée dans une bande de moins d'un kilomètre de large dirigée NNE-SSW. C'est la raison pour laquelle nous devons introduire un modèle de cisaillement hétérogène, le cas extrême étant celui d'un cisaillement entièrement concentré sur un plan, qui définit le modèle discontinu.

Il faut prendre garde que si les observations sont faites dans le plan horizontal, le glissement sur la faille n'est quant à lui pas horizontal (et la faille elle-même n'est ni horizontale ni verticale). C'est pourquoi la composante horizontale du glissement (NW-SE) n'est a priori pas parallèle à la trace de la discontinuité (NNE-SSW).

TABLE I. - Résultats dans la Vallée Longitudinale en termes de tenseurs des déformations. ε_1 et ε_2 , déformations maximale et minimale (allongements positifs); α , azimut des axes ε_1 , en degrés (noter que $\alpha=90^\circ-\theta$, voir texte).

TABLE I. - Results in terms of strain tensors in the Longitudinal Valley. ε_1 and ε_2 , maximum and minimum strain (lengthening positive); α , azimuth of ε_1 axes, in degrees (note that $\alpha=90^\circ-\theta$, see text)

	Yu et Liu [1989]			Cette analyse		
	ε_1	ε_2	α	ε_1	ε_2	α
Juisui	$0,45 \times 10^{-6}$	$-3,51 \times 10^{-6}$	043	$-0,45 \pm 0,16 \times 10^{-6}$	$-2,29 \pm 0,15 \times 10^{-6}$	044±2
Yuli	$-0,27 \times 10^{-6}$	$-4,30 \times 10^{-6}$	038	$-0,96 \pm 0,16 \times 10^{-6}$	$-3,10 \pm 0,19 \times 10^{-6}$	040±2
Chihshang	$1,66 \times 10^{-6}$	$-2,65 \times 10^{-6}$	038	$-0,46 \pm 0,23 \times 10^{-6}$	$-2,12 \pm 0,21 \times 10^{-6}$	042±2

IV. - MODELE SIMPLIFIE DE DEFORMATION DISCONTINUE

A) Le modèle simplifié

Dans un cas simple, où il y a deux blocs rigides séparés par une discontinuité rectiligne (une faille en l'occurrence), nous pouvons résumer la distribution des déplacements par deux paramètres liés au mouvement (la vitesse, la direction du

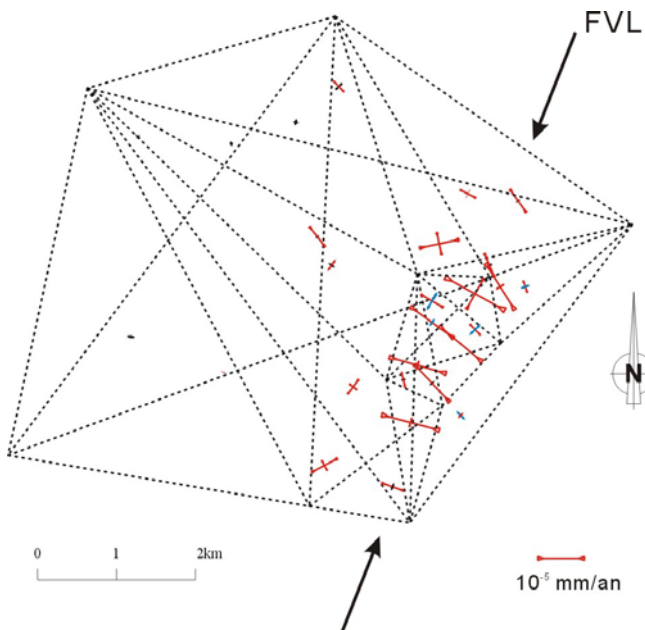


FIG. 3. - Exemple d'analyse au sein d'un réseau: composantes principales des tenseurs de déformation calculés pour tous les triangles du réseau de Chihshang. Echelle des déformations: en bas à droite.

FIG. 3. - Example of analysis within a trilateration network: principal components of strain tensor calculated for all triangles of the Chihshang network. Scale of strain rates: lower right corner.

mouvement relatif) auxquels s'ajoutent les paramètres contrôlant la localisation de la discontinuité (discutés plus loin).

Soit un mouvement relatif de vitesse (mm/an) et de direction δ (azimut). Le vecteur déplacement \bar{L}_k d'un point de Q à Q' , par rapport à un point P situé sur l'autre bloc, est:

$$\bar{L}_k = (\overline{PQ})_k - (\overline{PQ'})_k \quad (4)$$

Nous considérons, pour l'ensemble des lignes traversant la discontinuité, la même somme de moindres carrés S que précédemment:

$$S = \sum_{k=1}^{k=N} (\bar{L}_k - \bar{L}_k^*)^2 \quad (6)$$

où \bar{L}_k^* est le vecteur de déplacement relatif observé pour le segment de numéro k .

En l'absence de dérivation analytique (contrairement au modèle précédent), nous avons utilisé une simple recherche itérative pour obtenir le minimum de la somme S (avec des pas de 1 mm/an pour la vitesse, d , et de 1 degré pour l'azimut, δ).

La localisation de la discontinuité joue un rôle majeur dans ce modèle. Plutôt qu'une localisation géologiquement justifiée mais géodésiquement arbitraire, nous avons fait appel à une recherche itérative systématique (la discontinuité prend toutes les directions et positions possibles, avec un pas raisonnable). La recherche est donc en fait à quatre inconnues (deux localisant la discontinuité et

deux caractérisant le mouvement). En d'autres termes, aucune information géologique n'intervient dans notre analyse.

B) Les résultats dans la Vallée Longitudinale

La localisation de la discontinuité majeure de la Vallée Longitudinale est indépendamment contrôlée par des observations géologiques de terrain et par la géodésie: cartographie des tenseurs de déformations élémentaires (comme sur la fig. 3) et surtout processus itératif adopté dans la méthode discontinue. Avec cette dernière, nous obtenons ainsi des vitesses de déplacement relatif de 22, 22 et 20 mm/an, suivant des directions N325°E, N313°E et N326°E, pour Juisui, Yuli et Chihshang respectivement, les directions des discontinuités étant NNE-SSW dans les trois cas (fig. 2; tabl. II). Comme précédemment, le réseau théorique est ensuite comparé au réseau réel (fig. 2, troisième colonne). Cette confrontation montre clairement (1) que le modèle discontinu s'accorde mieux avec les données que le modèle continu, ce que souligne la comparaison des histogrammes, (2) que les mouvements dans les trois réseaux considérés s'effectuent pratiquement de la même manière car les vitesses et les directions de mouvement relatif déterminées sont voisines, ce que souligne la comparaison des vecteurs déplacements, et (3) que la localisation de la discontinuité obtenue par une recherche géologiquement "aveugle" coïncide avec celle obtenue par un examen de terrain indépendant.

V. - DISCUSSION: DEFORMATION ET DEPLACEMENT DANS LA VALLEE LONGITUDINALE

Au centre de la Vallée Longitudinale, les résultats d'une analyse simple de réseaux géodésiques montrent que la déformation dans cette région se concentre sur la FVL, telle qu'elle a été reconnue géologiquement. En effet, les déformations mesurées dans les triangles situés en dehors de la zone de faille ne sont pas significatives compte tenu des incertitudes des mesures (fig. 3). On doit donc conclure que la déformation continue n'est pas quantifiable, avec les données disponibles, à l'intérieur de deux blocs que sépare une bande de forte déformation.

Le déplacement calculé à l'aide du second modèle implique un mouvement de chevauchement oblique de la FVL. Dans le plan

TABL. II. - Les résultats d'après le modèle discontinu (localisation de la discontinuité: fig. 2).

TABLE II. - The results from the discontinuous model (location of discontinuity: see fig. 2).

	azimut	Raccourcissement (mm/an)
Juisui	N325°E±1°	22±1
Yuli	N313°E±1°	22±1
Chihshang	N326°E±1°	20±1

horizontal, il y a en effet rapprochement (composante chevauchante) et glissement sénestre (composante décrochante). Bien que les données de l'observation tectonique ne puissent être exposées ici, soulignons que les comparaisons entre les échelles kilométrique (réseaux géodésiques) et décimétrique (mesures sur des murs faillés) confirment l'étroite localisation de l'essentiel de la déformation.

Le raccourcissement lié à cette faille chevauchante sénestre correspond à une partie de la convergence entre la plaque Eurasiatique et la plaque Philippine dans cette région, soit 20-22 mm/an vers le N321°E en moyenne (fig. 4a). La localisation d'une grande partie de la déformation dans une zone étroite est indirectement corroborée par le caractère marqué de la FVL sur les documents cartographiques et sur les images satellitaires (fig. 5). Cette direction de convergence est en accord avec les résultats d'analyses totalement indépendantes: reconstruction des paléocontraintes du Quaternaire récent [Barrier et Angelier, 1986] et utilisation des mécanismes au foyer des séismes [N310°E pour Barrier et Angelier, 1986, et N300°E pour Yeh et al., 1991; voir fig. 4b].

Comparant les données géodésiques à la vitesse et à la direction de convergence indépendamment calculées à l'échelle des plaques, soit 70 mm/an vers le N308°E [Seno, 1977, voir fig. 4a], le raccourcissement géodésique observé représente à peu près un tiers de la convergence totale entre les deux plaques. La collision de ces deux plaques est donc en large part assurée par une déformation discontinue concentrée sur la FVL. Il est

probable que le reste du raccourcissement est absorbé (1) au front occidental de la chaîne de Taïwan, (2) dans la chaîne elle-même, et (3) dans la frange occidentale de la plaque Philippine à l'est de la FVL, notamment en mer. Les nouvelles mesures de positionnement global (GPS) permettront sans doute de cerner les amplitudes de ces composantes [Yu, comm. pers.]. La comparaison entre les relevés successifs depuis 1983 [Yu et Liu, 1989] montre que le mouvement est pratiquement constant, ce qui serait en faveur d'un comportement général de type plastique (plutôt qu'élastique) de la croûte supérieure soumise au raccourcissement NW-SE.

D'autre part, la direction moyenne de la FVL est N020°E (fig. 1b) et le mouvement est dirigé N320°E. Le rejet horizontal latéral représente donc 58% du rejet horizontal transversal. En d'autres termes, le raccourcissement calculé de 20-22 mm/an se décompose en un glissement sénestre de 10-11 mm/an et un recouvrement de 17-18 mm/an (fig. 6). On peut dire, pour simplifier, que la FVL est un chevauchement pour deux tiers et un décrochement pour un tiers, cette conclusion s'appliquant au seul mouvement actuel.

Passant de la déformation 2-D horizontale à la déformation 3-D en tenant compte des travaux de nivellement effectués par Yu et Liu [1989], il apparaît que la convergence horizontale de 2 cm/an précédemment discutée est associée à un soulèvement du bord oriental de la Vallée Longitudinale de presque 2 cm/an en

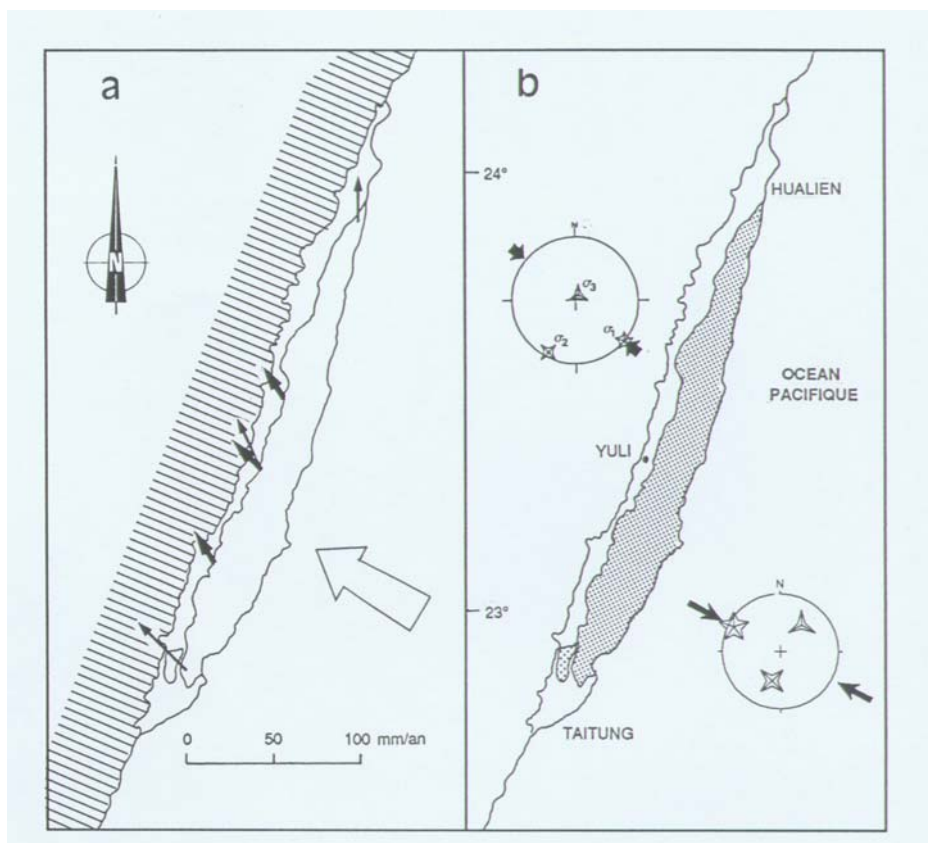


FIG. 4. - Bilan des données sur la convergence actuelle et récente à la frontière de la Vallée Longitudinale. (a) données cinématiques. Flèches fines: déplacements géodésiques reconstitués par Yu et al. [1990]. Flèche grasse: résultats obtenus avec "modèle discontinu". Flèche creuse large: mouvement relatif entre les plaques Eurasie et Philippine estimé par Seno [1977]. (b) données géodynamiques: stéréodiagrammes des axes des contraintes principales moyennes déduites des déterminations de tenseurs moyens des contraintes à partir de mécanismes au foyer des séismes. En haut à gauche: 17 microséismes de la région de Yuli en 1981; détermination de Barrier et Angelier [1986] à partir de mécanismes reconstitués par Yu et Tsai [1982]. En bas à droite: 8 macroséismes de 1972 à 1986, dans la région Juisui-Yuli-Chihshang mécanismes d'après Yeh et al. [1991].

FIG. 4. - Summary of data on present/recent convergent motion across the boundary of the Longitudinal Valley. (a) Kinematic data. Thin arrows: geodetic displacements reconstituted by Yu et al. [1990]. Heavy arrows: results obtained with the "discontinuity model" in this study. Large open arrow: relative plate motion between Eurasia and Philippine Sea plate, estimated by Seno [1977]. (b) Geodynamic data: stereodiagrams of the principal stress axes obtained through tensor analyses of focal mechanisms of earthquake. Upper left: 17 microearthquakes of the Yuli area in 1981, determined by Barrier & Angelier [1986] using mechanisms from Yu & Tsai [1982]. Lower right: 8 macroearthquakes from 1972 to 1986 in the Juisui-Yuli-Chihshang area with mechanisms from Yeh et al. [1991].

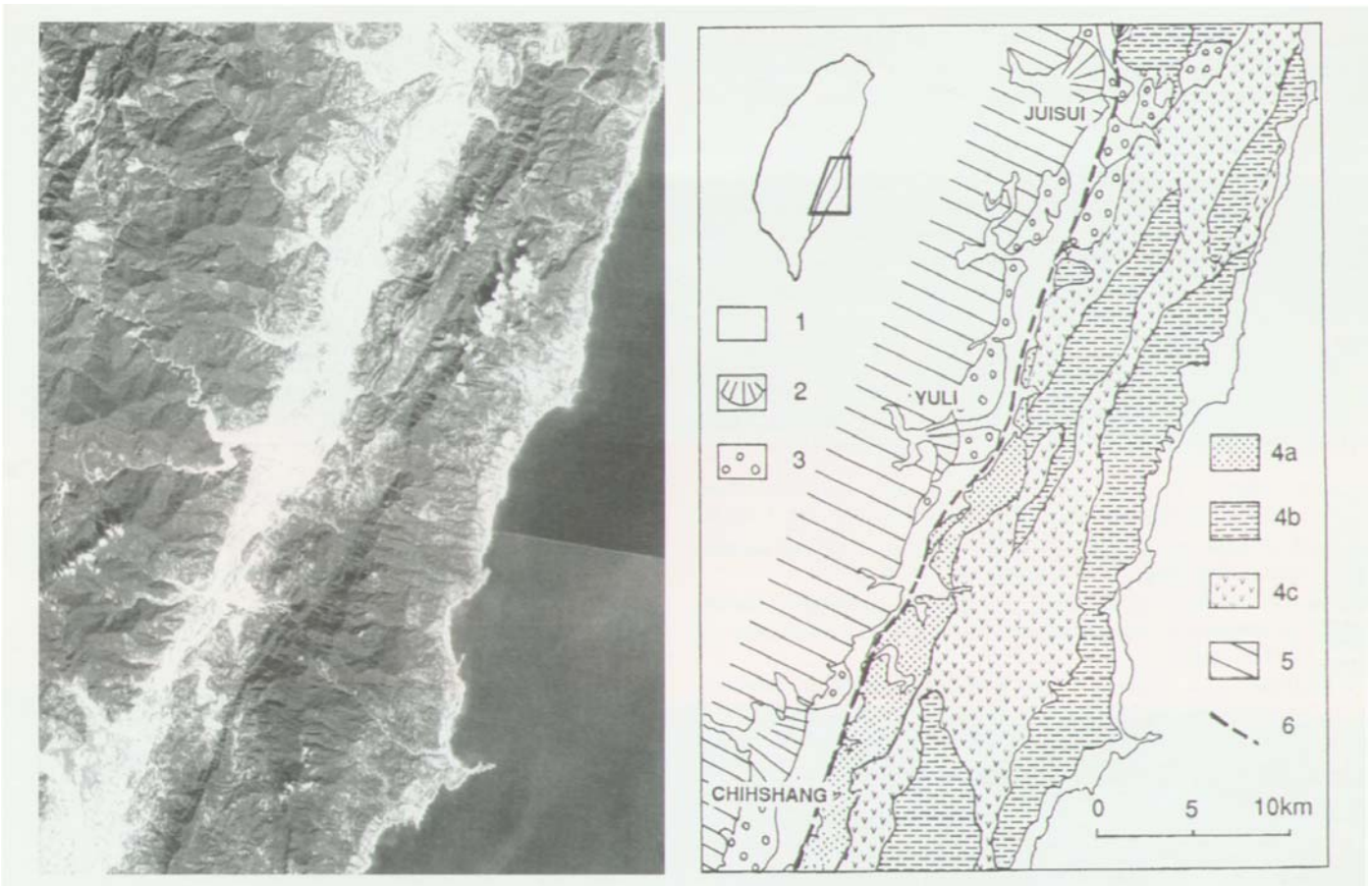


FIG. 5. - Extrait d'image satellitaire de la Vallée longitudinale dans la région étudiée (SPOT) et esquisse correspondante. 1, alluvions récentes de la Vallée. 2, éventails alluviaux. 3, terrasses d'alluvions plus anciennes. 4, terrains de la Chaîne Côtière (a. mélange Lichi, b. flysch de Paliwan-Takangkou, c. soubassement andésitique Tuluanshan). 5, terrains métamorphiques de la Chaîne Centrale. 6, Faille de la Vallée Longitudinale.

FIG. 5. - *Fragment of satellite image of the Longitudinal Valley in the area studied (SPOT) and corresponding check. 1, recent alluvial deposits of the Valley. 2, alluvial fans. 3, older alluvial terrace. 4, formations of the Coastal Range (a. Lichi melange, b. Paliwan/Takangkou flysch, c. Tuluanshan andesitic basement). 5, metamorphic formations of the Central Range. 6, Longitudinal Valley Fault.*

moyenne. Cette comparaison illustre bien le caractère horizontal et vertical sont très voisins (2 cm/an chacun). La géométrie du mouvement de la FVL calculé par le modèle discontinu (fig. 6) suggère une inclinaison du plan de glissement actuellement chevauchant de la FVL, les observations tant tectoniques [Barrier, 1985] que sismiques [Tsai, 1986] ayant établi qu'il s'agit d'un plan incliné vers l'Est. Les rejets géodésiques de 48-50° vers l'Est. Cette inclinaison est voisine de celle proposée par Tsai et al. [1977] pour l'ensemble de la faille crustale (50-55°), en fonction de la répartition des foyers des séismes. Les données sismiques sont donc tout à fait compatibles avec la reconstitution géodésique de la déformation actuelle.

VI. - CONCLUSION

Cette analyse des réseaux géodésiques montre qu'il est possible d'examiner la déformation superficielle terrestre de deux manières simplifiées différentes, avec un modèle

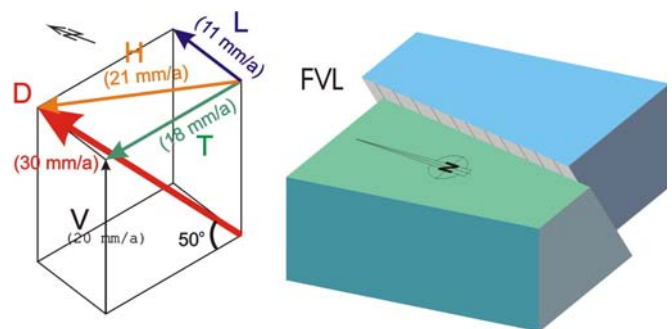


FIG. 6. - Mouvement actuel de la FVL et ses différentes composantes indiquées par l'étude géodésique (mm/an): déplacement total (D); composantes verticale (V), horizontale (H), horizontal transversal (T) et horizontal latéral (L).

FIG. 6. - *Present displacement of LVF and its different components (mm/yr): total displacement (D); vertical (V), horizontal (H), horizontal transversal (T), and horizontal lateral (L) components.*

continu-homogène (déformation s. s.) et un modèle discontinu (déplacement). Les résultats constituent une approximation suffisante dans le cas présent où l'évaluation des erreurs était déjà faite [Yu et Liu, 1989; Yu et al., 1990], étant entendu qu'une telle évaluation est indispensable [Pagarete et al., 1990; Welsch, 1983]. Les données géodésiques sur la zone de faille active dans la Vallée Longitudinale sont largement favorables au modèle discontinu.

Il s'avère que la Vallée Longitudinale absorbe par déformation discontinue un mouvement horizontal important d'environ 2 cm/an vers l'azimut 320, à comparer avec les 7 cm/an vers l'azimut 310 généralement acceptés pour la convergence des plaques. La convergence des plaques eurasiatique et philippine

dans cette région est assurée pour un tiers par la seule FVL, dont les composantes sont à la fois sénestre (env. 1 cm/an) suivant la direction N020°E de l'accident, et chevauchante (env. 1,7 cm/an) suivant la direction WNW-ESE perpendiculaire à la chaîne.

Remerciements. - Les auteurs remercient Michel Kasser pour ses commentaires et suggestions, ainsi que Shui-Beih Yu pour ses indications géodésiques et J. P. Gratier pour ses suggestions. Le présent travail a été réalisé dans le cadre de la coopération France-Taiwan (I.F.T.-N.S.C.) avec un soutien partie P.N.T.S.

Références

- BARRIER E. (1985). - Un grand accident actif: la faille de la vallée longitudinale de Taiwan. - *Rev. Geol. Dyn. Geog. Phys.*, **26**, 1, 45-60.
- BARRIER E. & ANGELIER J. (1986). - Active collision in eastern Taiwan: the Coastal Range. - *Tectonophysics*, **125**, 9-72.
- BRUNNER F.K. (1979). - On the analysis of geodetic networks for the determination of the incremental strain tensor. - *Survey Review* **25** (192), 56-67.
- HO C.S. (1986). - A synthesis of the geologic evolution of Taiwan, - *Tectonophysics*, **125**, 1-16.
- LEE C. & YU, S.B. (1985). - Precision of distance measurements for observing horizontal crustal deformation in Taiwan. - *Bull. Inst. Earth Sci, Academia Sinica* **5**, 161-174.
- LIU C.C. & YU S.B. (1990). - Vertical crustal movements in eastern Taiwan and their tectonic implications. - *Tectonophysics*, **183**, 111-119.
- MATSU'URA M., JACKSON D.D. & CHENG A. (1986). - Dislocation model for aseismic crustal deformation at Hollister, California. - *J. Geophys. Res.*, **91**, 12661-12674.
- PAGARETE J., KASSER M. et RUEGG J.-C. (1990). - Evaluation et représentation des erreurs sur les déformations d'un réseau géodésique: utilisation de la méthode de Monte Carlo. - *Bull. Géod.*, **64**, 63-72.
- SENO T. (1977). - The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. - *Tectonophysics*, **42**, 209-226.
- TSAI Y.B. (1986). - Seismotectonics of Taiwan, - *Tectonophysics*, **125**, 17-37.
- TSAI Y.B., TENG T.L., CHIU J.M. & LIU H.L. (1977). - Tectonic implication of recent seismicity in the Taiwan region. - *Mem. Geol. Soc. China*, **2**, 13-41.
- WELSCH W. (1983). - Finite element analysis of strain patterns from geodetic strain observations across a plate margin. - *Tectonophysics*, **97**, 57-71.
- YEH Y.H., BARRIER E. & ANGELIER J. (1991). - Stress tensor analysis in the Taiwan area from focal mechanisms of earthquakes. - *Tectonophysics*, **200**, 267-280.
- YU S.B. & TSAI Y.B. (1982). - A study of microseismicity and crustal deformation of the Kuang Fu - Fuli area in eastern Taiwan. - *Bull. Inst. Earth Sci.*, **2**, 1-17.
- YU S.B. & LEE C. (1986). - Geodetic measurement of horizontal crustal deformation in eastern Taiwan. - *Tectonophysics*, **125**, 73-85.
- YU S.B. & LIU C.C. (1989). - Fault creep on the central segment of the Longitudinal Fault, eastern Taiwan. - *Proc. Geol. Soc. China*, v.**32**, n. 3, 209-231.
- YU S.B., JACKSON D.D., YU G.K. & LIU C.C. (1990). - Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan. - *Tectonophysics*, **183**, 97-109.
- YU S.B. & YU G.K. (1991). - Present-day crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan. - *Taichung Workshop Proceedings*, 185-195.