総 合 報 告

台湾付近のテクトニクス

東京大学地震研究所* 瀬 野 徹 三

Tectonics of the Taiwan Region

Tetsuzo SENO

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan

(Received April 5, 1993; Accepted, November 15, 1993)

Tectonics of the Taiwan region is reviewed. Relative plate motions so far obtained are described and rated. The most reliable solution gives 7.4 cm/yr Philippine Sea-Eurasian motion in the N50°W direction in central Taiwan. Plate boundary geometries and modes of plate consumption in the region are discussed on the basis of geophysical, geological and geomorphological data. The major thrust zones at the Western Foothills and the Longitudinal Valley constitute mechanical plate boundaries, but a considerable fraction of the relative plate motion is also consumed by the strike-slip faulting off the southeast coast of Taiwan.

The cause for the occurrence of the strike-slip faulting off the southeast coast of Taiwan is discussed based on the various models so far proposed. The bending of the Philippine Sea plate due to the subduction at the Ryukyu Trench and the collision in the Longitudinal Valley are similar to the tectonics of the Izu Peninsula region in Japan, and are the most likely cause for the strike-slip faulting.

The reconstruction of the motion and plate boundaries in the vicinity of Taiwan for the past 4-6 m. y. is reviewed. The Philippine Sea-Eurasian motion for the past 4 Ma is similar to the present one. The motion prior to 4 Ma may be more northward than present due to the absence of subduction at the Philippine Trench. The Luzon arc started to collide with the continental margin of S.E. China around 4 Ma.

Key words: Taiwan, Plate motion, Plate geometry, Plate consumption, Tectonic history.

§ 1. はじめに

フィリピン海プレートは琉球海溝、台湾、マニラ海溝においてユーラシア大陸と接している (Fig. 1). 琉球海溝では、フィリピン海プレートが上盤側プレートであるユーラシアプレートの下に沈み込む。一方、マニラ海溝では、ユーラシアプレート側の南シナ海がフィリピン海プレートの下に沈み込む。台湾は両プレート間の衝突境界を形成する。台湾およびその周辺地域で起きる地震の基本的要因は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの相互作用に求められる。相互作用を知るには、プレート相対運動、プレートの幾何学的形態、プレート

相対運動の消費様式の3つを明らかにしなければならない。第2節では、フィリピン海プレートとユーラシアプレートとの相対運動の最適解を研究史を振り返りながら述べる。第3節ではプレートの幾何学的形態、第4節ではプレート運動消費様式、第5節では過去のプレート運動とプレート境界についてそれぞれ述べる。

§ 2. プレート相対運動

フィリピン海プレートの運動が定量的に求められ始めたのは1970年代の初めころからである。ここで、ユーラシアプレート、フィリピン海プレート、太平洋プレート、北米プレートをそれぞれ EU, PH, PA, NA と表わすことにする。PHの運動に対して求められた解のうち

* 〒113 東京都文京区弥生 1-1-1

Fig. 1. Tectonic elements in the vicinity of Taiwan (modified from Barrier and ANGELIER, 1986). The white arrow indicates the relative plate motion [SENO, 1977]. The inset right bottom shows the major structural elements of Taiwan [Ho, 1975]. 1: Pleistocene deposits of the Coastal Plain, 2: Miocene-Pleistocene sediments of the Western Foothills, 3 and 4: sub-metamorphic and metamorphic belts of the Central Range, 5: Quaternary deposits of the Longitudinal Valley, 6: Late Cenozoic deposits of the Coastal Range, 7: undifferentiated Miocene-Pliocene-Pleistocene volcanics. Solid triangles are historically active volcanoes [HAYES and TAYLOR, 1978]. IP: Ilan Plain, HL: Hualien, LV: Longitudinal Valley.

1983 年以前の代表的なものを取り上げて、PH の境界でプレート相対運動を計算したものを Fig. 2 に示す。この図から分かるように、台湾付近のプレート相対速度は、FITCH (1972) の 10 cm/yr から CHASE (1978) の 3.9 cm/yr までかなり差がある。方向は MORGAN (1972) の北北西を除いてすべて北西である。

これらの解の内、FITCH (1972), KARING (1975) のものはデータ不足をなんらかの仮定で補ったもので、その信頼性は薄い。MORGAN (1972) はどのようにして解を求めたのか不明である。

SENO (1977), 堀内 (1977), CHASE (1978), MINSTER and JORDAN (1979) は、EU-PA は当時のグローバルなモデルのものをを用い、フィリピン海プレートのまわりの地震のスリップベクトルを用いてユーラシア-フィリピン海プレート相対運動を求めた。SENO (1977) は千島南部に回転の極を求め、MINSTER and JORDAN (1979) はさ

らに北東の、カムチャッカ半島の南東に極を求めている。MINSTER and JORDAN (1979) は RM-2 に準拠しているため、日本でも用いる人が多いが、これは単なる EOS に載ったアブストラクトで、どのような地震のデータを用いたかすら判からない。彼らの解は、台湾付近では FITCH (1972) と同じくらい大きなプレート相対運動を与える (Fig. 2)。一方、CHASE (1978) では、東北日本の太平洋岸に EU-PH の極が求まっていて、この解による台湾付近のプレート相対運動は前述のように小さい (Fig. 2)。堀内 (1977) のものは CHASE (1978) とほぼ同じである。このようにフィリピン海プレートの周りの地震のスリップベクトルのデータが少ないため、あるいはマリアナ弧で背弧拡大が起きていて、地震のスリップベクトルが正確に PA-PH の相対運動を表していないため、この頃までのフィリピン海プレートの運動、従って台湾付近のプレート相対運動の推定には、大きな不確実性が

Fig. 2. Relative plate velocities around the boundaries of the Philippine Sea plate based on various previous models before 1983 [SENO and EGUCHI, 1983]. FITCH (1972), MINSTER and JORDAN (1979), and MORGAN (1972) give the largest and CHASE (1978) gives smallest relative velocities in Taiwan. The others are among these.

残っていた。

1980年代に入るとフィリピン海プレートの運動の研究史に重要な進展があった。それは RANKEN *et al.* (1984) の論文である。彼らは、KARIG (1975) を発展させるべく、次のような方法を用いた。すなわち、以下のような条件をつぎつぎに課していって、EU-PH の極と角速度を求めた。1) 南海トラフでの地震のスリップベクトルを説明する。2) 相模トラフで収束する。3) 伊豆-小笠原弧-マリアナ弧でスリップベクトルとプレート相対運動の方向の差を取ったとき、それが背弧拡大が起きていることと矛盾しない。4) WEISSEL and ANDERSON (1978) の求めたキャロラインプレート (CR, Fig. 3 参照) と PH の回転ベクトルを用いて、PA-CR のベクトルを求めることが出来るが、それが PA-CR 境界のソロトラフで横ずれか拡大、かつムッサウ海溝で収束の条件を満たす、の以上である。彼らは、EU-PH の回転ベクトルで、これらの条件を満たすものは 37°N , 141°E , $1.6^{\circ}/\text{my}$ に限定出来ることを示した。この極は北関東にあり、KARIG (1975) のそれに大変近い。従って、伊豆で 0.8 cm/yr 、台湾で 6.7 cm/yr という EU-PH の値を与える。これでは、台湾はともかくも南関東-東海的地殻活動

Fig. 3. Relative plate velocities around the boundaries of the Philippine Sea and Caroline plates [SENO *et al.*, 1993]. Northern Japan is assumed to be the North American plate. NA: North American plate, EU: Eurasian plate, PA: Pacific plate, PH: Philippine Sea plate, CR: Caroline plate. The velocity at central Taiwan is 74 mm/yr , $\text{N}50.3^{\circ}\text{W}$.

を説明出来ない。その後、HUCHON (1986) は、RANKEN *et al.* (1984) の解では房総沖海溝三重点で PH-EU が収束しないことに気づき、極の位置を 38°N , 142°E へ動かし、角速度も少し大きくした。それでも伊豆での EU-PH 速度は 1.5 cm/yr でありである。(台湾では 8.5 cm/yr とかなり大きくなる)。しかも PA-CR 境界条件 4 を満たさなくなってしまった。房総沖三重点で EU-PH が収束しないという欠点はあるとしても、RANKEN *et al.* (1984) は、自分達がフィリピン海プレートの運動の最終版に到達したと思ったようである [KARIG and CARDWELL (1986)]。しかし、これには落とし穴があった。彼らの用いた WEISSEL and ANDERSON (1978) の CR-PH の回転ベクトルの角速度は過去 12 Ma の平均値であったが、それには大きな推定誤差がついていた。そのデータを見ると、最近数 Ma は明らかに速度は小さくなっている。RANKEN *et al.* (1984) はそれを無視したため唯一の解に到達したのである。

最近 SENO *et al.* (1993) は、グローバルなプレート運動モデル NUVEL-1 [DeMets *et al.* (1990)] に準拠してフィリピン海プレートの運動を求めた。これではまず、伊豆-小笠原弧の背弧での拡大速度は小さい [TAYLOR *et al.* (1991)] とみてこれを無視し、伊豆-小笠原弧での地震のスリップベクトルを増やし、PA-PH のデータとして用いた。これには MORIYAMA (1988) の伊豆-小笠原弧での地震の研究が役に立った。これと従来から得られている南海トラフ-琉球海溝のスリップベクトルのデータを合わせて、NUVEL-1 の EU-PA を固定してインバージョンを行ない、EU-PH, PA-PH の回転ベクトルを求めたところ、PA-CR での拘束条件を満たさなかった。そこで以下のような手続きで解を求めた。1) 伊豆-小笠原弧の地震のスリップベクトルから PA-PH の極の位置とその 1σ の誤差楕円を求める。2) 上の誤差楕円内の任意の一点を選び、相模トラフで $\text{N}20\text{--}50^{\circ}\text{W}$ の方向で NA-PH が収束するように (東日本は NA と仮定) PA-PH の回転速度を決める。(これは NUVEL-1 の NA-PA を用いて可能である)。3) この PA-PH ベクトルが PA-CR 条件を満たすかどうかを調べる。満たせば、4) そのベクトルに NUVEL-1 の EU-PA を加え EU-PH 回転ベクトルを求め、それが南海トラフ-琉球海溝の地震のスリップベクトルから求めた EU-PH の 1σ の誤差楕円の中に入るか否かを調べる。入るもののうち地震のスリップベクトルから求めた EU-PH の最適極に一番近いものを解とする。

このようにして得られた回転ベクトルは EU-PH: 48.23°N , 156.97°E , $1.085^{\circ}/\text{my}$, PA-PH: 1.24°N , 134.19°E , $1.000^{\circ}/\text{my}$ であり、EU-PH の極はカム

チャッカ半島の南に来る。この解は地震のスリップベクトルを 1σ の誤差楕円の範囲内で満たし、かつ全ての他の地学的条件を満たしている。ちなみに CR-PH の回転速度は RANKEN *et al.* (1984) のように拘束せず、ある範囲を動かしたが、小さいもの ($0.7^{\circ}/\text{my}$ 以下) のみが上の条件を満たし、RANKEN *et al.* (1984) の用いた値 ($2.2^{\circ}/\text{my}$) は大きすぎることがわかった。従って、上に述べた SENO *et al.* (1993) の解が、現在までのところ最も確からしいフィリピン海プレートの運動を与えると言えるであろう。この回転ベクトルから計算されたフィリピン海プレートのまわりの相対速度ベクトルを Fig. 3 に示す。台湾での相対速度は $\text{N}50^{\circ}\text{W}$ の方向に 7.4 cm/yr であり、SENO (1977) よりは幾分大きくなっている。

最近 VLBI, GPS, SLR などの宇宙測地技術の発達によってフィリピン海プレートと他のプレートの相対運動が直接測られるようになり、上に述べたプレート運動の正しさを直接検証出来る段階に入ってきた。現在までのところ、フィリピン海プレートに関する結果はそれほど多くないが、ここにいくつか紹介しておく。MATSUZAKA *et al.* (1991) は、父島と茨城県鹿島を結ぶ VLBI 基線で Nov. 1987-Dec. 1989 における測定結果から父島が鹿島に対して $\text{N}67^{\circ}\text{W}$ の方向に 7.4 cm/yr の速度で動いていることを見いだした。これと瀬野・他 (1987) [これは実質的に上に述べた SENO *et al.* (1993) と殆ど同じ] の EU-PH 相対運動、NUVEL-1 の NA-EU 相対運動、それに日置 (1990) の求めた鹿島の NA に対する運動を加えあわせた予測 ($\text{N}56^{\circ}\text{W}$ の方向に 6.5 cm/yr) と良く合っているとした。小山 (1992) は、フィリピン海プレート上にある南鳥島と鹿島、南鳥島と上海の基線において 1990-1991 における測定結果から、南鳥島-鹿島が 90.7 mm/yr 、南鳥島-上海が 118.4 mm/yr で短縮していることを示した。これらが SENO (1977)、瀬野・他 (1987) などのプレート運動モデルと合うとしている。HIRAHARA *et al.* (1992) は琉球海溝をまたぐ 3 点で GPS の観測 (Jan. 1990-Nov. 1991) を行ない、 $\text{N}70^{\circ}\text{W}$ の方向に 8.7 cm/yr のフィリピン海プレート-ユーラシアプレートの相対運動を得ている。これを SENO (1977) や MINSTER and JORDAN (1979) の相対運動と比較し、観測値はやや予測値よりも大きく、かつ反時計回りに回転していることを示した。これらの VLBI や GPS などによるフィリピン海-ユーラシアプレート相対運動の実測は、プレート運動モデルからの予測よりもやや反時計回りに回転した方向が幾つか得られている。これをアムールプレート [ZONENSHAIN and SAVOSTIN (1981)] のユーラシアプレートに対する東進によって説明することは可能である [例えば石橋 (1986)]。しかし、アムールプレートの

運動はまだ定量的に求められているとはいえず、それを検証できる段階ではない。また、プレート内変形がプレート運動論に基づく予測とのずれをもたらしている可能性も否定出来ない [瀬野 (1993)]。プレート相対運動のみならずプレート内変形を明らかにするためにも、今後より長期にわたる宇宙技術による測地観測が望まれる。

§ 3. プレート境界の幾何学的形態

Fig. 1 に示す海溝などの地形的特徴から判るように、琉球海溝からはフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に、マニラ海溝からはユーラシアプレートがフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる。これらに対応して琉球弧とその背後の沖縄トラフには活火山が分布し、また台湾とルソン島との間に活火山が分布する [Fig. 1, HAYES and TAYLOR (1978)]。琉球海溝は 123°E 付近で、またマニラ海溝は 20°N 付近で地形的には消滅する。従って問題は、これらの間の台湾を含む地域でプレートの幾何学的形態がどうなっているのかということになる。この問題を解くには、地震活動・地殻構造・重力などの地球物理学的情報に加えて、地質学、地形学などの知識を全て用いる必要がある。

台湾は、西から順に、海岸平野 (Coastal Plain)、西部山麓帯 (Western Foothills)、中央山脈西部 (west Central Range)、中央山脈東部の変成帯 (east Central Range)、台東縦谷 (Longitudinal Valley)、海岸山脈 (Coastal Range) に区分される [Fig. 1, inset, 例えば Ho (1975)]。海岸平野は中国大陸縁の基盤の上に新第三紀以降の堆積物がたまったものである。西部山麓帯は地質的には海岸平野と連続するが、鮮新・更新世に中央山脈から膨大な堆積物の供給を受け、自らも東傾斜の逆断層によって隆起して台地となっている。中央山脈西部は、さらにそれらが隆起し 3000~4000 m の山となっており、スレート相にまで弱変成を受けている。それより東の変成帯は低圧高温型と高圧型から成る。高圧型の glaucophane schist は中新世に変成を受け、この場所で変成を受けたとは限らないといわれている [JAHN *et al.* (1981)]。一方低圧高温型の方は、源岩は大陸性の酸性岩で、中生代に変成を受けている [例えば Ho (1975)]。即ち、かつて中国大陸の南東縁で東から沈み込みがあったところに変成を受けた大陸地殻である。台東縦谷は、幅 3-6 km、長さ 150 km の直線的な谷で、中央山脈からの扇状地堆積物で覆われている。東に傾き下がる活断層の証拠はあるが、西へ傾き下がる断層の証拠はない。海岸山脈は、ルソン火山弧の北方延長にあたり、中新世-鮮新世の海底噴出岩、鮮新世-更新世の海底堆積

Fig. 4. Seismic activities around Taiwan [PEZZOPANE and WESNOUSKY, 1989, $m_b \geq 3$, 1960-1986 July, PDE]. Large circles with a dot at the center are the earthquakes of which mechanism solutions are shown in Fig. 9.

物、それらの地滑りしたメランジュ、更新世の中央山脈からの礫岩などからなる。[以上の多くは地震予知総合研究振興会 (1993) のまとめに負う]。

マニラ海溝の陸側にルソントラフと呼ばれるルソン弧の前弧海盆があるが、この北方延長はマニラ海溝の最北端よりもさらに北方に追跡することが出来て、台東縦谷につながる。一方マニラ海溝の北方延長は、西部山麓帯の変形前線に接続する [SUPPE (1981)]。

次に地震活動を見てみよう。Fig. 4 に地震の震央 (1960-1986 July, $m_b \geq 3.0$)、Fig. 5 に Fig. 4 中の A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' に沿った震源の断面図をしめす [PEZZOPANE and WESNOUSKY (1989)]。まず台湾付近では、台湾内部よりもその東岸沖の海底下で多くの地震が起きていることが判かる。A-A' の断面図から、琉球海溝からフィリピン海プレートが 250 km ほどの深さまで沈み込んでいることが判かるが、B-B' の断面図からは、琉球海溝が地形的に消滅する位置においてもフィリピン海プレートが深さ 300 km まで沈み込んでいる事がみとれる。一方 E-E' 断面からは、マニラ海溝から南シナ海 (ユーラシアプレート) が深さ 200 km まで沈み込んでいることがわかる。D-D' 断面から判るように、ユーラシアプレートの沈み込みはさらに北へ続いており、この断面では深さ 150 km まで沈み込みが追跡でき

Fig. 5. Cross-sections of the seismic activity along the rectangle areas shown in Fig. 4 [PEZZOPANE and WESNOSKY, 1989]. Large circles denote the $m_b \geq 6$ earthquakes for which mechanism solutions are obtained; T-axes are shown for intermediate earthquakes.

Fig. 6. Schematic illustration of the plate geometry of the Taiwan region (after ANGELIER, 1986). The Philippine Sea plate is subducting beneath the western end of the Ryukyu Trench, and the Luzon arc is obducted above the continental margin of the Eurasian plate. The Central Range is composed of the accretionary material scraped off due to collision.

る。台湾北部の C-C' 断面ではユーラシアプレートの沈み込みははっきりせず、台東縦谷から東へ傾き下がる活発な地震活動とさらに沖合の地震活動が見られる。

これらの情報と上に述べた地形・地質データを考え合わせると、台湾付近のプレートの幾何学的形態として、例えば Fig. 6 のような模式図 [ANGELIER (1986)] が描かれる。大陸プレートは、西に面した沈み込み帯をもつルソン弧と衝突して、海岸山脈とその東のフィリピン海プレートの下へ underthrust している。中央山脈から西部山麓帯は、この衝突に伴う underthrusting によってかきあげられ付加した大陸棚・斜面堆積物である。この図では見えていないが、フィリピン海プレート下へのユーラシアプレートの沈み込みを表わす稍深発地震は台東縦谷を北へ遡るに従って浅くなっている (Fig. 5)。これは衝突が北から南へ伝播したことを物語っている (§ 5 参照)。

大局的にはこの図のプレート配置は正しいと考えられるが、二つ大きな問題点がある。一つは、ルソン弧の前弧の基盤が台東縦谷で完全に消滅していることである。台湾で衝突が起きる前は、中国大陆の東に広がる南シナ海の海底がルソン弧の下に沈み込んでいたはずで (§ 4 参照)、ルソン弧の前弧の基盤 (フィリピン海プレートの一部) は、衝突の過程で変形はしてもどこかに存在しなければならない。それが Fig. 6 には見当たらない。二番目に、変成帯でユーラシア大陸の基盤が露出していることを無視している。この基盤の露出を考慮した台湾の東西断面の典型的なものを Fig. 7a [Ho (1986)] に示す。この断面図は台湾東部沖でユーラシアプレートがルソン弧

Fig. 7. An E-W cross-section of the structure of Taiwan. LV and PHS denote the Longitudinal Valley and Philippine Sea respectively. a) Section by Ho (1986). The Eurasian plate is abutting to the PHS plate. b) Section by Davis *et al.* (1983). There is no metamorphic basement of the S.E. China continental margin in the east Central Range in this section. The PHS basement of the Luzon forearc is intruding to the west of LV, which seems to contradict the Bouguer gravity anomaly. c) Section proposed in this study. The basement of S.E. China was partly off-scraped and uplifted to the surface forming the metamorphic belt of the east Central Range. The basement of the Luzon forearc is warped downward beneath LV.

の下に傾き下がることを表わしていない点と、Fig. 6 と同様にルソン弧前弧の基盤が台東縦谷の西側で消滅していることなどの欠点がある。この二つの欠点を補う断面図として Fig. 7b が挙げられる [DAVIS *et al.* (1983)]。この図では、台東縦谷より西にルソン前弧の基盤 (フィリピン海プレート) が延び、またユーラシアプレートの東への沈み込みも表わされているが、Fig. 6 と同じく台東縦谷より西は全てルソン弧によりかきあげられて付加された堆積物であり、変成帯での大陸基盤の露出が表わされていない。またブーゲー重力異常図 [ROECKER *et al.* (1987)] を見ると、台湾中央部で負の異常が 80 mgal に達し、負異常は台東縦谷から東で正に転じる。このことは Fig. 7b のフィリピン海プレートの基盤が中央山脈下で大量に存在してはいないことを物語っている。

以上に示した台湾のプレート境界東西断面図のいずれにも欠点がある。これらを全て満足するような断面図

Fig. 8. Focal mechanisms of major shallow earthquakes ($m_b \geq 6.0$, 1963-1986) in the region Taiwan [after PEZZOPANE and WESNOSKY, 1989]. Lower hemispheres of the focal sphere are shown in the equal area plot. Compressional and dilatational first motion quadrants are filled and blank, respectively. Closed and open stars indicate P and T axes, respectively. LV denotes the Longitudinal Valley.

は、フィリピン海プレートの前弧基盤は台東縦谷の西でわずかに存在するがめくれ下がり、一方ユーラシアプレートの基盤は一部がはがれて地表に露出し、中央山脈東部の変成帯を作っているとしなければならない。Fig. 7bの東西断面をこのように修正したFig. 7cが、台湾付近のプレート形態=地体構造の東西断面を表わす図であると言えよう。台湾の地殻構造断面[YEN and YEH (1990)]は、このプレート形態と矛盾しない。

フィリピン海プレートが琉球海溝から北西へ沈み込んでいる一方、台湾中南部ではユーラシアプレートがフィリピン海プレートの下に沈み込んでいるから、両者の沈み込みの接合点がなければならず、これは台東縦谷の北端花蓮(Hualien, Fig. 1, HL)付近であるはずである。この接合部は一般にはトランスフォーム断層となる(§5参照)。それがあるとすると琉球海溝が地形的に消滅する122.5°E付近から台湾北西部にかけてであるが、それを支持する地震・地形の証拠はない。また ROECKER *et al.* (1987) は、地震波速度構造と地震活動からこの接合部付近でフィリピン海プレートが断裂して、多重沈み込みを起こしていると推測しているが、証拠に乏しい。結

局この問題を明らかにするには琉球海溝西端から花蓮の間の海底地殻-マントルの構造探査が必要である。

§ 4. プレート運動消費様式

現在のプレート相対運動(Fig. 3)が、§3で述べたようなプレート境界の形態のもとでどのように消費されているかをこの節では述べる。

4.1 プレート力学境界

Fig. 4の地震活動は最近27年間のものであり、長期的な地震活動とみなすにはやや問題がある。しかし世界標準地震観測網が完成してからの期間であり、震源の位置のよく決まった定量的な地震活動を見ることが出来る。この図およびFig. 5の断面図からは次のような事実が読み取れる。まずA-A', B-B', およびE-E', D-D'の傾き下がる稍深発地震活動は、それぞれフィリピン海プレート、ユーラシアプレートのスラブ(プレートの沈み込んだ部分)の内部で起きている地震であり、スラブ内応力による変形を表わしている。すなわちプレート相対運動の消費ではない。これより浅い約60 km以浅の地震活動がプレート運動消費と直接関係するが、これは、厳密にはプレート境界での地震とプレート内地震活動に区別される。このうちプレート境界での地震活動がプレート力学境界[NAKAMURA *et al.* (1984)]を定義する。§3で述べたように、海岸平野-中央山脈-台東縦谷では、プレート構造が単純ではない。しかし、地震活動や活断層をみると、西部山麓帯のスラストおよび台東縦谷から東へ傾き下がる断層での活動がプレート力学境界での活動と考えられる。一方台湾の東海岸沖では、活発な浅発地震活動が見られる。これはフィリピン海プレート内の地震活動であるが、マグニチュードと頻度から、かなりのプレート相対運動がこの地域の地震で消費されているとみられる。以下これらの地域の活動と変形様式を概説する。

4.2 西部山麓帯

過去30年間の活動を見るかぎり、西部スラスト帯の地震活動は活発ではない。Fig. 8 [PEZZOPANE and WESNOSKY (1989)]には1986年以前24年間の m_b 6.0以上の地震のメカニズム解が示してある。Fig. 9には、より小さい地震を含めたメカニズム解のP-軸、およびT-軸がプロットしてある[瀬野(1985)]。またFig. 10にはHarvard大学によるCMT解(1977~1992)を示し、Fig. 11には地震断層と活断層を示した[太田・岡田(1984)]。海岸平野と西部山麓帯には、最近の地震ではスラストのメカニズム一つが求められているのみである。しかし、歴史地震の報告によればM5~7クラスの多くの被害地震が知られている[徐(1980); 地震予知総合研

Fig. 9. Principal stress directions of major shallow earthquakes in Taiwan [SENO, 1985].

Fig. 10. CMT solutions of recent shallow earthquakes near Taiwan after Harvard University ($M_0 \geq 10^{25}$ dyn·cm, depth 0–60 km, 1977–1992).

究振興会 (1993)]. これらの被害地震のうち 1906 年嘉義 (Chiai) 地震 (M_s 7.1), 1935 年新竹・台中地震 (M 6.8), 1946 年新化地震 (M 5.8) が地表に地震断層を生じた [Fig. 11, no. 28–32, マグニチュードは地震予知総合研究振興会 (1993) による]. また西部山麓帯の西部には

Fig. 11. Earthquake faults and active faults in Taiwan [after OHTA and OKADA, 1984].

活断層・活褶曲が発達し、これはルソン弧と台湾西部との衝突の変形前線と考えられる [SUPPE (1981)]. このスラスト帯の地質構造の研究によると短縮量はかなりの量であり [SUPPE (1981)], 最近の活褶曲/活断層に伴う変形量の見積によればプレート相対運動の数 10% を第四紀の期間にわたって消費している可能性が高い [地震予知総合研究振興会 (1993)]. なお、台南地域の高成段丘は 5 mm/yr の速度で隆起しており [太田・岡田 (1984)], この地域では変形前線は海岸平野にまで前進している可能性がある。

4.3 台東縦谷

もう一つの重要なプレート力学境界と考えられる台東縦谷に沿った地震の活動度も花蓮付近以外はそれほど高くない。過去 23 年間 (1986 年以前) では、台東縦谷断層北部で 4 つの地震 (1986 年 5 月と 11 月の花蓮地震 M_s 6.7 と M_s 7.7, 1972 年 4 月の Yuli 南方地震 M_s 6.9 と同年 11 月の花蓮地震 M_s 6.1) が知られているのみであり、それらの地震のメカニズムはプレート相対運動の方向にすべり方向を持つ逆断層である (Figs. 8~9).

1972年の地震は地表断層（0.7 m の縦ずれ）を生じた [Fig. 11, no. 35, 太田・岡田 (1984)]. 花蓮付近の活動は最近も相変わらず活発で、1992 年にも $M_s=5.9$, $M_w=6.2$ の地震が 4 月 19 日に、また $m_b=5.9$, $M_w=5.8$ の地震が 9 月 1 日に起きている。これらの地震のメカニズムは北西に主圧縮応力軸を持つ逆断層である (Fig. 10)。歴史地震にまで遡ると、1951 年 10 月 22 日に台東縦谷北部花蓮付近で $M_s 7.4, 7.2, 7.0$ の地震があり、また台東縦谷中部 Yuli 付近で同年 11 月 25 日 $M_s 7.3$ の地震があった [Fig. 11, マグニチュードは ABE (1981) による]。10 月 22 日の地震は横ずれ 2 m, 11 月 25 日の地震は横ずれ 1.63 m と縦ずれ 1.3 m の地表断層を生じたとされている [Hsu (1962)]. BONILA (1977) は、前者の地震に伴う地表断層を横ずれ 2 m, 縦ずれ 1.2 m としている。この Hsu の論文は、台東縦谷が横ずれ活断層であるという印象を人々に持たせた。例えば KANEKO (1970) は、台東縦谷-海岸山脈の地形を横ずれに伴う屈曲 (transcurrent buckling) で説明した。しかし、第四紀-第三紀後期に活動した断層の断層面と滑り方向をしらべた BARRIER and ANGELIER (1986) によれば、プレート相対運動の方向に主圧縮応力軸を持つ逆断層が卓越し、横ずれ成分は全体の 20% である。かれらは、この断層運動が地震のメカニズム [Yu and TSAI (1982)] と調和することを示した。Fig. 8 に示されているよりも小さい地震のメカニズムをコンパイルした TSAI (1986) の図をみると、花蓮付近にはいくつか南北-北北東主圧縮応力軸の横ずれ型地震が存在する。これは 1951 年 10 月の花蓮地震の横ずれや、後述する地殻歪みの異常とも符合するが、このような傾向は、花蓮地域以外には殆ど見られないことを考えると、それらはプレート運動を直接反映した地震ではなく、後述するようなプレート境界の曲がりによる局所的な応力場を反映しているのであろう。

台東縦谷断層をまたいで地殻変動の観測やあるいは解析が盛んに行なわれるようになった。これは地殻変動から直接海岸山脈と台湾本体との相対運動を検出しようという目的でなされている。Yu and LEE (1986) は台東縦谷の三箇所において断層をまたいで三年間にわたって辺長測量を行ない、北部花蓮付近で北西 ($N28^\circ W$) の短縮、中部 Yuli で西北西 ($N63^\circ W$) の短縮、南部台東付近で西北西 ($N66^\circ W$) の短縮を得た (Fig. 12)。後者 2 つの場合短縮と直交する伸張は小さく、花蓮では伸張が短縮と同じ程度である。即ち、中部から南部にかけては BARRIER and ANGELIER (1986) の断層からの変形の推定と調和するが、花蓮付近では横ずれが卓越する結果となっている。

Fig. 12. Principal strain axes deduced from the geodetic measurements across the Longitudinal Valley and in the Ilan plain [Yu and LEE, 1986]. The contraction axis in the Hualien area is in the NNW direction, different from the relative plate motion.

SHEU and SATO (1984) は約 60 年の間をおいた 2 回の台湾東部（主として海岸山脈）での三角測量の解析から、主歪の大きさと方向を求めた。彼らの解析結果によれば、短縮方向は $N13^\circ W$ から $N56^\circ W$ にわたるが、多くは $N40^\circ W$ - $N50^\circ W$ でプレート相対運動の方向 $N50^\circ W$ に近い。伸張成分の大きさは短縮よりもかなり小さい。この結果は、Yu and LEE (1986) の最近の測量結果や地震メカニズムと調和しており、台東縦谷と海岸山脈において横ずれ成分をともなった逆断層運動が起きているという BARRIER and ANGELIER (1986) と矛盾しない。佐藤・許 (1991) は、SHEU and SATO (1984) の得た歪場に SHIMAZAKI and NAKAMURA (1981) の公式を適用し、海岸山脈の北進という結果を導き出している。しかし、KOSUGA *et al.* (1988) が、台東縦谷に沿って SENO (1977) のプレート相対運動の方向に力を与えて有限要素法を用いて計算した台東縦谷から西の大陸プレート内の歪場が、SHEU and SATO (1984) の歪場とほぼ同一のパターンを与えていることを考えると、北進は SHEU and SATO (1984) の歪場を説明するのに必要ではない。KOSUGA *et al.* (1988) による台東縦谷西側の主短縮歪軸は、北部へ行くほどより北北西となり、台東縦谷北部で観測される異常な歪場と似ている。もしも花蓮付近の地震や地殻歪が、大陸あるいはルソン弧内部の応力をあらわしているならば、その異常は、琉球海溝と台東縦谷との接合部の形態による効果であることになる。しかし、

Yu and Lee (1986) の歪測定は、台東縦谷をまたいで行われているし、1951 年の地震も台東縦谷断層そのものが動いたことは確かなので、単純にはこれらの変動の圧縮応力軸（南北）を説明出来ない。

海岸山脈の東海岸に海成段丘は 5 mm/yr の速度で隆起しており [太田・岡田 (1984)], これはルソン火山弧の台湾西部との衝突による短縮変形をあらわしている。

まとめると、台東縦谷ではフィリピン海-ユーラシアプレート相対運動方向のすべり（一部横ずれ成分を伴った逆断層）が卓越する。これが相対運動の一部を解消していることは明らかであるが、まだその割合は定かではない。

4.4 東海岸沖

台湾内陸部での地震活動が低調であるのに比して、台湾東海岸沖の地震活動は極めて活発である (Fig. 4)。これらの活動は北東部沖の琉球海溝との接合部から北へのびる活動と、接合部より南部の、東海岸南部沖の活動に分けることが出来る。

北東部沖の活動は、フィリピン海プレート内部の地震、上盤であるユーラシアプレートの内部の地震、両プレートの境界で起きる地震の 3 通りに分けられる（ここでは、フィリピン海スラブの稍深発地震はすでに述べたので除いている）。これらのうちプレート境界断層で起きたことがはっきりしている地震はまだ見つからない。Fig. 5 の A-A', B-B' 断面に示される地震の幾つかは、この境界でのスラスト型地震かもしれない。Fig. 10 には琉球海溝西端の北西約 50 km 付近にいくつか北向きのスリップベクトルを持つ地震があるが、これらがプレート間地震である可能性は残されている。琉球弧前弧が左横ずれしていればスリップベクトルが時計回りに回転することが期待できるからである。上盤側のユーラシアプレート内部の地震は、Fig. 5 の断面を見ると Fig. 8 の E63 がそのような地震であるかもしれないが断定は出来ない。より小さい地震でメカニズムを解析されたものを見てみると、沖縄トラフの西端やその延長と言われる台湾北東部の宜蘭 (Ilan, Fig. 1, IL) 平野に正断層型の地震が幾つか起きている。一方、Figs. 5, 8 の E66M, E83 の地震はその深さからフィリピン海プレートの内部の地震である可能性が高い。これらの内前者は横ずれ型、後者はスラスト型のメカニズムを持ち、いずれも T-軸が北へ傾き下がる特徴がある。Fig. 10 に示された琉球海溝西端北西のスラスト型地震も、これらと同類の、フィリピン海プレート内部の地震であるかもしれない。

台湾南部沖では、浅い地震がフィリピン海プレート内部で起きている。それらは横ずれ型で主圧縮応力軸は東西を向くが、一部スラスト型 (E78D) もある。このよう

な他のタイプの地震が混じる傾向は、南部へ行くにつれて顕著になってくるのが、より小さな地震のメカニズムまで含めて示した Fig. 9 から判かる。これらの台湾中部-南部東沖でおきる活発な地震活動が、フィリピン海-ユーラシアプレートの相対運動の一部をその海域の短縮によって消費していることはもっともらしい。PEZZOPANE and WESNOUSKY (1989) が過去 24 年間の主な地震 (Fig. 8) の地震モーメントを積算して短縮量を見積ったところ、2.6~5.4 cm/yr という値を得た。このような計算は、大きな地震が起きれば値そのものが大きく変わるの、一つの目安にしかならないが、プレート相対運動 7.4 cm/yr のかなりの部分を消費していることは確かであろう。これをプレート相対運動から差し引いた値が西部山麓帯スラストと台東縦谷断層で消費されていることになり、前に述べた活断層による変形速度の推定や完新世海成段丘の隆起速度から見積った水平短縮速度 [2.5 cm/yr, 地震予知総合研究振興会 (1993)] と矛盾しない。上の地震によるすべり速度の計算では、台湾北東部沖の地震活動は除かれている。台湾南部沖の横ずれ型地震の主圧縮応力軸は、フィリピン海-ユーラシアプレート相対運動の方向から 17° 反時計回りにずれているが、この違いはかなり大きく、単純にプレート相対運動が消費されているとは考えにくい。§ 2 で述べたように、GPS や VLBI で測定されたフィリピン海-ユーラシアのプレート相対運動が、期待されるプレート相対運動の方向から 10°~20° ずれるものがあったことから、この違いは、プレート運動モデルによる予測が間違っているのではないかという推測も生まれよう。しかし、台東縦谷沿いの逆断層のすべり方向は、台湾東沖の横ずれ型地震の主圧縮応力方位と有意にずれているので、これは否定される。

4.5 南部沖の変形モデル

昔から様々な説明が、台湾南部東沖の地震の東西圧縮という異常なメカニズムに対して試みられてきた。古い順にそれらを列挙しその得失を述べる。

SENO and KURITA (1978) は台湾東沖からルソン島沖にかけて“トランスフォーム・ベルト”を導入し、このベルトでの左横ずれによって横ずれ型地震が起きるとした。即ち、台東縦谷の北へ行くほどマニラ海溝での沈み込み成分は大きくなり、一方フィリピン海溝での沈み込みは北へ行くほど小さくなると仮定すると、ISHIBASHI (1978) が伊豆半島東沖から駿河トラフにかけて導入したトランスフォーム断層の集合体である“トランスフォーム・ベルト”が出来上がる。しかし、台東縦谷からマニラ海溝にかけて、南へ行くほど沈み込みが小さくなるという証拠はない。むしろ北で衝突、南では衝突が

Fig. 13. Comparison of the plate geometry between Taiwan and the Izu Peninsula region, central Honshu, Japan (after SENO, 1985). The plate geometry is similar to each other if one of them is shifted over with respect to the longitudinal line.

ないのであるから南へ行くほど沈み込み成分は大きくなると考えるのが自然であろう。同じころ Wu (1978) は、“テクトニック・エスケープ”説を唱えた。これは台湾の東沖の海底がフィリピン海プレート本体から分離して北へ運動し、台湾北東部-琉球海溝の接合部でユーラシアプレートの下へ沈み込むという考えである。これは、先ず台湾中部沖の横ずれ型断層のメカニズム解と調和しない。彼の説では北東走向の節面が、分離されたブロックとフィリピン海プレートとの相対運動を表わすことになるが、これが北ないし北北東を向いていないし、さらにこれらの地震はその方向に震源が並ばず、逆にもう一方の節面の走向北西方向に並んでいる。即ち、北西走向の節面が断層である可能性が大きい。これは台湾北東沖の横ずれ断層群 (Fig. 8, E63, E66M) についてもあてはま

る。すなわちこれらの地震の震源は北西方向に並び、また余震分布も北西方向に延びる [例えば PEZZOPANE and WESNOUSKY (1989); HAMBURGER *et al.* (1983); Wu, (1978)]. 即ち、“テクトニック・エスケープ”説を地震は支持しないのである。WANG (1982) は、“水平曲げ (horizontal bending)”説を台湾東沖の横ずれ地震群に対して唱えた。彼の説は、Wu (1978) のように台湾東沖の海底がフィリピン海プレート本体に対して北向きに運動し (その原因は台湾での衝突)、それによって shear 変形をそれより東の海底にもたらせるとするものであるが、そうであるとすれば主圧縮応力軸は北東-南西方向となり、実際の地震のそれと異なる。佐藤・許 (1991) も、三角測量の解析結果による海岸山脈の運動方向が北向き (ユーラシアプレートに対して) という彼らの解釈に基づいて、東部沖の地震活動は shear 変形によるものであると述べている。彼らの海岸山脈の北進は必ずしもデータに裏付けられていないことはすでに述べた。HAMBURGER *et al.* (1983) は、衝突に伴う shear 変形という意味では Wang と良く似た説を提案している。彼らによれば台湾北部では衝突の度合いが南部より強く、従って北部沖のフィリピン海は南部と比べて沈み込みにくい。従って、南西走向の右横ずれ shear 変形が起きるとした。しかしプレートの進行方向が西北西であることを考えると、shear の走向はほぼプレートの進行方向を向くはずで、これがなぜ南西走向なのか説明に苦しむ。また、上に述べた余震の延びの方向が北西であることもこの考えを支持しない。彼らは、台湾北東部沖の地震群に対しては Wu (1978) の考えを採用している。

瀬野 (1985) は、台湾東沖の地震群を日本列島の伊豆付近の衝突と比較対照することによってそのメカニズムの説明を試みた。伊豆半島付近におけるフィリピン海プレートの沈み込みと衝突の幾何学的形態を台湾のそれと比較して Fig. 13 に示す [瀬野 (1985)]. 両者同じスケールで描いてある。伊豆の衝突においては、衝突する伊豆-小笠原弧は、伊豆-小笠原海溝からの太平洋プレートの沈み込みによって火山弧として生成している。これは、台湾において衝突する海岸山脈が、マニラ海溝からのユーラシアプレートの沈み込みによって火山弧となっていることと対応する。伊豆-小笠原弧を載せているフィリピン海プレートは、南海トラフからユーラシアプレートの下に沈み込むが、これは台湾ではフィリピン海プレートが琉球海溝からユーラシアプレートの下に沈み込むことに対応する。違う点は、伊豆ではさらに相模トラフという沈み込み口を持っているが、それを台湾は欠いているということ、また火山弧である伊豆は、衝突帯において沈み込む側であるが、ルソン弧は沈み込まれる側

となっていることである。そういう細かい違いを除くと、台湾と伊豆の沈み込みの幾何学は、左右反転しているだけでほぼ同一であることが判る。そう考えてみると、地震活動を含めた地学現象に共通点が見られることに気づく。まず地震活動であるが、伊豆半島とその周辺海域は日本でも有数の地震活動が高いところで、過去20年間マグニチュード7クラスの地震が続発している。即ち、フィリピン海プレートの中で地震活動が高いという点で台湾と共通している。それらは全て横ずれ型のメカニズムを示し、台湾南部沖とほぼ同じである。また伊豆地域の主圧縮応力軸方向は、フィリピン海プレートの相対運動の方向、西北西から系統的に外れる異常を示す[Fig. 14, NAKAMURA *et al.* (1984)]. Fig. 14 に示された主伸張応力軸方向は、中村 (1979) によって南海トラフあるいは相模トラフからの沈み込みにともなう曲げによって説明された。[その後 UKAWA (1991) は、colliding force と slab pull force の組み合わせと伊豆北縁で固定された衝突境界によって応力軸の異常分布を説明している。この説明は本質的には曲げによる説明とそれほど変わるものではない。従って、ここでは中村の曲げ説を採用することにする]。であるならば、台湾南部沖の地震の主圧縮応力軸の異常は、やはり曲げによって説明がつくのではないかと瀬野 (1985) は考えた。実際、それらの地震の主伸張応力軸は北を向き、琉球海溝の走向に直交する (Fig. 9)。即ちフィリピン海プレートの琉球海溝からの沈み込みに伴う曲げによって説明できる。琉球海溝西端の北西の南北 T- 軸の逆断層地震 (Fig. 10、及び Fig. 8, E63, E66M, E83) も、海溝から傾き下がるフィリピン海プレートの中で曲げが起きていると解釈することが出来る。普通海溝軸-outer rise で起きる曲げに伴う浅い地震は正断層型が多い。伊豆で正断層型ではなく横ずれ型が起きるのは、衝突にともなう側方から拘束され、北西方向に圧縮が起きるためと中村は考えた。台湾においても、台東縦谷における衝突で東西に拘束されているので、全く同じ説明が可能であろう。台湾南部沖では、南へ行くに従って横ずれ型ばかりではなく逆断層型も見られる (Fig. 9)。これは琉球海溝から遠ざかるにつれて曲げに伴う張力がその強さを減じ、主応力軸の転換が起きているためではないだろうか。逆断層でありながら主圧縮応力軸が東西を向いているのは、曲げに伴う応力がいくらかは影響を及ぼしているためであろう[瀬野 (1985)]。

§ 5. 過去のプレート運動とプレート境界

ここでは過去 600 万年前 (6 Ma) までのプレート相対運動とプレート幾何学的形態を扱う。過去のプレート運

Fig. 14. T-axes of earthquakes around the Izu Peninsula [NAKAMURA *et al.*, 1984]. The T-axes are directing normal to the Nankai and Sagami troughs, representing the bending of the Philippine Sea (PHS) plate [NAKAMURA, 1979].

動は、もちろん現在のそれのように直接求めることは出来ない。瀬野・他 (1988) は、プレート運動の原動力ならびにそれに対する抵抗力を仮定して、過去のフィリピン海プレートとユーラシアプレートの相対運動を求めている。原動力としてはスラブ引っ張り力 (その大きさは、沈み込むプレートの年代に依存し、方向は海溝軸に直交する)、抵抗力としては、衝突帯での反発力の他に、スラブ先端抵抗力、スラブ側面抵抗力、海洋プレート底面抵抗力の三種類のいずれかを考えた。スラブ先端抵抗力は海溝での沈み込み速度ベクトルに比例し、スラブ側面抵抗力は速度ベクトルにスラブの長さを掛けたものに比例するとする。プレート底面抵抗力は、単位面積当たりの抵抗力が速度ベクトルに比例するとする。その上で原動力の総和によるトルクと抵抗力の総和によるトルクを釣り合わせることで、回転の角速度ベクトルを求める。ただし、そのためには両者の比例乗数を導入しなければならないが、それは現在の運動に同じ計算を適用して決める。このような手続きで過去の運動を計算するためには、過去の沈み込み帯の位置と沈み込むプレートの年代、衝突帯の位置が分からねばならない。瀬野・他 (1988) では 2 Ma, 4 Ma の運動の復元を行なっているが (Fig. 15b, c), 2 Ma の計算に使用する沈み込み帯の位置や沈み込むプレートの年代は、現在の運動を過去に遡ることによって推定し、4 Ma のそれは 2 Ma の運動を遡ることによって推定している。ただし、それだけでは不

Fig. 15. Reconstruction of the Philippine Sea-Eurasian plate motion back to 4 Ma based on the balance between the plate driving forces and slab edge resistance force [after SENO *et al.*, 1988]. a, b, and c: reconstructions of the plate boundaries and ages of the Philippine Sea (PHS) plate at 0, 2 and 4 Ma, respectively. d: present absolute motion of PHS derived from SENO *et al.* (1987)'s Eurasian-PHS motion, and AM1-2 absolute motion of the Eurasian plate [MINSTER and JORDAN, 1978]. e and f: reconstructions of the PHS absolute motion at 2 and 4 Ma respectively. The 4 Ma motion produces a different pattern of relative velocities from those of present and 2 Ma.

十分に、フィリピン海溝での沈み込みは 4 Ma に始まったという地質学的な証拠 [KARIG (1983); ZANORIA *et al.* (1984)] を用いている。また、フィリピンの位置を復元する時は、その西側マニラ海溝側にも沈み込みがあったことを考慮し、フィリピン海溝とマニラ海溝とで半分ずつの沈み込みがあったとした。2 Ma の運動は、いずれの抵抗力の場合にも北西方向で 5~6 cm/yr と現在とそれほど違わない。4 Ma では抵抗力の種類によって運動がかなり変わる。いずれのスラブ抵抗力の場合にも台湾付近で北西に 10 cm/yr に近いかなり大きな速度が得られ

る。一方、プレート底面抵抗力の場合、北西に 3 cm/yr という小さい速度が得られる。Fig. 15e, f には、プレート相対運動復元をスラブ先端抵抗の場合についてだけ示した。

過去の運動を推定した研究としては、以上の他は SENO and MARUYAMA (1984) がフィリピン海プレートの復元を行なった時に推定したものがある。しかし、これは本質的には現在の運動を本州付近の地質学的証拠に合うように速度だけ変えて過去へ延長したものである。過去 4 Ma 位前までは SENO (1977) の現在の運動を過去

Fig. 16. Reconstruction of the Taiwan region back to 4 Ma [after CHI *et al.*, 1981]. The Luzon arc was rotated back using the Philippine Sea-Eurasian motion of SENO (1977). A transform fault has been developed at the Ryukyu-Luzon arc junction since 4 Ma. The shape of Taiwan was reconstructed by the migration of the collision zone toward the southern tip.

へ延長して台湾の海岸山脈の位置を復元したものが多い。例えば CHI *et al.* (1981) による復元 (Fig. 16) はそのようなものであるが、4 Ma でマニラ海溝-ルソン弧と琉球海溝が一点で接合し、それ以降次第に右横ずれトランスフォーム断層でずれて行くとしている。§ 3 で述べたようにこのトランスフォーム断層はかならずしも地形・地震学的にその存在が証明できない。中国大陸縁と琉球海溝の接合部が衝突に伴って内陸側へ湾曲して行き、琉球海溝の西端のカスプを生じたのかもしれない [杉村新, 私信 (1993)]。いずれにしても、台湾北東沖の稍深発地震活動=スラブは、もっと東の琉球海溝から沈み込んだスラブであることになる。BARRIER and ANGELIER (1986) は、フィリピン海プレートの運動が 4 Ma かそれ以前に南北方向から北西に変わったという SENO and MARUYAMA (1984) の結果を仮定して、台湾付近のプレート境界と運動を復元している (Fig. 17)。この場合は復元は 6 Ma までなされており、6~4 Ma では北向き

Fig. 17. Reconstruction of the Taiwan region back to 6 Ma [BARRIER and ANGELIER, 1986]. It is assumed that the Philippine Sea-Eurasian plate motion has changed from NNW to WNW at 4 Ma. The junction between the Ryukyu Trench and the Luzon arc had been stable until 4 Ma due to the northward motion of the Philippine Sea plate. A transform fault has been developed at the Ryukyu-Luzon arc junction since 4 Ma.

4 Ma 以降からは現在のプレート相対運動の方向とそれほど違わなかったはずである。

§ 6. ま と め

台湾付近のプレート相対運動、プレート境界の幾何学的形態、プレート相対運動消費様式、過去のプレート境界とプレートに関する研究をレビューした。フィリピン海-ユーラシアプレート相対運動は、SENO *et al.* (1993) によるものが最適であり、これによると台湾付近では、 $N50^{\circ}W$ に 7.4 cm/yr の速度である。台湾は、かつて大陸縁 (非活動的縁辺) に位置し、その東にあった海洋プレートが西に面したルソン弧の下に沈み込み、ついにルソンが大陸縁に衝突したものである。従って、東に傾き下がるユーラシアプレートの基盤の上に、東から順に、付加体としてかきあげられた大陸棚-斜面堆積物、一部引き裂かれた大陸基盤、ルソン弧の火山弧+その下のフィリピン海プレートの基盤、が載っている。プレート力学境界は、西部山麓帯のスラストと台東縦谷断層であり、それらで相対運動の約半分を消費している。残りは、東海岸南部沖の横ずれ型地震で解消されている。南部沖で横ずれ型地震が起きる理由は、琉球海溝での沈み込みにより、フィリピン海プレートが曲げを受けるためであ

ろう。フィリピン海プレートは、そのユーラシアに対する方向を 4 Ma 頃北北西から西北西に変えたが、それはフィリピン海溝での沈み込みがそのころ開始したためであった。この運動方向の変化によって琉球海溝と交わっていたルソン弧が大陸縁と衝突をはじめ、衝突は次第に南へ伝播して、台湾の現在のプレート幾何学的形態・構造を作ったと考えられる。

謝 辞

石橋克彦氏と江口孝雄氏には、原稿を批判的に読んで頂いた。また杉村 新氏からもいくつかコメントを頂いた。ここに記して感謝する。地震予知総合研究振興会は、この総合報告を書くきっかけを与えてくださったので感謝する。

参考文献

- ABE, K., 1981, Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **27**, 72-92.
- ANGELIER, J., 1986, Preface, *Tectonophysics*, **125**, IX-X.
- BARRIER, E. and J. ANGELIER, 1986, Active collision in eastern Taiwan: the Coastal Range, *Tectonophysics*, **125**, 39-72.
- BONILA, M. G., 1977, Summary of Quaternary faulting and elevation change in Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, **2**, 43-55.
- CHASE, C. G., 1978, Plate kinematics: The Americas, east Africa, and the rest of the world, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **37**, 355-368.
- CHI, W.-R., J. NAMSON and J. SUPPE, 1981, Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of eastern Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, **4**, 155-194.
- DAVIS, D., J. SUPPE and F. A. DAHLEN, 1983, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *J. Geophys. Res.*, **88**, 1153-1172.
- DEMETTS, C. R., R. G. GORDON, D. ARGUS and S. STEIN, 1990, Current plate motions, *Geophys. J. Inter.*, **101**, 425-478.
- FITCH, T. J., 1972, Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to south-east asia and the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, **77**, 4432-4457.
- HAMBURGER, M. W., R. K. CARDWELL and B. ISACKS, 1983, Seismotectonics of the northern Philippine island arc, *Geophys. Monogr.*, **27**, AGU, 1-22.
- HAYES, D. E. and B. TAYLOR, 1978, *Tectonics, A Geophysical Atlas East and Southeast Asian Seas*, *Geol. Soc. Am.*
- 日置幸介, 1990, プレート運動の実測, *DELP ニュース*, **36**, 10-16.
- HIRAHARA, K., T. TANAKA, Y. KATO, T. Tabei, T. OTOMURA, K. NAKAMURA, Y. HOSO, T. KATO and I. MURATA, 1992, GPS Observation of Philippine Sea plate motion relative to Eurasian plate in the Nansei-shotou region, southwest Japan [1990.01-1991.11]-Initial Result-, Measurements of the Philippine Sea plate motion in the Nansei-shotou islands, Rep. of Scientific Foundation, Monbusho, 43-56.
- Ho, C. S., 1975, An introduction to the geology of Taiwan: explanatory text of the geological map of Taiwan, Ministry of Economic Affairs, Taipei, 153 pp.
- Ho, C. S., 1986, A synthesis of the geologic evolution of Taiwan, *Tectonophysics*, **125**, 1-16.
- 堀内茂木, 1977, プレートの絶対運動と深発地震面の形状, *地震*, **2**, 30, 435-447.
- Hsu, T. L., 1962, Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, **1**, 95-102.
- 徐 明同, 1980, 台湾の大地震, *Meteorological Bulletin*, **26**, 32-48.
- HUCHON, P., 1986, Comments on Kinematics of the Philippine Sea plate by B. Ranken, R. K. Cardwell and D. E. Karig, *Tectonics*, **5**, 165-168.
- ISHIBASHI, K., 1978, Plate convergence around the Izu collision zone, central Japan: Development of a new subduction boundary with a temporary transform belt, *Abstr. Inter. Geodyn. Conf.*, Tokyo.
- 石橋克彦, 1986, 東北日本北米プレート説と西南日本東進説, *月刊地球*, **8**, 762-767.
- JAHN, B. M., J. G. Liou and H. NAGASAWA, H., 1981, High-pressure metamorphic rocks of Taiwan: Re-egeochemistry, Rb-Sr ages and tectonic implications, *Mem. Geol. Soc. China*, **4**, 497-520.
- 地震予知総合研究振興会, 1993, 台湾の地形・地質構造と地震活動性に関する調査研究, pp. 168.
- KANEKO, S., 1970, Transcurrent buckling and some notes on neotectonics in Taiwan (Formosa), *J. Geol. Soc. Japan*, **76**, 215-222.
- KARIG, D. E., 1975, Basin genesis in the Philippine Sea, *Init. Rep. DSDP, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C.*, **31**, 857-879.
- KARIG, D. E., 1983, Accreted terranes in the northern part of the Philippine Archipelago, *Tectonics*, **2**, 211-236.
- KARIG, D. E. and R. K. CARDWELL, 1986, Reply, *Tectonics*, **5**, 169-170.
- KOSUGA, M., H. SATO, T. TANAKA and H. C. SHEU, 1988, Crustal movement along a collision boundary of plates (case of eastern Taiwan), *J. Geodyn.*, **10**, 189-205.
- 小山泰弘, 1992, 西太平洋電波干渉計実験の中間報告, *VLBI 国内ネットワークシンポジウム集録*, 45-48.
- MATSUZAKA, S., M. TOBITA, Y. NAKAHORI, J. AMAGAI and Y. SUGIMOTO, 1991, Detection of Philippine Sea plate motion by very long baseline interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1417-1419.

- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1978, Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1979, Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates, *EOS*, **60**, 958.
- MORGAN, W. J., 1972, Plate motions and deep mantle convection, *Geol. Soc. Am. Mem.*, **132**, 7-23.
- MORIYAMA, T., 1988, Focal mechanisms and depths of the earthquakes in the Bonin arc and their tectonic implications, Master Thesis, Inst. Sci. Technology, University of Tsukuba.
- 中村一明, 1979, 駿河トラフ東方の主応力線—プレートの曲り, *地震* **2**, **32**, 370-372.
- NAKAMURA, K., K. SHIMAZAKI and N. YONEKURA, 1984, Subduction, bending and exhumation. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate, *Bull. Soc. Geol. France*, **26**, 221-243.
- 太田陽子・岡田篤正, 1984, フィリピン海島弧系 I, アジアの変動帯, 藤田和夫編, 海文堂, 147-177.
- PEZZOPANE, S. K. and S. G. WESNOSKY, 1989, Large earthquakes and crustal deformation near Taiwan, *J. Geophys. Res.*, **94**, 7250-7264.
- RANKEN, B., R. K. CARDWELL and D. E. KARIG, 1984, Kinematics of the Philippine Sea plate, *Tectonics*, **3**, 555-575.
- ROECKER S. W., Y. H. YEH and Y. B. TSAI, 1987, Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath Taiwan: Deep structures beneath an arc-continent collision, *J. Geophys. Res.*, **92**, 10547-10570.
- 佐藤 裕・許 華杞, 1991, 台湾東部の地殻変動と地震活動, *測地学会誌*, **37**, 165-173.
- SENO, T., 1977, The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, *Tectonophysics*, **42**, 209-226.
- SENO, T. and K. KURITA, 1978, Focal mechanisms and tectonics in the Taiwan-Philippine region, *J. Phys. Earth*, **26** suppl., S249-S263.
- SENO, T. and S. MARUYAMA, 1984, Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea, *Tectonophysics*, **102**, 53-84.
- 瀬野徹三, 1985, 台湾の地震の謎, *科学*, **55**, 62-64.
- 瀬野徹三・森山哲二・C. R. DeMETS・S. STEIN・D. F. WOOD, 1987, フィリピン海プレートの運動の再決定, 地震学会講演予稿集, no. 1, 86.
- 瀬野徹三・関口渉次・吉田明夫, 1988, フィリピン海プレートの運動の 4 Ma までの復元—2 Ma 頃に運動は変化したか?—, *月刊地球*, **10**, 646-654.
- 瀬野徹三, 1993, 日本付近のプレート運動と地震, *科学*, **63**, 711-719.
- SENO, T., S. STEIN and A. E. GRIPP, 1993, A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- SHEU, H. C. and H. SATO, 1984, Crustal movement of eastern Taiwan and its tectonic significances, *J. Geod. Soc. Jpn.*, **30**, 213-227.
- SHIMAZAKI, K. and K. NAKAMURA, 1981, Quantitative relation between orientations of plate convergence and principal strain axis in the overriding plate, *J. Geod. Soc. Jpn.*, **27**, 329-332.
- SUPPE, J., 1981, Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, **4**, 67-89.
- TAYLOR, B., A. KLAUS, G. BROWN, G. F. MOORE, Y. OKAMURA and F. MURAKAMI, 1991, Structural development of Sumisu rift, Izu-Bonin arc, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16,113-16,129.
- TAI, Y.-B., 1986, Seismotectonics of Taiwan, *Tectonophysics*, **125**, 17-37.
- UKAWA, M., 1991, Collision and fan-shaped compressional stress pattern in the Izu block at the northern edge of the Philippine Sea plate, *J. Geophys. Res.*, **96**, 713-728.
- WANG, C., 1982, Earthquakes caused by horizontal bending of the Philippine sea plate near Taiwan, *Tectonophysics*, **88**, T1-T6.
- WEISSEL, J. K. and R. N. ANDERSON, 1978, Is there a Caroline Plate?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 143-158.
- WU, F. T., 1978, Recent tectonics of Taiwan, *J. Phys. Earth*, **26** suppl., S265-S299.
- YEN, T. P. and Y.-H. YEH, 1990, Geotranssects in the Taiwan Region, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **71**, 353.
- YU, S.-B. and C. LEE, 1986, Geodetic measurement of horizontal crustal deformation in eastern Taiwan, *Tectonophysics*, **125**, 73-85.
- YU, S.-B. and Y.-B. TSAI, 1982, A study of microseismicity and crustal deformation of the Kuangfu-Fuli area, *Bull. Inst. Earth Sci., Acad. Sinica*, **2**, 1-18.
- ZANORIA, A. S., E. G. DIMINGO, G. C. BACUTA and R. L. ALMEDA, 1984, Geology and tectonic setting of Copper and Chromite deposits of the Philippines, *Geol. Surv. Jpn. Rep.*, **263**, 209-233.
- ZONENSHAIN, L. P. and L. A. SAVOSTIN, 1981, Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia, *Tectonophysics*, **76**, 1-45.