

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

小竹 美子

東京大学地震研究所

Study on the Tectonics of Western Pacific Region Derived from GPS Data Analysis

Yoshiko KOTAKE

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

Abstract

The western Pacific to eastern Asia region is an area where several mega-plates including Eurasian, Pacific, Indian-Australian, and North American plates converge. A variety of geodynamic phenomena occur in this area such as continental collisions in the Himalayan area and large-scale intraplate deformation in Chinese continent, subduction of oceanic plates and backarc spreading behind the subducting plates, as well as instantaneous events such as earthquakes and volcanic eruptions. Although geological plate motion models have been proposed for these large plates such as NUVEL-1 (DEMETTS *et al.*, 1990) to investigate tectonics in this region, these large-scale models lack smaller scale plates such as Amurian plate, Okhotsk plate, and Caroline plates.

It is thus primarily important to clarify the instantaneous displacement rate field in this region to investigate tectonics and geodynamics in the region. Space geodetic techniques may have to be used for accurately measuring crustal deformations, as well as plate motions. Among several space-geodetic techniques, the Global Positioning System (GPS) may be the most appropriate technique considering accuracy, portability, and logistical expenses.

In order to investigate crustal deformations and to help establish national geodetic datum of countries in the western Pacific region, a continuous GPS tracking network was designed in 1995. We have established more than 10 stations since 1995. The network was named Western Pacific Integrated Network of GPS (WING). In addition, more than 10 stations of International GPS Service (IGS) have been established by other institutes in this region. In total, data from 38 stations were used for a baseline analysis in the period July 1995-June 1998, together with six IGS fiducial sites. We employed the Bernese software ver. 4.0 and used the Melbourne-Wuebbena linear combination for fixing initial phase ambiguities for long baselines. A fiducial-free approach was adopted to obtain the most accurate baseline estimates. To fix the estimated coordinates to the terrestrial reference frame, the Tsukuba IGS site was assumed to be moving about 2 cm/yr westward relative to the stable Eurasian continent according to HEKI (1996). We find that the velocities of sites that are within the oceanic plates and far from boundaries are in good agreement with a rigid plate motion model. On the other hand, Ishigaki and Guam seem to be moving trenchward, suggesting on-going back-arc openings. Stations on the Asian continent such as Lhasa, Xian, Wuhan, and Shanghai are moving NE~E relative to the stable Eurasian continent, due possibly to collision between India and Asia and the stress propagation toward east.

Then, the Euler vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian stable craton was estimated using the GPS data. For this purpose, we used repeated observation data at Okino Torishima (Parece Vera) and velocity vectors at some sites on the Philippine Sea plate in the nationwide continuous monitoring network by the Geographical Survey Institute. (see KOTAKE *et al.*, 1998 a). The estimated location of the Euler pole was $(41.55 \pm 0.42^\circ \text{N}, 152.46 \pm 0.43^\circ \text{E})$ and the angular velocity was $-1.50 \pm 0.04 \text{ deg/my}$ taking counterclockwise rotation as positive.

In order to investigate the possibility of backarc spreading at the Mariana Trough, we analysed the field campaign data taken in 1994, 1998, and 1999 at the Northern Mariana Islands including Saipan and Guam. Our preliminary results suggest that: 1) The Northern Mariana Islands are rotating with respect to the Philippine Sea plate as a rigid block as a first approximation, 2) Given that the rates are due to the spreading Mariana Trough, the rate of back-arc spreading is slower as we go north, which is consistent with recent geological estimates, 3) in close look of motion rates at the Northern Mariana Islands suggests that the northern four islands of Anatahan, Guguan, Pagan, and Agrihan have a small but significant residual motion toward north relative to the pure rigid approximation, which is consistent with the proposed segmentation hypothesis.

Finally, in order to investigate tectonic motions and plate interactions at the southeastern end of the Philippine Sea plate, campaign data at Yap, Palau, Fais, Ulithi and Chuuk (Truk) islands were analyzed together with other surrounding sites during the period from 1992 to 1996. The Saipan site was used as a reference site for this local analysis assuming an otherwise estimated velocity. Results suggest, although they are not conclusive yet, that the site velocities at Yap are significantly slower than the rigid Philippine Sea plate motion, and the Ulithi/Fais rate suggests that the Pacific plate is converging at the Yap trench at about 1 cm/yr. On the other hand, there was no significant rate difference between Ulithi/Fais and Chuuk (Truk), suggesting that the Pacific plate may be considered rigid in this region. Velocity estimates at Palau island are inconsistent for permanent site and campaign sites, which may have to be resolved by further observations.

Summing up, we have analysed the GPS data taken from permanent and field campaign GPS observations in the western Pacific and the eastern Asian region and delineated in unprecedented detailed and accurate displacement rate field in the area.

Key words: *GPS analysis, western Pacific, Philippine Sea plate, Mariana trough, Yap trough*

目次

第1章 はじめに	232
1. 研究の背景	232
2. 本研究の目的と概要	233
第2章 解析方法	236
1. はじめに	236
2. 静的干渉測位による基線解析	236
2-1. 整数不確定値の推定	238
2-2. 大気の影響, アンテナ位相中心とマルチパス	241
3. Fiducial free 法と観測網の固定	242
第3章 西太平洋 GPS 連続観測網データの解析	247
1. はじめに	247
2. 観測点の記	249

3. データ解析について	254
4. 解析結果	255
5. 考察	280
6. 結論	283
第4章 フィリピン海プレートの相対運動.....	283
1. はじめに	283
2. 観測データ	284
3. GPS 観測データから求められるプレート回転運動	285
第5章 マリアナトラフの背弧海盆拡大.....	288
1. 背景	288
2. 観測	290
3. データ	290
4. 解析	292
5. 結果	292
6. 考察	296
7. まとめと今後の課題	300
第6章 フィリピン海プレート南東部のテクトニクス.....	300
1. はじめに	300
2. 観測データ	303
3. 基線解析	303
4. 結果	303
5. 考察	308
6. まとめ	310
第7章 全体のまとめ.....	310
付録 (A) ITRF 座標系間の変換係数	313
付録 (B) オイラーベクトルの極座標変換	316
謝辞.....	325
文献.....	325
和文要旨.....	333

第1章 はじめに

1. 研究の背景

現在われわれが持っている地球表層の変動に関する基本的な考え方は、「地球の表層はいくつかの“プレート”と呼ばれる岩盤に覆われていて、それぞれは剛体的に相対運動する」というプレートテクトニクスにその基礎をおいている。

1970年代に発展し、完成した作業仮説としての全地球的なプレート剛体モデル(たとえば MINSTER and JORDAN, 1978, DEMETS *et al.*, 1990)では、その運動パラメータは海底の地磁気の縞模様による拡大速度、トランスフォーム断層の走向、およびプレート境界で発生する地震のスリップベクトルの走向など、地質学的、地球物理学的証拠に基づいていて、これによるとプレート間の相対運動が年間1~10 cm程度であることが見積もられている。

これよりやや遅れて70年代後半に相次いで本格的に実用化されたVLBIやSLRなどの宇宙測地技術によって、全地球的な観測が実施され(例えば、MERIT campaign), その結果はこのプレートテクトニクスの仮説を支持するものであった。過去数10万年~数100万年という長いタイムスケールの変動の平均として求められたプレート相対運動と、わずか1~2年間といった短期間の基線長変化がほとんど一致しているという結果が得られた(e.g. HERRING *et al.*, 1986 b, CHRISTODOULIDIS, 1985, HEKI *et al.*, 1987)。こうして、数百万年という地質学的な時間スケールで成り立っているプレートの動きと、1年~数年という測地学的な時間スケールで見たプレート運動との間に本質的な違いはないことが示された。

宇宙測地技術に基づくグローバル・ジオダイナミクスの目的は、地上に展開した観測局の精密位置計測を通して、観測局の複雑な変動をグローバルな地球システム変動(地球回転の変動やプレート運動)と局所的な変動(地殻変動)に分離、検出し、それらを支配している地球内外の物理法則や物理過程を明らかにすることである。

近年の計測技術(ハード、ソフトの両面で)の向上は時間的、空間的観測密度の向上を可能にし、短期間でのデータの蓄積を可能にした。現在ではグローバルな監視網により地球回転変動やプレート運動などのグローバル・パラメータは数mmの精度で決定できるようになり(e.g. HERRING *et al.*, 1986 a, GWINN *et al.*, 1986), 単なるプレートテクトニクスの検証から、宇宙技術のみによる現時点での(instantaneous)プレート運動の実体の把握、より詳しいプレート運動学、力学の構築が可能になりつつある(e.g. HEKI 1996)。

ところで、ここで使われたVLBIやSLRは大掛かりで高価な巨大技術であるために、その高精度を生かした超長基線の観測に向いている。MERIT campaign等によりSLRやVLBIが示したのは、プレートテクトニクスが第一近似的に正しいということであって、時間的、空間的に分解能をあげていくと、この考え方は必ずしも正しいとは限らない。たとえば、時間軸上でいうと、プレートは定常的に動くのか、“ゆらぎ”があるのか、巨大地震や海嶺での拡大といった間歇的な変動はプレート内をどのように拡散するのか(日置, 1997), といった問題であり、空間的にはプレート内変形やプレート境界変形はどの程度の大きさで、プレートの全体運動とどのように関連しているのか、といった問題である。

特に、プレート境界部ではプレートが剛体的であるという仮説は成り立たないし、仔細に見ればプレート境界もそれほど明瞭でない場合が多い。また、数多くのマイクロプレートの存在も提案されている。古典的プレートモデルを改良し、プレートテクトニクスをさ

らに前進させるためにはプレート境界部での観測研究が特に重要となる。ここにはプレート力学の興味深い問題のほとんどが集約されているといつてよい。

このように、プレートテクトニクスに基づきながらも、より詳細な変位場・変動場を明らかにし、プレート運動や相対運動の力学的メカニズムを明らかにするには、変動地域に高密度な宇宙測地技術の観測網を設置して連続的に変位を監視することが必要である。

1980年代に登場したGPS (Global Positioning System: 全地球測位システム) は急速に精度向上が図られ、1990年代に入って精密暦が入手可能となり、ソフトウェアが改良されたことなどから、基線解析精度がVLBIに匹敵するほどになった (e.g. ARGUS and HEFLIN, 1995, LARSON *et al.*, 1997)。GPSが他の宇宙技術に比べて特に優れているのは、観測機器が小型、軽量、廉価である点である。VLBIやSLRが大型の施設と、複雑な解析処理が必要であったのに対し、簡単に持ち運びが可能な受信機と、パソコンで可能な解析処理の手軽さで、VLBIやSLRと同程度の高精度が達成されるのである。従って、上記のようなプレートのダイナミクスの探求にはGPSによる高密度アレイ観測が極めて重要な役割を果たすに違いない。

2. 本研究の目的と概要

以上のような背景に基づき、我々は西太平洋～アジア地域を対象として、GPS観測に基づく変位・変形の場を明らかにすることとした。

西太平洋～アジア地域は太平洋プレート、ユーラシアプレート、インド・オーストラリアプレートなどの大きなプレートが収束する地域で、非常に複雑、多様な地学現象が発生するところであり、収束に伴うほとんど全ての変動・変形活動が観測される希有なフィールドでもある (Fig. 1-1)。たとえば日本海溝、伊豆・小笠原海溝などの太平洋プレートの沈み込み帯では数多くの巨大地震が発生し、また、その南のマリアナトラフでは背弧海盆の拡大が提唱されている。フィリピン海プレートの沈み込みは、西南日本の変形やプレート間・プレート内の地震発生メカニズム、沖縄トラフの背弧海盆の形成など、ことに日本列島に対して大きな影響をあたえている。アジアにおいてはインド大陸の衝突によるヒマラヤ山脈の隆起、チベット高原～中国に到る地殻の変形、東南アジア～インドシナ半島の変形と南シナ海の拡大、インドネシア～フィリピンの複雑なテクトニクスなど、研究対象は多岐にわたる。さらに、カロリン、オホーツク、アムールなど小プレートの存在が提唱され、その適否やプレート間相対運動の確立が求められている (WEISSEL and ANDERSON, 1978, SENO *et al.*, 1993, ZONENSHAIN and SAVOSTIN, 1981)。

特に日本列島に話を限定すれば、日本列島はユーラシア大陸の東縁、太平洋の西岸に位置しており、東北日本は北米プレートという説と (中村, 1983, 小林, 1983)、オホーツクプレートという説 (SAVOSTIN *et al.*, 1983, COOK *et al.*, 1986, SENO *et al.*, 1996) がある。西南日本はユーラシアプレートという説が有力であったが (e.g. LE PICHON *et al.*, 1987, KAMATA and KODAMA, 1994)、アムールプレートという説も最近有力になってきた (WEI and SENO, 1998, HEKI *et al.*, 1999)。オホーツク、アムール等マイクロプレートの存在は必ずしも定説になっていない。また1980年代には糸魚川-静岡構造線を介して2つのプレートが衝突しているという見解が相次いで発表されたが (中村, 1983, 小林, 1983)、最近の国土地理院による高密度GPS観測により得られた日本列島の変位速度場から、衝突に伴う弾性・塑性変形の検出が試みられている (日置・宮崎, 1999, KATO *et al.*, 1998b)。ある

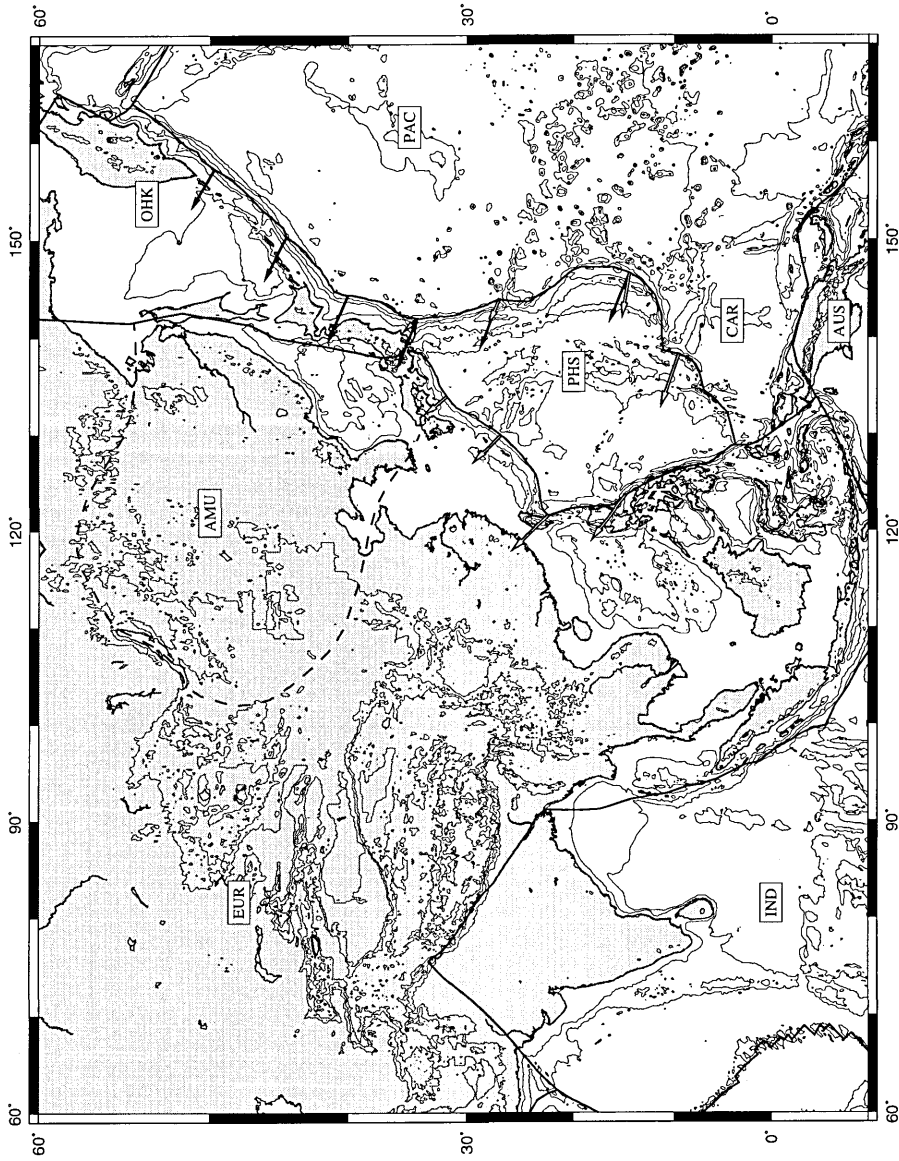


Fig. 1-1. Tectonics of the western Pacific and Asia region. Solid arrows denote the estimated velocity vectors of Pacific plate relative to Eurasia (NUVEL-1A, DeMets *et al.*, 1994). Open arrows denote those of the Philippine Sea Plate (this study). Plate abbreviations are AMU: Amur, AUS: Australia, CAR: Caroline, EUR: Eurasia, IND: India, OKH: Okhotsk, PAC: Pacific, PHIS: Philippine Sea.

いは西南日本の変位場はアムールプレートの回転を表しているとも (HEKI *et al.*, 1999), インド大陸の衝突の影響がはるばるここまで波及しているともいわれている (HEKI, 1996, KATO *et al.*, 1998 a).

日本列島の複雑な変形過程と周囲のプレート運動の相互作用は固体地球科学を研究する上で興味深い課題である。このような、現在のプレート相対運動と内部変形の精密な解明のためには、GPS を用いるのが最も適切と考えられる。

日本をとりまく、西太平洋からアジアにかけての地域では 1992 年の IGS Epoch campaign に触発されて、GPS の観測が一斉に開始された。当時はいずれも三脚を使った繰り返し観測を試みたのであるが、地域が広くアクセスが困難な場所も多い。また、資金的な面からも、繰り返し観測よりも固定の観測のほうが効率的にデータを取得できる。以上のような理由により、1995 年頃から固定連続観測点建設をすることになり、この地域の各国との共同による固定観測点網を展開してきた。

そこで本研究では地震研究所が中心となって実施してきたこの地域の GPS 観測と入手可能な様々な機関による連続観測及び繰り返し観測のデータを統一的に解析して、以下の事柄を解明しようと試みた。

1) 西太平洋～アジア地域の変位速度場を明らかにする。2) フィリピン海プレートの運動を精密に明らかにし、3) マリアナの背弧拡大やヤップパラオ地域の変位速度場を前項に基づいて明らかにする。使用したデータは前者は本地域における 1995 年 7 月から 1998 年 6 月までの WING (Western Pacific Integrated Network of GPS), IGS (International GPS Service), GSI (the Geographical Survey Institute) による連続観測データであり、後者は沖の鳥島、マリアナ、ヤップ・パラウにおける 1992 年以降のキャンペーンデータである。解析には Bernese software v 4.0 (ROTHACHER and MERVART, 1996) を用い、IGS の fiducial 観測点 6 点を含めたグローバルネットワーク解析を試みる。

以下、各章を概説する。本研究は 7 章から構成される。

第 2 章では本研究で使用した解析手法をやや詳細に説明する。GPS は高度にシステム化した技術であり、解析に使用したソフトウェア (Bernese v 4.0) も完成度の高いものであるが、その汎用性ゆえに高い精度を得るためには目的に応じた適切な対応が要求される。この章では、本研究で用いた解析の戦略について詳しく説明する。そして、以下の章において得られる変位場がユーラシア安定地塊に準拠したものであることを解説する。

第 3 章は西太平洋～アジア地域の変位速度場について述べる。本章はこの研究の根幹をなす部分である。60°E～180°E, 10°S～65°N の 38 観測点について、1995 年 7 月から 1998 年 6 月までの約 3 年間のデータを基線解析し、各観測点の変位速度を求めた。用いた観測点には WING が開設したもの 11 点、IGS 点 20, GSI 点 7 が含まれる。

第 4 章ではフィリピン海プレート内部において実施された GPS 観測に基づき instantaneous なフィリピン海プレートの回転運動 (Euler vector) を高精度に推定する。本章の内容はすでに小竹・他 (1998 a) によって公表されているので、ここではその概略を述べるに止める。

第 5 章はマリアナトラフの背弧拡大について述べる。マリアナトラフにおける地形および地磁気縞模様の観測から、マリアナトラフはおおよそ 5 Ma から拡大をはじめ、18°3N 付近では約 3 cm/yr の速度で拡大しているとされる。北マリアナ諸島での GPS キャンペー

ンを解析して、現在のマリアナトラフの拡大速度と拡大様式を求め、それらと比較検討する。

第6章はヤップ、パラウ地域のテクトニクスについて述べる。フィリピン海南東端に位置するヤップ、パラウ地域は剛体的なフィリピン海プレートの変位場とは異なる変位速度が観測された。フィリピン海南東部の島嶼地域で実施されたキャンペーン観測を解析して、この地域のテクトニクスを議論する。

第7章は本研究で得られた結論と今後の課題について述べる。

第2章 解析方法

1. はじめに

GPSは、地球上の位置と時刻を精度よく推定する手法である。特に位置の推定を「測位」と呼ぶ。GPS衛星からはC/Aコード(Clear and Acquisitionまたはcoarse and access)とPコード(protectまたはprecision)とよばれる2種類の疑似雑音符号がタイミング信号として発信されている。これらの信号を処理して位置・時刻を推定するための解析手法についてはすでにいくつかのよい教科書があるので(例えば、土屋・辻, 1999, HOFMANN-WELLENHOF *et al.*, 1994など)、詳しいことはそちらにゆずり、本章では、本研究に関する基礎的な事項と、本研究で用いたいくつかの工夫について少し詳しく述べる。

GPSの基本は地球上(あるいは地球近傍)の3次元的位置と時刻を正確に求めることであり、測位については、おおまかに分類すれば1地点での観測による単独測位と2地点以上の観測による相対測位の2種類がある。単独測位は単一の受信機を用い、4つまたはそれ以上の衛星からの電波を受信して、自分自身の位置を実時間で知るGPS本来の利用形態である。単独測位の精度は、2000年5月1日まではSelective Availability(S/A)と呼ばれる米国による意図的な精度劣化のため100mから数10mであったが、2000年5月2日よりS/Aが解除されたため、その精度は数mにまで向上した。

相対測位はある点を基準として他の点の3次元的位置を求める方式であるが、これにもいくつかの方法があり、搬送波位相を利用する干渉測位とコードを利用する差動GPSがある。さらに干渉測位には精密測量に使用される静的干渉測位と(準)実時間処理を可能にするキネマティック干渉測位がある。静的干渉測位では数100kmないし1000km以上におよぶ長距離の基線長を0.01ppmの精度で決める事も可能である。本研究ではこの静的干渉測位を用いる(Fig. 2-1参照)。

2. 静的干渉測位による基線解析

静的干渉測位は非常に複雑で巧妙なテクニックを駆使してVLBIやSLRといった大規模な宇宙測地技術に匹敵する精度を実現しているが、Bernese(e.g. ROTHACHER and MERVART, 1996), GAMIT(e.g., BOCK *et al.*, 1986), GIPSY(e.g., SOVERS and BORDER, 1987)など優れた解析プログラムが既にいくつか開発されていて、ある程度教育を受けることにより、だれでも比較的容易に基線解析を行うことができる。しかしいずれのプログラムもデータの前処理から最終的なパラメータ推定までに数多くの選択肢が用意されていて、目的に応じた最適の解析手法を選択する必要がある。以下にここで使用した解析法に関わる基本的な事項を述べる。本研究では、解析プログラムはBernese v 4.0を使用した。

静的干渉測位では、GPS衛星から射出される L_1 , L_2 の搬送波の位相を測定する。その

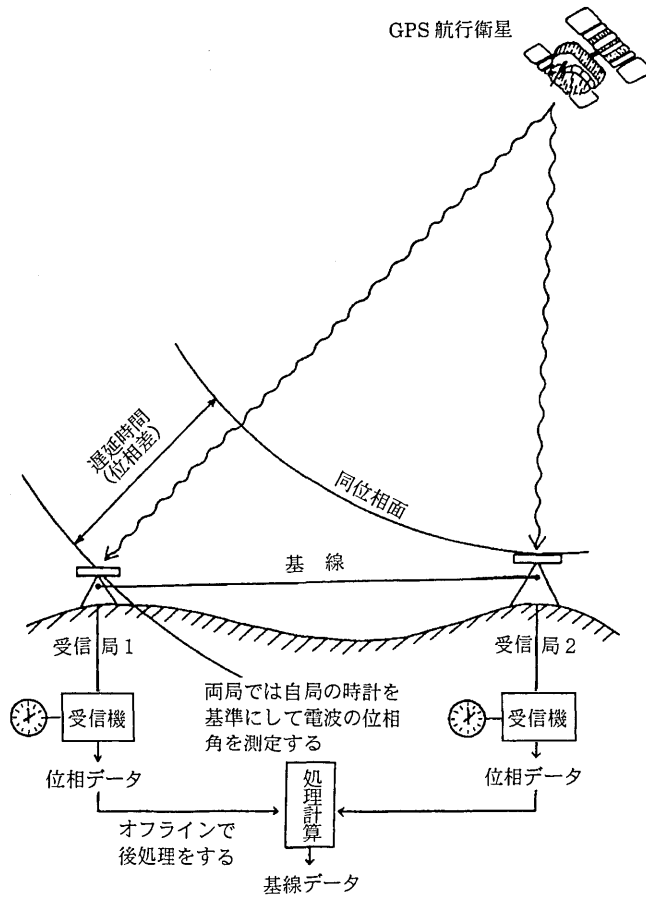


Fig. 2-1. Schematic illustration of precise relative positioning by GPS (Tsuchiya and Tsuji, 1999).

もっとも基本的な観測方程式は次のように書ける (ROTHACHER and MERVART, 1996).

$$L_{1k}^i = \rho_k^i - I_k^i + \Delta\rho_k^i + c\delta_k - c\delta^i + \lambda_1 n_{1k}^i \quad (2.1)$$

$$L_{2k}^i = \rho_k^i - (f_1^2/f_2^2)I_k^i + \Delta\rho_k^i + c\delta_k - c\delta^i + \lambda_2 n_{2k}^i \quad (2.2)$$

L_{1k}^i : 時刻 t における i 番衛星からの k 番観測点での L_1 位相の観測値

L_{2k}^i : 時刻 t における i 番衛星からの k 番観測点での L_2 位相の観測値

ρ_k^i : 衛星と観測点の間の距離

n_{rk}^i : 未知の周波数の整数不確定値 (初期位相不確定) ($F=1, 2$)

δ_k : 受信機時計の誤差

δ^i : 衛星時計の誤差

I_k^i : 搬送波 L_1 に関する電離層による遅延量

f_1, f_2 : 搬送波の周波数

$\Delta\rho_k^i$: 大気による遅延量

単位は距離 (m) で表し, いずれも時刻 t で計測したものであるがそのタグ (t) は省略する.

観測点の位置座標は, (2.1), (2.2) 式からすぐわかるように衛星と観測点の間の距離の項に含まれている. すなわち,

$$\rho_k^i = |r_k(t) - r^i(t-\tau)|.$$

$r_k(t)$: 時刻 t における観測点 k の位置

$r^i(t-\tau)$: 信号発射時刻 $t-\tau$ における衛星 i の位置

τ : 搬送波伝搬時間

実際の計算では, テイラー展開によって1次の式に変換するが, ここでは省略する. 従って, 衛星の位置を正確に与えることが, 観測点の位置を正確に推定するために必須の条件である. 衛星の位置の誤差を $\Delta\rho$, 基線長を b , その誤差を Δb とおくと, 衛星の位置誤差の基線推定への影響は, おおよそ

$$\Delta b \approx b/\rho \cdot \Delta\rho$$

で近似できる (BAUERSIMA, 1983). 衛星と受信点の間の距離は約 20000 km だから, 0.01 ppm の精度を達成するには衛星の位置の精度は 20 cm 程度の精度で与えられていなければならない. このような高精度の衛星の位置 (精密暦と呼ぶ) を提供する目的で設立されたのが国際 GPS サービス機構 (International GPS Service, 略して IGS) である. IGS からは, 正確な衛星の暦だけでなく, 極位置に関するファイルや衛星内時計の誤差に関する情報も提供されている. IGS によって提供される精密暦の精度は最近では 10 cm 程度であると考えられている. また, IGS 時計の精度は 1 ns (30 cm) より良い精度であると推定されている. 搬送波位相と衛星内時計の情報を用いて高精度に単独測位を実施する方法が最近脚光を浴びているが (ZUMBERGE *et al.*, 1997), 本研究が開始された数年前はまだこのような方法は知られていなかったので, ここでは用いていない.

さて, (2.1), (2.2) 式から様々な誤差要因を消去して正確な位置を求めるにはいくつかの工夫が必要である.

2-1. 整数不確定値の推定

まず, これらの式に含まれる, 衛星時計の誤差 (δ^i) と受信機時計の誤差 (δ_k) は二重位相差をとることによって消去することができる. すなわち観測点 k および l における観測値の差 (一重位相差) を

$$L_{Fkl}^i = L_{Fk}^i - L_{Fl}^i \quad (F=1, 2)$$

とすると L_{Fk}^i , L_{Fl}^i に共通に含まれる衛星時計の誤差 δ^i は相殺される. 同様に衛星 i および j に関する一重位相差の差 (二重位相差)

$$L_{Fkl}^{ij} = L_{Fkl}^i - L_{Fkl}^j \quad (F=1, 2)$$

で受信機の時計の誤差 ($\delta_k - \delta_l$) が相殺され, (2.1), (2.2) は次式のようにになる.

$$L_{1kl}^{ij} = \rho_{kl}^{ij} - I_{kl}^{ij} + \Delta\rho_{kl}^{ij} + \lambda_1 n_{1kl}^{ij} \quad (2.3)$$

$$L_{2kl}^{ij} = \rho_{kl}^{ij} - (f_1^2 / f_2^2) I_{kl}^{ij} + \Delta\rho_{kl}^{ij} + \lambda_2 n_{2kl}^{ij} \quad (2.4)$$

ただし

$$\rho_{kl}^{ij} = (\rho_k^i - \rho_l^i) - (\rho_k^j - \rho_l^j) = (\rho_k^i - \rho_k^j) - (\rho_l^i - \rho_l^j) \quad (2.5)$$

である. 電離層や大気の影響は別途考慮することになると, 残る問題は整数不確定値 (ambiguity) の推定である. GPS の静的干渉測位で精度を左右するのはこの整数不確定値を正確に推定できるかどうかにかかっているといつてよい. しかしながら, 基線間距離が数 1000 km と長い場合は, 同時に共通に見える衛星が少なくなるので高度の低い衛星も使用しなければならない. あるいは電波の伝搬経路が異なるために, 二重位相差をとったデータの雑音が大きくなるなど整数値 ambiguity を正確に求めることが困難である. そこで, ここでは, 比較的高精度に整数値 ambiguity を推定できる方法として, MELBORNE (1985) と WUEBBENA (1985) によって独立に考案された, Melbourne-Wuebbena method と呼ばれる方式を用いることにする.

この方式では, P コードの観測方程式と搬送波位相の観測方程式から, 次のような一次結合をつくる;

$$L_6 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) - \frac{1}{f_1 + f_2} (f_1 P_1 + f_2 P_2)$$

ただし P_1, P_2 は P コードの観測方程式で

$$P_{1k}^i = \rho_k^i + I_k^i + \Delta\rho_k^i + c\delta_k - c\delta^i$$

$$P_{2k}^i = \rho_k^i + (f_1^2 / f_2^2) I_k^i + \Delta\rho_k^i + c\delta_k - c\delta^i$$

である. この一次結合の二重位相差は

$$L_{6kl}^{ij} = \lambda_5 n_{5kl}^{ij}$$

となり時計は勿論, 電離層, 大気による伝搬誤差, 観測点の位置 (ρ) の誤差からも free である. またこのとき結合された L_6 の波長 λ_5 は 86 cm となり, 波長が長くなっているため整数値 ambiguity を効果的に推定できる. なお, この方式では, 精度良く P コードが取得できていることが必要であるが, 最近の受信機は P コードが十分精度よく (rms < 1m) 解けていると思われるから, 1000 km 以上の長距離基線に対しては, この Melbourne-Wuebbena 一次結合による解法を適用した. ただし, 解析には 9 時間以上観測されている

データのみを使用した。

Pコードの意図的な掩蔽機能である Anti-Spoofing (AS) 等の影響により Pコードによる観測値が高品質でない場合や受信機の型が同型でない場合には Melborn-Wuebbena 一次結合は不適當である。そのような場合、300 km 以下の基線については wide-lane (L_5) によって整数値 ambiguity を推定した。

この wide-lane (L_5) という方式は、搬送波位相の一次結合から計算上波長の長い波を作る方法であり、次のような式で書かれる。

$$L_5 = \frac{1}{(f_1 - f_2)} (f_1 L_1 - f_2 L_2)$$

この一次結合の見かけ上の周波数 f は $f = f_1 - f_2 = 347.82$ Mhz となり、波長は Melborne-Wuebbena と同じく約 86.25 cm となって整数値 ambiguity が解きやすくなる。

次に ionosphere free と呼ばれる一次結合 (L_3) を作り、解決できなかった初期位相の整数値 ambiguity を解く。この L_3 の一次結合は

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2)$$

と書け、(2.1), (2.2) 式からわかるように、電離層の影響が除去できるので、このように呼ばれる。この二重差は

$$L_{3kl}^{ij} = \rho_{kl}^{ij} + B_{3kl}^{ij}$$

と書ける。ただし B_{3kl}^{ij} は ionosphere free bias と呼ばれ、

$$B_{3kl}^{ij} = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 \lambda_1 n_{1kl}^{ij} - f_2^2 \lambda_2 n_{2kl}^{ij})$$

である。これは整数値 n_{3kl}^{ij} によって $\lambda_3 n_{3kl}^{ij}$ のようには書けないが、もしいわゆる L_5 によって wide-lane ambiguity $n_{5kl}^{ij} = n_{1kl}^{ij} - n_{2kl}^{ij}$ がわかっているなら ionospher free bias は

$$B_{3kl}^{ij} = c \frac{f_2}{f_1^2 - f_2^2} n_{5kl}^{ij} + \frac{c}{f_1 + f_2} n_{1kl}^{ij}$$

となって整数値 n_{1kl}^{ij} を解くことができる。このときの波長 $\lambda_3 = c / (f_1 + f_2)$ は約 11 cm で narrow-lane ambiguity と呼ばれる。

以上のようにして、整数値 ambiguity を追い込んで行くが、それでも 100% 解決できるとは限らない。そこで既に求められた整数値 ambiguity を未知数から除いておいて、最後にもう一度 L_3 を用い実数値のバイアス B_{3kl}^{ij} を推定する。これで極めて精度の良い座標の

推定が可能となる。

このように座標の高精度推定には整数不確定値の推定が極めて重要な要素であり、いかなる推定手法を選択するかは観測網の形態や規模によって決められなければならない。

2-2. 大気の影響, アンテナ位相中心とマルチパス

大気の影響

整数値 ambiguity が解決すれば (2.1), (2.2) 式には大気による影響の項が残る. IGS によって精密暦が提供されるようになるまでは, 大気の影響については衛星位置誤差に比べて無視できるほどの量であったが, IGS によって精密暦が提供されるようになってからは, 基線解析誤差要因の最も重要な項となった。

この大気の影響を除去することが難しい原因は, 電離層のように電波の分散性を大気に適用することができず, また, その分布が時空間的に高度に不均質であるためモデル化が難しいことにある. 大気による電波の伝搬遅延は SAASTAMOINEN (1973) や HOPFIELD (1969) によって研究されてきた. これらはいずれも地表の気象要素に基づき, ある経験的な式にあてはめて遅延量を求めようとするものである. また, 天頂から測った高度角 (天頂高度) に依存する伝搬遅延の変化量をモデル化する, いわゆるマッピング関数が最近精力的に研究されているが (e.g. NIELL, 1996), まだ大気の不均質性や時間変化を的確に表現することはできていない. 干渉測位方式の場合 2 点間の位相の差をとることによって大気の影響を低減することが可能であるが, 本研究のように基線長が長い場合は相殺効果は期待できない。

現在主流となっているのは, この大気の影響を天頂への遅延量に引き直した天頂遅延量として未知パラメータ化し, 標準大気によるモデルからのずれ (一次補正量とよぶ) の初期値と数時間毎の変動量を座標値などと同時に最小二乗推定する, という方法である. 本研究においては, このようなモデルとして SAASTAMOINEN (1973) を用い, その補正量は 2 時間毎に推定した. なお, この推定値はいわゆる GPS 気象学において極めて重要なデータとなるため, 解析終了後にデータベース化して関連研究者に提供する予定である。

アンテナ位相中心

GPS 測位の精度が向上してくると衛星や受信機の送受信アンテナの位相中心の曖昧さが GPS 測位にもたらす影響についても考慮しなくてはならなくなった。

衛星の送信アンテナについては, 衛星の質量中心に対する衛星送信アンテナの位相中心の正確な位置は既知となっている. 位相中心は L_1, L_2 の両周波数に対して同じ (したがって L_1 と L_2 のすべての一次結合に対しても同じ) である. また地球の方向を向いている電波だけが関連するので, 方向に対する依存性も考慮しなくて良い (ROTHACHER and MERVART, 1996).

受信機アンテナの位相中心の位置は信号が来る方向 (衛星の高度と方位) に依存し, かつ波長 (L_1 と L_2) によっても異なっている. またアンテナタイプによっても異なる. 様々なアンテナタイプを同時に使用するときはこの影響をモデル化する必要がある. Bernease GPS ソフトウェアでは衛星の方位角 α と天頂角 z を用いて下記の区分的線形関数でモデル化し補正している (ROTHACHER and MERVART, 1996).

$$\Delta\phi(\alpha, z) = \Delta\phi'(\alpha, z) - \Delta\phi_0 - \Delta\mathbf{r} \cdot \mathbf{e}$$

ただし

α, z : 衛星の方位と天頂角

$\Delta\phi_0$: $\Delta\phi(\alpha, 0)=0$ となるような位相のオフセット値

Δr : アンテナ基準点と位相中心とのオフセット値

e : アンテナから衛星方向への単位ベクトル

$\Delta\phi'(\alpha, z)$: 位相中心補正のモデル関数

解析を始めた当初は IGS により各アンテナタイプに対する Δr の係数のみが提供されていたが、1998 年になってより詳細な $\Delta\phi'$ の係数 (ただし天頂角によるアンテナ位相中心の変位量) の実測値が公表された。1997 年 6 月の解析からこのテーブルを変更したところ、特に Trimble 社製アンテナを使用している観測点で観測値に最大 2 cm のオフセットが生じた。このようなオフセットを生じた観測点では、変更前後の時系列の観測値がなめらかにつながるように補正した。Fig. 2-2 にその例を示す。

マルチパス

GPS 観測点はできるだけ周囲に高い建物がないような場所を選択しなければならないが、それは単に衛星が見えるように、ということの他に、周囲の障害物からの反射の影響 (これをマルチパスと呼ぶ) を少なくするためでもある。しかし、仮に周囲に何もなくても、地面からの反射によっても信号が乱されるとされており、マルチパスを完全に消去することは現在のところは困難である。できるだけ周囲に遮蔽物のないところを選択する以外に、アンテナのデザインを考慮するなどの方策も取られるが、本研究では、IGS の観測点の他では、このような高精度アンテナを使用しているところは少ない。

これらの考慮によって、大気やアンテナ位相中心に関する影響はかなり低減されているが、完全にそれによって消去されるわけではない。これらの影響の水平方向の成分は位相差をとることによりかなり消去できるが、上下方向には軽減されない。従って、どうしても測位結果では上下方向の誤差が水平方向よりも数倍大きくなる。本研究の後節に見るように、高さ方向には場合によっては rms が 10 cm を超えるような場合もあり、3 年間前後のデータでは高さ方向の変動を議論できるだけの精度はない。そのため、以下の章での議論では高さ方向は考えず、水平方向の成分だけを用いて、テクニクスに関する議論を進めることとした。

3. Fiducial free 法と観測網の固定

GPS の fiducial network の考え方は、最初衛星軌道の精度を改善するために考案された (DAVIDSON *et al.*, 1985)。基準固定点 (fiducial point) とは、GPS とは独立のたとえば VLBI や SLR によってその位置が精確に定まっている観測点をいう。この考え方では GPS 観測の期間中、測定したい観測網に比べ十分遠い距離にある少なくとも 3 点の基準固定点で同時に観測し、衛星軌道の改善をはかる。同時に VLBI によって与えられている基準固定点の精確な座標値を GPS 観測点の位置の定義にも使用する。基準固定点の配置をどのように選択するかが他の臨時観測点 (mobile points) の位置決定精度に強い影響力をもつ (LICHTEN and BORDER, 1987, LARSON *et al.*, 1991)。

GPS 衛星の位置がそれほど精確に与えられなかった時代には、地上に精確な位置座標のわかっている基準点を設定することが、精度良い基線解析には必要であった。現在 IGS

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

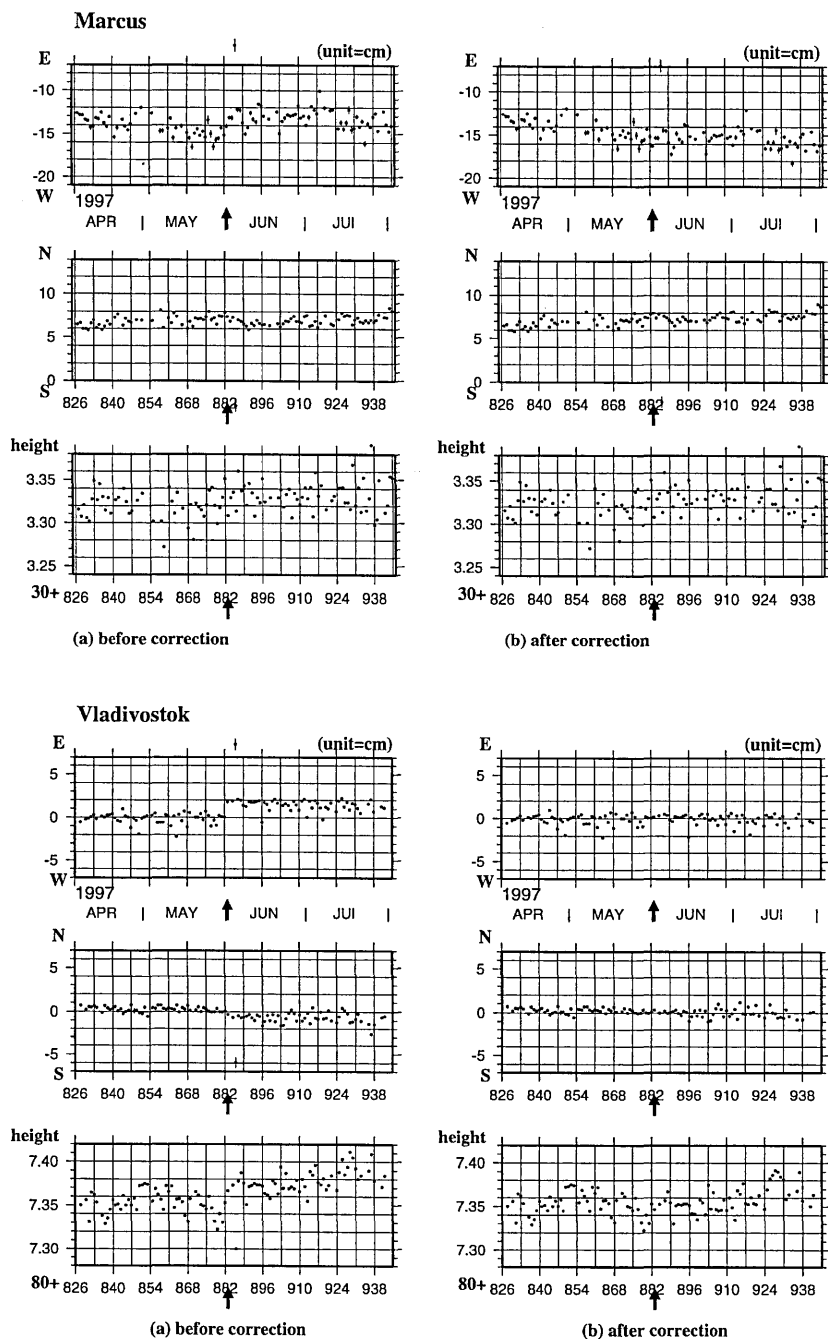


Fig. 2-2. Examples showing the effect of offset by changing antenna-phase center table. Horizontal axis is cumulative dates from January 1, 1995 and vertical axis is the coordinate difference from arbitrary origin (unit cm), respectively. Solid arrows indicate the date of changing table.

のネットワークでは多くの GPS 観測点が VLBI, SLR, PRARE あるいは DORIS の観測点の近くに設置され、VLBI 等と精度良く結合されていて、精確な座標値（および変位速度）が求められている。また、これらのデータは IGS を通じて入手可能である。従って、これらの IGS fiducial site のデータを利用すれば、基準固定点に受信機や人手を割かず、fiducial concept による解析が可能になる (NEILAN, 1995)。

しかしながら、IGS により精確な衛星軌道情報が準リアルタイムで入手出来る現在、fiducial concept によらなくとも精確な GPS 基線解析が可能である。

単独の基線あるいは多数の観測点による網解析では、通常、基準点 (reference site (s)) に選んだ観測点の座標を先験的な値で固定するか、少なくとも強く拘束する。観測点の座標を固定あるいは強く拘束した場合の問題点は、その座標値が正しくない、あるいは準拠座標系が衛星軌道のものとは一致していない場合、解に余計なバイアスがかかってしまうことである (LINDQWISTER *et al.*, 1991, ZUMBERGE *et al.*, 1997)。固定点の高さが 1m 違った場合、0.03 ppm 程度の小さなスケール効果が発生するに過ぎないが、固定点の水平方向の誤差は GPS ネットワーク全体を回転させてしまう。このエラーを避けるためローカルあるいはリージョナルなネットワークでは基準点として非常に精確に地心座標値が決められた観測点を少なくとも 1 点含ませる。グローバルなネットワークの場合は、いわゆる "fiducial free" と呼ばれる方法が用いられる (HEFLIN *et al.*, 1992)。これは基準点に対して 1m~1 km 位の非常にゆるい拘束を与えて解く方法である。

二重位相差の式 (2.5) には既知点に関する位置の情報が消えている。つまり既知点の位置は、未知点位置の幾何学的決定には効果を及ぼさない。言い換えると、既知点が誤差を持っていても、未知点位置はその分だけ平行移動されるだけで、両者の相対位置は不変である。fiducial free 解法はこの性質を利用する。3次元直交座標系を定義するには原点、スケールおよび方向の情報が必要である。グローバルな GPS 観測では衛星の力学モデルから原点（地球の重心）とスケール（軌道半径）は精確にきめられる。ただし方向に関しては精確に座標の定まった観測点の情報が必要である。回転に対して不変な量たとえば基線長は座標系の方向に依存しないから正確な既知点の情報を必要としない。従って基線長の計算は拘束がゆるくてよいから、基準点の座標値は必ずしも精確に知っている必要はないし、たとえバイアスをもっていても基線網は全体として回転することはあっても、歪んでしまうことがない。以上のような理由により、全観測点を拘束をゆるくして解くことにより、ねじれやバイアスのない、幾何学的形状の精確な観測網解を得ることが可能である。

しかしながら問題は、結果として得られる座標およびその他のパラメータがある精確に定義された基準座標系に準拠していない、ということである。そのため日毎の基線解析の際の座標系の間にあきらかに回転を生じる。その結果日毎の座標値にかなりのバラつきを生じ、そのままでは地殻変動などを算出することができない。それ故 fiducial free network の解析結果は、最後に、精確に座標のわかっている観測点を使って適当な基準座標系に変換しなければならない。毎日こういう変換をすることは時系列に乗っているかも知れないジオダイナミックな信号を消してしまうかも知れない（先験的に基準点を強く拘束した解析でも事情は同じである (BLEWITT *et al.*, 1992)）。従って、非正常な地殻変動が予想されるような観測点を固定点とするのは適切でなく、極力剛体的な運動をしていると考えられる観測点を固定するのがよい。fiducial free 解析法であれば、たとえ固定観測点に大

きな短周期的地殻変動がある場合でも、固定する（強く拘束する）観測点を変えて Helmert 変換をやり直せばよく、基線解析をやり直す必要がないだけ fiducial concept の方法に比べて簡単とも言える。本研究では、この fiducial free 解析法を適用した。

IGS による精密衛星軌道を使用した場合、得られる解析解は ITRF (International Terrestrial Reference Frame: 国際地球基準座標系) に準拠することになる。ITRF はしばしば変更される。ITRF には ITRF 96 などのように年号がつけられているが、この年号が変わると得られる座標値に不連続が生じる。ITRF 93 は他の ITRF に対し回転成分があるため HEKI (1996) による Kinematic Reference Frame に変換した後も観測点座標のオフセットが残った (Fig. 2-3)。Bernese では全体としての回転量を最小にするので、座標系による差異がそのまま影響したと思われる。IERS (International Earth Rotation Service: 国際地球回転観測事業) により公表されている (付録 (A) 参照) 変換パラメータを使用してこの不連続を調整し、全ての期間を ITRF 94 で統一することでこのオフセットは消えた。ITRF 96-ITRF 94 に関しては IGS mail 1838 (KOUBA, 1998) の値を使用した。

ITRF はプレート運動モデルとして NNR-NUVEL-1 (ARGUS and GORDON, 1991) または NNR-NUVEL-1 A (DeMETS *et al.*, 1994) を使用している。このプレート運動モデルは no-net-rotation であるから基本的にはマントル深部に対するプレートの運動を表現すると考えられているが、地表に固定されるような点はない。日本付近をこの no-net-rotation モデルで見ると、日本全体が南に向かって変位しているように見える。これは、日本付近のテクトニクスを見たい場合には適切ではないと考えられる。CALAIS *et al.* (1999) は ITRF 97 速度場のデータを使用してユーラシア大陸のうちでも特にドイツから東ヨーロッパにかけては剛体的であることを確かめた。そこで、日本付近の地殻変動を直感的に理解するにはユーラシア大陸の安定部に対する変動を見ることが適当であろうと考えられる。

固定点について、様々な試行を行った後、fiducial free 解が準拠する最終的な基準座標系として HEKI (1996) による Kinematic Reference Frame を使用することにした。これは安定な大陸内にある VLBI 観測局が剛体プレートとして NUVEL-1 モデルの速度で変位すると仮定して、他の VLBI 観測局のプレート内変位速度を出し、VLBI による 3次元 Kinematic Reference Frame と地質学的プレート運動モデルを結合したものである。この座標系においては、Tsukuba IGS 観測局 (VLBI 局に結合されている) が 2.7 ± 1.4 mm/yr で北向きに、 20.5 ± 1.3 mm/yr で西向きに、 5.1 ± 4.4 mm/yr の沈降速度を示している。そこで、Tsukuba IGS 観測点にこの変位速度を仮定して、Helmert 変換することにより全観測点のユーラシア安定地塊に対する座標値を求めた。

1 点のみを固定する Helmert 変換は予期せぬ回転を持ち込む可能性があるため複数の点を固定する方がよい。しかし HEKI (1996) による KRF には速度のみが与えられていて、位置の情報がない。たとえば ITRF の Shanghai の値を使用して 2 点固定でテストした結果はかえって歪みを生じてしまった。またネットワーク内に固定点を増やすことは、枠内の変動を見えなくしてしまう可能性がある。Tsukuba のみを固定した場合、Shanghai の速度が VLBI と極めて良い整合性を保つという結果が得られたため、Tsukuba 一点の固定で十分拘束ができていないと判断した。

以上、この章をまとめると、GPS データの解析においては Bernese software Ver 4.0 を用い、Melborne-Wuebbena の手法を適用して長距離基線の整数不確定値を求めつつ、

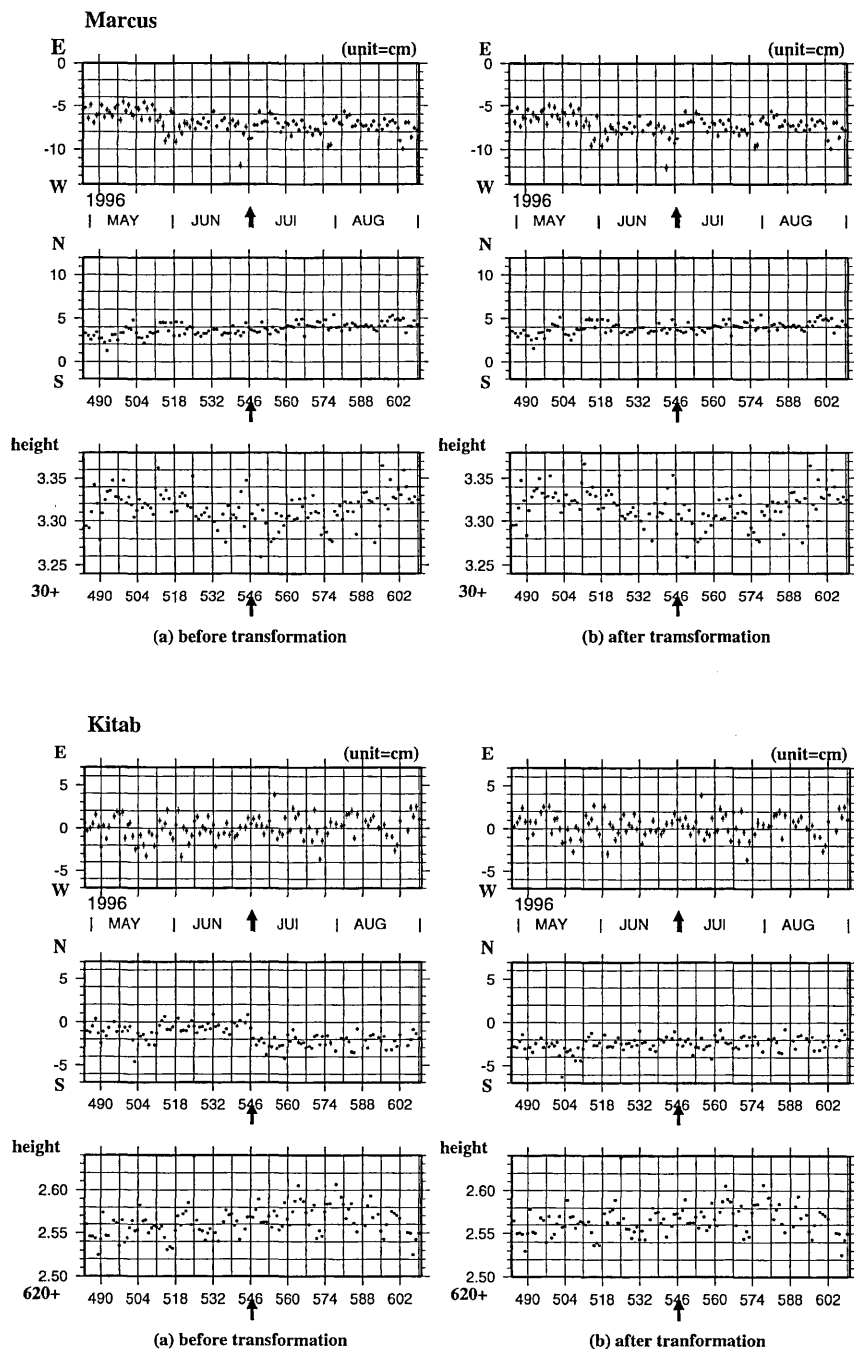


Fig. 2-3 Examples showing the effect of offset by changing reference frame. Horizontal axis is cumulative dates from January 1, 1995 and vertical axis is coordinate difference from arbitrary origin (unit cm), respectively. Solid arrows indicate the date of changing reference frame.

fiducial free の考え方を用いて、リージョナルな基線解析を実施し、最後に Tsukuba の観測点に VLBI によって与えられるユーラシア安定地塊に対する速度を与えて、西太平洋からアジアにかけての地域の GPS 観測点の変位速度を算出したのである。

第 3 章 西太平洋 GPS 連続観測網データの解析

1. はじめに

西太平洋地域から東アジアにかけての地域は太平洋、フィリピン海、ユーラシア、北米など、多くのプレートが衝突しあう複雑なテクトニクスを持つ場である (Fig. 1-1). また最近の研究ではアムールプレートやオホーツクプレートなどの小さなプレートの存在も提唱されている (e.g. ZONENSHAIN and SAVOSTIN, 1981; SENO *et al.*, 1996). フィリピン海プレートをはじめこれらの小プレートの境界はそのほとんどが収束境界であることから、その相対運動モデルは必ずしも精確に決まっているとはいえない (e.g. RANKEN *et al.*, 1984). たとえばフィリピン海プレートの運動はその周囲に発生するスラスト型地震のスリップベクトルという間接的方法を用いて求められており (e.g. SENO *et al.*, 1993), 地質学的時間スケールにおいても直接プレート運動の速度が求められているわけではない. またマリアナトラフや、沖縄トラフのような背弧海盆の拡大が指摘されており (e.g. HUSSONG and UYEDA, 1981; SIBUET *et al.*, 1987), プレート境界のデータを用いて剛体プレート運動を精密に推定することはこの地域においては困難と考えられる. このような複雑なプレート間相互作用を持つプレートの相対運動の推定やプレート境界域でのテクトニクスの研究にとっては、プレート内部の地点で運動を測定できる宇宙技術、とりわけ GPS 観測が重要な役割を果たすことが期待される.

西太平洋地域では 1990 年頃から GPS の全国観測 (GPS JAPAN) に連動して、日米科学協力事業などによって次第に観測網が整備された (e.g. KATO, 1992). 1992 年には International GPS Service (IGS) により GPS 観測の世界的キャンペーン (Epoch' 92) が実施され、これと同期して西太平洋地域では地域的なキャンペーンが 7 月 25 日から 8 月 8 日の 2 週間実施された (e.g. KATO, 1992). この際に展開した西太平洋の GPS 観測網を KATO (1992) は Western Pacific Integrated Network of GPS (WING) と名づけた. しかしながら、これらの実験観測は IGS の立ち上げには用いられたものの、テクトニクスを解明するという目的には不十分であった. これらの経験から、単発的な観測では限界があること、交通、通信の面からもこの地域では野外観測による繰返し観測が不利であること等が判明し、固定観測局による連続的観測の必要性が強く認識された.

一方、基線解析精度の向上を図るには GPS 衛星の精密暦の精度を向上する必要がある. そのためには地域的、局地的 GPS 観測においても当該地域でより多くの GPS 衛星の追跡局が必要である. GIG' 91 キャンペーン (e.g. LINDQWISTER, 1992; GROSS and LINDQWISTER, 1992) により GPS 観測が地球回転等測地学の基本的な研究に経済的かつ有力な観測手段であることが証明されたが、その当時この地域で連続観測をしている観測点は Usuda と Taipei の 2 局しかなかった. このような意味からもこの地域での連続観測の必要性が認識されていた. さらに、この西太平洋諸国から GPS による国家測地基準点構築の要請が急速に高まってきていた.

以上のような経緯から 1995 年以来西太平洋地域に連続観測網を敷くことを計画し、

1992年のWINGキャンペーンで使用された観測点を基準に順次連続観測点を開設していった。同時にIGSに参加している各国の機関によっても新たなGPS観測点が開設され、1998年6月現在では当該地域における連続観測点は40を越えるに至った (Fig. 3-1)。これらの観測データを合わせて解析することにより東アジアから西太平洋のプレート運動をより詳しく解明することができるであろう。またプレートの剛体的運動モデルの検証のみならず様々な局所的な課題、たとえば東北日本は北米プレートかオホーツクプレートか (e.g. *SENO et al.*, 1996)、インド大陸の衝突の影響はどこまで伝播し、どのように中国大陸の変形に奇与しているか (e.g. *TAPPONNIER et al.*, 1982)、ユーラシアプレートの北東部にアムールプレートが存在するか (*ZONENSHAIN and SAVOSTIN*, 1981)、カロリン海盆はマイクロプレートか (e.g. *WEISSEL and ANDERSON*, 1978; *SENO et al.*, 1993)、といった疑問に答えられるようになるであろう。さらにプレート運動の時空間的ゆらぎ、スロー (サイレント) アースクェイクの捕捉が可能となるかも知れない (*HEKI et al.*, 1997)。また日本の国内のGPS連続観測網による変位場 (e.g. 多田・他, 1997) を、より広域のプレート運動と総合して解析すれば、プレート運動が日本列島内部の変形や地震発生にどのように関わっているのかを明らかにできるかも知れない。

本報告ではWING観測網の現状を報告するとともに、1995年7月から約3年間に蓄積された観測データを解析した結果を概観する。さらにこの結果に基づいた西太平洋地域で現在進行中のプレート運動や沖縄トラフ、マリアナトラフの拡大についても考察する。

2. 観測点の記

解析に使用した観測点をTable 3-1にまとめた。これらのうちWINGで建設された観測点は12点 (うちTaejeonはIGS点として登録) である。ここではWINGで開設した観測点のうち本報告において成果を得た点について開設順にその経緯および状況を簡略に記す。なお、下記のうち南鳥島からパラオまでの記述は小竹・他 (1998b) からの抜粋である。

南鳥島 (Marcus) は、東京から南東約2000kmの太平洋プレート上にある、周囲数キロの小さな島で、古くから気象観測が行なわれている。島は珊瑚に由来する岩石で覆われており、全体として三角形をした平坦な地形である。1989年から1993年まで通信総合研究所によりVLBI観測が実施されプレート運動が検出されている (e.g. *KOYAMA*, 1996) ほか、水路部によるSLR観測も行われている (仙石・他, 1992)。GPSに関してはGPS JAPAN'90の一斉観測の際に東京大学地震研究所と気象研究所が共同で観測を実施し、さらに1991, 1993, 1994年の11月にキャンペーン観測を実施した。 (The Research Group for "GPS JAPAN '90", 1991, 中尾・他, 1995)。また1994年11月には専用のアンテナ台を島の西部に設置した (Photo 1)。基礎のコンクリートは縦・横が約50cmで約30cm地中に埋まっている。アンテナ台の高さは地上約50cmである。仰角10度以上には障害物は存在しない。信号ケーブルは地中に埋設して30m離れた建物まで導いてある。1995年7月からパソコンを用いて連続的なデータ収録をしている。

石垣島 (Ishigaki) は種子島から与那国島に至る約1100kmの琉球列島の南西端、八重山諸島に属し、平行して走る琉球海溝、琉球島弧が南西から西方に向きを変える変換点付近に位置する。また背後には水深2000mを越える沖縄トラフが控えている。ここではGPS JAPAN などにより1990年から年1回程度キャンペーン観測が実施されて来たが、

Table 3-1. GPS stations used to analyze

station name	4 char code	city	country	tectonic plate	receiver type	antenna type	antenna height	project	analysis interval
Almaty	SELE	Almaty	Kazakstan	Eurasia	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.0901	IGS	97.09-
Bangalore	IISC	Bangalore	India	India	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.078	IGS	95.11-
Bishkek	POL2	Bisckek	Kyrgyzstan	Eurasia	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.078	IGS	96.01-
Changchun	CHAN	Changchun	China	Eurasia	TurboRogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.2016	GPS-MET	97.11-98.04
Chichijima	CCJM	Chichijima	Japan	Philippine Sea	Ashtech Z-XII3	Geodetic L1/L2 P	0.0	GSI	97.01-
Chuuk	TRUK	Truk Isalnd	Micronesia	Pacific	Trimble 4000SSE	Compact L1/L2 GND	0.0	WING	95.12-98.02
Cocos	COCO	Cocos Island	Australia	Australia	Rogue SNR-8100	Dorne Margolin T	0.004	IGS	97.10-
Guam	GUAM	Debedo	Guam	Pacific	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.0614	IGS	95.07-
Irkutsk	IRKT	Irkutsk	Russia	Eurasia	TurboRogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.128	IGS	95.10-
Ishigaki	ISHI	Ishigaki Island	Japan	Eurasia	Trimble 4000SSE	Compact L1/L2 GND	1.0	WING/OHP	95.07-98.04
Jayapura	ANGS	Angkasapura-Jayapura	Indonesia	Australia	Trimble 4000SSE	Compact L1/L2 GND	0.0	OHP	97.03-
Kanoya	KNYA	Kanoya	Japan	Eurasia	Ashtech Z-XII3	Geodetic L1/L2 P	0.0	GSI	97.01-
Kitab	KIT3	Kitab	Uzbekistan	Eurasia	TurboRogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.046	IGS	95.07-
Krasnoyarsk	KSTU	Krasnoyarsk	Russia	Eurasia	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.046	IGS	97.09-
Kwajalein	KWJI	Kwajalein Atoll	Marshall Ids.	Pacific	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.630	IGS	96.03-
Lhasa	LHAS	Lhasa	China-Tibet	Eurasia	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.058	IGS	95.07-
Magadan	MAGO	Magadan	Russian	North America	Ashtech Z-XII3	Dorne Margolin ASH Model	0.080	IGS	98.01-
Manila	MANL	Manila	Philippine	Eurasia	Trimble 4000SSE	Compact L1/L2 GND	0.066	WING	95.07-
Marcus	MARC	Marcus Island	Japan	Pacific	Trimble 4000SSE	Compact L1/L2 GND	0.4644	WING	95.07-
Mizusawa	MZSW	Mizusawa	Japan	North America	Ashtech Z-XII3	Geodetic L1/L2 P	0.0	GSI	97.01
Okinawa	OKNW	Okinawa	Japan	Eurasia	Ashtech Z-XII3	Geodetic L1/L2 P	0.0	GSI	97.01
Palau	PALA	Koror	Palau	Philippine Sea	Trimble 4000SSE	Compact L1/L2 GND	0.0774	WING/OHP	96.05-
Petropavlovsk	PETR	Petropavlovsk-Kamchatka	Russia	North America	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.0796	IGS	98.01-
Port Moresby	MORE	Port Moresby	Papua New Guinea	Australia	Ashtech Z-XII	Geodetic L1/L2 P	0.0	WING	96.11-
Shanghai	SHAO	Sheshan	China	Eurasian	Rogue SNR-8100	Dorne Margolin T	0.0814	IGS	95.07-
Shin-Totsukawa	STKW	Shin-Totsukawa	Japan	North America	Ashtech Z-XII3	Geodetic L1/L2 P	0.0	GSI	97.01-
Singapore	NTUS	Singapore	Singapore	Eurasia	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.0776	IGS	97.09-
Suwon	SUWN	Suwon-shi	Korea	Eurasia	TurboRogue SNR-8000	Dorne Margolin T	1.570	IGS	97.12-
Taejeon	TAEJ	Taejeon	Korea	Eurasia	Trimble 4000SSI	TR GEOD L1/L2 GP	0.6604	WING-IGS	95.07-
Taipei	TAIW	Taipei	China, Taiwan	Eurasia	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	1.7686	IGS	95.07-97.11
Tianjin	TIAN	Tianjin	China	Eurasia	Ashtech Z-XII	Geodetic L1/L2 P	0.1470	GPS-MET	97.11-
Tohaku	TOHK	Touhaku	Japan	Eurasia	Ashtech Z-XII3	Geodetic L1/L2 P	0.0	GSI	97.01-
Tsukuba-igs	TSKB	Tsukuba	Japan	North America	TurboRogue SNR-8100	Dorne Margolin T	0.0	IGS	95.01-
Tsukuba-regio	TKBA	Tsukuba	Japan	North America	Ashtech Z-XII3	Geodetic L1/L2 P	0.0	GSI	97.01-
Usuda	USUD	Usuda	Japan	Eurasia	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	-0.035	IGS	95.07-
Vladivostok	VLAD	Vladivostok	Russia	Eurasia	Trimble 4000SSE	Compact L1/L2 GND		WING	96.02-
Wuhan	WUHN	Wuhan	China	Eurasia	TurboRogue SNR-8000	Dorne Margolin T	2.355	IGS	96.01-
Xian	XIAN	Lintong	China	Eurasia	Rogue SNR-8100	Dorne Margolin T	0.3840	IGS	96.07-98.04
Yakutsk	YAKA	Yakutsk	Russia	Eurasia	Rogue SNR-8000	Dorne Margolin T	0.0796	IGS	98.01-

1994年11月からはテレメータによる連続観測に切り換えられた。観測点は島の南部に位置し、地震学におけるいわゆるポセイドン計画(TSUBOI, 1995)の一環として防空壕を利用して作られた地震観測点に併設されている。アンテナはこの観測壕の直上約15mの崖の

上に設置されている (Photo 2)。周囲一帯は珊瑚起源の石灰岩から成る。観測壕は浅く降雨時には水浸しの状況になる。また、熱がこもりやすいこともあり、受信機やモデムにトラブルが発生する事が多い。このため、1999年11月に観測を中断するに至っている。

マニラ (Manila) 観測点はマニラ市内の国家沿岸測地局の局舎屋上に設置されている (Photo 3)。1994年12月にこの沿岸測地局と東大地震研の共同プロジェクトとして連続観測点が設置された。フィリピン諸島は東西からプレートが収束していて複雑なテクトニクスの場にある。北部ルソン島付近では西側からマニラ海溝沿いにユーラシアプレートが、南部ルソン島より南では東側からフィリピン海溝に沿ってフィリピン海プレートが沈みこんでいる。このため地震や火山噴火が活発であり、1990年7月 M7.8 の地震を起こしたフィリピン断層がマニラの北東約 120 km に、また 1991年6月に今世紀最大といわれる噴火をしたピナツボ火山が北西 90 km にある。このため、フィリピンでは GPS 観測による地殻変動計測に多くの期待が寄せられており、基準点として固定連続観測点が必要であった。

大田 (Taejeon) 観測点は韓国天文台 (KAO) との共同観測として 1995年11月に観測を開始したが、1996年5月からは IGS の観測点として登録され、インターネットを通じてデータを取得できる状態にある。観測点は大田市内の大学構内の草地に設置されており (Photo 4)、受信機の時計にはセシウム時計が使用されている。当初は Trimble 社製の 4000 SSE が使用されていたが、1996年12月31日から同社製 4000 SSI が使われている。

ウラジオストク (Vladivostok) 観測点は 1996年2月に観測を開始した。ロシア科学アカデミー極東支部応用数学研究所の研究棟の屋上に高さ約 1 m のスチール製基台を設けて観測している (Photo 5)。ロシア極東地域に開設された最初の観測点であり、アムールプレート等の検証や日本と大陸のテクトニックな関連を調査するために重要な役割を果たすと期待される。

トラック (Chuuk) 島では日米科学協力事業の米国側観測点として 1990年からキャンペーン観測が実施されていたが、1995年12月に固定点を設置して連続観測を開始した。観測点はトラック島北端にあるザビエル高校の校舎 (旧日本軍の通信施設) 屋上に設置されている (Photo 6)。観測開始直後にパソコンのトラブルにより欠測したが、1996年7月に再開してからは順調に観測が行われている。

パラオ (Palau) 観測点はトラック島と同様、日米科学協力事業によってキャンペーン観測が実施されていたが、1996年4月末より固定点での連続観測を開始した (Photo 7)。観測はパラオ測地局の局舎 (平屋) 屋上に 1.3 m 程度の鉄筋コンクリート柱を立ち上げその上にアンテナを固定している。受信機は局舎内に設置されている。

ポートモレスビー (Port Moresby) 観測点はオーストラリアプレート内に属する観測点である。1996年7月に現地調査を行い、市内にある国立地図局 (National Mapping Bureau) の局舎裏にある約 6 m のタワー上に設置することとした (Photo 8)。この点はすでに NMB によって Ashtech 受信機による GPS 観測が実施されている点であるので、それにあわせて日本側より Ashtech 受信機を提供し、データを共有することとした。同年 11月に受信機を搬入し観測を開始した。

ジャヤプラ (Jayapura) 観測点はインドネシアアイリアンジャヤの北部にある。「海半球プロジェクト」の一環として当地の気象台に地震計と共に GPS 観測点を設置し (Photo



Photo 1. GPS antenna at the Marcus site.



Photo 2. GPS antenna at the Ishigaki site.



Photo 3. GPS antenna site at Manila.
The antenna is set on the roof as
shown by arrow.



Photo 4. GPS antenna established at
the Taejeon site.



Photo 5. GPS antenna at the Vladivostok site. To the right is Professor M.D. Gerasimenko.



Photo 6. GPS site at Chuuk island.



Photo 7. GPS antenna at the roof top of the Palau Bureau of Lands and Surveys.



Photo 8. GPS antenna tower at the Port Moresby site established at the PNG National Mapping Bureau.



Photo 9. GPS antenna (to the right) established at the meteorological station in Jayapura, Indonesia.



Photo 10. GPS antenna established on the roof of the Tianjin First Crustal Deformation Monitoring Center.

9)、1997年3月に観測を開始した。地図上で見ると、この点はオーストラリアプレートとユーラシアプレート（またはスンダブロック）のちょうど境界にあるが、後の図（Fig. 3-3）を見るとわかるように北方に変位しておりオーストラリアプレート上にあると思われる。ポートモレスビーと共に、この地域の複雑なテクトニクス解明のための基準点として期待されている（e.g., TREGONING *et al.*, 1998; KREEMER *et al.*, 2000）。

コタキナバル（Kota Kinabaru）はマレーシア領ボルネオ島の北西部にある都市である。ここインドネシアからフィリピンにかけての地域はフィリピン海、ユーラシア、オーストラリアの各プレートが会合する、複雑なテクトニクスのものであるが、南シナ海からジャワ島にかけて比較的剛体的と考えられる地域（スンダブロック）がユーラシアプレートから分離していると考えられている（GEODYSSSEA, 1998; RANGIN *et al.*, 1999）。コタキナバルはこの地域内にあり、周囲に対して基準となりうる観測点と考えられた。受信機は

1997年10月に搬入されたが、直後のハードウェアトラブルやデータ交換に関する交渉が長引くなどのトラブルがあり、現在に至るまでデータを入手できていない。

中国大陸では科学技術庁振興調整費による「GPS 気象学」プロジェクトが1997年度よりスタートしており、この計画のもとで中国にGPS観測点を建設することになった。計画では天津、長春、青島、太原の4点に観測点を設置することになった。現在までのところ天津の国家地震局天津地形変態監視中心の建物屋上に設置された(Photo 10) Ashtechによる観測データと長春の中国科学院長春人工衛星観測所で実施している Turbo Rogue による観測データが入手できている。本研究では天津と長春の1997年11月からのデータを解析に利用している。なお、データがまだ揃っていないこともあり、天津のみの速度を求めている。これらの中国大陸の観測点は、提唱されているアムールプレートとユーラシアプレートの境界をまたぐように設置されており、データ解析が進むことによって、境界での変形が明らかになるであろう (e.g., SHEN *et al.*, 2000)。

3. データ解析について

今回の解析に使用した観測点は前述の WING ネットの観測点 11 点と同地域の IGS regional site 20 点、IGS fiducial site* 6 点 [Fairbanks (USA), Kokee Park (USA), Tidbinbilla (Australia), Tromsø (Norway), Wettzell (Germany), Yarragadee (Australia)] および GSI regional site 7 点である。IGS fiducial site を加えたのは、グローバルなネットワークを形成して fiducial free 解析をするためである (第 2 章参照)。

基線解析は 1995 年 7 月のデータから逐次実施しており、本報告では 1998 年 6 月までの約 3 年間のデータ解析結果を報告する。精密暦は IGS による結合解、また極位置は CODE (Centre of Orbit Determination in Europe) によるものを使用した。解析ソフトウェアは、他の章と同様 Bernese ver 4.0 を使用したが、特に連続観測のデータ解析のため Bernese Pprocessing Engine (BPE) を使用した (ROTHACHER and MERVART, 1996)。

BPE はデータ取得から最終結果を求めるまでの全過程が自動処理できるよう設計されている。今回の解析では完全には自動化せず、観測時間が 9 時間に満たない観測点は取り除く、単独測位の残差異常値 (o-c の値) の多い衛星は取り除く、二重位相差の残差をチェックする、等の目的のため途中で手動操作を加え、解の信頼度向上に努めた。また WING ネットと IGS fiducial site の間は基線長が 4000 km をこえるのでデータ数を確保するため衛星の最低高度角は通常 20 度よりは低い 15 度とした。

観測点の座標値の計算は第 2 章で述べた fiducial free の方法を用いた (HEFLIN *et al.*, 1992)。初期値として IGS fiducial site 6 点に観測時点の ITRF の速度を考慮した座標値を与えたが、これらの点も含めどの観測点座標も拘束していない。座標値の計算は二重位相差データ間の相関も考慮して、同一セッションの全観測データを同時に解析した。大気伝搬遅延については、標準的な大気に Saastamoinen モデルを適用して得られる天頂遅延量

*1993年3月スイスベルンで開かれた Analysis Center Workshop において各解析センターで共通に使用する 13 の観測点に ITRF の座標値および速度を採用、拘束することを決定した。これにより IGS が提供する衛星軌道等の各種情報は最新の ITRF 座標系に結合されることになった。他の 7 観測点は Madrid (Spain), Kootwijk (Netherlands), Algonquin (Canada), Yellowknife (Canada), Goldstone (USA), Santiago (Chile), Hartebeesthoek (s. Africa) である。その後 fiducial sites は ITRF 96 (1998年3月から) で 47 点 (IGSmail 1838), ITRF 97 (1999年8月から) で 51 点 (IGSmail 2432) に増やされた。

に対し、その補正量を 2 時間毎に推定した。また、Fiducial free 解析で基線を推定したのちに、Tsukuba に HEKI (1996) の速度を仮定した変位を与えることで、ユーラシア大陸の安定地塊 (ヨーロッパを想定) に対する当該地域の全観測点の座標を推定した。1996 年 6 月から IGS の座標系が ITRF 93 から ITRF 94 に変わったために解析結果の座標値にオフセットが生じたが、解析結果はすべて ITRF 94 座標系に変換した。これによってオフセットは補正された。

ところで、このように観測網を 1 点で固定してしまうと、観測網全体が見かけ上回転してしまう恐れがある。このような回転を防ぐには対象とする領域の外に 3 点以上を固定するのが理想的である。我々の場合、このような固定点をネットワークの外に求めようとすると、ハワイやオーストラリアの遠方になってしまい、これらの点を固定したのでは解が安定しなくなってしまう。一方、観測網内の 2 点、たとえばつくばと上海を固定してしまうと、2 点間の推定すべき地殻変動までも消してしまう恐れがあるばかりでなく、与えたつくば・上海の座標値の不確かさが観測網全体の歪みを引き起こしてしまう。そこで、ここでは上述のようにつくばのみを固定し、得た結果を上海と比較した。我々の結果では上海の推定速度は (EW 1.59 ± 0.03 cm/yr, NS -0.51 ± 0.02 cm/yr) となり、HEKI, (1996) の結果 (EW 1.03 ± 0.12 cm/yr, NS -0.42 ± 0.12 cm/yr) と東西成分で若干の差があるものの有意な差ではないと判断される。したがって上述のようなつくば 1 点の固定でも見かけの回転は生じていないものと思われる。

4. 解析結果

Fig. 3-2 に解析結果の時系列を示す。各図とも上から東西、南北および上下成分である。横軸は 1995 年 1 月 1 日から数えた通算日で 1 格子目盛りが 7 日、縦軸は変位量 (単位 cm) で原点は任意にシフトしてある。各観測値の短い縦棒は 3σ のエラーを表す。全体に南北成分で精度がよく、ばらつきは ± 2 cm、観測点によっては 1 cm 以内に収まっている。東西成分は南北成分に比べ繰り返し精度がやや劣る。上下成分の繰返し精度は水平成分にくらべるとかなり悪く数 cm を越える点もある。水平変位はどの観測点でもほぼ定常的な運動を示している。図の右肩に最小二乗法により直線を当てはめて得た変位速度とその標準偏差を記す。これらの速度は全てユーラシア安定地塊に対する各観測点の変位速度である。Table 3-2 に本解析から推定された各観測点の年平均速度および誤差楕円 (1σ の値と主軸の角度) を示す。

Fig. 3-3 に各観測点の年平均変位速度をベクトルで示す。矢印の先端の楕円は 95% 信頼限界を表す。ただし沖の鳥島は連続観測が実施されていないのでキャンペーン観測の解析結果を示す (第 4 章参照)。Fig. 3-3 を見ると、この地域のテクトニクスを反映するようないくつかの特徴が見てとれよう。比較のために Fig. 3-4 に観測値とプレートモデルの比較図を示す。太平洋プレートについては NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994)、フィリピン海プレートについては SENO *et al.*, (1996) の値を使用した。以下に観測結果の特徴について項別に述べる。

(1) Marcus, Chuuk, Kwajalein や Palau, Okino-Torishima など海洋性プレート上の観測点の変位速度は $8 \sim 9$ cm/yr である。これはユーラシアプレートに対する相対変位速度であるが、この速さは収束境界で海溝に沈み込むスラブを持つ海洋性プレートの特徴を表しているといえよう。またこれらの観測点は Palau を除きプレート境界から隔たってお

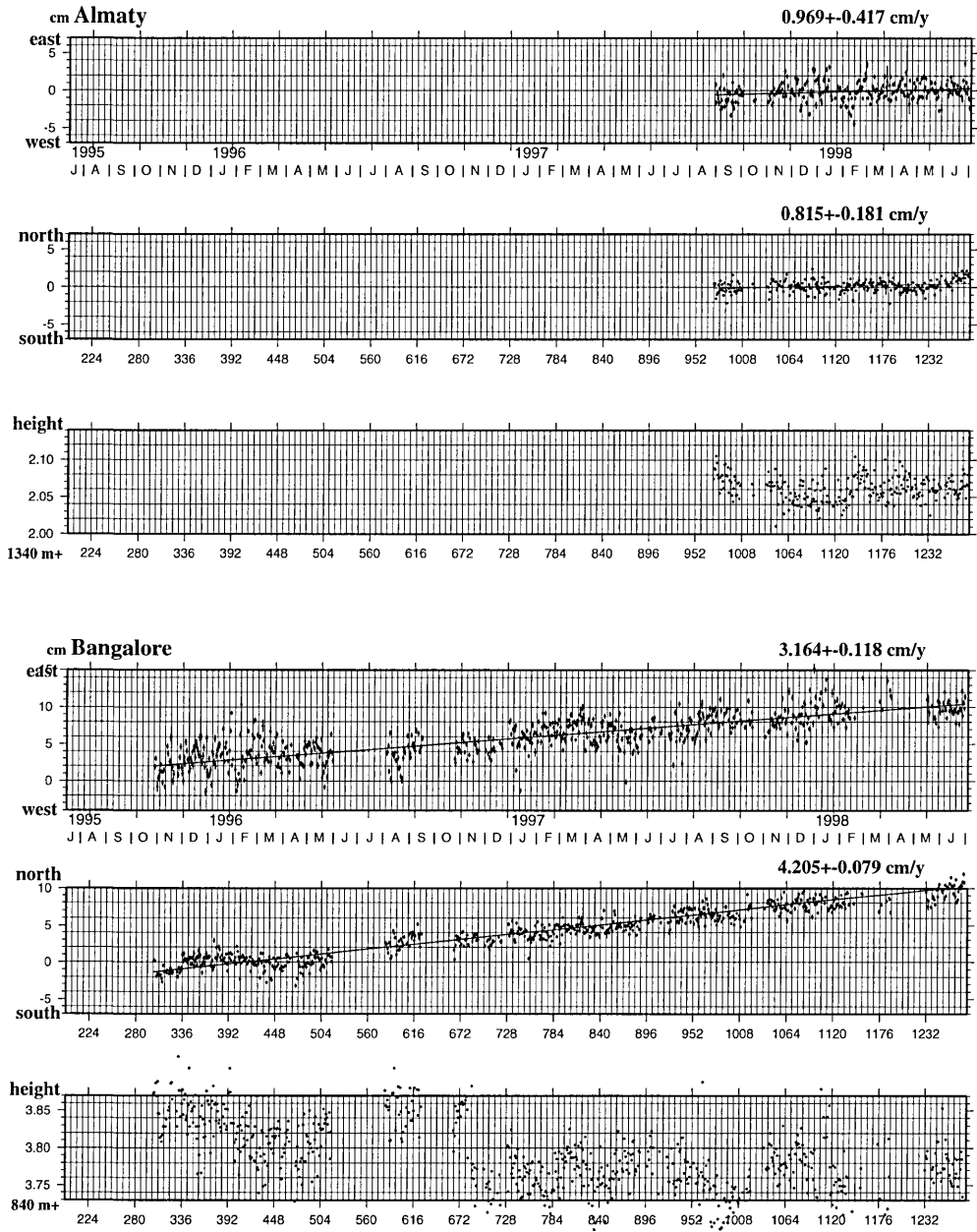


Fig. 3-2. Time series of coordinates at GPS sites.

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

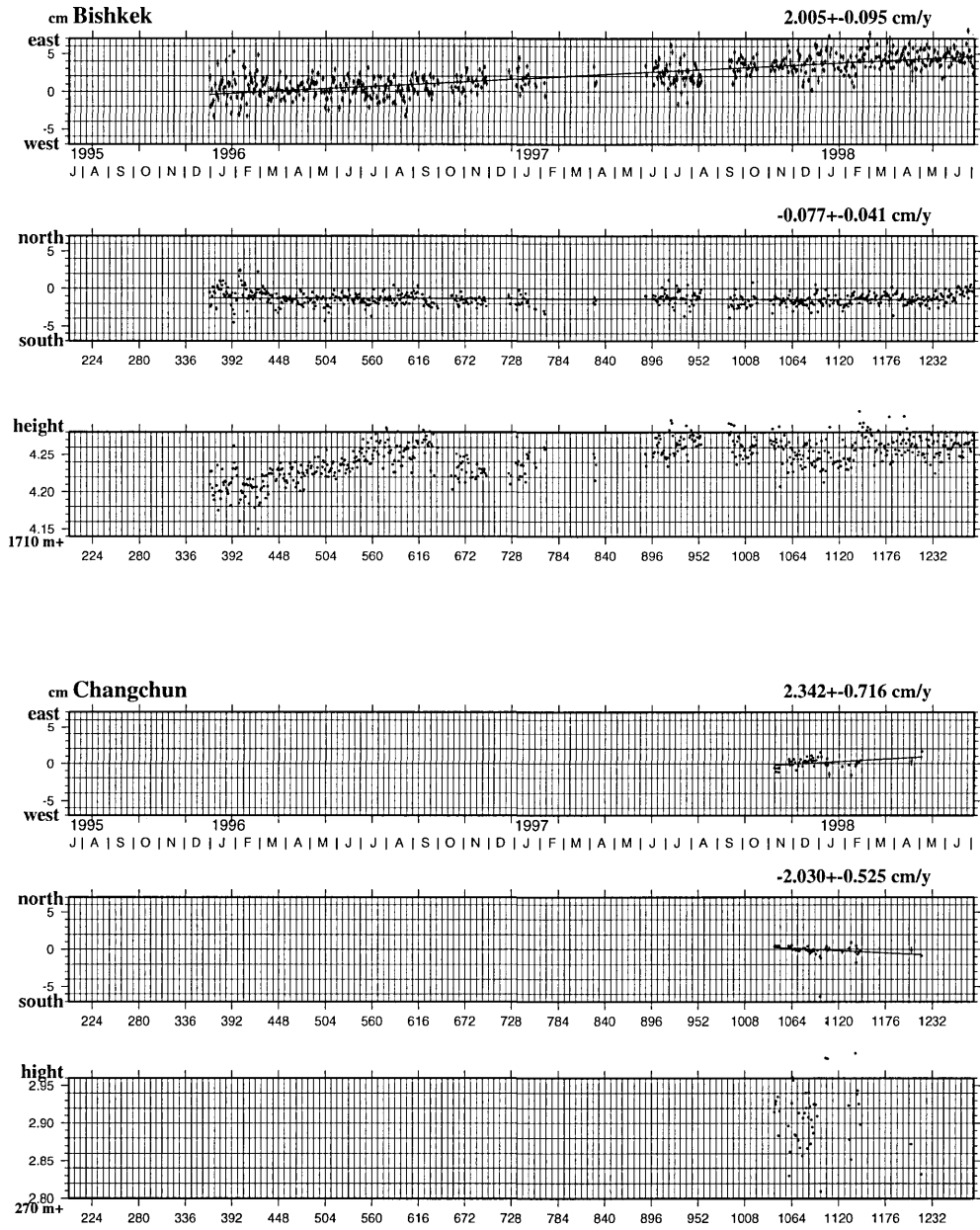


Fig. 3-2. (continue)

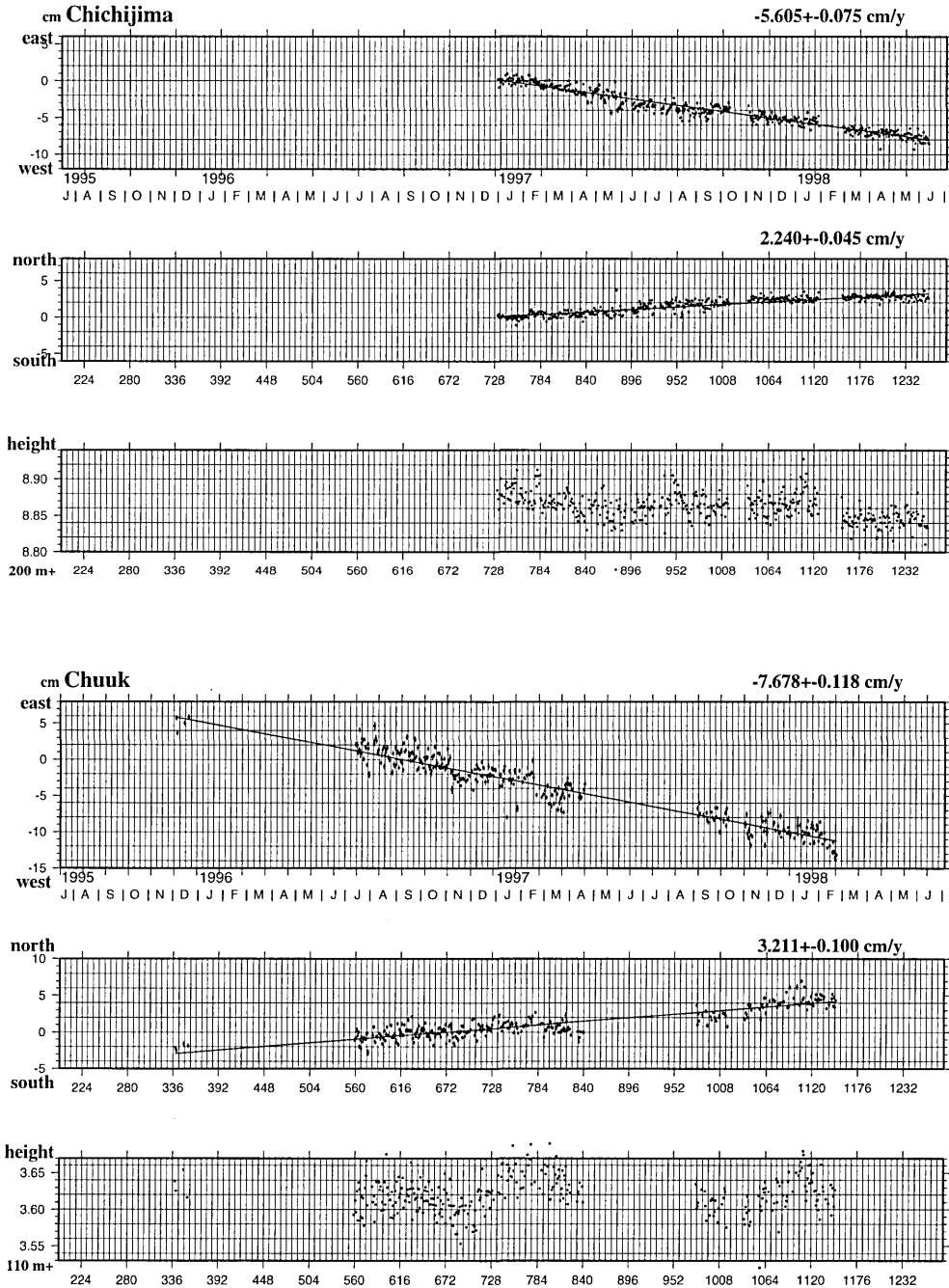


Fig. 3-2. (continue)

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

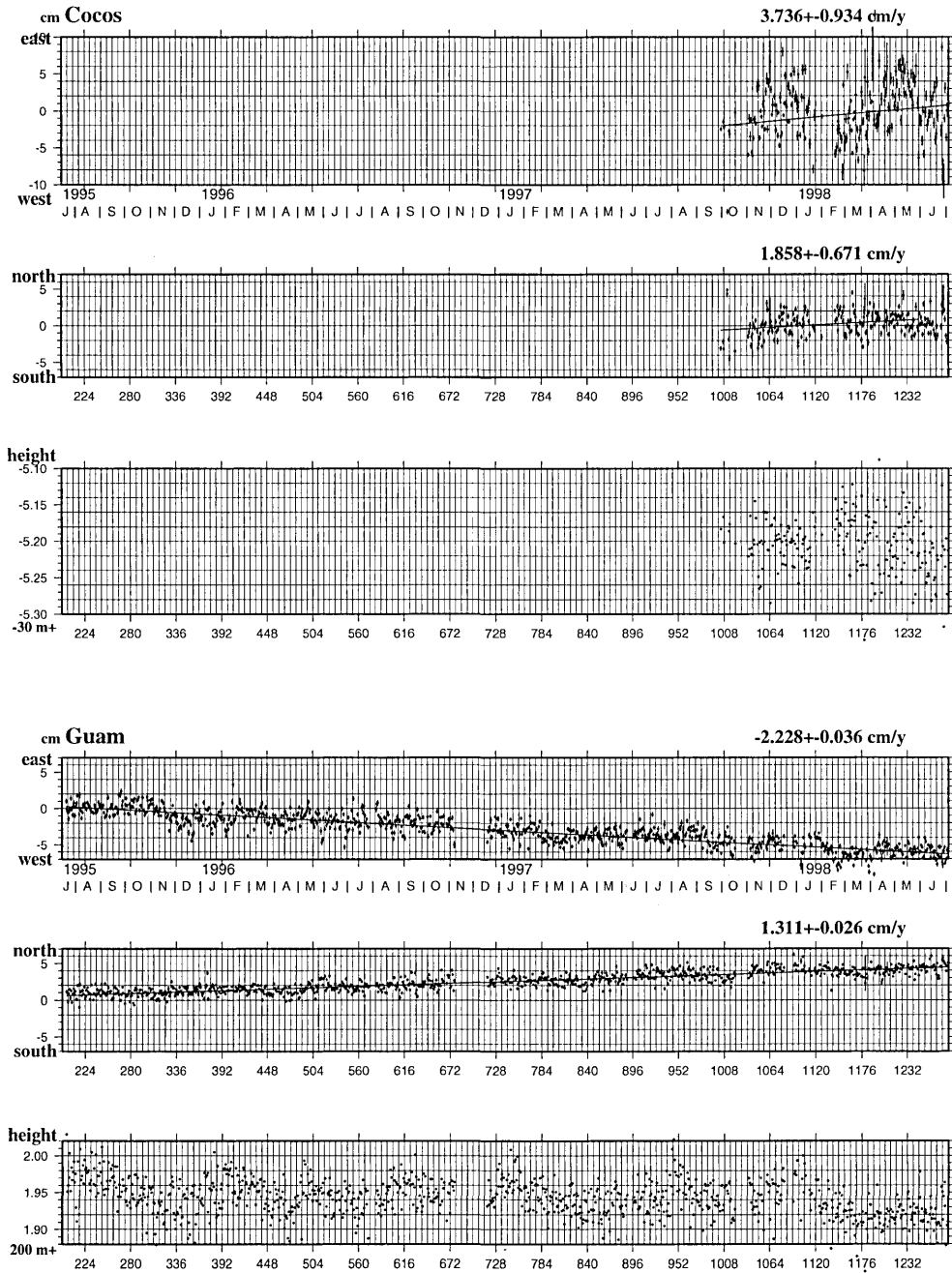


Fig. 3-2. (continue)

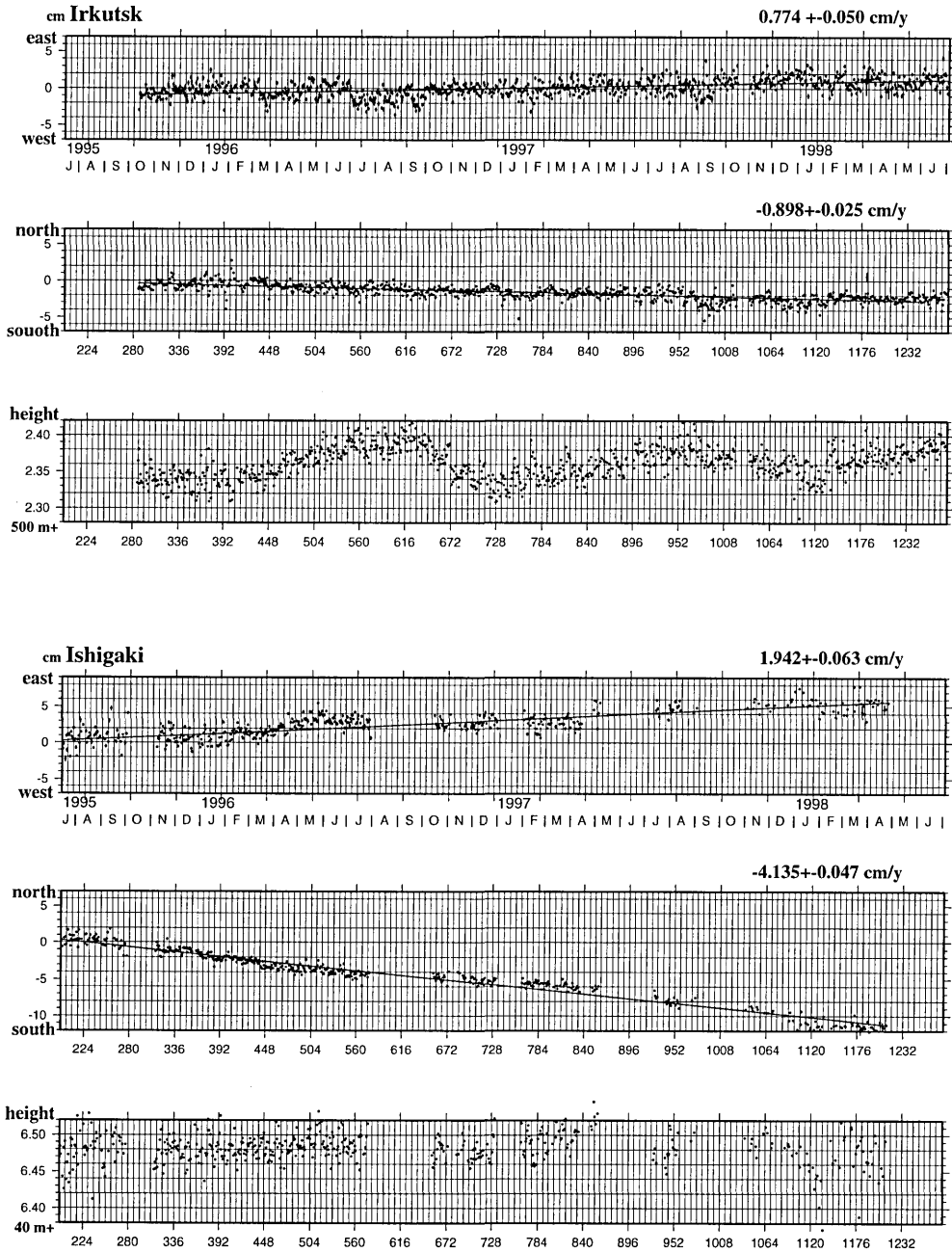


Fig. 3-2. (continue)

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

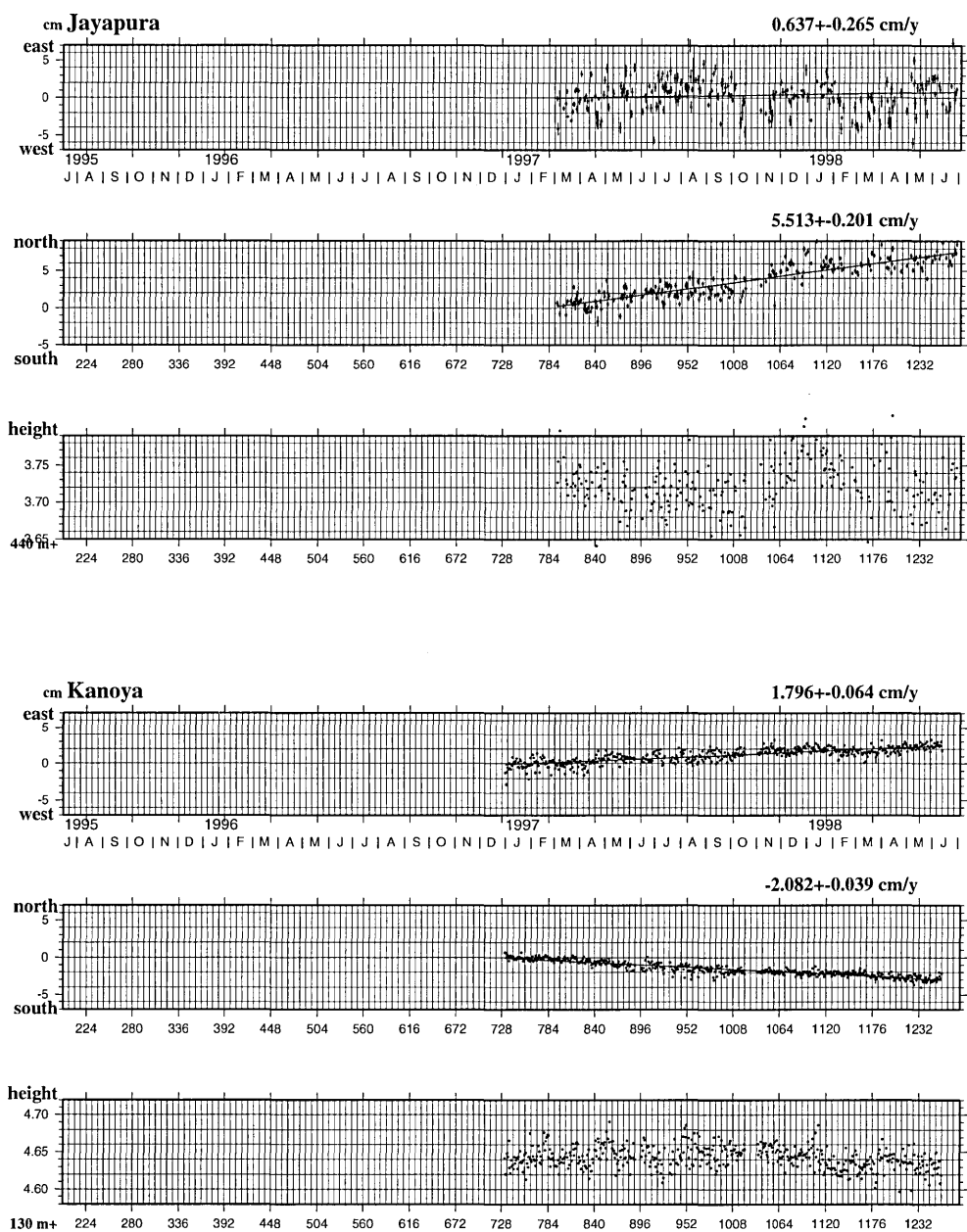


Fig. 3-2. (continue)

小竹 美子

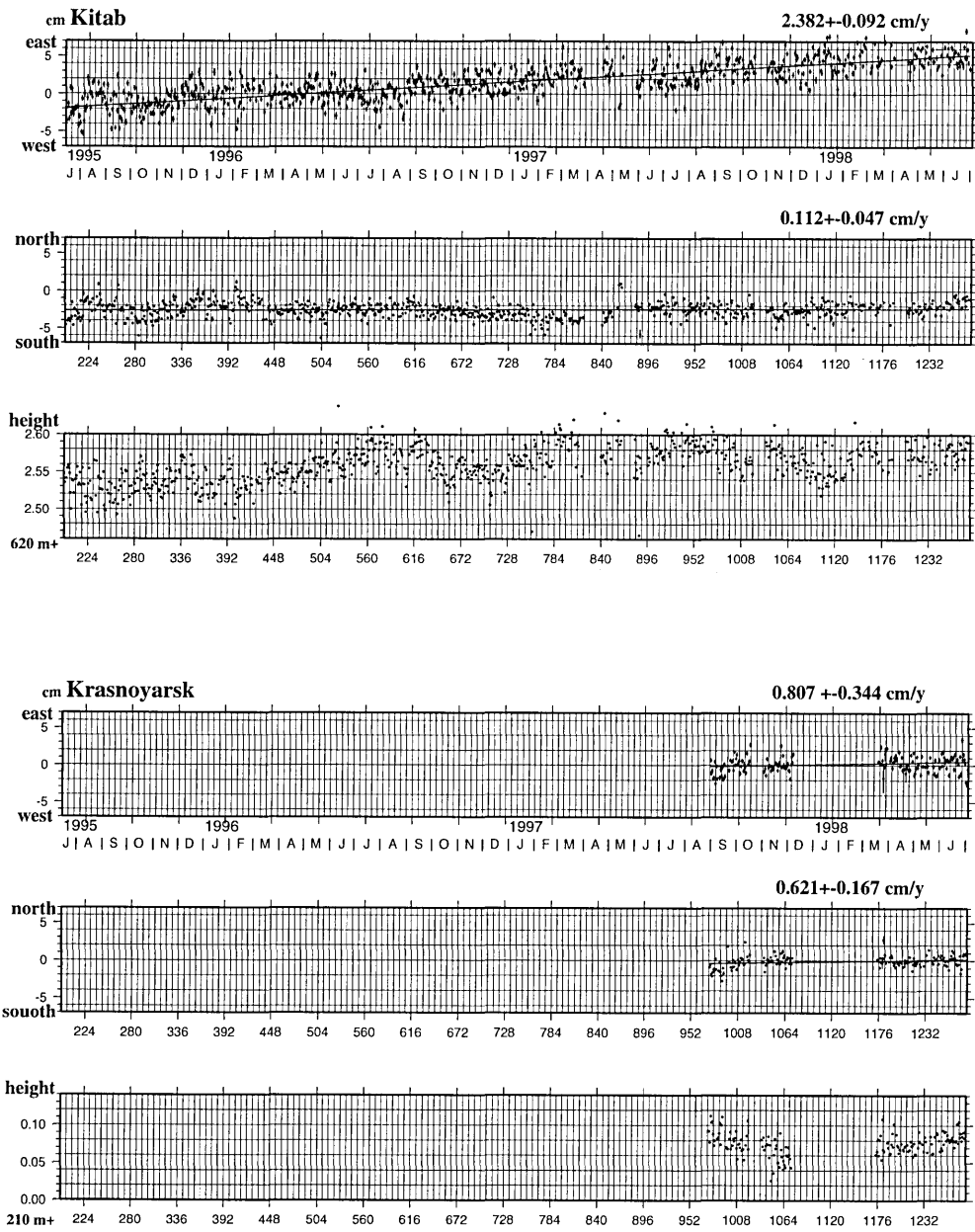


Fig. 3-2. (continue)

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

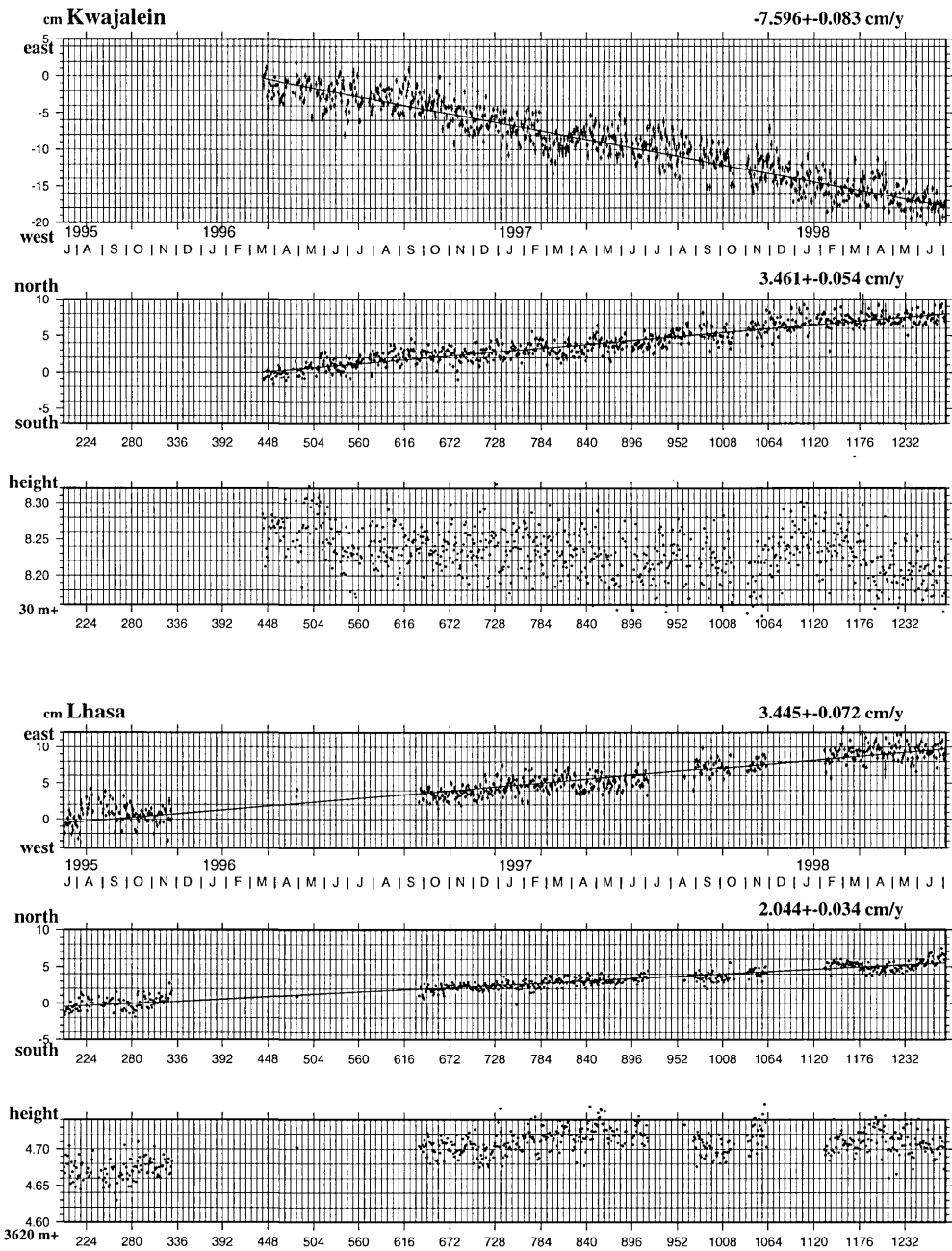


Fig. 3-2. (continue)

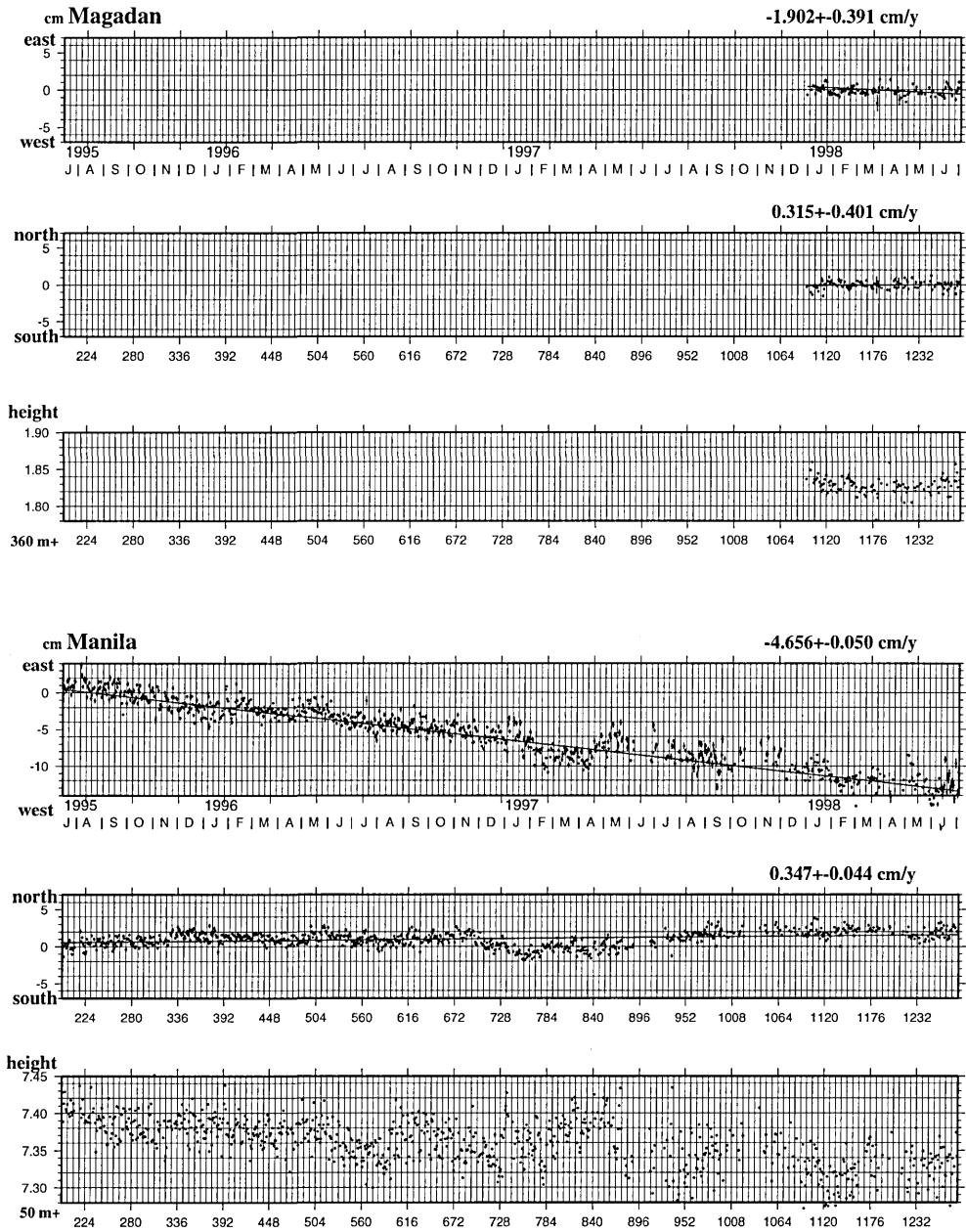


Fig. 3-2. (continue)

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

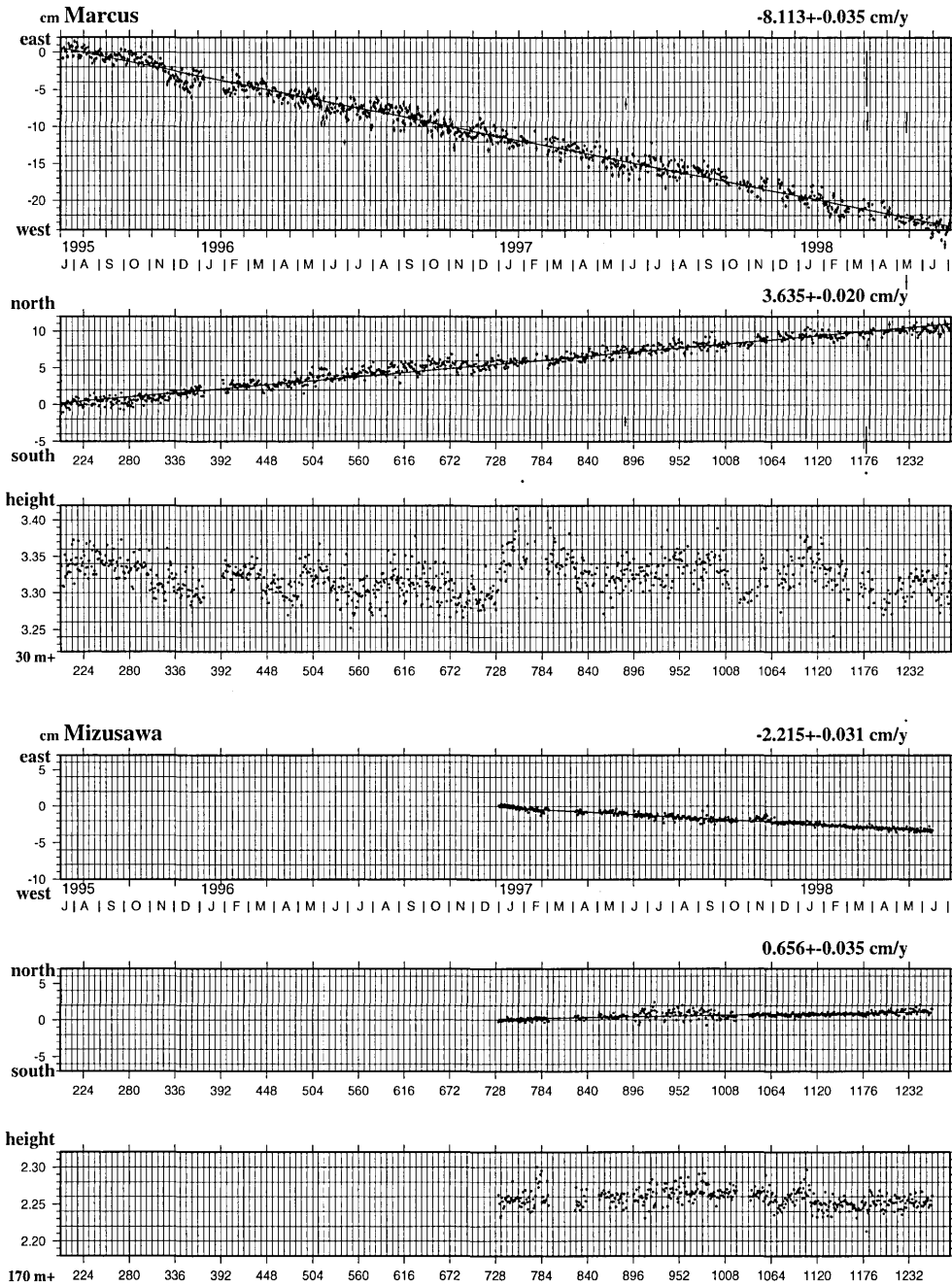


Fig. 3-2. (continue)

小竹 美子

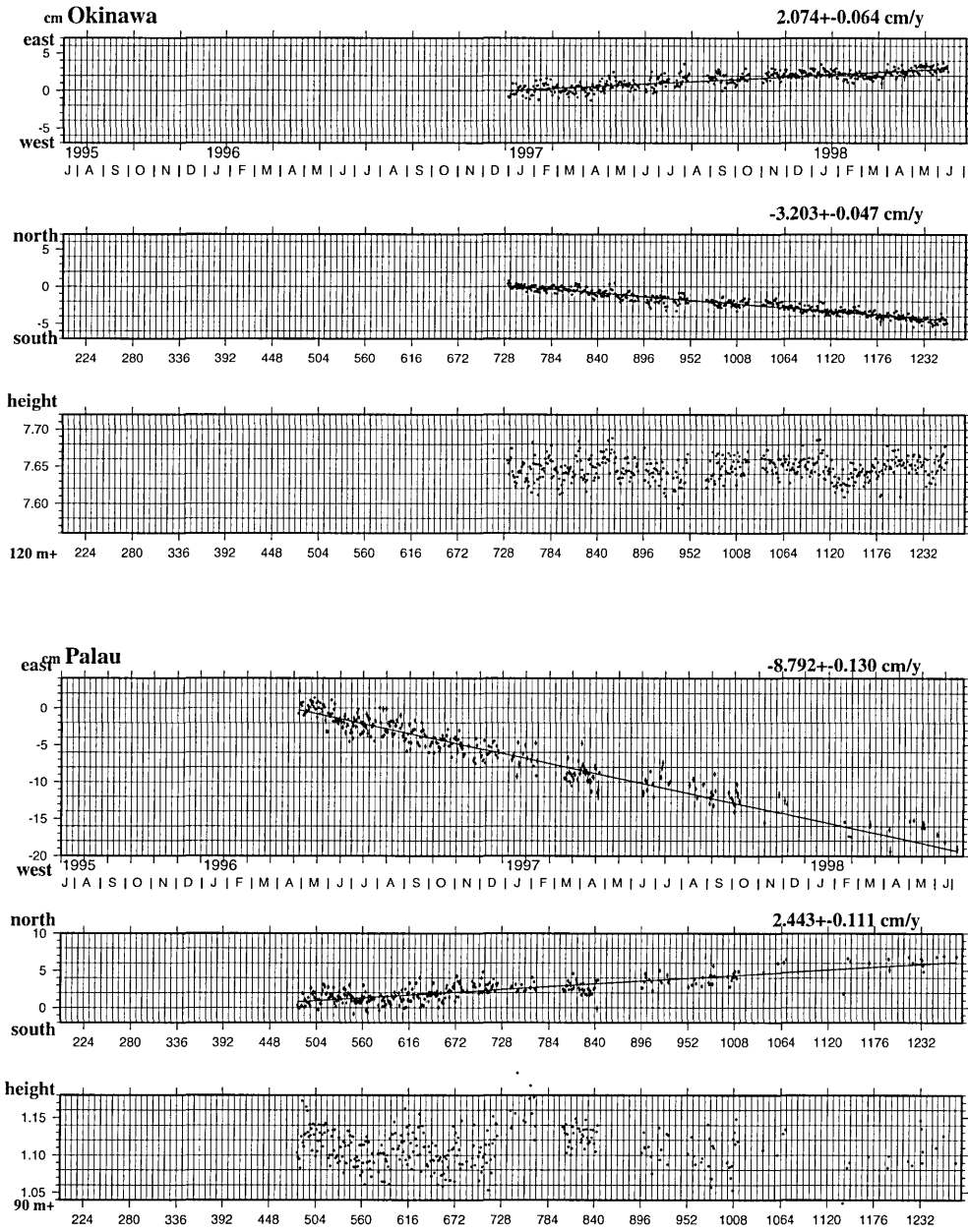


Fig. 3-2. (continue)

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

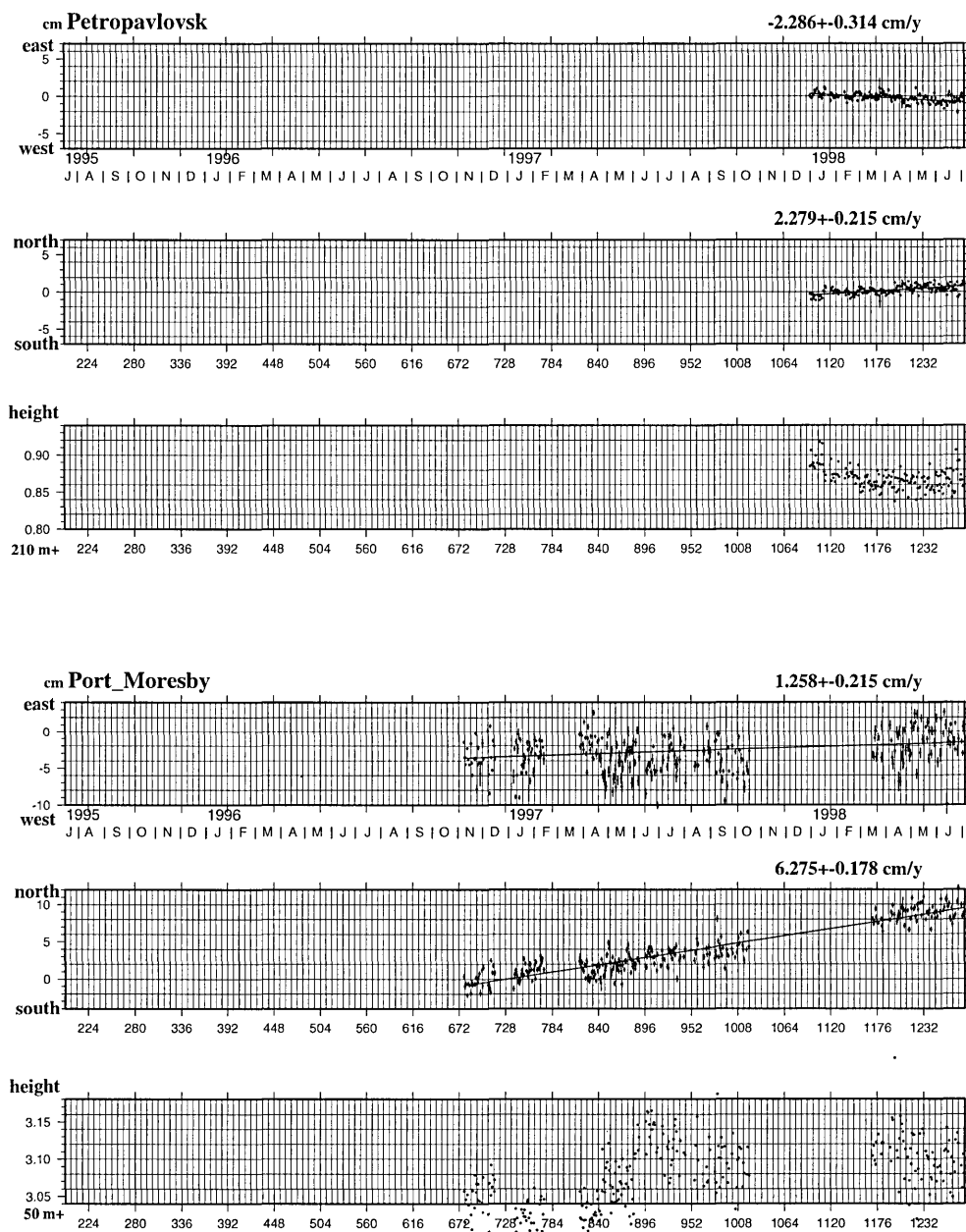


Fig. 3-2. (continue)

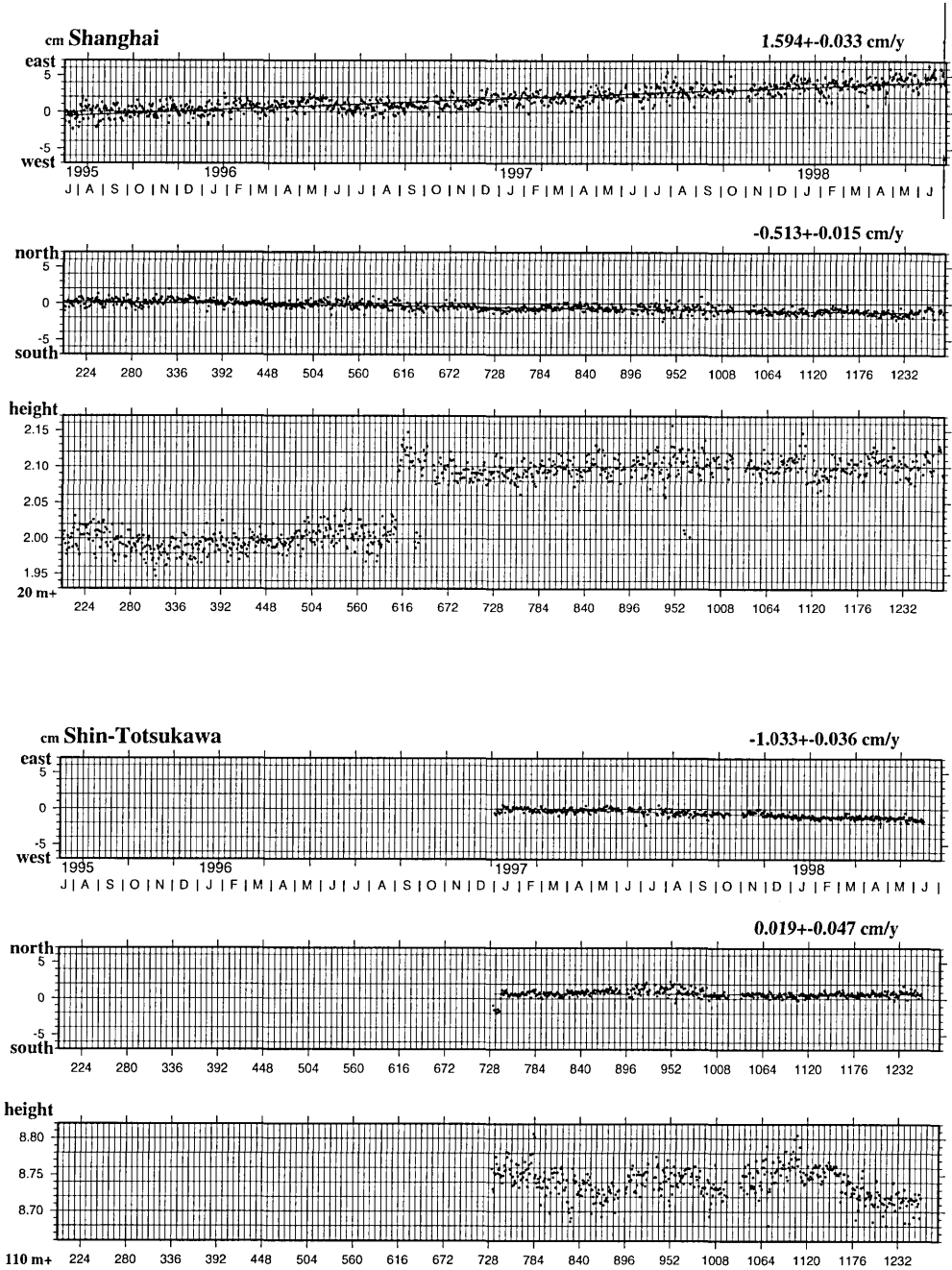


Fig. 3-2. (continue)

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

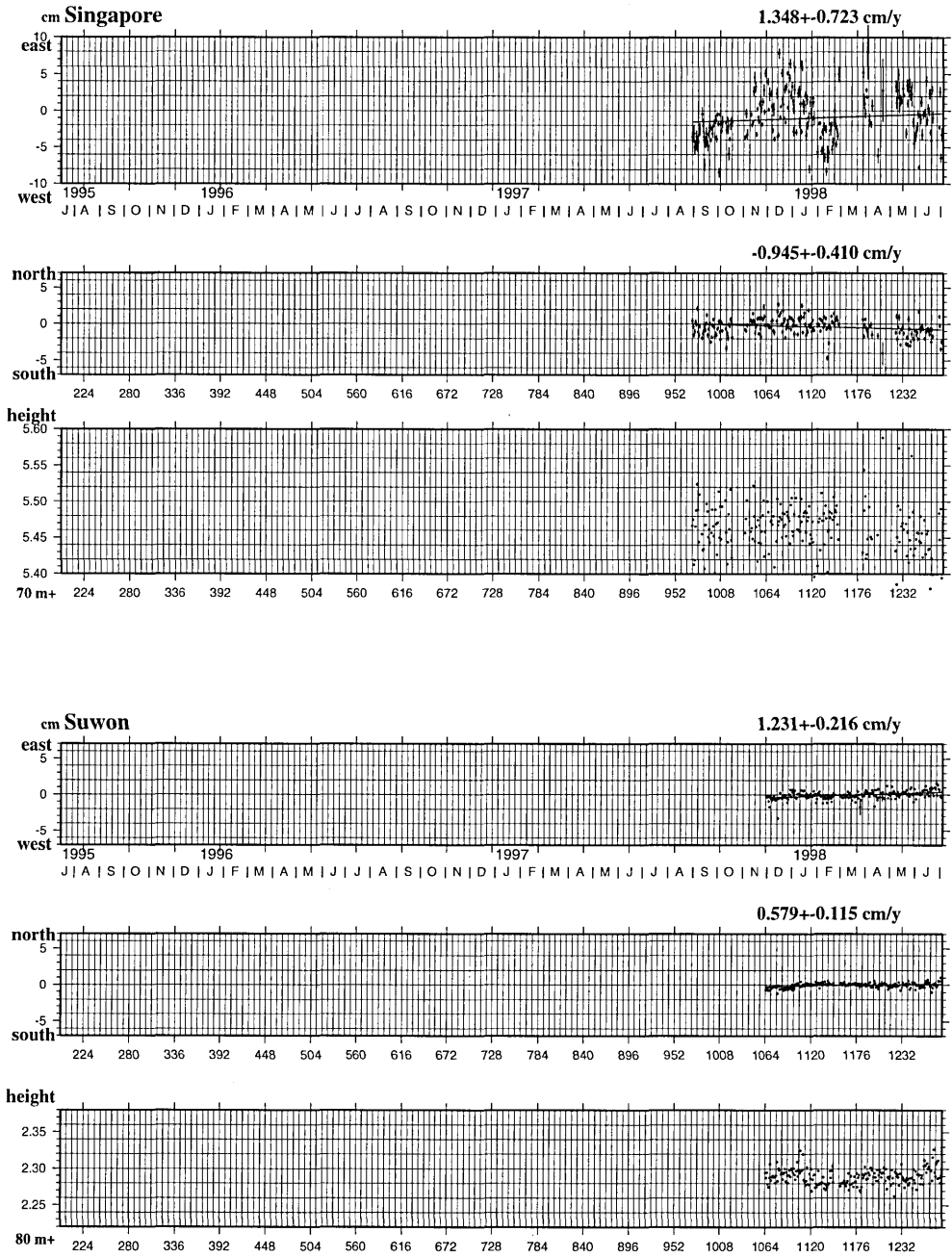


Fig. 3-2. (continue)

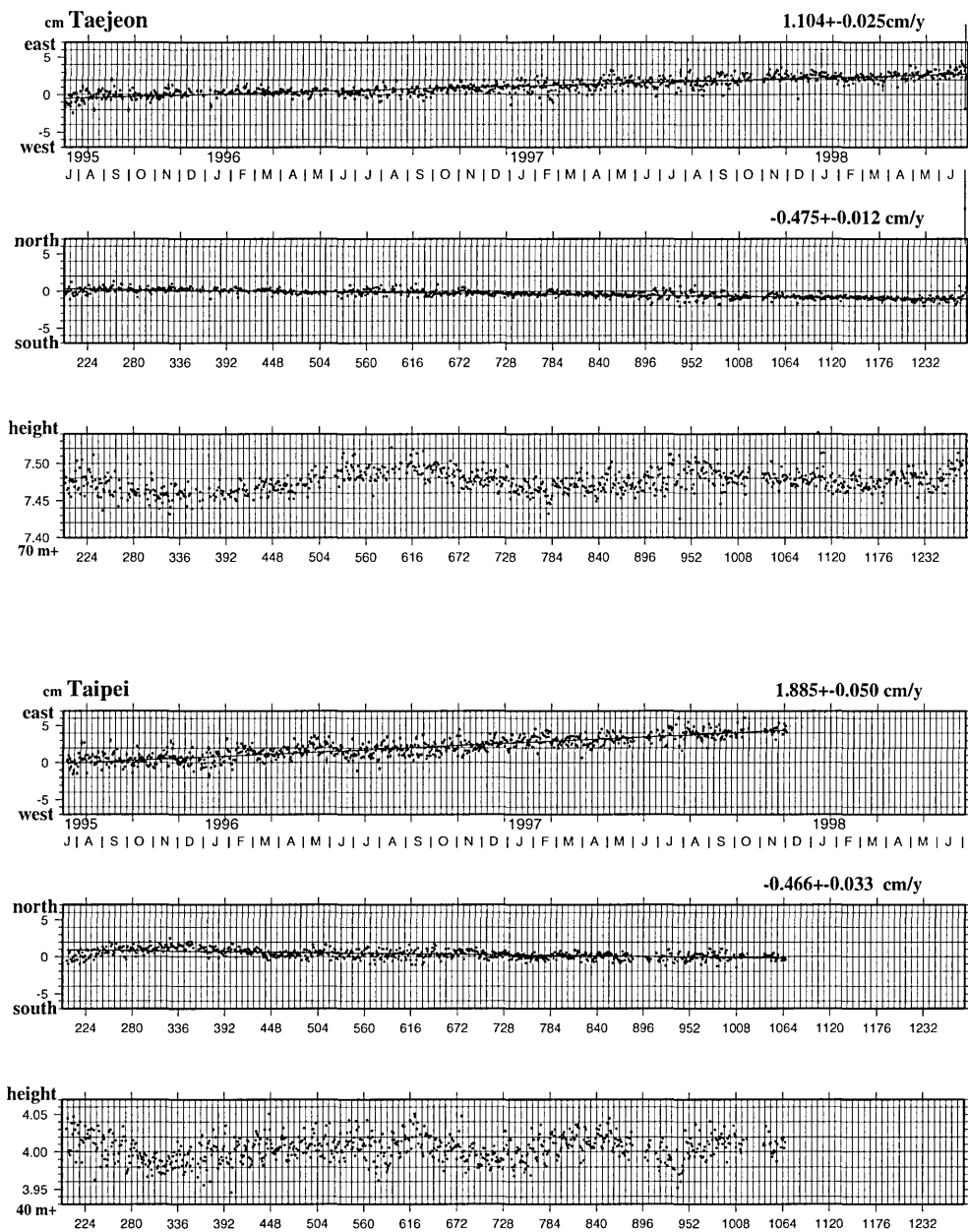


Fig. 3-2. (continue)

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

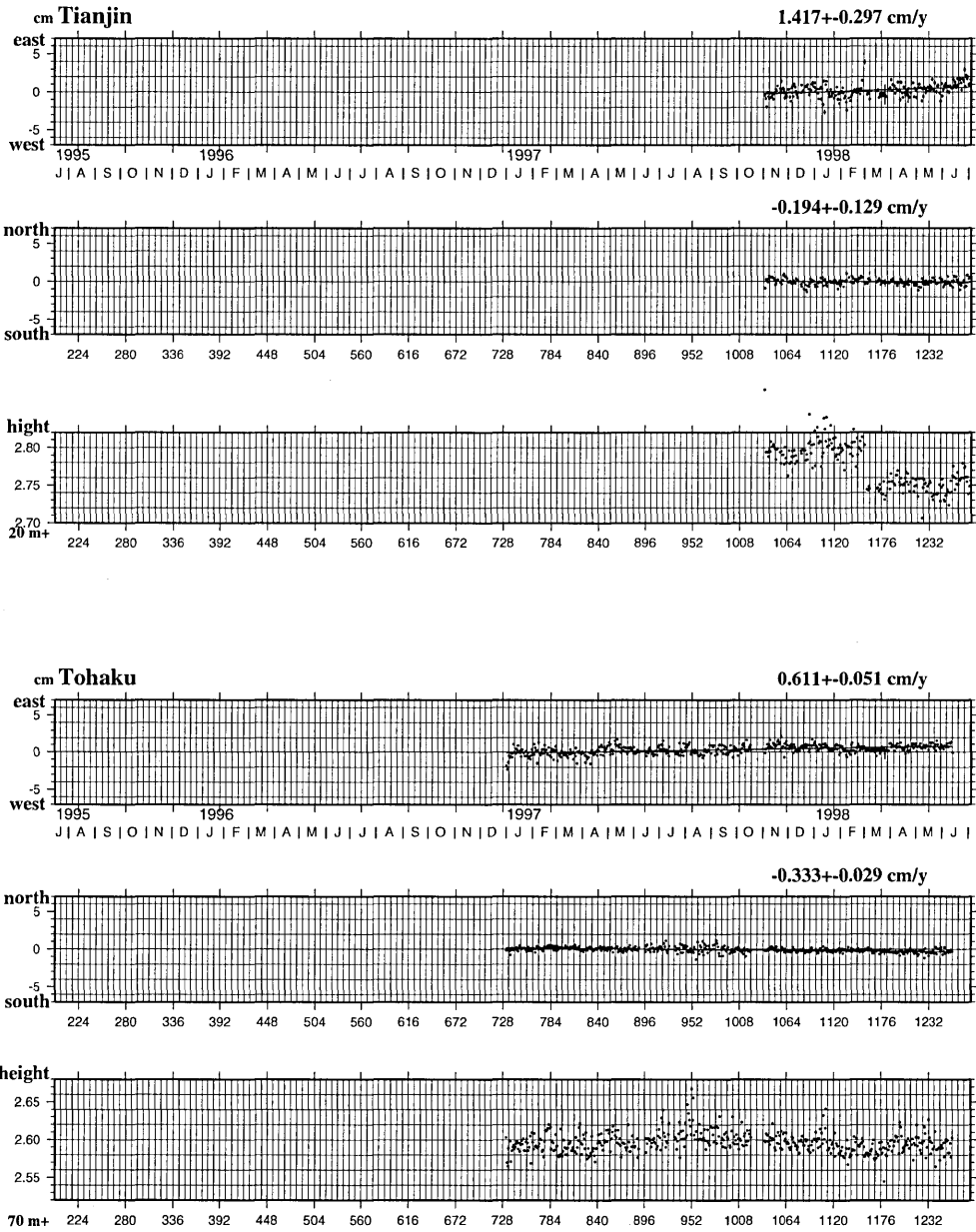


Fig. 3-2. (continue)

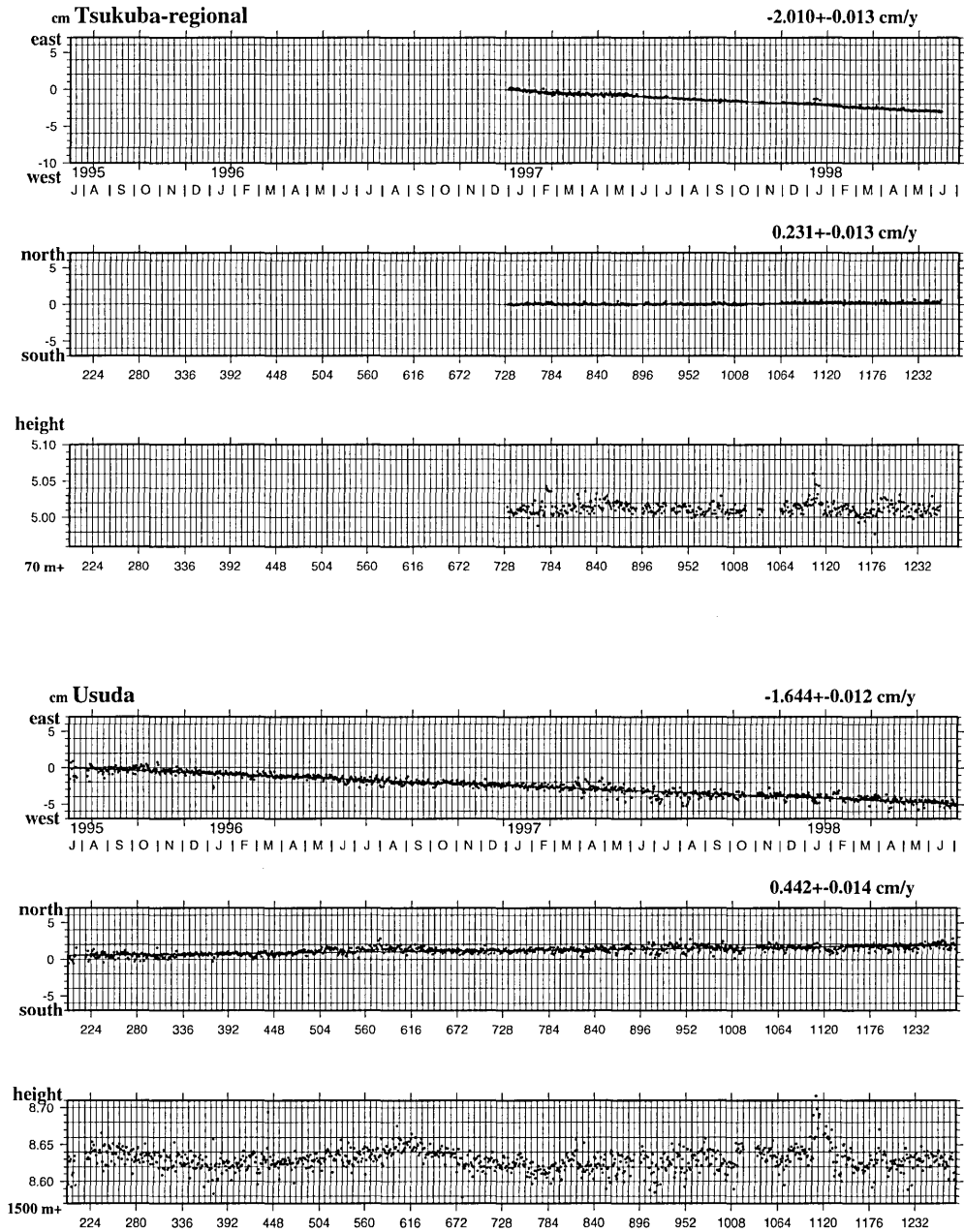


Fig. 3-2. (continue)

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

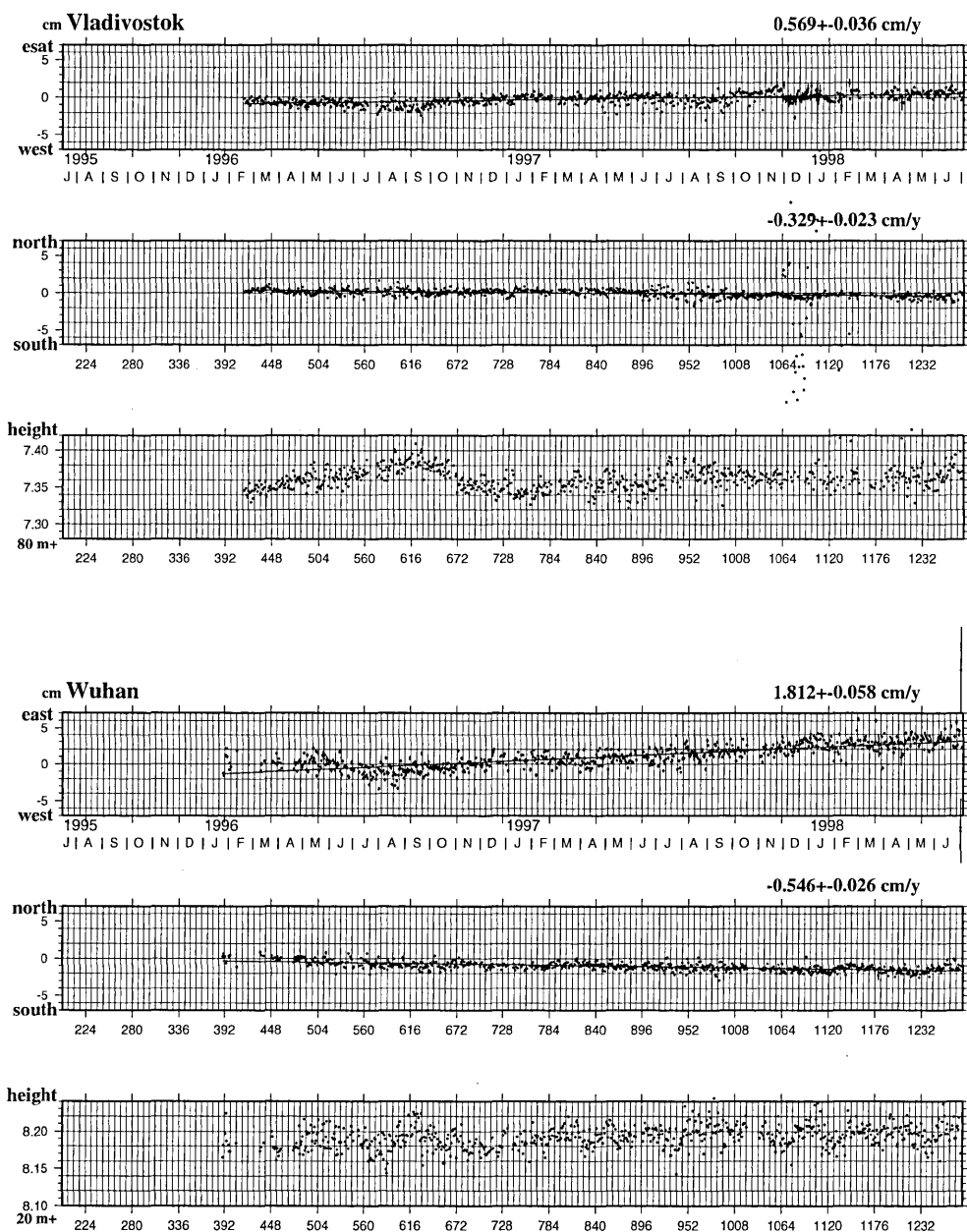


Fig. 3-2. (continue)

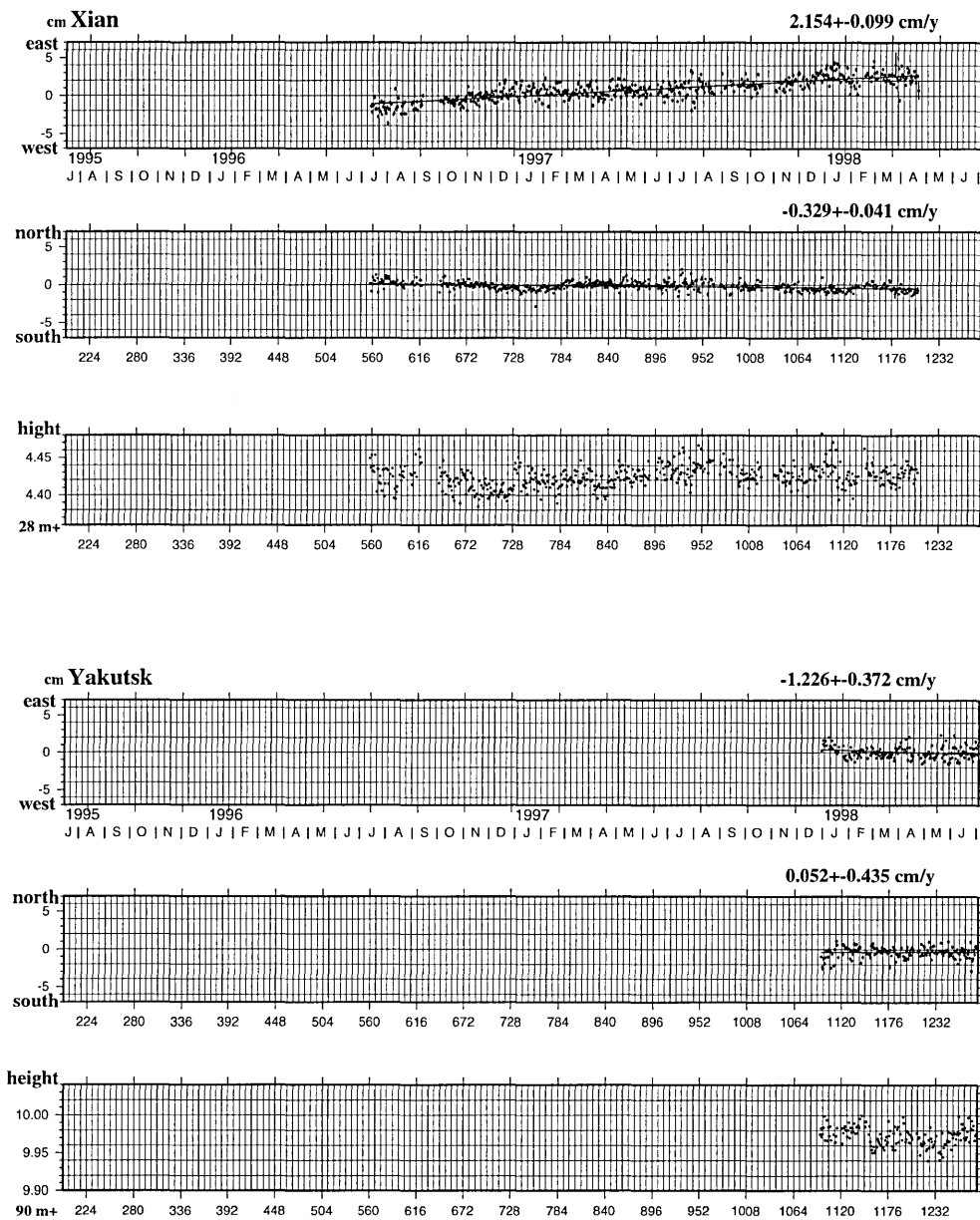


Fig. 3-2. (continue)

Table 3-2. Horizontal site velocities and their uncertainties derived from GPS observations wrt stable Eurasia

station	longitude	latitude	V(cw) cm/yr	V(ns) cm/yr	V cm/yr	azim	σ_{\max} cm	σ_{\min} cm	ζ_{\max} NtoE
Almaty	77.0169	43.1787	0.97+- .42	0.81+- .18	1.27+- .40	N 49.9E+-10.0	0.43	0.14	74.5
Bangalore	77.5704	13.0212	3.16+- .12	4.21+- .08	5.26+- .13	N 37.0E+- 0.7	0.14	0.04	59.0
Bishkek	74.6943	42.6798	2.01+- .10	-0.08+- .04	2.01+- .09	N 92.2E+- 1.2	0.10	0.03	73.1
Changchun	125.4445	43.7906	2.34+- .72	-2.03+- .52	3.10+- .69	N130.9E+-10.4	0.73	0.51	104.2
Chichijima	142.1846	27.0956	-5.60+- .07	2.24+- .04	6.04+- .07	N 68.2W+- 0.5	0.08	0.04	94.4
Chuuk	151.8872	7.4470	-7.68+- .12	3.21+- .10	8.32+- .12	N 67.3W+- 0.6	0.12	0.09	117.8
Cocos	96.8340	-12.1884	3.74+- .93	1.86+- .67	4.17+- .95	N 63.6E+- 8.9	0.96	0.64	72.9
Guam	144.8684	13.5893	-2.23+- .04	1.31+- .03	2.58+- .03	N 59.5W+- 0.6	0.04	0.03	96.9
Irkutsk	104.3162	52.2190	0.77+- .05	-0.90+- .03	1.19+- .04	N139.2E+- 1.8	0.05	0.02	101.4
Ishigaki	124.2361	24.3813	1.94+- .06	-4.14+- .05	4.57+- .04	N154.8E+- 0.9	0.07	0.04	62.9
Jayapura	140.7043	-2.5146	0.64+- .26	5.51+- .20	5.55+- .20	N 6.6E+- 2.7	0.26	0.20	91.2
Kanoya	130.8786	31.4253	1.80+- .06	-2.08+- .04	2.75+- .05	N139.2E+- 1.2	0.06	0.04	82.5
Kitab	66.8854	39.1348	2.38+- .09	0.11+- .05	2.38+- .09	N 87.3E+- 1.0	0.10	0.03	68.0
Krasnoyarsk	92.7938	55.9932	0.81+- .34	0.62+- .17	1.02+- .28	N 52.5E+-14.9	0.35	0.16	95.7
Kwajalein	167.7302	8.7222	-7.60+- .08	3.46+- .05	8.35+- .09	N 65.5W+- 0.3	0.09	0.05	110.2
Lhasa	91.1040	29.6573	3.44+- .07	2.04+- .03	4.01+- .08	N 59.3E+- 0.4	0.08	0.02	70.1
Magadan	150.7700	59.5758	-1.90+- .39	0.31+- .40	1.93+- .38	N 80.6W+-12.3	0.44	0.35	41.9
Manila	120.9727	14.5983	-4.66+- .05	0.35+- .04	4.67+- .05	N 85.7W+- 0.6	0.06	0.03	52.9
Marcus	153.9786	24.2902	-8.11+- .03	3.63+- .02	8.89+- .04	N 65.9W+- 0.1	0.04	0.02	105.8
Mizusawa	141.2039	39.1106	-2.22+- .03	0.66+- .03	2.31+- .03	N 73.5W+- 0.8	0.03	0.03	344.7
Okinawa	127.7689	26.1448	2.07+- .06	-3.20+- .05	3.82+- .04	N147.1E+- 1.0	0.07	0.04	66.9
Palau	134.4755	7.3409	-8.79+- .13	2.44+- .11	9.13+- .13	N 74.5W+- 0.7	0.13	0.11	74.1
Petropavlovs	158.6070	53.0667	-2.29+- .31	2.28+- .22	3.23+- .24	N 45.1W+- 5.3	0.32	0.20	73.4
Port-Moresby	147.1867	-9.4341	1.26+- .22	6.28+- .18	6.40+- .18	N 11.3E+- 1.9	0.22	0.18	99.5
Shanghai	121.2004	31.0996	1.59+- .03	-0.51+- .02	1.67+- .03	N107.9E+- 0.7	0.03	0.01	79.5
Shin-Totsuka	141.8448	43.5288	-1.03+- .04	0.02+- .05	1.03+- .04	N 88.9W+- 2.6	0.05	0.04	3.0
Singapore	103.6800	1.3458	1.35+- .72	-0.94+- .41	1.65+- .58	N125.0E+-20.6	0.73	0.39	79.3
Suwon-shi	127.0542	37.2755	1.23+- .02	0.58+- .12	1.36+- .20	N 64.8E+- 5.8	0.22	0.12	89.0
Taejeon	127.3661	36.3744	1.10+- .03	-0.47+- .01	1.20+- .02	N113.3E+- 0.7	0.03	0.01	87.7
Taipei	121.5365	25.0213	1.89+- .05	-0.47+- .03	1.94+- .04	N103.9E+- 1.2	0.05	0.03	65.4
Tianjin	117.2738	39.1011	1.42+- .30	-0.19+- .13	1.43+- .29	N 97.8E+- 5.5	0.30	0.13	87.6
Tohaku	133.6990	35.4904	0.61+- .05	-0.33+- .03	0.70+- .05	N118.6E+- 2.9	0.05	0.03	91.1
Tsukuba-GSI	140.0873	36.1059	-2.01+- .01	0.23+- .01	2.02+- .01	N 83.5W+- 0.4	0.01	0.01	319.2
Usuda	138.3620	36.1331	-1.64+- .01	0.44+- .01	1.70+- .01	N 74.9W+- 0.5	0.01	0.01	351.4
Vladivostok	131.9259	43.1973	0.57+- .04	-0.33+- .02	0.66+- .03	N120.0E+- 2.1	0.04	0.02	99.1
Wuhan	114.3573	30.5317	1.81+- .06	-0.55+- .03	1.89+- .05	N106.8E+- 1.1	0.06	0.02	76.8
Xian	109.2215	34.3687	2.15+- .10	-0.33+- .04	2.18+- .10	N 98.7E+- 1.3	0.10	0.04	79.4
Yakutsk	129.6810	62.0310	-1.23+- .37	0.05+- .43	1.23+- .38	N 87.6W+-20.1	0.45	0.35	332.8
Tsukuba-IGS	140.0875	36.1057	-2.05+- .00	0.27+- .00	2.07+- .00	N 82.5W+- 0.0	0.00	0.00	126.1
Okino-Tori*	136.0812	20.4256	-6.30+- .13	3.76+- .25	7.33+- .22	N149.2E+- 1.4	0.27	0.10	338.5

* Okino-torishima campaign data

り、剛体的プレート運動とよい一致を示しているといえよう。たとえば Marcus (8.9 ± 0.04 cm/yr, N $65.9^\circ \pm 0.1$ W), Chuuk (8.3 ± 0.12 cm/yr, N $67.3 \pm 0.6^\circ$ W), Kwajalein (8.3 ± 0.09 cm/yr, N $65.5 \pm 0.3^\circ$ W) は NUVEL-1A の 87%~94% で太平洋プレートの剛体的運動モデルによく一致する。Okino-Torishima はフィリピン海プレートの中央にあって、その変位速度 (7.3 ± 0.22 , N $59.2 \pm 1.4^\circ$ W) はフィリピン海プレートの剛体プレート運動モデルの値 (6.49 cm/yr, N 63.8° W) とよい一致を示しているといえよう。また Chichijima の速度 (6.0 ± 0.07 cm/yr, N $68.2 \pm 0.5^\circ$ W) も 20% 以内で一致している。

一方 Palau の観測値 (9.13 ± 0.13 cm/yr, N $74.5 \pm 0.7^\circ$ W) は大きさはモデル値に対し 106.6% とわずかに大きいに過ぎないが、方向は約 7° 反時計回りに回転している。Palau は観測データの質に問題があって、とくに 1998 年のデータの解析が十分に出来ていない。この差が有意であるかどうかは更に詳しい観測が必要であろう (第 6 章参照)。

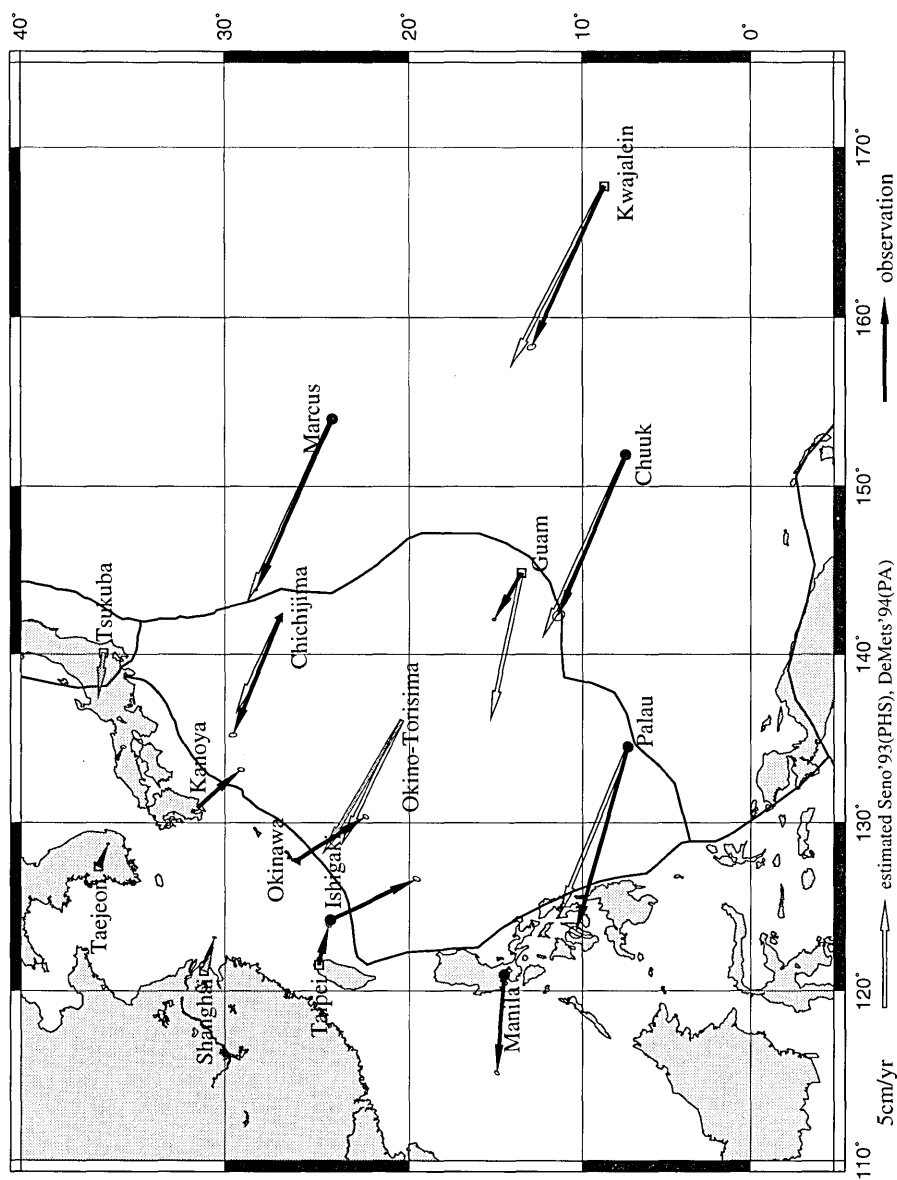


Fig. 3-4. Horizontal site velocities in the western Pacific region. Solid arrows represent the site velocities from GPS analysis. Open arrows represent the expected site velocities calculated from the plate motion model (NUVEL-1A and Seno *et al.*, 1993). Error ellipses at the tip of solid arrows give uncertainties of the velocities at 95% confidence level. The velocity at Okino Torishima is obtained from campaign observations. Tsukuba and Shanghai are referred to Heki, (1996).

(2) 中国大陸の観測点 (Lhasa, Xian, Wuhan, Shanghai) では、変位速度が東に向かって系統的に変化していくのが見て取れる。Lhasa (4.0 ± 0.08 cm/yr, $N 59.3 \pm 0.4^\circ E$), Xian (2.2 ± 0.10 cm/yr, $N 98.7 \pm 1.3^\circ E$), Wuhan (1.9 ± 0.05 cm/yr, $N 106.8 \pm 1.1^\circ E$), Shanghai (1.7 ± 0.03 cm/yr, $N 107.9 \pm 0.7^\circ E$), というように、速度の大きさは東に行くほど小さくなり、方向は時計回りに回転している。インドの Bangalore の速度 (5.3 ± 0.13 cm/yr, $N 37.0 \pm 0.7^\circ E$) をインド大陸 (インドプレート) の北進する速度とみなすと、インド大陸の衝突による地殻の変形が中国大陸内を西から東へと伝搬していく様子を表しているのであろう。

(3) 大陸北東部アムールプレート上にあると見られる観測点 Vladivostok, Taejeon, Tianjin の変位速度は東～東南東に約 1 cm/yr である。Taejeon の直近の Suwon の速度が東北東を向いているのは解析期間が短く、かつ変位が非常に小さいのでわずかな誤差による影響が過大に評価されてしまうためと思われる。時系列グラフの南北成分に観測開始 1 ヶ月後にわずかなオフセットが見られる。本ネットワークには Tohoku も含め 5 観測点のアムールプレート上にあると見なせるが、全て南東部に集中していてプレート全体の運動を論じることはこれだけのデータからは困難である。

Irkutsk はバイカル地溝帯のすぐ西側、ユーラシアプレート上に位置し、アムールプレートとユーラシアプレートの相対運動を知る上で好い位置にある。またその西方およそ 860 km に位置する Krasnoyarsk は解析期間が短く誤差が大きい、この 2 観測点間の相対速度は小さく、その間に大きな変形がないと考えてよいであろう。Irkutsk の東向きの変位速度 (1.2 ± 0.04 cm/yr, $N 139.2 \pm 1.8^\circ E$) はバイカル地溝帯が拡大していたとしてもその速度が非常に遅いことを示唆している。

(4) Ishigaki, Guam 等の島弧海溝系の観測点について見てみる。Ishigaki の観測値は Okinawa とともに琉球海溝に向かってそれぞれ (4.6 ± 0.04 cm/yr, $N 154.8 \pm 0.9^\circ E$), (3.8 ± 0.04 cm/yr, $N 147.1 \pm 1.0^\circ E$) で変位している。これは中国大陸東縁部の Taipei や Shanghai の速度に比べて速く、沖縄トラフの拡大を示唆する。ただしこの値はユーラシア安定地塊に対するもので、沖縄トラフの拡大速度そのものではない。トラフの西側、東シナ海のユーラシア安定地塊に対する速度はわからないので、Taipei の速度を用いて現在の沖縄トラフの拡大速度を見積もってみると (Fig. 3-5 (a) グレイの矢印)、ほぼ南向き ($N 179.1 \pm 1.0^\circ E$) に 3.7 ± 0.06 cm/yr になる。Okinawa は 2.7 ± 0.06 cm/yr, $N 176.1 \pm 1.4^\circ E$ であるが、背後の大陸棚に台湾の速度を仮定している、誤差は大きいかもしれない。

Guam は期待されるプレート運動の速度 (約 7.11 cm/yr, $N 76.3^\circ W$) に比べ 2.6 ± 0.03 cm/yr というゆっくりとした速度で西北 ($N 59.5 \pm 0.6^\circ W$) に移動している。これはユーラシア安定地塊に対する速度である。グアム島はフィリピン海プレートの東縁、マリアナ海溝が東西方向に変化する付近にあって、背後にマリアナトラフを控えており、背弧海盆拡大が指摘されている (e.g. HUSSONG and UYEDA, 1982)。Guam ではプレートモデルに比較して約 4.5 cm/yr 遅く、この速度がマリアナトラフの拡大速度を表しているといえるであろう。Fig. 3-5 (b) に両ベクトルの比較を示す。グレイの矢印が両者の差、すなわち Guam の剛体運動からのずれを表している。マリアナ地域の詳細な変位速度場については第 5 章で詳しく述べる。

(5) Manila の変位ベクトルはほぼ西を向いていて (4.7 ± 0.05 cm/yr, $N 85.7 \pm 0.6^\circ W$)

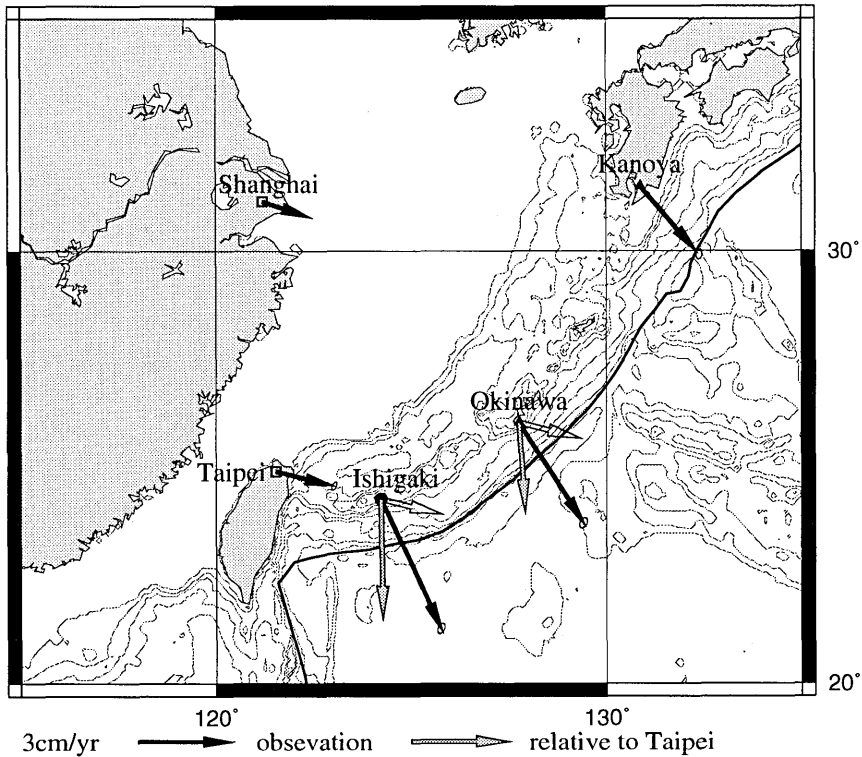


Fig. 3-5 (a). Local displacement of Ishigaki. Solid arrows: Observed velocity vectors, Open arrows: assumed rigid motion same as Taipei, Gray arrows: differences of Solid arrow to Open one, respectively.

フィリピン海プレートのプレートモデル ($80\sim 83\text{ mm/y}$, $N 58^\circ W$) に比べると有意に西向きになっている。フィリピンは東からフィリピン海溝で太平洋プレートが沈み込み、西からマニラ海溝で南シナ海が沈み込み、その間にフィリピン断層が北北西に走る、複雑なテクトニクスの場合である。この付近ではより詳細な GPS 観測が繰り返されており (e.g. Yu *et al.*, 1999), 比較検討する必要がある。

(6) Magadan, Petropavrovsk, Yakutsk は解析期間が短く、誤差が大きい。Shin-Totsukawa, Mizusawa の変位速度は北米プレートとしても、オホーツクプレートとしても、プレートモデル (NUVEL-1 A; DEMETS *et al.*, 1994, SENO *et al.*, 1996) とよい相関がある。したがって北方の 2 点 Magadan, Petropavrovsk は北米プレートかオホーツクプレートかといった議論では要となる観測点であり、プレートモデルを作る上でも精確な変位速度が必要である。Yakutsk も解析期間が短く誤差が大きいのが残念であるが、ユーラシアプレート上の観測点としてアムールプレート、オホーツクプレートの相対運動を調べる参照点となりうる位置にあり、より長期間で精度の高い解析が待たれる。

(7) 最後に Port Moresby の速度は NUVEL-1 A のユーラシアに対するオーストラリアプレートの運動速度とほぼ一致している (大きさが 88%, 方向で 2 度異なる)。Jayapura は若干異なる (大きさが 73%, 方向で 8 度) がオーストラリアプレート上にあること

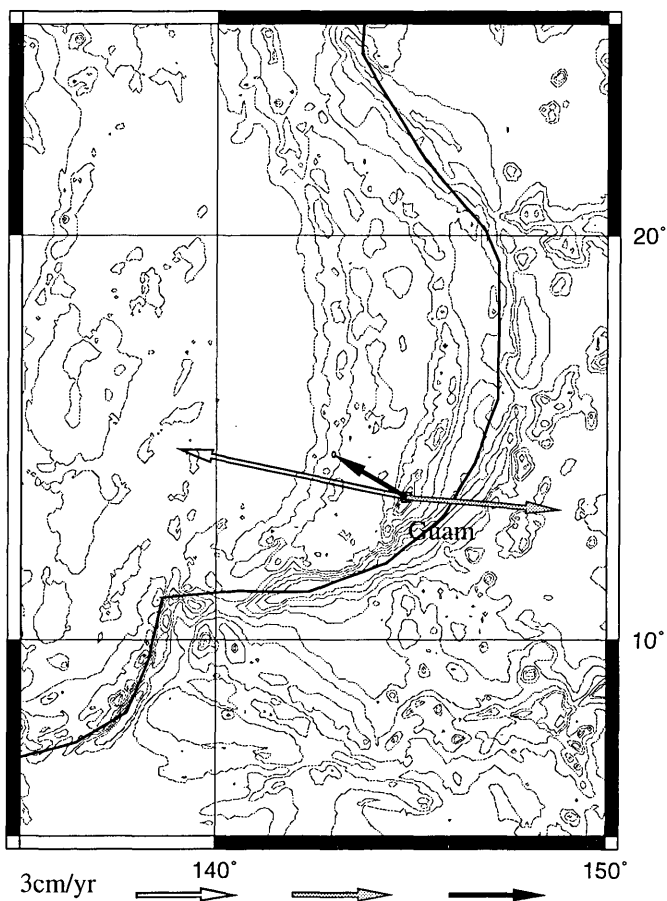


Fig. 3-5 (b). Local displacement of Guam. Solid arrow: Observed velocity vector, Open arrow: estimated rigid motion of the Philippine Sea plate, Gray arrow: difference of Solid and Open, respectively.

は確実であろう。誤差が大きいためその差が有意であるかどうかは分からない。

5. 考察

以上見てきたように Fig. 3-3 および Fig. 3-4 から、西太平洋地域におけるテクトニックな運動が概観される。観測点数は十分とはいえないが、たとえば Marcus や Okino-Torishima などの海洋性プレートの内部にある観測点は、剛体的プレート運動モデルとよく合っているといえよう。一方プレート境界付近の観測点、たとえば Ishigaki や Guam などでは剛体プレートモデルから大きく異なる変位速度が見いだされており興味深い。以下にまず Ishigaki と Guam について、つぎに Manila について、最後に東アジアの観測点 Xian, Wuhan, Shanghai と Taipei について、観測結果と地形、地質学的に得られている研究結果との比較を試みる。

Ishigaki 観測点が属する日本の南西島弧においては、沖縄トラフのリフティングの可能性が指摘され、琉球諸島および周辺海域の地形学的、地質学的調査研究が精力的に実施さ

れてきた (JDRGBB, 1991; 藤岡・他, 1994; 木村・他, 1994; 松本・他, 1996; SIBUET *et al.*, 1987). 水深 2000 m の等水深線で代表される島弧地形でみると, トカラ, ケラマ両ギャップを境にして南西側がそれより北東側に対して海溝側に迫り出しており, またこれらのギャップではトラフ軸から島弧を横断し海溝にいたる大規模な左横ずれ断層が発見されている (木村・他, 1992; 松本・木村, 1993). ケラマギャップの左横ずれ断層はおよそ 2 Ma 以降活発化した沖縄トラフの中央地溝の拡張運動により, その縁辺部である琉球海嶺南部が東方へ押し出されたことを表している (木村 他, 1992). 一方宮古, 八重山沖海底地形は, 八重山沖琉球海溝の海側から南方もしくは南西方への張力により形成されたと考えられる地形が発達しており, この海域の広域のテクトニクスとして, 琉球海溝の海溝軸が海側 (南側) に後退していることを示唆している (松本・木村, 1993). 沖縄トラフは沖縄島より南部の限られた地域で spreading, それより北では rifting の状態にあり, 南部の拡大軸はほぼ東西走向で雁行しているといわれる (SIBUET *et al.*, 1987, KIMURA *et al.*, 1991). したがって Ishigaki の南北方向の変位は沖縄トラフの拡大様式と調和的であるといえよう.

最近三木・他 (1993) は台湾と石垣島の古地磁気調査から中新世~鮮新世から現在まで石垣島が台湾に対し時計回りに 20 度回転したことを明らかにした. もしこれが 2-1.5 Ma 前に始まった沖縄トラフの拡大によるものとする, 平均拡大速度はおよそ 4.5 cm/yr となり, われわれの結果と大変良く一致する. おそらく現在においても沖縄トラフはこの速度で拡大を続けていると考えられる. Okinawa, Kanoya の観測値にみられるように, このような沖縄トラフの拡大が先島諸島だけでなく, 南西諸島全体におよんでいることが国土地理院 GPS 連続観測で明らかにされている (多田・他, 1997). 海上保安庁水路部はトラフ西側の男女群島で GPS 観測を実施しており, ここでの速度が得られれば沖縄トラフの拡大様式の解明につながるものと期待される (藤田・他, 1998).

Manila 観測点の変位はほぼ西方を向いており, フィリピン海プレートの運動に比べて約 40 度反時計回りに回転している. この地域では詳細な GPS 観測が繰り返されており, たとえば Tabei *et al.*, (1999) ではフィリピン海溝とマニラ海溝に挟まれた狭い地域ではほぼ西向きの変位速度が得られている. マニラ海溝よりさらに西の観測点ではほぼ東南東に 1~2 cm/yr の速度がえられており, この細長いスリバーの際だった特徴を表している. また台湾からルソン島北部にかけての詳細なキャンペーン観測が実施されており (Yu *et al.*, 1999; Fig. 3-6 参照), それによると台湾島の東方沖からバタン諸島を経てルソン島北東部にかけての観測点では, プレート運動モデル (Seno *et al.*, 1993) に対し GPS による速度ベクトルの大きさは 90% 程度とほぼ調和的であるが, 方向で約 10 度反時計回りに回転している. ルソン島西岸の観測点はさらに約 15 度反時計回りに回転しており, とりわけ Manila は最も西を向いている. これらの観測事実は, フィリピン断層を境にしてフィリピンの東側では (断層の左横ずれ運動によって) それより西の部分に対して北へ運動していることを示唆する (瀬野, 1993, BARRIER *et al.*, 1991). 一方 Manila 観測点のあるルソン島西部およびミンドロ島の載るブロックは, フィリピン断層によりフィリピン前弧から切り離され, フィリピン海溝から沈み込むフィリピン海プレートとはカップリングしていない (Hall, 1996) という指摘に一致する. マニラを含むフィリピン諸島の変位場を知るためには周辺の詳細な地殻変動調査が必要である (大倉・他, 1999).

前節でも触れたように Xian, Wuhan, Shanghai の東アジア観測点はいずれも東~東南

る方が妥当なような気がする (AVOUAC and TAPPONNIER, 1993). 中国では 25 点の連続観測点を含む国家的 GPS 観測網の建設が計画され、予備的成果が出始めているので、このような変形過程の詳細も近い将来明らかにされるであろう。

Taipei 観測点は台湾島の中でも西部山麓地帯に属し、最も古い地質である西部中央山脈地帯の西にあり、大陸地殻の一部であるとされる (Ho, 1986). Taipei の速度は東南東へ 1.9 ± 0.04 cm/yr である。これは Xian から Shanghai に続く一連の変形の更に東方への伝搬と見ることも出来よう。したがってインド大陸の影響は台湾から西南日本にまで及んでいるということかもしれない。

この大陸東縁の観測点を北から南へたどるとその変位速度が系統的に変化していることがわかる。すなわち、Vladivostok (0.7 ± 0.03 cm/yr, N $120.0 \pm 2.1^\circ$ E) は速度が比較的小さく、南東変位であるのに対し、Teajeon (1.2 ± 0.02 cm/yr, N $113.3 \pm 0.7^\circ$ E), Shanghai (1.7 ± 0.03 , N $107.9 \pm 0.7^\circ$ E), Taipei (1.9 ± 0.04 , N $103.9 \pm 1.2^\circ$ E) と南に行くに従い変位速度が増加し、また変位の方向が次第により東向きに変化している。このような系統的な運動がインド大陸の衝突による地殻の弾塑性的変形を表しているのかアムールプレートの剛体的回転運動の影響によって説明されるのかを明らかにすることは興味深い問題であるが、本研究の範囲を超えるので今後の課題としたい。

6. 結論

西太平洋地域における 1995 年 7 月から 1998 年 6 月までの約 3 年間の GPS 連続観測の基線解析を実施し、当該地域における現在のプレート運動を求めた。海洋プレート内の観測点、島弧海溝系に属する観測点、大陸縁辺に位置する観測点それぞれに特徴的な運動が見られた。(以下の変位速度は全てユーラシア安定地塊に対する各観測点の変位速度である)。Marcus (8.89 ± 0.04 cm/yr, N $65.9 \pm 0.1^\circ$ W) および Chuuk (8.32 ± 0.12 cm/yr, N $67.3 \pm 0.6^\circ$ W) は太平洋プレート内の、プレート境界から隔たった位置にあり、その位置で予測される剛体プレートモデルの速度と調和的な運動をしている。一方 Guam の速度 (2.58 ± 0.03 cm/yr, N $59.5 \pm 0.6^\circ$ W) は剛体モデルの速度 (7.11 cm/yr, N 76.3° W) に比較して非常に遅く、マリアナトラフの背弧海盆拡大を示唆する。Ishigaki の変位速度ベクトル (4.57 ± 0.04 cm/yr, N $154.8 \pm 0.9^\circ$ E) は南部沖繩トラフの拡大方向と一致する。Manila の速度 (4.67 ± 0.05 cm/yr, N $85.7 \pm 0.6^\circ$ W) はフィリピン海プレートの沈み込む方向と異なり、フィリピン諸島の複雑なブロック運動を表している。これらに比較して Xian, Wuhan, Shanghai, Taipei の速度は小さい。しかしユーラシア安定地塊に対し東-東南東の速度を持っており、インド大陸の衝突によるユーラシア大陸地殻の弾塑性的変形が、東方に伝搬していく様子を表していると思われる。

第 4 章 フィリピン海プレートの相対運動

1. はじめに

本章では、特にフィリピン海プレートに焦点をあて、フィリピン海プレートのユーラシアプレートに対するオイラーベクトルについて述べる。本章の内容の大部分はすでに小竹・他 (1998 a) によって公表されているが、後節の議論の展開になくはならない部分があるので、概略を述べるとともに、小竹・他 (1998 a) の修正部分を併せて記述する。

フィリピン海プレートと周囲のプレートとの境界はほとんどが沈み込む境界であり、そ

の相対運動はプレート間地震のスリップベクトル等の間接的データによって求められている (e.g. SENO *et al.*, 1993). プレート間地震のスリップベクトルは、大洋中央海嶺の拡大速度やトランスフォーム断層の走向といったデータに比べ、不確定な要素が多い。さらに収束境界における上盤側プレートの変形により、地震のスリップベクトルが正確にプレート間の相対運動を表さない場合があり、使用できるデータにも制限がある (瀬野, 1993). このため、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 (すなわちオイラーベクトルの推定) は、1970年代以来多くの研究がなされたものの、その回転極の位置は関東北部 (KARIG, 1975) からカムチャッカ半島の南東 (MINSTER and JORDAN, 1978) にいたる広い地域に分散することになった (SENO *et al.*, 1993, 瀬野, 1993). 一方 GPS 観測はプレート内部で実施でき、境界での変形の影響を受けないデータが直接得られる。本章はフィリピン海プレート内部の GPS 観測から得られた速度ベクトルのみを用いて、同プレートのユーラシアプレートに対するオイラーベクトルを精度よく求めることを目的とする。

2. 観測データ

フィリピン海プレート内には多くの島があるが、プレート境界の変形や火山活動の影響を受けていないものは少ない。小竹・他 (1998a) では、このような影響を受けていないと思われる、沖の鳥島、南大東島、父島および八丈島の4島のデータを用いてオイラーベクトルを求めた。

沖の鳥島はフィリピン海プレートのほぼ中央にあって、いずれのプレート境界からも遠く離れており、プレートの剛体的運動をモニターする上で重要な島である。この島の護岸に設置された一等三角点において1989年以來GPS観測が繰り返し実施されており、沖の鳥島が最近少なくとも数年間は定常的に運動していて剛体的プレート運動モデルによく一致することが確かめられている (KATO *et al.*, 1996). ここでは1995年、1996年、1997年に得られたデータを用い、Tsukuba IGS点を基準点としてITRF 94座標系に基づいて解析した結果を用いた。得られた座標値の時系列に最小二乗法を適用して直線を当てはめ、その傾きでユーラシア大陸安定地塊に対する相対速度とした。結果は変位速度 7.33 ± 0.22 cm/yr, 方位 $N 59.2 \pm 1.4^\circ W$, 速度ベクトルは (北向き 3.76 ± 0.25 cm/yr, 東向き -6.30 ± 0.13 cm/yr) であった。期間は1995年~1997年の2年間にすぎないが沖の鳥島の変位があてはめた直線によくのっているので、精度は十分得られていると思われる。

一方1995年より整備された国土地理院全国GPS観測網にはフィリピン海プレート上の観測点として、伊豆大島、三宅島、新島、神津島、八丈島、父島、および南大東島等が含まれている。この全国GPS観測網の変位速度が、1996年3月~1997年4月のデータに基づいて多田・他 (1997) によって計算されている。これは沖の鳥島同様ユーラシア大陸の安定地塊に対する相対変位速度である。我々はこれらのうち南大東島、父島、八丈島を選んで用いた。八丈島は火山島であり、局所的な変位を有する可能性は否定できないが、少なくとも最近の数百年間は噴火しておらず、また有意な非剛体的変位も認められていない。また父島についても海溝付近での巨大地震の記録はなく (地震調査研究推進本部, 1997), 最近100年間の地震活動も非常に低調であり、プレート間の相互作用は小さいと考えられる。また背弧の拡大速度は小さいと見られることから (e.g., SENO *et al.*, 1993), その変位速度はフィリピン海プレートの剛体的運動を反映していると思われる。さらに、南大

東島はフィリピン海プレートでも最も古い地殻である大東海嶺群に属し (e.g. SHIKI *et al.*, 1984), プレート境界からは比較的離れているといつてよい。

3. GPS 観測データから求められるプレート回転運動

一般にプレートの回転運動は、回転極の方向を向き、絶対値が回転の角速度の大きさを持つオイラーベクトル ω で表される。このベクトルを用いると観測点 i におけるプレート運動の速度 v_i は

$$v_i = \omega \times r_i \quad (4.1)$$

と表せる。ただし r_i は点 i の位置ベクトルで $r_i = (x_i, y_i, z_i)^T$ である。(4.1) は次のような行列の演算式に書き換えられる。

$$v_i = P_i \omega \quad (4.2)$$

ただし P_i は r_i の成分によって次のように表現される行列である。

$$P_i = \begin{pmatrix} 0 & z_i & -y_i \\ -z_i & 0 & x_i \\ y_i & -x_i & 0 \end{pmatrix}$$

(4.2) は ω の P_i による線形変換であり、 $|P_i| = 0$ であるからこのままでは解は定まらない。しかし v_i が同一プレート内に 2 つ以上あれば線形最小二乗法によって ω を推定することができる (KOYAMA, 1996)。(4.2) は地球の中心に原点を置いた直交座標系であるからオイラーベクトルの x 成分、 y 成分、 z 成分が推定される。回転極の方向とベクトルの大きさを求めるには極座標系に変換すればよい。(付録 (B) 参照)

上に述べた線形最小二乗法を用い、沖の鳥島、南大東島、父島、および八丈島の 4 観測点での変位速度データからフィリピン海プレートのユーラシア大陸安定地塊に対するオイラーベクトルを推定したところ ($41.55 \pm 0.42^\circ \text{N}$, $152.46 \pm 0.57^\circ \text{E}$, $-1.50 \pm 0.04 \text{ deg/my}$) が得られた。回転極の位置は北海道の東方約 600 km になる。また回転速度は極から地球の中心の方向を見て反時計回りを正としている。Fig. 4-1 にこの回転極 (■) と、誤差楕円 (95% 信頼限界楕円) を示す。また白抜き矢印でこのオイラーベクトルから推定される速度を、黒の矢印で観測値を示す。先端の楕円は観測誤差 (95% 信頼限界) を表す。

Fig. 4-2 に、本研究で得られた結果と SENO *et al.*, (1993) のプレート運動の比較を示す。GPS 観測から求めた回転極を ■ で、SENO *et al.*, (1993) による回転極を ① で表す。GPS 観測から求めた回転極は SENO *et al.*, (1993) より約 800 km 南南西にある。回転の角速度は GPS 観測による推定値の方が 0.415 deg/my (約 38%) 速い。それぞれのオイラーベクトルから推定される速度ベクトルを白抜き (本研究) および黒 (SENO *et al.*, 1993) の矢印でしめす。図に見られる通りフィリピン海中央部分 (緯度 20 度 ~ 30 度付近) で推定速度がほぼ一致する結果となる。しかし西方に行くに従って SENO *et al.*, (1993) のモデルはやや西向きになり、南大東島では約 7.5 度の差がある。この差の原因としては地震のスリップベ

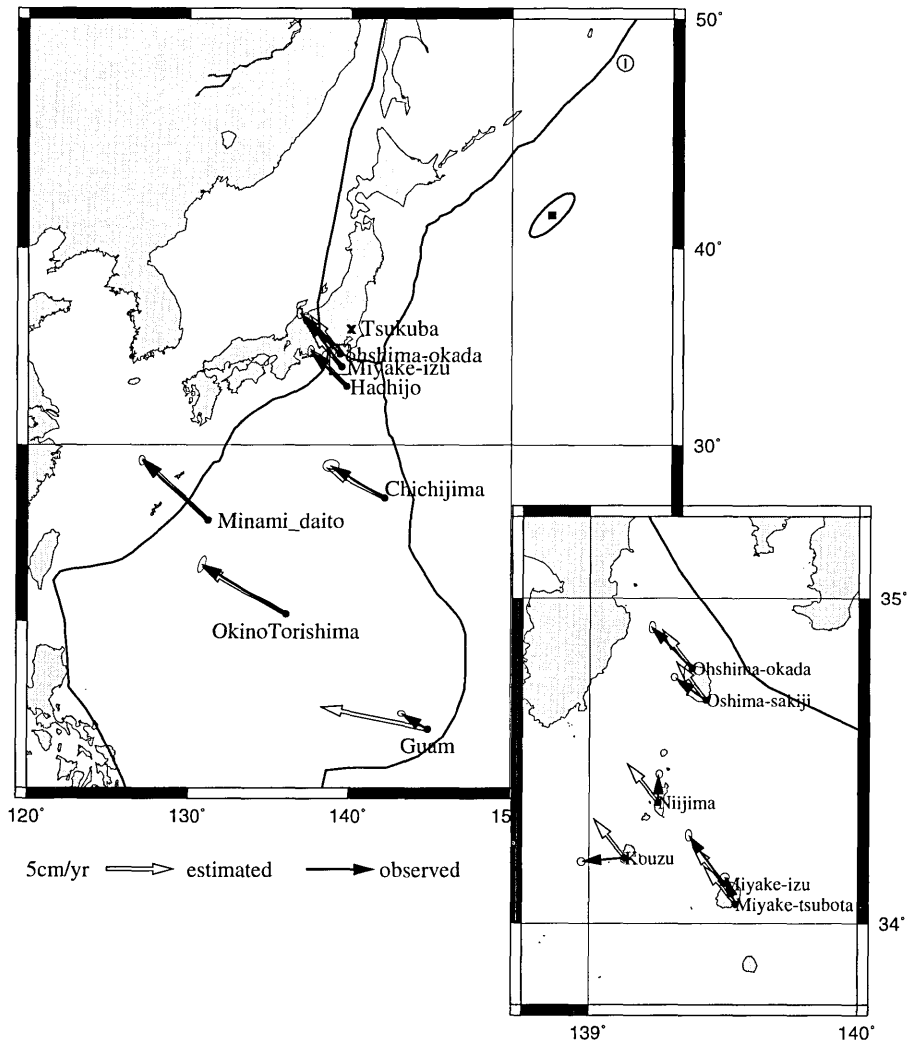


Fig. 4-1. Estimated Euler poles from GPS observations. Solid square (■): estimated using Okino Torishima, Minami Daito-jima, Chichijima and Hachijo-jima, Error ellipse of 95% confidence limits are also shown. Circled 1 (①): the pole location by Seno *et al.* (1993). Solid arrows are the observed velocity vectors, whereas open arrows are those calculated assuming the pole (■), respectively.

クトルが正確にプレート間の相対運動の方向を表していない可能性が考えられる。しかし主たる原因はもっと根本的な所にあると思われる。すなわち両プレートの境界では、たとえば沖縄トラフが拡大している(第3章参照)、あるいはユーラシア大陸東縁の地殻が変形している(HEKI, 1996, KATO *et al.*, 1998 a)などによって、南海トラフ、琉球海溝におけるプレート間地震のスリップベクトルがユーラシアプレートの安定地塊に対するフィリピン海プレートの相対運動を正確には表していないと考えられるからである。従ってユーラシ

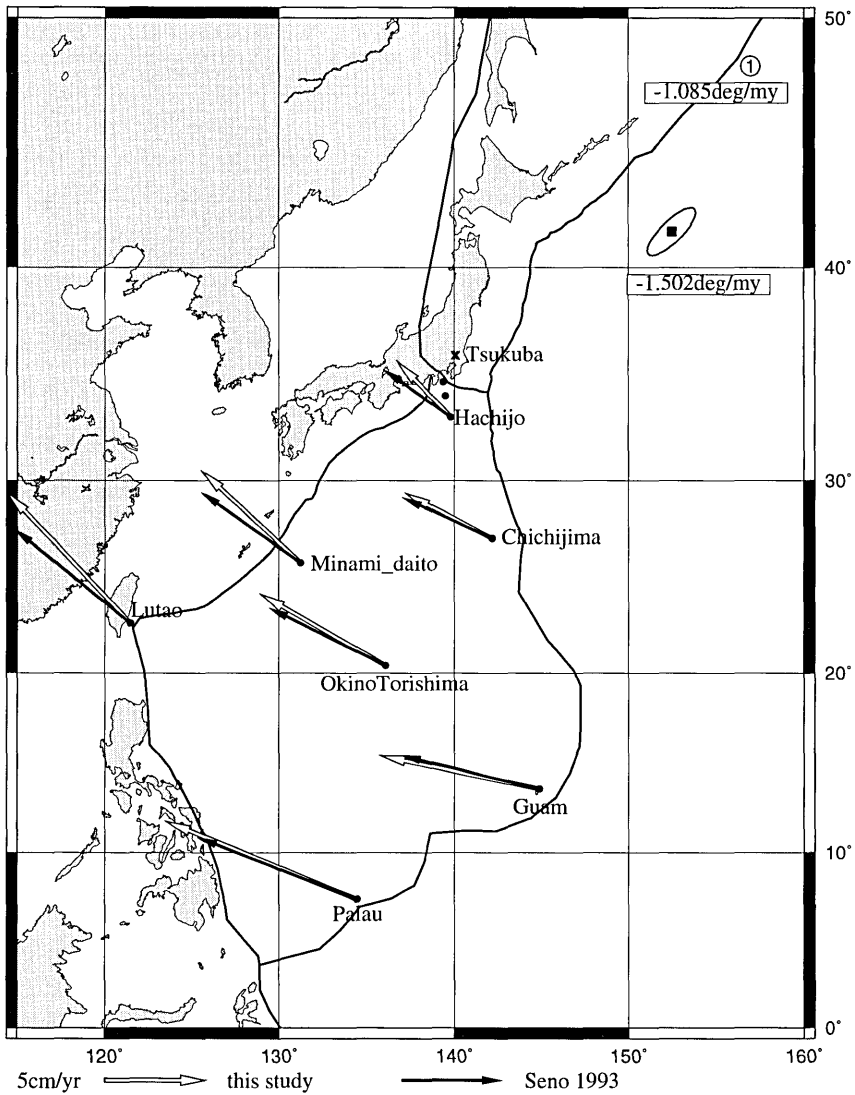


Fig. 4-2. Comparison of estimated velocity vectors at GPS sites between Seno *et al.* (1993) model (solid arrows) and the present result (open arrows). Seno *et al.* (1993)'s pole is shown by circled 1 (①) and the present one is shown by the solid square (■), respectively.

ア大陸安定地塊に対する相対運動を求めた GPS 観測から推定されるオイラーベクトルとプレート境界域の陸側ブロックに対する相対運動を見ている地震のスリップベクトルから推定されるオイラーベクトルは異なって当然と考えられよう。

第5章 マリアナトラフの背弧海盆拡大

1. 背景

Fig. 5-1 に示すように、マリアナ諸島は伊豆-小笠原諸島の南方、北緯 13 度から 21 度にかけて南北およそ 1500 km に連なる 10 数個の島々からなる。サイパン島、グアム島を除くと他のほとんどの島は無人口島である。この列島は南北走向の弓なりの地形をしていて、東方のマリアナ海溝では太平洋プレートが約 10 cm/yr の速度で沈み込んでいる。マリアナ諸島はマリアナ前弧、あるいは東マリアナ海嶺とも呼ばれ、その地殻構造は多くの研究者によって調査研究されてきた (e.g. HUSSONG and UYEDA, 1982)。このマリアナ前弧に平行してマリアナトラフ、西マリアナ海嶺が走っていて、全体として典型的な島弧-海溝系を形成している。

マリアナ諸島は、パハロス島 (Farallone de Pajaros) からアナタハン島 (Anatahan) までの北部と、メディニヤ島 (Farallon de Medinilla) からグアム島 (Guam) までの南部の二つの部分に分けられる。前者はほとんどが活動的な火山島であるのに対し後者は隆起珊瑚礁の島である (松島・加藤, 1999)。

この地域はフィリピン海プレートに属するとされているが、DSDP 等の海洋底調査によってマリアナトラフが現在拡大中のトラフであることが示された (e.g. YAMAZAKI and STEIN, 1997)。SENO and MARUYAMA (1984) は、マリアナトラフはおよそ 5 Ma に開き始めたことと指摘している。この背弧海盆の拡大は現在もなお進行中でフィリピン海プレートが伸展しつつあることが地形・地質学的調査から強く示唆されている。そこで、現在の変位速度場を精密に計測することは、このような拡大過程がどのように進行するのかを知り背弧海盆の拡大のメカニズムを解き明かす上で極めて貴重な資料を提供することになると考えられる。

一方、火山活動はアナタハン島以北の島々で活発である。1981 年から USGS の研究者たちによってこの地域の調査が実施され、その詳細が明らかにされた (SAKO *et al.*, 1995)。これらの島々の中でもバガン山が最も活動的で、最近では 1981 年に噴火した (BANKS *et al.*, 1984)。1993-1994 に小規模な噴煙活動が観測されているが、その後現在に至るまで火山活動は低調である (松島・加藤, 1999)。USGS チームの調査期間中に火山活動、噴気活動の観測された島々はパハロス島、アスンシオン島 (Asuncion)、アグリハン島 (Agrihan) およびアナタハン島である。

地震活動は各島でのアレイ観測により観測され、継続的な火山性地震活動が報告されている。1993 年 8 月 8 日にはグアム島付近で M8.1 の地震が発生したが、これはマリアナ海溝付近でおこったプレート間地震である (CAMPOS *et al.*, 1996)。また 1990 年 4 月 5 日 (15.125 N, 147.596 E, Ms=7.5 (NEIC)) の地震はマリアナ海溝の太平洋プレート内で起こった正断層タイプの浅い地震であった (ZHANG and LAY, 1992)。マリアナ諸島の北部では大きな地震は知られていない。

GPS を用いた西太平洋連続観測網のデータ解析によるとグアム島はフィリピン海プレートの他の観測点と異なり、局所的に約 5 cm/yr で東方に変位していることが示された (第 3 章及び小竹・他, 1998 b)。したがって、もしマリアナ諸島全体がグアム島と同様に東向きの変位速度を持つのであれば、この地域はフィリピン海プレートから分離した、独立したブロックであると考えてよいのかもしれない。このような東向きの変位がマリアナ諸

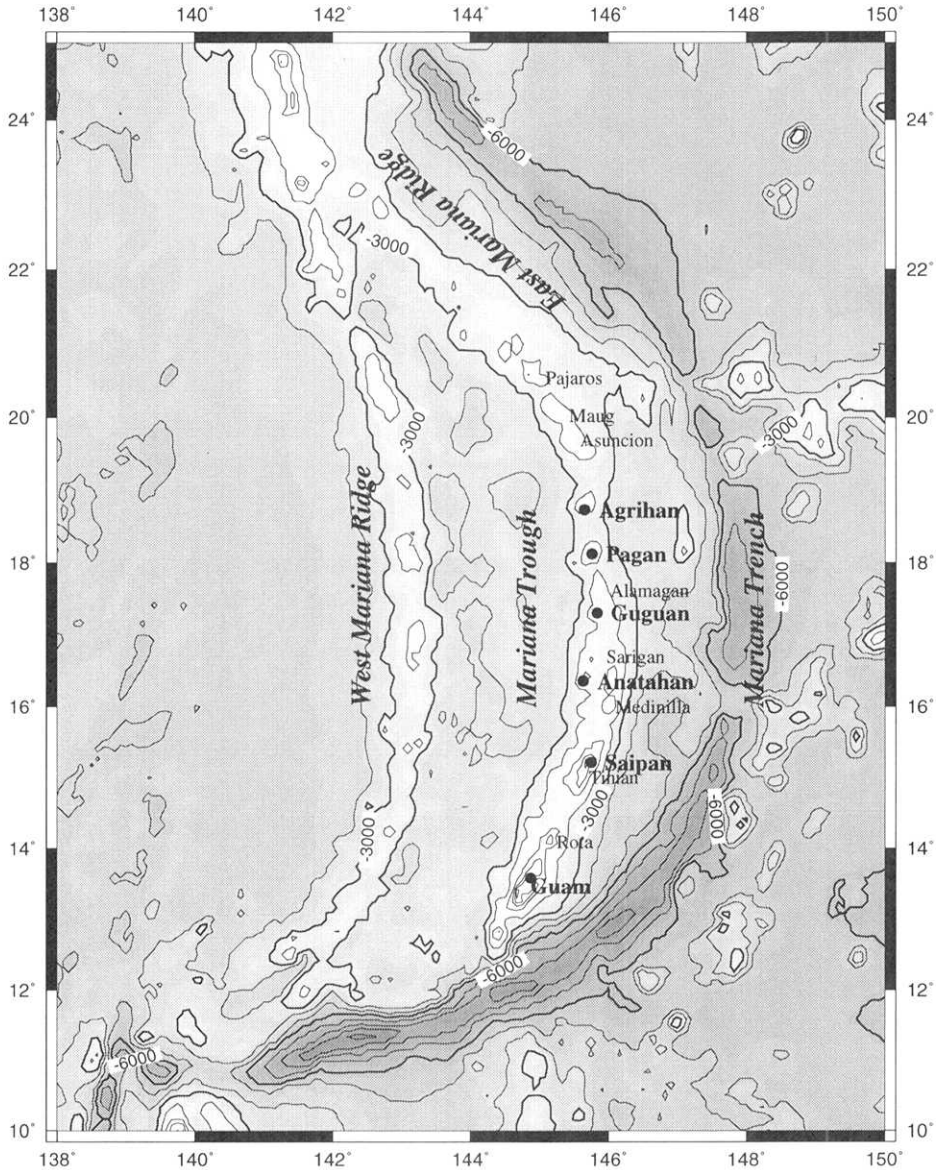


Fig. 5-1. Site locations of Mariana campaign observations and sea bottom topography. Solid circles represent the observation sites

島全体で共通にみられる現象かどうかを知るには、マリアナの他の島々の変位速度を計測によって明らかにする必要がある。

最近のGPS観測によって、マリアナトラフばかりでなく、トンガ・ケルマディク海溝-ラウ海盆や琉球海溝-沖縄舟状海盆など活発な沈み込み帯で背弧海盆が急速に拡大していることが示された (BEVIS *et al.*, 1996; KATO *et al.*, 1999)。このようなプレート境界部にお

いて、プレート相互作用によってもたらされる変形を観測し、他の地球物理学的、地質学的調査観測と合わせて解釈することで、島弧-海溝系のテクトニクスをより深く理解することができるであろう。以上のような理由により、この地域で GPS 観測を実施することとなった。

2. 観測

マリアナ諸島における最初の GPS 観測は 1992 年 3 月、コロンビア大学 Lamont-Doherty 地質学観測所の John Beavan (現ニュージーランド地質・核物理研究所) を代表者とするアメリカ合衆国の研究者チームによって行われた (BEAVAN *et al.*, 1994; BEAVAN and CASTRO 1997)。この時の観測は GPS 観測標識の設置に主力が注がれ、アナタハン島からパハロス島までほとんど全ての島で観測が実施されている。しかし以下に述べるような問題点があって精密な座標値を得るには到らなかった。すなわち、1) 1992 年の観測の時点ではまだ精密な衛星軌道情報が利用できなかった (同年 6 月からサービスが開始された)。2) 観測が数時間程度と短時間であったため精密な結果を得るには至らなかった。3) グローバルな基準観測点が遠すぎて、基準座標系に固定できなかった。

第 2 回目の観測は 1994 年に繰り返されたが、1992 年に設置した全観測点をカバーするにはいたらなかった。そこで、第 3, 4 回目の観測が 1998 年、1999 年に計画された。これらの島々の変位速度は 2~3 cm/yr になると予想されるので、前回の観測から 10 数 cm のオフセットがあるものと期待される。この量は現在の高精度 GPS 解析手法による基線解析で充分検出可能である。

この 2 回の観測は日本と北マリアナ連邦サイパン島の緊急管理局 (Emergency Management Office, EMO) の協力の下、ほぼ同じ手順で繰り返された。サイパン島内の観測は同島内の測地局にある観測点 (Saipan (MPLC)) とサイパン空港内の観測点 (Saipan (SPNA)) で実施された。他のマリアナ諸島はパガン島 (Pagan) を除いて固定翼機が着陸できるところはなく、アクセスはヘリコプターおよび船舶を使用することになったが (松島・加藤, 1999)、アナタハン島 (Anatahan)、ググアン島 (Guguan)、パガン島 (Pagan)、アグリハン島 (Agrihan) で観測が実施された。また、グアム島においても 1992 年以來実施しているアンダーソン空軍基地内での観測点 (Guam (AAFB)) で実施された。この観測点は IGS 連続観測点 (Guam (GUAM)) から数キロメートル離れた地点にあり、IGS で連続観測が始まる前のデータ解析では基準点として使用された所である。

3. データ

1998, 1999 年ともに観測は 1 セッション 24 時間 30 秒サンプリングで 4 日間遂行されたが、受信機のメモリーの制約から第 4 日目はセッションの途中までしか記録できていなかった (Table 5-1)。バッテリーがあがってしまった Saipan (SPNA) を除いて全 4 日間とも高精度基線解析に十分な量のデータが取得できていると判断した。

1994 年は Guam (AAFB), Anatahan, Guguan, Saipan (MPLC), Pagan の 5 観測点がそろって観測されている 5 月 10 日から 15 日までの 6 日間のデータを解析した。Saipan (SPNA) は観測期間が前後していたため解析には含めなかった。一部 18:30 (UTC) で観測を終了している観測点もあるが、解析精度には影響ないものと考えられる。残念ながら 1994 年は最も北の観測点 Agrihan での観測は行われなかった。1992 年も含め全データは RINEX 標準フォーマットに変換して東京大学地震研究所の UNIX ワークステーションに

Table 5-1. Sites location and observation interval

location	Code name	longitude	latitude	Ellipsoidal height	observation interval(UTC)	
					1994	1998
Tsukuba	TSKB	140° 05' 15.0"	36° 06' 20.4"	67.3m	05/10-05/15	01/30-02/02
Guam	GUAM	144° 52' 06.1"	13° 35' 21.6"	201.9m		01/30-02/02
Agrihan	AGRI	145° 39' 06.2"	18° 44' 07.8"	50.8m		01/30/00:00-02/02/14:30
Pagan	PAGA	145° 45' 26.1"	18° 07' 33.4"	66.2m	05/10-05/15 ^{*1}	01/30/00:00-02/02/12:31
Guguan	GUGU	145° 49' 54.9"	17° 18' 33.1"	61.5m	05/10-05/15	01/30/00:00-02/02/13:54
Anatahan	ANAT	145° 38' 00.5"	16° 21' 51.3"	88.4m	05/10-05/15 ^{*1}	01/30/00:00-02/02/15:43
Saipan	MPLC	145° 44' 59.3"	15° 12' 29.5"	313.5m	05/10-05/15	01/30/00:00-02/01/23:59
Saipan	SPNA	145° 42' 59.6"	15° 06' 56.5"	119.3m		01/30/00:00-02/02/11:16
Guam	AAFB	144° 54' 49.0"	13° 34' 20.1"	229.8m	05/10-05/15	01/30/00:00-02/02/10:33

*1 observation stopped at 18:30 everyday

保存してある。

4. 解析

解析には1994年、1998年、1999年のデータを用い1992年のデータは使用しなかった。1998、1999年はマリアナ諸島の7観測点にIGS連続観測点Tsukuba, Guam (GUAM), Shanghai, Usudaの4観測点を加えてデータセットとした。1994年はIGSによるグローバルな連続観測点網が整備されておらずShanghai, Guam (GUAM)での連続観測はまだ始まっていなかった。そこでIGSグローバルサイトとしてTsukuba, Usudaに加えてTaipei (1997年11月で観測を中断している)のデータを使用した。解析ソフトウェアはBernese ver 4.0, 精密暦はIGSのものを使用し、基準座標系はITRF 94に準拠した。基線解析は第2章で述べたように、最初にfiducial freeによる解を求め、次いで適当な準拠座標系に固定する方法を用いた。まず1998年についてTsukuba, Guam (GUAM)をITRF 94に拘束し、各観測点のITRF 94に準拠した正確な座標を推定した。Tsukuba-Guam (GUAM)間は約2500 km, Shanghai-Guam (GUAM)間は約3000 kmと遠方であるので、ネットワーク内のGuam (GUAM)を拘束することでネットワーク全体の回転を押さえた。1999年 (IGS精密暦はITRF 96)についてはfree network解をITRF 94に準拠するように変換した後、プレート運動モデルにHEKI (1996)によるKinematic Reference Frameを採用し、ユーラシア安定地塊に対する変位を計算した。TsukubaにはHEKI (1996)から水平速度(2.07 cm/yr, N 82.5° W)を、Guam (GUAM)には小竹・他(1998 b)の速度、西北西(N 57.7° W)に2.5 cm/yrを仮定した。この速度はユーラシア安定地塊に対するものでHEKI (1996)のKRFと整合性がある。1994年はGuam (GUAM)はまだ観測開始していないので同じ島内のGuam (AAFB)がGuam (GUAM)と同じ速度で変位しているものと見なして、他の北マリアナの観測点の位置を推定した。Guam (AAFB)はGuam (GUAM)から5 km程度しか離れていないので、このように見なしても大きな誤差が入ってくることはないと考えられる。

5. 結果

Fig. 5-2に各観測点で得られた時系列グラフを示す。1994, 1998, 1999年の各観測点の位置はいずれの観測点もほぼ直線上に並んでいる。したがって各観測点の変位速度を最小二乗法による直線近似で求めても信頼できる値が得られると言って差し支えないであろう。Table 5-2にその結果をまとめる。フィリピン海プレートのモデル速度は第4章で決定したフィリピン海プレートのユーラシアプレートに対するオイラーベクトルから計算した速度である。このモデル速度はこれらの島々がフィリピン海プレート上にあると仮定したときのユーラシア安定地塊に対する相対速度をあらわす。差速度はこの二つの速度の差で、剛体的フィリピン海プレートに対するこれらの島々のローカルな相対速度を意味している。Fig. 5-3にこれら3つの変位速度ベクトルを色分けして示す。黒い矢印はGPSで観測された速度ベクトル、白抜きの矢印はモデル速度ベクトル、濃いグレイの矢印はこの二つのベクトルの差ベクトルである。この差ベクトルは東向きの運動を表していて、これは剛体的フィリピン海プレートに対しマリアナ諸島が遠ざかり、トラフが開いていることを表している。

より詳細に見ると差速度には徐々に北向きの成分が含まれ、Guam (AAFB)ではN 92.65° Eであるのに対し、PaganではN 70.45° Eである。この変位方向の差違はマリア

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

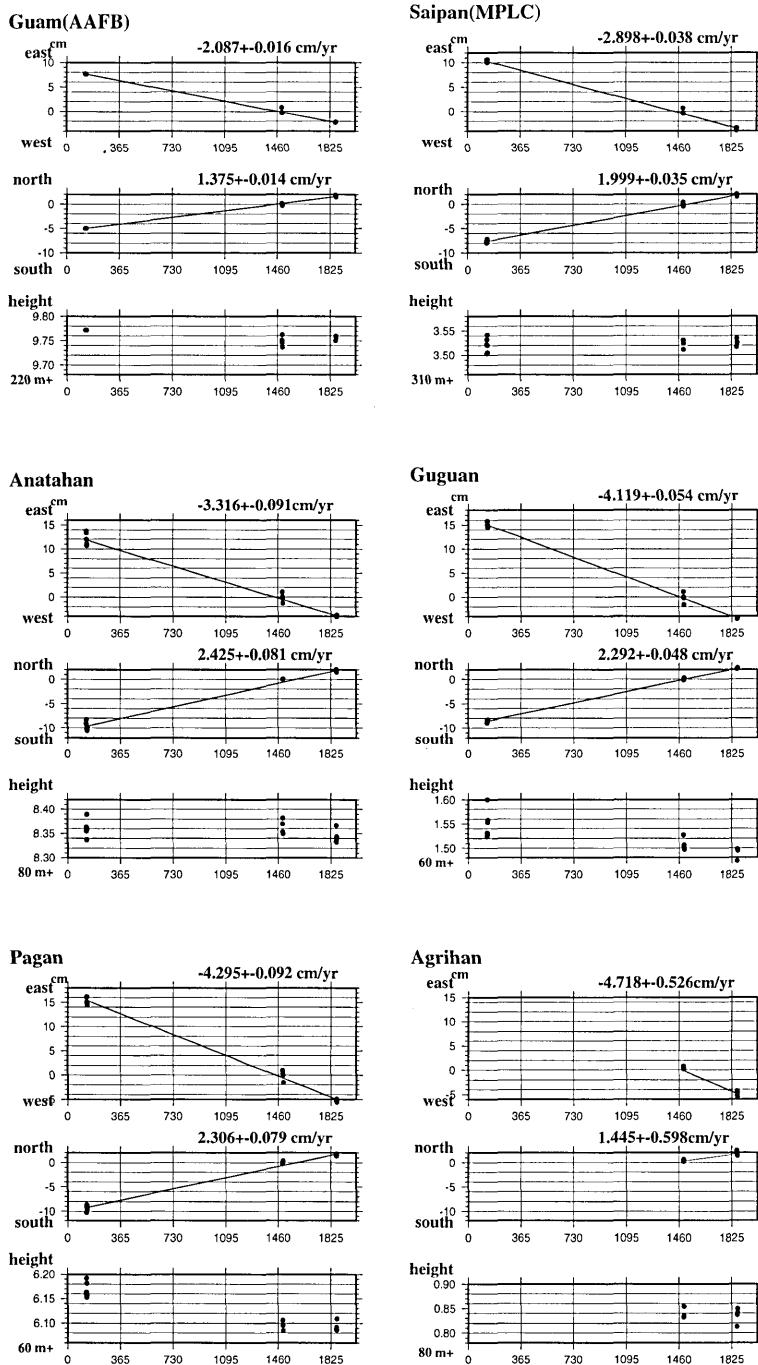


Fig. 5-2. Time series of coordinates at GPS sites. Horizontal axis is cumulative dates from January 1, 1994 and vertical axis is coordinate difference from arbitrary origin (unit=cm).

Table 5-2. Site velocities and their uncertainties derived from GPS observations

	V _{ew}	V _{ns}	V	V _{azim}	σ_{\max}	σ_{\min}	σ_{azim}
AGRI	-4.72±0.53	1.45±0.60	4.93±0.50	N73.0W±7.2	0.622	0.497	N332.76E
PAGA	-4.29±0.09	2.31±0.08	4.87±0.09	N61.8W±1.0	0.092	0.079	N91.61E
GUGU	-4.12±0.05	2.29±0.05	4.71±0.05	N60.9W±0.6	0.054	0.048	N86.89E
ANAT	-3.32±0.09	2.43±0.08	4.11±0.09	N53.8W±1.2	0.092	0.081	N82.33E
MPLC	-2.90±0.04	2.00±0.03	3.52±0.04	N55.4W±0.6	0.038	0.034	N78.79E
SPNA	-3.10±0.55	1.79±0.42	3.59±0.55	N60.0W±6.9	0.559	0.416	N100.98E
AAFB	-2.09±0.02	1.38±0.01	2.50±0.02	N56.6W±0.3	0.016	0.016	N101.50E

(a) observed velocity

	V _{ew}	V _{ns}	V	V _{azim}	σ_{\max}	σ_{\min}	σ_{azim}
AGRI	-6.51±0.07	1.48±0.09	6.68±0.06	N77.2W±0.8	0.101	0.053	N52.37E
PAGA	-6.67±0.08	1.46±0.09	6.83±0.07	N77.7W±0.8	0.104	0.054	N49.93E
GUGU	-6.89±0.08	1.44±0.09	7.04±0.07	N78.2W±0.8	0.108	0.055	N46.78E
ANAT	-7.14±0.09	1.49±0.09	7.29±0.08	N78.2W±0.8	0.111	0.056	N42.73E
MPLC	-7.44±0.10	1.46±0.09	7.58±0.09	N78.9W±0.7	0.118	0.057	N39.23E
AAFB	-7.87±0.11	1.64±0.08	8.04±0.10	N78.2W±0.7	0.124	0.058	N39.18E

(b) plate motion model of PHS

	V _{ew}	V _{ns}	V	V _{azim}	σ_{\max}	σ_{\min}	σ_{azim}
PAGA	2.38±0.12	0.84±0.12	2.52±0.13	N70.5E±2.4	0.134	0.102	N42.34E
GUGU	2.77±0.10	0.85±0.10	2.90±0.11	N73.0E±1.7	0.119	0.074	N44.67E
ANAT	3.82±0.13	0.94±0.12	3.94±0.14	N76.2E±1.6	0.141	0.098	N37.59E
MPLC	4.54±0.11	0.54±0.09	4.58±0.11	N83.3E±1.1	0.122	0.064	N38.61E
AAFB	5.78±0.11	-0.27±0.08	5.79±0.11	N92.7E±0.9	0.125	0.060	N32.03E

(c) relative velocity with observation and plate model

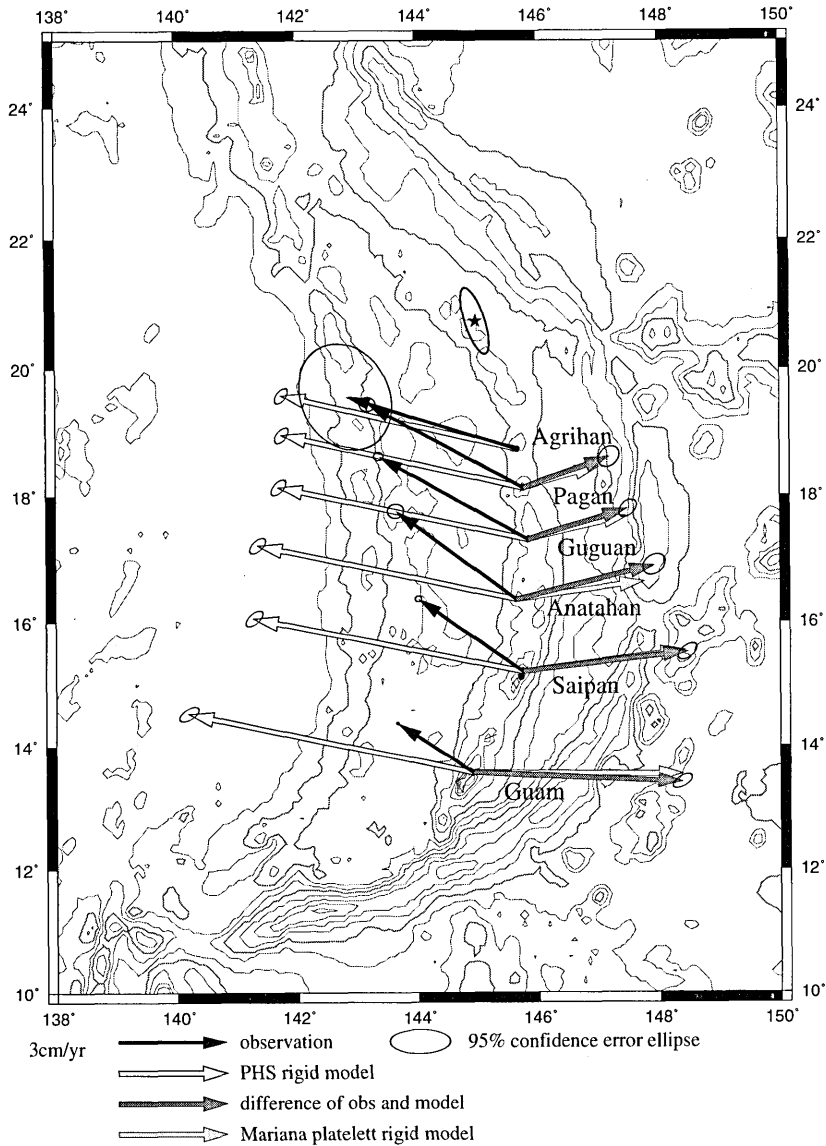


Fig. 5-3. Horizontal velocity vectors at GPS sites in the Mariana Islands. Solid arrows are those estimated from GPS observations. The estimated velocity vectors from plate motion model (Chapter 4 in this study) are shown by Open arrows. Dark gray arrows represent the difference between the two velocities (observation vector-plate motion model). Asterisk denotes the Euler pole assuming that the Mariana platelet is rigid and light gray arrows represent the expected velocity vectors from this pole.

ナ諸島が南北に伸張していることを示唆している (KARIG *et al.*, 1978). そこでこれらの差ベクトルを用いてマリアナ諸島のフィリピン海プレートに対する剛体的回転を計算した. その回転極は 20.6°N , 145.2°E に, 回転角速度は 4.17 deg/my に求まった. ただし差ベクトルの分散を重みとして用いている. このオイラーベクトルから推定される各観測点での速度を淡いグレイの矢印で示す. このようにほぼ一直線上に並ぶ観測点から求めた回転極位置の精度は必ずしもよくない (このような配列の速度ベクトルの場合, 回転速度はよく決まるが, 直交する大円の交点として定義される極位置は求めにくい). 図中の回転極の誤差楕円は計算上のもので実際はそれほど正確ではないかもしれない. しかし南方の2島, グアム島とサイパン島に比べて北部のアナタハン, ググアン, パガンの各島の観測速度は推定速度に較べて系統的に北方を向いているように思われる. 剛体の回転運動では求点がこのように緯度方向に並んでいる場合, 北向き速度は緯度によらずほぼ一定となるはずであるが北部3島の観測値の南北成分は明らかに大きく, マリアナ前弧の非剛体的な変形を表しているのかも知れない.

ところでマリアナ島弧の変位の方向はフィリピン海プレートに対するよりむしろ太平洋プレートのそれにより調和的で, その差は10度以内である. 速度の大きさが固着率の差を表すと考えれば, この地域がフィリピン海プレートからは分離していて, 太平洋プレートに押されて運動しているとも見られるであろう (TAMAKI, personal communication).

6. 考察

本節ではGPSの結果に加えて地震や他の地球物理学的資料を参照しつつ, マリアナ島弧-海溝系のテクトニクスを論じる.

BURBACH and FROHLICH (1986) は深発, 稍深発地震の震源分布から 16°N 付近にセグメント境界があることを示した. Fig. 5-4 にマリアナ島弧地域の震源分布を示す. データはISC地震カタログから1964年~1996年, $m \geq 5.0$ である. BURBACH and FROHLICH (1986) のセグメント境界 M3 を太線で示した. 浅い地震はほとんどが海溝軸に沿って存在し, プレート境界~太平洋プレート内のものである. 島弧からトラフ内にかけて浅発地震は非常に少ない. 沈み込む太平洋のスラブの形状は 16°N を境に非常に異なっている. Fig. 5-5 に海溝軸に直交する方向の地震断面図を示す. ▼印は海溝の位置を表す. (a) ~ (g) は Fig. 5-4 の矩形 (a) ~ (g) に対応する. 16°N より北の (a), (b) では太平洋のスラブがほとんど垂直に沈み込んでいて深さ 600 km に達しており, 一部ではロールバックしている (van der HILST and SENO, 1993). 16°N より南の (c), (d), (e) では 200 km より深い震源はなくなる. この震源分布の変化は van der HILST and SENO (1993) にある伊豆・小笠原海溝からマリアナ海溝に変化する付近で沈み込むスラブが断裂している状況によく似ていて, スラブが 16°N 付近で引き裂かれている (YAMAOKA *et al.*, 1986) 様子を表している. すなわち 16°N 付近は活動的火山島から隆起珊瑚礁の島に変化し, 沈み込むスラブがなくなるような地殻構造上の境界にあり, したがってマリアナ前弧の変位運動にも差異が生ずると考えることも出来よう. この地域での浅発地震のメカニズムはあまりよく決まっていない. 1990年4月5日のマリアナ諸島地震 (15.125°N , 147.569°E , $M_w=7.5$) はマリアナ海溝海側の太平洋プレート内で発生した正断層型の地震である (ZHANG and LAY, 1992). 1993年8月8日のグアム地震 (12.982°N , 144.801°E , Depth 59.3 km, $M_w=7.7$)

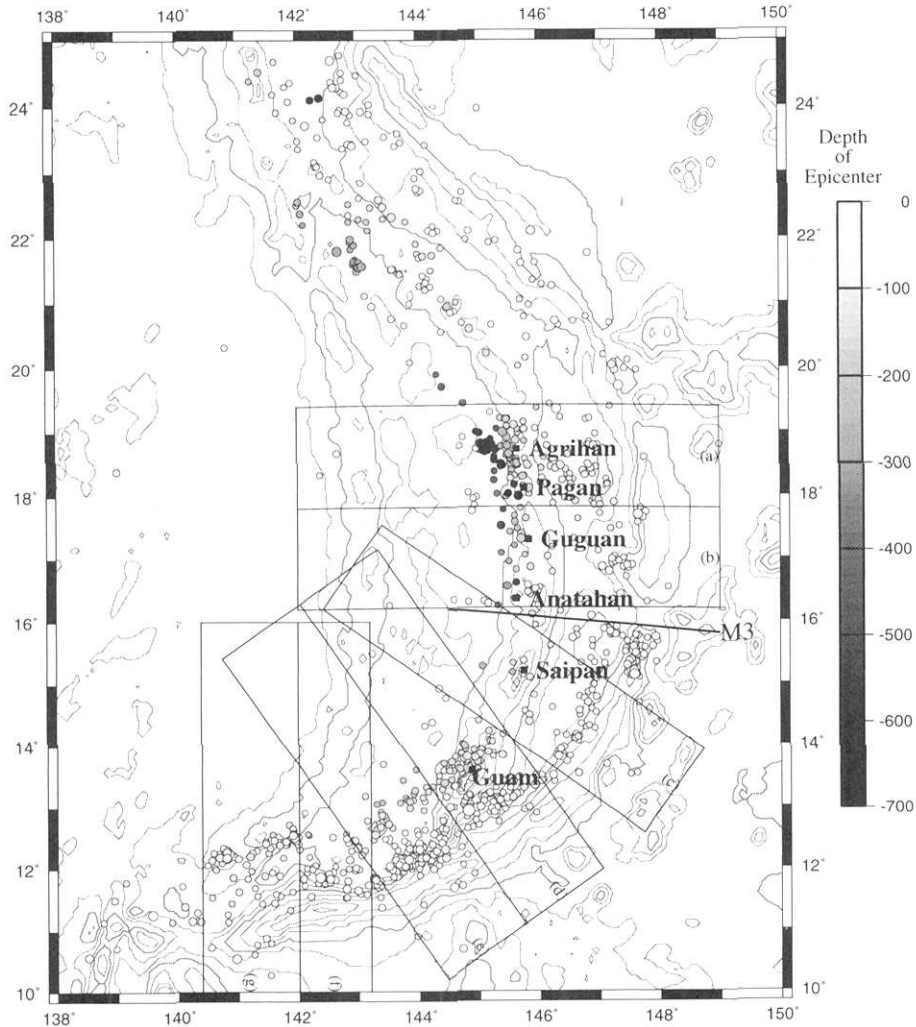


Fig. 5-4. Epicenter map in the area of Mariana Islands during the period from 1964 to 1996, $m \geq 5.0$ by ISC epicentral catalog. M3 denotes the segmentation by Burbach and Forhlich (1986).

(EDR)) は太平洋プレートと島弧の境界で起こったスラスト型の地震である (CAMPOS *et al.*, 1996). EGUCHI (1984) はマリアナ島弧-海溝系の 100 km より浅い地震のメカニズムにスラストタイプが少なく、ほとんどが正断層タイプであることから、沈み込み帯での太平洋プレートと陸側プレート (マリアナ前弧) のカップリングは弱いとした。

マリアナトラフの地形は不連続ではあるが幅の狭い中軸谷とそれを挟んで比高約 1000 m の山脈があり、大西洋中央海嶺のような速度の遅い拡大系に分類されている (益田・他, 1994, HAGEN *et al.*, 1992, 本荘・他, 1997, KARIG, 1971, HUSSONG and UYEDA, 1982, LOSDALE and HAWKINS, 1985, YAMAZAKI *et al.*, 1993). 22°N 付近に地形的境界があり、それ

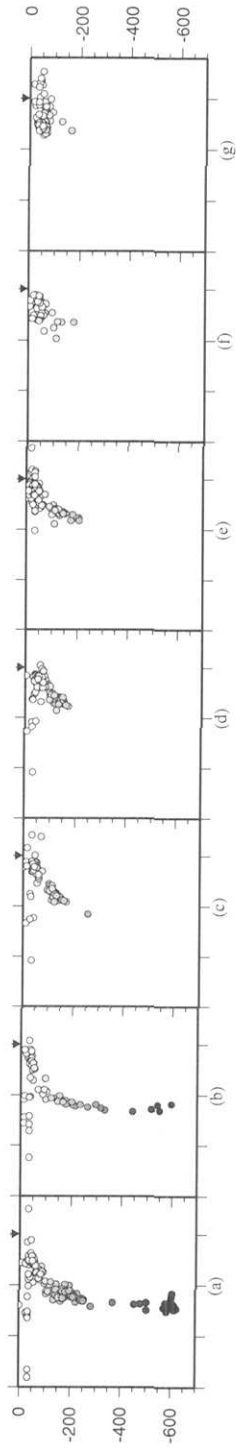


Fig. 5-5. Seismicity map projected to the cross-sections perpendicular to the Mariana trench. (a)-(g) denote the rectangular boxes in Fig. 5-4.

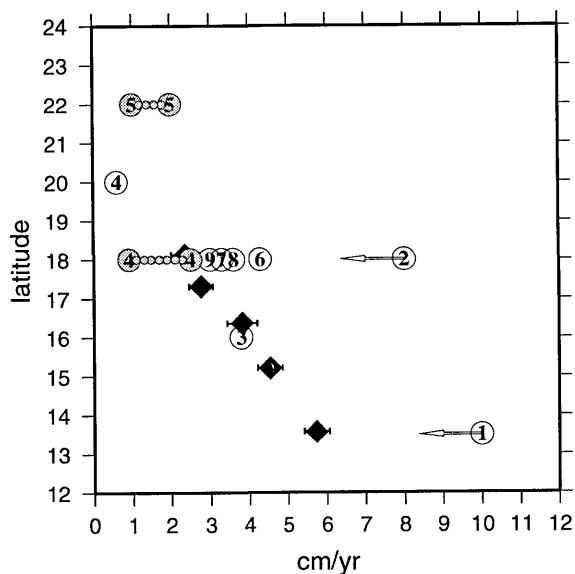


Fig. 5-6. Comparison of the spreading rates estimated from GPS observations with respect to those of magnetic anomaly observations. Black diamonds represents the rates from GPS observations. Other data sources are also shown ①: Karig, 1975, ②: Karig *et al.*, 1978, ③: Honsho *et al.*, 1997, ④: Yamazaki & Stern, 1997, ⑤: Yamazaki *et al.*, 1993, ⑥: Hussong & Uyeda, 1982, ⑦: Fryer & Hussong, 1982, ⑧: Seama *et al.*, 1993, ⑨: Bibee *et al.*, 1998, respectively.

より北ではリフティング、南では海洋底拡大の段階にあるといわれる (YAMAZAKI *et al.*, 1993). しかし拡大軸が東の島弧側に偏っていて、背弧海盆の拡大は対称的でない (HAGEN *et al.*, 1992), トラフ底の地形はラフで滑らかでない, など典型的な大洋中央海嶺とは異なっている.

マリアナトラフの拡大は 5 Ma 以前に南部から始まったと言われており (益田・他 1994, SENO and MARUYAMA, 1984, SCOTT *et al.*, 1981), 地磁気縞模様プロファイルから得られる拡大速度は 16°N 付近で 38 mm/yr (本荘・他, 1997), 18°N 付近で 30 mm/yr (BIBEE *et al.*, 1980), 深海掘削調査では 18°N 付近で 43 mm/yr (HUSSONG and UYEDA, 1982) が得られている. また 20°~22°N では 3.5 Ma 頃に片側拡大速度約 25 mm/yr で海底拡大を開始し, 現在は約 10 mm/yr で拡大していて, 拡大速度は遅くなる傾向にあるといわれる (山崎・湯浅, 1993, 山崎 他, 1992).

GPS 観測によるマリアナ島弧のフィリピン海プレートに対するローカルな変位速度は Guam (AAFB; 13.5°N) で 58 mm/yr でほぼ真東を向いている. 北上するにつれて速度は減少し, Saipan (MPLC; 15°N) で 46 mm/yr, Anatahan (16.4°N) で 39 mm/yr, Guguan (17.3°N) で 29 mm/yr, Pagan (18°N) では約 25 mm/yr である. Fig. 5-6 に地磁気異常縞模様から求めた拡大速度と GPS による観測値の比較を示す. 図に示すように, 現在の地殻変動速度は地磁気異常縞模様から得られる地質学的拡大速度とよい一致を示す. 小竹・他 (1998 b) はマリアナトラフの拡大速度が測地学的測定と地球物理学的, 地質

学的測定で数 10% 異なるとしたが、これは観測データが少なく、拡大速度が緯度によってはなはだしく異なることを無視して、南部グアム島 (Guam (GUAM; 13°N)) の変位速度とトラフ中央部 (16°N~18°N) の地磁気縞模様から得られる拡大速度を比較したためであった。今回の結果は、現在の測地的タイムスケールによる拡大速度が地質的タイムスケール (数 Ma) の速度とよく一致していることを示している。

Karig *et al.* (1978) はマリアナトラフの拡大様式について、縁海盆の広い範囲に extensional faulting が分布していて、中軸谷での拡大速度は遅く、地形も拡大速度の遅い中央海嶺の特徴を備えているが、トラフ全体としての速度は速くなるモデルを提示している。マリアナ前弧すなわちマリアナ諸島についても北端でピンホールされた細長い梁が開いていくように剛体的に回転する部分と、北方に変位しかつ南北に伸張する fragment 化された部分からなるモデルを提示している。マリアナ北部の 3 島が南部に比べより北向きに変位しているのは、南部の島嶼が珊瑚由来の島であるのに対し、北部の島嶼は活動的な火山島であることから、火山活動による局所的な変動と見ることもできるが、定常的な変位運動であり、系統的にずれていることから南部と北部がセグメント化している結果とみたほうが妥当といえよう。本研究の結果からはマリアナトラフの拡大様式の詳細を論じることが出来ないが、KARIG *et al.*, (1978) の上述のようなモデルとは矛盾しない結果が得られたといえるだろう。

7. まとめと今後の課題

1994 年、1998 年、および 1999 年の観測の結果を比較して、マリアナ諸島のほとんどはフィリピン海プレートの主要部分に対して東方に変位していることがわかった。マリアナトラフの拡大変位速度は南のグアム島付近 (13°N) 付近で約 60 mm/yr に達する。得られた結果は海底磁気異常から推定される拡大速度とよい一致を示す。またマリアナ諸島北部では南部に比べ拡大の方向に明らかに北向きの成分が含まれており、提唱されているブロック構造と調和的である。

マリアナ前弧のブロック運動と背弧海盆拡大様式を解明するには更に観測を続けるとともに、観測をより北方の島々に拡大して、変位の空間的な分布を知ることも重要である。ただしパガン島やアスンシオン島など北方の島は活動的な火山島であるので、島内に GPS アレイを敷くか、GPS 観測点を基準点として EDM による測量をするなど、地殻活動によるグローバルな変位と火山活動による局所的変形を分離する工夫が要求される。また沖縄トラフと沖縄諸島のように類似する環境との比較研究も有力な手段となろう。これらの島々での火山活動と噴火の可能性を監視するために少なくともサイパン島とパガン島あるいは他の火山島で GPS 連続観測を地震観測等の他の地球物理学的観測と組み合わせて行うことがぜひとも必要であろう。

第 6 章 フィリピン海プレート南東部のテクトニクス

1. はじめに

これまでの章で、我々は西太平洋から東アジアの地域において実施された GPS 観測データの解析に基づき海洋プレートの剛体性、プレート境界部での変形を実証的に論じてきた。本章ではフィリピン海南東部をとりあげ、ここでの GPS データ解析によって何が明らかにになり、何が未解決のままなのかを論じる。

小竹・他 (1998a) は、沖の鳥島、父島、南大東島、八丈島の4点のGPS観測データを使用してフィリピン海プレート (以下 PHS と記す) のユーラシア大陸の安定部分 (EUR) に対する回転運動を求めた (第4章参照)。求められたオイラーベクトルの誤差は地震学的データに基づくこれまでの推定誤差に比べて小さく、観測値とこのモデルから計算された予測値とはよい一致をみせた。ただしこれらの島々はいずれも PHS の北半部分に位置しており、本章で論じようとするフィリピン海南東部は含まれていない。

Guam や Palau といったフィリピン海南東部では、観測データとプレートモデルからの予測値の整合性は思わしくない (Fig. 3-4 参照)。Guam の観測された変位速度は、すでに第5章で指摘したように背弧海盆拡大の影響を受けていると考えられ、その差は局所的なテクトニクスの影響によると考えられる。Palau での観測された変位速度ベクトルはプレート運動モデルに対して約7°反時計回りに回転していてその差は有意と考えられるが、この地域ではマリアナのような背弧海盆の拡大は見いだされておらず、その原因はよくわかっていない。考えられる原因としては、たとえば1) Palau に関しては2年間の観測データがあるものの、データの質が必ずしも良くないため解析解の得られない日も多く、観測値に大きな誤差が含まれる、2) プレート境界の変形の影響を受けている、3) PHS の南部は北部とは異なるブロックとしてプレート運動をしている、などがあげられるだろう。

PHS の南東部はマリアナ海溝が大きく湾曲して西向きに方向を変え、Yap, Palau 海溝へとつながり、太平洋プレート (PAC) と複雑な境界を形成している。また南にはカロリンプレート (CAR) が接してるともいわれている (WEISSEL and ANDERSON, 1978)。この地域のテクトニクスを調べることは西南太平洋のプレート間相対運動や、PHS の発達史を知る上で有意義であると考えられる。

PHS-PAC の回転極は PAC-EUR (NUVEL-1 A; DeMets *et al.*, 1994) と PHS-EUR (第4章) のオイラーベクトルから、Yap 島の近傍 (138°E, 10°N) に求まり、Yap 海溝における両プレートの収束速度は小さいと思われる。あるいは PHS-CAR の回転極は Palau 海溝と Ayu トラフの接する付近 (134°E, 6.5°N; Seno *et al.*, 1993) と考えられていて、Palau 海溝 (収束)、Ayu トラフ (拡大) いずれにおいても相対速度は小さいと考えられる。したがって特に精密な相対運動ベクトルを求めてこれら両海溝において、収束があるのかなのか、収束しているとすればどのくらいの速さか、などを正確に推定しておくことがテクトニクスの議論には欠かせない。

幸いなことに、この地域においては連続観測の他に、マリアナと同様にいくつかの地点において繰り返し観測が行われている。そこで、本章ではこれらの繰り返し観測のデータ解析を通じて、フィリピン海南東部の変位速度場を推定し、現在の両海溝での収束の様式について論じるとともに、太平洋プレート内の変形を考察する。

以下に、Yap, Palau 両島弧のテクトニクスの背景について述べておく。

Yap 諸島はその東側にある Yap 海溝とともに島弧-海溝系を形成している。Yap 海溝は延長 700 km に過ぎないが、最深部では水深 8900 m を越える発達した島弧-海溝系である。海溝の北端、マリアナ海溝の南端との接合部ではカロリン海嶺も接している (たとえば McCABE and UYEDA, 1983)、両海溝はほぼ直交している。海溝軸付近の地形は、トランスフォーム断層的という説 (Tokuyama *et al.*, 1985) と、カロリン海嶺の衝突による正断層と言う説 (富士原・他, 1997) がある。また接合部から北北西に落差 1500 m 以上の急崖を

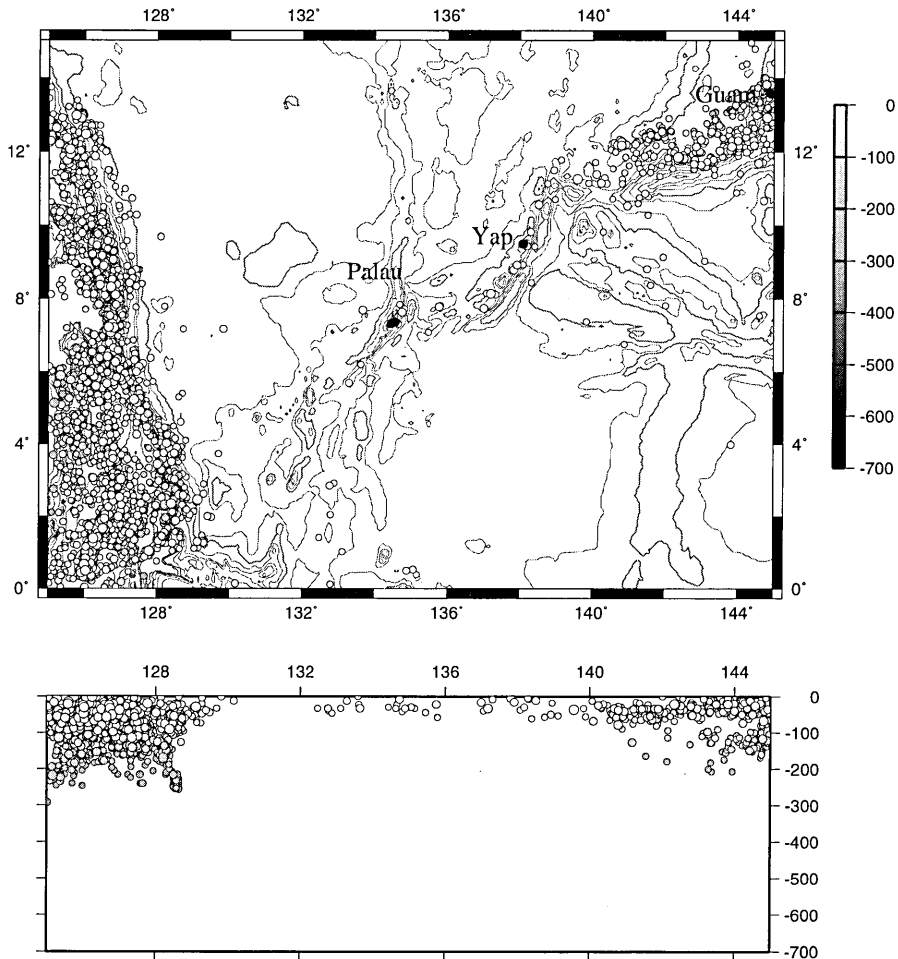


Fig. 6-1. Seismicity map in the area of Yap, Palau and the surrounding region, and east-west cross-section during 1964 to 1996, $m \geq 5.0$ by ISC epicentral catalog.

もつ谷地形がのびていて、マリアナ弧が Yap 弧に沈み込んでいる (NISHIYAMA *et al.*, 1986) という説と、沈み込みの圧縮場ではなく、Yap 側の地殻が落ち込んでいる正断層の場合である (岩渕・他, 1990, 富士原・他, 1997) という説がある。Yap 海溝南部, Palau 海溝との接合部では海溝地形は途切れていて連続していない (富士原・他, 1997)。

Palau 諸島は九州-パラウ海嶺の南端に位置する。その東には延長 300 km, 水深 8000 m を越える Palau 海溝があり, Yap と同様, 発達した島弧-海溝系を形成している (KOBAYASHI, 1997)。Palau 海溝の南端は Ayu トラフに続いており, このトラフは現在拡大している可能性が示唆されている (FUJIWARA *et al.*, 1995)

Yap, Palau 両諸島とも日本やマリアナなどの典型的な島弧-海溝系とはかなり異なった様相を示す。島弧から海溝までの距離は非常に短く, Yap で 50 km (富士原・他, 1997), Palau で 35 km である。ちなみに, 日本海溝では 200 km (KOBAYASHI, 1997) 程度である。

また深発地震面を欠き活動的な火山活動もない。Fig. 6-1 に ISC 震源カタログより 1964 年から 1996 年の $m \geq 5$ の震源分布図と東西断面図を示す。しかしながら海溝側の低熱流量 (60 mW/m^2) にたいし背弧側では 200 mW/m^2 の高熱流量が観測されていて、沈み込みがあると考えられている (NAGIHARA *et al.*, 1989)。また SATO *et al.* (1997) は微小地震の観測から Yap 海溝の沈み込みは活動的であると示唆している。Yap 島と Palau 島の地質構造は異なる。Yap 島はおよそ 17 Ma 以降に背弧海盆として開いたパレスベラ海盆 (e.g. SENO and MARUYAMA, 1984) の南端部にあり変成岩でできている。一方 Palau 島は四国海盆が開いて伊豆-小笠原諸島が東進した後、西側に取り残された古島弧である九州-パラウ海嶺の南端にあって古い火山と珊瑚礁でできている (北里・藤岡, 1996)。

2. 観測データ

日本と米国が共同して実施した PHS キャンペーン (Philippine Sea plate GPS campaigns; PSP) では、1992 年から 1996 年にかけて 4 回の繰り返し観測が実施された (BEAVAN *et al.*, 1994)。観測点は Yap, Palau, Ulithi, Fais, Chuuk および Saipan, Guam を含むマリアナ諸島である (第 5 章参照)。Fig. 6-2 に南西太平洋の概略地形と観測点位置を示す。また Table 6-1 に、この解析に使用した観測点をまとめる。○印は 2~3 日以上観測データが取得できた事を表し、●印は解析の際に基準点とした観測点である。1992 年および 1993 年の観測は一部 P コードの取得できない受信機を使用している。Guam の観測点 AAFB は 1993 年 8 月 8 日に発生したグアム地震 ($M_w=7.7$, 12.982 N, 144.801 E, Depth = 59.3 km; (EDR)) により地震時の影響を受けている (CAMPOS *et al.*, 1996) ので、使用しなかった。

3. 基線解析

まず最初にデータが揃っている 1996 年のデータについて IGS 観測点 Tsukuba (TSKB) と Guam (GUAM) を基準として精密基線解析をした。これによって Saipan (MPLC) を含む他の観測点の ITRF 94 座標系に準拠した正確な座標値を決定した。1995 年以前は Guam (GUAM) は勿論 Tsukuba も存在しなかったため、全期間を通じて観測データの存在する Saipan (MPLC) を基準とした。この Saipan (MPLC) の変位速度はユーラシア大陸安定地塊を固定した日置の Kinematic Reference Frame (HEKI, 1996) に準拠して求められているので、1996 年の座標値から出発して 1992 年まで遡って得られた座標値も日置の KRF に準拠した値となる。GPS 解析ソフトウェアは Bernese v 4.0 を使用し、精密暦は 1992 年に関しては Scripps Institution of Oceanography (SIO) による暦を (Bock, personal communication), 1993 年以後は Centre for Orbit Determination in Europe (CODE) を使用した。基線解析は ITRF 94 座標系に準拠し、fiducial free の方法を使用した。さらに基線解析で得られた座標値を前記 Saipan (MPLC) の座標値に固定するよう変換した。このようにして、全観測点での変位速度を推定した。

4. 結果

Fig. 6-3 に水平方向の座標値の時系列と最小二乗法で求めた直線を示す。縦軸は暫定的に与えた位置からの変位、横軸は 1992 年からの経過日数である。図中の小さな縦棒は基線解析の RMS (3σ) であり、直線近似の際に重みとして使用した。1992 年および 1993 年の一部の基線解析の RMS が他の年に比べて 5~10 倍大きく、ばらつきも大きいのはこの時用いた受信機が P コードを受信できない機種であったためと思われる。しかし Palau



Fig. 6-2. Ocean bottom topography of the Philippine Sea and GPS site locations. Circles denote the Philippine Sea Plate campaign sites and squares continuous observation sites in this area except Okino-Torishima which is the other campaign site.

Table 6-1. Data used for the regional campaign analyses in the southeastern part of the Philippine Sea plate and estimated velocities at these sites

location	site 4ch	lat	long	H m	Vew cm/yr	Vns cm/yr	V cm/yr	azim NtoW	Error Ellipse(1 σ) σ_{max} σ_{min} ζ	92 Mar	93 Aug	93 Nov	94 May	96 Apr
Tsukuba	TSKB	36° 06'	140° 05'	67	-2.05 ± 0.13	0.27 ± 0.14	2.07 ± 0.19	82.5 ¹					●	●
Guam	GUAM	13° 35'	144° 52'	201	-2.09 ± 0.062	1.32 ± 0.045	2.47 ± 0.076	57.7 ²						●
Saipan	MPLC	15° 12'	145° 45'	313	-2.89	2.00	3.51	55.3 ³		●	●	●	●	○
	SPNA	15° 07'	145° 43'	119	-2.71 ± 0.19	1.97 ± 0.16	3.36 ± 0.18	54.0 ± 3.0	0.19 0.16	N85.2E	○	○	○	○
Chuuk	XAVR	7° 27'	151° 53'	111	-7.18 ± 0.54	4.14 ± 0.20	8.29 ± 0.48	60.0 ± 2.1	0.54 0.20	N91.6E	○	○	○	○
Fais	FAIS	9° 46'	140° 31'	77	-7.67 ± 0.26	3.71 ± 0.12	8.52 ± 0.23	64.2 ± 1.1	0.26 0.12	N87.6E	○		○	○
Ulithi	ULIT	10° 01'	139° 48'	63	-7.33 ± 0.27	3.58 ± 0.14	8.16 ± 0.25	64.0 ± 1.3	0.27 0.14	N86.8E	○		○	○
Yap	FALA	10° 01'	139° 47'	65	-7.57 ± 0.20	3.52 ± 0.09	8.34 ± 0.18	65.1 ± 0.9	0.20 0.09	N87.3E	○		○	○
	DAKY	9° 30'	138° 06'	108	-6.86 ± 0.28	2.79 ± 0.13	7.40 ± 0.26	67.9 ± 1.3	0.28 0.12	N85.9E	○	○	○	○
	AIRT	9° 30'	138° 04'	132	-6.63 ± 0.06	2.62 ± 0.11	7.13 ± 0.05	68.4 ± 0.9	0.20 0.11	N83.5E	○	○	○	○
Palau	BABE	7° 22'	134° 33'	115	-6.28 ± 0.32	2.62 ± 0.18	6.80 ± 0.29	67.4 ± 1.9	0.32 0.18	N82.5E	○	○	○	○
	BMDC	7° 20'	134° 27'	72	-6.26 ± 0.25	2.87 ± 0.15	6.89 ± 0.22	65.4 ± 1.6	0.25 0.15	N77.8E	○		○	○

● referenced site

1 Heki K., (1996)

2 recent result of WING data analysis

3 result of Mariana '99 data analysis

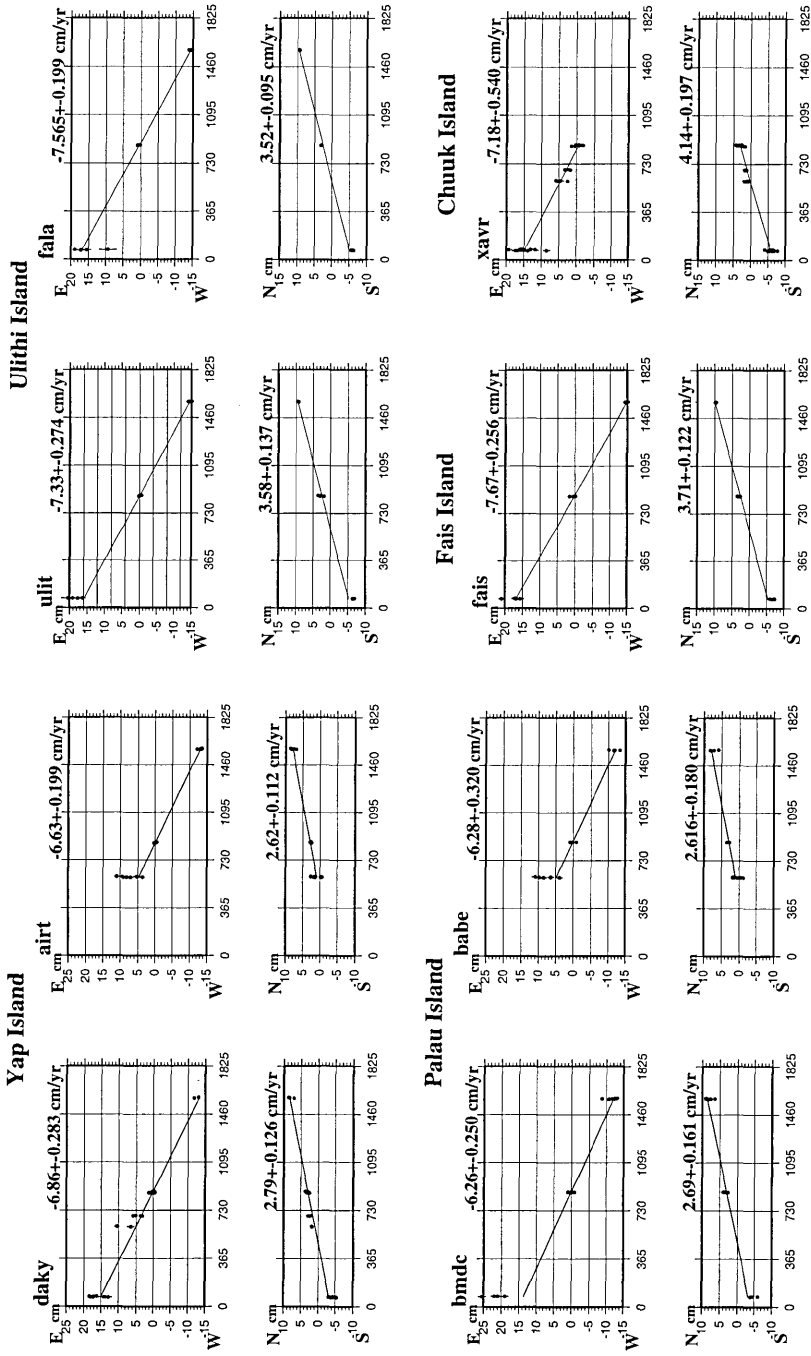


Fig. 6-3. Time series of horizontal coordinates at GPS sites. Horizontal axis is cumulative dates from January 1, 1992 and vertical axis is coordinate difference from arbitrary origin (unit = cm).

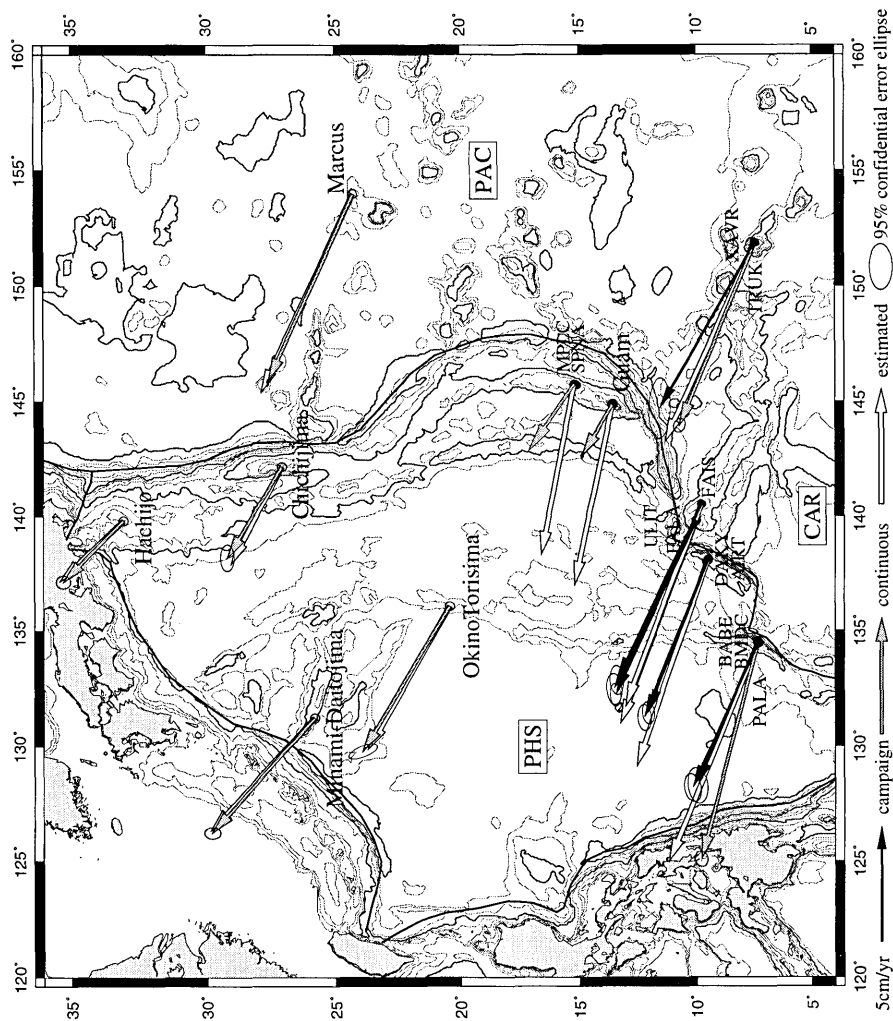


Fig. 6-4. Velocity vectors in the southeastern part of the Philippine Sea plate relative to EUR. Black arrows are estimated from campaign results for the period from 1992 to 1996, 95% confidence error ellipses are shown. Open vectors are those estimated by plate motion models (NUVEL-1A and this study) and gray ones are vectors estimated from permanent tracking sites in PHS and PAC.

(BMDC) の東西成分を除き各観測点ともフィッティングはよく、ほとんど直線に載っている。Table 6-1 に各観測点の水平変位の速度と標準偏差を示す。あわせて95%信頼限界楕円のパラメータをしめす。

Fig. 6-4 は得られた速度ベクトルを地図にプロットしたものである。20°N より北の観測点は他の解析で得られたものであるが、比較のために付け加えた。黒矢印が今回の解析結果である。白抜き矢印は PHS (第4章) および PAC (NUVEL-1 A; DeMETS *et al.*, 1994) のオイラーベクトルから求めたプレート相対運動のベクトル、グレイの矢印は第3章から引用した連続観測の結果である。Saipan (MPLC) のグレイの矢印は前記の基準として用いた速度に相当する。各矢印の先端の楕円は95%信頼限界をあらわす誤差楕円である。これらのベクトルはすべて EUR に対する相対運動を表している。

PHS 上の観測点、すなわち Yap と Palau のベクトルはプレートモデルに比べて方向の差は1°~2°に過ぎないものの、大きさは70~80%しかない (Palau=67%, Yap=75~78%)。これに対し、PAC の観測点、Ulithi や Fais ではプレート運動と調和的で、方向の差は4°~5°、大きさは90% でほぼ95%信頼限界内で一致しているといえる。Chuuk (XAVR) では1996年が欠測であるため速度の不確か性が大きくなったと思われる。しかし1996年から1998年にかけての連続観測データ (Chuuk (TRUK); 観測点位置は数百m 離れている) の解析からはプレートモデルと良い一致を示す結果が得られている (Fig. 6-3 でグレイの矢印)。したがってこれ以後の議論では Chuuk の観測速度としてはこの連続観測から得られたものを使用する。

以下で PHS 南東部のローカルな相対速度について更に詳しく議論する。

5. 考察

Fig. 6-5 は Yap を固定して他の観測点の Yap に対する相対速度を求めたものである。Fig. 6-5 (a) に剛体プレートモデルの場合を示す。これによると Yap に対する Ulithi, Fais の速度がほとんど0であり、PAC と PHS のオイラー極がこの近くにあることを示している。(PAC-EUR (NUVEL-1 A; DeMETS *et al.*, 1994) と PHS-EUR (第4章) のオイラーベクトルから求めた PAC-PHS の回転極は (138°E, 10°N) である。) Fig. 6-5 (b) は GPS 観測から得られた速度である。Yap に対し Ulithi, Fais は小さいが無視できない量の相対速度が存在する。この収束速度は0.5-0.8 cm/yr でマリアナ海溝の収束速度に比べるとその10~15%に過ぎない。しかしこの地域では沈み込み過程が始まっていると考えられていて、たとえば微小地震活動が活動的な沈み込み帯の典型的な特徴をそなえている (SATO *et al.*, 1997), あるいは熱流量が Yap の東側 (前弧側) で小さく、西側 (背弧側) で大きいなど、島弧-海溝系で一般的に見られる性質を備えている (KINOSHITA and KASUMI, 1988, NAGIHARA *et al.*, 1989)。さらに、北部 Yap 海溝上で大きな負のフリーエア-重力異常、Yap 島の周辺で相対的に正のフリーエア-異常が観測されていて、重い海洋底地殻が海溝で沈み込み、島弧地殻が上昇していることを暗示している (富士原・田村, 1996, NAGIHARA *et al.*, 1989)。

Palau では解析結果の不確か性は小さくなく、観測値とプレート運動モデルの速度の間には明瞭な相違が存在する。剛体モデルから予測される速度に対しキャンペーン観測から求めた速度は、方向は一致しているが大きさは67%しかない。一方固定連続観測から求めた速度は大きさは等しいものの、反時計回りに約7°回転していてその差は有意と思われ

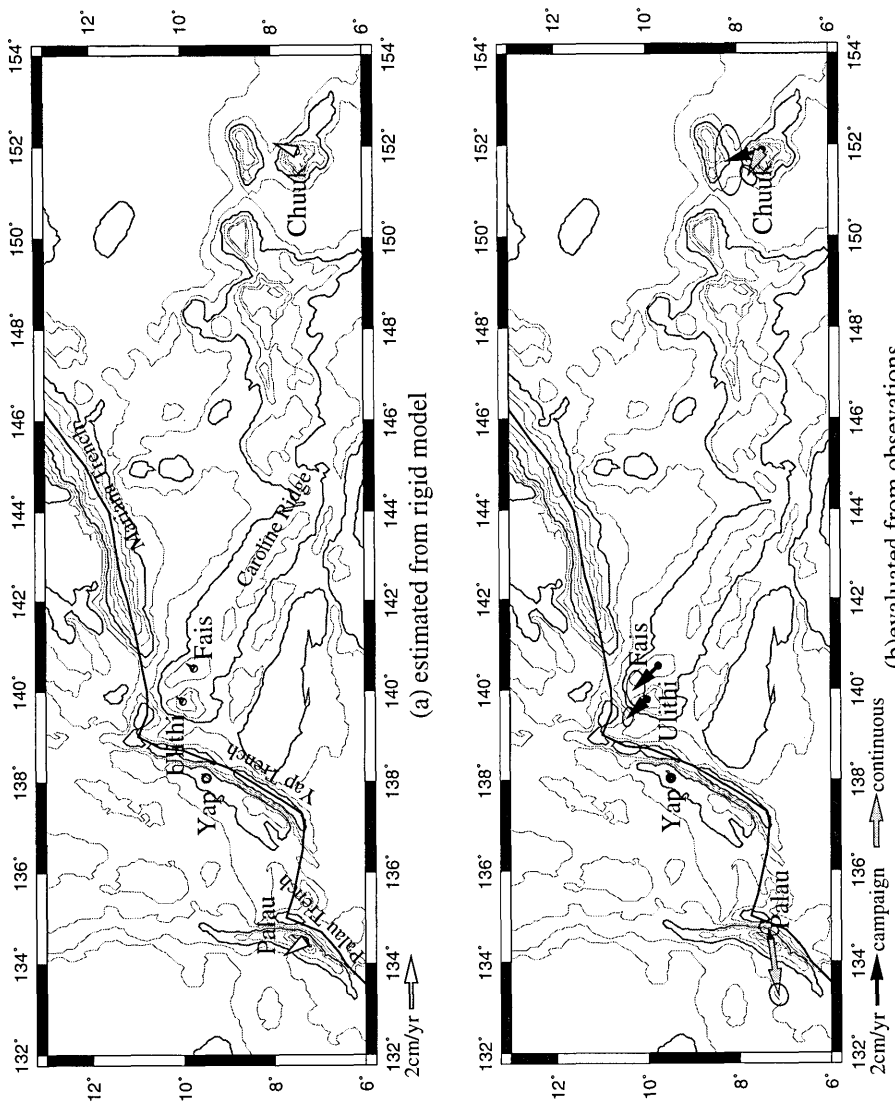


Fig. 6-5. Residual velocities assuming Yap Island as fixed. Above: plate motion models (NUVEL-1A and this study). Below: estimated by GPS observations. Plate motion model indicates no differential motion there, while GPS observations show convergence at Yap Trench with velocity of about 1 cm/yr.

る。Palau では、背弧海盆が形成されていないことや、Ayu トラフの拡大軸がオーバーラップしている (KOBAYASHI, 1997, FUJIWARA *et al.*, 1995) 等、そのテクトニクスにはマリアナや Yap とはまた異なる性質がある。しかし現在までのところ GPS 観測自体にまだ問題があるので、ここでは Palau のテクトニクスに関して何らかの結論を述べることはできない。Fig. 6-2 に見られるように、Yap と Palau はマリアナトラフのように背弧海盆の拡大の証拠はない。しかし Yap と Palau の変位速度は剛体的モデルから予測される速度より遅いので、ゆっくりとした背弧拡大があるのかも知れない。

最後に Ulithi, Fais および Chuuk の変位速度について考察する。これらの観測点の変位速度はプレートモデルとの整合性がよい。また Yap に対する相対速度は Ulithi, Fais は勿論 Chuuk (TRUK) も含めてほぼ同一であり、この間での変形は認められない。したがって Ulithi, Fais はプレート境界に間近であるにも関わらず、沈み込みによるプレート境界の変形の影響を受けておらず、PAC はこの領域で変形していないと考えらる。WEISSEL and ANDERSON (1978) および SENO *et al.*, (1993) はカロリン海嶺の南に CAR の存在を提案しているが、PAC と CAR の境界は不明確である。SENO *et al.*, (1993) によると Ulithi, Fais が CAR 上にあると仮定すると、これらの島は PAC に対し 1 cm/yr の速度を持つはずである。しかし Fig. 6-4 に示された GPS 観測値とプレート運動モデルの予測値との差は有意なほどは大きくない。したがってこれらの島は PAC にある事をしめしているといえよう (e.g. McCABE and UYEDA, 1983)。

6. まとめ

1992 年から 1996 年にかけて 4 回にわたり PHS 南東部で実施された PSP キャンペーンデータを解析し、連続観測による結果や剛体運動モデルと比較した。その結果、Yap が 1 cm/yr 弱の速度で Ulithi および Fais に接近していることがわかった。したがって、PHS と PAC/CAR 間の相対運動は Yap 海溝においては小さいが存在するといつてよいであろう。また、Ulithi, Fais および Chuuk の PAC に対する相対速度が検出されなかったことから、PAC はこの地域ではほとんど剛体的と考えて良いと思われる。

Palau の結果では、固定連続観測から推定される変位速度と繰り返し観測による変位速度の間に有意な差がある。しかしいずれもフィリピン海プレートの剛体的運動モデルに一致しないので Palau の変位は剛体的モデルからずれる可能性が否定できない。このような差異が生じる原因は観測データの質に問題があると思われるので、連続観測を続けるとともに改めてキャンペーンを繰り返し、信頼度の高い変位速度ベクトルを得た上でこの地域のテクトニクスを論じたい。

第7章 全体のまとめ

西太平洋～アジア地域に展開された GPS 固定連続観測網によるデータと繰り返し観測によるデータを解析して、この地域の変位速度場を精密かつ詳細に明らかにし、フィリピン海プレートの現在のプレート運動を求めた。解析に使用したデータは 1995 年 7 月から 1998 年 6 月までの 3 年間の WING, IGS 及び国土地理院の 38 観測点の連続観測データと、1992 年から 1999 年の間にこの地域で実施されたキャンペーンデータである。

解析には Bernese software ver 4.0 を用い、fiducial free による基線解析を実施した。基線長が 1000 km を越える場合には整数不確定値の解法に Melbourne-Wuebbena 法を取

り入れて精度の向上をはかった。ITRF 94 基準座標系に基づく基線解析の結果に Tsukuba に HEKI (1996) による KRF 座標系の速度を適用した Helmert 変換を施して、ユーラシア安定地塊に対する変位速度を求めた。

得られた変位速度場は西太平洋～アジア地域の複雑なテクトニクスを反映し、地域によって固有の変位場を描き出すことに成功した。これらをすべてまとめたものを Fig. 7-1 に示す。

海洋プレートの境界から遠い内部の観測点、例えば南鳥島、トラック島、父島、沖の鳥島などの変位速度は剛体的プレート運動モデルによい一致をみせる。しかしプレート境界に近い観測点では、明らかにプレート境界での変形の影響を受けた変位場を示す。

この全体的な結果をもとに、まず、GPS 観測データに基づくフィリピン海プレートのオイラーベクトルを求めた。データは沖の鳥島キャンペーン観測および国土地理院 GEONET の南大東島、父島、八丈島の変位速度を使用した。回転極は北海道の東方約 600 km のところに求まった ($41.55^{\circ}\text{N}\pm 0.42$, $152.46^{\circ}\text{E}\pm 0.43$, $-1.50\text{ deg/my}\pm 0.04$)。

次に、プレート境界部における局所変位場を調べた。特に顕著な変位速度を示すのは島弧海溝系に属する観測点であり、たとえば石垣やグアムは背弧海盆の拡大を示す。マリアナ諸島のキャンペーン観測によりマリアナトラフの拡大様式が明らかになった。マリアナ島弧はほぼ剛体的に回転しており、地磁気異常データから得られるトラフの拡大速度と島弧の変位速度は調和的である。更に詳細に検討すると 16°N 付近でセグメント化している可能性がある。Yap と Palau ではフィリピン海プレートの剛体モデルからは有意なずれがあるように見える。Yap-Ulithi, Fais 間では 1 cm/yr 弱で収束している結果が得られた。一方 Ulithi, Fais-Chuuk 間は太平洋プレートに対する相対速度は検出されず、太平洋プレートのこの部分(カロリン海嶺)は剛体的であることがわかった。また、マニラの観測結果はフィリピン海プレートによる押しの影響が見えるようにも思えるが、他の研究とあわせて考えると、フィリピン諸島およびその周辺地域の複雑かつ局所的なテクトニクスの影響を受けていることがわかる。

中国大陸の観測点、Lhasa, Xian, Wuhan, Shanghai の変位速度ベクトルは東に行くほど時計回りに回転し、かつ大きさが小さくなっている。これは、インド大陸の衝突による地殻の変形の東方への伝搬過程をあらわしていると思われる。これが連続体としての変形なのか、ブロック的な変形なのかは、まだデータが少なく明らかでない。

以上、明らかにしてきたように、本研究では GPS という宇宙測地技術が地表の変位・変形を計測するのに極めて強力であり、適切な解析処理法を適用することにより、西太平洋～アジアにかけての、現在世界的に見ても最もテクトニクス研究の上で興味深い地域の変位・変形場をはじめてあきらかにすることができた。今後、特に固定連続観測点を基準点として観測網をより密に構築していくことにより、複雑に収束し相互作用を及ぼしているこの地域のテクトニクスが格段に解明されるに違いない。

付録 (A) ITRF 座標系間の変換係数

地球上の観測点の相対位置を定義するためには、いずれかの方法で地球に固定した地球基準座標系 (TRF: Terrestrial Reference Frame) を導入する必要がある。地球基準座標系は、VLBI, SLR, GPS などの宇宙技術によって決定される観測局の 3 次元座標によって実現されており、異なる観測量、異なる解析法、モデルによって複数の結果が与えられる。以下は横山 (1994) による解説を引用する。

“ITRF (IERS 地球基準座標系または国際地球基準座標系) は VLBI, SLR, GPS の各解析センターがそれぞれ算出する TRF を結合して構築される。

統一的な TRF を保持するために ITRF は以下のように定義されている。

座標原点: 地球重心 (大気, 海洋を含む地球全質量に対する)

スケール: 相対論を考慮した国際単位系スケールに準拠

座標軸の向き: BTS 1984.0 地球基準座標系に準拠

座標系は地殻に対して回転および並進運動を起こさないよう拘束する (Tisserand 条件)

座標系の原点は 1988.0 年とする。

VLBI, SLR, GPS の観測局は地上に固定されているが、地殻はプレート運動や地震などの局所的な地殻変動によって変位する。地殻変動の絶対量が何らかの独立な方法で求められていればそれを当てはめるべきであるが、そのような手法はない。そこで便宜上座標系が地殻にたいして回転しない (no-net-rotation) という拘束条件によって座標系を保持することにしている。

プレート運動などによる観測局の変位を考慮した場合、任意のエポックにおける座標は以下のように与えられる。

$$X(t) = X_0(t) + V_0(t - t_0) + \sum \Delta X_i(t)$$

ここで X_0 は元期 ($t_0 = 1988.0$) における座標、 $\sum \Delta X_i$ は地球潮汐、海洋潮汐、大気荷重など時間に依存する補正項である。 V_0 は観測局の変位速度で $V_0 = V_{plate} + V_r$ で与えられる。 V_{plate} は NNR-NUVEL 1 モデル (DeMets *et al.*, 1990; Argus and Gordon, 1991) による水平変位速度である。 V_r はモデルからのずれを表す。

NNR-NUVEL 1 は宇宙技術の観測精度内で実際のプレート運動を近似していないから、各解析センターでは、モデルからのずれ (V_r) を推定する必要がある。地震など何らかの原因による地殻変動で X_0 に不連続が生じた場合、その時点から新たな座標値を X_0 として採用する必要があり、その際、それぞれのアルゴリズムに基づいて、no-net-rotation の条件がつけられているのである。”

各 TRF および ITRF 間での相互関係は次に示す 7 つの変換係数で与えられる。

$$\begin{pmatrix} X_s \\ Y_s \\ Z_s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} T_1 \\ T_2 \\ T_3 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} D & -R_3 & R_2 \\ R_3 & D & -R_1 \\ -R_2 & R_1 & D \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}$$

ただし (T_1, T_2, T_3) は両者の座標原点のオフセット, (R_1, R_2, R_3) は座標系間の回転成分を表す. D は座標系間の地心距離を比較するためのスケール常数である.

ITRF は VLBI, SLR, GPS などにより世界中の 200 以上の観測局で得られた宇宙測地データを統合して構築されるのであるが, 1989 年より毎年最新のデータで更新されている. 各年の ITRF は期間内に回転が無いように定義されている (ITRF 93 のみ例外).

Table A-1 および Table A-2 に各 ITRF 間の変換係数の値を示す.

Table A-1. Transformation Parameters from ITRF 93 to ITRF 92 at Epoch 1988.0
The uncertainties are on the second line.

Solution	T 1	T 2	T 3	D	R 1	R 2	R 3
	cm	cm	cm	(10^{-8})	.001"	.001"	.001"
ITRF 92	0.2	0.7	0.7	-0.12	0.39	-0.80	0.96
	0.1	0.1	0.1	0.02	0.06	0.05	0.04

IERS Technical Note 18 1994

Table A-2. Transformation parameters from ITRF 94 to past ITRFs at Epoch 1988.0.

"ppb" refers to parts per billion (10^9). Rates must be applied for ITRF 93.

The units for rate are understood to be "per year"

Coordinate System (datum)	T 1	T 2	T 3	D	R 1	R 2	R 3
	cm	cm	cm	(10^{-8})	.001"	.001"	.001"
ITRF 88	1.8	0.0	-9.2	7.4	0.1	0.0	0.0
ITRD89	2.3	3.6	-6.8	4.3	0.0	0.0	0.0
ITRF 90	1.8	1.2	-3.0	0.9	0.0	0.0	0.0
ITRF 91	2.0	1.6	-1.4	0.6	0.0	0.0	0.0
ITRF 92	0.8	0.2	-0.8	-0.8	0.0	0.0	0.0
ITRF 93	0.6	-0.5	-1.5	0.4	-0.39	0.80	-0.96
rates	-0.29	0.04	0.08	0.00	-0.11	-0.19	0.05

IERS Technical Note 21, 1996

各 ITRF 間の変換パラメータは使用する観測量, 解析アルゴリズム等によって多少こととなり, IGS fiducial sites の座標値をもとにして求めたパラメータセットは Table A-3 のようになる.

基準座標系の ITRF 94 から ITRF 96 への変更による衛星軌道/EOP の不連続は微小であり, 無視できるとされたが, Kouba (1998) は 13 点の IGS fiducial sites を用いて ITRF 94 および ITRF 96 での座標を比較した結果 Table A-4 の変換パラメータを得た. この値は Table A-3 に反映されている.

ITRF 96 から ITRF 97 への変更の際しても同様のことがあった. すなわち IGS 観測点

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

Table A-3. Estimated transformation parameters/discontinuities for IGS Final orbit/EOP products.

Products	Epoch	ITRF Change	T1 (cm)	T2 (cm)	T3 (cm)	D (ppb)	Rx (mas) PMy	Ry (mas) PMx	Rz (mas)
IGS Final orbits	1995.0	ITRF 92	2.0	.8	.3	-.1	1.66	.68	.55
Sigma		-ITRF 93	.4	.5	.5	.6	0	0	.16
Rates per year			.23	.04	-.08	.11	.12	.15	-.04
IGS Final orbits	1996.5	ITRF 93	-2.1	-.1	.1	-.2	-1.27	-.87	-.54
Sigma		-ITRF 94	.10	.10	.10	.20	.05	.04	.05
Rates per year			-.27	0	.20	-.09	-.13	-.20	.04
IGS orbit/EOP	1998.16	ITRF 94	.0	.1	-.1	.4	.10	.01	.22
Sigma		-ITRF 96	.3	.3	.3	.4	.05	.05	.10
Rates per year			-.02	.09	-.02	.07	.02	-.001	-.001
Sigma			.06	.06	.06	.09	.03	.02	.03

IGS Annual Report 1994, 1995, 1998

Table A-4. (IGS (ITRF 96)-(IGS (ITRF 94)); epoch 1998.16 (March 1/98, Wk 0947, MJD 50873); (the transformation parameters are consistent with the IERS conventions)

IGS orbit/EOP	T1 (cm)	T2 (cm)	T3 (cm)	D (ppb)	R1 (mas)	R2 (mas)	R3 (mas)
Parameter	.0	-.1	.1	-.4	-.21	-.01	-.22
Sigma	.3	.3	.3	.4	.10	.10	.10
Rates per year	.02	-.09	.02	-.07	-.02	.01	.01
Sigma	.06	.06	.06	.09	.03	.02	.03

from IGS mail 1838

Table A-5. Transformation from IGS (ITRF 96) to IGS (ITRF 97) at epoch 01-Aug-1999;

IGS orbit/EOP	T1 (mm)	T2 (mm)	T3 (mm)	D (ppb)	R1 (mas)	R2 (mas)	R3 (mas)
Parameter	.3	.5	-14.7	1.430	.159	-.263	-.060
Sigma	2.1	2.1	2.1	.31	.090	.098	.088
Rates per year	-.7	.1	-1.9	.192	.013	-.015	.003
Sigma	.3	.3	.3	.043	.011	.012	.011

from IGS mail 2432

の部分集合でみると ITRF 96 と ITRF 97 の間に有意な差が生じている。これらを調整するための7パラメータを Table A-5 に示す。

付録 (B) オイラーベクトルの極座標変換について

GPS の測位が 3 次元直交座標系でなされるため、地殻変動を論じる際には地球楕円体座標系および局所座標系との間で変換が必要となる。これらの変換マトリックスは多くの参考書に記載されている。一方プレート運動は球面上での回転運動として定義されているので、オイラーベクトルやその誤差を論じたり、地図上に表示するために 3 次元直交座標系-極座標系-局所直交座標系間の変換が必要となる。それらの変換マトリックスを導出し、Fortran によるプログラムを作成した。

- (1) 微小変位 (または速度) の 3 次元直交座標系と極座標系の変換
3 次元直交座標系と極座標系の変換は次式で与えられる。

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \omega \cos \phi \cos \lambda \\ \omega \cos \phi \sin \lambda \\ \omega \sin \phi \end{pmatrix}$$

これを (X_0, Y_0, Z_0) 近傍でテイラー展開して線形化する。すなわち

$$\mathbf{X} = \mathbf{F}(\phi, \lambda, \omega) = \mathbf{F}(\mathbf{x}) = \mathbf{X}_0 + \partial \mathbf{X} / \partial \mathbf{x} \cdot d\mathbf{x} \quad (i)$$

である。微分を各成分について具体的に書くと

$$\begin{aligned} \partial X / \partial \phi &= -\omega \sin \phi \cos \lambda \\ \partial Y / \partial \phi &= -\omega \sin \phi \sin \lambda \\ \partial Z / \partial \phi &= \omega \cos \phi \\ \partial X / \partial \lambda &= -\omega \cos \phi \sin \lambda \\ \partial Y / \partial \lambda &= \omega \cos \phi \cos \lambda \\ \partial Z / \partial \lambda &= 0 \\ \partial X / \partial \omega &= \cos \phi \cos \lambda \\ \partial Y / \partial \omega &= \cos \phi \sin \lambda \\ \partial Z / \partial \omega &= \sin \phi \end{aligned}$$

となる。したがって (i) を行列表示にすると

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{pmatrix} + J \begin{pmatrix} d\phi \\ d\lambda \\ d\omega \end{pmatrix}, \quad (ii)$$

ただし

$$J = \begin{pmatrix} -\omega \sin \phi \cos \lambda & -\omega \cos \phi \sin \lambda & \cos \phi \cos \lambda \\ -\omega \sin \phi \sin \lambda & \omega \cos \phi \cos \lambda & \cos \phi \sin \lambda \\ \omega \cos \phi & 0 & \sin \phi \end{pmatrix}$$

$(X_0, Y_0, Z_0)^T$ 近傍の微小変位 $(\Delta X, \Delta Y, \Delta Z)^T$ は J を使って

$$\begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{pmatrix} = J \begin{pmatrix} \Delta\phi \\ \Delta\lambda \\ \Delta\omega \end{pmatrix}, \quad \text{あるいは} \quad \begin{pmatrix} \Delta\phi \\ \Delta\lambda \\ \Delta\omega \end{pmatrix} = J^{-1} \begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{pmatrix}$$

ただし

$$J^{-1} = \begin{pmatrix} -\sin\phi\cos\lambda/\omega & -\sin\phi\sin\lambda/\omega & \cos\phi/\omega \\ -\sin\lambda/\omega\cos\phi & \cos\lambda/\omega\cos\phi & 0 \\ \cos\phi\cos\lambda & \cos\phi\sin\lambda & \sin\phi \end{pmatrix}$$

である.

- (2) 微小変位 (または速度) の局所直交座標系と極座標系の変換
直交座標系での微小変位の局所座標系への変換はよく知られるように

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = R \begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{pmatrix},$$

ただし

- (ϕ, λ) : 局所座標系の原点
 $(\Delta X, \Delta Y, \Delta Z)$: 直交座標系での変位
 (u, v, w) : 局所座標系での座標値

$$R = \begin{pmatrix} -\sin\phi\cos\lambda & -\sin\phi\sin\lambda & \cos\phi \\ -\sin\lambda & \cos\lambda & 0 \\ \cos\phi\cos\lambda & \cos\phi\sin\lambda & \sin\phi \end{pmatrix}$$

である. また逆変換は

$$\begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{pmatrix} = R^{-1} \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix},$$

ただし

$$R^{-1} = \begin{pmatrix} -\sin\phi\cos\lambda & -\sin\lambda & \cos\phi\cos\lambda \\ -\sin\phi\sin\lambda & \cos\lambda & \cos\phi\sin\lambda \\ \cos\phi & 0 & \sin\phi \end{pmatrix} = R^T$$

である.

式 (ii) の直交座標系から極座標系への変換マトリックス J は R^{-1} を使って

$$J = \begin{pmatrix} -\sin\phi\cos\lambda & -\sin\lambda & \cos\phi\cos\lambda \\ -\sin\phi\sin\lambda & \cos\lambda & \cos\phi\sin\lambda \\ \cos\phi & 0 & \sin\phi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \omega & 0 & 0 \\ 0 & \omega\cos\phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

$$= R^{-1} \begin{pmatrix} \omega & 0 & 0 \\ 0 & \omega\cos\phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

と書けるから極座標系の局所座標系への変換は

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = R \begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{pmatrix} = RR^{-1} \begin{pmatrix} \omega & 0 & 0 \\ 0 & \omega\cos\phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta\phi \\ \Delta\lambda \\ \Delta\omega \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \omega & 0 & 0 \\ 0 & \omega\cos\phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta\phi \\ \Delta\lambda \\ \Delta\omega \end{pmatrix}$$

したがって

$$u = \omega\Delta\phi$$

$$v = \omega\cos\phi\Delta\lambda$$

$$w = \Delta\omega$$

である。また同様に逆変換は

$$\begin{pmatrix} \Delta\phi \\ \Delta\lambda \\ \Delta\omega \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1/\omega & 0 & 0 \\ 0 & 1/\omega\cos\phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix}$$

である。

(3) 分散・共分散行列の座標変換

直交座標系 $(\Delta X, \Delta Y, \Delta Z)^T$ の共分散行列を $\Sigma(D)$ とすると、局所座標系 $(u, v, w)^T$ の共分散行列 $\Sigma(L)$ は変換マトリックス R を使って、誤差伝搬法則により、

$$\Sigma(L) = R\Sigma(D)R^T$$

である。また逆変換は

$$\Sigma(D) = R^{-1}\Sigma(L)(R^{-1})^T = R^T\Sigma(L)R$$

である。極座標系 $(\Delta\phi, \Delta\lambda, \Delta\omega)^T$ の共分散行列 $\Sigma(\Lambda)$ は変換行列 J^{-1} により

$$\Sigma(\Lambda) = J^{-1}\Sigma(D)(J^{-1})^T = \Omega^{-1}R\Sigma(D)R^{-1}\Omega^{-1} = \Omega^{-1}\Sigma(L)\Omega^{-1},$$

ただし

$$\Omega = \begin{pmatrix} \omega & 0 & 0 \\ 0 & \omega \cos \phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad \Omega^{-1} = \begin{pmatrix} 1/\omega & 0 & 0 \\ 0 & 1/\omega \cos \phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

と置くと

$$J = R^{-1} \Omega \\ J^{-1} = \Omega^{-1} R, \quad (J^{-1})^T = R^T \Omega^{-1} = R^{-1} \Omega^{-1}$$

である。

(4) オイラーベクトルの誤差楕円の地図上での描画

w を省略した局所座標系の u - v 平面上で示す誤差楕円の場合、楕円の 2 つの主軸の大きさとその方向は分散・共分散行列の固有値と固有ベクトルで与えられる。

$$\begin{aligned} \text{長軸半径 } a: a^2 &= (\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + ((\sigma_u^2 - \sigma_v^2)^2 + 4\sigma_{uv}^2)^{1/2})/2 \\ \text{短軸半径 } b: b^2 &= (\sigma_u^2 + \sigma_v^2 - ((\sigma_u^2 - \sigma_v^2)^2 + 4\sigma_{uv}^2)^{1/2})/2 \\ \text{長軸の方向 } \theta &= \frac{1}{2} \tan^{-1}(2\sigma_{uv}/(\sigma_u^2 - \sigma_v^2)). \end{aligned} \quad (\text{iii})$$

ただし θ は北から時計回りに計った角度である。また 95% 信頼楕円の半径は係数 2.447 を掛けたものである (たとえば長坂・藤井, 1992)。

局所座標系 (u, v) に対し反時計回りに $\pi/2 - \theta$ だけ回転した座標系 (u', v') 上で上記の楕円の軌跡は

$$\begin{aligned} u' &= b \cdot \sin \tau \\ v' &= a \cdot \cos \tau \end{aligned} \quad (\text{iv})$$

で表される (ただし τ は v' 軸と反時計回りの角度で $\tau = 0 \sim 2\pi$)。この点の (u, v) 平面への変換は

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta' & \sin \theta' \\ -\sin \theta' & \cos \theta' \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin \theta & \cos \theta \\ -\cos \theta & \sin \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} \quad (\text{v})$$

である。(ただし $\theta' = \pi/2 - \theta$)

球面上 (ϕ_0, λ_0) で接する局所座標系から極座標系 (ϕ, λ) への変換は

$$\begin{pmatrix} \phi \\ \lambda \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \phi_0 \\ \lambda_0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 1/\omega & 0 \\ 0 & 1/\omega \cos \phi_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} \quad (\text{vi})$$

である。ただし $(\phi_0, \lambda_0)^T$ はオイラー極の位置である。

小竹 美子

以下に (iii), (iv), (v), (vi) の関係を使用して (a) 誤差楕円の軌跡を計算するプログラムの例および (b) 3次元地心直交座標系で得られた誤差を極座標系に変換するプログラムの例を示す.

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

(a) 誤差楕円の軌跡を計算する.

```

real*8 phi0,ram0,omega,angv
real*8 sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz
real*8 vc(3,3),suu,svv,suv
real*8 a,b,theta,phi,ram
real*8 x,y,xx,yy
real*8 rad,deg,tau
data rad/0.017453292519943295769237d0/
data deg/57.295779513082320876789155d0/

c
c locus of 95% confidential error ellipse
c phi0,ram0 location of euler pole
c omega rotational anguler velocity (deg/myr)
c sxx sigma(x)**2
c syy sigma(y)**2
c szz sigma(z)**2
c sxy sigma(xy)
c sxz sigma(xz)
c syz sigma(yz)
c
c write(6,*) ' put euler pole position lat and long in degree'
c write(6,*) ' and anguler velocity (deg/myr)'
read(5,*) phi0,ram0,omega
phi = phi0*rad
ram = ram0*rad
angv = omega*rad*1.0d-6
c write(6,*) ' put sigmas of cartesian coord'
c write(6,*) ' sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz'
read(5,*) sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz
c
call covarim(phi,ram,sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz,vc,'yes')
suu = vc(1,1)
svv = vc(2,2)
suv = vc(1,2)
call errell(suu,svv,suv,a,b,theta)
do i = 1,37
tau = (i-1)*10.0d0*rad
x = a*cos(tau)
y = b*sin(tau)
xx = -y*cos(theta) + x*sin(theta)
yy = y*sin(theta) + x*cos(theta)
xx = xx/(angv*cos(phi))*deg + ram0
yy = yy/angv*deg + phi0
write(6,*) xx,yy
enddo
stop
end
include 'cartloc.f'
include 'covarim.f'
include 'errell.f'
include 'product.f'

```

(b) 誤差成分を3次元直交座標系から極座標系に変換する。

```

real*8 phi0,ram0,omega
real*8 sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz
real*8 vclumb(3,3),phi,ram,angv
real*8 vc(3,3),work(3,3),o(3,3),to(3,3)
real*8 rad,deg
data rad/0.017453292519943295769237d0/
data deg/57.295779513082320876789155d0/

c
c translate var-covariance matrix cartesian to polar
c phi0,ram0 origin of local coordinate
c angv rotational anguler velocity (rad/yr)
c sxx sigma(x)**2
c syy sigma(y)**2
c szz sigma(z)**2
c sxy sigma(xy)
c sxz sigma(xz)
c syz sigma(yz)
c vclumb var-covariance matrix of polar coord
c vc var-covariance matrix of local coord
c
c write(6,*) ' put euler pole position lat and long in degree'
c write(6,*) ' and anguler velocity (deg/mr)'
read(5,*) phi0,ram0,omega
phi = phi0*rad
ram = ram0*rad
angv = omega*rad*1.0d-6
c write(6,*) ' put sigmas of cartesian coord'
c write(6,*) ' sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz'
read(5,*) sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz
c cartesian to local
call covarim(phi,ram,sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz,
1 vc,'yes')
c local to polar
call omatrix(angv,phi,o,to)
call mprodm(to,vc,work)
call mprodm(work,to,vclumb)
write(6,*) ' sigma phi =',vclumb(1,1),sqrt(vclumb(1,1))*deg
write(6,*) ' sigma ram =',vclumb(2,2),sqrt(vclumb(2,2))*deg
write(6,*) ' sigma omg =',vclumb(3,3),
1 sqrt(vclumb(3,3))*deg*1.0d6
stop
end
include 'cartloc.f'
include 'polloc.f'
include 'covarim.f'
include 'product.f'

```

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

```

subroutine covarim(phi,ram,sxx,
1      syy,szz,sxy,sxz,syz,vc,flag)
c      translate var-covariance matrix
c      cartesian to local
c      or local to cartesian
c      phi0,ram0  origin of local coord
c      sxx        sigma(x)**2
c      syy        sigma(y)**2
c      szz        sigma(z)**2
c      sxy        sigma(xy)
c      sxz        sigma(xz)
c      syz        sigma(yz)
c      vc         var-covariance matrix
c      flag      ='yes' then cart to local
c              ='no ' then local to cart
real*8  vc(3,3),work(3,3)
real*8  phi,ram
real*8  sxx,syy,szz,sxy,sxz,syz
real*8  r(3,3),tr(3,3)
character*3 flag

c
vc(1,1) = sxx
vc(1,2) = sxy
vc(1,3) = sxz
vc(2,2) = syy
vc(2,3) = syz
vc(3,3) = szz
vc(2,1) = vc(1,2)
vc(3,1) = vc(1,3)
vc(3,2) = vc(2,3)

c
      call rmatrix(phi,ram,r,tr)
      if(flag(:1) .eq. 'y') then
c      cartesian to local
          call mprodm(r,vc,work)
          call mprodm(work,tr,vc)
      elseif(flag(:1) .eq. 'n') then
c      local to cartesian
          call mprodm(tr,vc,work)
          call mprodm(work,r,vc)
      endif
      return
      end

subroutine rmatrix(phi,ram,r,tr)
c      r: conversion matrix
c      cartesian to local
c      tr: transpose(inverse) of r
c      convert local to cartesian
c      phi,ram: latitude and longitude
c      of local origin
real*8  phi,ram,r(3,3),tr(3,3)
c      geocentric to local
r(1,1) = -sin(phi)*cos(ram)
r(1,2) = -sin(phi)*sin(ram)
r(1,3) = cos(phi)
r(2,1) = -sin(ram)
r(2,2) = cos(ram)
r(2,3) = 0.0d0
r(3,1) = cos(phi)*cos(ram)
r(3,2) = cos(phi)*sin(ram)
r(3,3) = sin(phi)
c      local to geocentric
do i = 1,3
      do j = 1,3
          tr(i,j) = r(j,i)
      enddo
enddo
return
end

subroutine omatrix(angv,phi,o,to)
c      o: conversion matrix
c      polar to local
c      to: conversion matrix
c      local to polar
c      angv: angular velocity of motion
c      phi: latitude of local origin
real*8  angv,phi,o(3,3),to(3,3)
real*8  rad
data rad/0.0174532925199432958d0/
do i = 1,3
      do j=1,3
          o(i,j) = 0.0d0
          to(i,j) = 0.0d0
      enddo
enddo

c
o(1,1) = angv
o(2,2) = angv*cos(phi)
o(3,3) = 1.0d0

c
to(1,1) = 1.0d0/angv
to(2,2) = 1.0d0/(angv*cos(phi))
to(3,3) = 1.0d0
return
end

```

```

      subroutine mprodm(a,b,c)
c      multiple 3d matrix
      real*8  a(3,3),b(3,3),c(3,3),sum
      do i = 1,3
      do j = 1,3
      sum = 0.0d0
      do k = 1,3
      sum = sum + a(i,k)*b(k,j)
      enddo
      c(i,j) = sum
      enddo
      enddo
      return
      end
      subroutine vprodm(v,a,w)
c      multiple vector x matrix
      real*8  v(3),a(3,3),w(3),sum
      do j = 1,3
      sum = 0.0d0
      do k = 1,3
      sum = v(k)*a(k,j)
      enddo
      w(j) = sum
      enddo
      return
      end
      subroutine mprodv(a,v,w)
c      multiple matrix x vector
      real*8  a(3,3),v(3),w(3),sum
      do i = 1,3
      sum = 0.0d0
      do k = 1,3
      sum = sum + a(i,k)*v(k)
      enddo
      w(i) = sum
      enddo
      return
      end
      subroutine errell(suu,svv,suv,
1      a,b,tht)
c      parameter of error_ellipsoid
c      suu      sigma(u)**2
c      svv      sigma(v)**2
c      suv      sigma(uv)
c      a        major radius
c      b        minor radius
c      tht      azimuth = angle of NtoE
      real*8    suu,svv,suv
      real*8    a,b,ab,tht
      ab = (suu-svv)**2 + suv**2*4.0d0
      a  = sqrt((suu+svv + sqrt(ab))/2.0d0)
      b  = sqrt((suu+svv - sqrt(ab))/2.0d0)
      tht = atan2(suv*2.0d0,suu-svv)/2.0d0
c      radius of 95% confidential
c      erroe ellipsoid
      a  = a*2.447d0
      b  = b*2.447d0
      return
      end

```

謝 辞

東京大学地震研究所の加藤照之教授は本研究をする事を奨めてくださり、終始変わらず指導と助力を惜しまれなかった。加藤教授の協力なしにはこの研究は遂行できなかったであろう。心より感謝する。

本研究に用いたデータは西太平洋から東アジア地域において実施された様々な GPS 観測によるものであり、東京大学地震研究所中尾茂博士を始め、これらの観測に携わりデータを提供して下さった方々に深く感謝する。南鳥島観測点では気象研究所の岡田正実さん、トラック島観測点のデータは現地のザビエル高校の方に送っていただいた。また、パラオでは国家測地局の Fritz Koshiba 局長及び関係者に大変お世話になった。石垣島観測点に関しては POSEIDON プロジェクト関係の方々にお世話になった。「海半球プロジェクト」観測点でのデータの取得には東大地震研究所森田裕一助教授、武尾実教授はじめ海半球プロジェクト関係の方々にお世話になった。沖の鳥島のデータについては国土地理院飯村友三郎さん、海上保安庁水路部金沢輝雄さんはじめ多くの方々のお世話になった。

公表された論文に対する査読をして下さった国立天文台日置幸介助教授、および海洋科学技術センター松本剛主管研究員、名古屋大学大学院理学研究科平原和朗教授に感謝する。東京大学地震研究所瀬野徹三教授との議論は有益であった。マリアナのキャンペーン観測ではサイパンの Emergency Management Office ならびに Division of Lands and Surveys のスタッフの皆様にお世話になった。とりわけ、EMO の John T. Camacho 氏、DLS の Wence Aquino 氏、およびグアム島の Department of Land Management の Ray Cruz 氏に感謝する。

PSP キャンペーンデータはラモントードハティ地球観測所の C.H. Scholz 教授と J. Beavan 博士によって収集された。1992 年の精密暦はカリフォルニア大学サンディエゴ分校 Y.S. Bock 教授により再計算されたものを使わせて戴いた。あわせて感謝する。震源データは東京大学地震研究所地震予知情報センター TSEIS から取得した。図の多くは GMTsystem v3.3.2 (Wessel and Smith, 1991) を使用した。

拙論を丁寧に読んで誤りを訂正し、改善点を指摘して下さい下さった査読者にお礼申し上げます。

文 献

- ARGUS, D.F., and R.G. GORDON, 1991, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2039-2042.
- ARGUS D.F., and M.B. HEFLIN, 1995, Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1973-1976.
- AVOUAC J.P. and P. TAPPONNIER, 1993, Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 895-898.
- BANKS, N.G., R.Y. KOYANAGI, J.M. SINTON, and K.T. HONMA, 1984, The eruption of mount Pagan volcano, Mariana Islands, 15 May 1981, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **22**, 225-269.
- BARRIER, E., P. HUCHON, and M. AURELIO, 1991, Philippine fault: A key for Philippine kinematics, *Geology*, **19**, 32-35.
- BAUERSIMA, I., 1983, NAVSTAR/Global Positioning System (GPS), II., Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungs-station Zimmerwald, No. 10, Astr. Inst., Univ. Bern.

- BEAVAN, J., I. MURATA, S. NAKAO, T. KATO, K. HIRAHARA, T. TANAKA, R. ABAD, C. SCHOLZ, S. ROECKER, and D. DAVIS, 1994, Determination of the Philippine Sea Plate velocity from Global Positioning System observations, and effects of the 1993 Guam earthquake (abstract), *EOS Trans. AGU*, **75**, West Pac. Geophys. Meet. Suppl., 59.
- BEAVAN, J. and M. CASTRO, 1997, Site descriptions for CNMI Northern Island GPS stations, internal document.
- BEVIS, M., F.W. TAYLOR, B.E. SCHUTZ, J. RECY, B.L. ISACKS, S. HELU, R. SINGH, E. KENDRICK, J. STOWELL, B. TAYLOR and S. CALMANT, 1995, Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc, *Nature*, **374**, 249-251.
- BIBEE, L.D., G.G. SHOR, Jr. and R.S. LU, 1980, Inter-arc spreading in the Mariana Trough, *Marine Geology*, **35**, 183-197.
- BLEWITT, G., M.B. HEFLIN, F.H. WEBB, U.J. LINDQWISTER, and R.P. MALLA, 1992, Global coordinates with centimeter accuracy in the International Terrestrial Reference Frame using GPS, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 853-856.
- BOCK, Y., S.A. GOUREVITCH, C.C. COUNSELMAN, R.W. KING and R.I. ABBOT, 1986, Interferometric analysis of GPS phase observations, *Man. Geod.*, **11**, 282-288.
- BURBACH, G.V., and C. FROHLICH, 1986, Intermediate and deep seismicity and lateral structure of subducted lithosphere in the circum-Pacific region, *Rev. Geophys.*, **24**, 833-874.
- CALAIS, E., J.M. NOCQUET, Z. ALTAMIMI, P. SILLARD, and C. BOUCHER, 1999, Internal deformation of the Eurasian Plate in western Europe deduced from a statistical analysis of the ITRF-97 velocity field, *Program and Abstracts, Int. Symp. GPS (GPS99)*, 04-19 P.
- CAMPOS, J., R. MADARIAGA, and C. SCHOLZ, 1996, Faulting process of the August 8, 1993, Guam earthquake: A thrust event in an otherwise weakly coupled subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **101**, 17581-17596.
- CHRISTODOULIDIS, D.C., D.E. SMITH, R. KOLENKIEWICZ, S.M. KLOSKO, M.H. TORRENCE, and P.J. DUNN, 1985, Observing tectonic plate motions and deformations from Satellite Laser Ranging, *J. Geophys. Res.*, **90**, 9249-9263.
- COOK, D.B., K. FUJITA, and C.A. McMULLEN, 1986, Present-day plate interactions in northeast Asia: North American, Eurasian, and Okhotsk Plates, *J. Geodyn.*, **6**, 33-51.
- DAVIDSON, J.M., C.L. THORNTON, C.J. VEGOS, L.E. YOUNG, and T.P. YUNCK, 1985, The March 1985 demonstration of the fiducial network concept for GPS geodesy: A preliminary report, in C. GOAD (ed), *Proc. of the First Int. Symp. on Precise Positioning with Global Positioning System*, 603-612.
- DEMETTS, C., R.G. GORDON, D.F. ARGUS, and S. STEIN, 1990, Current plate motions, *Geophysical J. Int.*, **101**, 425-478.
- DEMETTS, C., R.G. GORDON, D.F. ARGUS, and S. STEIN, 1994, Effect of recent revisions of the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- EGUCHI, T., 1984, Seismotectonics around the Mariana Trough, *Tectonophysics*, **102**, 33-52.
- FREYMUELLER, J., R. BILHAM, R. BUERGEMANN, K.M. LARSON, J. PAUL, S. JADE and V. GAUR, 1996, Global Positioning System measurements of Indian Plate motion and convergence across the Lesser Himalaya, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3107-3110.
- FRYER, P., and D.M. HUSSONG, 1982, Seafloor spreading in the Mariana Trough: Results of Leg 60 drill site selection surveys, *Init. Rep. DSDP*, **60**, 45-55.
- 藤岡換太郎・松本 剛・加藤幸弘・鳥井真之・新城竜一・小野朋典, 1994, 琉球海溝の海側・陸側斜面の地形と地質——琉球海溝横断潜航——. *JAMSTEC 深海研究*, **10**, 261-280.
- 藤田雅之・松本邦雄・笹原 昇, 1998, 太陽電池・衛星通信を利用した男女群島女島における GPS 連続観測システム, 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, D-21.
- FUJIWARA, T., K. TAMAKI, H. FUJIMOTO, T. ISHII, N. SEAMA, H. TOH, K. KOIZUMI, C. IGARASHI, J. SEGAWA, and K. KOBAYASHI, 1995, Morphological studies of the Ayu Trough, Philippine

- Sea-Caroline Plate boundary, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 109-112.
- 富士原敏也・田村千織, 1996, ヤップ・パラオ島弧海溝系の重力・地磁気調査, *JAMSTEC 深海研究*, **12**, 307-314.
- 富士原敏也・田村千織・藤岡換太郎・小林和男, 1997, ヤップ海溝の海底地形, *JAMSTEC 深海研究*, **13**, 203-218.
- GROSS, R.S., and U.J. LINDQWISTER, 1992, Atmospheric excitation of polar motion during the GIG'91 measurement campaign, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 849-852.
- GWINN, C.R., T.A., HERRING, and I.I. SHAPIRO, 1986, Geodesy by radio interferometry: studies of the forced nutations of the earth, 2. Interpretation, *J. Geophys. Res.*, **91**, 4755-4765.
- HAGEN, R.A., A.N. SHOR and P. FRYER, 1992, SeaMARC II evidence for the locus of seafloor spreading in the southern Mariana Trough, *Marine Geology*, **103**, 311-322.
- HALL, R., 1996, Reconstructing Cenozoic SE Asia, in R. HALL and D. BLUNDELL (eds), Tectonic Evolution of Southeast Asia, *Geol. Soc. Special Pub.*, **106**, 153-184.
- HEFLIN, M., W. BERTIGER, G. BLEWITT, A. FREEDMAN, K. HURST, S. LICHTEN, U. LINDQWISTER, Y. VIGUE, F. WEBB, T. YUNCK, and J. ZUMBERGE, 1992, Global geodesy using GPS without fiducial sites, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 131-134.
- HEKI, K., Y. TAKAHASHI, T. KONDO, N. KAWAGUCHI, F. TAKAHASHI, and N. KAWANO, 1987, The relative movement of the North American and Pacific plates in 1984-1985, detected by the Pacific VLBI network, *Tectonophysics*, **144**, 151-158.
- HEKI, K., 1996, Horizontal and vertical crustal movements from three-dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: Implication for the reversal timescale revision, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3187-3198.
- HEKI, K., S. MIYAZAKI, and H. TSUJI, 1997, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-597.
- 日置幸介, 1997, プレートの運動と変形の宇宙測地計測, *測地学会誌*, **43**, 1-12.
- 日置幸介・宮崎真一, 1999, 西南日本の速度場を読み解く, *日本測地学会第92回講演会要旨*, 183-184.
- HEKI, K., S. MIYAZAKI, H. TAKAHASHI, M. KASAHARA, F. KIMATA, S. MIURA, N.F. VASILENKO, A. IVASHCHENKO, and K. AN, 1999, The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 29147-29155.
- HERRING, T.A., C.R. GWINN and I.I. SHAPIRO, 1986 a, Geodesy by radio interferometry: studies of the forced nutations of the earth, 1. Data analysis, *J. Geophys. Res.*, **91**, 4745-4754.
- HERRING T.A., I.I. SHAPIRO, T.A. CLARK, C. MA, J.W. RYAN, B.R. SCHUPLER, C.A. KNIGHT, G. LUNQVIST, D.B. SHAFFER, N.R. VANDENBERG, B.E. COREY, H.F. HINTEREGGER, A.E.E. ROGERS, J.C. WEBBER, A. R. WHITNEY, G. ELGERED, B.O. RONNANG, and J.L. DAVIS, 1986 b, Geodesy by radio interferometry: evidence for contemporary plate motion, *J. Geophys. Res.*, **91**, 8341-8347.
- HO, C.S., 1986, A synthesis of the Geologic evolution of Taiwan, *Tectonophysics*, **125**, 1-16.
- HOFMANN-WELLENHOF, B., H. LICHTENEGGER, and J. COLLINS, 1994, Global Positioning System, Theory and practice, Third, revised edition, 355 pp.
- 本荘知枝・藤本博巳・玉木賢策, 1997, マリアナトラフ 16°N における海底地形・地磁気調査, *JAMSTEC 深海研究*, **13**, 21-29.
- HOPFIELD, H.S., 1969, Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data, *J. Geophys. Res.*, **74**, 4487-4499.
- HUSSONG, D.M. and S. UYEDA, 1982, Tectonic Processes and the history of the Mariana Arc, A synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg 60, in D.M. HUSSONG and S. UYEDA (eds), *Init. Rep. DSDP*, **60**, 909-929.
- IERS Technical Note 18, 1994, Results and Analysis of the ITRF93, C. BOUCHER, Z. ALTAMIMI, and L. DUHEM (eds), 313 pp.
- IERS Technical Note 21, 1996, 1996 IERS conventions, D.D. McCARTHY (ed), 95 pp.
- IGS 1994 annual report, 1995, J.F. ZUMBERGE, R. LIU, and R.E. NEILAN (eds), IGS Central Bureau,

- JPL, 329 pp.
- IGS 1995 annual report, 1996, J.F. ZUMBERGE, M.P. URBAN, R. LIU, and R.E. NEILAN (eds), IGS Central Bureau, JPL, 281 pp.
- IGS 1998 annual report, 1999, IGS Central Bureau, JPL, 44 pp.
- 岩淵 洋・吉岡真一・浅田 昭, 1990, ヤップ海溝北端部の海底地形, 水路部研究報告, **26**, 87-98.
- Japanese DELP Research Group on Back-arc Basins (JDRGBB), 1991, Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough part 1. General outline, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **66**, 1-15.
- 地震調査研究推進本部, 1997, 日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—, 地震調査委員会, 147-148.
- KAMATA, H. and K. KODAMA, 1994, Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyushu Island at the junction of the southwest Japan arc and the Ryukyu arc, *Tectonophysics*, **233**, 69-81.
- KARIG, D.E., 1971, Structural history of the Mariana Island arc system, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 323-344.
- KARIG, D.E., 1975, Basin genesis in the Philippine Sea, *Initial Rep. DSDP*, **31**, 857-879.
- KARIG, D.E., R.N. ANDERSON, and L.D. BIBEE, 1978, Characteristics of back arc spreading in the Mariana Trough, *J. Geophys. Res.*, **83**, 1213-1226.
- KATO, T., 1992, Recent global and regional studies using GPS—A brief overview—, *J. Geod. Soc. Jpn.*, **38**, 329-348.
- KATO, T., Y. KOTAKE, T. CHACHIN, Y. IIMURA, S. MIYAZAKI, T. KANAZAWA and K. SUYEHIRO, 1996, An estimate of the Philippine Sea Plate motion derived from the Global Positioning System observation at Okino Torishima, Japan, *J. Geod. Soc. Japan.*, **42**, 233-243.
- KATO, T., Y. KOTAKE, S. NAKAO, J. BEAVAN, K. HIRAHARA, M. OKADA, M. HOSHIBA, O. KAMIGAICHI, R. B. FEIR, P.H. PARK, M.D. GERASHIMENKO, and M. KASAHARA, 1998 a, Initial results from WING, the continuous GPS network in the western Pacific area, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 369-372.
- KATO, T., G.S. EL-FIKY, E.N. OWARE and S. MIYAZAKI, 1998 b, Crustal strains in the Japanese Islands as deduced from dense GPS array, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3445-3448.
- KATO, T., S. NAKAO, Y. KOTAKE, A. KURASHIMA, T. MATSUSHIMA, J. BEAVAN, J.T. CAMACHO, and H. TAKIGUCHI, 1999, Backarc spreading of the Mariana Trough as observed by GPS observations, *Program and Abstracts, Intern. Symp. GPS*, 03-24 P.
- KIMURA, M., M. FURUKAWA, E. IZAWA, M. ISHIKAWA, S. KURAMOTO, H. SAKAI, S. UYEDA, and J. MAKRI, 1991, Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough, Part 7: Geologic investigation of the central rift in the middle to southern Okinawa Trough, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **66**, 179-209.
- 北里 洋・藤岡換太郎, 1996, パラオ海溝陸側斜面に露出する石灰岩の年代と堆積環境—Dive 293 潜航報告—, *JAMSTEC 深海研究*, **12**, 315-322.
- 木村政昭・松本 剛・中村俊夫・大塚裕之・西田史朗・青木美澄・小野朋典・段野洲興, 1992, 沖縄トラフ東縁ケラマ鞍部の潜水調査—ウラム氷期の陸橋か?—, 第8回しんかいシンポジウム報告書, 107-133.
- 木村政昭・小野朋典・松岡裕美・大塚裕之・中村俊夫・宮崎幸光, 1994, 沖縄トラフ東縁のテクトニクス—背弧海盆形成メカニズムの解明—, *JAMSTEC 深海研究*, **10**, 299-321.
- KINOSHITA, M., and Y. KASUMI, 1988, Heat flow measurements in the Yap Trench area, in K. Kobayashi (ed), *Preliminary report of the Hakuho-maru cruise KH87-3*, Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, 136-143.
- KOBAYASHI, K., 1997, Tectonics of the Palau Trench revealed by "Shinkai 6500" dives 292(1995) and 343(1996), *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **13**, 219-230.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, **5**, 510-514.
- 小竹美子・加藤照之・宮崎真一・仙石 新, 1998 a, GPS 観測に基づくフィリピン海プレートの相対運動と西南日本のテクトニクス, 地震II, **51**, 171-180.
- 小竹美子・加藤照之・中尾 茂・平原和朗・岡田正實・上垣内修・干場充之・笠原 稔・J. BEAVAN,

GPS データ解析に基づく西太平洋のテクトニクスの研究

- R.B. FEIR, M.D. GERASIMENKO, and P.H. PARK, 1998 b, 西太平洋 GPS 連続観測網データの解析について (その 1), 測地学会誌, **44**, 1-19.
- KOUBA, J., 1998, Analysis Activities, IGS 1998 Annual report, *International GPS Service*, 13-17.
- KOYAMA, Y., 1996, Excess Westward velocity of Minamitorishima (Marcus) and Kwajalein VLBI stations from the expected velocities based on rigid motion of the Pacific Plate, *J. Geod. Soc. Jpn.*, **42**, 43-57.
- KREEMER, C., W.E. HOLT, S. GOES, and R. GOVERS, 2000, Active deformation in eastern Indonesia and the Philippines from GPS and seismicity data, *J. Geophys. Res.*, **105**, 663-680.
- LARSON K.M., F.H. WEBB and D.C. AGNEW, 1991, Application of the Global Positioning System to crustal deformation measurement, 2. The influence of errors in orbit determination networks, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16567-16584.
- LARSON K.M., J.T. FREYMUELLER, and S. PHILIPSEN, 1997, Global plate velocities from the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.* **102**, 9961-9981.
- LARSON K.M., R. BUERGEMANN, R. BILHAM and J. FREYMUELLER, 1999, Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements, *J. Geophys. Res.* **104**, 1077-1093.
- LE PICHON, X., T. IYAMA, H. CHAMLEY, J. CHARVET, M. FAURE, H. FUJIMOTO, T. FURUTA, Y. IDA, H. KAGAMI, S. LALLEMANT, J. LEGGETT, A. MURATA, H. OKADA, C. RANGIN, V. RENARD, A. TAIRA, and H. TOKUYAMA, 1987, Nankai Trough and the fossil Shikoku Ridge: results of Box 6 Kaiko survey, *Earth Plan. Sci. Lett.*, **83**, 186-198.
- LICHTEN S.M., and J.S. BORDER, 1987, Strategies for high-precision Global Positioning System orbit determination, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12751-12762.
- LINDQWISTER, U.J., J.F. ZUMBERGE, F.H. WEBB, and G. BLEWITT, 1991, Few millimeter precision for baselines in the California permanent GPS geodetic array, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1135-1138.
- LINDQWISTER, U.L., A.P. FREEDMAN, and G. BLEWITT, 1992, Daily estimates of the Earth's pole position with the Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 845-848.
- LONSDALE, P., and J. HAWKINS, 1985, Silicic volcanism at an off-axis geothermal field in the Mariana Trough back-arc basin, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 940-951.
- 益田晴恵, リチャード・ラッツ, 松本哲志, 升本真二, 藤岡換太郎, 1994, 13°N マリアナトラフの拡大軸の移動と最近の火成活動, *JAMSTEC 深海研究*, **10**, 175-184.
- 松本 剛・木村政昭, 1993, 1771 年八重山地震津波発生域における精密地形調査と津波発生メカニズムに関する一考察, *地震*, **45**, 417-426.
- 松本 剛・木村政昭・仲村明子・青木美澄, 1996, 琉球弧のトカラギャップおよびケラマギャップにおける精密地形形態, *地学雑誌*, **105**, 286-296.
- 松島 健・加藤照之, 1999, 北マリアナ諸島の火山について, *火山*, **44**, 179-182.
- McCABE, R., and S. UYEDA, 1983, Hypothetical model for the bending of the Mariana Arc, in D.E. HAYES (ed), *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands*, Pt 2, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 281-293.
- MELBOURNE, W.G., 1985, The case for ranging in GPS based geodetic systems, in C. GOAD (ed), *Proceedings 1st International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System*, U.S. Dept. Comm., NOAA 373-386.
- 三木雅子・古川雅英・乙藤洋一郎・曹恕中・黄敦友, 1993, 台湾北部の新第三紀の古地磁気及び K-Ar 年代一琉球弧とルソン弧の境界のテクトニクス一, 地球惑星関連学会 1993 年合同大会予稿集, 145.
- MINSTER, J.B. and T.H. JORDAN, 1978, Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- 長坂健一・藤井陽一郎, 1992, 自由網平均による GPS 測位精度, 測地学会誌, **38**, 119-135.
- NAGIHARA, S., M. KINOSHITA, H. FUJIMOTO, H. KATAO, H. KINOSHITA, and Y. TOMODA, 1989, Geophysical observations around the northern Yap Trench: seismicity, gravity and heat flow, *Tectonophysics*, **163**, 93-104.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, *地震研究所彙報*, **58**, 711-722.
- 中尾 茂・加藤照之・平原和朗・岡田正實・干場充之, 1995, GPS JAPAN におけるプレート間基線

- の基線解析, 地球惑星関連学会 1995 年合同大会予稿集, 125.
- NEILAN, R.E., 1995, The evolution of the IGS global network, current status, and future prospects, in J.F. ZUMBERGE, R. LIU and R.E. NEILAN (eds), 1994 IGS annual report, 25-34.
- NIELL, A.E., 1996, Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3227-3246.
- NISHIYAMA, E., H. TOKUYAMA, H. TAMAI, H. KATAO, S. KURAMOTO, and K. SUYEHRO, 1986, Seismic reflection survey, in Y. TOMODA (ed), *Preliminary Report of the Hakuho-maru cruise KH86-1*, Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, 18-29.
- 大倉敬宏・中野健秀・G.M. BESANA・安藤雅孝・R.S. PUNONGBAYAN, 1999, フィリピン・マコロード回廊における GPS 観測, 月刊地球, 号外 **25**, 136-140.
- RANGIN, C., X. LE PICHON, S. MAZZOTTI, M. PUBELLIER, N. CHAMOT-ROOKE, M. AURELIO, A. WALPERSDORF, and R. QUEBRAL, 1999, Plate convergence measured by GPS across the Sundaland/Philippine Sea Plate deformed boundary: the Philippines and eastern Indonesia, *Geophys. J. Int.* **139**, 296-316.
- RANKEN, B., R.K. CARDWELL and D.E. KARIG, 1984, Kinematics of the Philippine Sea Plate, *Tectonics*, **3**, 555-575.
- The GEODYNAMICS of S and SE Asia (GEODYSSSEA) Project, P. WILSON and G.W. MICHEL (eds), Science Technical report STR 98/14, Potsdam, 359 pp.
- The Research Group for "GPS JAPAN'90", 1991, The Nationwide GPS Campaign in Japan "GPS JAPAN'90" (General Report), *Proc. Jap. Symp. GPS (1991)*, 226-234.
- ROTHACHER, M. and L. MERVART, 1996, Bernese GPS Software Version 4.0, Astro. Inst. Univ. Bern, 418 pp.
- SAASTAMOINEN, J., 1973, Contributions to the theory of atmospheric refraction, *Bulletin Geodésique*, **107**, 13-34.
- SAKO, M.K., F.A. TRUSDELL, R.Y. KOYANAGI, G. KOJIMA, and R.B. MOORE, 1995, Volcanic investigations in the commonwealth of the Northern Mariana Islands, April to May 1994, *U.S. Geological Survey Open-File Report* 94-705, 57 pp.
- SATO, T., J. KASAHARA, H. KATAO, N. TOMIYAMA, K. MOCHIZUKI, and S. KORESAWA, 1997, Seismic observations at the Yap Islands and the northern Yap Trench, *Tectonophysics*, **271**, 285-294.
- SAVOSTIN, L., L. ZONENSHAIN, and B. BARANOV, 1983, Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk, in T.W.C. HILDE and S. UYEDA (eds), *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region*, *Geodyn. Ser.*, **11**, AGU, Washington, D.C., 189-222.
- SCOTT, R.B., L. KROENKE, G. ZAKARIADZE, and A. SHARASKIN, 1981, Evolution of the south Philippine Sea: deep sea drilling project LEG 59 results, in D.M. HUSSONG, *et al.* (eds) *Init. Rep. DSDP*, **59**, 803-815.
- SEAMA, N., and T. FUJIWARA, 1993, Geomagnetic Anomalies in the Mariana Trough, 18°N, in J. Segawa (ed), *Preliminary report of the Hakuho-maru cruise KH92-1*, Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, 70-73.
- 仙石 新・内山丈夫・西村秀樹, 1992, 海洋測地網一次基準点の位置決定 1989, 水路部観測報告 (衛星測地編), **5**, 43-46.
- SENO T., and S. MARUYAMA, 1984, Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea, *Tectonophysics*, **102**, 53-84.
- 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.
- SENO, T., T. SAKURAI, and S. STEIN, 1996, Can the Okhotsk Plate be discriminated from the North American Plate?, *J. Geophys. Res.*, **101**, 11305-11315.
- SHEN, Z.K., C. ZHAO, A. YIN, Y. LI, D.D. JACKSON, P. FANG, and D. DONG, 2000, Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning System measurements, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5721-5734.

- SHIKI, T., A. MIZUNO, and K. KOBAYASHI, 1984, Data listing of the bottom materials dredged and cored from the northern Philippine Sea, in T. Shiki (ed), *Geology of the northern Philippine Sea*, Tokai Univ., 23-41.
- SIBUET J.C., J. LETOUZEY, F. BARBIER, J. CHARVET J.P. FOUCHER, T.W.C. HILDE, M. KIMURA, C. LING-YUN, B. MARSET, C. MULLER, and J.F. STEPHAN, 1987, Back arc extension in the Okinawa Trough, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14041-14063.
- SOVERS, O.J., and J.S. BORDER, 1987, Observation model and parameter partials for the JPL geodetic software, "GPSOMC", *JPL Pub.* 87-21, JPL, Pasadena, CA.
- TABEI, T., F. KIMATA, and T. OHKURA, 1999, Crustal dynamics of the Sulawesi-Mindanao deformation zone from GPS observations, *Program and abstracts, Intern. symp. GPS*, 03-07.
- 多田 堯・鷺谷 威・宮崎真一, 1997, GPS でみた変動する日本列島, *科学*, **67**, 917-927.
- TAPPONIER, P., G. PELTZER, A.Y. LE DAIN, R. ARMIJO and P. COBBOLD, 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, **10**, 611-616.
- TOKUYAMA, H., T. ASANUMA, E. NISHIYAMA, H. HATORI, H. CHIBA, S. UENO, and N. TOMITA, 1985, Multichannel seismic reflection survey, in K. KOBAYASHI (ed), *Preliminary report of the Hakuho-maru cruise KH84-I*, Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, 282-291.
- TREGONING, P., K. LAMBECK, A. STOLZ, P. MORGAN, S.C. MCCLUSKY, P. van der BEEK, H. McQUEEN, R. J. JACKSON, R.P. LITTLE, A. LAING, and B. MURPHY, 1998, Estimation of current plate motions in Papua New Guinea from Global Positioning System observations, *J. Geophys. Res.*, **103**, 12181-12203.
- TSUBOI, S., 1995, POSEIDON, *IRIS Newsletter*, **14**, 8-9.
- 土屋 淳・辻 宏道, 1999, 改訂版 GPS 測定の基礎, (社)日本測量協会, 275 pp.
- UMINO, S., 1985, Volcanic Geology of Chichijima, the Bonin Islands (Ogasawara Islands), *J. Geol. Soc. Jpn*, **91**, 505-523.
- van der HILST, R., and T. SENO, 1993, Effects of relative plate motion on the deep structure and penetration depth of slabs below the Izu-Bonin and Mariana Island arcs, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 395-407.
- WUEBBENA, G., 1985, Software developments for geodetic positioning with GPS using TI 4100 code and carrier measurements, in C. GOAD (ed), *Proceedings 1st International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System*, U.S. Dept. Comm., NOAA, 403-412.
- WEI, D.P., and T. SENO, 1998, Determination of the Amurian Plate motion, in M.F.J. FLOWER, S. CHUNG, C. LO and T. LEE (eds), *Mantle dynamics and plate interactions in east Asia*, *Geodyn. Ser.*, **27**, AGU, Washington, D.C., 337-346.
- WEISSEL, J.K., and R.N. ANDERSON, 1978, Is there a Caroline Plate?, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **41**, 143-158.
- WESSEL, P., and W.H.F. SMITH, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, **72**, 441, 445-446.
- YAMAOKA, K., Y. FUKAO, and M. KUMAZAWA, 1986, Spherical shell tectonics: Effects of sphericity and inextensibility on the geometry of the descending lithosphere, *Rev. Geophys.*, **24**, 27-53.
- 山崎俊嗣・村上文敏・斉藤英二, 1992, マリアナ・トラフ北部における海洋底拡大の様式, *月刊地球*, **14**, 493-498.
- 山崎俊嗣・湯浅真人, 1993, マリアナ・トラフ北部の拡大過程の研究—「しんかい 6500」第 142 潜航概要報告一, 第 9 回しんかいシンポジウム報告書, 151-158.
- YAMAZAKI, T., and F. MURAKAMI, 1998, Asymmetric rifting of the northern Mariana Trough *Island Arc*, **7**, 460-470.
- YAMAZAKI, T., and R.J. STERN, 1997, Topography and magnetic vector anomalies in the Mariana Trough, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **13**, 31-45.
- 横山紘一, 1994, 「現代測地学」, 日本測地学会, 611 pp.
- YU, S.B., L.C. KUO, R.S. PUNONGBAYAN, and E.G. RAMOS, 1999, GPS observation of crustal deforma-

小竹 美子

- tion in the Taiwan-Luzon region, *Geophys. Res., Lett.*, **26**, 923-926.
- ZHANG, J., and T. LAY, 1992, The April 5, 1990 Mariana Islands earthquake and subduction zone stresses, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **72**, 99-121.
- ZONENSHAIN, L.P., and L.A. SAVOSTIN, 1981, Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia, *Tectonophysics*, **76**, 1-45.
- ZUMBERGE, J.F., M.B. HEFLIN, D.C. JEFFERSON, M.M. WATKINS and F.H. WEBB, 1997, Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophys. Res.*, **102**, 5005-5017.

要 旨

西太平洋・東アジア地域は太平洋プレート、ユーラシアプレート、インド・オーストラリアプレートなど大きなプレートが互いに沈み込み、衝突しあう収束の場である。このため、この地域では複雑・多様な地学現象が発生する。たとえば、インド大陸の衝突によるヒマラヤ山脈の隆起、チベット高原～中国大陸に至る地殻の変形、インドネシア～フィリピンの複雑なテクトニクス、背弧海盆の拡大や太平洋プレート、フィリピン海プレートの沈み込みによる日本列島の変形など多くの興味深い現象が指摘されている。これらのプレートに関しては、海洋底磁気異常の縞模様などから、地質学的な時間スケールでの剛体的なプレート運動モデルが提唱されている。一方、この地域ではアムールプレートをはじめとする、いくつかのマイクロプレートが提唱されているが、これらのプレートの運動や境界は必ずしも明確になっていない。そこでこの地域のテクトニクスを解明するためには、まず計測に基づく現在のプレート相対運動モデルを確立することが必要である。プレートモデルが確定すれば、さらに詳細な観測事実からプレートの内部や境界における変動場を検出することが可能になり、そこからプレート間相互作用を推定してテクトニクスをより詳しく知ることが可能になるであろう。

このような、現在のプレート相対運動と内部変形の精密な解明のためには宇宙測地技術を用いることが必要であり、わけても上記のような目的のためには GPS を用いることがもっとも適切と考えられる。そこで本研究では地震研究所が中心となって実施してきたこの地域の GPS 観測のデータを解析して以下のことを解明しようと試みた: 1) 西太平洋～アジア地域の変位速度場を明らかにする。2) 精密なフィリピン海プレートの運動に基づいて、マリアナの背弧拡大やヤップパラオ地域の変位速度場を明らかにする。

使用したデータは当地域における 1995 年 7 月から 1998 年 6 月までの WING, IGS, GSI による連続観測データおよび沖の鳥島、マリアナ、ヤップ・パラウにおける 1992 年以降のキャンペーンデータである。連続観測点は解析当初においては十数点にすぎなかったが、その後増加して 1998 年には 38 点にのぼった。解析には Bernese software v 4.0 (ROTHACHER and MERVART, 1996) を用い fiducial-free の方法を適用した。基線長が 2000 km を越える長基線も含まれるので、初期位相不確定の解決には Melbourne-Wuebbena 一次結合も導入した。座標系は HEKI (1996) による Kinematic Reference Frame を採用して、ユーラシア安定地塊に対する変位を求めた。

まず、西太平洋～東アジアにおける GPS 連続観測データの解析結果から以下のことが判明した; 1) 太平洋プレートやフィリピン海プレートなどの海洋プレート上の観測点、たとえば南鳥島、トラック島などプレート境界から隔たった内部の観測点は、剛体プレートモデルから予測される速度と調和的である。2) 石垣島やグアムなど、プレート境界で背弧拡大を示唆する観測点がある。3) ユーラシア大陸地殻上の観測点、ラサ、西安、武漢、上海などでは大規模なプレート内変形が進行し、インド大陸の衝突の影響が東方へ伝搬していく様子を示している。

次に、沖の鳥島の繰り返し観測データに地理院の南大東島、父島、八丈島の観測データをあわせてフィリピン海プレートの回転運動を求めた。線形最小二乗法を用いることで、Euler vector は $(41.55 \text{ N} \pm 0.42, 152.46 \text{ E} \pm 0.43, -1.50 \pm 0.04 \text{ deg/my})$ と精度良く求められた。

第三に、フィリピン海プレート内部で顕著な変形を示すマリアナトラフの背弧拡大の解明を試みた。グアム島を含む北マリアナ諸島のGPS繰り返し観測のデータを解析し、以下の結論を得た; 1) マリアナ諸島はフィリピン海プレートの主要部分に対し近似的には1つのブロックとして回転している, 2) マリアナトラフの拡大速度はグアム島付近で約6 cm/yrに達するが, その速度は緯度に依存して北に行くほど遅くなる。これは, 海底磁気異常データから得られる速度と定量的にも調和的である, 3) マリアナ小プレートの剛体的モデルから推定される運動と観測値を比較すると, 北部のパガン島, ググアン島, アナタハン島はわずかに北向きにずれており, 南部のサイパン, グアムではほぼ一致する。マリアナ小プレートは北緯16度近傍において南北に分かれている可能性があり, 提唱されているセグメント化の考えと調和的である。

最後に、フィリピン海南端に位置するヤップ、パラウ付近の変位速度場について考察した。パラウの連続観測に基づく変位速度の観測値(約2年)とモデル値は有意に異なっており, その原因は明らかでない。そこで太平洋プレート側のウリシ島・フェイス島を含むこの地域で実施された繰り返し観測のデータ(1992~1996)を解析して, より長期間の変動を調査したところ, 以下のことが明らかとなった; 1) ヤップ島の変位速度はモデル値よりも22~25%遅くその差は有意であると思われる。2) ヤップ海溝で両側のプレートはおおよそ1 cm/yrの速度で収束していることが示唆される。3) ウリシ島・フェイス島の変位速度は太平洋プレートのNUVEL-1Aの速度とほぼ一致する。またトラック島とウリシ島・フェイス島間の距離に有意な変化はなく, カロリンリッジはこの地域では変形していないと考えられる。すなわち, 台湾で観察されるような沈み込み(衝突)直前の海洋プレートの変形は, ここでは観測されない。4) パラウ島では観測された変位速度はモデルと比較して35%程度遅いが, 連続観測による推定値と非調和的であり, さらに観測と解析を継続する必要がある。