

I. 2 西太平洋電波干渉計システムの開発目的

日置幸介*1 吉野泰造*2

(平成元年10月6日受理)

I. 2 PURPOSES OF THE DEVELOPMENT OF WESTERN PACIFIC VLBI NETWORK

By

Kosuke HEKI and Taizoh YOSHINO

The Western Pacific VLBI network is designed to measure the movements of two oceanic plates; the Pacific plate subducting at the Japan Trench and the Philippine Sea plate subducting at the Nankai Trough. This network has two important characteristics, i.e., it is composed of Japanese domestic stations and the baseline lengths are short (1000 km-3000 km) in comparison with those of global VLBI experiments, e.g., the Crustal Dynamics Project. The first point causes various merits in the operation and the second point enables better repeatability and higher accuracy of the individual baseline length determinations. Accurate baseline length measurements in this new VLBI network will lead to accurate determinations of subducting rates of the oceanic plates and of deformation rates of the overriding plates and this will contribute to enhancing our knowledge on how and why large earthquakes occur in and around the Japanese Islands.

1. はじめに

数千 km 離れたアンテナ間の距離を正確に測定するのは超長基線電波干渉計 (Very Long Baseline Interferometer, VLBI) の重要な応用分野の一つである。西太平洋電波干渉計 (Western Pacific VLBI Network) は、日本列島下に沈み込んでいる太平洋プレートとフィリピン海プレートという二つの海洋プレート上に VLBI 局を設置して、それらと本土局の間の距離変化を測定することによってこれらのプレートの動きを監視するための VLBI 網である。この観測網は、太平洋プレート上の南鳥島局、フィリピン海プレート上の南大東島局、本土の鹿島局の国内3局から構成され、更にフィリピン海プレートの動きの測定精度向上のために中国上海天文台余山 VLBI 局の参加も想定している (第1図)。

西太平洋電波干渉計は日本列島下に沈み込んでいる海洋プレートの動きを、①あまり長くない基線によって、②日本国内で測定するという従来にない二つの特徴を持っている。本論文ではこれらの特徴からくる西太平洋電波

干渉計の学術的な重要性、またその運用によって期待される地球科学的成果を従来の VLBI 実験の成果と関連づけて論ずる。なお鹿島に設置された本土局は測地 VLBI 用以外の周波数も受信可能であり様々な電波天文分野における応用が考えられるが、それらについては本特集号の他論文⁽¹⁾に譲りここでは測地応用に限ることとする。

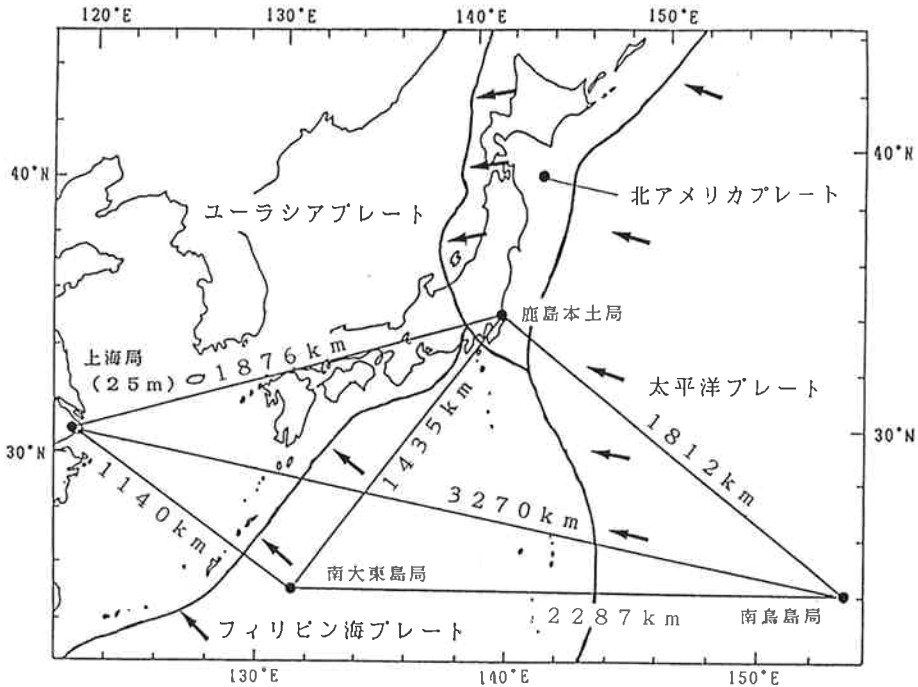
2. 太平洋プレートの運動と南鳥島局の重要性

2.1 日米共同実験による太平洋プレート運動の測定

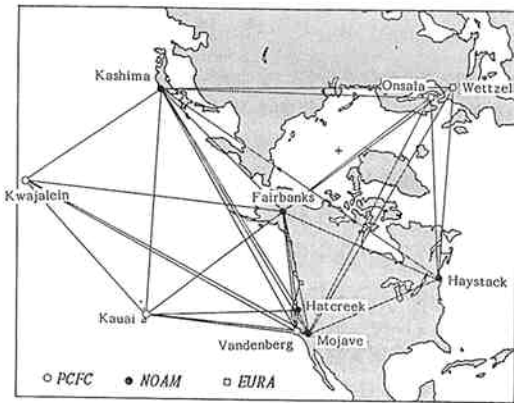
東北日本沖の日本海溝では太平洋プレートが年間 10 cm 程度の速度で日本列島下に沈み込んでいる。このプレートの沈み込みは1952年の十勝沖地震 (マグニチュード 8.1) に代表される東日本太平洋側の地震活動だけでなく、東日本の広範囲における火山活動、造山運動などの主な原動力となっている。南鳥島はわが国における太平洋プレート上の唯一の陸地であり、プレート境界からも十分離れているため VLBI 局建設の候補地として理想的である。太平洋プレートの動きを測定するのは国内実験としては初の試みであるが、日米共同実験としては従来から行われている。ここでは従来の実験における問題点を指摘するとともに、それらが西太平洋 VLBI 実験

*1 関東支所 鹿島宇宙通信センター 第三宇宙通信研究室

*2 標準測定部 周波数・時刻比較研究室



第1図 西太平洋電波干渉計の構成局と基線長。矢印はユーラシアプレートから見た大ざっぱなプレートの運動方向。



第2図 鹿島局が参加している従来の国際実験(CDP実験)における参加局と基線。白丸、黒丸、白四角はそれぞれ太平洋プレート、北アメリカプレート、ユーラシアプレート上の局を示す。これらの局に加えて最近では中国上海の余山局や豪州キャンベラのチドピンビラ局との実験も開始された。

参加はその代表的なものである(第2図)。CDPは、当時岩石磁気やプレート間地震などに代表される「間接的」な証拠しか知られてなかったプレートの動きを、異なるプレート上のアンテナ間の距離変化として検出することによりプレートテクトニクスの「直接証拠」を得ることを目的とした計画である。CDPの主力である国際VLBI実験では、米国を始め欧州や日本のVLBI局と共同して北アメリカ本土と太平洋やユーラシアの各プレート上にアンテナを配し、それらの間の距離(基線長)変化からプレート相対運動を測定することに重点が置かれたが、同時に移動VLBI局を用いて北アメリカプレートの変形を評価する点も重要視されていた。

これらのなかで鹿島局が参加するVLBI実験は、太平洋プレート上の局に環太平洋の局を加えて行われる「太平洋実験」に代表される。これらは環太平洋各局への重点の置き方によって西太平洋実験、東太平洋実験、北太平洋実験などに分類されるが本質的な違いはなく、通常第2図に示す局中の5~6局を用いて行われる。太平洋実験は開始1年後の1985年には早くも太平洋プレートと北アメリカプレートの相対運動の検出⁽²⁾⁽³⁾に成功するという大きな成果をあげ、同じ頃米欧基線の変化から検出された北アメリカプレートとユーラシアプレートの相対運動⁽⁴⁾と共に話題となった。

どのように解決されるかを議論する。

当所は茨城県鹿島の26mパラボラアンテナを用いて1984年以来国内外の機関と共同VLBI実験を推進してきたが、なかでも米国航空宇宙局(NASA)が主導する地殻力学計画(Crustal Dynamics Project, CDP)への

2.2 連続的な測地データ取得の試み

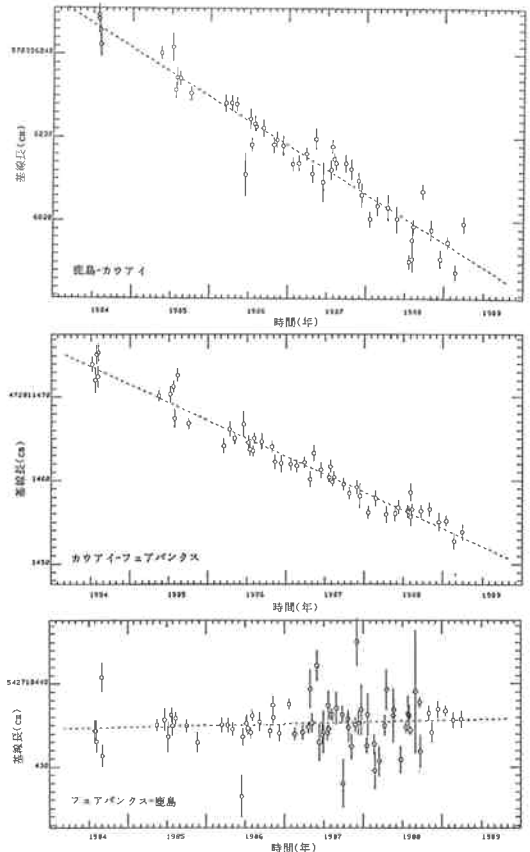
1984年と1985年の太平洋 VLBI 実験は夏季に集中しており、太平洋プレート運動は最初1984年夏と1985年夏の基線長の差の形で検出された。そこで、より短い時間スケールでの基線長変化が次の研究目標とされ、実験頻度を上げるための「簡易」太平洋実験が1986年3月に開始された。これは正式な太平洋 VLBI 実験が無い月に限り鹿島-カウアイ (ハワイ)-フェアバンクス (アラスカ) の三局のみで実験を行い、プレート運動の測定に重要な鹿島-カウアイなどの基線長データを毎月休みなく取得することによって太平洋プレートの動きを連続的に監視することを目指したものである。

鹿島-カウアイ、フェアバンクス-カウアイ、鹿島-フェアバンクスの基線長変化を第3図に示す。1986年春頃から実験の頻度が上がって、基線長の連続的な変化が明らかになりつつあるとともに基線長変化率の決定精度も大きく向上している。VLBI 実験が時間的に密になることにより基線長変化率の決定精度は大きく向上するが、西太平洋 VLBI 実験の国内実験という特徴を生かして将来実験頻度を上げることができれば太平洋プレートの連続的な監視という目標にもう一步近づくことになる。

2.3 太平洋プレート上の VLBI 局分布

太平洋プレートは太平洋の大部分を占める広大なプレートであるが、現在 CDP 実験に参加している VLBI 局はカウアイ局 (ハワイ)、ヴァンデンバーグ局 (カリフォルニア)、クワゼリン局 (マーシャル諸島クワゼリン環礁) の三局にすぎない。このうちヴァンデンバーグ局はサン・アンドレアス断層として知られる北アメリカプレートとの境界に近く、太平洋プレートの動きを代表する局とは言えない。またクワゼリン局もカリフォルニアのハットクリーク局と VLBI 装置を共用しているため隔年かつ夏のみでの運用であり、実質的にカウアイ局が唯一の太平洋プレート局との印象が強い。

衛星レーザ測距 (SLR) の最新成果によると太平洋プレート内の局どうしに運動の不整一性が見られ、太平洋プレート自体の変形を示唆しているという⁽⁵⁾。一方 VLBI の結果からはカウアイとクワゼリンの運動ベクトルは (オイラー極のまわりの回転として) 良く一致しており、太平洋プレートに有意な変形は見られない (第4図)。いずれにせよ太平洋プレートのように広大なプレートの動きを明かにするためには現在の局分布は十分でなく、太平洋プレートを代表する (プレート境界からある程度遠い) 地域に新たな VLBI 局を設置する意義は大きい。南鳥島は単に日本唯一の太平洋プレート上の島というだけでなく、VLBI や SLR 局が存在しない太平洋西北地域にある点で地理的にも重要である。



第3図 CDP 実験で得られた 1984年から1989年始めまでの鹿島-カウアイ(ハワイ)、カウアイ-フェアバンクス(アラスカ)、フェアバンクス-鹿島の基線長変化。横軸は時間(一目盛り一ヶ月)、縦軸は基線長(一目盛り1cm)。各データは一回の実験で求められた基線長と正規誤差を示す。破線は重み付き最小自乗法で求めた直線で、その傾きは上から -5.9 ± 0.2 cm/年、 -4.3 ± 0.1 cm/年、 0.2 ± 0.2 cm/年である。

一方鹿島と南鳥島の基線長は 2000 km ならずであり VLBI としては比較的短い部類に入る。これは天文や地球回転測定用 VLBI としては不利だが、基線長の決定精度のみを重んじるプレート運動測定にはかえって好都合である。これについては第5章で詳しく述べる。

3. フィリピン海プレートの運動と南大東島局の重要性

フィリピン海プレートは太平洋のうち伊豆-小笠原-マリアナの諸列島より西側の部分を占める海洋プレートである。フィリピン海プレートは南海トラフにおいて西南日本の下に沈み込んでおり、1946年の南海地震 (マグニチュード 8.1) などに代表される西日本の巨大地震の原因となっている。フィリピン海プレートは太平洋プレ

ートと違ってその上に伊豆半島や伊豆諸島、小笠原諸島、火山列島（硫黄島等）などの日本国内の陸地が多く存在する。しかしこれらの島々は太平洋プレートへの沈み込みによって生まれたいわゆる島弧であり、これらの島に VLBI 局を設置してもフィリピン海プレートの動きを代表するとは考えにくい。プレート境界から十分離れた陸地としては日本最南端の沖ノ島島が理想的であるが残念ながら現在 VLBI 局を設置できるほど広くない。次にプレート境界から遠い陸地として南大東島への VLBI 局建設が決定された。

剛体としてのプレートの動きは幾何学的には地球上のある固定点（オイラー極）のまわりの回転運動として一意に記述できる。地質学的に、すなわち VLBI などの宇宙測地技術を用いずにこれらのプレートの運動パラメータ（オイラー極の緯度経度と回転速度）を求めるためには、①プレート収束境界（沈み込み帯）における地震の断層面のすべり方向、②プレート発散境界（海嶺）における海洋磁気異常縞模様の幅、③プレートすれ違い境界の走向の三種類の情報が必要である。

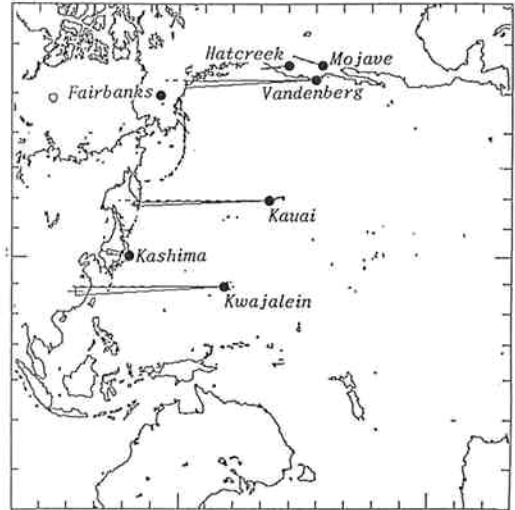
ところがフィリピン海プレートは、その境界のほとんどが沈み込み帯であるという特殊性のため①の地震の情報しか用いることができず運動パラメータが推定しにくい。そのため現在標準的に引用される RM-2 と呼ばれるプレート相対運動モデル⁽⁶⁾でもフィリピン海プレートの運動パラメータは含まれておらず、このモデルとは別に①の情報のみから工夫して求めたパラメータ⁽⁷⁾が補助的に用いられている。

これはフィリピン海プレートの運動パラメータそのものを求めるために宇宙測地のデータが重要であることを意味する。南大東島と鹿島、南鳥島、上海との距離変化を正確に測り、それらを従来の地震などの情報と組み合わせることによってフィリピン海プレートの運動パラメータの決定精度はかなり向上すると考えられる。

4. 沈み込み帯における島弧の変形と鹿島局の位置変動

南鳥島局や南大東島局と鹿島局との VLBI 実験によって明かになるもう一つの点はプレートの変形による鹿島局の位置変動である。これは海洋プレートの動きをモニターする基準点としての鹿島局の立場を考えると一見矛盾するように思われる。しかし海洋プレートと鹿島の下にある島弧プレートの力学的性質を考慮すると、運動に不確定要素がより大きいのは鹿島局である。

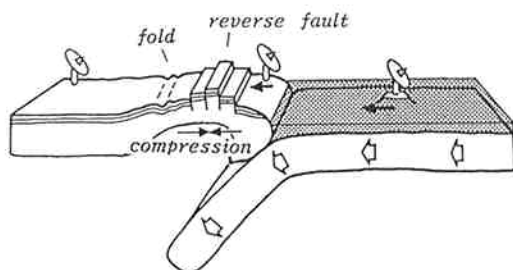
鹿島の位置する日本列島東半分（東北日本弧）は従来ユーラシアプレート⁽⁸⁾あるいは北アメリカプレート⁽⁹⁾⁽¹⁰⁾上にあると考えられており、プレートの剛性を仮定する



第4図 第2図の各基線の基線長変化率をもとにして推定した北アメリカプレートからみた各局の移動ベクトル。扇の幅と扇の先端の線分はそれぞれ運動の方向と大きさの正規誤差を示す。投影の極は地理的極ではなく太平洋プレートと北アメリカプレートの相対運動極（オイラー極）にとっており、各ベクトルは緯度の正割で誇張してあるので、太平洋プレート上の局の予測移動ベクトル（図中では破線で示す）は平行（右から左）かつ等長となる。目盛りは縦横いずれも10度おきにとっている。

限り鹿島の移動はいずれかのプレートの予測ベクトルに一致すべきである。1984年以後の国際 VLBI 実験から鹿島局の国際的な VLBI 網中での位置変動がわかりつつある。第2図の各基線の基線長変化から北アメリカプレートを基準とした各局の移動ベクトルが推定できる。それによると鹿島局は西北西方向に年間 1.4 cm 程度の速度で動いているらしい⁽¹¹⁾（第4図）。これは鹿島にいずれのプレートを仮定したときの運動とも一致せず、プレート変形の寄与を示唆する。

第4図を見ると鹿島の運動方向は鹿島沖における太平洋プレートの運動方向に一致していることがわかる。そこから以下のような解釈が可能である。東北日本弧は日本海溝で沈み込んでいる太平洋プレートによって西北西—東南東方向に圧縮されている⁽¹²⁾。一方島弧地下の温度構造等から島弧プレートの構造について次のようなことが言える。鹿島のような外弧の地下には沈み込む海洋プレートに冷やされた硬い前弧ウェッジが存在し、逆に内側の火山弧および背弧の下では温度が比較的高いためプレートが極めて薄くなっている⁽¹³⁾。このような状況のもとで太平洋プレートの圧縮力は一旦剛体的な前弧ウェッジに受け止められ、それから薄皮一枚の状態となっている背弧と火山弧を変形させて地殻に活断層や活しゅう曲等を生じさせる。これを陸側プレートの内側から運



第5図 島弧にはたらく圧縮応力と島弧の短縮変形。沈み込む海洋プレートがもたらす圧縮応力と島弧プレートの薄化によってプレートは逆断層やしゅう曲を伴いながら短縮し、外弧は海洋プレートと同じ方向にじわじわ動く。

動として見ると、鹿島の乗った外弧は沈み込む海洋プレートと同じ方向にじわじわ動くように見えるはずである(第5図)。

鹿島と海溝の間の距離はほとんど変わらないと考えられるので、鹿島局の動きの大きさは日本列島の短縮変形率に一致するだろう。過去数十年間の地上測地測量によると、日本列島における典型的な地殻歪率は年間10のマイナス七乗程度であるといわれる⁽¹⁴⁾。幅数百 km の島弧にこの程度の短縮歪を仮定すると、鹿島のような太平洋側の VLBI 局の位置変動が年間数 cm 程度であるのは定量的にも具合が良い。

鹿島のこういった位置変動は全基線の基線長変化率から測地網平均によって推定している。一般に距離変化を位置変化に変換するには数局の速度を既知として固定する必要があるが、ここでは局数の多い北アメリカプレート上の局の速度を既知としている⁽¹²⁾。

ところが北アメリカプレート上の局と鹿島局の基線長はかなり長い部類になるので基線長変化率の測定精度はあまり高くなく、北アメリカ局と鹿島局の距離変化から直接鹿島の位置変動を求めるのはかなり苦しい。また太平洋プレートとの境界に近い北アメリカ西部の局(モハービ局やハットクリーク局など)は同じ北アメリカプレートの安定な内陸部分に対して何等かの速度を持っている⁽¹⁵⁾⁽¹⁶⁾が、これらの速度は北アメリカ大陸内のローカルな VLBI 観測による実測値⁽¹⁷⁾等を用いてアプリオリに与える必要がある。

西太平洋電波干渉計の実現によって将来南島島や南大東島のような海洋プレートの安定な内部に位置する局と鹿島の距離変化率が精度良く求められるだろう。これらの海洋プレートの動きが正確に押さえられれば逆にこれらの局を基準として鹿島の位置変動を推定するという方向に研究を進めてゆくことができる。

5. プレート運動の測定と基線長

5.1 西太平洋電波干渉計における基線長

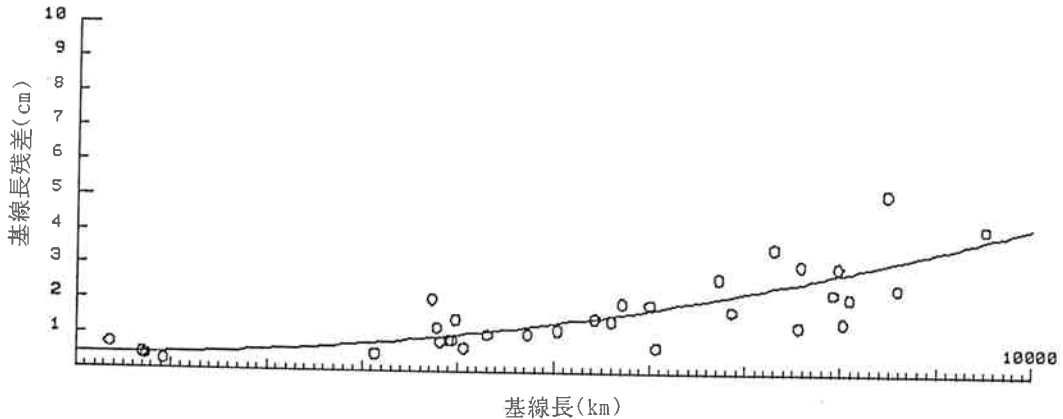
西太平洋電波干渉計が CDP 等他のグローバルな VLBI 網と異なるのは、干渉計を構成する基線がすべて 1000 km から 3000 km 程度と比較的短い点である。VLBI は一般に基線が長いほどその威力を発揮するように考えられているが、長基線が有利なのは本質的に「角度」を測定する位置天文/地球回転、相関振幅の変化から電波源の構造を探る電波天文などへの応用に限られる。

プレート運動の測定で最も重要なのは基線長の決定精度であり、それに関する限り長基線ほど有利とは言えない。実際には基線長の再現性は基線長が短くなるほど高く、プレート運動の測定には逆に短基線ほど有利なのである。ただ一般にプレートの境界部分は変動が激しくプレート全体の動きを代表しないが、基線長が余りに短いと基線がプレートの境界部分を跨ぐことができなくなる。つまりプレート変形の影響さえ除ければプレート運動の測定には基線長は短いに越したことはなく、その点地球回転用 VLBI 網等とは明確な違いが存在する。

5.2 基線長と基線長再現性の関係

西太平洋 VLBI 網はプレート運動測定専用設計されたコンパクトな VLBI 網である。ここで実際にこのコンパクトさによって基線長決定精度がどの程度良くなるのかを従来の国際実験における基線長再現性から議論してみたい。第6図に今までに得られた基線長と基線長の平均残差の関係を示す。この残差は各基線の時系列について直線回帰後の残差を加重平均したもので基線長の永年変化をゼロとしたときの実質的な基線長再現性を示す。基線長残差は基線長が長くなるにつれて明かな単調増加を示すが、両者の関係は直線的ではなく、基線長が長くなるにつれて直線からずれて残差が大きくなる(下に凸になる)傾向がある。ここで基線長は本来直線的な変化をすべきものとして基線長データの直線からのずれを仮に「誤差」とよび、その起源を簡単に考察してみたい。

基線長誤差の原因は局位置推定誤差である。局位置の推定誤差をそれぞれの局における「鉛直方向」の誤差と「水平面内」の誤差にわけ、後者は前者の α 倍であるとする(水平面内の誤差は基線長に影響のある相手局方向の成分のみ考える)。中性大気など局位置の推定値に影響を与える誤差源の多くは鉛直方向の誤差を与える⁽¹⁸⁾ので $0 < \alpha < 1$ であると考えられる。また局位置誤差を基線長と無関係な基本成分と基線長に比例する成分の二種類の和と考え、両者の比は鉛直水平面誤差と同じであるとする。基線長に依存しない誤差は中性大気推定や電



第6図 基線長と基線長残差の関係。基線長残差は図3のように基線長データに直線を当てはめたとき、各データの直線からのずれを加重平均したもの。曲線は両者の関係を最も良く再現するような局位置推定誤差を仮定したときの予測基線長残差。

離層補正の不具合による局位置誤差、依存する誤差はおもに電波源の構造に起因する誤差と考えられる。

鉛直局位置誤差の基本成分を a 、基線長比例成分を bL (L は基線長) とし、各誤差源は無相関として各分散の加法則を仮定すると基線長の分散 σ^2 の観測方程式は次のような α 、 a 、 b の三つのパラメータを含む L の関数となる。

$$\sigma^2(L) = \{\text{鉛直局位置誤差の寄与}\} + \{\text{水平局位置誤差の寄与}\} = F_V^2 \{a^2 + (bL)^2\} + \alpha^2 F_H^2 \{a^2 + (bL)^2\}$$

F_V と F_H は、局位置誤差の鉛直成分と水平成分が基線長誤差としてあらわれる率で、次のような基線長の関数である。

$$F_V = L/D_e, \quad F_H = \sqrt{D_e^2 - L^2}/D_e$$

D_e は地球の直径である。基線長が短くなると F_H (F_V) は大きく (小さく) なり、基線長ゼロで 1(0) になる。一方基線長が長くなると F_H (F_V) は小さく (大きく) なり、最大基線長 (地球直径に等しい) で 0(1) になる。

σ^2 の観測方程式は α 、 a 、 b の各パラメータに関して非線形となる。そこでガウス-ニュートン法により第6図の基線長と残差の関係を最も良く再現する α 、 a 、 b を最小自乗推定すると α は約 0.3、 a は約 1.5 cm、 b は約 0.5 cm/千 km となる。これらの数値から計算される基線長再現性と基線長の関係を第6図に曲線として示す。これによると両太平洋電波干渉計の 1000 km~3000 km 程度の基線長であれば再現性は優に 1 cm 以下となり、CDP における鹿島-カウアイ等の 5000 km 級基線や鹿島-モハービ等の 8000 km 級基線に比べて格段に良いことがわかる。

基線長変化率の測定精度については基線長測定精度と

は別に実験頻度と実験期間の長さが大きな要因となる。それらが従来の実験と同程度であれば基線長変化率の測定精度が上がり、逆に従来と同程度の変化率を得るための実験頻度と実験期間長は小さくて済むことになる。

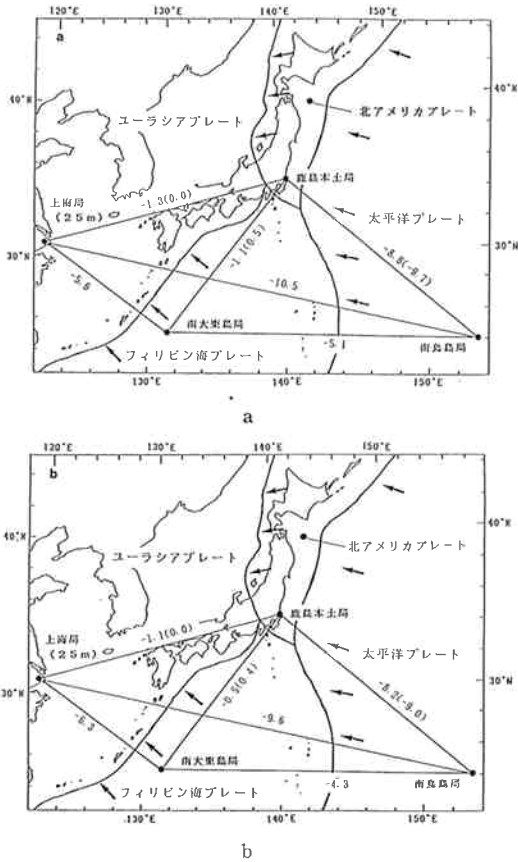
6. 基線長変化率の予測

6.1 プレート運動からの予測

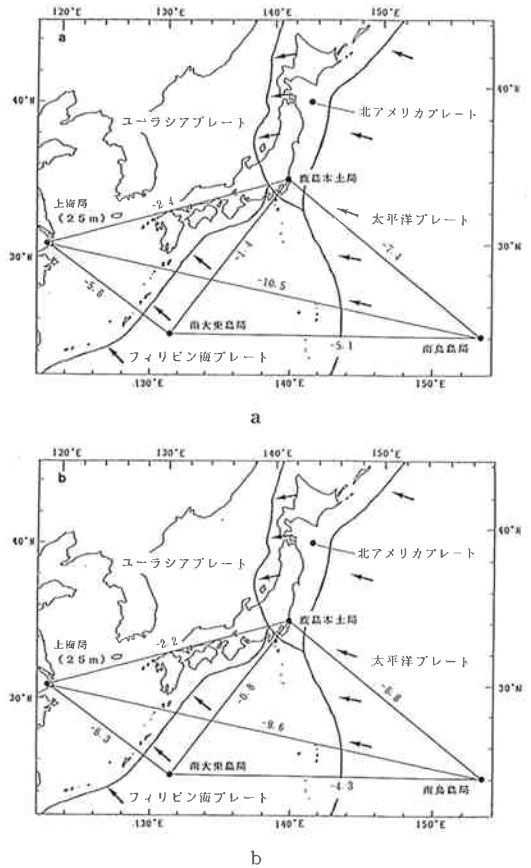
西太平洋電波干渉計の三局に上海局を加えて鹿島を北アメリカ、南鳥島を太平洋、南大東をフィリピン海、上海をユーラシアの各プレート上にあると仮定して、かつプレート変形を無視したときの基線長変化率予測値を第7図に示す。数百万年といった地質学的な時間スケールの平均であるプレート運動モデルから計算される基線長変化が、実際に VLBI 等で測定される数年といった時間スケールにおける基線長変化と良く一致することから、これらの値も実際に求められるであろう値にかなり近いと思われる。

プレートの相対運動モデルとしては従来 RM-2⁽⁶⁾ が標準として用いられてきたが、より最近のデータを用いた (データ数にして RM-2 の三倍以上) NUVEL-1⁽¹⁹⁾ が最近によく使われる。両者がプレート運動パラメータの推定に使用しているデータは第3章に述べたプレート間地震のスリップベクトル、海洋磁気異常、トランスフォーム断層の走向の三種類であり、いずれのモデルも VLBI 等の宇宙測地データは含んでいない。

第7図の a では RM-2 を、b では NUVEL-1 を用いて基線長変化を計算した。括弧内に鹿島を北アメリカプレートではなくユーラシアプレートに仮定したときの値も示す。いずれのモデルも、第3章で述べたようにフィリピン海プレートの運動パラメータを含んでいないのでそれぞれ別の文献^{(7) (20)} の値を用いた。第7図 a、b の



第7図 プレート運動モデルから予測される西太平洋電波干渉計(上海局も含む)の基線の基線長変化率。モデルとしてaはRM-2を、bはNUVEL-1を採用している。単位はcm/年。なお鹿島は北アメリカプレートと仮定した。括弧内の数値は鹿島をユーラシアプレートとしたときの値。



第8図 鹿島の位置変動(第4図)を考慮したときの基線長変化予測値。aはRM-2、bはNUVEL-1にもとづく。

値は大きく違わないものの両モデルは太平洋プレートの運動速度に一割程度の違いがあり⁽²¹⁾、VLBIによる判別の可能性がある。

6.2 プレート変形を考慮した予測

鹿島に北アメリカとユーラシアのいずれのプレートを仮定するかによって基線長変化率の予測値が異なるのは当然であるが、柔らかい島弧プレートを無理に既存プレートに分類すること自体が無意味であるという考えもある⁽¹¹⁾⁽¹³⁾。従来のCDP実験でも第4章に述べたとおり鹿島局のいずれのプレートにも合わない動きが観測されつつある。

そこで鹿島の北アメリカプレートから見た動きとしてN60W方向に年間1.4cmという速度⁽¹¹⁾を仮定して基線長変化率を予測したものを第8図に示す。鹿島以外の局は第7図と同じくプレートに固定し、a、bは第7図と同じくプレート運動モデルにRM-2、NUVEL-1を

用いている。鹿島の西北西への動きのために鹿島-南鳥島基線長変化率などは第7図の値に比べて小さくなっていることがわかる。

7. おわりに

西太平洋電波干渉計でVLBI局が新設される南鳥島と南大東島のそれぞれについて太平洋プレートとフィリピン海プレートの運動の測定の観点からその地理的な重要性を述べた。また両局とも国内であることによる運用面での有利性、基線長が比較的短いことによる測定面での有利性を指摘した。

太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込みはわが国に大きな災害を及ぼす地震や火山の直接的な原因となっている。これらの災害の予知を将来実現するためにもプレートがどう運動しているか、日本列島がどう変形しつつあるのかの知識は最も基本的なものであることは論を待たない。今後5年間の西太平洋VLBI網の実験のみならず南鳥島局や南大東島局を国際実験で積極

的に活用してゆくことによってこれらの点をひとつひとつ明かにしてゆく必要があるだろう。

参 考 文 献

- (1) 小山泰弘, 高羽浩, 栗原則幸, 川口則幸, “鹿島局 34 m アンテナシステム”, 本季报特集号.
- (2) Heki, K., Takahashi, Y., Kondo, T., Kawaguchi, N., Takahashi, F. and Kawano, N., “The relative movement of the North American and Pacific plates in 1984-1985, detected by the Pacific VLBI network”, *Tectonophysics*, 144, pp.151-158, 1987.
- (3) Kondo, T., Heki, K., and Takahashi, Y., “Pacific plate motion detected by the VLBI experiments conducted in 1984-1985”, *J. Radio Res. Lab.*, 34, pp. 1-14, 1987.
- (4) Herring, T. A., Shapiro, I. I., Clark, T. A., Ma, C., Ryan, J. W., Schupler, B. R., Knight, C. A., Lundqvist, G., Shaffer, D. B., Vandenberg, N. R., Corey, B. E., Hinteregger, H. F., Rogers, A. E. E., Webber, J. C., Whitney, A. R., Elgered, G., Ronnang, B. O., and Davis, J. L., “Geodesy by radio interferometry: evidence for contemporary plate motion”, *J. Geophys. Res.*, 91, pp.8341-8347, 1986.
- (5) Dunn, P. J., Robbins, J. W. and Smith, D. E., “Deformation in the Pacific Basin from LAGEOS”, *International Association of Geodesy, General Meeting, Edinburgh, Scotland, 3-12, August, 1989.*
- (6) Minster, J. B. and Jordan, T. H., “Present-day plate motions”, *J. Geophys. Res.*, 83, pp. 5331-5354, 1978.
- (7) Seno, T., “The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate”, *Tectonophysics*, 42, pp.209-226, 1977.
- (8) Chapman, M. E. and Solomon, S. C., “North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia”, *J. Geophys. Res.*, 81, 921-930, 1976.
- (9) 小林洋二, “プレート「沈み込み」の始まり”, *月刊地球*, 5, pp.510-514, 1983.
- (10) 中村一明, “日本海新生海溝の可能性”, *地震研究所集報*, 58, pp.711-722, 1983.
- (11) Heki, K., Takahashi, Y. and Kondo, T., *Contraction of northeastern Japan: Evidence from horizontal displacement of a Japanese station in global very long baseline interferometry networks*, *Tectonophysics*, in press, 1989.
- (12) Huzita, K., “Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands”, *Mem. Geol. Soc. Japan*, 18, pp. 129-153, 1980.
- (13) 嶋本利彦, “岩石のレオロジーとプレートテクトニクス”, *科学*, 59, pp.170-181, 1989.
- (14) 笠原慶一, “岩波講座地球科学10, 変動する地球 I - 現在および第四紀-第2章「地震とテクトニクス-地殻歪の進行-」”, 岩波書店, pp.33-88, 1978.
- (15) Minster, J. B. and Jordan, T. H., “Vector constraints on western U. S. deformation from space geodesy, neotectonics and plate motions”- *J. Geophys. Res.*, 92, pp. 4798-4804, 1987.
- (16) Ward, S. N., “North America-Pacific plate boundary, an elastic-plastic megashear: Evidence from very long baseline interferometry”, *J. Geophys. Res.*, 93, pp. 7716-7728, 1988.
- (17) Clark, T., Gordon, D., Himwich, W. E., Ma, C., Mallama, A. and Ryan, J. W., “Determination of relative site motions in the western United States using Mark III VLBI”, *J. Geophys. Res.*, 92, pp. 12741-12750, 1987.
- (18) Herring, T. A., “Precision of vertical position estimates from very long baseline interferometry”, *J. Geophys. Res.*, 91, pp. 9177-9182, 1986.
- (19) DeMets, C., Gordon, R. G., Stein, S., Argus, D. F., Engeln, J., Lundgren, P., Quible, D. G., Stein, C., Weinstein, S. A., Wiens, D. A. and Woods, D. F., “NUVEL-1: A new global plate motion data set and model”, *Eos Trans. AGU*, 66, pp. 368-369, 1985.
- (20) 瀬野徹三, 森山哲二, S. スタイン, D. F. ウッド, C. R. デメッツ, “フィリピン海プレートの運動の再決定”, *地震学会講演予稿集, 昭和62年度春季大会*, pp.86, 1987.
- (21) DeMets, C., Gordon, R. G., Stein, S. and Argus, D. F., “A revised estimate of Pacific-North America motion and implications for western North America plate boundary zone tectonics”, *Geophys. Res. Lett.*, 14, pp.911-914, 1987.