

Le séisme de Chichi (1999) et sa place dans l'orogène de Taiwan

Jacques Angelier^{a,*}, Jian-Cheng Lee^b, Hao-Tsu Chu^c, Jyr-Ching Hu^d, Chia-Yü Lu^e, Yu-Chang Chan^b, Lin Tin-Jai^b, Yvonne Font^e, Benoît Deffontaines^a, Tsai Yi-Ben^f

^a Séismotectonique et tectonophysique, ESA 7072, université Pierre-et-Marie-Curie, boîte 129, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

^b Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, PO Box 1-55, Nankang, Taipei, Taiwan

^c Geological Survey, PO Box 968, Taipei, ROC, Taiwan

^d Institute for Secondary School Teachers of Taiwan, Fengyuan, Taichung, Taiwan

^e Department of Geology, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

^f Department of Geophysics, National Taiwan Central University, Chungli, Taiwan

Reçu le 6 février 2001 ; accepté le 12 mars 2001

Abstract – The Chichi earthquake, 1999, and its role in the Taiwan orogen. The destructive Chichi earthquake occurred in Taiwan on 21 September 1999. This earthquake had exceptional consequences in terms of both the seismic hazard concerns that it raised in the island and the new seismotectonic and geodynamic concepts that arose concerning the Taiwan collision. This earthquake is quite typical of the SE–NW plate convergence. It reactivated a thrust ramp at the front of the belt. The rupture trace shows typical tectonic patterns that control the distribution of the damage associated with fault slip. The importance of geological studies for earthquake mitigation purposes is thus highlighted. Based on two examples (Chelungpu fault for locking and earthquakes, Chihshang fault for creep), the need for a better definition of the seismic cycle in Taiwan is highlighted. The Chichi earthquake suggests that the average shortening velocities are of the same order at the belt front and in the suture zone in the back of the belt. The concept of double convergent boundary is consequently introduced in the lithospheric model of Taiwan. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

earthquake / fault / seismic hazard / rupture / collision / Taiwan

Résumé – Le séisme destructeur de Chichi, survenu le 21 septembre 1999 à Taiwan, est exceptionnel, tant par la prise de conscience accrue du risque séismique qu'il a induite dans l'île que par le renouvellement des conceptions séismotectoniques et géodynamiques sur la collision de Taiwan qu'il a entraîné. Ce séisme, représentatif de la convergence SE–NW des plaques, a réactivé une rampe chevauchante au front de la chaîne. La trace de rupture a permis d'observer des dispositifs typiques contrôlant la distribution des dégâts associés au jeu de la faille. L'importance de l'étude géologique pour la prévention séismique est ainsi soulignée. L'utilité d'une meilleure définition du cycle séismique à Taiwan est soulignée, avec deux exemples de failles : Chelungpu pour l'alternance blocage–séisme, Chihshang pour le glissement continu. Le séisme de Chichi suggère que la vitesse moyenne de mouvement au front de la chaîne est du même ordre que celle de la zone de suture à l'arrière de la chaîne. La notion de double frontière convergente est donc introduite dans le modèle lithosphérique de Taiwan. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

séisme / faille / risque sismique / rupture / collision / Taiwan

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : jacques.angelier@lgs.jussieu.fr (J. Angelier).

Abridged version

1. Introduction

The active mountain belt of Taiwan is young (3–5 Ma). Its development is interpreted as a consequence of the convergence between the Philippine Sea Plate and Eurasia, resulting in the collision of the Luzon arc against the Chinese margin [11, 23, 24]. The convergence rate is $7 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ along a SE–NW direction [20]. Geodetic data indicate a velocity larger than $8 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ across Taiwan [25]. The Taiwan mountain belt includes two main domains [10, 11]. To the east, the Coastal Range belongs to the Luzon arc and hence to the Philippine Sea Plate (*figure 1b*). To the west, the units of the Eurasian margin constitute the metamorphic Central Range and the sedimentary units of the western foothills thrust over the foreland. The most active fault zones are the Longitudinal Valley to the east and the belt thrust front to the west.

Figure 1a summarises this geodynamic setting and shows the location of the Chichi earthquake ($M_W = 7.6$, $M_L = 7.3$) in map and cross-section. The focal mechanism of the Chichi earthquake is almost pure thrust in type [13]. This earthquake reactivated the Chelungpu fault near the belt front (*figures 1b* and *1c*). No other large rupture trace observable in the field has been reported for this earthquake. In this paper, we highlight some geological aspects of this major earthquake and implications for earthquake mitigation.

2. The Chichi earthquake as a major thrust event at a belt front

The cross-section of *figure 1c*, based on consideration of surface and sub-surface data [7, 19, 22], summarises the geological environment of the Chichi earthquake. A complete discussion is presented by Mouthereau et al. (this volume). The earthquake is related to westward thrusting of the whole mountain belt onto the foreland, as shown by geological studies [5, 6, 17], seismological analysis [13, 18, 21] and geodetic data [25]. The major thrusts often developed where pre-existing discontinuities took place, i.e. the normal faults of the continental shelf. This structural inheritance is illustrated by the Changhua thrust: a flat thrust propagating westwards met a fault that induced upward propagation of a thrust ramp (*figure 1c*). The Chelungpu fault probably developed in the same way. Three main factors thus controlled the compressive deformation at the belt front: the low resistance to shear of some sedimentary layers in the basins, the existence of earlier normal faults, and of course the variations in thickness of the foreland crust and sediments [19].

No conclusion should be drawn regarding the stability of the basement in *figure 1c*: although the focal depth of the main earthquake is shallow ($12 \pm 5 \text{ km}$), the seismological analysis revealed thrust-type aftershocks approximately 15 km beneath the Chelungpu fault [13]. Thus, the effects of this earthquake are not restricted to the uppermost 10–15 km: the lower crust also underwent contraction. This

important aspect of the crustal distribution of the deformation is not only revealed by the spatial distribution of aftershocks but is also compatible with the geological structure analysed elsewhere (Mouthereau et al., this volume).

3. The rupture trace of the Chichi earthquake, 21 September 1999

During the Chichi earthquake, large damage resulted not only from seismic vibration, but also from the Chelungpu fault displacement. The latter type of damage is found along a north–south elongated zone following the rupture trace. The vertical displacements average 2–4 m along the fault that is more than 80 km long. As *figure 2c* shows, the vertical displacement gradually increases from south to north along the rupture trace, the largest displacements being found not in the vicinity of the epicentral area but near the northern tip of the rupture trace. Note that large differences occur between the minimum and maximum values because in many areas the deformation is distributed on the edges of the rupture trace or across several fault branches. The vertical displacement across a single scarp of the Chichi earthquake commonly reaches 5–7 m and even 8–10 m in the northernmost segment near Fengyuan and Shikang (*figure 2c*), where the fault abruptly turned toward the east and split into many branches [6, 17].

The rupture trace may be unique (*figure 2a*), but is generally complex. Our field study revealed large variety. A common structural type is the ‘pop-up’ structure (*figure 2b*). Rupturing along the Chelungpu fault generally delineated a high deformation zone where dense fissuring and upward-convex bending occurred (the latter being partly responsible for the former, because of the elongation at the fold periphery). This deformation often resulted in widespread damage. The geometry of these structures (*figure 2*) allow geological determination of the deeper fault movement in three dimensions.

Displacement estimates of various origins (field geology, geodesy, seismology) are remarkably consistent in terms of mechanisms and directions of deformation, but not always concur in terms of amplitudes. This apparent dispersion cannot be attributed to uncertainties, but result from differences in the scale of observation. As a function of the station distribution, the geodetic data generally yield displacement values that include both the fault movement and the deformation of adjacent domains. Geological surveys allow determination of the components of displacement along the fault itself. These studies should be combined to determine the deformation at both the scales of the rupture trace and the regional fault zone.

Except for some particular areas where local amplification took place, our data often revealed smaller displacement components than the geodetic data: 1–3 m to the south, 2–4 m along the central segments of the Chelungpu Fault, 4–6 m in the northern segment, and even 5–10 m in the northernmost area. These average values concern both the transverse component of motion (east–west shortening) and the vertical one. The strike-slip component (left lateral

along the north–south direction) is generally smaller. The difference between our results and the geodetic data highlights both the occurrence of significant deformation away from the rupture trace and some partitioning. The clearest partitioning expression is the larger proportion of transverse (thrust) component across the rupture trace, implying that a significant amount of strike-slip is often accommodated in adjacent zones of the hangingwall. A remarkable feature is the contrast between the large deformation at the thrust front and the relative stability of the footwall (*figures 2b* and *3*).

4. Insights from the Chichi earthquake for earthquake risk mitigation

Considering the asymmetry of the deformation that affected the fault zone (*figure 2*), the asymmetric damage distribution is not surprising (*figure 3* and caption). Along the Chelungpu rupture trace, the deformation was generally negligible in the footwall, so that many buildings remained intact. In contrast, on the hangingwall side, intense deformation with pervasive dilatation related to dense fissuring resulted in widespread damage. This effect is spectacular in the push-up zones, where the upward expulsion of blocks of hectometric–kilometric sizes takes place, bounded by the west-verging thrust and a backthrust to the east (*figure 2b*). The bending of the upthrust block, which induces dilatational fissuring at the upper periphery, increases fissuring. Locally, multiple thrusts or earthquake-triggered landslides caused more destruction.

The structural geology analysis reveals the complexity of the earthquake-related deformation and brings detailed information. This information deserves careful consideration while delineating ‘maximum hazard zones’. In the case discussed herein (*figure 3*), such zones should be asymmetrical, that is much wider on the hangingwall than on the footwall. The push of the thrust unit on the footwall side is restricted to a narrow stripe (few metres per century), whereas pervasive deformation and fissuring affects the upthrust side over an hectometric–kilometric wide zone. The structural geologist brings contribution to earthquake risk mitigation not only because he identifies and maps the active faults, but also because of his analysis of brittle mechanisms in terms of hazard distribution. It is worth noting that these comments concern the damage related to fault deformation, not the seismic ground acceleration that affects larger areas (see Chang et al., this volume).

The resistance to acceleration in various directions is a major aspect in civil engineering, especially in a seismic country like Taiwan. Enforcement of the legal constraints for construction certainly brings the most efficient way to prevent heavy losses during earthquakes. This was done in Taiwan. A serious concern is raised by the poor records of school buildings, many of which collapsed throughout the Chichi earthquake area (*figure 4*). Their low resistance, as compared with other buildings, depends on intrinsic causes like the need for big class-rooms, large windows,

wide access and step-by-step construction. Large numbers of pupils and students concentrate in these buildings. Had the Chichi earthquake occurred not at night, but during the class time, heavy losses would have been added to the actual ones. Earthquake mitigation rules must take into special account such contexts.

One should observe, on the other hand, that during the Chichi earthquake large numbers of buildings and bridges successfully sustained large acceleration (up to 1 g for the horizontal component and 0.75 g for the vertical one). On the rupture trace, many severely tilted buildings did not collapse (*figures 3* and *5*). This good behaviour contrasts with some examples in other countries and again highlight the importance of building quality concern as the major element of ‘passive’ earthquake prevention.

5. Seismic and creep behaviour of large faults: the seismic cycle

Owing to geological studies, the appropriate temporal environment of an earthquake can be reconstructed. The palaeoseismicity studies along the Chelungpu fault are in their earliest stage. However, the temporal aspect is qualitatively illustrated in *figure 5*, showing that the rupture trace of the Chichi earthquake runs along the base of aligned hills that bound the Taichung basin to the east (this basin is located between the Chelungpu thrust and the Pakuashan fold, see *figure 1c*). The fault scarp of the Chichi earthquake (*figure 3a*) is very minor with respect to this morphological escarpment (*figure 3b*). The escarpment itself, because of erosion at the top and sediment fill at the base, is small as compared with the total offset of the Chelungpu thrust. This morphological offset progressively grew during the recent Quaternary, because of a succession of numerous thrust events like the 21 September 1999 earthquake. This most recent episode should be viewed as the latest increment of a long history of thrust events during the last ten thousand or hundred thousand years.

Assuming that ancient events resemble the Chichi earthquake, and taking into account the energetic requirement for earthquake to occur as a function of increasing stress related to east–west shortening, one infers that ancient earthquakes should have occurred in an approximately periodical fashion, which reflects the so-called ‘seismic cycle’. Depending on the period, the human response to seismic risk differs. The knowledge of the seismic cycle is thus an important target. Because in Taiwan the historical record is limited, this knowledge depends on the geological analysis. This implies ground penetrating radar and shallow seismic reflection exploration followed by trenching, palaeoslip analysis and dating, which are being undertaken in Taiwan. An important contribution of geologists to seismic prediction is thus related to palaeoseismicity studies, in order to better identify the seismic cycle.

Motion on large faults, however, may occur without large earthquake (*figure 6*). This is the case for the Chishang fault, a segment of the active Longitudinal Valley fault of eastern Taiwan (*figure 1b*), the suture zone be-

tween Eurasia and the Philippine Sea plate (*figure 1a*). Aseismic creep took place for many years on this fault and was repeatedly measured during the 1986–1998 period [3, 4]. Like the Chelungpu fault, the Chishang fault is a west-verging thrust fault with a significant component of left-lateral motion (*figures 6a* and *6b*); but motion occurs as regular aseismic creep (*figure 6c*). The horizontal shortening averages $2\text{--}2.5\text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ in the SE–NW direction, with a thrust component larger than the strike-slip component (*figure 6b*). The observation of the surface displacement [3, 4] supports the fault dip of about 45° eastward inferred from the distribution of earthquakes across the whole crust [24]. This creep prevailed after the ‘Taitung earthquakes’, November 1951, but may have occurred before.

Large earthquakes along the Longitudinal Valley fault zone are documented [24], so that creep cannot be considered permanent. Besides, other segments of this fault zone do not show fault displacement despite the shortening rate ($2\text{--}3\text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$) revealed by geodetic surveys. These segments are thus ‘locked’ and stress probably increases before rupturing. In terms of seismic hazard, the Chihshang fault creep is certainly positive because it releases part of the shortening-related increase in stress across the Longitudinal Valley. However, because multiple factors can modify the friction on this fault, it is necessary to measure the creep rate and its variations with time (*figure 6*), in order to detect any decrease in the shortening velocity that may indicate a forthcoming earthquake. For this reason, permanent creepmeters have been installed across the Chihshang fault [16].

6. Implications of the Chichi earthquake for the tectonic understanding of Taiwan

The thrust mechanism of the Chichi earthquake is quite consistent with the SE–NW convergence between the Philippine Sea Plate and Eurasia (*figures 1a* and *1b*). Moreover, the stress analysis of the Chichi aftershocks reveals high consistency with the regional stress field (Kao and Angelier, this volume). According to the classical views, it is thus possible to consider the Chichi earthquake as a typical collision earthquake related to the mountain building (*figure 7*).

However, consideration of the earthquake displacement, as revealed by geological, geodetic and seismological analyses, result in a somewhat different interpretation. Despite the poor knowledge of the earthquake cycle in western Taiwan, raw approximations of 100–150 yr as the average time span between major earthquakes on the Chelungpu Fault and 3–4 m as the average displacement during major earthquakes indicate an average slip velocity of $2\text{--}4\text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$. The interest of this general evaluation is the identity with the shortening velocity across the Longitudinal Valley, on the other side of the Taiwan mountain belt (about $3\text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ in both cases). Contrary to the interpretation that prevailed prior to the Chichi earthquake, it thus appears that the shortening at the belt front and the shortening in the Longitudinal Valley are similar in terms of average velocity. With other considerations, this

observation led to consider the Chichi earthquake as a subduction earthquake at the plate interface between continental Eurasia (following the oceanic lithosphere of the South China Sea) and the oceanic Philippine Sea Plate [14].

That the shortening occurs through large earthquakes on the west side (Chelungpu fault) and continuous creep on the east side (Chihshang fault) does not affect these inferences. This contrast in fault behaviour well explains why the shortening velocity at the belt front was underestimated relative to that occurring across the Longitudinal Valley and inside the belt. This conclusion was ironically supported by both the recent geodetic data revealing the very limited shortening rates of the inter-seismic period [12, 25] and the good geological-geophysical knowledge which magnified the role of the Longitudinal Valley because of its importance as a major geological suture [11] and active fault zone [24].

The Chichi earthquake is the perfect expression of the high average shortening rate at a belt front where the brittle behaviour is characterised by large earthquakes separated by periods of quiescence. According to the regional geology, this western belt front developed more recently than the shortening zone that finally became the Longitudinal Valley. For this reason, the total east–west shortening remains much smaller than that of the eastern tectonic boundary, despite similar shortening velocities.

The Longitudinal Valley of eastern Taiwan should no longer be considered as the single plate boundary in Taiwan. A double plate boundary thus exists in Taiwan, on both sides of a huge slice of deformed and metamorphosed continental crust and sediments, the Central Range (*figure 7*). The eastern boundary represents a suture zone where shortening has occurred permanently since more than 16 Ma, resulting in several hundred kilometres of convergence between Eurasia and the Philippine Sea Plate. In contrast, the western boundary, where the Chichi earthquake has occurred, developed recently (not earlier than 3–5 Ma) in the geological history of the collision and mountain building of Taiwan. Its development probably resulted from the northward propagation of the Manila subduction zone into the continental foreland of western Taiwan, a complex phenomenon because of the segmented structure of the front belt affected by NW–SE transfer faults [8, 9, 15].

Whereas these conclusions certainly modify the understanding of the Taiwan collision belt as presented before, neither the general lithospheric pattern [1] nor the regional kinematics dominated since about 16 Ma by the progressive destruction of a large left-lateral Ryukyu–Luzon transform zone separating the South China Sea and the Philippine Sea Plate [2] are drastically affected (*figure 7*).

7. Conclusions

The reactivation of the Chelungpu fault during the Chichi earthquake provides a typical illustration of the interest of structural geology investigations for both the understanding of the regional deformation (*figure 1*) and a

better delineation of potentially dangerous seismic zones. It also revealed a dire need for palaeoseismicity studies, as a key to the 'seismic cycle'. Finally, this earthquake deeply modified the understanding of the Taiwan collision in that it highlighted the kinematic role of the western boundary (*figure 7*).

For the time being, enforced capacity for buildings to sustain large accelerations is certainly the most efficient

technique to reduce losses and damages resulting from an earthquake like the Chichi earthquake. This is a concern not only for civil engineers, but also for geologists because of the crucial role of soil and rock behaviour influencing variable amplification of seismic acceleration. To this respect, a closer co-operation between geologists, seismologists, engineers and local authorities is essential.

1. Introduction

La chaîne de montagnes de Taiwan est active et de formation récente (3 à 5 Ma). Son apparition est généralement interprétée comme la conséquence du rapprochement entre la plaque de la mer des Philippines et l'Eurasie, entraînant la collision de l'arc de Luçon contre la marge chinoise [11, 23, 24]. Ce rapprochement se fait à une vitesse d'environ $7 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$, dans une direction SE–NW [20], les données géodésiques récentes indiquant une vitesse supérieure à $8 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$ à Taiwan [25]. La chaîne de Taiwan est composée de deux ensembles principaux [10, 11]. À l'est, la chaîne côtière appartient géologiquement à l'arc volcanique de Luçon, donc à la plaque Philippine (*figure 1b*). À l'ouest, les éléments de la marge eurasiatique forment les grandes unités métamorphiques de la chaîne centrale *sensu lato*, ainsi que les écailles sédimentaires de la chaîne de piedmont chevauchant l'avant-pays occidental. Les zones de faille les plus actives sont, à l'est, la vallée longitudinale et, à l'ouest, une série de chevauchements, formant un front de déformation.

La *figure 1a* résume ce cadre et illustre la position du séisme de Chichi ($M_W = 7,6$, $M_L = 7,3$) en carte et en coupe. Le mécanisme au foyer du séisme de Chichi est celui d'un chevauchement presque pur [13]. Ce séisme a remobilisé la faille de Chelungpu sous la seconde grande unité chevauchante au front de la chaîne (*figure 1b*). Aucune autre grande rupture de surface associée à ce séisme n'a été rapportée. Dans cette note, nous examinons quelques caractéristiques de ce séisme d'un point de vue de géologue, pour en tirer quelques enseignements en matière de protection sismique.

2. Le séisme de Chichi, événement chevauchant majeur au front d'une chaîne

La coupe de la *figure 1c* résume la situation géologique du séisme de Chichi. Cette coupe intègre les informations géologiques de surface et de profondeur [7, 19, 22], tout en tenant compte de la nécessité

de cohérence géométrique de la déformation. Une discussion complète est présentée par Mouthereau et al. dans ce même volume. Deux observations sont à retenir. En premier lieu, le séisme s'est produit par le chevauchement vers l'ouest de la chaîne entière, s'avancant sur la région occidentale de l'île dans une direction SE–NW, indiquée à la fois par l'analyse des traces de surface [5, 6, 17], l'analyse sismologique [13, 18, 21] et les résultats des mesures géodésiques [25]. En second lieu, les chevauchements ne se sont pas formés *ex nihilo*, mais se sont développés sur des discontinuités préexistantes, à savoir des failles normales du plateau continental. Un bon exemple est celui du chevauchement de Changhua : un cisaillement plat qui se propageait vers l'ouest a rencontré un ressaut de faille, ce qui a induit la formation d'une rampe chevauchante vers la surface (*figure 1c*). Il en va vraisemblablement de même pour la faille de Chelungpu. Lors de la compression au front de la chaîne, trois facteurs ont donc contrôlé la déformation : la présence de couches peu résistantes au cisaillement dans les épais sédiments du bassin (d'où les chevauchements plats), la présence de failles normales conditionnant la localisation des rampes chevauchantes, et bien sûr les variations d'épaisseurs de la croûte et des sédiments dans l'avant-pays [19].

La stabilité du substratum sur la coupe (*figure 1c*) n'est qu'apparente : malgré la faible profondeur du séisme principal ($12 \pm 5 \text{ km}$), les données sismologiques, en particulier l'inversion des séismogrammes des répliques, mettent en évidence l'existence de ruptures chevauchantes, une quinzaine de kilomètres au-dessous du chevauchement de Chelungpu [13]. Il n'est donc pas possible de restreindre aux premiers 10–15 km de la croûte les effets de ce séisme au front de l'orogène, bien que les déplacements les plus importants se situent dans ces niveaux superficiels : la croûte inférieure subit aussi une contraction. Cet aspect important de la répartition crustale des déformations associées à la séquence sismique de Chichi est souligné, non seulement par la distribution spatiale des répliques, mais aussi par la structure géologique analysée par Mouthereau et al. (ce volume).

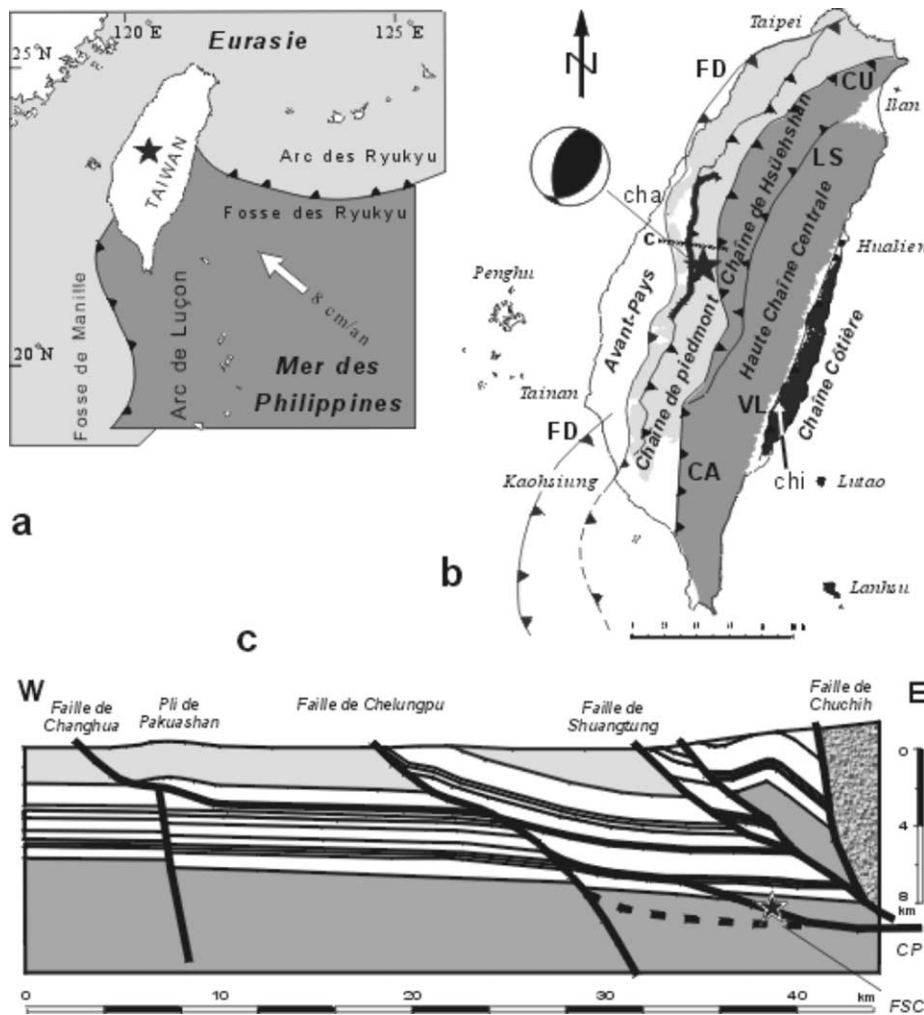


Figure 1. Situation géologique du tremblement de terre de Chichi du 21 septembre 1999 et de la faille de Chelungpu à Taiwan. **a.** Cadre géodynamique : plaque Eurasie en gris clair, plaque de la mer des Philippines en gris foncé, frontières avec triangles du côté chevauchant, déplacement de la plaque de la mer des Philippines par rapport à la marge eurasiatique indiqué par une flèche, épipcentre du séisme de Chichi indiqué par une étoile. **b.** Carte géologique générale de Taiwan : chaîne côtière (appartenant à la plaque de la mer des Philippines) en noir, chaînes métamorphiques en gris foncé, piedmonts occidentaux en gris clair, avant-pays en blanc, principaux chevauchements avec triangles du côté chevauchant. **FD**, fronts chevauchants de l’Ouest de Taiwan (**cha**, faille de Changhua); **CU**, faille de Chaochou; **LS**, faille de Lishan; **VL**, faille de la vallée longitudinale (**chi**, faille de Chihshang). Failles de Changhua : subdivisions géologiques d’après Ho [10, 11]. Épicentre du séisme de Chichi indiqué par une étoile, avec mécanisme au foyer principal indiqué suivant les conventions usuelles (voir l’article de Kao et Angelier, ce volume). Faille de Chelungpu soulignée en trait noir épais. Coupe indiquée par un trait pointillé (c). **c.** Coupe géologique du front de la chaîne dans la région de la faille de Chelungpu. Modifié d’après une coupe équilibrée discutée par Mouthereau et al. dans ce volume. Principales failles en trait noir épais. Substratum anté-Miocène en gris soutenu, formation quaternaire de Toukoshan en gris clair, formations intermédiaires laissées en blanc, formations métamorphiques en figuré gris irrégulier. **FSC**, foyer du séisme de Chichi (étoile). **CP**, chevauchement principal sous la chaîne centrale. Noter la relation géométrique entre les failles normales anté-Quaternaire du plateau continental et les principaux chevauchements du front de la chaîne, indiquant la relation d’héritage structural (prouvée pour le chevauchement de Changhua, supposée pour le chevauchement de Chelungpu).

Figure 1. Geological situation of the Chichi earthquake of 21 September 1999, and of the Chelungpu Fault in Taiwan. **a.** Geodynamic framework: Eurasian Plate in light grey, Philippine Sea Plate in dark grey, boundaries with triangles on upthrust side, displacement of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian margin indicated by open arrow, epicentre of the Chichi earthquake as star. **b.** Simplified geological map of Taiwan: Coastal Range (belonging to the Philippine Sea Plate) in black, metamorphic ranges in dark grey, Western Foothills in light grey, foreland left white, main thrusts indicated with triangles on the upthrust side. **FD**, thrust fronts of western Taiwan (**cha**, Changhua Fault); **CU**, Chuchih Fault; **CA**, Chaochou Fault; **LS**, Lishan Fault; **VL**, Longitudinal Valley Fault (**chi**, Chihshang Fault). Geological units after Ho [10, 11]. Epicentre of the Chichi earthquake shown as a star, with the main focal mechanism shown according to the usual convention (see the paper by Kao and Angelier, this volume). Chelungpu Fault highlighted as thick black line. Cross-section as dotted line (c). **c.** Geological cross section of the fold-and-thrust belt in the Chelungpu Fault area. Modified after a balanced cross-section discussed by Mouthereau et al. in this volume. Major faults as thick black lines. Pre-Miocene basement as dark grey, Quaternary Toukoshan formation as light grey, sedimentary formations of intermediate ages left blank, metamorphic formations in irregular grey pattern. **FSC**, focus of the Chichi earthquake (star). **CP**, main thrust beneath the Central Range. Note the geometrical relationship between the pre-Quaternary normal faults of the continental shelf and the main thrusts of the belt front, indicating the structural inheritance relationship (ascertained for the Changhua thrust and inferred for the Chelungpu thrust).

3. La trace de rupture du séisme de Chichi, 21 septembre 1999

Lors du séisme de Chichi, les dommages ont résulté non seulement des vibrations sismiques, mais aussi du mouvement de la faille de Chelungpu. Ce type de dommage jalonne une bande nord-sud, suivant la trace de la rupture. Les déplacements verticaux durant le séisme sont généralement d'environ 2 à 4 m le long de la faille, longue de plus de 80 km. Comme le montre la *figure 2c*, ce déplacement vertical croît assez régulièrement, du sud au nord, le long de la trace de rupture. Remarquablement, les plus grands déplacements ne se sont pas fait dans le voisinage de la région épicertrale, mais à une quarantaine de kilomètres plus au nord, non loin de l'extrémité septentrionale de la trace de rupture. Les différences entre les valeurs minimum et maximum observées sont grandes, car, dans la plupart des segments, la déformation s'est répartie sur plusieurs branches de failles très voisines, ou encore dans les zones bordières des blocs en contact (très généralement le bloc chevauchant). Le déplacement vertical observable sur une trace de rupture individuelle du séisme de Chichi peut atteindre couramment 5–7 m, voire 8–10 m dans le segment le plus septentrional, près de Fengyuan et de Shikang (*figure 2c*). Dans ce secteur, les traces de rupture tournent abruptement vers l'est et la faille éclate en plusieurs branches [6, 17].

La trace de rupture est parfois unique (*figure 2a*), souvent multiple. Notre étude de terrain a révélé une grande variété structurale et la complexité est parfois accrue par des glissements de terrain, dont l'ampleur peut être kilométrique. Cependant, un type structural très courant, relativement homogène malgré une taille variable, est la structure de type *pop-up* (*figure 2b*). Le long du tracé de la faille de Chelungpu, la rupture a généralement individualisé une bande de terrain, souvent très déformée par des fissures serrées, plus ou moins largement ouvertes, et ployée en anticlinal (la fissuration intense étant en partie liée au bombement, par extension à l'extrados du pli). Les dégâts directs les plus importants accompagnent généralement ce type de déformation. Dans les deux cas, la géométrie des structures de surface (*figure 2*) permet au géologue de reconstituer en trois dimensions les caractéristiques du déplacement de la faille en profondeur, notamment les composantes frontale, latérale et verticale du mouvement. Cet aspect géométrique ne peut être développé ici et fera l'objet de publications à part.

Les mesures du déplacement, d'origines diverses (géologie de terrain, géodésie, sismologie), sont remarquablement convergentes en termes de mécanismes et de directions de déformation, mais ne concordent pas toujours en termes d'amplitudes. Cette

dispersion apparente ne résulte pas d'erreurs, mais de l'utilisation d'échelles d'observation différentes. En fonction de la distribution des stations, les mesures géodésiques fournissent généralement des valeurs de déplacement qui incluent non seulement le mouvement de la faille, mais aussi la déformation des domaines adjacents. Les études géologiques de terrain permettent, quant à elles, de mesurer les composantes du déplacement sur la faille elle-même. Ces approches ne sont donc pas échangeables, mais doivent être associées pour déterminer la déformation aux échelles de la trace de rupture locale et de la zone de faille entière dans son cadre régional.

Sauf dans certains segments particuliers où existent des amplifications locales (notamment dans la partie nord de la faille de Chelungpu), nos mesures ont effectivement révélé des composantes du mouvement le plus souvent inférieures à celles tirées des données géodésiques : 1–3 m au sud, 2–4 m dans les segments centraux de la faille de Chelungpu, 4–6 m dans le segment nord, voire 5–10 m à l'extrême Nord, dans la région où la rupture a tourné brusquement vers l'est. Ces valeurs générales s'appliquent aux composantes transversales (raccourcissement est-ouest), comme aux composantes verticales du mouvement co-sismique. Les composantes décrochantes (coulissement sénestre nord-sud) sont généralement moindres. La comparaison de nos résultats avec les données géodésiques met en évidence, d'une part, l'absorption d'une partie de la déformation hors de la trace de rupture proprement dite et, d'autre part, une tendance au « partitionnement ». La principale expression de ce phénomène est un accroissement de la composante transversale (chevauchante) sur la trace de rupture, ce qui signifie qu'une part notable du coulissement (composante décrochante) est souvent absorbée dans les domaines adjacents du compartiment chevauchant.

Une caractéristique remarquable de la rupture est le contraste entre la grande déformation du front chevauchant et la déformation faible ou nulle du compartiment chevauché. Le premier est souvent bombé ou flexuré ; il est généralement affecté par des failles inverses secondaires et par des essaims de fissures ouvertes, qui accompagnent le bombement ou la flexuration au front de l'unité chevauchante (*figures 2b* et *3*). S'y ajoutent par places les effets des glissements de terrain qui ont été induits par le séisme dans le relief à regard ouest de la faille de Chelungpu. Dans le compartiment chevauché, les déformations sont rares et la déformation, souvent négligeable, même à quelques mètres de la faille (*figure 3*). On doit toutefois tempérer cette observation de surface en rappelant l'existence de répliques sismiques, avec des mécanismes chevauchants pour les unes, mais normaux pour les autres, dans le compartiment chevauché.

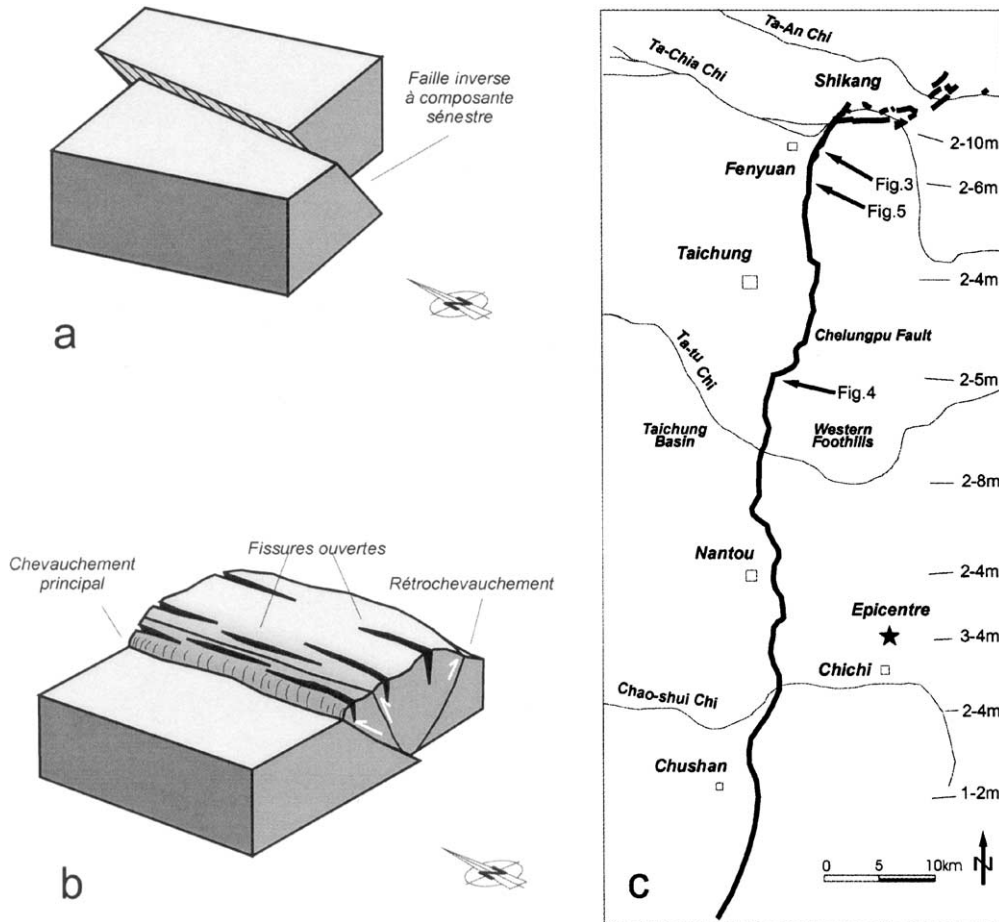


Figure 2. Dispositifs structuraux les plus caractéristiques de la trace de faille du séisme de Chichi, schémas généraux d'après des observations de terrain le long de la rupture du 21 septembre 1999. **a.** Dispositif en faille unique inclinée vers l'est, avec une composante sénestre notable. La faille est ici fortement inclinée (50° environ), mais son inclinaison est souvent nettement plus faible (30° environ), parfois encore plus forte (70°). **b.** Dispositif de type *pop-up*. La structure *pop-up* est bordée par le chevauchement principal à l'ouest (ici incliné de 35 à 40°) et par un rétrochevauchement d'inclinaison opposée (et communément plus forte) à l'est. Le petit massif à section triangulaire ainsi détaché est soulevé, courbé en plissement à convexité vers le haut (anticlinal), affecté de nombreuses fissures (fractures ouvertes) et de failles annexes. Dans de telles structures, les dégâts par déformation du sol sont généralement importants et largement distribués. La largeur de la structure *pop-up* va communément de quelques décimètres à plusieurs hectomètres, mais dans certains cas elle est plus grande. **c.** Carte de la trace de rupture du séisme de Chichi (trait épais), avec localisation des exemples des figures 3–5. Principales rivières en trait fin. Les déplacements verticaux minimum et maximum observés à différentes latitudes le long de la trace de rupture sont ajoutés en bordure droite de la carte.

Figure 2. Most typical structural patterns along the seismic fault of the Chichi earthquake, schematic views according to observations in the field along the rupture trace of 21 September 1999. **a.** Single fault pattern. The fault dips to the east and shows significant left-lateral component. The fault shown here dips steeply (about 50°), but the fault dip is often shallower (around 30°), and sometimes still steeper (70°). **b.** Pop-up structure pattern. The pop-up structure is bounded to the west by the main west-verging thrust (dipping 35 – 40° in this case) and to the east by an east-verging backthrust (with an opposite, and generally steeper, dip). The small rock massif thus broken is triangular in section and underwent uplift, upward-convex warping (anticline), and pervasive brittle deformation with fissures (open fractures) and subsidiary faults. The damage related to ground deformation is generally large and widespread in such areas. The width of the pop-up structure usually ranges from few tens of metres to several hundred metres, and in few cases is larger. **c.** Map of the rupture trace of the Chichi earthquake (thick line), including location of examples of figures 3–5. Main rivers as thin lines. Minimum and maximum vertical displacement along the rupture trace at various latitudes is added along the right edge of the map.

4. Enseignements du séisme de Chichi en matière de protection sismique

Considérant la dissymétrie de la déformation dans la zone de faille, soulignée ci-dessus (figure 2), on ne saurait s'étonner de la dissymétrie de la distri-

bution des dégâts (figure 3 et légende). Le long de rupture de la faille de Chelungpu, la déformation est généralement restée négligeable sur le bloc inférieur (occidental), de sorte que de nombreux immeubles et constructions proches de la faille sont demeurés intacts ou presque. Les immeubles situés sur la faille

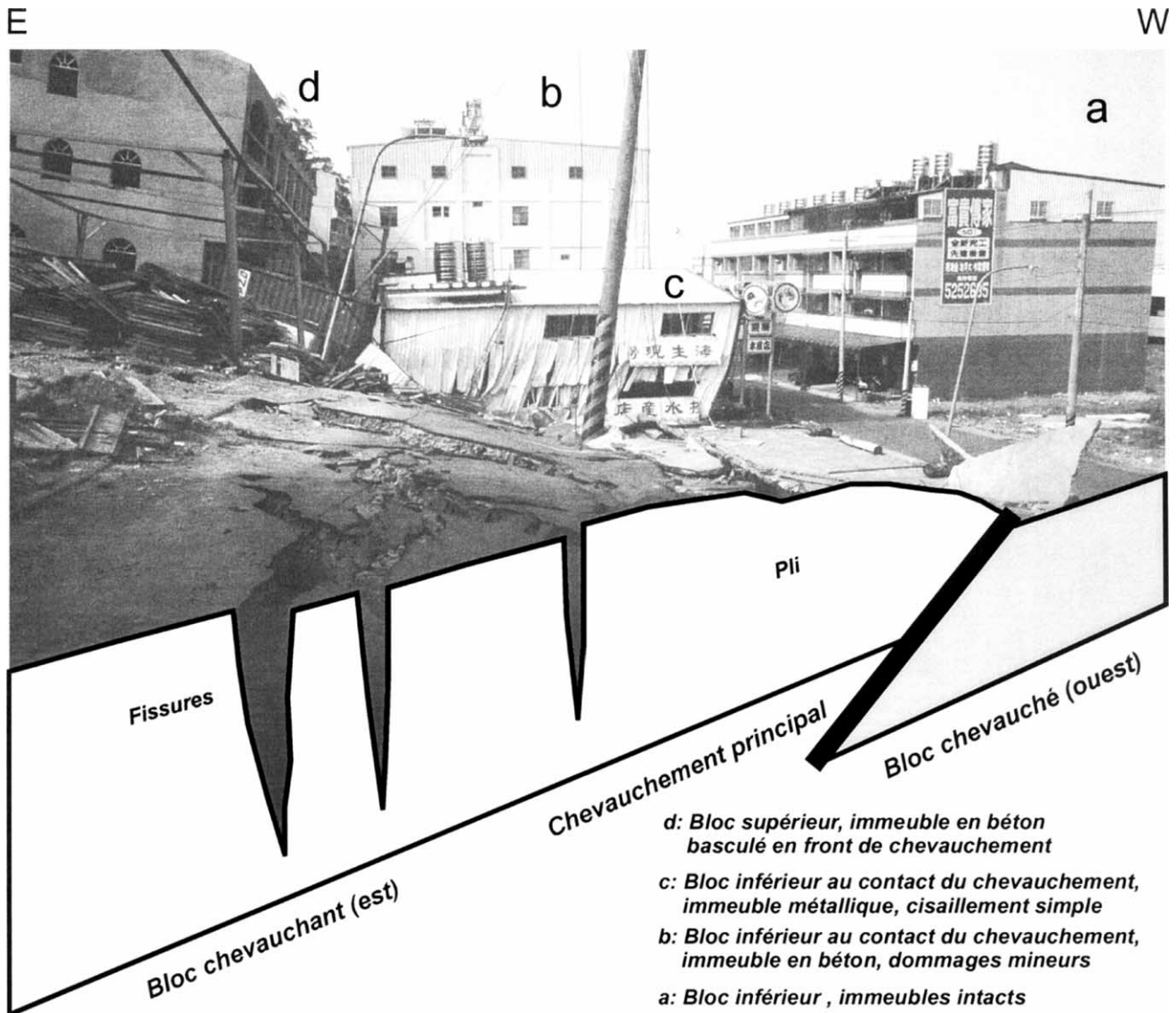


Figure 3. La trace de faille du séisme de Chichi : aspect de la rupture du 21 septembre 1999 dans la ville de Fengyuan (localisation sur la *figure 2c*). La coupe de la structure chevauchante est ajoutée. L'esplanade au premier plan de la photographie était initialement horizontale. Le décalage vertical est de 5–7 m, le compartiment est (à gauche, immeubles **d**) étant soulevé. Le recouvrement horizontal a une valeur voisine (une large rue séparait les immeubles **d** et **b** avant le séisme). La flexure bordière au front du bloc chevauchant est responsable du basculement de l'immeuble de gauche (**d**), situé sur cette lèvre chevauchante. Noter aussi la fissuration intense (fentes ouvertes) à l'extrados de la flexure frontale du chevauchement. L'immeuble (**b**), situé sur le compartiment inférieur au contact de la faille, n'est que faiblement endommagé. Les immeubles (**a**) n'ont pratiquement pas souffert. Une construction métallique (**c**), dans la même position que (**b**), a subi un cisaillement simple (sommet vers la droite).

Figure 3. The seismic fault of the Chichi earthquake: aspect of the 21 September 1999, rupture in the town of Fengyuan (location in *figure 2c*). The cross-section of the thrust structure is added. In the foreground of the photograph, the square was initially horizontal. The vertical offset is 5–7 m, the eastern block (on left, buildings **d**) being uplifted. The horizontal transverse offset has a similar value (a wide street separated the buildings **d** and **b** before the earthquake). Flexuring along the edge of the upthrust block accounts for the tilt of the building on the left (**d**), located on this edge. Note also the intense fissuring (open cracks) resulting from elongation at the surface of the flexure zone. The building (**b**), located on the footwall at the contact of the fault, suffered very minor damage. The buildings (**a**) underwent almost no damage. The metallic building (**c**), in the same situation as (**b**), underwent simple shear (top towards the right).

elle-même ont subi des dégâts variables, en fonction de leur position et de leurs caractéristiques de construction (*figure 3*). Le bloc supérieur (oriental) de la faille a généralement subi une intense déformation,

avec des essaims de fissures indiquant une dilatation. De ce côté, de nombreux immeubles ont été détruits ou irrémédiablement endommagés dans une vaste zone, notamment à cause de la fissuration dense.

Cet effet est spectaculaire dans les zones de *push-up*, où il est lié à l'expulsion vers le haut d'un prisme à base triangulaire hectométrique ou kilométrique, délimité vers l'ouest par le chevauchement à vergence ouest, et, de l'autre côté, par le rétro-chevauchement à vergence est (*figure 2b*). La voussure du bloc chevauchant, qui a entraîné la formation de fentes d'extension à l'extrados, accentue la fissuration. Localement, des sources supplémentaires de destruction sont la présence de chevauchements multiples ou de glissements de terrain induits par le séisme.

Ces aspects de géologie structurale illustrent la complexité de la déformation liée à un grand séisme. Il faut tenir compte de cette complexité dans la définition éventuelle de « zones de danger maximum » à laquelle songent les autorités. Dans le cas considéré (*figure 3*), de telles zones devraient être dissymétriques, c'est-à-dire beaucoup plus larges du côté chevauchant (fortement endommagé) que du côté chevauché (peu déformé). La principale menace exercée sur le côté chevauché est la poussée du chevauchement, limitée à quelques mètres par siècle, alors que la déformation et la fissuration du compartiment chevauchant se distribuent, en maints endroits, sur une largeur hectométrique à kilométrique. La contribution des géologues structuraux à la prévention sismique ne se limite donc pas à la caractérisation et à la cartographie des failles actives potentiellement dangereuses, mais s'étend à l'analyse des mécanismes cassants, qui éclaire la distribution détaillée du risque. Il s'agit ici des dégâts directement occasionnés par le mouvement de faille, non des effets d'accélération sismique qui se distribuent sur des zones beaucoup plus vastes (voir Chang et al., ce volume).

La résistance aux accélérations dans diverses directions est un aspect majeur du génie civil, *a fortiori* dans une contrée fortement sismique comme Taiwan. Une augmentation des seuils légalement imposés constitue certainement le moyen de lutte le plus efficace contre les séismes. Après le tremblement de terre de Chichi, les autorités de Taiwan ont renforcé les normes de construction anti-séismiques et les contrôles. La gravité du problème est typiquement illustrée par l'effondrement des édifices scolaires dans la zone du séisme de Chichi (*figure 4*). En effet, de tels bâtiments sont, par nature, relativement fragiles, en raison des exigences du fonctionnement scolaire. Les principales causes de fragilité sont au nombre de quatre : nécessité de vastes salles de classe, exigence de grandes fenêtres pour un bon éclairage, obligation de larges accès pour des raisons de sécurité, construction par morceaux successifs au fur et à mesure de l'accroissement des effectifs. Toutes ces particularités affaiblissent la structure des bâtiments, par comparaison avec les immeubles d'habitation courants, dans lesquels la densité de murs est plus forte. S'y ajoute

bien entendu la concentration des élèves. Si le séisme de Chichi n'avait pas eu lieu la nuit mais pendant une journée de classe, il est certain que de lourdes pertes en vies humaines se seraient ajoutées à celles qui ont eu lieu. Le renforcement des normes anti-séismiques doit donc tenir compte de tels cas particuliers.

Il faut observer, *a contrario*, que, pendant le séisme de Chichi, de nombreux immeubles d'habitation, des ponts et des bâtiments industriels se sont brillamment comportés face à des accélérations importantes (atteignant l'accélération de la pesanteur pour la composante horizontale et ses trois quarts pour la composante verticale), ce qui est à porter au crédit des constructeurs. Même sur la ligne de rupture, des immeubles ont basculé sans s'effondrer (*figures 3 et 5*). La comparaison avec des séismes comparables survenus dans d'autres pays est éclairante quant au rôle de la qualité de construction comme élément majeur de la prévention sismique « passive ».

5. Comportements sismique et aséismique des grandes failles : le cycle sismique

Une autre contribution majeure de l'étude géologique consiste à replacer le séisme dans un cadre temporel approprié. Certes, les études de paléo-séismicité sur la faille de Chelungpu sont encore embryonnaires. Néanmoins, l'aspect temporel est qualitativement illustré par la *figure 5*, qui montre que la trace de rupture du séisme de Chichi marque en fait le pied d'une ligne de collines bordant à l'est le bassin de Taichung (ce bassin est situé entre le chevauchement de Chelungpu et le pli de Pakuashan, voir la *figure 1c*). Le rejet du séisme de Chichi (*figure 3a*) ne représente qu'une très petite partie de ce grand escarpement de faille (*figure 3b*). L'escarpement lui-même est largement érodé à son sommet et remblayé par la sédimentation à sa base ; sa hauteur ne représente, par conséquent, qu'une petite partie du rejet total du chevauchement de Chelungpu. Cet escarpement a crû progressivement pendant le Quaternaire récent, par la succession de nombreux épisodes chevauchants, comme celui du 21 septembre 1999. Les collines constituent le front occidental du bloc chevauchant, qui s'est progressivement soulevé et avancé vers l'ouest sur les sédiments du bassin de Taichung (*figure 1c*). Prenant donc en compte, non seulement la déformation sismique actuelle, mais aussi la déformation totale en termes de géologie structurale, le séisme de Chichi se trouve replacé dans la durée comme un simple incrément – le plus récent – d'une longue succession de déplacements chevauchants durant les dernières dizaines ou centaines de milliers d'années.

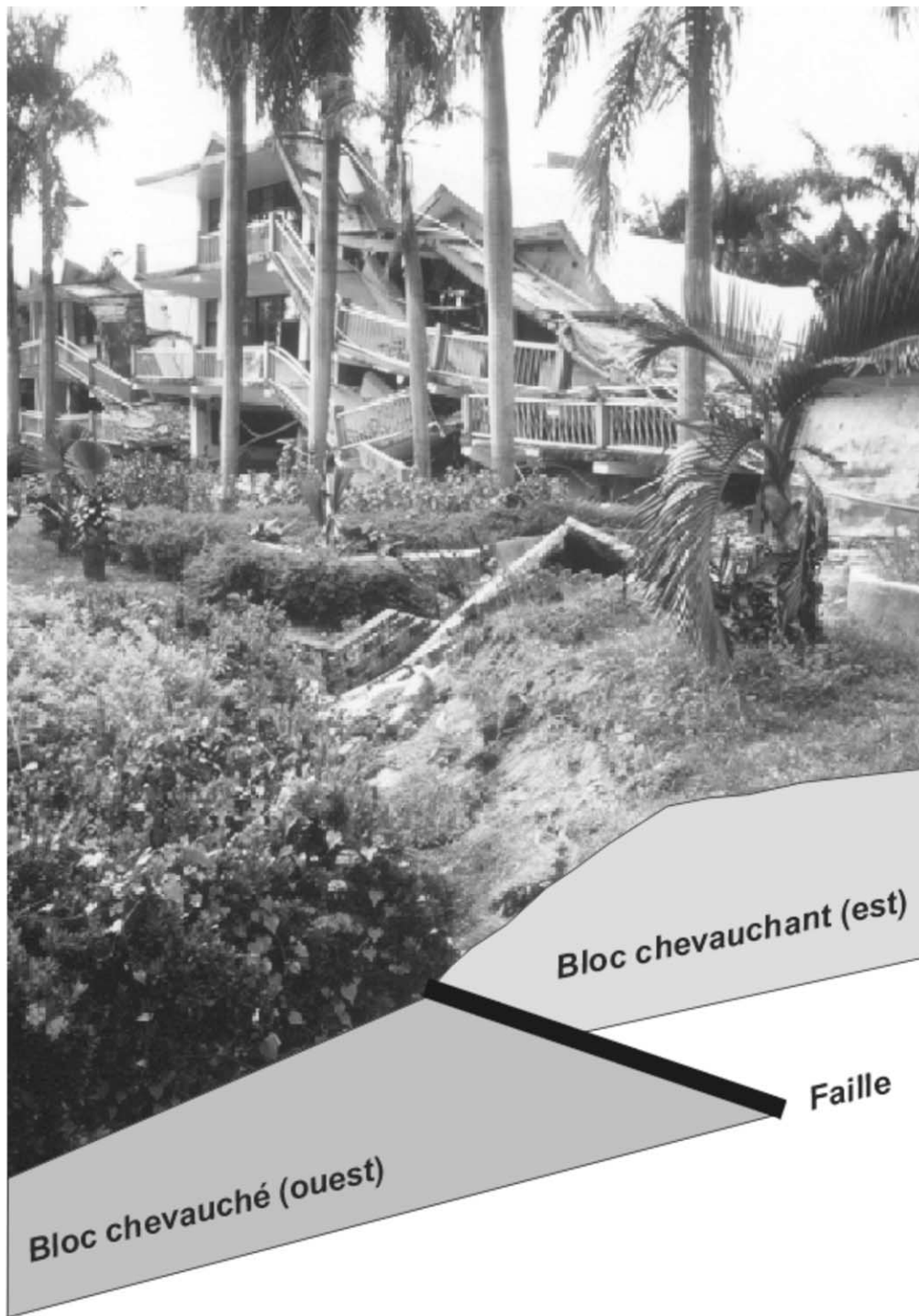


Figure 4. L'école de Kuangfu, au sud-est de Taichung, après son effondrement (localisation sur la *figure 2c*). La rupture du 21 septembre 1999 a traversé le domaine de l'école (escarpement de faille au premier plan, dans le jardin) et provoqué l'effondrement quasi général des bâtiments.

Figure 4. The collapsed Kuangfu school, southeast of Taichung (location in *figure 2c*). On 21 September 1999, the rupture propagated across the school area (on the foreground, the fault scarp in the garden) and induced nearly general collapse of its buildings.

Admettant, comme il est vraisemblable, que nombre de ces déplacements ont été de nature séismique comme celui du 21 septembre 1999, et considérant le temps nécessaire pour accumuler par serrage est–

ouest une énergie élastique suffisante pour provoquer un nouveau séisme, on est porté à croire que ces anciens tremblements de terre ont été plus ou moins périodiques. Cette périodicité caractérise le «cycle

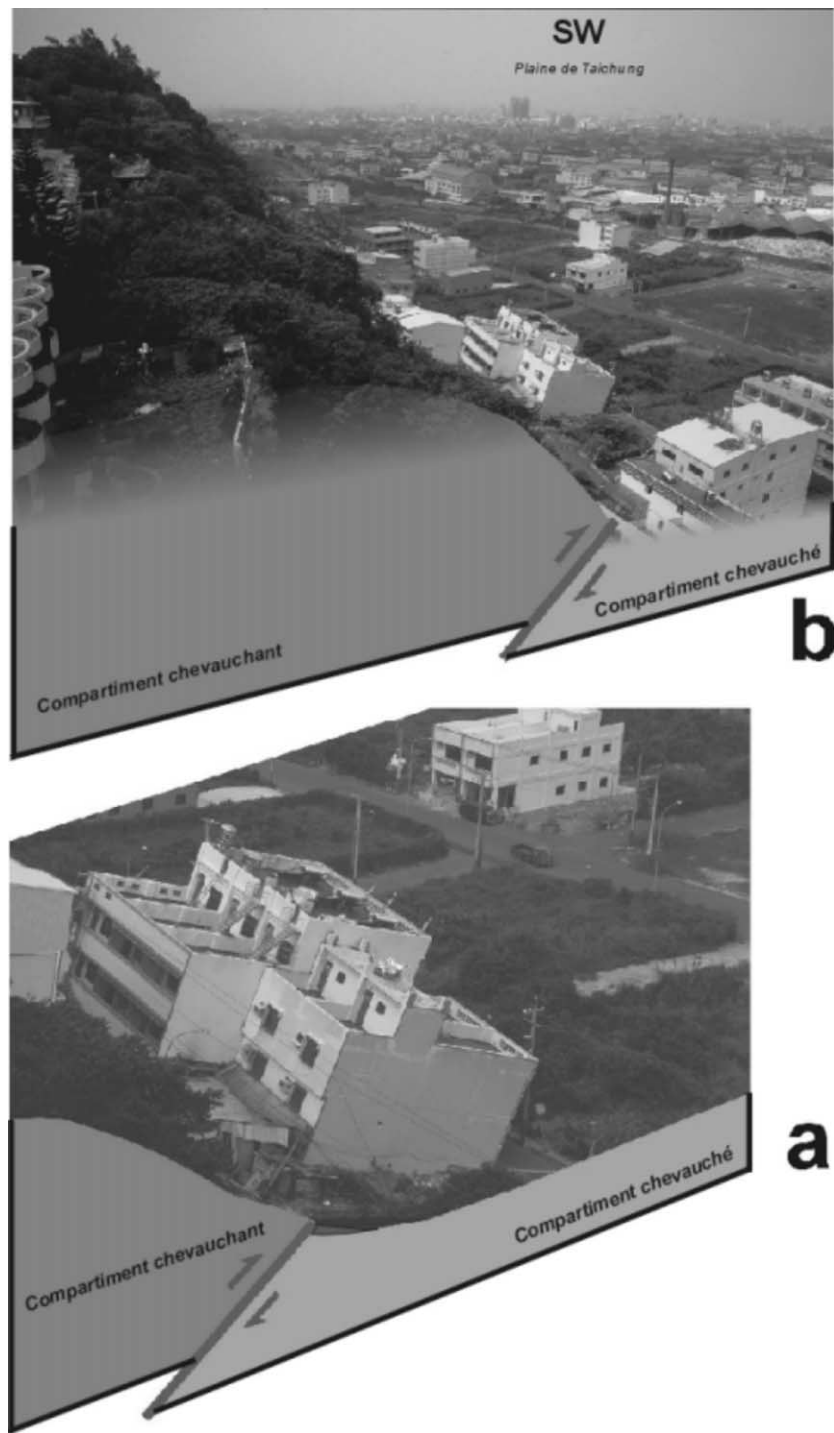


Figure 5. Relation entre la rupture séismique du 21 septembre 1999 et la croissance de la faille de Chelungpu durant les temps géologiques quaternaires. Photographies prises au sud de la ville de Fengyuan, vers le bassin quaternaire de Taichung (localisation sur la *figure 2c*). Noter que la rupture du 21 septembre 1999, responsable du basculement de l'immeuble (**a**, également visible au centre de **b**), ne représente que le dernier incrément du mouvement chevauchant sur la faille active de Chelungpu, dont l'escarpement de faille quaternaire est caractérisé par une ligne de collines, à gauche sur la photographie (**b**). La hauteur de cet escarpement ne représente, du fait de l'érosion du compartiment soulevé et de la sédimentation au pied de l'escarpement de chevauchement, qu'une très petite partie du déplacement vertical relatif.

Figure 5. 21 September 21 1999 seismic rupture in relation to the development of the Chelungpu Fault during the Quaternary geologic times. Photographs taken south of the town of Fengyuan, towards the Taichung Quaternary basin (location in *figure 2c*). Note that the 21 September 1999 rupture trace that caused the tilting of the building (**a**, also visible near the centre of **b**) represents the latest increment of thrust motion on the active Chelungpu Fault, the Quaternary fault scarp of which is characterised by aligned hills, on the left in photograph (**b**). The height of these hills represents a very minor portion of the vertical relative displacement, because of the erosion on the upthrust side and the sediment deposition at the foot of the thrust scarp.

séismique». Selon que la période est de quelques années ou de quelques siècles, la réponse humaine au risque sera différente. La connaissance du cycle séismique est donc un enjeu important dans l'étude des failles actives ou potentiellement séismiques. Or, à Taiwan, les archives historiques font défaut, sauf pour l'époque contemporaine. C'est donc l'analyse géologique qui peut permettre de connaître la sismicité historique. Mais il faut disposer de coupes fraîches de l'escarpement de faille, donc creuser des tranchées pour y analyser les jeux de failles et déterminer leurs âges par datation paléontologique ou radiométrique. Mieux vaut auparavant reconnaître la structure du sous-sol par radar de sol (pénétration de quelques mètres) et auscultation acoustique par sismique-réflexion superficielle (quelques dizaines de mètres). Une contribution importante des géologues à la prévention séismique réside donc dans leur capacité à reconstituer l'évolution des mouvements de failles associés à d'anciens séismes, qui échappent par définition à l'analyse séismologique. De telles études géologiques débutent à Taiwan, où elles permettront de mieux caractériser la périodicité temporelle des grands séismes.

Le mouvement des grandes failles peut toutefois se faire sans sismicité notable (figure 6). Taiwan en apporte une démonstration dans le cas de la faille de Chihshang, un segment de la zone de faille active de la vallée longitudinale de l'Est de Taiwan (figure 1b). Cette faille est non seulement très active séismiquement, mais constitue aussi la suture géologique entre les plaques Eurasiatique et de la mer des Philippines (figure 1a). Un glissement progressif, sans macroséisme, s'est opéré pendant plusieurs dizaines d'années sur cette faille de Chihshang, où il a fait l'objet de mesures répétées pour la période 1986–1998 [3, 4]. À l'instar de la faille de Chelungpu, la faille de Chihshang est un chevauchement à vergence ouest, assorti d'une composante sénestre notable (figures 6a et 6b). Mais le mouvement est progressif et régulier depuis 1986, et l'a probablement été auparavant. Les mesures ont révélé la permanence du mouvement cisailant, sa régularité et sa concentration sur une faille unique (figure 6c). Le raccourcissement horizontal est de 2 à 2,5 cm·an⁻¹ dans la direction SE–NW, avec une composante chevauchante supérieure à la composante décrochante (figure 6b). L'observation du déplacement de surface [3, 4] confirme l'inclinaison d'environ 45° vers l'est, déduite de la distribution des séismes dans toute l'épaisseur de la croûte [24]. Ce glissement aisésmique, ou *creep*, a débuté après les « séismes de Taitung » en novembre 1951.

Cependant, de grands séismes ont aussi eu lieu le long de la zone de faille de la vallée longitudinale [24]. Le glissement aisésmique ne peut donc y être considéré comme une caractéristique perma-

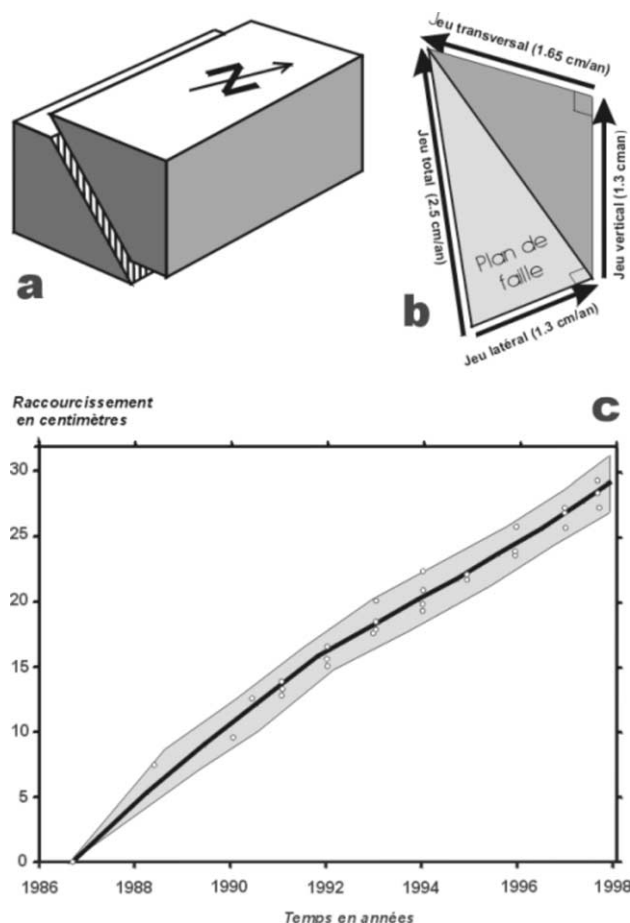


Figure 6. Exemple de glissement aisésmique sur la faille de la vallée longitudinale à Chihshang, contrastant avec le comportement séismique de la faille de Chelungpu (localisations sur la figure 1b). **a.** Orientations de la faille (inclinaison 45° vers l'ENE) et du jeu (oblique, inverse sénestre). **b.** Les trois composantes, verticale et horizontales, du jeu de la faille de Chihshang. Plan de faille en gris clair, plan vertical perpendiculaire à la faille en gris foncé. **c.** Évolution du raccourcissement en 12 ans (1986–1998) sur la faille de Chihshang. Les points indiquent les mesures, le trait gras l'évolution du raccourcissement moyen et la zone grisée le domaine d'incertitude. D'après [3, 4].

Figure 6. Example of aseismic creep on the Longitudinal Valley Fault at Chihshang, as opposed to the seismic behaviour of the Chelungpu Fault (see figure 1b for location). **a.** Fault attitude (45° dip towards ENE) and slip orientation (oblique, reverse and left-lateral). **b.** The three components of slip on the Chihshang Fault (vertical and horizontal). Fault plane in light grey, fault-perpendicular vertical plane in dark grey. **c.** Evolution of the shortening across the Chihshang Fault in twelve years (1986–1998). Open dots indicate measurements, thick line shows the averaged shortening evolution and grey zone is the uncertainty domain. After [3, 4].

nente. D'ailleurs, d'autres segments de la faille de la vallée longitudinale ne montrent pas de déplacement sur le terrain, bien que les relevés géodésiques mettent en évidence un raccourcissement de 2 à 3 cm·an⁻¹. Ces segments sont donc « bloqués » et la contrainte compressive y croît en attendant la rupture. Le glissement aisésmique de la faille de Chihshang constitue,

certes, un élément local positif en matière de risque sismique, puisqu'il relâche par cisaillement progressif une partie de la contrainte résultant du rapprochement des deux bords de la vallée longitudinale dans le secteur de Chihshang. Mais les conditions de friction sur cette faille peuvent changer pour de nombreuses raisons (pression de fluides, aspérités, etc.). Pour les failles soumises au glissement progressif comme la faille de Chihshang, il est donc primordial de mesurer le glissement et ses variations dans le temps (*figure 6*), afin de détecter un ralentissement éventuel qui précéderait à un séisme. Pour cette raison, des instruments permanents de mesure du raccourcissement ont été installés sur la faille de Chihshang [16], afin d'ajouter aux relevés intermittents (annuels puis bisannuels) des relevés quotidiens.

6. Implications du séisme de Chichi pour la compréhension tectonique de Taiwan

Le séisme de Chichi est tout à fait caractéristique, par son mécanisme chevauchant compatible avec la convergence SE–NW, du rapprochement entre la plaque de la mer des Philippines et l'Eurasie (*figures 1a et 1b*). De plus, l'ensemble des répliques du séisme de Chichi, étudié en termes d'états de contrainte, s'accorde parfaitement avec le champ de contrainte reconstitué avant ce séisme (Kao et Angelier, ce volume). Suivant la conception classique, celle d'une chaîne de collision oblique typique, le séisme de Chichi pourrait donc être considéré comme un séisme parmi d'autres, au sein d'une chaîne de montagnes soumise à la compression résultant du rapprochement des plaques (*figure 7*).

Toutefois, la prise en considération de l'ampleur du mouvement, révélé tant par l'étude géologique de terrain que par les analyses géodésiques et sismologiques, conduit à nuancer cette vision. Une difficulté dans l'estimation provient de la méconnaissance de la période moyenne du cycle sismique dans l'Ouest de Taiwan. Toutefois, retenant comme approximations grossières mais raisonnables une durée d'un siècle à un siècle et demi pour le blocage de la faille de Chelungpu et un rejet horizontal moyen de 3 à 4 m pour le rapprochement lors des séismes majeurs, on obtient une vitesse de glissement comprise entre 2 et 4 cm·an⁻¹. L'intérêt de cette estimation réside dans l'analogie avec la vitesse du rapprochement au travers de la vallée longitudinale, située sur le versant opposé de la chaîne de montagnes de Taiwan : la valeur moyenne de la vitesse de rapprochement est la même dans les deux cas (3 cm·an⁻¹ en moyenne).

Contrairement à la vision géologique qui prévalait antérieurement au séisme de Chichi, il n'y a donc pas de raison de penser que le raccourcissement au front de la chaîne soit beaucoup moins important que celui qui s'opère dans la vallée longitudinale. S'ajoutant à d'autres considérations géophysiques, cette observation a pu conduire à une conception du séisme de Chichi comme un séisme de subduction à l'interface de plaques, la plaque plongeante appartenant à l'Eurasie (c'est-à-dire la marge continentale plongeant à la suite de la partie océanique de la mer de Chine du Sud) et la plaque chevauchante étant celle de la mer des Philippines, de nature océanique [14]. Que ce rapprochement se fasse, pour la période actuelle, par de grands séismes du côté ouest (faille de Chelungpu) et par un glissement plutôt continu du côté est (faille de Chihshang) ne modifie pas fondamentalement ces conclusions. En revanche, ce contraste entre détente brutale et glissement aisé explique bien pourquoi l'importance du raccourcissement frontal était mal reconnue. Cette méconnaissance de la vitesse de raccourcissement élevée au front de la chaîne était ironiquement renforcée, tant par les nouvelles données géodésiques, qui portaient sur la période inter-séismique et révélaient donc un mouvement faible [12, 25], que par la bonne connaissance de l'orogène, qui tendait à exalter le rôle cinématique de la vallée longitudinale, en raison de son importance comme suture géologique majeure des plaques [11] et comme zone de faille sismiquement active [24].

En fait, le séisme de Chichi, avec d'autres qui lui furent semblables, s'est produit au front de la chaîne, dans une zone de raccourcissement rapide, dont le mouvement intermittent (par une succession de grands séismes séparés par des périodes de calme apparent) conduisait à sous-estimer l'activité moyenne. D'ailleurs, d'après l'étude géologique régionale, ce front occidental est d'apparition plus récente que la frontière à l'est de Taiwan. De ce fait, en dépit de la similitude des vitesses de raccourcissement, le rapprochement total y demeure bien moindre que dans la zone de convergence, qui est finalement devenue la vallée longitudinale.

La zone de faille de la vallée longitudinale de l'Est de Taiwan ne doit plus, en tout cas, être considérée comme la seule frontière de plaques. Il existe donc une double frontière de plaques à Taiwan, de part et d'autre d'un énorme lambeau déformé et métamorphisé de croûte continentale et de sédiments, la chaîne centrale de Taiwan (*figure 7*). Ces deux frontières diffèrent profondément par leur histoire géologique. La frontière orientale correspond à une zone de suture, où le raccourcissement est permanent depuis au moins 16 Ma, totalisant des centaines de kilomètres de rapprochement entre l'Eurasie *lato sensu* et la plaque de la mer des Philippines. Au contraire, la frontière oc-

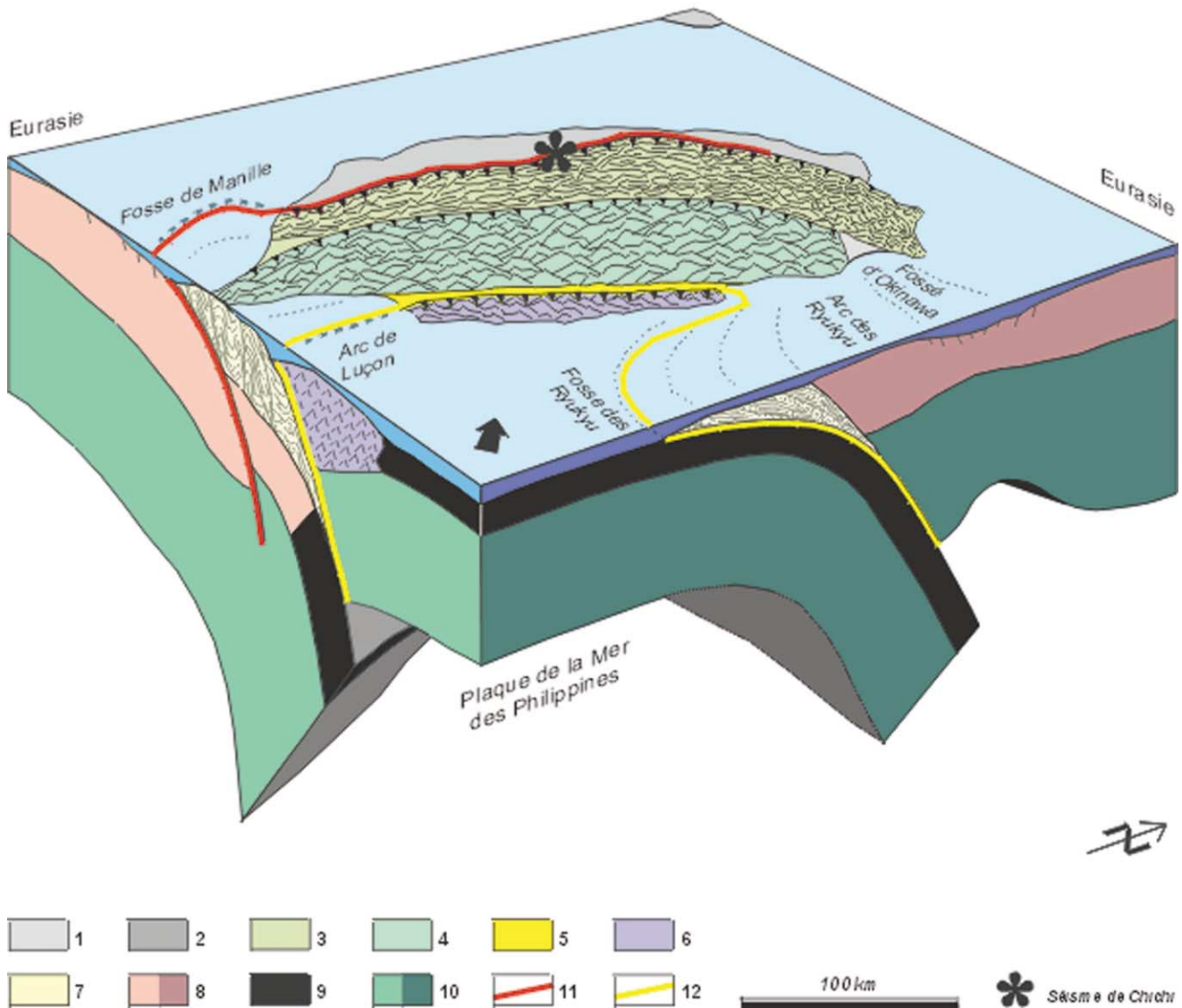


Figure 7. Bloc diagramme schématique illustrant la structure lithosphérique de Taiwan. Modifié d'après [1]. Vue vers le nord-ouest. Flèche noire : direction de mouvement de la plaque de la mer des Philippines par rapport à l'Eurasie. Les grandes unités et frontières tectoniques sont indiquées par des couleurs différentes. L'asthénosphère est laissée transparente sur le dessin. **1**, plaine d'Ilan (prolongement à terre du fossé arrière-arc d'Okinawa). **2**, plaine occidentale de Taiwan et avant-pays peu déformé de la chaîne. **3**, unités sédimentaires ou peu métamorphosées de la chaîne externe. **4**, unités nettement métamorphosées plus internes, à affinités eurasiatiques. **5**, remplissage quaternaire de la vallée longitudinale (suture). **6**, chaîne côtière et arc de Luçon (bord occidental de la plaque Philippine). **7**, prismes d'accrétion des zones de subduction de Manille–Luçon au sud et des Ryukyu à l'est. **8**, croûte continentale eurasiatique. **9**, croûte océanique (mer des Philippines principalement, mer de Chine du Sud dans le panneau de subduction eurasiatique sous l'arc de Luçon). **10**, manteau lithosphérique. **11**, frontière de plaques Ouest-Taiwan à vergence ouest (front de la chaîne de Taiwan et fossé de Manille septentrional). **12**, frontière de plaques Est-Taiwan (faille de la vallée longitudinale à vergence ouest, se raccordant au front de l'arc des Ryukyu à vergence sud). Remarquer le renversement de polarité de la subduction entre l'arc de Luçon et l'arc des Ryukyu.

Figure 7. Schematic block-diagram illustrating the lithospheric structure of Taiwan. Modified after [1]. View from south-east to north-west. Black arrow: direction of motion of the Philippine Sea Plate relative to Eurasia. Different colours indicate the major units and tectonic boundaries. The asthenosphere is left transparent in the figure. **1**, Ilan Plain (onland extension of the Okinawa back-arc trough). **2**, western plain of Taiwan and undeformed foreland of the belt. **3**, sedimentary or slightly metamorphosed units of the outer fold-and-thrust belt. **4**, markedly metamorphosed units of the inner belt, of Eurasian origin. **5**, Quaternary infill of the Longitudinal Valley (suture). **6**, coastal range and Luzon arc (western edge of the Philippine Sea Plate). **7**, accretionary prisms of the subduction zones of Manila–Luzon to the south and Ryukyu to the east. **8**, continental crust of Eurasia. **9**, oceanic crust (mainly Philippine Sea plate, also South China Sea in the subducted slab beneath the Luzon arc). **10**, lithospheric mantle. **11**, west-verging plate boundary of Western Taiwan (front of the Taiwan belt and northern Manila trench). **12**, plate boundary of Eastern Taiwan (west-verging Longitudinal Valley Fault, connected to the south-verging front of the Ryukyu arc). Note the reversal in polarity of subduction between the Luzon arc and the Ryukyu arc.

cidentale, celle où s'est produit le séisme de Chichi, est apparue plus récemment (3–5 Ma ou moins) dans l'histoire géologique de la collision et de la formation de la chaîne de montagnes de Taiwan. Elle a vraisemblablement résulté de la propagation vers le nord, dans l'avant-pays continental de l'Ouest de Taiwan, de la fosse de subduction de Manille, rythmée par la présence de failles de transfert NW–SE affectant le front de la chaîne [8, 9, 15].

Ces constatations modifient la vision classique exprimée dans un bloc-diagramme antérieurement présenté, bien que ni le dispositif structural d'ensemble [1], ni la reconstitution de la cinématique régionale depuis environ 16 Ma, gouvernée par la disparition progressive d'une grande zone transformante sénestre Ryukyu–Luçon entre la mer de Chine du Sud et la plaque Philippine [2] ne soient radicalement modifiés (*figure 7*).

7. Conclusion

L'exemple du rejeu de la faille de Chelungpu pendant le séisme de Chichi illustre l'intérêt des

investigations de géologie structurale, tant pour la compréhension de la déformation régionale (*figure 1*) que pour la délimitation des zones de risque. De plus, le séisme de Chichi a révélé à Taiwan un besoin préoccupant d'études de paléo-séismicité, afin d'identifier les anciens tremblements de terre et donc de mieux connaître le « cycle séismique ». Enfin, ce séisme a modifié la vision géodynamique antérieure de la collision de Taiwan, en accroissant l'importance cinématique de la frontière occidentale (*figure 7*).

La prévention « passive », par le renforcement de la capacité des constructions à supporter des accélérations importantes, est toutefois l'élément majeur de la prévention séismique en l'état actuel des connaissances. Elle concerne, non seulement les ingénieurs du génie civil, mais aussi les géologues, car la nature et la structure du sol et du substratum rocheux influencent grandement la tenue des ouvrages et ce que l'on appelle « l'effet de site », autrement dit l'amplification variable des accélérations d'un séisme. À cet égard, la coopération des géologues avec les sismologues, d'une part, avec les ingénieurs responsables de la construction et avec les autorités locales, d'autre part, est essentielle.

Remerciements. Cette note s'inscrit dans le cadre de la coopération France–Taiwan, soutenue par l'Institut français à Taipei (IFT) et le National Science Council (NSC) de Taiwan. Le travail sur les traces de rupture du séisme de Chichi a été rendu possible par les instituts cités dans les adresses des auteurs et par l'Institut universitaire de France (IUF). J. Angelier remercie chaleureusement S.E. Kuo Wei-Fan, directeur du Bureau de représentation de Taipei (BRT) à Paris, d'avoir facilité sa mission à Taiwan dans les jours qui ont suivi le séisme.

Références

[1] Angelier J., Geodynamics of the Eurasia-Philippine Sea Plate boundary: Preface, *Tectonophysics* 125 (1–3) (1986) IX–X.

[2] Angelier J., Foreword, Special Issue 'Geodynamic Evolution of the Eastern Eurasian Margin', *Tectonophysics* 183 (1990) VII–X.

[3] Angelier J., Chu H.T., Lee J.C., Shear concentration in a collision zone: kinematics of the active Chihshang Fault, Longitudinal Valley, eastern Taiwan, *Tectonophysics* 274 (1997) 117–144.

[4] Angelier J., Chu H.T., Lee J.C., Hu J.C., Active faulting and earthquake risk: the Chihshang Fault case, Taiwan, *J. Geodyn.* 29 (2000) 151–1850.

[5] Angelier J., Chu H.-T., Lee J.-C., Hu J.-C., Lu C.-Y., Mouthereau F., Font Y., Deffontaines B., Chow J.-D., Tsai Y.-B., Chan Y.-C., Lin T.-J., How can geologists efficiently contribute to seismic risk mitigation? The Chichi earthquake case, Taiwan, in: *Taiwan–France Symposium on Natural Hazard Mitigation, Office of S&T Program for Hazard Mitigation and 'Institut français à Taipei'*, 22–25 May 2000, Taipei, Taiwan, 2000, pp. 5–12.

[6] CGS, Map of surface ruptures along the Chelungpu fault during the Chichi earthquake, Taiwan, Central Geological Survey, 1:25 000, Central Geological Survey, MOEA, Taipei, 1999.

[7] CPC, Geological maps of Miaoli and Taichung, scale 1:100 000, Chinese Petroleum Corporation, Taiwan, 1974.

[8] Deffontaines B., Lee J.-C., Angelier J., Carvalho J., Rudant J.-P., New geomorphic data on the active Taiwan orogen: a

multisource approach, *J. Geophys. Res. B* 89 (10) (1994) 20243–20266.

[9] Deffontaines B., Lacombe O., Angelier J., Chu H.-T., Mouthereau F., Lee C.-T., Deramond J., Lee J.-F., Yu M.-S., Liew P.-M., Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach, *Tectonophysics* 274 (1997) 61–82.

[10] Ho C.S., An introduction to the geology of Taiwan: explanatory text of the geologic map of Taiwan, Ministry of Economic Affairs, R.O.C., 1975, 153 pp.

[11] Ho C.S., A synthesis of the geologic evolution of Taiwan, *Tectonophysics* 125 (1986) 1–16.

[12] Hu J.-C., Angelier J., Yu S.-B., An interpretation of the active deformation of southern Taiwan based on numerical simulation and GPS studies, *Tectonophysics* 274 (1997) 145–169.

[13] Kao H., Chen W.-P., The Chichi earthquake sequence: active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan, *Science* 30 (2000) 2346–2349.

[14] Lallemand S., Angelier J., A major scientific target: drilling the fault ruptured during the Chichi earthquake, *Engineer Technology*, Taipei, Taiwan (submitted).

[15] Lee J.-C., Deffontaines B., Angelier J., Chu H.-T., Hu J.-C., Lacombe O., Mouthereau F., Yeh Y.-H., Bureau D., Carvalho J., Lu C.-Y., Liew P.-M., Rudant J.-P., Li F.-C., Cheng J.-C., Li C.-T., Morphoneotectonic map of Taiwan, MOEA, Taipei, 1997.

[16] Lee J.-C., Jeng F.-S., Chu H.-T., Angelier J., Hu J.-C., A rod-type creepmeter for measurement of displacement in active fault zone, *Earth, Planets and Space* 52 (5) (2000) 321–328.

[17] Lee J.-C., Chu H.-T., Angelier J., Chan Y.-C., Hu J.-C., Lu C.-Y., Rau R.-J., Structural Characteristics of Northern Surface Ruptures of the 1999 Mw = 7.6 Chichi, Taiwan Earthquake, *J. Struct. Geol.* (submitted).

[18] Ma K.-F., Lee C.-T., Tsai Y.-B., Shin T.-C., Mori J., The Chichi, Taiwan earthquake: large surface displacements on an inland thrust fault, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 80 (50) (1999) 605–611.

[19] Mouthereau F., Deffontaines B., Lacombe O., Angelier J., Along-strike variations of the Taiwan belt front: basement control on structural style, wedge geometry and kinematics, *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.* (2000) (in press).

[20] Seno T., Stein S., Gripp A.E., A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.* 98 (17) (1993) 941–948.

[21] Shin T.C., Kuo K.W., Lee W.H.K., Teng T.L., Tsai Y.B., A preliminary report on the 1999 Chichi (Taiwan) earthquake, *Seismol. Res. Lett.* 71 (2000) 23–29.

[22] Suppe J., Decollement folding in southwestern Taiwan, *Petrol. Geol. Taiwan* 13 (1976) 25–35.

[23] Suppe J., Mechanics of mountain building in Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China* 4 (1981) 67–89.

[24] Tsai Y.B., Seismotectonics of Taiwan, *Tectonophysics* 125 (1986) 17–38.

[25] Yu S.B., Chen H.Y., Kuo L.C., Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, *Tectonophysics* 274 (1997) 41–59.