

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.46

A Study to Improve Accuracy of Forecasting the Tokai Earthquake
by Modeling the Generation Processes

BY

Seismology and Volcanology Research Department, MRI

気象研究所技術報告

第46号

**地震発生過程の詳細なモデリングによる
東海地震発生の推定精度向上に関する研究**

地震火山研究部



気 象 研 究 所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

MARCH 2005

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director-General : Dr. Tokunosuke Fujitani

Forecast Research Department	Director : Mr. Yukio Takemura
Climate Research Department	Director : Dr. Akira Noda
Typhoon Research Department	Director : Mr. Hitoshi Sakakibara
Physical Meteorology Research Department	Director : Mr. Takehisa Sakai
Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department	Director : Mr. Tetsuji Sawai
Meteorological Satellite and Observation System Research Department	Director : Dr. Hisao Ohno
Seismology and Volcanology Research Department	Director : Dr. Nobuo Hamada
Oceanographical Research Department	Director : Dr. Jun-ichi Ohyama
Geochemical Research Department	acting Director : Dr. Tokunosuke Fujitani

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052 Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

Editor-in-chief : Tetsuji Sawai

Editors : Makoto Ohzeki	Yuhji Kuroda	Naoko Kitabatake
Kenichi Kusunoki	Naoko Seino	Masahisa Nakazato
Takeyasu Yamamoto	Toshiya Nakano	Masao Ishii
Managing Editors : Yoshihisa Nakamoto, Takashi Inoue		

The *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of technical reports, data reports and comprehensive reports on meteorology, oceanography, seismology and related earth sciences (hereafter referred to as reports) contributed by the members of the MRI and the collaborating researchers.

The Editing Committee reserves the right of decision on acceptability of manuscripts and is responsible for the final editing.

©2005 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of reports in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from reports in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of reports in this journal require written permission from the MRI.

In exception of this requirement, personal uses for research, study or educational purposes do not require permission from the MRI, provided that the source is acknowledged.

A Study to Improve Accuracy of Forecasting the
Tokai Earthquake by Modeling the Generation Processes

BY

Seismology and Volcanology Research Department, MRI

**地震発生過程の詳細なモデリングによる
東海地震発生の推定精度向上に関する研究**

地震火山研究部

気 象 研 究 所

序

平成11年度から開始した「地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震発生 の推定精度向上に関する研究」は、平成7年1月に発生した兵庫県南部地震による甚大な被害が、我が国における地震防災の重要性を改めて認識させて以来、初めて企画された気象研究所における地震関係の特別研究である。気象庁は、大規模地震対策特別措置法により、東海地域で予想される大規模地震の監視に重大な責任を負い、観測、監視を行ってきたが、兵庫県南部地震による甚大な被害を目の前にして、改めてその任務の重大性を噛みしめることになった。気象庁がその任務を着実に遂行していくためには、過去の経験を踏まえた上で、最新の地震学の知見を取り入れた東海地震の発生過程のモデルを作り、監視のための技術的基盤を強化する必要がある。このような背景のもとに本特別研究は開始され、3次元数値モデルによる地震発生 のシミュレーション、地殻変動データ解析手法の高度化、地震活動評価手法の開発と改良を3本の柱に研究を進めてきた。本報告書は、これらの研究成果をまとめたものである。

この5年間に、判定会招集要請基準の改定や東海地震の想定震源域の見直し、観測情報・注意情報などの地震防災体制の見直しなどが行われ、監視体制が抜本的に改革されたが、過去の研究成果に加え、特別研究の成果も逐次これらの作業に生かされてきた。また兵庫県南部地震以降の、各種基盤的観測網の整備による観測精度の向上により、スロースリップなど従前の観測網では分からなかった現象も次々に発見され、あらたな研究材料が追加され、特別研究の成果を豊かなもの にしている。

一方、21世紀に入り、過去に南海トラフ沿いで繰り返し発生してきた東南海地震や南海地震など、隣接地域を震源とする巨大地震についても、近い将来の発生が視野にはいる情勢となっており、防災対策推進のために「東南海・南海地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法（平成14年法律第92号）」が制定された。このような状況に鑑み、気象研究所では、東海地震予知のいっそうの精度向上と、隣接地域で発生する巨大地震の発生との関連を解明するために、新たな特別研究を次年度から計画している。

これまでの研究で得られた成果が、今後の研究の推進に結びつくばかりでなく、今後の地震予知研究の推進や、気象庁の地震業務の改善に寄与することを期待するとともに、研究を遂行し成果をとりまとめるにあたり、気象庁内外の多くの方々のご協力や励ましを頂いたことに感謝する。

平成16年1月

気象研究所 地震火山研究部長

濱 田 信 生

概 要

本報告は、特別研究「地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震予知の推定精度向上に関する研究」において得られた成果を、地震活動評価手法の開発と改良、地殻変動解析手法の高度化、3次元数値モデルによる地震発生のシミュレーションという3つの大きなテーマに分けてまとめたものである。

第1章では、地震活動評価手法の開発と改良に関する研究について報告する。最初は、東海地域の地殻・プレート構造に関する報告である。東海地震の想定震源域の海域で自己浮上式海底地震計による観測を行い、この周辺の詳細な地震活動を調べた。その結果、気象庁カタログでは陸域からトラフに向かって深くなっている地震活動が実際にはトラフから陸域に向かって深くっており、フィリピン海プレートの沈み込みに対応していることがわかった。地震波走時トモグラフィーを用いて、中部日本地域におけるP波およびS波の3次元速度構造を求めた結果、フィリピン海プレートに対応しているとみられる、トラフから少し高角度で沈み込み始めた後、なだらかに沈み込んでいる高速度域が検出された。さらに、東海地震の固着域の北西隣には、プレート間カップリングが弱い領域が見いだされた。次に、地震活動評価手法に関する報告が続く。S-P時間の違いを利用して、1941年から1995年までの期間における静岡県周辺域の地震活動度の変化を調査した結果、1944年東南海地震直前の地震活動の静穏化が見いだされた。1965年の静岡地震の前後にも地震活動度の変化が見いだされ、この方法の有効性が改めて確かめられた。東海地域で起きている地震の応力降下量の空間・時間変化を調査した結果では、長期的な時間変化は見られなかったが、応力降下量の地域性と深さ依存性が明らかになった。特に、スラブ内地震については本震の応力降下量が1番大きく、余震のそれは比較的小さいということが明らかになった。さらに、東海地域から西日本のフィリピン海プレートの沈み込み帯で起きている非火山性の低周波地震・微動について調査を行い、発生場所がマントル・ウェッジより上部であることを明らかにすると共に、低周波地震・微動の原因として考えられている水の存在が岩石の脱水反応に起因するというモデルを提案した。最後に、津波波形インバージョンによる1944年東南海地震のすべり分布の推定の結果、そのすべり領域が1854年の地震で破壊された東海地域にまで広がっていなかったことを明らかにした。この結果は、平成13年(2001年)の東海地震想定震源域の見直しに貢献した。

第2章では、地殻変動解析手法の高度化に関する研究について報告する。まず、GPSによる地殻変動観測データの精度と誤差の評価を行い、データ品質の改善手法を検討した。東海地域のGPS3時間解析の座標値については、ばらつきの相関が高いグループが解析クラスターとアンテナ・架台タイプに対応しており、グループ間の補正によりばらつきが半減することが判明した。GPS全国観測網の1日解析値に見られる年周的な季節変動のパターンが2000年頃を境に変化していることから、単純な年周変動除去では見かけの変動を引き起こす恐れがあり、期間に応じた適切な補正が必要であることがわかった。東海地域の検潮所に独自のGPS観測点を設置して観測を行い、GPS観測で得られた上下変動と潮位データから得られた上下変動を比較して両者が整合的であることを確認すると共に、2000年秋頃からの東海スロースリップによるとみられる傾向変化を明らかにした。次に、観測データに基づいて様々な地殻変動事例を検討した。潮位データを用いて1946年南海地震前後の地殻上下変動を調べ、地震直前の前兆すべりを示す可能性のある潮位変化を見いだすとともに、地震後の地域ごとに時定数の異なる余効変動を検出した。掛川―御前崎間の水準路線及び駿河湾西岸域の水準路線網のデータを時系列解析プログラムによって解析した結果、掛川に対する御前崎の沈降が1988-89年と2000年以降に加速していることがわかった。ただし、前の期間には駿河湾西岸の北部で沈降が目立ったが、後の期間では西岸域全体で沈降が大きくなっていることから、沈降の原因は異なると考えられる。2000年

伊豆諸島北部の地震・火山活動に伴う地殻変動について解析した結果、伊豆諸島北部に置いた変動源では説明できない変位が中部地方にあること、その変位が東海地域直下のプレート境界のスロースリップ開始時期を早めることにより説明できる可能性のあることを示した。このようなスロースリップに対して歪解析を行ったところ、浜名湖とその周辺での伸長歪と渥美半島と御前崎周辺における収縮歪の出現が明らかになった。プレート境界におけるすべりは御前崎付近における ΔCFF （クーロン破壊応力）を増加させている可能性がある。これらの地殻変動の原因推定をより容易に行う上で、インバージョン機能を追加した地殻変動解析支援プログラムが威力を発揮した。

第3章では、3次元数値モデルによる地震発生のシミュレーションに関する研究について報告する。室内実験で得られた岩石の摩擦法則（すべり速度／状態依存摩擦構成則）をフィリピン海プレートの境界面上に適用することにより、大地震発生のモデル化を行い、仮想東海地震の前にどのような地殻変動が見られるか調べた。その計算結果を実際の観測データ（歪、GPS、地震活動）と比較したところ、3成分歪計の観測が前兆すべりを検知する上で効果的であることを示した。次に、1944年の東南海地震の破壊域が東海領域まで及ばなかったことに関連し、東海地域の周辺で起きた巨大地震の影響を評価した。その結果、1891年の濃尾地震は東海地震の発生時期を遅らせること、1923年の関東地震と1944年の東南海地震は発生時期を早めることを明らかにした。最後に、東海地域で観測されているスロースリップイベントをシミュレーションによって再現することができるかどうかを調べた結果、摩擦パラメータの深さ方向への不均質性の存在がこのイベントを再現する上で有効であることがわかった。

Summary

This comprehensive report, entitled “A Study to Improve Accuracy of Forecasting the Tokai Earthquake by Modeling the Generation Processes,” was conducted from fiscal 1999 to 2003 by the Seismology and Volcanology Research Department, MRI, as a special research project. This study consists of three subjects:

- (1) Improvement of the quantitative method to evaluate seismic activity,
- (2) Development of the integrated method for analyzing crustal deformation data, and
- (3) Numerical simulation of the earthquake generation process using three-dimensional models.

The results are summarized in the three chapters in this report.

Chapter 1 reports the improvement of the quantitative method to evaluate seismic activity. First, reports on the plate structure in the Tokai region are presented. The seismicity around the Tokai region was studied in detail using the data acquired by pop-up ocean-bottom seismometers. The JMA earthquake bulletin reported that the seismicity around this region is declining from land to the Suruga trough. However, this study confirmed that the reverse inclination, agreeing with that of the Philippine Sea Plate, is preferable. Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath Central Japan were determined by seismic wave travel time tomography. The high-velocity subducting Philippine Sea Plate was revealed: the plate subducts at a slightly high angle at first, then at a low angle. The obtained V_p/V_s ratio indicates that seismic coupling in the northwest neighborhood of the locked area of the Tokai earthquake is weak.

Next are reports on methods of evaluating seismic activity. The long-term variation of seismicity around Shizuoka City from 1941 to 1995 was surveyed by utilizing S-P time. Seismicity quiescence was observed just before the 1944 Tonankai earthquake, and the seismicity rate changed before and after the 1965 Shizuoka earthquake (M6.1). Spatial and temporal variations of stress drop of earthquakes occurring around the Tokai region were investigated. Rather than finding the long-term temporal variation of stress drop, we found its area and depth dependence. The stress drop of the main shock occurring within the Philippine Sea slab was found to be greater than that of the aftershocks. An investigation focused on the characteristics and causes of the non-volcanic low-frequency earthquakes and tremors related to the subducting Philippine Sea Plate beneath southwest Japan. The existence of fluid has been indicated as the cause of low-frequency earthquakes. The dehydration process of some rocks was proposed to model the source of the fluid based on data from high-pressure and temperature experimentation. The slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms reveals that the earthquake did not rupture the plate interface in the northeastern end of the Nankai trough beneath the Tokai region, which was ruptured by the penultimate earthquake in 1854.

Chapter 2 presents the result of the development of an integrated method for analyzing crustal deformation data. We first evaluated the precision and error of GPS observation data, and examined techniques of improving its quality. We investigated the coordinates obtained by an analysis using three-hour GPS data in the Tokai area. The existence of the group with high correlation of the variation corresponded to analysis clusters and monument/antenna type, and the variation was halved by the correction. We also analyzed the daily GPS coordinate data and found that the annual variation pattern had changed in 2000. This pattern change caused a false deformation in the simple method, removing the annual variation; therefore, appropriate removal was necessary in every period.

We conducted GPS observation at tide gauge stations established in the Tokai area. A comparison of vertical displacements obtained by GPS observation and those obtained by the tidal data confirmed the consistency between the two and revealed a tendency change caused by the Tokai slow event. Next, we examined the various cases of crustal deformation based on observation data. Using the tide gauge data, we investigated the vertical change before and after the 1946 Nankai earthquake. We determined the sea-level change that may signify a pre-slip just before the earthquake, and we discovered after-slips that have different time constants. Analyzing the data along the leveling route between Kakegawa and Omaezaki, as well as other leveling routes in the area west of Suruga Bay, we found that the subsidence at Omaezaki relative to Kakegawa accelerated in 1988 and 1989, and after 2000. However, acceleration of the subsidence was noticeable in the northwestern coast of Suruga Bay in the former period, while in the latter period the subsidence accelerated in the whole western coast. We investigated the crustal deformation accompanying the seismo-volcanic activity around the northern Izu Islands in 2000. We demonstrated that displacement that cannot be explained by the sources of the northern Izu Islands remained in the Chubu district; it can be explained by the slow slip on the plate interface of the Tokai region starting earlier. According to the strain analysis for the slow-slip event observed by GPS in the Tokai area since 2000, expansion in and around Hamanako Lake and contraction around the Omaezaki Spit and the Atsumi Peninsula were clearly associated with the event. Generation of the slip in the plate boundary beneath Hamanako Lake possibly caused a concentration of the changes in the Coulomb fracture stress (ΔCFF) in the eastern Tokai area. We coded a computer program to assist in crustal deformation analysis, such as estimating the sources of crustal deformation mentioned above.

Chapter 3 details the numerical simulation of the earthquake generation process using three-dimensional models. We estimated the first crustal deformation prior to the hypothetical Tokai earthquake based on a three-dimensional simulation model of earthquake cycles governed by rate- and state-dependent friction law designed to explain laboratory observations acting on the Philippine Sea Plate interface in the Tokai region. We compared the simulation results with the observation results (strain, GPS, seismicity) and suggested that the pre-slip of the earthquake could be more effectively detected by a three-component strainmeter. We then evaluated nearby large earthquake's effects on the timing of the Tokai earthquake in order to determine why the fault motion of the 1944 Tonankai earthquake did not extend to the Tokai region. It is suggested that the 1891 Nobi earthquake delayed the Tokai earthquake, while the 1923 Kanto and the 1944 Tonankai earthquakes advanced it. A slow-slip event has been observed on the plate interface in the Tokai region since October 2000. We examined how the Tokai slow-slip event is reproduced and discovered that the inhomogeneity of the friction parameters in the depth direction contributes to the occurrence of this event.

目 次

第1章 地震活動評価手法の開発と改良

1.1 自己浮上式海底地震計観測による東海沖の地震活動	1
1.2 3次元速度構造	32
1.3 静岡市周辺域での長期的な地震活動の変化	36
1.4 東海地域で起きた地震の応力降下量の時空間分布	46
1.5 フィリピン海プレート沈み込み帯における深部低周波微動	53
1.6 津波波形インバージョンによる1944年東南海地震の震源断層推定	62

第2章 地殻変動解析手法の高度化

2.1 GPS 3時間解析値のグループ補正	69
2.2 GPS 1日値に見られる年周パターンの変化	82
2.3 東海地域の検潮所におけるGPS観測	87
2.4 潮位データによる東南海・南海地震前後の上下変動	97
2.5 東海地域の水準測量データの解析	111
2.6 2000年伊豆諸島北部の地震・火山活動に伴う地殻変動	118
2.7 体積歪計における東海スローイベント検出の試み	128
2.8 東海スローイベントによる地殻変動	137
2.9 地殻変動解析支援プログラムの開発	156

第3章 3次元数値モデルによる地震発生のシミュレーション

3.1 地震サイクルのモデル化	160
3.2 シミュレーション結果と観測結果の比較	172
3.3 周辺域巨大地震の影響評価	186
3.4 スロースリップイベントの再現	195

第1章 地震活動評価手法の開発と改良

1.1 自己浮上式海底地震計観測による東海沖の地震活動

1.1.1 はじめに

近い将来に発生が懸念されている東海地震の震源域は、駿河・南海トラフ近傍の海域から静岡県を中心とした陸域に及ぶと想定されている（中央防災会議，2001）。震源域周辺の地震活動を詳細に把握することは、東海地震の発生時期や性状を推測する上で重要である。陸域については、高密度な観測網が展開されているため、精度の高い詳細な震源分布が得られている。しかし、東海地震の想定震源域の主要部分となる海域については、御前崎沖から延びるケーブル式海底地震計観測点が4点あるので地震活動の検知はできるものの、観測点分布が陸域に偏っているため、陸域に比べて震源決定能力や精度が劣る。Fig. 1.1.1には1995年4月から2003年12月までの気象庁カタログの震源分布を示しているが、断面図に見られるように、海域の震源分布はフィリピン海スラブの沈み込みの向きとは逆に沖合に向

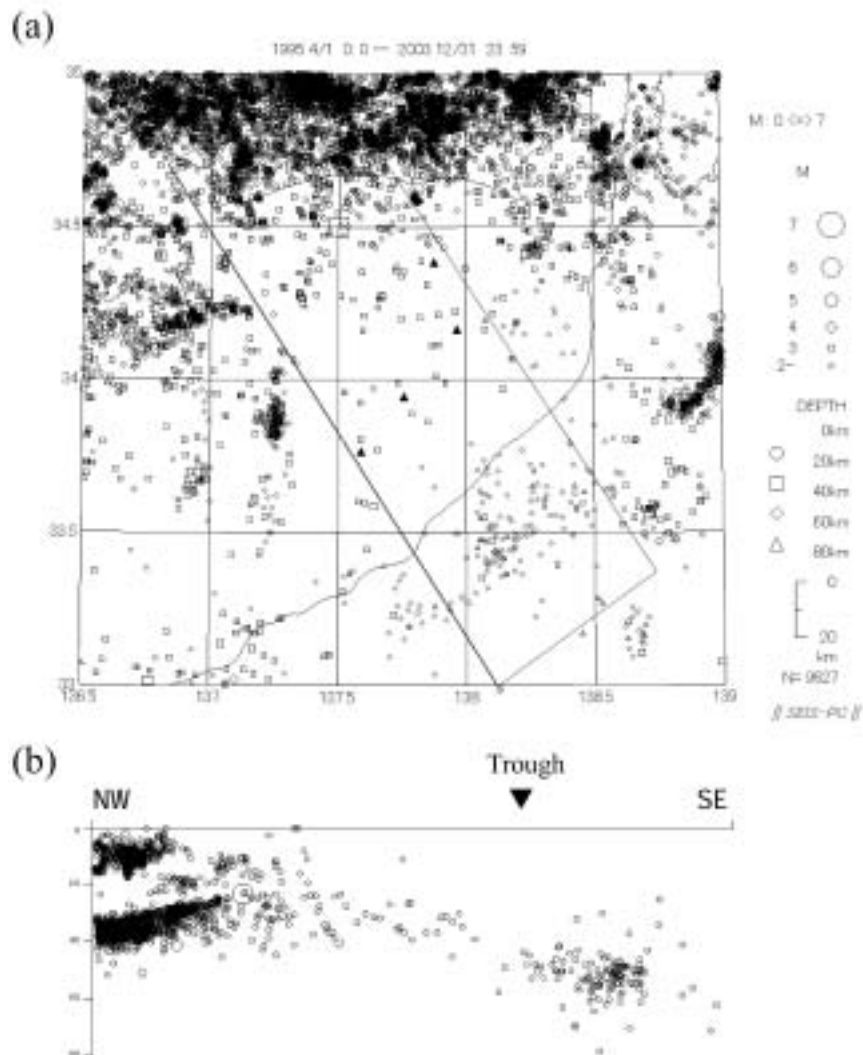


Fig. 1.1.1 (a) Epicenter map of JMA catalogue for the last nine years (April 1995 – December 2003).
(b) Vertical distribution of hypocenters in the rectangle of (a).

かって傾き下がっており、実際の震源分布と異なっている可能性が高い。

東海地方の陸域では、精度の高い詳細な震源分布を基に、フィリピン海スラブの沈み込み形状が推定されている（例えば、山崎・大井田，1985；野口，1996；原田・他，1998）。しかし、海域部分については、震源精度の問題のためにそのような研究は行われていない。プレート境界面を推定するには、自然地震の震源分布によらずに、測線上に地震計を密に配置し人工震源を用いる手法がある。その特徴は測線下の構造を詳細に求められることで、東海地方の陸域や海域に関しては、仲西・他(1994)、小平・他(2002)、Iidaka *et al.*(2003)などによる探査結果がある。一方、震源分布を基にする手法はプレート境界を面的に推定できることに特徴があり、これらの手法を総合してスラブの沈み込み形状を明らかにしていくことは、プレート間地震による地震動や地殻変動の予測のみならず、地震発生のシミュレーション（本報告第3章）を行う上でも重要である。

気象研究所では、東海沖における地震活動を詳細に把握し、精度の高い震源を求めるため、1999年以降の5年間に計7回の自己浮上式海底地震計（以下、OBS）による観測を気象庁と共同して実施した。本節では、その観測結果を基に、OBS観測における震源決定手法を検討し、その結果得られた震源と気象庁カタログの震源を比較した。さらに、その過程で得られた知見を基に気象庁カタログの震源を再決定した。また、今後、海底地震計データの解析を行っていく上で参考となるように、地震波形の検測や震源計算時の観測点補正など、解析上のポイントとなる事項についても詳細に記述した。

1.1.2 観測の概要

(1) 使用機材及び設置と回収

観測に使用したOBSのセンサーは、速度型地震計3成分（上下動1成分、水平動2成分）とハイドロフォンから構成される。地震計はMark Products社製L-22E（固有周波数2Hz）が使用されており、ジンバル機構により水平が維持される構造となっている。また、データ収録部は、トリガ方式または連続方式により、16ビットのAD変換後のデジタルデータを収録するようになっている。収録媒体は観測年度によって異なり、光磁気ディスク、コンパクトフラッシュなどを用いた。また、収録サンプリングは様々な設定が可能であるが、本研究では50Hzまたは100Hzを用いた。機器の詳細は、気象庁地震火山部(2003)に記されている。

OBSの設置・回収作業は気象庁船舶または傭船にて行い、設置あるいは回収作業時に同時に行った3点測量（Appendix 1参照）により観測点位置を確定した。なお、設置・回収作業の詳細については、地震機動観測実施報告（気象庁地震火山部，1999，2000，2001，2003，2004）を参照されたい。

(2) 観測期間・観測点配置など

OBS観測は、気象庁地震火山部と共同して1999年以降5年間に計7回行った。Table 1.1.1に、各観測の観測期間、観測点数、設置・回収時の作業船舶名をまとめて示す。観測点数欄の括弧内は計画された点数であるが、その差は何かのトラブルで解析に使用できなかった観測点数を示している（Appendix 3参照）。Table 1.1.2には各観測におけるOBS観測点の緯度、経度、収録期間などのデータを示し、その配置図をFig.1.1.2に示した。なお、Fig. 1.1.2(a)では、既設のケーブル式海底地震計観測点（▲印）及び海底地形を示し、Figs.1.1.2(b)～(h)では、各観測におけるOBS観測点（●印）に加えて、位置関係をわかりやすくするため、ケーブル式海底地震計、トラフ軸及び水深3000mの等深線を示した。

1999年及び2000年の観測では、主にトラフ沿いにOBSを配置し、銭州海嶺付近などトラフ周辺で発生している地震を観測した。2001年には、トラフ屈曲部付近にOBSを配置した。2002年及び2003年には、東海地震の想定震源域が見直されて西に広がった（中央防災会議，2001）ことを受けて、それまでより西寄りに観測点を配置した。

また、1999年の観測でトリガ収録したところ、ごく小さい地震については1点のみしか波形収録しない場合もあっ

Table 1.1.1 Observation period, number of stations and name of ship for OBS observation.
Numbers in parentheses correspond to the intended stations.

Observation	Observation period	Number of station	Name of ship put down	Name of ship pick up
1999	1999.12.05-2000.02.23	3 (5)	Ryofu-maru	Ryofu-maru
2000	2000.11.30-2001.02.10	5 (8)	Keifu-maru	Ryofu-maru
2001	2001.08.02-2001.09.08	7 (7)	Ryofu-maru	Keifu-maru
2002-1	2002.06.08-2002.07.27	7 (9)	Keifu-maru	Ryofu-maru
2002-2	2002.10.05-2002.12.08	4 (7)	Choyo-maru*Nippon-maru*	
2003-1	2003.05.22-2003.08.04	8 (9)	Ryofu-maru	Ryofu-maru
2003-2	2003.10.15-2003.11.21	8 (9)	Ryofu-maru	Keifu-maru

* Choyo-maru and Nippon-maru belong to Dokai Marine Systems LTD.

Table 1.1.2 Station location and recording period, rate and mode. Locations are based on Japan geodetic datum.

Station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (m)	Recording period	Recording rate(Hz)	Recording mode
TK10BS	33.76500	137.58967	2202	permanent (Cable type)	100	Continuous
TK20BS	33.94667	137.75667	1542	permanent (Cable type)	100	Continuous
TK30BS	34.16500	137.96500	817	permanent (Cable type)	100	Continuous
TK40BS	34.38417	137.87500	722	permanent (Cable type)	100	Continuous
TK99A	33.84500	138.07967	3639	1999.12.05-2000.02.23	50	Trigger
TK99B	33.71020	138.23967	3500	1999.12.05-2000.02.23	50	Trigger
TK99E	33.39183	137.81700	4037	1999.12.05-2000.02.23	50	Trigger
TK00A	33.82431	138.39430	3553	2000.11.30-2001.02.10	50	Continuous
TK00C	33.70881	138.23694	3491	2000.11.30-2001.01.06	50	Continuous
TK00D	33.59960	138.37878	2290	2000.11.30-2001.02.10	50	Continuous
TK00F	33.56588	138.12188	2814	2000.11.30-2001.01.06	50	Continuous
TK00H	33.47662	137.92167	3971	2000.11.30-2000.12.15	50	Continuous
TK01A	34.38553	138.38990	789	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01B	34.19303	138.45386	3617	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01C	34.01405	138.50894	3551	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01D	34.30340	138.20109	800	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01E	34.10377	138.26685	1806	2001.08.02-2001.08.12	100	Continuous
TK01F	33.85589	138.15144	3623	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK01G	34.02107	137.96577	1510	2001.08.02-2001.09.08	100	Continuous
TK021A	34.39756	138.19789	847	2002.06.08-2002.07.27	50	Continuous
TK021C	33.87717	138.16108	3604	2002.06.08-2002.07.15	50	Continuous
TK021D	33.71645	137.93690	3524	2002.06.08-2002.06.13	50	Continuous
TK021E	34.37940	137.58263	769	2002.06.08-2002.07.27	50	Continuous
TK021F	34.18514	137.71325	1053	2002.06.08-2002.07.11	50	Continuous
TK021H	33.81010	137.15390	1980	2002.06.08-2002.07.27	50	Continuous
TK021I	34.18881	137.33184	1137	2002.06.08-2002.07.27	50	Continuous
TK022C	33.89500	138.05617	2970	2002.10.05-2002.12.08	50	Continuous
TK022D	34.18517	137.32650	1133	2002.10.05-2002.10.08	50	Continuous
TK022F	34.18517	137.71033	1052	2002.10.05-2002.10.08	50	Continuous
TK022G	33.89833	137.45150	1668	2002.10.05-2002.12.08	50	Continuous
TK031A	34.39798	138.20038	797	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031C	33.89853	138.04780	2918	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031D	33.69712	137.82946	3117	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031E	34.37433	137.57900	755	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031F	34.18765	137.71283	1056	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031G	33.99513	137.44880	1683	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031H	33.81163	137.20145	1959	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK031I	34.17998	137.31813	1151	2003.05.22-2003.08.04	50	Continuous
TK032A	34.29689	138.19391	848	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032C	33.89756	138.05346	2933	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032D	33.69821	137.82756	3009	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032E	34.36931	137.57407	813	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032F	34.18634	137.70542	1069	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032G	33.99684	137.45040	1671	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032H	33.81036	137.20305	1937	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous
TK032I	34.17633	137.32180	1151	2003.10.15-2003.11.21	50	Continuous

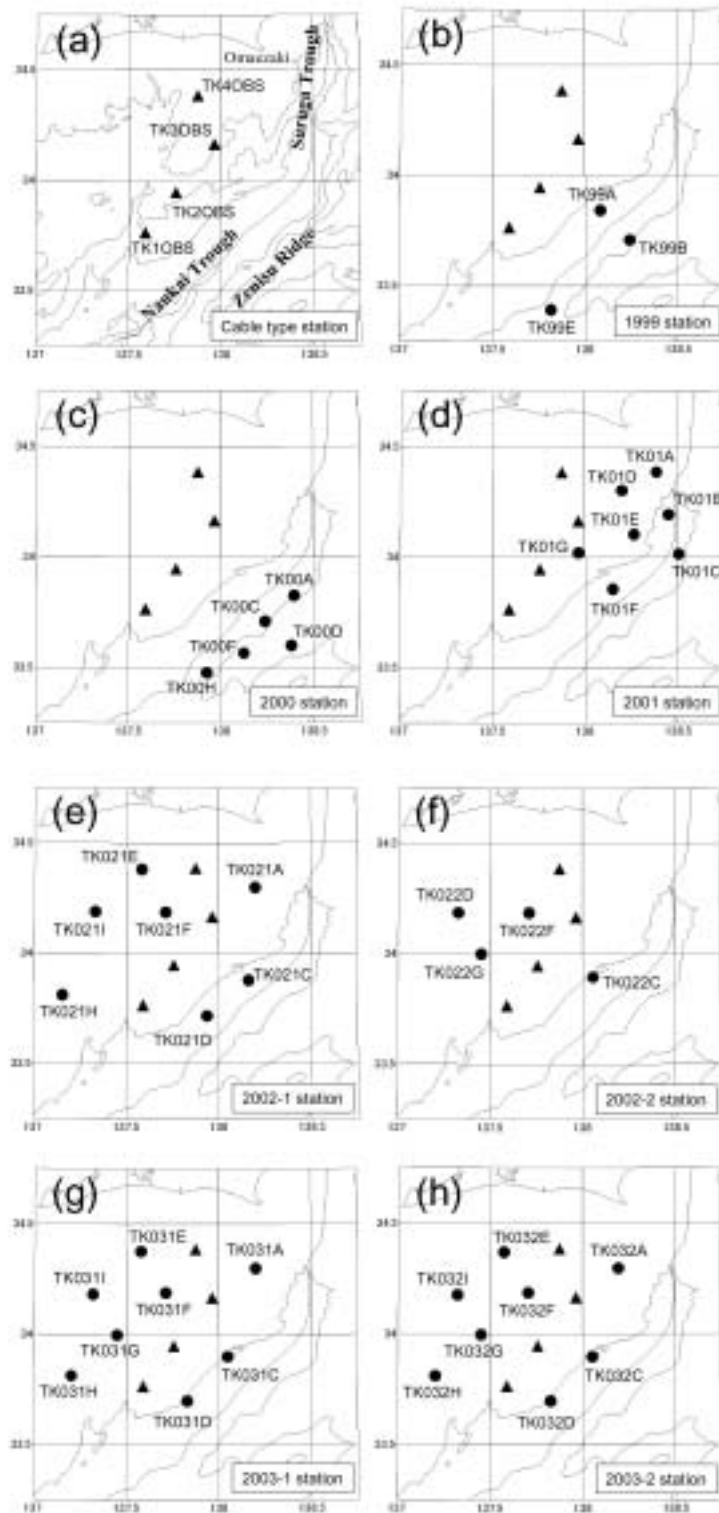


Fig. 1.1.2 Location of the OBS stations for each observation. Triangles indicates the cable stations.

たので、2000年以降の観測では連続収録とし、波形処理の段階でソフト的にトリガをかけることにした。

なお、2001年の観測期間中に東海沖から北陸にかけて大規模な地下構造探査が行われ（小平・他、2002）、エアガンによる波形が収録された。この記録については、Appendix 3で紹介する。

1.1.3 観測波形の処理・検測

観測波形は独自のフォーマットで収録されているが、検測を波形検測支援システムwin（卜部・東田，1992）で行うために、winフォーマットに変換した。データ変換に際しては、時刻補正を行い、またソフト的にトリガをかけてイベント波形のみwinフォーマットに変換した。なお、観測点が多数の場合は3点トリガを行ったが、観測点数が少ない場合は1点のみのトリガでイベント波形を作成した。その後、各イベント波形について、衛星通信地震観測システム（卜部・他，1999；気象研究所地震火山研究部，2000）を用いて収録した周辺の定常観測点の連続波形を追加して、検測用のイベント波形を作成した。

検測は、主にP波、S波の到達時刻及び上下動の最大振幅について行った。地震波形例をFig. 1.1.3に示す。検測を行った観測点は、ケーブル式を含むOBS各観測点と沿岸域の陸域観測点のみに絞り、また、OBS観測網から離れた地震（S-P時間10秒以上を目安）については検測しなかった。なお、後述する堆積層補正を行う際に使用するPS変換波とP波の到達時刻差も同時に検測した。

ここで、今後OBS波形の検測を行う際の参考として、検測上の注意点を記述しておく。検測者によっては、PS変換波をP波またはS波と誤認する例が見られた。P波と誤認しやすい波形は、堆積層における減衰などによりP波の振幅が小さく、それと比較してPS変換波がはっきりしている場合である。Fig. 1.1.3(b)に示すように水平動にはP波がほとんど記録されない（堆積層におけるP波速度がかなり遅いためP波はほとんど垂直に入射する）ことを念頭に置いてハイドロフォンの記録を参照すれば、このような誤認は相当防げるものと考えられる。なお、ハイドロフォンにはP波が海面で反射した波（PwP）も明瞭に記録されることが多い。PS変換波をS波と誤認するのは、Fig. 1.1.3(b)下図のような初動付近の拡大表示波形のみで検測してしまった場合で、これはFig. 1.1.3(b)上図のように地震波形全体を表示したり、複数観測点波形を同時表示したりするなどして確認すれば防ぐことができる。

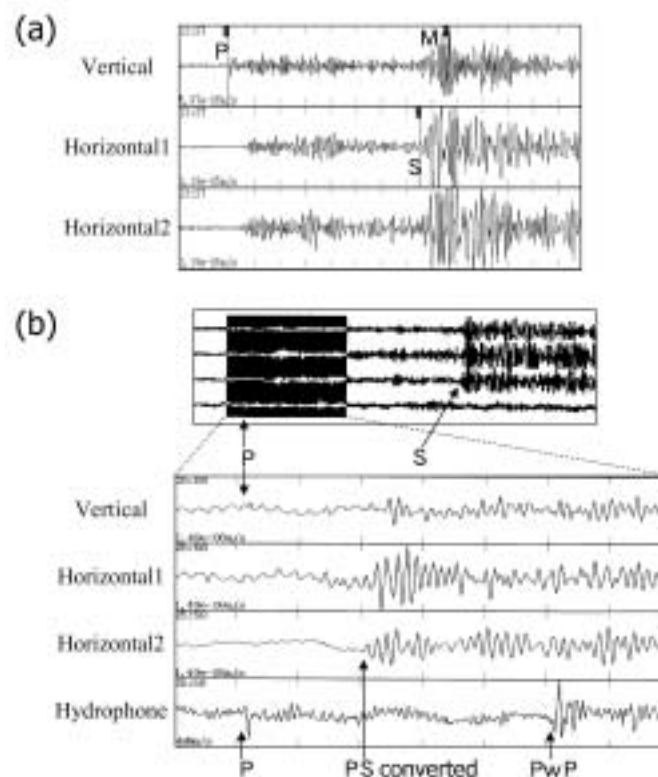


Fig.1.1.3 Examples of seismic wave observed by OBS.

1.1.4 震源計算手法 —観測点補正値の作成—

本研究では、以下に述べるような1次元速度構造を用いて震源計算を行ったが、精度のよい震源を求めるためには、OBS各観測点下の速度構造の違いを考慮する必要がある。本節では、そのために必要な各観測点下の速度構造の違いを反映した補正、及び海底最上部における堆積層の影響を除去する補正について述べる。なお、震源計算には震源計算プログラムHYPOMH (Hirata and Matsu'ura, 1987)を用い、 $V_p/V_s=1.73$ に固定した。

(1) 速度構造の違いによる補正

各観測点下のP波速度構造は、仲西・他(1994)による東海沖でのエアガンによる構造探査結果を参考にして推定した。Fig.1.1.4に、推定した各観測点下の速度構造を示すとともに、気象庁のルーチン業務用走時表の基になった速度構造(以下、JMA2001構造)を参考までに点線で示した。JMA2001構造は、主に陸域の人工地震の結果を基に決められている(上野・他, 2002)が、OBSの各観測点下の速度構造はそれに比べて、スラブ上面より上の比較的浅い部分では速度が遅く、逆に深い部分では速度が速くなっている。本研究では、Fig. 1.1.4 (i)に示した各観測点下の速度構造(細線)を平均するような1次元速度構造(太線)を震源計算で用いることにした。

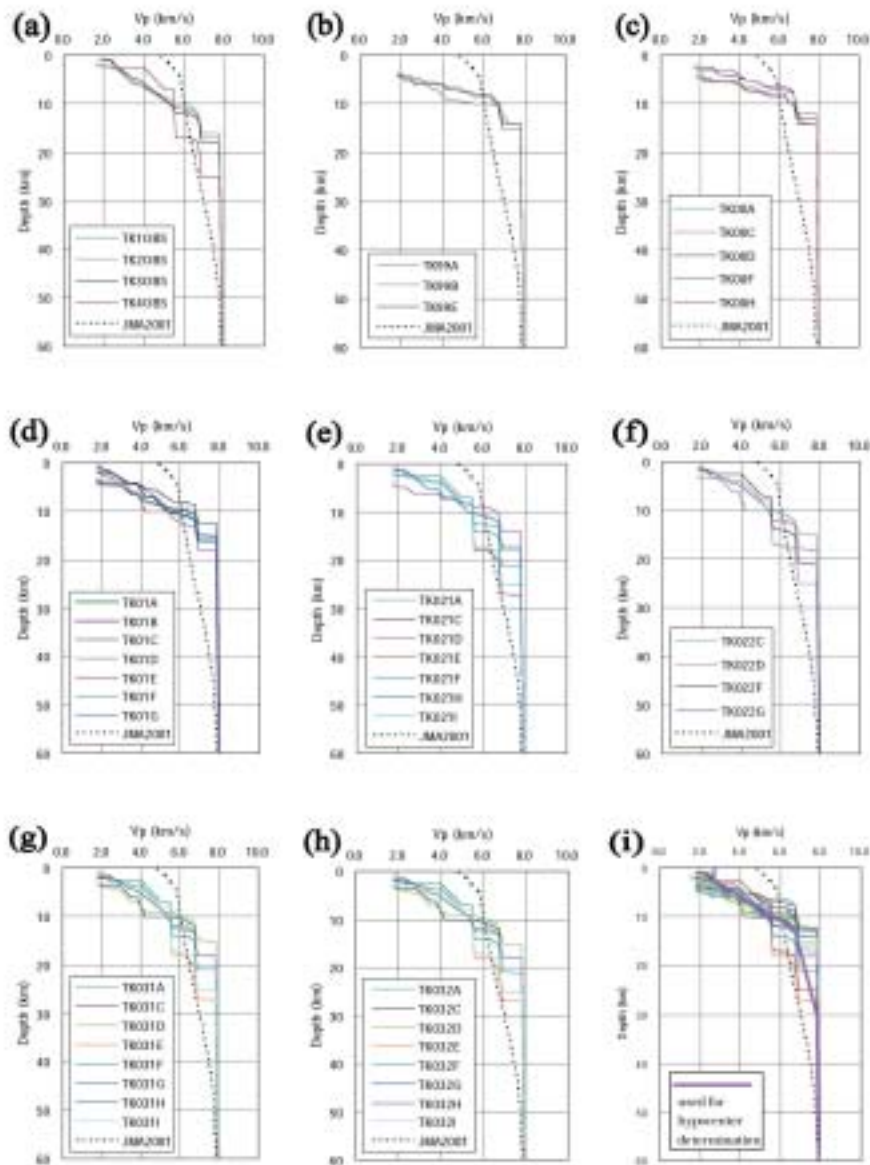


Fig.1.1.4 Vertical profile of V_p structure under each OBS station. The dotted line represents the JMA2001 structure used for routine work.

Fig. 1.1.4に見られるように各観測点下の速度構造はそれぞれ異なるので、震源計算の精度を上げるためには構造の違いを補正する必要がある。具体的には、各観測点下の速度構造と震源計算に用いた1次元速度構造による走時との差を、観測点の水深から深さ10kmまでの構造から求め、検測値への補正值とした。また、S波の走時は一律にP波の1.73倍とした。このようにして求めた各観測点の補正值をTable 1.1.3に示した。補正值の符号は、検測された走時を遅らせる方向が正である。

Table 1.1.3 Arrival time difference between P and PS phase (Tps) and station correction for each station.

Station	Tps (sec)	P correction (sec)	S correction (sec)		
			Structure	Sediment	Total
TK10BS	0.978	-0.222	-0.384	-0.621	-1.005
TK20BS	1.168	-0.274	-0.474	-0.742	-1.216
TK30BS	1.097	-0.146	-0.253	-0.697	-0.949
TK40BS	1.190	0.234	0.405	-0.756	-0.351
TK99A	1.831	-0.438	-0.758	-1.163	-1.920
TK99B	1.262	-0.320	-0.554	-0.801	-1.355
TK99E	1.157	-0.256	-0.443	-0.735	-1.178
TK00A	0.647	-0.234	-0.405	-0.411	-0.816
TK00C	1.199	-0.321	-0.555	-0.761	-1.317
TK00D	0.643	0.194	0.336	-0.408	-0.073
TK00F	0.595	0.287	0.497	-0.378	0.119
TK00H	1.210	-0.237	-0.410	-0.768	-1.178
TK01A	0.647	-0.182	-0.315	-0.411	-0.726
TK01B	1.029	-0.412	-0.713	-0.653	-1.366
TK01C	1.324	0.077	0.133	-0.841	-0.708
TK01D	0.727	-0.069	-0.119	-0.462	-0.581
TK01E	0.850	-0.437	-0.756	-0.540	-1.296
TK01F	1.379	-0.410	-0.709	-0.876	-1.585
TK01G	1.172	-0.132	-0.228	-0.744	-0.973
TK021A	0.637	0.058	0.100	-0.404	-0.304
TK021C	1.531	-0.512	-0.886	-0.972	-1.858
TK021D	1.167	-0.531	-0.919	-0.741	-1.660
TK021E	1.258	0.183	0.317	-0.799	-0.482
TK021F	1.321	0.189	0.327	-0.839	-0.512
TK021H	1.021	-0.157	-0.272	-0.648	-0.920
TK021I	0.946	-0.076	-0.131	-0.601	-0.732
TK022C	1.153	-0.380	-0.657	-0.732	-1.390
TK022D	0.940	-0.077	-0.133	-0.597	-0.730
TK022F	1.192	0.189	0.327	-0.757	-0.430
TK022G	0.715	0.059	0.102	-0.454	-0.352
TK031A	1.099	0.049	0.085	-0.698	-0.613
TK031C	1.024	-0.390	-0.675	-0.650	-1.325
TK031D	1.314	-0.477	-0.825	-0.834	-1.660
TK031E	1.311	0.180	0.311	-0.832	-0.521
TK031F	1.223	0.190	0.329	-0.777	-0.448
TK031G	0.764	-0.056	-0.097	-0.485	-0.582
TK031H	1.971	-0.052	-0.090	-1.252	-1.342
TK031I	0.883	-0.074	-0.128	-0.561	-0.689
TK032A	0.720	0.049	0.085	-0.457	-0.372
TK032C	0.791	-0.390	-0.675	-0.502	-1.177
TK032D	1.314	-0.477	-0.825	-0.834	-1.660
TK032E	1.300	0.180	0.311	-0.826	-0.514
TK032F	1.168	0.190	0.329	-0.742	-0.413
TK032G	0.823	-0.056	-0.097	-0.523	-0.619
TK032H	1.850	-0.052	-0.090	-1.175	-1.265
TK032I	0.777	-0.074	-0.128	-0.493	-0.621
JMA2001		1.015	1.756		1.756

(2) 堆積層補正

一般に海底最上部の堆積層は、水分を多く含んだ未固結層であり、陸域に比べて地震波速度は遅く、特にS波速度は非常に遅くなって、 V_p/V_s 比も陸域よりかなり大きな値となる。また、観測点ごとに堆積層の厚さが異なるので、OBSデータを用いた震源計算を行う際には、堆積層の影響を除去するための補正は重要である。本研究では、各観測

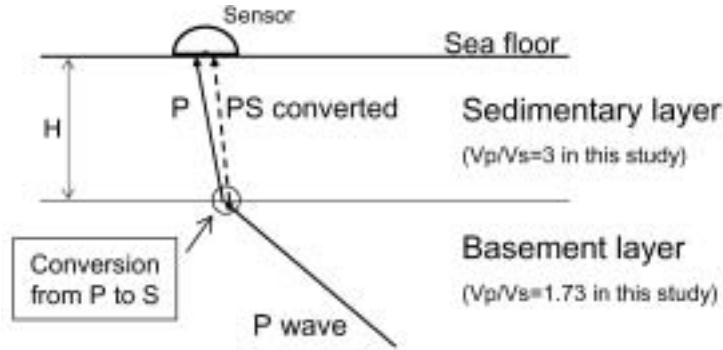


Fig.1.1.5 Explanation of sedimentary layer and PS converted wave.

点下のP波速度構造については堆積層部分も含めて仲西・他(1994)から推定したので、S波については以下に述べる方法で堆積層補正を行った。

一般に、海底地震観測では堆積層と基盤の境界で生じるPS変換波がOBSで明瞭に記録されることが多く、本研究における観測でも記録されている。Fig. 1.1.5に模式図を示す。ここで、OBS直下の堆積層の厚さをH、堆積層におけるP波及びS波の速さをそれぞれ α 、 β とすると、P波とPS変換波の時刻差 T_{ps} は、

$$T_{ps} = \frac{H}{\beta} - \frac{H}{\alpha} \quad (1.1.1)$$

で表される。ところで、本研究では V_p/V_s を1.73に固定して震源計算を行っているため、堆積層によるS波の観測点補正值 S_{cor} としては、堆積層中のS波の実際の走時(H/β)と震源計算上の走時($H/(\alpha/1.73)$)の差を求めればよい。式(1.1.1)を用いると、 S_{cor} は次式で表すことができる。

$$S_{cor} = \frac{H}{\alpha/1.73} - \frac{H}{\beta} = T_{ps} \frac{1.73\beta/\alpha - 1}{1 - (\beta/\alpha)} \quad (1.1.2)$$

なお、上記の補正值の符号は、検測された走時を遅らせる方向が正である。式(1.1.2)の形を見ると、 S_{cor} は、P波とPS変換波の時間差 T_{ps} と、堆積層におけるS波とP波の速度比 β/α の関数になっている。本研究では、 T_{ps} については1.1.3節で述べたように観測波形の中でPS変換波が明瞭なものについて検測した。また、 β/α については1/3と仮定し、各観測点の補正值を求めた (Table 1.1.3)。

1.1.5 震源分布

(1) OBS震源

本節では、ケーブル式を含むOBS観測点の検測値だけを用いて震源計算を行った震源（以下、OBS震源）について述べる。震源決定の精度を考慮し、OBS周辺海域で発生した地震に限って震源計算を行った。具体的には、P相が少なくとも1ヶ所以上の観測点で検測でき、検測された最短のS-P時間が7秒以内、3点以上の観測点でP相またはS相を合わせて5要素以上検測できたイベントについて、1.1.4節で示した観測点補正值を用いて震源計算を行った。

全観測期間中に上記の基準を満たしたイベントは合計232個であったが、震源計算の結果、深さ及び水平位置の誤差が5 km以内、P相の走時残差が0.5秒以内、S相の走時残差が1.0秒以内と比較的よく決まった震源は175個であった。このOBS震源の震央分布を観測期間ごとにFigs. 1.1.6 (a1)～(a7)に示す。また、同期間の気象庁カタログの震源（以下、JMA震源）をFigs. 1.1.6 (b1)～(b7)に示す。なお、各図において、ケーブル式及び各観測期間におけるOBS観測点位置をそれぞれ▲及び●で示し、海底地形の目安としてトラフ軸及び水深3000mの等深線を合わせて示した。

前半3年間（1999～2001年）の観測では、主にトラフに近いところでの観測を行った。1999観測 (Fig. 1.1.6(a1)) では、観測点を配置した地点に近いトラフ軸周辺の地震が観測されているが、約2ヵ月半の観測期間の割には地震数

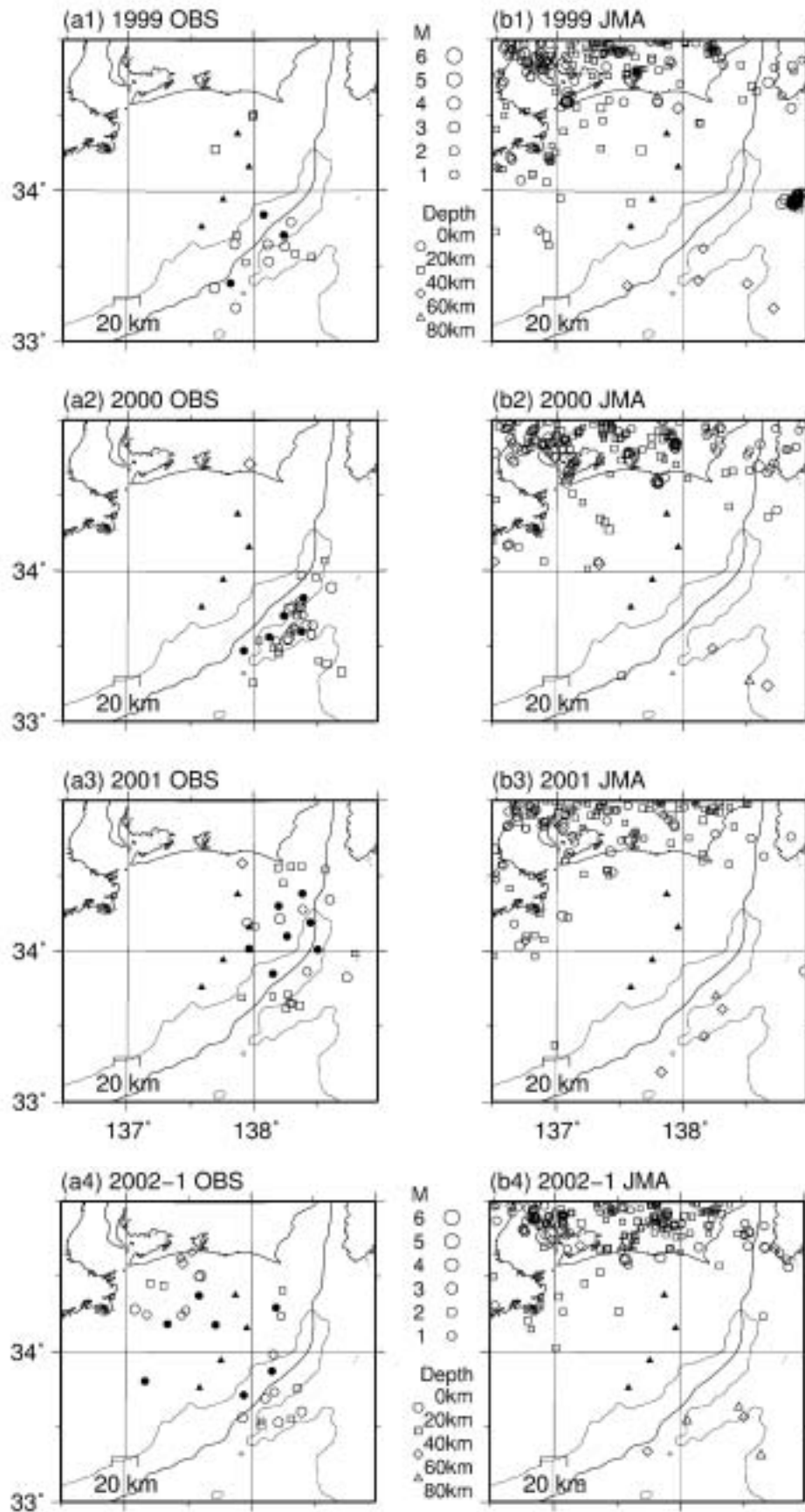


Fig. 1.1.6 Epicenter maps for OBS observation (a1-a7) and JMA catalogue (b1-b7) during each observation period. (1) 1999, (2) 2000, (3) 2001, (4) 2002-1, (5) 2002-2, (6) 2003-1, (7) 2003-2

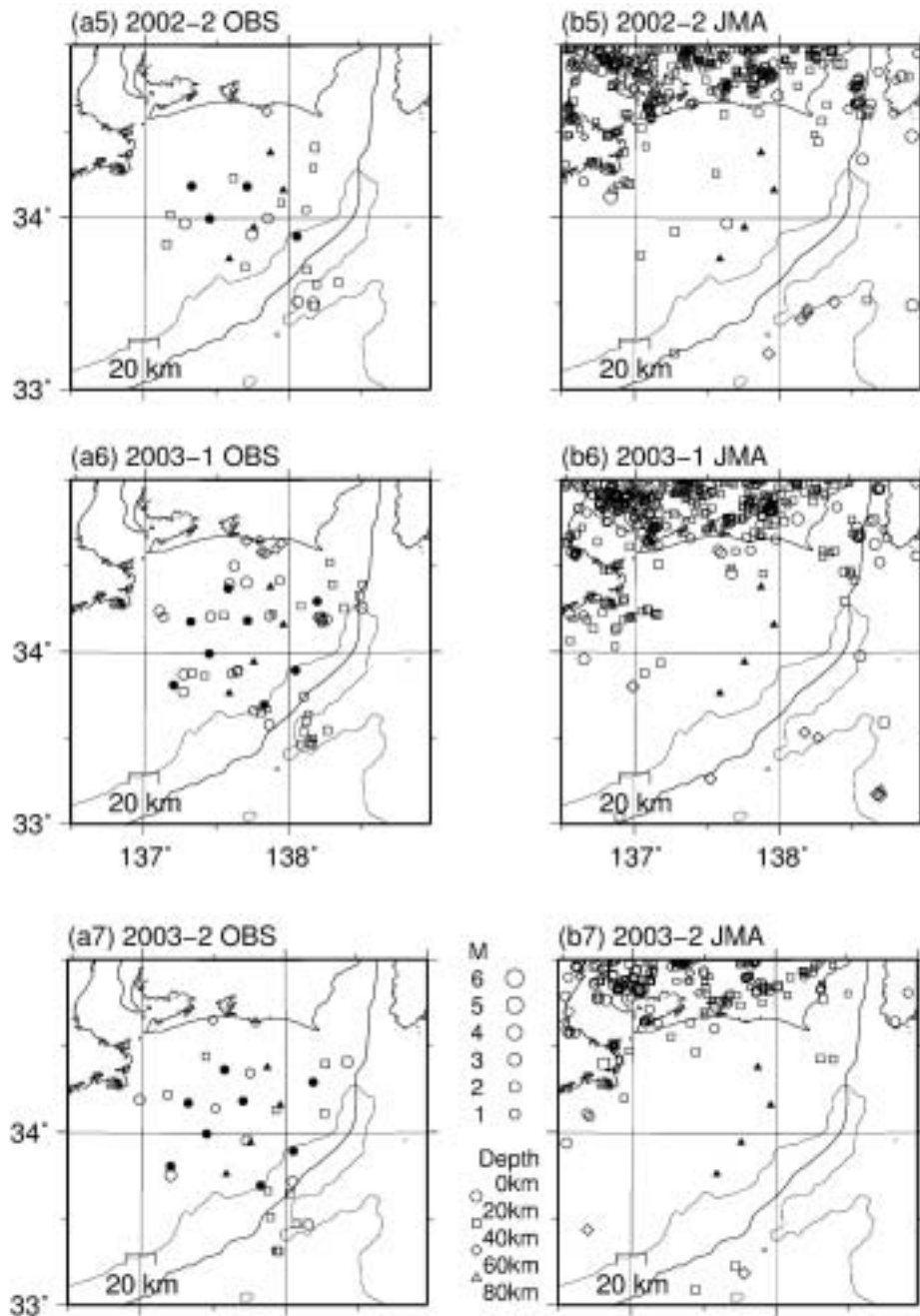


Fig. 1.1.6 (continued)

が少ない。これは、各OBSの波形収録をトリガ収録としたことで、ある観測点で波形収録されても他の観測点で収録されていない場合があり、結果として震源決定できるデータが少なくなったためと考えられる。この反省から、2000観測以降では、各OBSの波形収録を連続収録とした。2000観測 (Fig. 1.1.6 (a2)) では、銭州海嶺付近に比較的密に観測点を配置したため、銭州海嶺付近の地震が数多く捉えられた。2001観測 (Fig. 1.1.6 (a3)) では、御前崎沖のトラフ屈曲部付近の地震活動を調べるため、この付近に観測点を配置したが、観測期間が1ヶ月あまりと短いこともあり、目標とした地震は数個しか捉えられなかった。

後半2年間 (2002~2003年) の観測では、トラフより陸側の御前崎沖から渥美半島沖の海域にかけてOBS観測網を展開した。2002-1観測 (Fig. 1.1.6 (a4)) と2002-2観測 (Fig. 1.1.6 (a5)) では、途中で収録が止まった観測点もあったものの、トラフ陸側海域での震源を決めることができた。2003-1観測 (Fig. 1.1.6 (a6)) は、観測点数が多く、すべての観測点でデータの欠測がなかった上、観測期間も約2ヵ月半と長かったため、トラフ陸側海域の震源を全7回の観

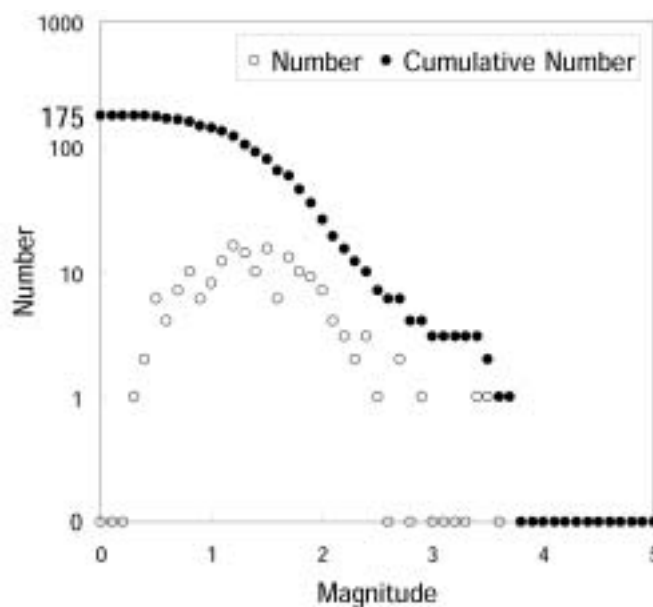


Fig.1.1.7 Frequency and cumulative frequency distributions of OBS hypocenters specified in Fig.1.1.6 with different magnitudes.

測の中で最も多く決めることができた。2003-2観測 (Fig. 1.1.6 (a7)) も2003-1観測とほぼ同様な観測点配置で観測を行ったが、観測期間が1ヶ月あまりと短かったため、震源決定数は2003-1観測の半分程度であった。また、銭州海嶺付近の地震も観測されているが、直上に観測点がないため、震源の深さの信頼性は2000観測より低いと考えられる。

全観測期間を通じてのマグニチュード一回数積算図をFig. 1.1.7に示す。マグニチュードの算出には渡辺の式 (渡辺, 1971) を用いた。OBS観測で観測した地震の多くはM1~2の微小地震で、そのほとんどは気象庁カタログに掲載されていない。観測期間中の観測網は一定ではなく、検知能力は必ずしも一定ではないが、OBS観測点近傍で発生した地震については、M0.5を超えた程度から震源決定されはじめていると考えられる。

(2) 気象庁カタログ (JMA震源) との比較

全観測期間を通じてのOBS震源と同期間のJMA震源の震央分布図及び矩形内の断面図をFig. 1.1.8(a)及び(b)に示す。

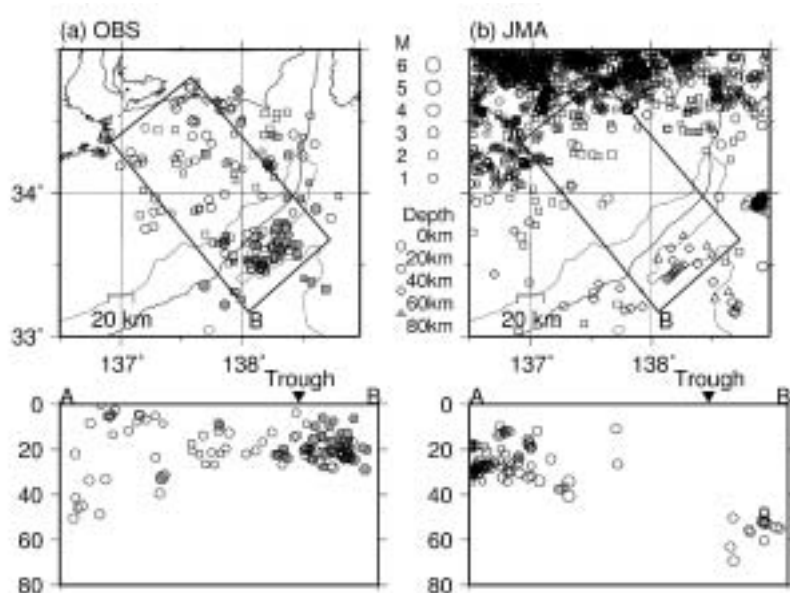


Fig. 1.1.8 Epicenter map and cross section of (a) whole OBS observation and (b) JMA catalogue for the same period.

一見して、気象庁カタログには掲載されていない地震が、OBSを用いることによって数多く震源決定されていることがわかる。また、OBS震源の震央分布の特徴としては、銭州海嶺付近で活発で、トラフより陸側の海域では比較的地震活動が低調なことが見てとれる。観測期間によって観測点配置が異なるので一概には言えないが、どの観測でも銭州海嶺付近の地震は観測されているので、陸側海域より活発なのは間違いないであろう。この傾向はJMA震源にも見られる。次に震源の深さ分布を見てみると、銭州海嶺付近の地震の深さは、JMA震源の50~60kmに比較して、OBS震源では20km前後でかなり浅い。Fig. 1.1.8 (a)には、銭州海嶺に沿って観測点が配置されていた1999観測と2000観測から決定されたOBS震源を灰色で示して区別している。これらの震源に比べて、それ以外のOBS震源はやや深く決まっているものの大きな差は見られない。銭州海嶺南麓に設置したTK00D観測点におけるS-P時間は3秒前後であったので、実際の震源の深さはJMA震源よりもかなり浅いことは確かで、OBS震源の方がより妥当であると考えられる(青木・他, 2003)。

Fig. 1.1.9は、同一イベントについて、OBS震源(灰色)とJMA震源(白)を比較したものである。銭州海嶺付近の地震については、震央の系統的なずれはさほど見られないが、深さについてはOBS震源の方がかなり浅くなっていることがわかる。トラフより陸側の地震については、OBS震源は全体的に沖合にずれている。これは、堆積層の補正に伴ってOBS観測点の震源計算上のS-P時間が全体的に短くなったこと、震源計算に用いた速度構造がJMA2001構造よりも浅部でかなり遅いことが、震源をOBS観測点に近づける効果をもたらしているものと考えられる。なお、沿岸の地震については、OBS観測網の外側なので、OBS震源の信頼性については注意する必要がある。

Fig. 1.1.10は、同一イベントについて、JMA震源とOBS震源のマグニチュードを比較したものである。図中の破線は最小二乗法により求めた回帰直線である。OBS震源のマグニチュードは渡辺の式(渡辺, 1971)を用いて計算しているが、多数の震源が求められたM1~M2程度の地震について比較すると、JMA震源のマグニチュードよりも0.2~

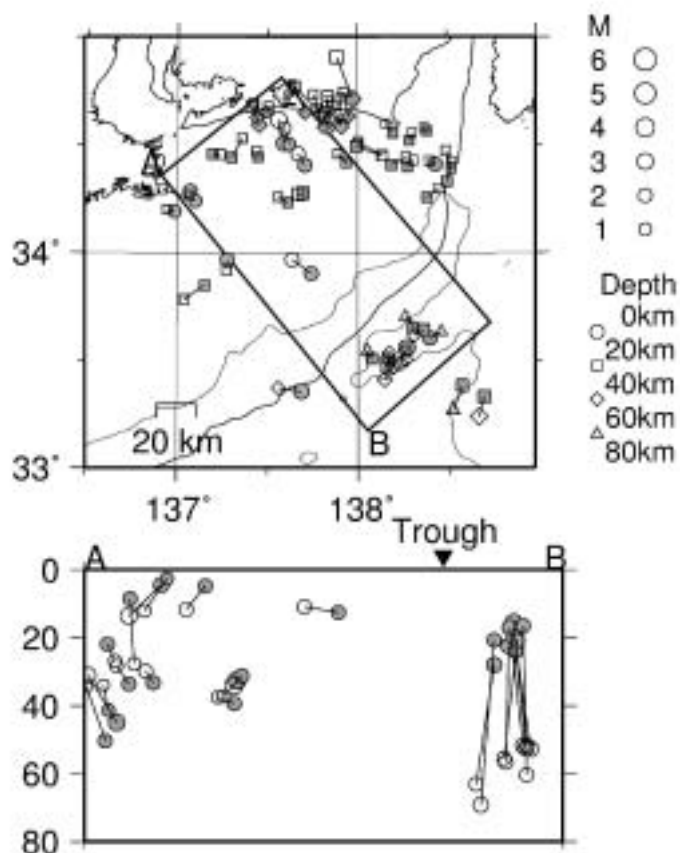


Fig. 1.1.9 Comparison between OBS (gray circle) and JMA (open circle) hypocenter.

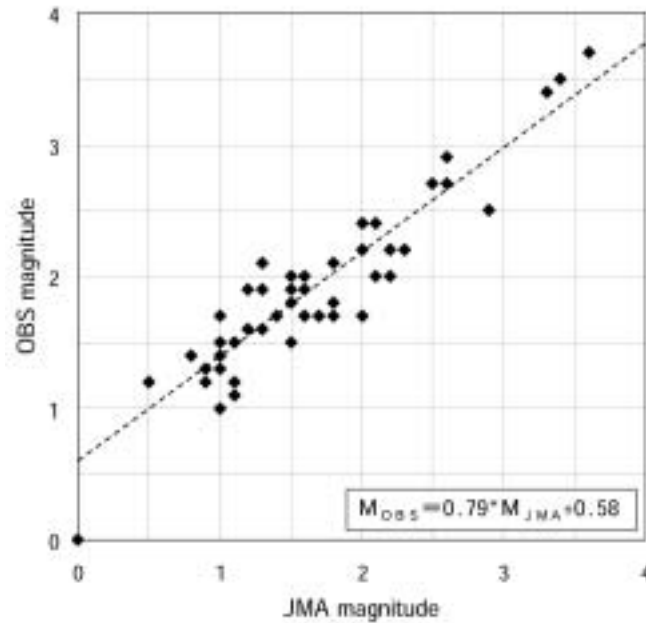


Fig.1.1.10 Relation between OBS and JMA magnitudes.

0.3程度大きい傾向が見てとれる。これは、海底最上部の堆積層で地震波の振幅が増大していることを示している可能性がある。

OBS観測期間中における東海沖のJMA震源は数が少なく、特にトラフのすぐ陸側の海域ではJMA震源はほとんどないので、もっと長期間のJMA震源との比較を行った。Fig. 1.1.11は1995年4月から2003年12月までのJMA震源とOBS震源を重ね合わせた図である。この図から、トラフ陸側海域についてもOBS震源はJMA震源より浅く、JMA震源で沖合に向かって傾き下がるように見えていた震源分布は、実は逆に沖合に向かって浅くなっており、フィリピン海スラブの沈み込みに沿って発生していると推定されることが見てとれる。

(3) 沿岸観測点との併合処理

本節では、OBS観測点と同時に検測を行った沿岸観測点の検測値を併合処理した結果（以下、OBSマージ震源）について述べる。沿岸観測点としては、Fig. 1.1.12に■で示した気象庁の御前崎、相良、浜松、渥美、伊勢の各観測点を用いた。Fig. 1.1.12には、ケーブル式(▲)及び自己浮上式(●)のOBS観測点も合わせて示した。併合処理に際して、気象庁業務で用いているJMA2001構造と本研究で震源計算に用いている一次元速度構造による走時の差を、深さ10kmまでについて求め、沿岸観測点への補正值として一律に与えた。補正值は、Table 1.1.3の最下行に示す。

震源計算を行ったイベントは、OBS震源と同様に、P相が1ヶ所以上の観測点で検測でき、検測された最短のS-P時間が7秒以内、3点以上の観測点でP相またはS相を合わせて5要素以上検測できたイベントである。沿岸の観測点を含めたため、OBS震源より震源数は多く、この基準を満たしたイベントは345個であった。このうち、震源計算の結果、深さ及び水平位置の誤差が5 km以内、P相の走時残差が0.5秒以内、S相の走時残差が1.0秒以内と比較的よく決まった震源は198個である。このOBSマージ震源の震央分布及び断面をFig. 1.1.13に示す。また、同一イベントについてOBSマージ震源（灰色）とOBS震源（白）を比較した結果をFig. 1.1.14 (a)に、OBSマージ震源（灰色）とJMA震源（白）を比較した結果をFig. 1.1.14 (b)に示す。

Fig. 1.1.14を見ると、沖合の地震については、OBSマージ震源とOBS震源の差はほとんどないが、沿岸付近の地震については、OBS震源より浅くなり、JMA震源に近い。これは、OBS震源がOBS観測網の外側で発生している地震については深さの精度が悪いことを示しており、沿岸付近の地震については沿岸観測点との併合処理が有効であることを示している。

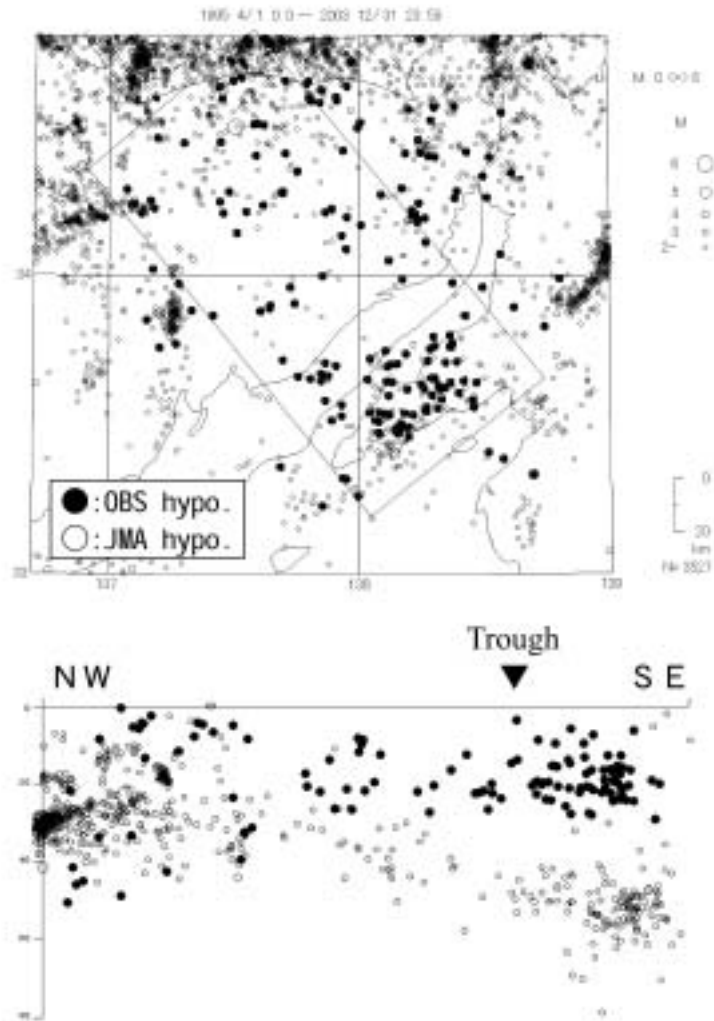


Fig.1.1.11 Epicenter map and cross section of OBS hypocenter and JMA catalogue for the last nine years (April 1995 – December 2003).

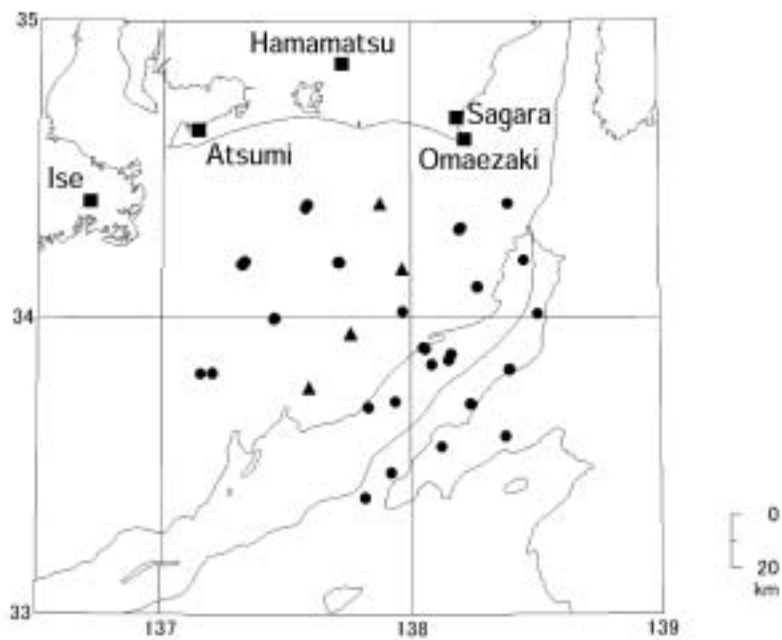


Fig. 1.1.12 Map of JMA coastal stations (squares) merged with OBS stations (circles and triangles) in this study.

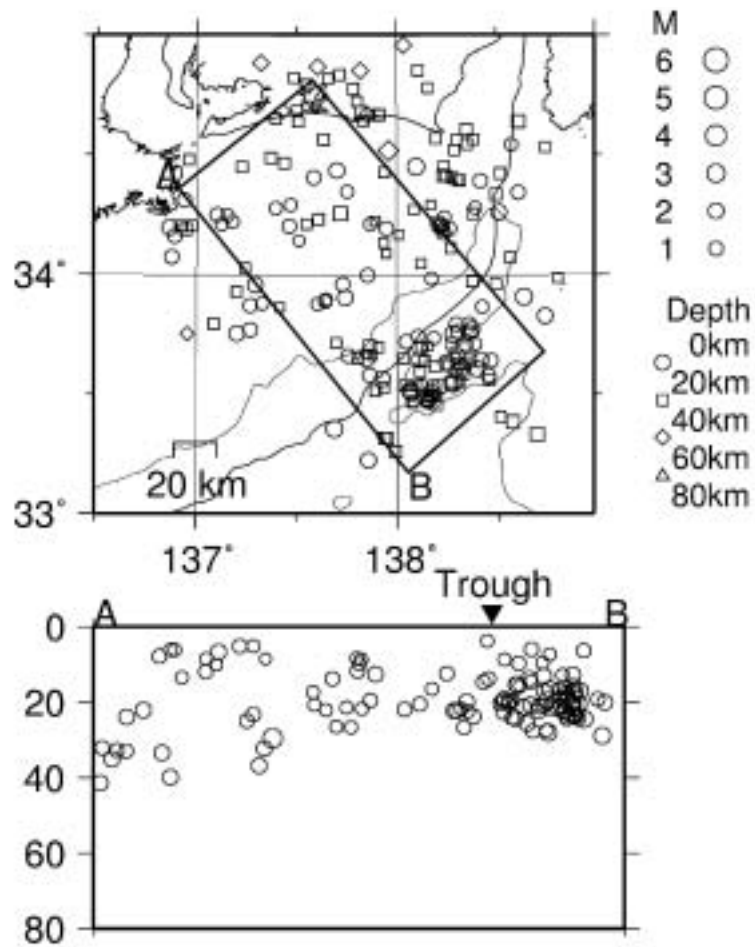


Fig. 1.1.13 Epicenter map and cross section of hypocenter determined by OBS stations and coastal stations.

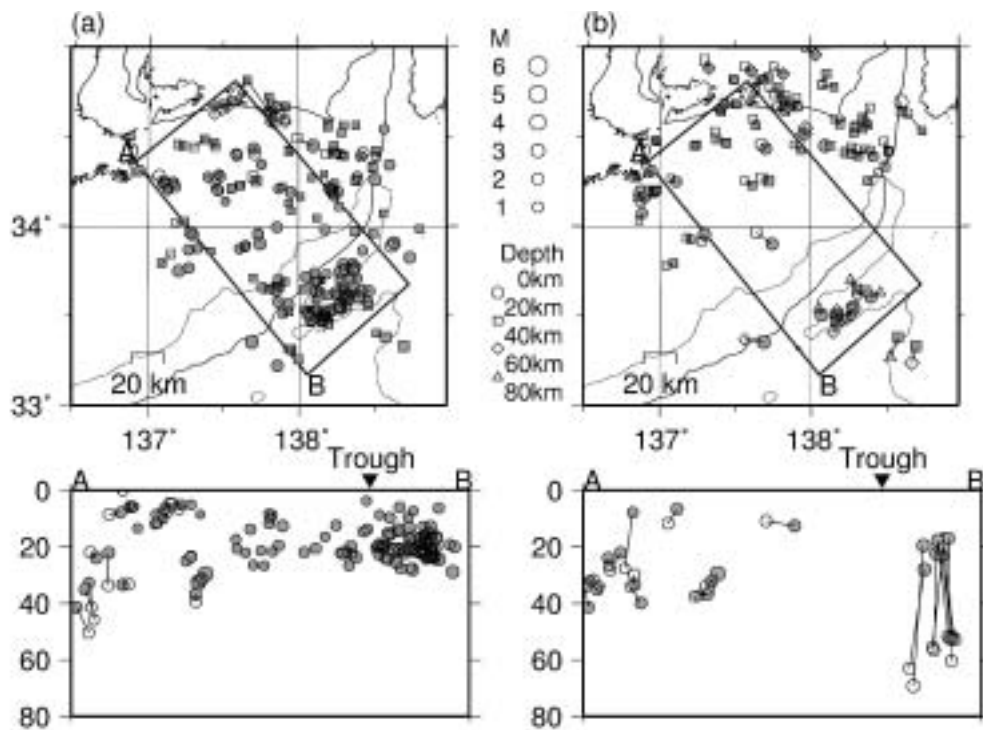


Fig. 1.1.14 Comparison between OBS-merge hypocenter (gray circle) and (a) OBS hypocenter (open circle), and (b) JMA catalogue.

1.1.6 速度構造補正を用いた気象庁（一元化）震源の再決定

前節では、OBSデータを用いた震源分布とJMA震源の分布を比較したが、両者の間には、データセットの違いと速度構造・震源計算方法の違いがある。本節では、このうち速度構造・震源計算方法の違いによる影響を調べるため、気象庁の定常業務のデータだけを用いて前節の方法で震源を再決定した。

再決定作業は、ケーブル式海底地震計の検測値が得られる1979年以降2003年12月までのJMA震源について行った。対象としたJMA震源の範囲は、Fig. 1.1.15に破線枠で示す北緯33.0～34.7度、東経136.5～139度であり、範囲内のJMA震源の個数は2507個であった。その中で、時刻精度の悪い検測値（EP及びES）を取り除いた上で、ケーブル式海底地震計の検測値が入っている震源（Fig. 1.1.16 (a)）を対象とし、さらに、P相の検測値が少なくとも1つ以上あり、4点以上の観測点でP相またはS相の検測値が合わせて7要素以上ある1779個の震源について再決定作業を行った。

震源計算の手法としては、1.1.4節で述べた1次元速度構造を用い、ケーブル式海底地震計の各観測点にはTable 1.1.3の各補正值を、また、陸域の観測点にはTable 1.1.3最下行に示しているJMA2001構造の補正值を一律に与えた。

震源計算の結果、深さ及び水平位置の誤差が5 km以内、かつ、P相の走時残差が0.5秒以内、S相の走時残差が1.0秒以内となった501個の再決定震源の震央分布図及び断面図をFig.1.1.16 (b)に示す。再決定震源では、JMA震源で見られるような沖合に向けて震源が深くなるような分布は見られず、フィリピン海スラブの沈みこみに沿うような傾向となっている。また、同一のイベントについて再決定震源（灰色）とJMA震源（白）とを比較した結果をFig.1.1.17 (a)に、再決定震源（灰色）とOBSマージ震源（白）を比較した結果をFig.1.1.17 (b)に示す。Fig.1.1.17 (a)から、再決定震源はJMA震源に比べて全体的にケーブル式海底地震計観測点に近づく傾向がある。また、全体的に浅くなり、特に銭州海嶺付近の震源の深さはかなり浅くなる。一方、沿岸付近の震源では深くなるものも見られる。Fig.1.1.17 (b)を見ると、数は少ないが、再決定震源はOBSマージ震源とほぼ一致していることが見てとれる。したがって、東海沖に適した速度構造と観測点補正を用いれば、定常観測データだけでも、震源決定（特に沖合の震源の深さ）が相当改善されることがわかる。

なお、再決定震源による銭州海嶺付近の震源の深さ分布は面状になっており、Aoki *et al.*(1982)などが指摘している銭州海嶺南縁からの新たな沈み込みを示しているようにも見えるが、ケーブル式海底地震計よりも外側で震源精度の問題があるため、さらに検討を要する。

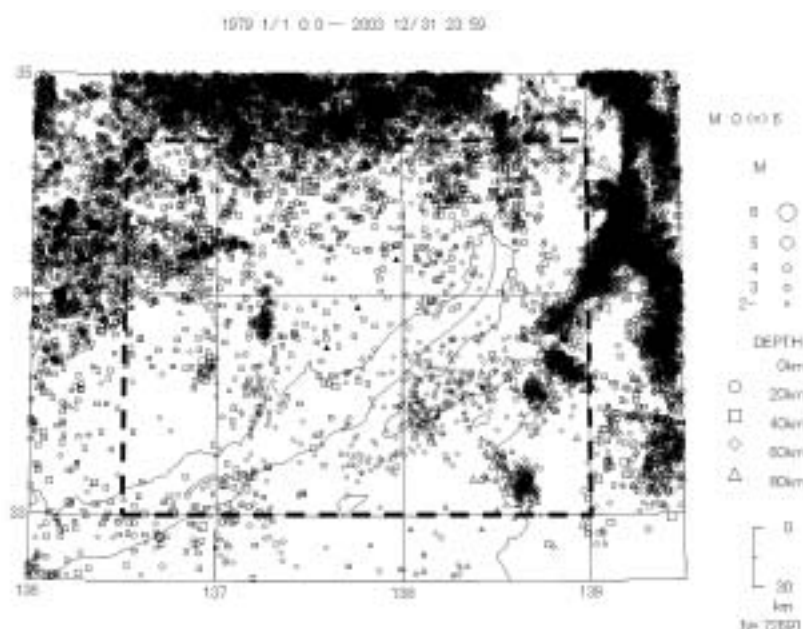


Fig. 1.1.15 Epicenter map of JMA catalogue during 1979-2003

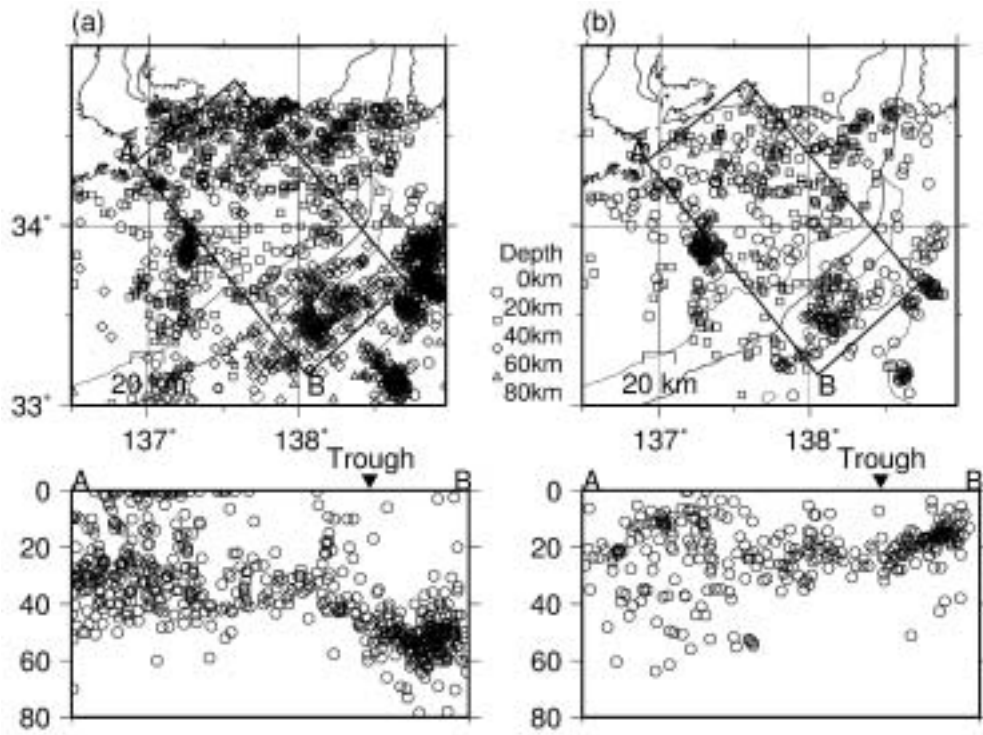


Fig. 1.1.16 (a) Epicenter map and its cross section of original JMA catalogue. (b) Epicenter map and its cross section of events determined by using the velocity structure illustrated in Fig. 1.1.4 (i).

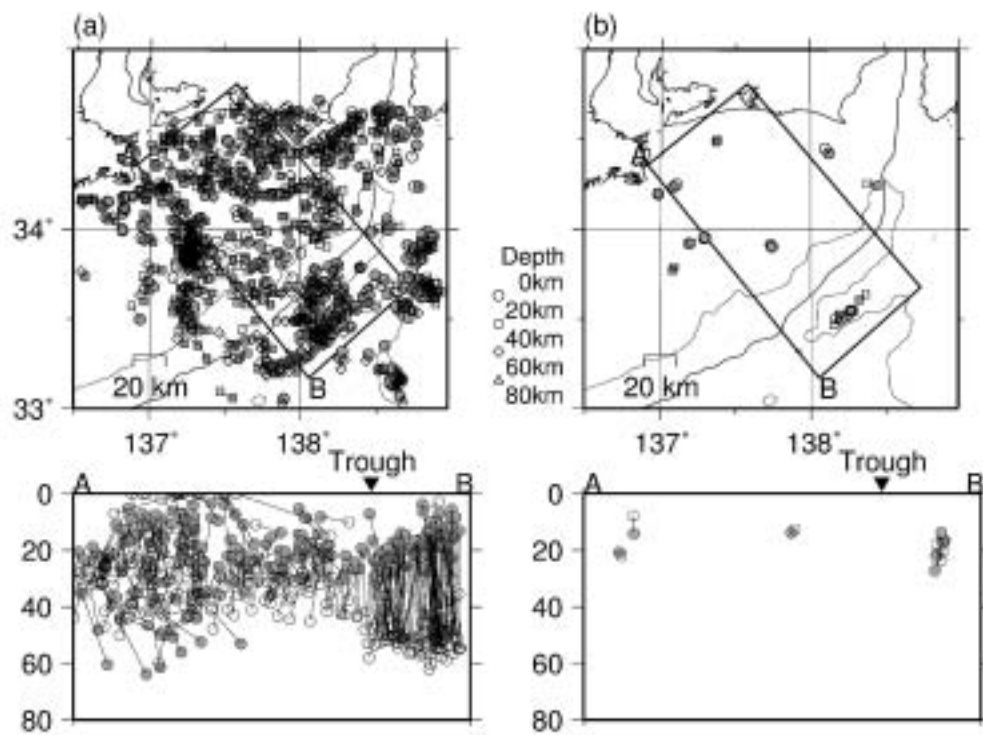


Fig. 1.1.17 Comparison between re-determined epicenter (gray circle) and (a) JMA epicenter (open circle) and (b) OBS-merge epicenter.

1.1.7 震源計算上の諸問題

前節までは、各観測点の検測値に各種補正を施しながら震源計算を行った結果を示した。補正値を求める際には様々な仮定をおいているが、本節では、その仮定を変えた場合に補正値にどのような違いが生じ、震源計算にどのような影響が出てくるかを検討する。また、震源計算に使用する速度構造に起因する影響も検討する。

(1) 補正値による違い

OBS震源を計算する際の観測点補正値は、1.1.4節で述べたように、深さ10kmまでの各観測点下の速度構造の違いを反映した補正値と、堆積層中の V_p/V_s 比を3.0と仮定した場合の堆積層補正値を足し合わせて求めた。本節では、これをCase 0と呼び、さらにその仮定を変えた「Case 1：観測点下の速度構造の違いを深さ30kmまで考慮した場合」、「Case 2：堆積層中の V_p/V_s 比を4.0と仮定した場合」という2通りの補正値及び震源分布を検討する。

Table 1.1.4に、Case 0, Case 1, Case 2のそれぞれにおけるP相, S相に対する観測点補正値を示す。また、これら

Table 1.1.4 Station correction of P and S arrival time for each station.

Station	P correction (sec)			S correction (sec)		
	case0	case1	case2	case0	case1	case2
TK10BS	-0.222	-0.107	-0.222	-1.005	-0.806	-1.124
TK20BS	-0.274	-0.194	-0.274	-1.216	-1.077	-1.358
TK30BS	-0.146	-0.120	-0.146	-0.949	-0.904	-1.083
TK40BS	0.234	-0.028	0.234	-0.351	-0.804	-0.496
TK99A	-0.438	-0.279	-0.438	-1.920	-1.645	-2.143
TK99B	-0.320	-0.126	-0.320	-1.355	-1.019	-1.509
TK99E	-0.256	-0.074	-0.256	-1.178	-0.863	-1.318
TK00A	-0.234	-0.054	-0.234	-0.816	-0.504	-0.894
TK00C	-0.321	-0.127	-0.321	-1.317	-0.981	-1.463
TK00D	0.194	0.398	0.194	-0.073	0.280	-0.151
TK00F	0.287	0.507	0.287	0.119	0.499	0.046
TK00H	-0.237	-0.054	-0.237	-1.178	-0.862	-1.326
TK01A	-0.182	-0.070	-0.182	-0.726	-0.532	-0.804
TK01B	-0.412	-0.254	-0.412	-1.366	-1.093	-1.491
TK01C	0.077	0.287	0.077	-0.708	-0.344	-0.869
TK01D	-0.069	-0.044	-0.069	-0.581	-0.538	-0.669
TK01E	-0.437	-0.324	-0.437	-1.296	-1.100	-1.399
TK01F	-0.410	-0.252	-0.410	-1.585	-1.312	-1.753
TK01G	-0.132	-0.020	-0.132	-0.973	-0.779	-1.115
TK021A	0.058	0.076	0.058	-0.304	-0.273	-0.382
TK021C	-0.512	-0.330	-0.512	-1.858	-1.543	-2.044
TK021D	-0.531	-0.349	-0.531	-1.660	-1.345	-1.802
TK021E	0.183	-0.157	0.183	-0.482	-1.070	-0.635
TK021F	0.189	0.182	0.189	-0.512	-0.662	-0.673
TK021H	-0.157	-0.064	-0.157	-0.920	-0.759	-1.044
TK021I	-0.076	-0.347	-0.076	-0.732	-1.201	-0.847
TK022C	-0.380	-0.248	-0.380	-1.390	-1.161	-1.530
TK022D	-0.077	-0.348	-0.077	-0.730	-1.199	-0.844
TK022F	0.189	0.101	0.189	-0.430	-0.582	-0.575
TK022G	0.059	-0.031	0.059	-0.352	-0.508	-0.439
TK031A	0.049	0.066	0.049	-0.613	-0.584	-0.747
TK031C	-0.390	-0.259	-0.390	-1.325	-1.098	-1.450
TK031D	-0.477	-0.322	-0.477	-1.660	-1.391	-1.819
TK031E	0.180	-0.160	0.180	-0.521	-1.109	-0.681
TK031F	0.190	0.102	0.190	-0.448	-0.600	-0.597
TK031G	-0.056	-0.029	-0.056	-0.582	-0.535	-0.675
TK031H	-0.052	-0.024	-0.052	-1.342	-1.293	-1.581
TK031I	-0.074	-0.344	-0.074	-0.689	-1.156	-0.795
TK032A	0.049	0.066	0.049	-0.372	-0.343	-0.460
TK032C	-0.390	-0.259	-0.390	-1.177	-0.950	-1.273
TK032D	-0.477	-0.322	-0.477	-1.660	-1.391	-1.819
TK032E	0.180	-0.160	0.180	-0.514	-1.102	-0.672
TK032F	0.190	0.102	0.190	-0.413	-0.565	-0.555
TK032G	-0.056	-0.029	-0.056	-0.619	-0.573	-0.720
TK032H	-0.052	-0.024	-0.052	-1.265	-1.216	-1.490
TK032I	-0.074	-0.344	-0.074	-0.621	-1.089	-0.716
JMA2001	1.015	0.749	1.015	1.756	1.296	1.756

の補正値を基に震源計算した結果をそれぞれFigs. 1.1.18 (a)～(c)に示した。なお、Fig. 1.1.18 (d)に補正値なしの場合の震源分布も示した。

Case 1では、銭州海嶺付近の震源分布が若干ばらついて見える。これは、深さ20km程度の震源に対して30kmまでの補正値を用いているためと考えられる。また、沿岸付近の深さ40km前後の震源が少し浅くなり、Fig. 1.1.8 (b)に見られるJMA震源の深さに近くなっている。これは、深い部分まで補正した効果だと考えられるが、OBS観測網の外側であるので信頼度については考慮が必要である。Case 2では、補正値が全体的にS-P時間を短くする方向なので震源が全体的に浅くなる傾向が見られるのではないかと考えられたが、震源分布の状況はCase 0とほとんど変わらなかった。

Figs. 1.1.18 (a)～(c)に見られるように、いずれの補正値の場合も、若干の違いはあるものの、全体的な震源分布の傾向としては似ている。しかし、観測点補正をしないFig. 1.1.18 (d)の場合は明らかに異なり、震源がかなりばらついてしまっている。これらのことから、OBSの検測値を用いて震源計算する場合は、観測点補正を行うことが重要であると考えられる。

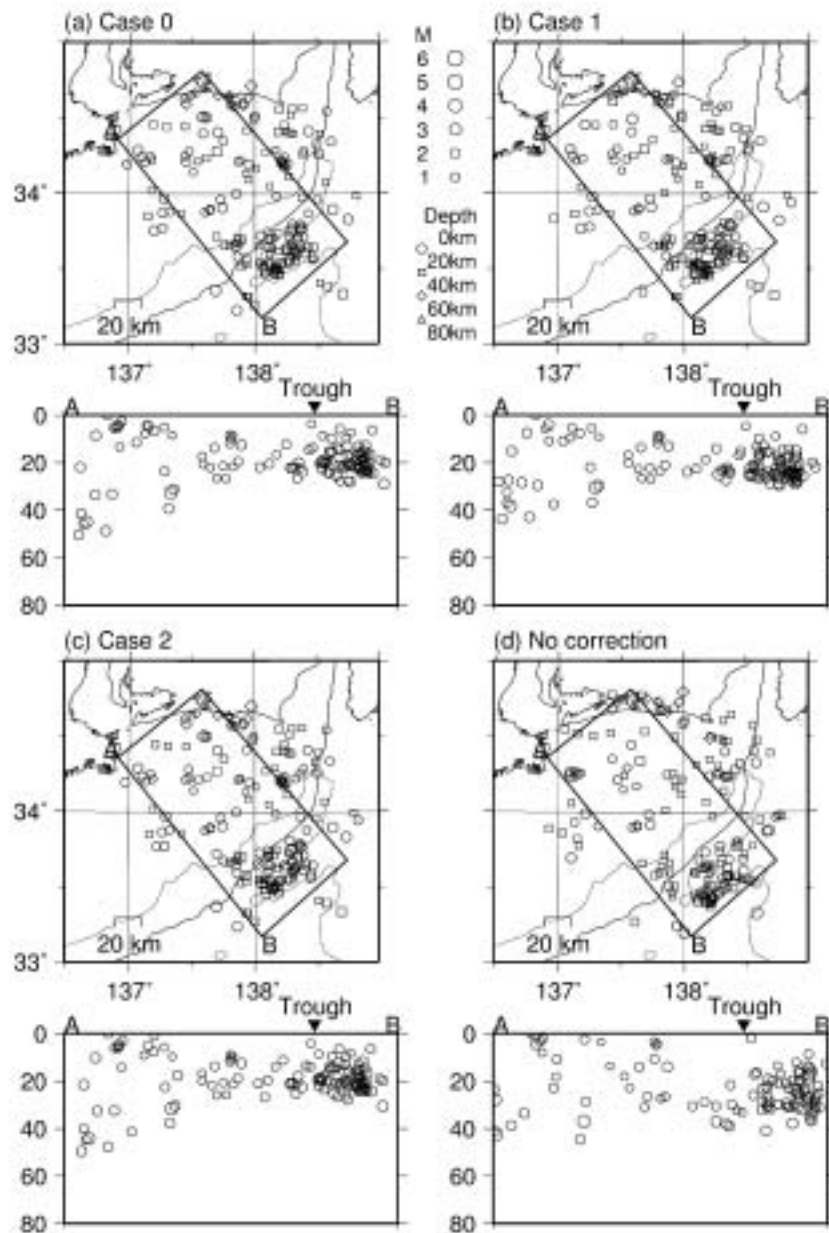


Fig.1.1.18 Epicenter maps obtained by using different station corrections. (a) case 0 : OBS hypocenter. (b) Case 1 : correction depth of 30km. (c) Case 2 : $V_p/V_s=4.0$ in sedimentary layer. (d) No station correction.

(2) 速度構造による影響

本研究でOBS震源を計算する際には、1.1.4節で述べたように、東海沖用に作成した1次元速度構造を用いた。もし、気象庁ルーチン業務で用いているJMA2001構造を基に震源計算するとどうなるであろうか。Fig. 1.1.19 (b)に、JMA2001構造用にケーブル式海底地震計の各観測点の観測点補正値を求め、1.1.6節で求めた再決定震源と同様の手法でJMA震源を再決定した結果を示す。ただし、陸域観測点の検測値は補正していない。Fig. 1.1.19 (a)はFig. 1.1.16 (b)と同じ図であるが、比較しやすいように再掲する。

Fig. 1.1.19から、ケーブル式海底地震計の検測値に観測点補正を施したとしても、JMA2001構造を用いた場合には、銭州海嶺付近の震源は深くなってしまうことがわかる。しかし、元のJMA震源 (Fig.1.1.16 (a)) と比べると、沖合の震源が少し浅くなっており、観測点補正の一定の効果も認められる。これらは、観測網の外側である影響もあるであろうが、陸域の構造を基にしたJMA2001構造を東海沖に適用するにはある程度の限界を考慮する必要があることを示している。一方、沿岸付近の震源については、JMA2001構造を用いた方が深さの安定性がよいように見える。

なお、本節で用いたJMA2001構造は、気象庁ルーチン業務で用いているJMA2001走時表とはS波速度などで若干異なる部分がある。また、観測点高度補正も行っているのが厳密には異なっているのだが、本質的な差は生じていないと考えている。

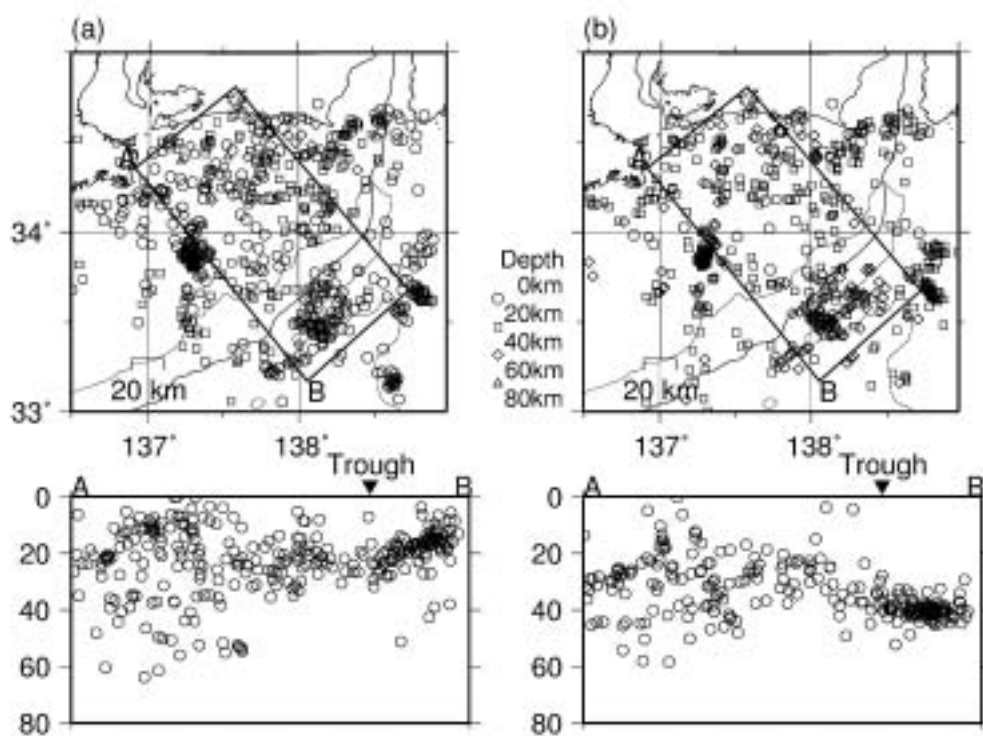


Fig. 1.1.19 Epicenter maps obtained by using different velocity structures. (a) Tokai-oki structure, (b) JMA2001 structure.

1.1.8 まとめ

東海沖において、1999年以降の5年間に計7回のOBS観測を行った。その結果、気象庁カタログに掲載されていない地震を多数震源決定することができた。また、銭州海嶺付近で比較的地震活動が活発である一方、トラフより陸側海域では地震活動が低調であることが確かめられた。JMA震源とOBS震源を比較した結果、特に銭州海嶺付近のJMA震源はかなり深く決められている。実際の東海沖の震源の全体的な深さ分布はフィリピン海スラブの沈み込みに沿っていると考えられる。また、トラフより陸側の地震については、実際はJMA震源より若干沖合にずれている可能性が

ある。

OBS震源と同様な速度構造及び観測点補正を用いて1979年以降のJMA震源を再決定した結果、再決定震源は全体的に海底地震計観測点に近づく傾向が見られるとともに、全体的に震源の深さは浅くなり、フィリピン海スラブの沈み込みに沿うような分布となった。

観測点補正値の有効性について検討した結果、OBS検測値を用いて震源計算する場合は観測点補正を行うことが重要であることがわかった。また、速度構造については、陸域の構造を基にしたJMA2001構造では限界があり、東海沖用に別の速度構造を用いることが有効であると考えられる。さらに、沿岸観測点との併合処理は、特に沿岸付近の震源決定の安定性に有効であることが確かめられた。

本研究では、OBSで観測された地震の大多数が微小な地震だったため、その発震機構までは言及しなかった。しかし、初動方向が読める地震もいくつかあり、今後さらに精査することにより、スラブ内の応力状態などを推定できる可能性がある。また、本研究では、陸域観測点の観測点補正値として一律の補正値を与えた。今後、観測点ごとに補正値を変えるなど補正値の与え方を工夫し、また沿岸観測点との併合処理手法を検討するなど、さらに震源決定手法を改良していくことにより、より確からしい震源分布が得られるものと期待される。それとともに、震源再決定手法が高度化されれば、再決定震源の震源分布を基にフィリピン海スラブの沈み込み形状を推定できる可能性がある。また、リアルタイムに再決定することにより、東海地震監視・判定業務への活用も期待される。（青木元）

謝 辞

OBS観測に際しては、気象庁観測船凌風丸及び神戸海洋気象台観測船啓風丸の乗組員・観測員の皆様、気象庁海洋気象部、同地震火山部及び神戸海洋気象台の担当の方々、(株)東京測振及び洞海マリンシステムズ(株)に多大な御協力をいただきました。ここに記して感謝いたします。

定常観測点の波形データの取得に用いた衛星通信地震観測システムの使用については、東京大学地震研究所共同研究プログラム(1999-S-01)の援助を受けました。検測にはwinシステム（ト部・東田，1992）、震源決定にはHYPOMH（Hirata and Matsu'ura, 1987）を用いました。震央分布図及び断面図等の作成にはSEIS-PC（石川・中村，1997）を用いました。また、本論で用いた気象庁の地震カタログとしては、1997年9月までは気象庁地震月報に掲載された震源を、1997年10月以降については大学や独立行政法人防災科学技術研究所などの関係機関から観測データの提供を受け、文部科学省と協力して処理し、気象庁地震・火山月報（カタログ編）に掲載した一元化震源を用いました。なお、これらの震源は、2001年9月の走時表改訂（上野・他，2002）や2003年9月の気象庁マグニチュードの改訂（地震予知情報課，2003）に伴って、順次再決定が行われている。本節で用いた震源は、2004年1月31日現在、気象庁で用いられているものである。

Appendix 1 3点測量について

各OBS観測点の位置は、OBS設置時または回収時に3点測量によって決定した。3点測量とは、OBS観測点の周辺の3点からOBS観測点までの距離を音響測距で測定し、その測定値を基にOBS観測点の位置を決定するものである。3点測量の具体的な手順は、以下のとおりである。

- ① OBSが海底に着底したことを確認後、周辺3点で各点数回ずつ距離測定。
- ② 船上では、水深を投入時の水深と仮定して算出した水平距離を半径とし、海図上にコンパスで円を記入。
- ③ 距離測定値が安定しない場合やコンパスによる円の交わり具合がよくないときは、再度距離測定。

- ④ 最終的には、測定された観測点までの直達距離を基に、深さも未知数として、観測点の緯度、経度、深さを最小二乗法により決定。

なお、測量を行う3点の配置は、なるべく正三角形に近い形とした。三角形の大きさは、観測点を頂点とした場合に正三角錐になるように、水深の約0.7倍を半径とした円弧上に配置されるように考えたが、これは目安であり、実際にはあまりこだわる必要はない。

このように行った3点測量によって、どの程度の精度で観測点位置が決まっているかを検討する。音響測距の測定値から最小二乗法によって求めた際の誤差は、観測点ごとに違うものの、おおよそ2～5m程度以下であった。しかし、測量点の位置を決めている船上のGPSアンテナの位置と音響測距の送受信機であるトランスデューサの位置は異なっており、例えば啓風丸の場合は水平距離で約18m離れていた。また、トランスデューサは海中に斜めに入射している場合があり、その場合はさらに数m前後する。さらに、観測船の位置自体の測位誤差がある。観測点位置を正確に決める際には、船首の方向も考慮してこれらの補正が必要であるが、本研究ではそこまでしていないので、観測点位置にも最大20～30m程度の誤差は含まれていると考えられるが、繰り返し測量していることによってもう少し小さくなっていると考えられる。また、観測点の水深については、音響測距時にトランスデューサが海中にほぼ一定の長さ（10m程度）没しているもので、波浪によって若干上下するものの、その長さ分の補正を行えばよいのであるが、本研究ではそこまでしていない。

最後に、3点測量の必要性・有効性について述べる。3点測量の目的は、言うまでもなく観測点の位置を正確に決めることであるが、観測点の位置を、OBSを投入した地点で代用できないだろうか。本研究で実施した観測について、OBSを船上から投入した地点と観測点位置として確定した点がどれくらい離れていたか、その水平距離を調査した。Fig. 1.1.20及びFig. 1.1.21は、その水平距離と観測点水深及び表面流速との関連をそれぞれ示したものである。これらの図に見られるように、投入点と観測点位置では100～400mほど離れている場合が多く、なかには500m近く流されてしまった観測点もあった。Fig. 1.1.20からは、観測点水深が1000m以浅の場合は、流される距離も比較的小さく、100m程度以内に収まることが多いことが見てとれる。1000m以深の場合は、流される距離は多くが100mを超え、また、水深にあまりよらないようである。また、表面潮流の影響を見るためにFig.1.1.21を作成したが、あまり有意な

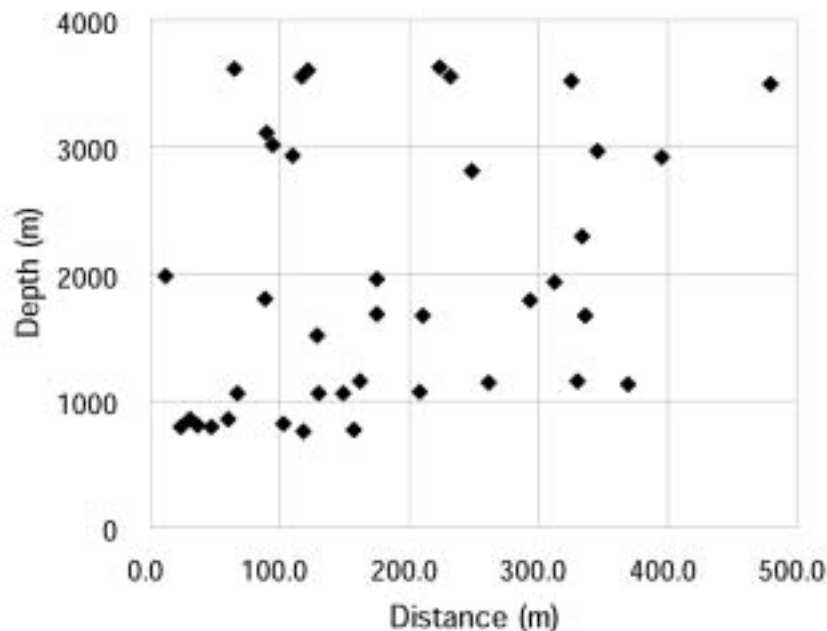


Fig. 1.1.20 Relation between water depth and horizontal distance from OBS drop point to observation point

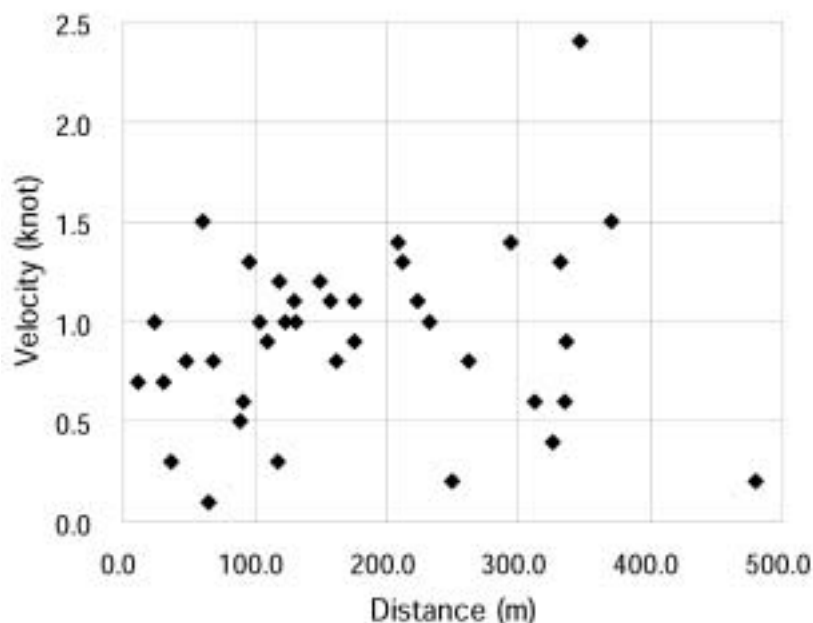


Fig. 1.1.21 Relation between surface current velocity and horizontal distance from drop point to observation point.

関係は見られない。これらのことから、OBSは1000mより深い部分の海水の流れによっても流されていることが考えられる。いずれにしても、投入点と観測点位置の違いがこの程度あることがわかったので、観測点の配置間隔にもよるが、詳細な震源分布を求めようとする場合には3点測量は有効であるし、特に、密に観測点を配置する場合には必須と思われる。（青木元）

Appendix 2 OBS観測時のトラブルについて

観測には種々のトラブルが付き物である。Table 1.1.1には、解析に使用した観測点数と計画段階の観測点数（括弧内）を記載してあるが、その差は何らかのトラブルで解析に使用できなかった観測点数を示している。トラブルの種類は、大きく分けて次の3つである。

- ① 投入時のトラブルにより、設置を断念した。
- ② 収録装置の不具合により、データが収録されなかった。
- ③ 回収時に回収できなかった（亡失）。

①については、投入前のチェックの段階で機器の不具合が見つかったので投入を見合わせたケース、投入はしたものの投入時の衝撃などにより錘が外れて浮上してしまったケースがあった。②については、途中までであってもデータが収録された観測点については解析に使用した。

③については、次のようなケースがあった。

- ・設置作業時に、途中で応答がなくなった。
- ・回収作業時に応答がなかった、あるいは作業途中になくなった。
- ・回収作業時にも応答があったものの浮上しなかった。

前2者については、OBSの音波送受信装置に、例えば電池室に浸水してショートするなどの不具合が生じた可能性が考えられる。最後者については、音波送受信装置は正常だったものの、切り離し装置に故障が発生したか、あるいは、ガラス球内部に浸水し浮力が得られなかったなどの原因が考えられる。回収不能原因としては、野・他(2001)の

潜水調査船を用いた調査報告によると、ガラス球内への浸水、切り離し装置の不良、トランスポンダ内への浸水が確認されている。

いずれにしても、これらの回収不能時の処理としては、まず、応答確認や切り離し指令を繰り返す必要がある。最後者のように応答があるものについては、それで上昇が確認されなかったら回収を断念せざるを得ないが、前2者については、音波の送信部分の不具合だけで受信部・切り離し部が正常な場合も考えられるので、最後の切り離し指令から浮上予想時刻を算出し、それを基に海上を搜索する必要がある。一定時間海上を搜索後、ラジオビーコン、フラッシュライトなどの手がかりが何も得られなければ、回収を断念することになる。なお、これら回収を断念した場合は、後日何かの拍子に浮上して海上を浮遊する場合も考えられるので、海上保安庁が発行している水路通報へ漂流している可能性について掲載を依頼する（例えば、第三管区海上保安本部、2002）。

これら様々なトラブルが発生したが、その防止策として一番重要なことは、日頃からのメンテナンス及び設置前の整備作業であることはいままでもない。特に設置前の整備作業に関しては、船上での作業は必要最小限とし、他の作業はなるべく乗船前に終わらせておいたほうがよい。また、海上での作業は天候・海況に左右されるので、特に冬季は余裕を持った航海日程を考える必要がある。（青木元）

Appendix 3 自己浮上式海底地震計により捉えられたエアガンの記録

2001年8月から9月にかけて中部日本海陸統合地震探査が行われた。この探査では伊豆島弧西縁から東海沖を経て中部日本を横断する構造イメージを得るために、陸域では6発の発破（薬量100～500kg）を行い、海域では100 m間隔で大容量エアガン（約200リットル）を用いた音波を海底に向けて発した（Kodaira *et al.*, 2002）。また、同時期に日仏共同構造探査によってエアガン探査が行われた。

Fig. 1.1.22にエアガンの測線と海底地震計の位置を示す。TokaiOki_1が中部日本海陸統合地震探査に対応する測線、TokaiOki_21およびTokaiOki_22が日仏共同構造探査に対応する測線である。図からわかるように海底地震計の設置場所はエアガンの測線の位置と一致していないため、後で示す観測波形を距離順に並べた図は距離がゼロ付近に波形がない。また、測線からの距離が遠い観測点（Fig. 1.1.22で灰色の観測点）については波形を図示していない。同時に仲西・他(1994)によって解析された際に投入された自己浮上式海底地震計の位置も示してある。今回は走時解析を行わなかったが、仲西・他(1994)の結果と比較すれば波形記録で見える相がどの構造起源であるかが推測できる。

まず、日仏共同構造探査のTokaiOki_22測線の波形を並べたものをFigs. 1.1.23に示す。観測点は、自己浮上式海底地震計がTK01E, TK01F, TK01Gの3点、ケーブル式海底地震計がTK3OBS, TK40BSの2点の合わせて5点である。TK01FとTK01Gはほとんど測線上にある観測点である。TK01GはTK01Fに比べノイズレベルが高いために海中を伝わる音波以外では距離20～30km、－20～－30kmあたりに屈折波が認められるのみである。TK01Eについても同様にはっきりとした相はほとんど認められない。TK01EとTK01Gのノイズレベルが高い理由としてTK01Fに比べて設置深度が浅いということが考えられる。TK01Fについては多数の相を認識することができる。観測点より北側と南側の波形を比較すると、非対称であることがわかる。これは両側の構造が非対称になっていることの表れである。また、仲西・他(1994)の測線3の記録（彼らの論文のFig. 4）と比較することにより、距離－10～－15kmあたりに見えている大きな振幅の初動は海洋性地殻第2層内の屈折波であると思われる。

日仏共同構造探査のTokaiOki_21測線で行われた2回目の探査（TokaiOki_21_2）の波形を並べたものをFigs. 1.1.24に示す。観測点はTokaiOki_22測線の場合と同じである。各測線で観測点の南と北側で波形を比較すると、非対称になっている。これはTokaiOki_22測線の時にも述べたが、構造が測線の延びる方向（北西・南東）に大きく変化しているためと思われる。

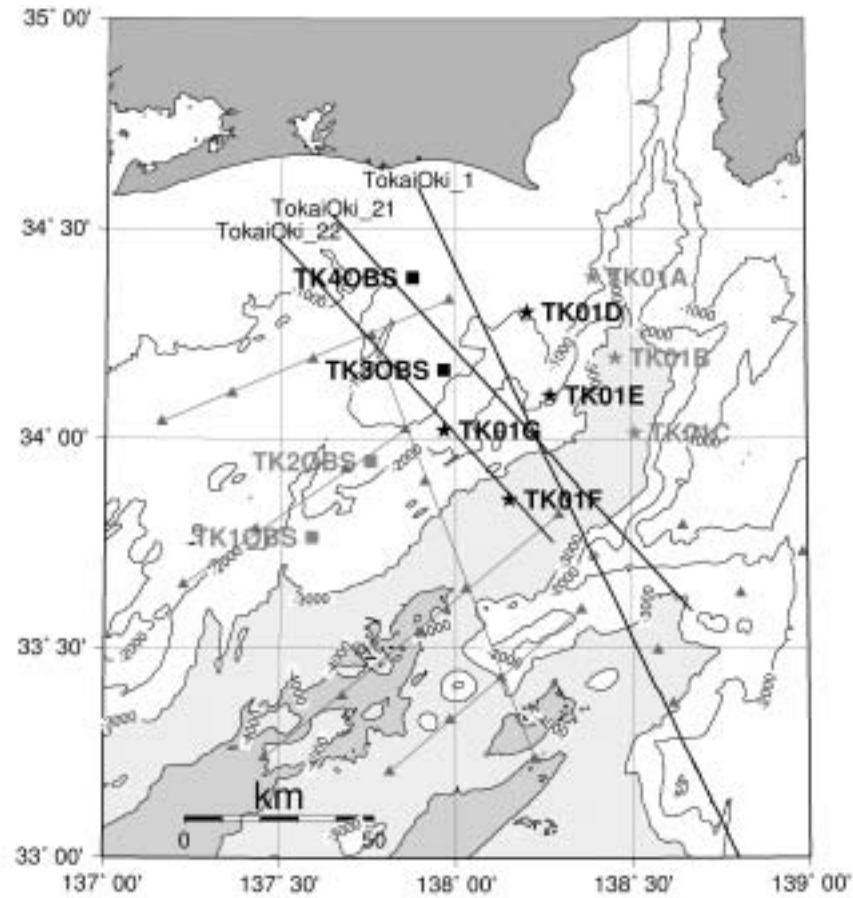


Fig. 1.1.22 Location of the air-gun array and OBS stations used in this report. Thick lines indicate profiles along which the air-gun-OBS survey was conducted in 2001. Contours of bathymetry are drawn every 1000 m. Ocean depths exceeding 3000 m are lightly shaded and depths beyond 4000 m are heavily shaded to indicate troughs. Stars denote pop-up types, and squares denote cable type of OBS. Gray indicates stations not used in this report. Triangles indicate position of OBSs used in Nakanishi *et al.* (1994).

最後に中部日本海陸統合地震探査のTokaiOki_1測線の2回目の探査(TokaiOki_1_2)の波形を並べたものをFigs. 1.1.25に示す。レコーダーの不調によりTK01Eの記録は収録されていなかった。ここではTK01DとTK01F観測点の記録を示す。(吉田康宏)

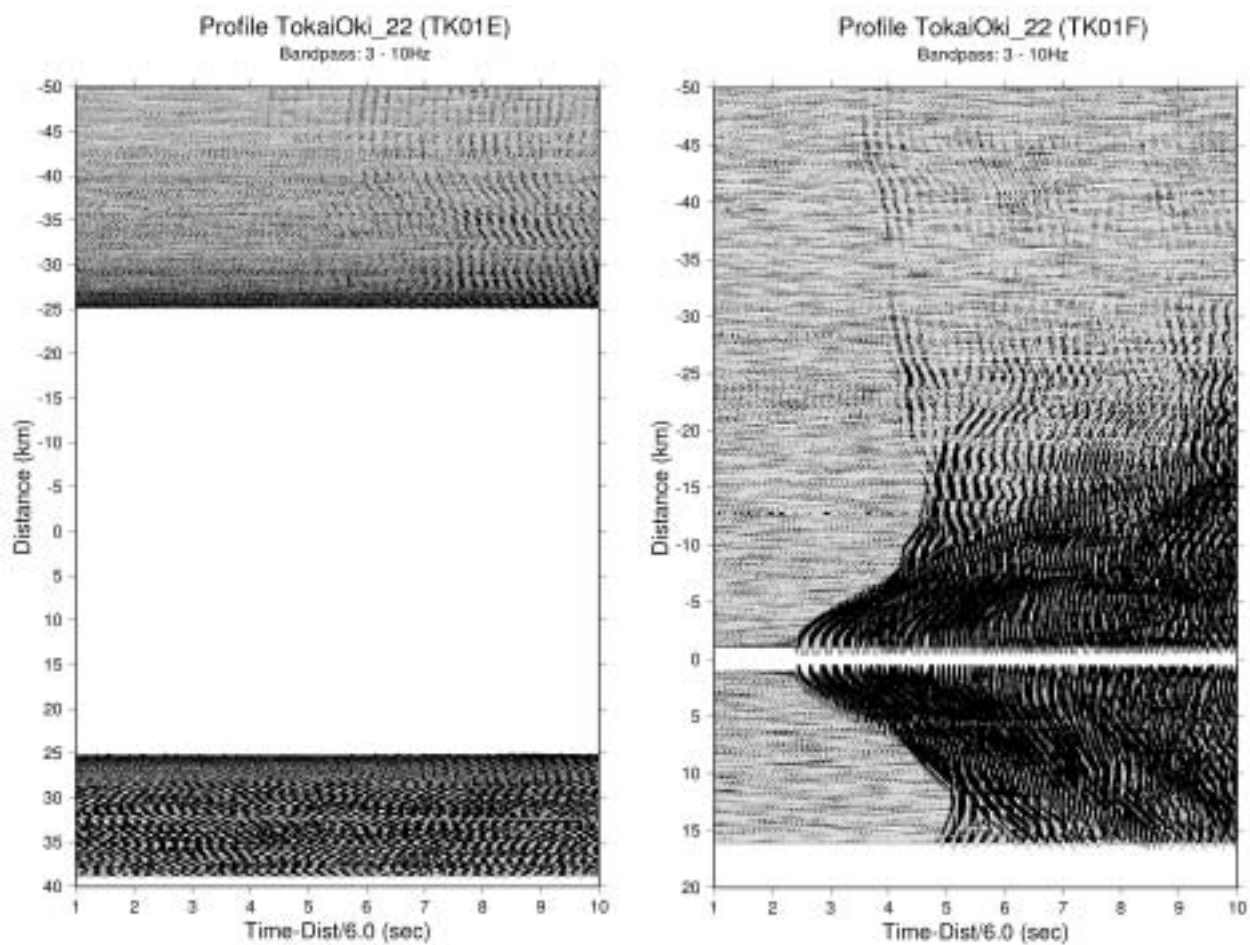


Fig. 1.1.23 Observed seismograms at TK01E, TK01F, TK01G, TK3OBS, and TK4OBS for profile TokaiOki_22. The vertical axis designates the distance between shot point and station. The upward direction of the figure corresponds to the northern direction. Observed seismograms of vertical component are band-pass filtered (3-10Hz). The reduction velocity is 6.0km/s. Trace amplitudes are scaled by a factor of distance.

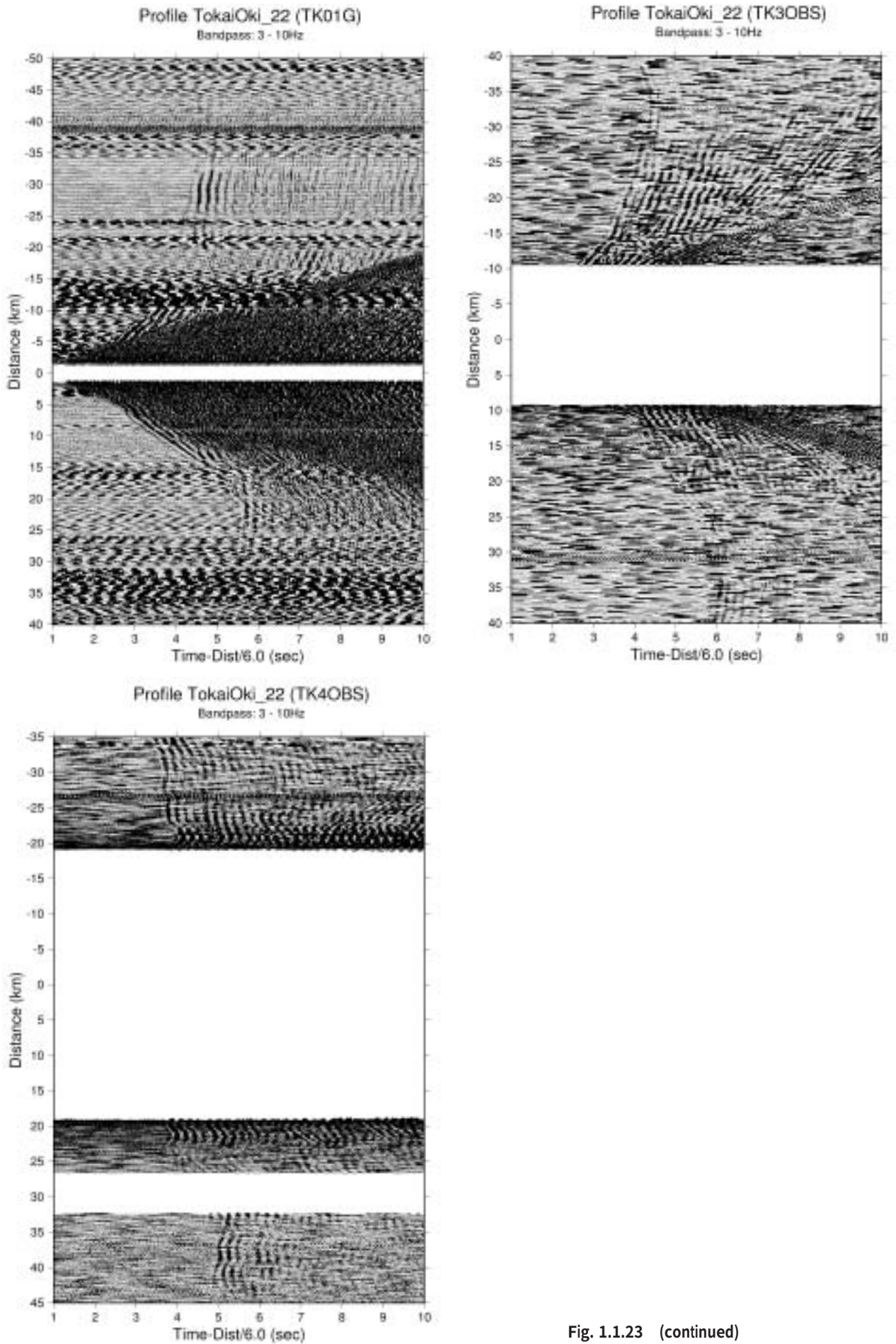


Fig. 1.1.23 (continued)

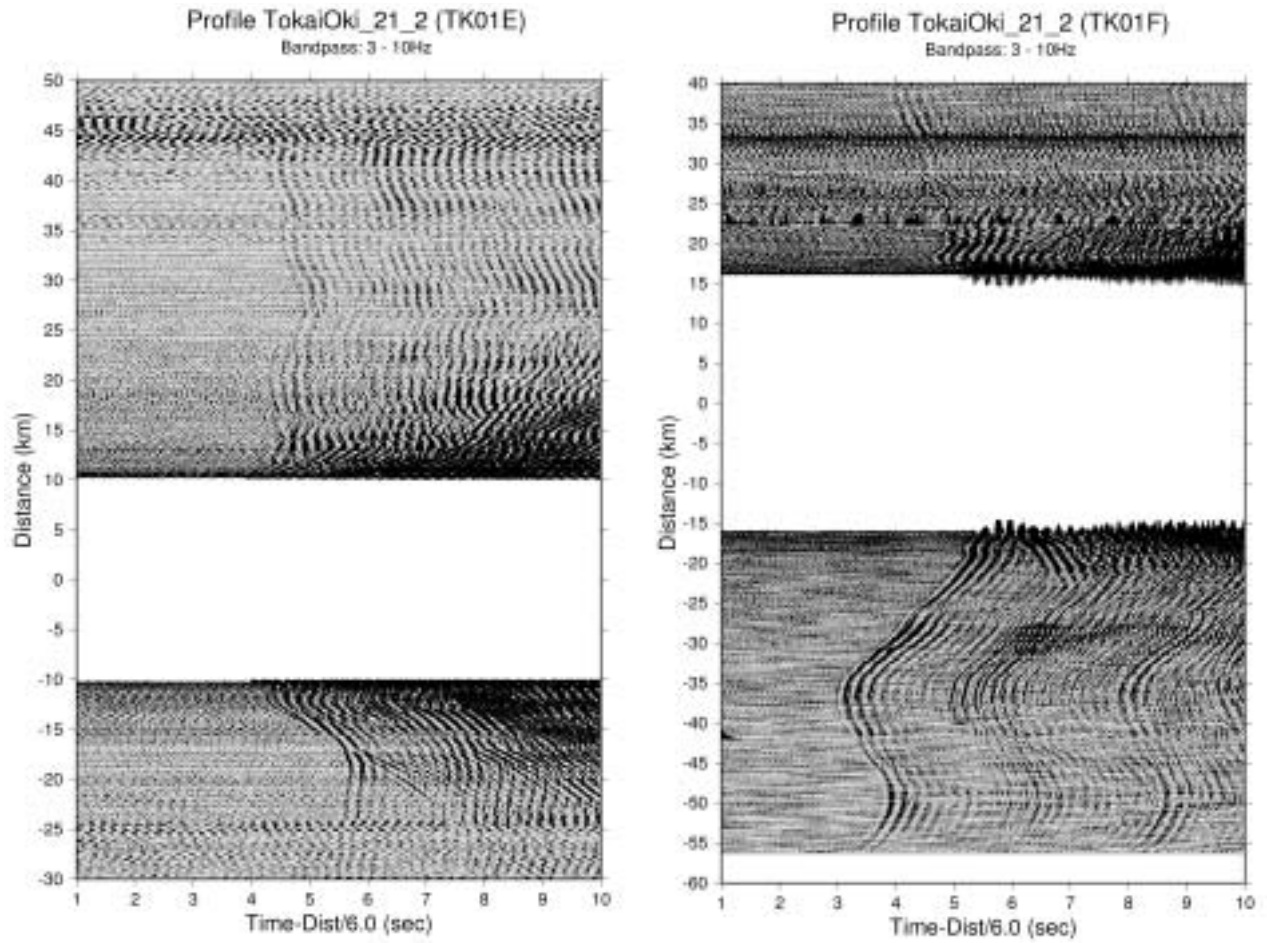


Fig. 1.1.24 Observed seismograms at TK01E, TK01F, TK01G, TK3OBS and TK4OBS for profile TokaiOki_21_2.

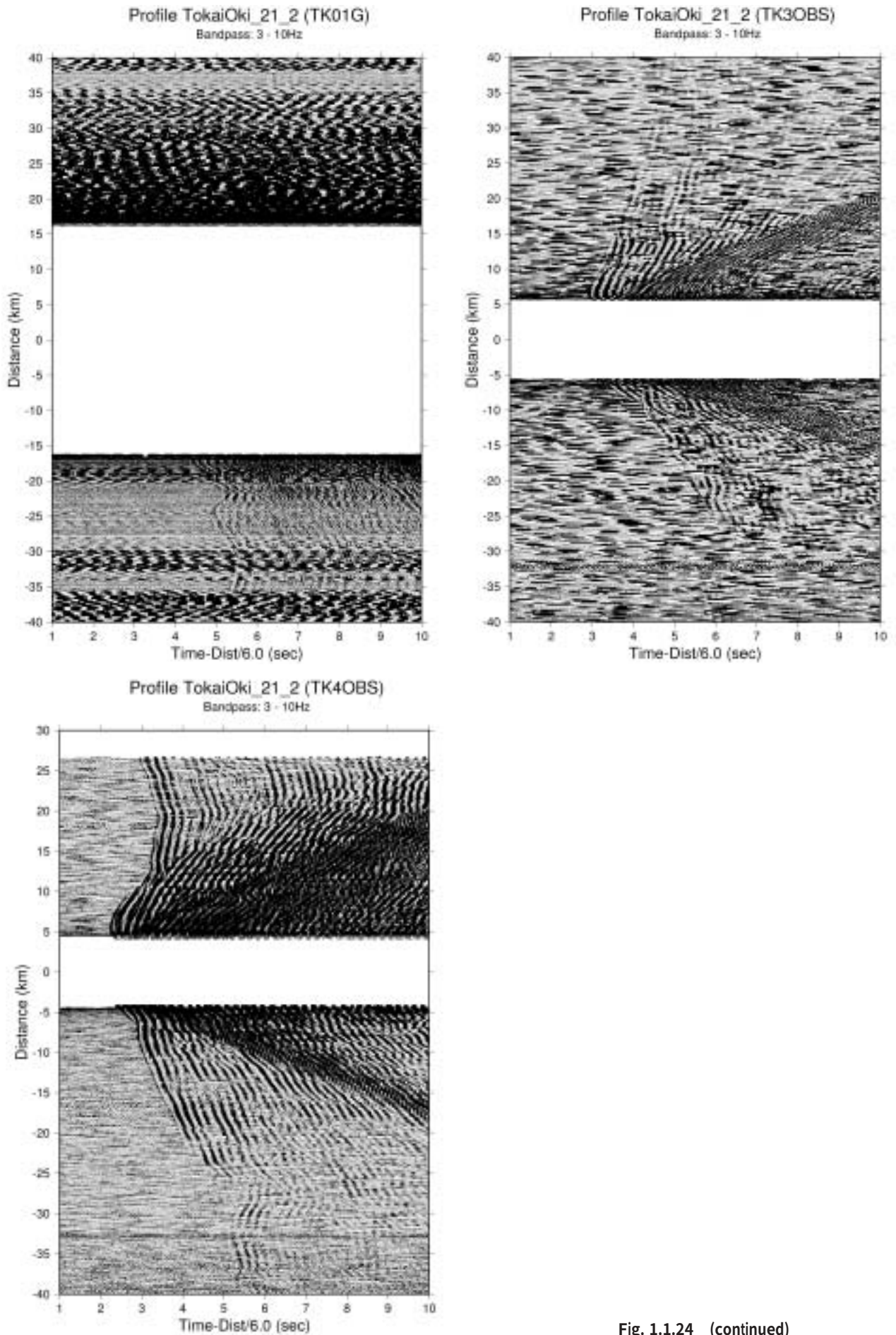


Fig. 1.1.24 (continued)

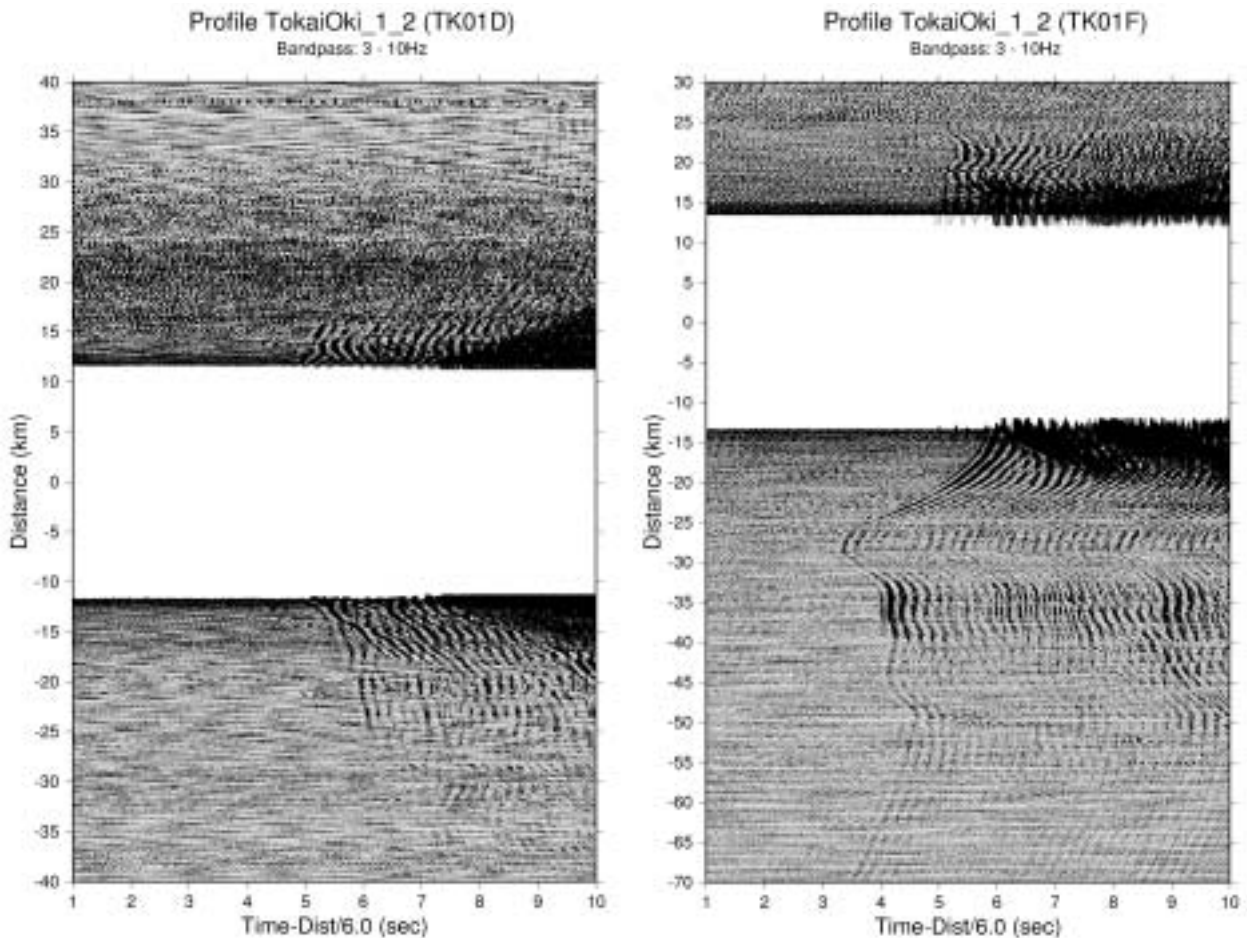


Fig.1.1.25 Observed seismograms at TK01D and TK01F for profile TokaiOki_1_2.

参考文献

- 青木 元・吉田康宏・原田智史・山崎 明・石川有三・中村雅基・田中昌之・松田慎一郎・中村浩二・緒方 誠・白坂光行, 2003: 自己浮上式海底地震計観測による駿河・南海トラフ沿いの地震活動 ―気象庁一元化震源との比較―, 地震2, **55**, 429-434.
- Aoki, Y., T. Tamano and S. Kato, 1982: Detailed structure of the Nankai Trough from migrated seismic sections, in "Studies in Continental Margin Geology", ed. By J. S. Watkins and C. L. Drake, *Am. Assoc. Pet. Geol., Mem.*, **34**, 309-322.
- 中央防災会議, 2001: 中央防災会議東海地震に関する専門調査会報告, 18p.
- 第三管区海上保安本部, 2002: 三管区水路通報, **51**, 10p.
- 原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998: 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動, 地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987: Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 20-61.
- Iidaka, T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki, 2003: Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, No.5, 1219, doi:10.1029/2002GL016517.

- 石川有三・中村浩二, 1997: SEIS-PC for Windows95, 地球惑星科学関連学会1999年合同大会予稿集, B22-P11, 78.
- 地震予知情報課, 2003: 気象庁マグニチュードの改訂について, 日本地震学会ニュースレター, **15**, 3, 5-9.
- 気象庁地震火山部, 1999: 地震機動観測実施報告, **11**, 77p.
- 気象庁地震火山部, 2000: 地震機動観測実施報告, **12**, 103p.
- 気象庁地震火山部, 2001: 地震機動観測実施報告, **13**, 92p.
- 気象庁地震火山部, 2003: 地震機動観測実施報告, **14**, 65p.
- 気象庁地震火山部, 2004: 地震機動観測実施報告, **15**, 136p.
- 気象研究所地震火山研究部, 2000: 南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究, 気象研究所技術報告, **40**, 169p.
- 小平秀一, 仲西理子, 伊藤亜妃, 金田義行, 飯高 隆, 蔵下英司, 佐藤比呂志, 岩崎貴哉, 2002: 中部日本海陸統合地震探査ー陸域, 海域観測結果と統合データ解析ー, 日本地震学会講演予稿集, C20.
- Kodaira, S., J. Park, A. Nakanishi, T. Tsuru, K. Uhira, A. Ito and Y. Kaneda, 2002, A possibility of cyclic ridge subduction off the Tokai district inferred from integrated active seismic studies (abstract), *Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting*, S052-014.
- 仲西理子・塩原 肇・日野亮太・小平秀一・金澤敏彦・島村英紀, 1994: 東海沖でのフィリピン海プレートの詳細な沈み込み形態の解明ーエアガン-海底地震計探査による銭州海嶺, 南海トラフ東部の地殻構造ー, 地震2, **47**, 311-331.
- 野 徹雄・田中仁氏・伊藤 誠・馬場和美・小平秀一・門馬大和, 2001: 音響指令によって回収できなかった自己浮上型海底地震計に関する問題, JAMSTEC深海研究, **19**, 27-36.
- 野口伸一, 1996: 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス, 地震2, **49**, 295-325.
- 上野 寛・畠山信一・明田川 保・舟崎 淳・浜田信生, 2002: 気象庁の震源決定方法の改善ー浅部速度構造と重み関数の改良ー, 験震時報, **65**, 123-134.
- ト部 卓・東田進也, 1992: winー微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 日本地震学会講演予稿集, No.2, 331.
- ト部 卓・平田 直・金沢敏彦, 1999: 衛星データ受信局を借りて地震波形を利用する方法ーだれでも, どこでもできるリアルタイム地震学ー, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, P183.
- 山崎文人・大井田 徹, 1985: 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込み形状, 地震2, **38**, 193-201.
- 渡辺 晃, 1971: 近地地震のマグニチュード, 地震2, **24**, 189-200.

1.2 3次元速度構造

地震活動を評価するにあたって、その地域における地震波3次元速度構造を把握することは極めて重要である。本節では、中村・他(2002)で得られた中部日本の3次元速度構造のうち、東海地域に関する事項について述べる。解析に用いたデータや手法等、詳細については中村・他(2002)を参照していただきたい。

Fig. 1.2.1に、得られたP波およびS波の3次元速度構造とこれらから算出された V_p/V_s 比の、深さ25 kmおよび35 kmにおける水平断面図を示す。P波およびS波の速度構造については、各深さにおける平均速度からのずれ(%)で示す。図中で色が示されていない領域は、そこを通る波線が10本未満だったために解析を行うことができなかった領域である。また、Fig. 1.2.2に、得られたP波およびS波の3次元速度構造の137.5 °E, 138.0 °Eにおける南北方向の垂直断面図を示す。

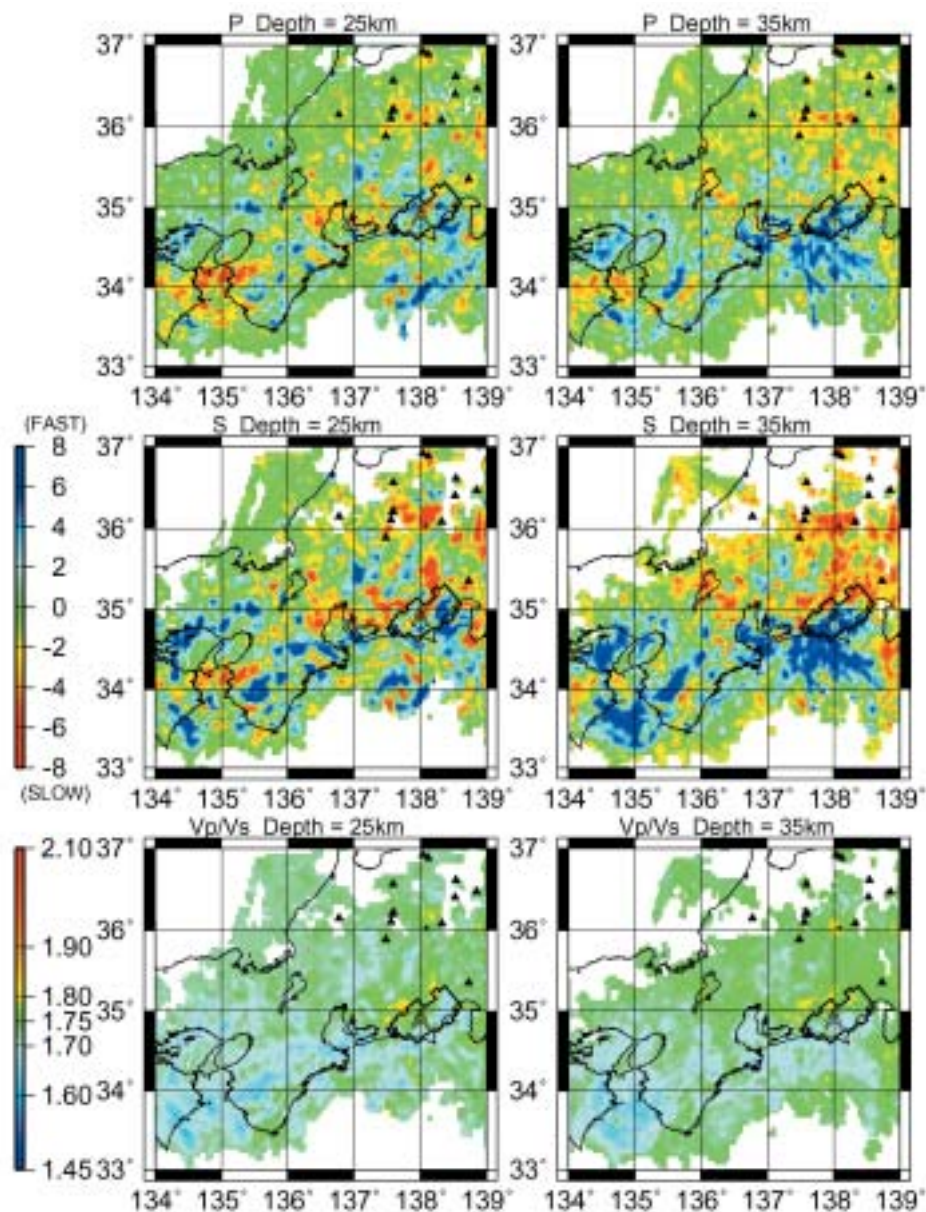


Fig. 1.2.1 The horizontal cross sections of determined 3-D P (upper figures) and S (middle figures) wave velocities and V_p/V_s ratios (lower figures) at 25 km (left figures) and 35 km (right figures) depths. Velocities are designated by their perturbations (%) from the average velocity at each depth. In each figure, active volcanoes, selected by Japan Meteorological Agency, are plotted simultaneously (solid triangles). Also, the locked boundary zone of the Philippine Sea Plate, where the Tokai earthquake is expected, is designated by the thick enclosed area 'A'.

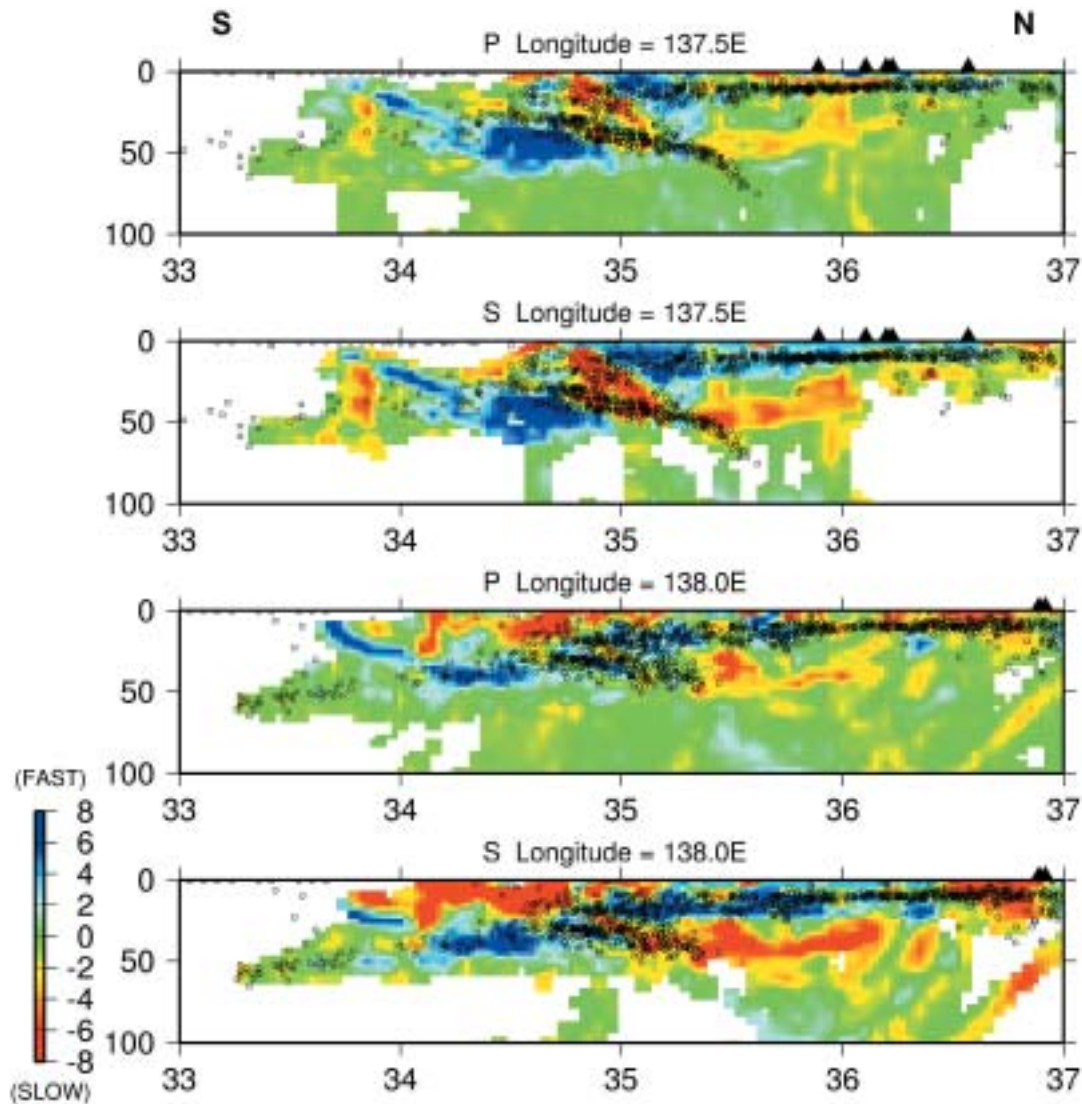


Fig. 1.2.2 The north-south cross sections of determined 3-D P and S wave velocities at 137.5°E and 138.0°E, designated by velocity perturbations (%) from the average velocity at each depth. In each figure, the solid triangles at the top represent active volcanoes. Also, seismic events used in the analysis near the sections are plotted simultaneously.

沈み込むフィリピン海プレートと思われる高速度域が、Fig. 1.2.2の、例えば34°N～35°Nの深さ20～50 kmに見られる。これまで、フィリピン海プレートの深さ分布について、様々なモデルが提案されている（例えば、山崎・大井田, 1985；Ishida, 1992；野口, 1996；原田・他, 1998）。これらのモデルでは、フィリピン海プレートはほぼ一定の角度で沈み込んでいる。しかし、これらと比較して、Fig. 1.2.2から判断すると、34°N～34.5°N付近でのフィリピン海プレートの沈み込み始めの角度は高角で、途中から低角に変わっているように見える。この海域については、自己浮上式海底地震計を用いた臨時観測によって得られたデータを解析に用いたこともあり、十分な解像度が得られている（中村・他, 2002）。しかし、解析には、陸域の定常観測点だけで得られた震源も併用していることから、さらに検討が必要である。

Matsumura(1997)は、震源分布や発震機構解の分布などから、将来発生が懸念されている東海地震の破壊域を固着域（Fig.1.2.1の領域A）という概念で提案した。一方、Kamiya and Kobayashi(2000)は、関東地方の深さ20～45 kmにおいて、P波速度およびS波速度が遅くポアソン比が0.3よりも大きい領域が地震活動の低い領域に対応しており、この領域においてはプレート境界の物質が蛇紋岩化していて、プレート間のカップリングが弱いと考えた。ポアソン比が0.3よりも大きい領域は、 V_p/V_s が1.87よりも大きい領域に相当する。Fig. 1.2.1から、Matsumura(1997)によって提案された固着域の北西隣には、高 V_p/V_s 領域が広がっていることがわかる。また、この領域においては、P波速度

およびS波速度はともに遅い。Fig. 1.2.3に、1990年から2001年8月までにこの領域の深さ25～40 kmに発生した地震の震央分布図を示す。これらの地震は、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの境界で発生した地震か、フィリピン海プレートの内部で発生した地震であると考えられる。Fig. 1.2.3の領域Bの位置においてスラブは深さ25～40 kmの範囲に含まれており、この領域ではこれらのタイプの地震が全く発生していないことがわかる。Fig. 1.2.4に、求められたP波およびS波の3次元速度構造から算出した V_p/V_s 比の35.50°N, 137.25°Eから34.50°N, 138.25°E (Fig. 1.2.3の直線C) における深さ0～60 kmまでの垂直断面図を示す。図には、Fig. 1.2.3に示した地震のうち、断面周辺に発生した地震を同時にプロットしている。この図から、Fig. 1.2.3の領域Bは高 V_p/V_s 領域に対応していること

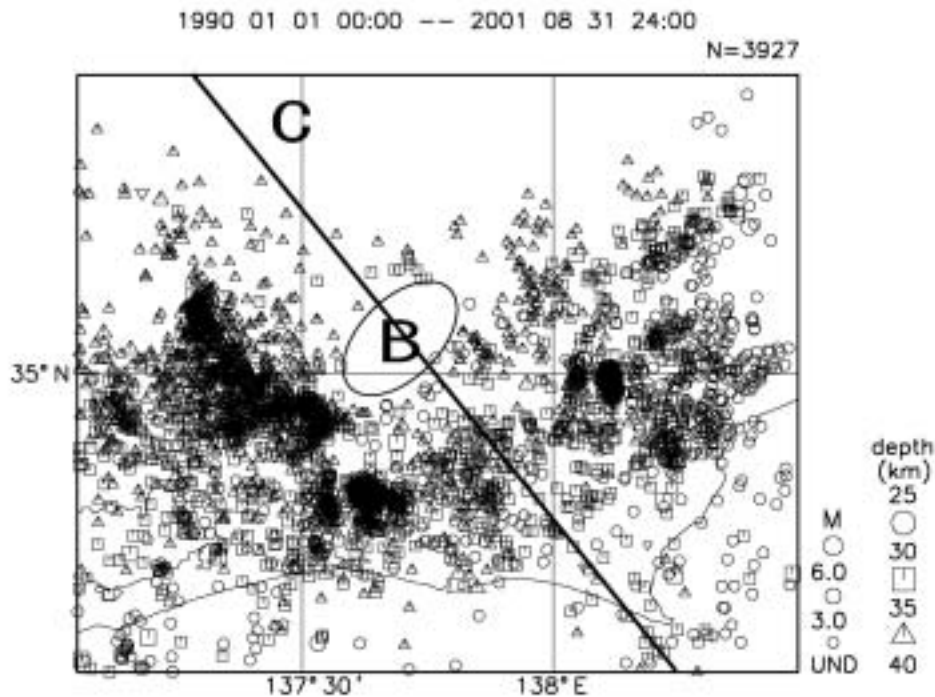


Fig. 1.2.3 Hypocenter distribution of earthquakes occurring at depths of 25km to 40 km, from 1990 to August 2001. Those earthquakes are considered to be interplate earthquakes between the Eurasian plate and the Philippine Sea plate, or intraplate earthquakes in the Philippine Sea plate. In area B, no earthquake of these types occurred. The location of the cross section (line C) is also depicted.

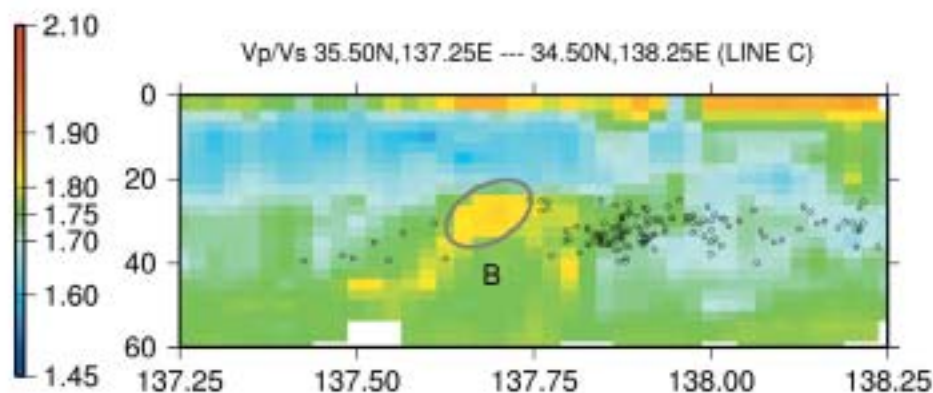


Fig. 1.2.4 Vertical cross section of V_p/V_s ratios at line C (from 35.50°N, 137.25°E to 34.50°N, 138.25°E) in Fig.1.2.3. In the figure, earthquakes that are represented in Fig.1.2.3 and those that occurred near this section are plotted simultaneously.

がわかる。なお、Sagiya (1999)がGPSデータを用いて求めた東海地方のバックスリップ分布の結果では、この領域におけるバックスリップは比較的小さい。以上のことから、この領域ではプレート境界の物質が蛇紋岩化しており、プレート間カップリングが弱いと考えられる。なお、神谷・小林(1997)によっても同様の解析結果が得られている。

(中村雅基)

謝 辞

本研究を行うに当たって、気象庁にデータ収集されている関係機関（防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、産業技術総合研究所、東京都、神奈川県温泉地学研究所、静岡県、横浜市、海洋科学技術センター、気象庁）の高感度地震計で得られた観測波形を用いて、気象庁、文部科学省が協力して処理した観測値を利用させていただいた。本論文の多くの図は、GMT (Wessel and Smith, 1995) および横山(1997)による震央表示プログラムを用いて作成した。Matsumura(1997)によって提案された東海地震の固着域を描画するにあたっては、防災科学技術研究所の松村正三博士に数値化したデータを作成していただくとともに利用させていただいた。以上、感謝いたします。

参考文献

- 原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998: 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動, 地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- Ishida, M., 1992 : Geometry and relative motion of the Philippine sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- 神谷眞一郎・小林洋二, 1997: 東海地方下の蛇紋岩と火山の分布, 1997年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, C21-04.
- Kamiya, S. and Y. Kobayashi, 2000 : Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
- Matsumura, S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- 中村雅基・吉田康宏・趙 大鵬・吉川一光・高山博之・青木 元・黒木英州・山崎貴之・笠原順三・金沢敏彦・佐藤利典・塩原 肇・島村英紀・仲西理子, 2002: 中部日本の3次元速度構造, 気象研究所研究報告, **53**, 1-28.
- 野口伸一, 1996: 東海地域のフィリピン海スラブの形状と収束テクトニクス, 地震2, **49**, 295-325.
- Sagiya, T., 1999 : Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995 : New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, **76**, 329.
- 山崎文人・大井田 徹, 1985: 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震2, **38**, 193-201.
- 横山博文, 1997: Xウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.

1.3 静岡市周辺域での長期的な地震活動の変化

1.3.1 はじめに

最近、東海地震の想定震源域周辺での地震活動の変化が注目を集めている（例えば、吉田・他、2000；松村、2002）。大地震の発生に先行して震源域とその周辺の地震活動が低下したという報告は多数あり（例えば、木村・岡野、1995；宮岡・吉田、1993）、地震活動の変化を注意深く監視することが東海地震予知に向けて重要なことは言うまでもない。東海地域では、1987年～1989年にM2.5程度以上の地震活動が明瞭に低下したことが知られている（吉田・前田、1990）が、更に遡ると、1930年～1950年頃にはM5クラスの地震が静岡周辺で比較的多く発生したことがわかっている（吉田・吉村、2000）。そうした事実から、長期的に見るとこの地域の地震活動は必ずしも一定ではなかったと考えられ、最近の地震活動の変化を考える上でも、長期的な活動の変遷を明らかにしておくことは重要である。

ただし、長期間にわたる地震活動の変化を調べる場合、年代による地震検知能力の変化が大きな問題となる。特に1960年代以前にはM4程度以上の地震しか震源が決まっておらず、最近のM2～3程度の地震活動の変化と比べて同域の活動の変遷を議論するには、気象庁カタログでは不十分である。そこで、本研究では、静岡地方気象台の地震観測原簿を基に、S-P時間の短い、すなわち同気象台の比較的周辺で発生した地震に注目し、震源が決まっていなかった地震も含めて、地震活動が長期的に変化したかどうかを調査した。

1.3.2 使用データ

(1) 地震観測記録

静岡地方気象台における地震観測は1941年1月に始まり、津波地震早期検知網の運用に伴って1995年3月で終了した。この間、記象紙上から検出された初動等の地震波到達時刻や最大振幅などの値は、地震観測原簿に記載されている。本研究では、地震観測原簿でP波、S波が共に検出されている地震のうち、S-P時間が10秒以内の地震を抽出して調査の基本データとした。

長期間の地震活動の変化を見るにあたっては、均質のデータを用いることが重要であるが、現実には地震計のタイプや検出基準が何度か変わっており、その前後で検出される地震の下限も変わっていると推定されるので、それについて十分に考慮を払う必要がある。静岡地方気象台における地震計や検出基準の変遷について以下にまとめた。これらをまとめるにあたって、浜松(1966)、気象庁観測部地震課(1967)、気象庁(1990)を参照した。

<地震計の変遷> (中感度のもののみ)

1941. 1. 1～1966.12.17 Wiechert式地震計

1966.12.18～1967. 2.17 欠測

1967. 2.18～1984. 3.21 59A型地震計

1984. 3.22～1995. 3.31 59C型地震計

<検出基準の変遷>

～1964.12.31 有感または検出できる地震すべて

1965. 1. 1～ 有感または記象紙上全振幅1mm以上、51型強震計に記録のある地震

1982. 2. 1～ 有感または59A(59C,61A)型直視式電磁地震計の記象紙上全振幅3mm以上、51型(87型電磁式)強震計に記録のある地震

地震計の特性について見ると、倍率はWiechert式が約80倍、59A型及び59C型が100倍で、若干の違いはあるものの、固有周期はいずれも5秒である。また、59A型と59C型は、前者がすす書き、後者がインク書きの違いだけで、地震計そのものの特性は同等である。なお、地震計は上記の他、1倍強震計も設置されており、大きな地震の検出値

については、強震計の値を使用した。また、高感度の67型地震計も気象台構内に設置された時期があったが、本研究ではそのデータは使用しなかった。

(2) 観測された地震の規模： M の下限

静岡地方気象台でP波、S波が共に検測された地震の M の下限を調べるために、その中で震源が決まっている地震について、静岡地方気象台からの震央距離と M の関係を調べた。地震計や検測基準の変化を考慮し、三つの時期に分けてFigs. 1.3.1(a)~(c)に示した。

気象庁の地震検知能力は高感度の76型地震計が展開され始めた1976年以降に大きく向上し、地域によっては、 $M3$ 未満のいわゆる微小地震まで M が求められるようになった。それ以前については、震源が決まっていなくても M が求まっていない地震や、また、P波、S波の発現時や最大振幅が地震観測原簿に記載されていても震源が求まっていない地震が多数ある。

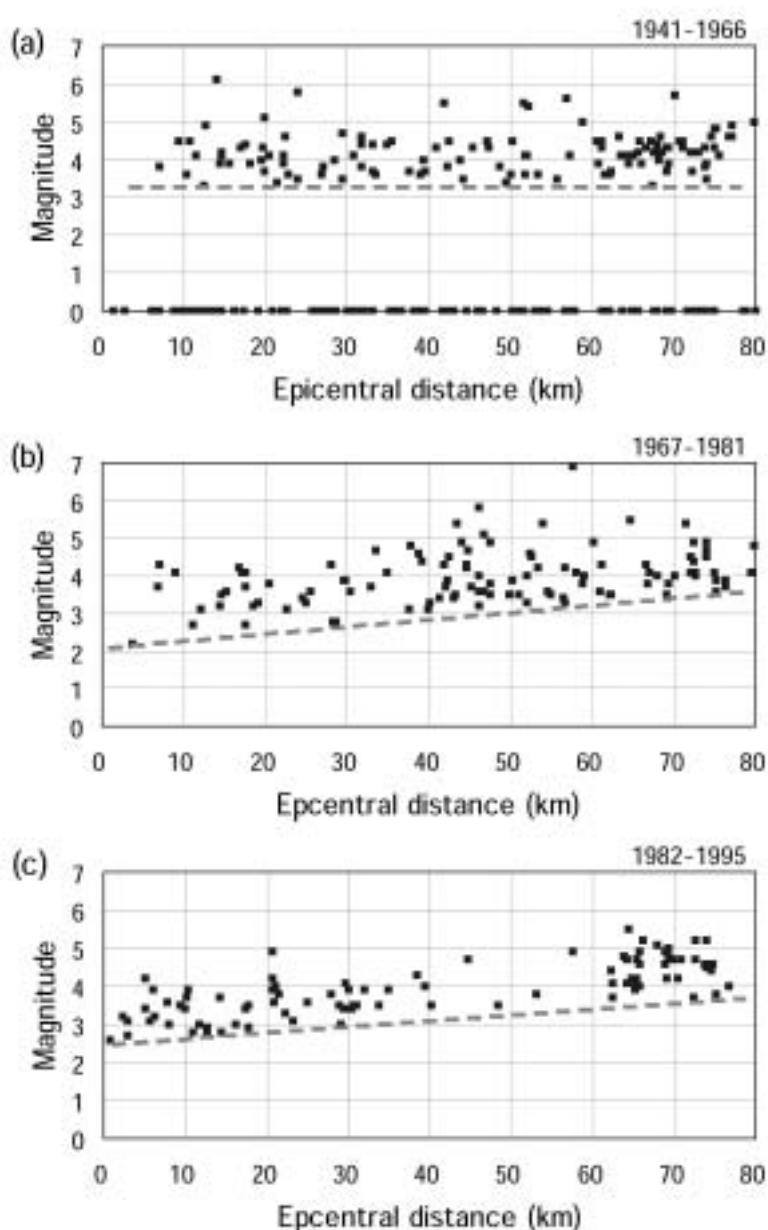


Fig. 1.3.1 Relations between magnitude and epicentral distance from the Shizuoka Local Meteorological Observatory (SLMO) in (a) 1941-1966, (b) 1967-1981, and (c) 1982-1995.

Fig. 1.3.1(b)及び(c)から、1967年以降のデータについては、震央距離30km以内ではM2の後半以上、それ以遠ではM3以上の地震が含まれると推定される。それより前の期間ではFig. 1.3.1(a)に示すように、M3.5程度以上しかMが決定されていないが、地震計の特性に大きな違いはないので、1967年以降と同じ程度の規模の地震から検出できていると思われる。図中のM0線の上に示されているものに含まれていると考えられる。震央距離による依存性があまり強くないのは、静岡市周辺では浅い地震が少なく、深さ20～30 kmのフィリピン海スラブ内の地震が多いためと考えられる。また、検出基準が全振幅1 mmから3 mmに変わると、浅い地震のMの決定に使われている坪井(1954)の式、

$$M = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (1.3.1)$$

(Aは記象紙上での最大振幅：mm, Δ は震央距離：km)

から、検出された地震のMの下限は $\log 3 - 0.48$ 大きくなると予想されるが、Fig. 1.3.1(b), Fig. 1.3.1(c)を比較すると0.2程度に見える。なお、Fig. 1.3.1(a)に示したWiechert式地震計時代には、M3.5程度以上の地震しかMの決定がなされておらず、1965年1月の検出基準の変更に伴うMの下限の変化はFigs. 1.3.1(a)～(c)からはわからない。

1.3.3 S-P時間を基にした長期間の地震活動

(1) S-P時間と震央距離の関係

静岡地方気象台で観測されたS-P時間がどの程度の距離の地震と対応するかを調べるために、震源が決まっている地震について震央距離とS-P時間との関係を調べた。Fig. 1.3.2 (a)には全調査期間のデータが図示されているが、そのうち震源精度のよい1980年代以降のものについてはマークを変えて強調してある。この図から、例えばS-P=3秒の地震は震央距離20 km程度以内、S-P=5秒の地震は震央距離20～40 km程度であることが見てとれる。また、S-P時間と

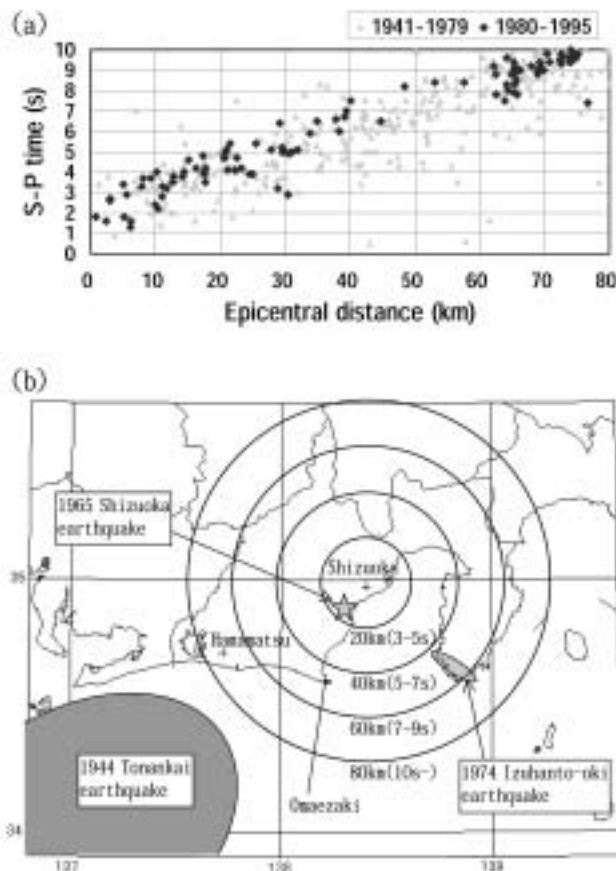


Fig. 1.3.2 (a) Relation between S-P time and epicentral distance from SLMO. (b) Map of Shizuoka city and surrounding area. Circles designate distance and corresponding S-P time from the SLMO.

震央距離 R との関係を与える大森公式： $R=k(S-P)$ の比例定数 k は8 km/s弱となるので、大森(1917)の $k=7.42$ km/sと調和的と言える。なお、地理的な目安の参考のために、Fig.1.3.2(b)に静岡地方気象台を中心とした半径20, 40, 60, 80 kmの各円と、それぞれの距離に対応するおよそのS-P時間を示す。

(2) S-P時間別の地震回数の変遷

Fig. 1.3.3はS-P時間を1秒毎に区切り、それぞれの年別地震回数とその積算回数を示したものである。すなわち、静岡地方気象台を中心としたドーナツ状の領域で発生した地震回数を示す。調査期間全体での傾向を見ると、前半は地震回数が多く、後半は少ない。だいたい1960年代後半から少なくなっている様子が、特にS-P時間が5秒以内の図でははっきりと見える。S-P時間が3秒以内の図では、1970年代後半以降さらに地震回数が少なくなった様子も見える。さらに、S-P時間が2秒以内の静岡のごく近傍では1960年代前半に地震回数が多かったことや、また、1940年代には静岡周辺のかなり広い範囲で地震活動が活発だったことが見てとれる。

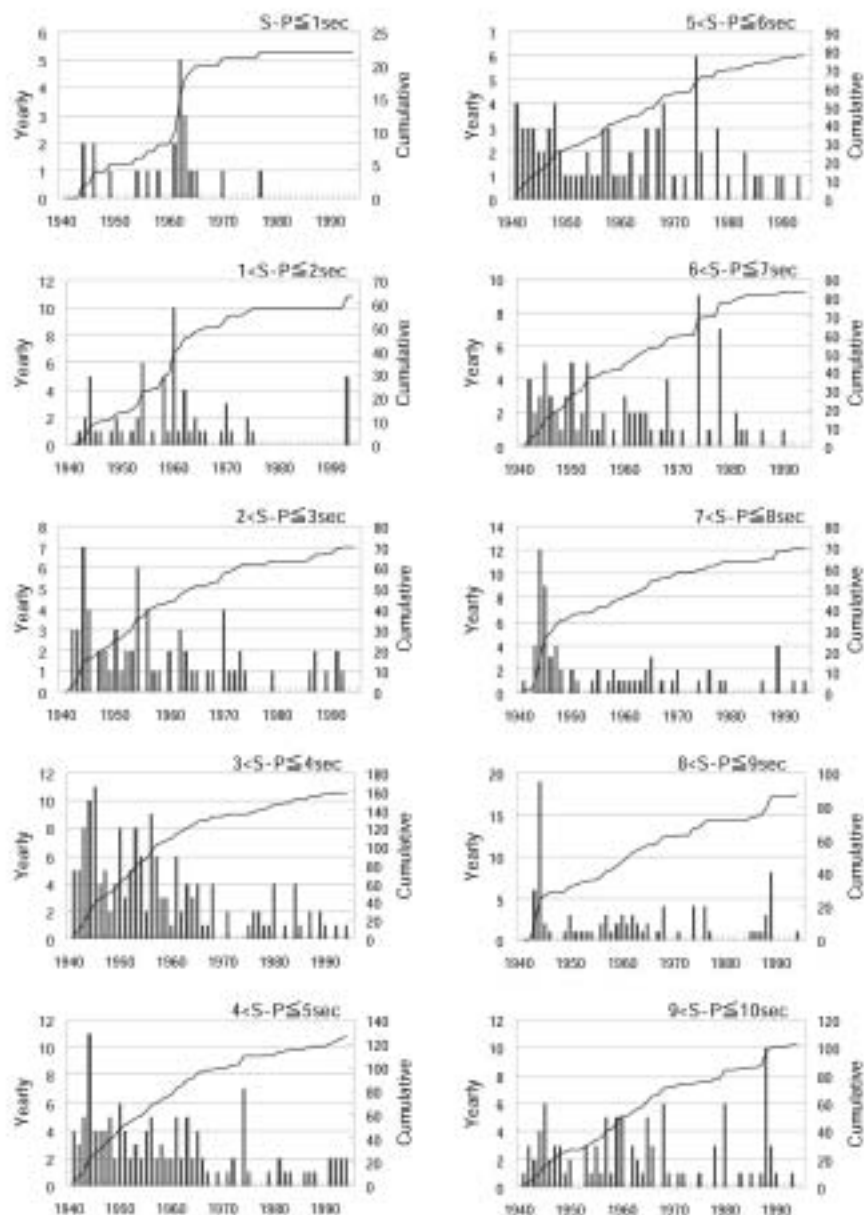


Fig. 1.3.3 Yearly frequency (histogram) and its cumulative number (curve) of earthquakes for each S-P time span observed at the SLMO from 1941 through 1995.

なお、調査期間中に静岡近傍とその周辺で発生した主な地震としては、1944年東南海地震（M7.9）、1965年静岡地震（M6.1）、1974年伊豆半島沖地震（M6.9）などがあり、その位置関係をFig. 1.3.2に示した。

1.3.4 特徴的な地震活動の変化

前節で示した長期間の地震活動変化のうち、特徴的な変化が見られる1940年代と1960年代の地震活動変化について、詳細に検討する。

(1) 1940年代の地震活動

1940年代は比較的地震が多かった年代であるが、詳細に見ると1944年東南海地震前後に注目すべき変化があった。Fig. 1.3.4に、1941年から1950年の10年間の月別地震回数とその積算回数をS-P時間ごとに示した。Fig. 1.3.4から、ほとんどすべての領域で、1944年12月7日に発生した東南海地震（M7.9）に同期して地震回数が増えていることがわか

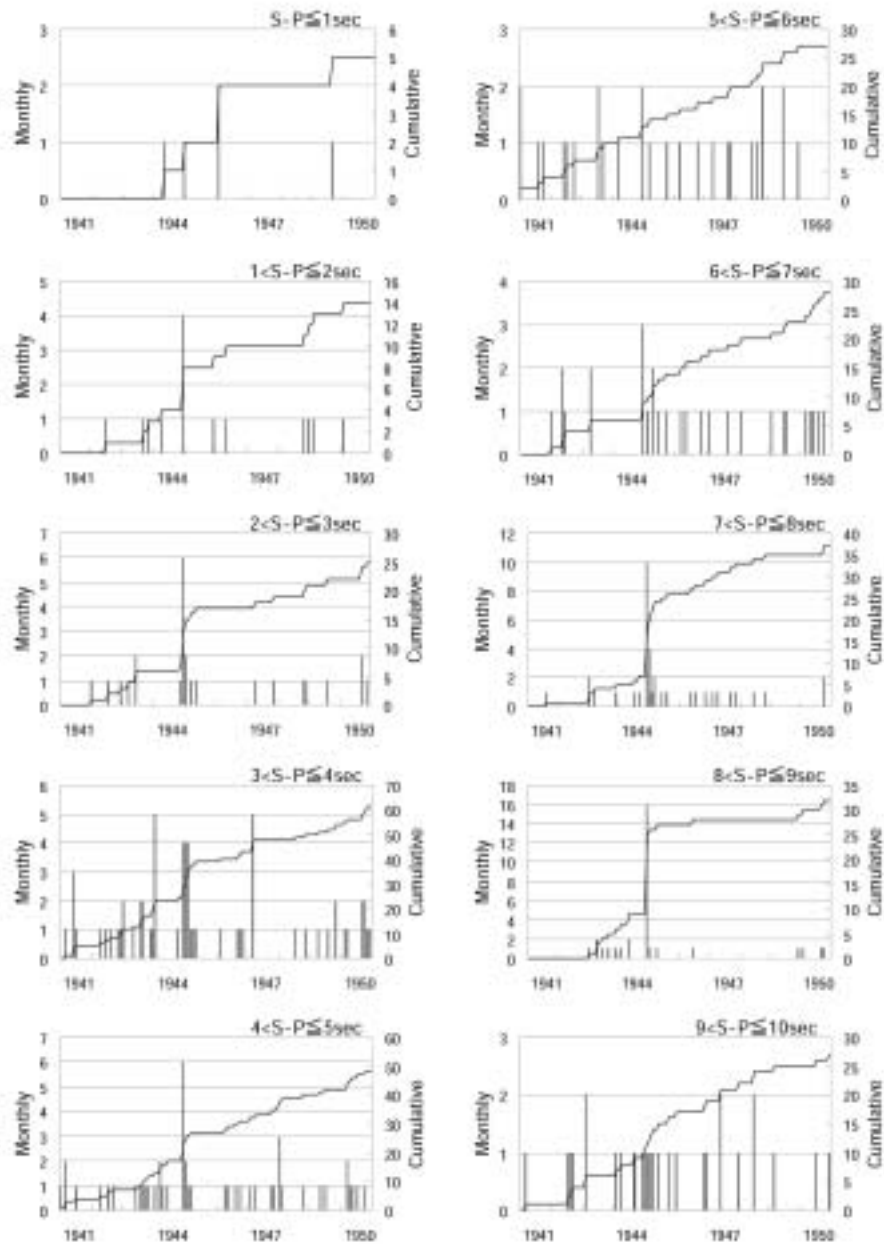


Fig. 1.3.4 Monthly frequency (histogram) and its cumulative number (curve) of earthquakes for each S-P time span observed at the SLMO from 1941 through 1950.

るが、さらに、東南海地震の発生直前に、静岡周辺の地震活動が明瞭に静穏化していたことが見てとれる。また、東南海地震発生後の1945年後半から1946年にかけても地震活動の低下した時期があった様子も見える。

ところで、S-P=10秒の地震は静岡地方気象台からの震央距離約80 kmに相当しており (Fig. 1.3.2(a))、ようやく東南海地震の震源域に入るかどうかといったところにあたる (Fig. 1.3.2(b))。したがって、Fig. 1.3.4の各図に見られる東南海地震発生直後の地震活動の活発化は、東南海地震によって引き起こされた応力変化によって震源域の周辺で誘発された活動を表していると考えられる。ここで、さらに一層興味深いのは、東南海地震の発生直前に静岡周辺でも地震活動が明瞭に低下していたと見られることである。

この東南海地震の直前に震源域の周辺でも生じたと見られる静穏化については、次回の東海・東南海地震の発生を予測する上でも重要なことなので、周辺の気象官署の資料についても調査を行った。Fig. 1.3.5は、東南海地震を挟んだ期間の、静岡地方気象台、御前崎測候所、浜松測候所の地震観測原簿を基に、それぞれの気象官署におけるS-P時間が5秒以内の地震の月別地震回数とその積算回数を求め、それらを示したものである。なお、Fig. 1.3.5は、浜松測候所でWiechert式地震計による観測を開始した1930年以降の結果を示しているが、静岡地方気象台については1941年から、御前崎測候所については1932年からのWiechert式地震計による観測開始以降のデータである。また、御前崎測候所では1941年7月～1942年1月の約半年間を欠測、浜松測候所については三河地震 (M6.8) が発生した1945年1月

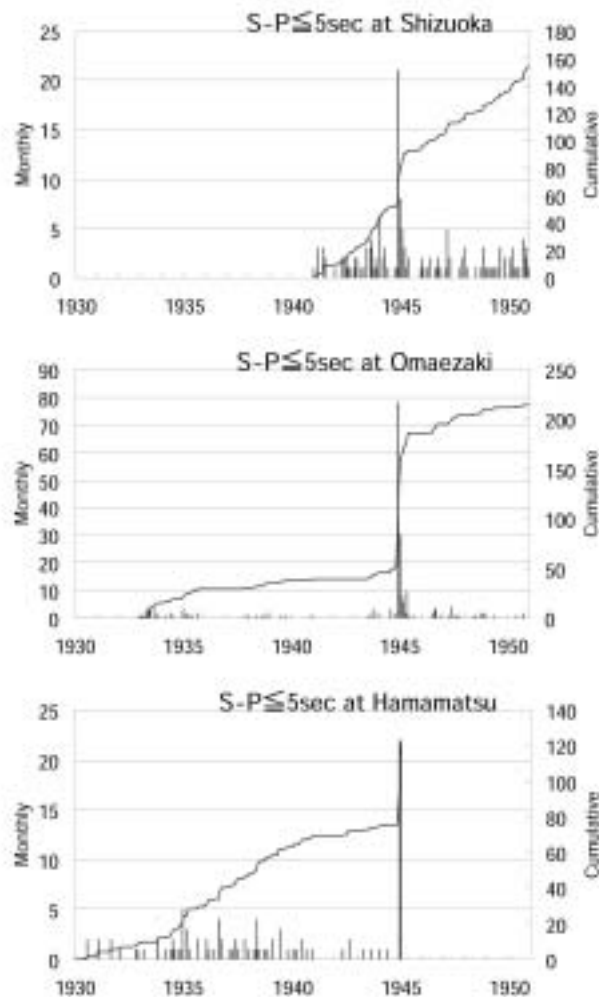


Fig. 1.3.5 Monthly frequency (histogram) and its cumulative number (curve) of earthquakes with S-P time of 5s and less from 1930 through 1950 observed at the SLMO, the Omaezaki Weather Station and the Hamamatsu Weather Station.

13日までのデータを示した（戦災のあった同年6月18日以降長期欠測）。

Fig. 1.3.5の各図に共通することは、期間の長短はあるが、東南海地震の前に地震活動が低下していた様子が見られることである。特に、静岡地方気象台付近では1944年に入ってから、浜松測候所付近では1941年頃から、地震活動が明瞭に低下したことが見てとれる。御前崎測候所付近では、東南海地震の直前になってやや増加しているものの、1935年頃から長期にわたって地震活動が静かであった様子が見える。Fig. 1.3.5からはまた、東南海地震の発生と同期して御前崎付近でも静岡周辺と同様に地震回数が増えたことがわかる。ただし、浜松測候所で検測された地震回数には、Fig. 1.3.2(b)に示す位置関係からわかるように、東南海地震の震源域内で発生した余震も入っているものと思われる。

東南海地震発生直前にその震源域の周辺でも明瞭な地震活動の静穏化が生じたことは、プレート沈み込み境界で発生する巨大地震の準備過程を考える上で注目すべき事実と考える。なお、木村・岡野(1995)は、1946年南海地震の前に、その震源域の周辺にあたる和歌山市付近や丹波地域で地震活動の低下が見られたことを報告している。また、

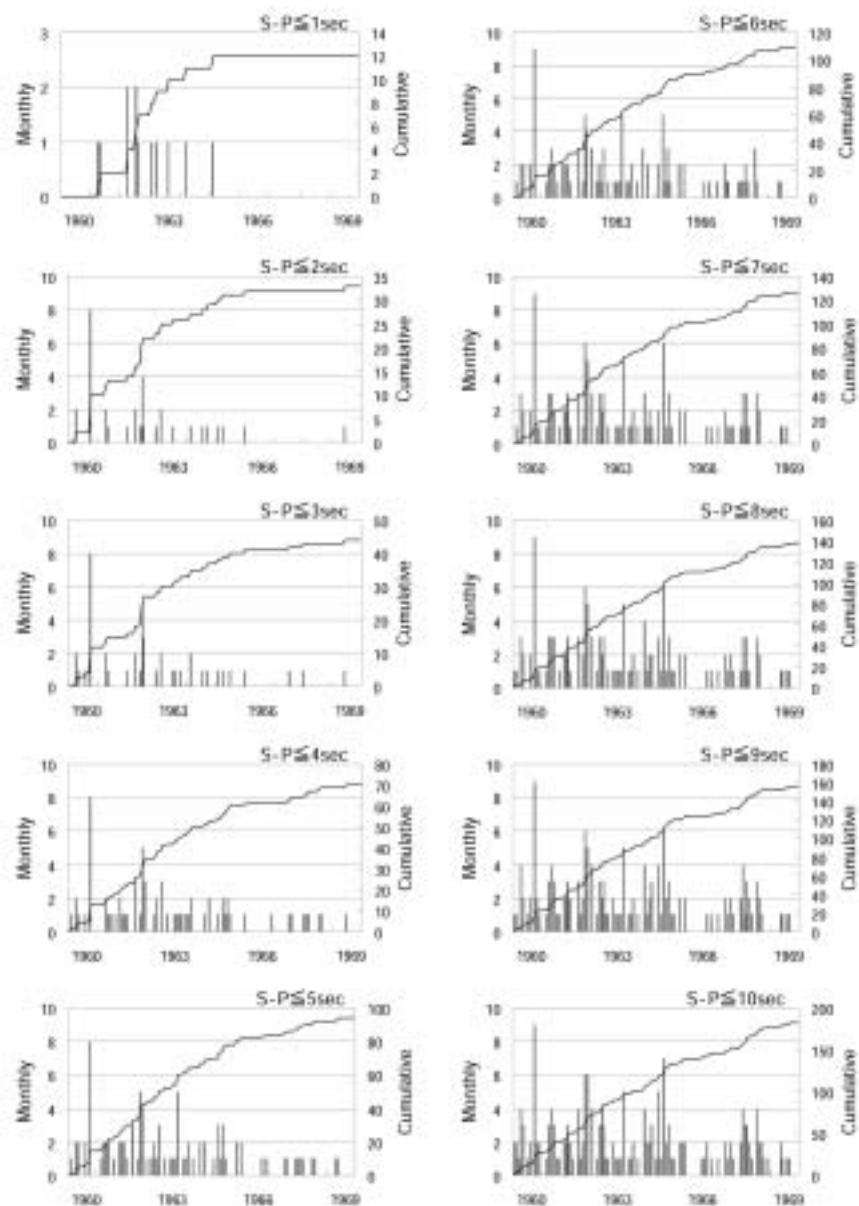


Fig. 1.3.6 Monthly frequency (histogram) and its cumulative number (curve) of earthquakes for each S-P time span observed at the SLMO from 1960 through 1969.

1953年房総半島沖地震や1972年八丈島東方沖地震の前にも、震源域を含む広域で前兆的静穏化が観測されたことが、吉田・高山(1994)によって報告されている。

(2) 1960年代の地震活動の変化と検測基準変更の影響

Fig. 1.3.6は、1960年から1969年の10年間について、S-P時間別に月別地震回数とその積算回数を示したものである。S-P時間を1秒毎に区切ると個々のドーナツ状の領域で発生した地震回数が少なくなり、活動傾向の変化が見えにくくなるため、この図ではS-P時間の短い方から累積して、静岡地方気象台を中心とした各々の円領域内で発生した地震回数を示した。Fig. 1.3.6から、静岡近傍では1960年代前半に地震が多かったこと、また、全体的に1965年頃を境に地震回数が減っている様子が明瞭に見える。なお、1965年4月20日に静岡地震(M6.1, Fig. 1.3.2(b)の★)が発生しているが、この地震に伴う余震(S-P時間は4秒前後)は少なかったことも見てとれる。

ところで、1965年頃を境にした地震回数の減少については、1965年1月に、検測基準がそれまでの検測できるものすべてから記象紙上全振幅1 mm以上に変変わったことを考慮する必要がある。しかし、検測基準が変わったことの影響で、実際にどのくらい検知地震回数が減少したか見積もるのは難しい。そこで、ここでは背理法的に、観測された地震回数の減少が、検測基準の変更の影響によるとしてすべて説明できるかどうかを検討してみた。具体的には、1965年より前(期間1とする)と後(期間2とする)の年平均地震回数を比較して、もし地震活動状況が変わらなかったと仮定した場合、期間1では期間2の何分の1の振幅値まで読み取っていたはずであるかを計算し、それが読み取り可能な値であるかどうかを調べた。期間1と期間2の振幅比の計算には、坪井(1954)の式((1.3.1)式)とGutenberg-Richterの式、

$$\log N(M) = a - bM \quad (1.3.2)$$

を用いた。ここで、 $N(M)$ はマグニチュード M 以上の地震回数、 a は地震活動度を示す定数である。期間1、期間2の年平均地震回数、その回数から予想される M の下限、その M に対応する地震記象紙上の振幅をそれぞれ、 n_1 , n_2 , M_1 , M_2 , A_1 , A_2 とすると、仮定によって期間1と期間2で a の値は等しいので、(1.3.2)式から、

$$M_2 - M_1 = (1/b) \cdot \log(n_1/n_2) \quad (1.3.3)$$

となる。また、式(1.3.1)において、 Δ の平均は期間1と期間2で等しいとすると、

$$M_2 - M_1 = \log(A_2/A_1) \quad (1.3.4)$$

となる。よって、式(1.3.3)と式(1.3.4)から、期間1の期間2に対する振幅の比 r として、

$$r = A_1/A_2 = (n_2/n_1)^{(1/b)} \quad (1.3.5)$$

が得られる。

期間1として1960年～1964年の5年間、期間2として1966年～1969年の4年間を用いた結果をTable 1.3.1(a)に示す。1965年には静岡地震が発生しており、特異な年になっている可能性があるので、計算対象期間から外した。また、1967年に2ヶ月間欠測があることを年平均回数の計算の際には考慮した。なお、 $b=1$ と仮定している。S-P時間が5秒以内の地震について計算した結果、 $r=0.26$ となった。この結果は、地震活動状況に変化がないとすれば、期間2の検測基準が1 mm以上であることから、期間1では少なくとも記象紙上の振幅が0.26 mm以上の地震についてすべてP相、S相が検測されていたことを示す。実際の検測作業を考えると、ここまで振幅の小さい地震すべてについてP相、S相を検測するのは困難である。よって、S-P時間が5秒以内の地震については、期間1の方が期間2より実際に地震活動が活発であったと見て良いと考えられる。一方、S-P時間が5～10秒の地震については $r=0.89$ 、すなわち、期間1で記象紙上の振幅が0.89 mm以上の地震がすべて検測されていたことを示す結果が得られた。この程度の振幅値であれば実際に検測されていた可能性もあるので、期間1、2で地震活動状況に変化があったかどうかは、この結果からは積極的には何ともいえない。

ところで、1960年代の前半は静岡近傍で特に地震活動が活発であった可能性も考えられるので、期間1として東南

Table 1.3.1 Comparison of seismicity between two time intervals, T1 and T2.

(a)

Time interval	Frequency of earthquake	$S-P \leq 5\text{sec}$	$5 < S-P \leq 10\text{sec}$
1960-1964: T1	Average of yearly: n1 (Total in T1)	13.8 (69)	8.8 (44)
1966-1969: T2	Average of yearly: n2 (Total in T2) Note: missing data in two months	3.65 (14)	7.83 (30)
Frequency ratio $n1/n2$		3.78	1.12
Amplitude ratio $r=A1/A2$		0.26	0.89

(b)

Time interval	Frequency of earthquake	$S-P \leq 5\text{sec}$	$5 < S-P \leq 10\text{sec}$
1946-1959: T1	Average of yearly: n1 (Total in T1)	12.0 (168)	8.5 (119)
1966-1973: T2	Average of yearly: n2 (Total in T2) Note: missing data in two months	4.09 (32)	4.85 (38)
Frequency ratio $n1/n2$		2.94	1.75
Amplitude ratio $r=A1/A2$		0.34	0.57

海地震の影響が少なくなった1946年以降1959年まで、期間2として1974年伊豆半島沖地震（M6.9）の影響を避けて1966年から1973年までをとって、再度計算を行った。その結果を示したのがTable 1.3.1(b)である。先の場合と傾向は似ている。S-P時間が5秒以内の地震については、 $r=0.34$ とやはり小さな値で、この結果も実際の検測作業を考えると、期間1の方が期間2より地震活動が活発であったと考えられることを示している。一方、S-P時間が5～10秒の地震では、 $r=0.57$ と、先の場合より小さく計算された。この程度小さな値になると、すべての地震についてP相、S相を検測するのは少し難しい。よって、S-P時間のこの領域においても、期間1の方が期間2より地震活動が活発であった可能性は否定できないと考えられる。

ここで、Table 1.3.1(a)とTable 1.3.1(b)のS-P時間が5～10秒の地震についての r の違いについて考察する。Fig. 1.3.6から、1967年～1968年に地震回数が多かったことが見てとれるので、Table 1.3.1(a)及び(b)の期間2について、1967年～1968年に発生した地震を除いて r を再計算した。その結果、それぞれ、 $r=0.34$ 、 0.28 とほぼ同等の値となった。したがって、両者の違いは、主に1967～1968年の地震活動がそれぞれの期間2に占める割合が異なることによって生じた期間2の年平均地震回数の違いに起因するものと考えられる。

なお、実際の検測作業では、振幅の大きい地震でも波形によってはS相の検測が難しい地震もあり、検測基準が1 mmだからといって、記象紙上1 mm以上の振幅を持つすべての地震のP相、S相が必ずしも検測されていたわけではない。しかし、振幅が小さい地震に関しても、このような検測しにくい地震が同じ割合で入っていると考えれば上の議論は成り立つであろう。また、もし、振幅の小さい地震ほどP、S両相共の検測が難しくなるとすれば、上の推論は更に強められることになる。

以上をまとめると、1965年を境にした地震回数の減少は、同時期に検測基準の変更はあるものの、少なくともS-P時間が5秒以内の地震については地震活動そのものが低下したことを示していると考えられる。S-P時間が5～10秒の地震についても、1967年～1968年には地震活動が比較的活発であったが、全般的には地震活動が低下した可能性が高い。

1.3.5 まとめ

駿河湾西岸域における長期的な地震活動の変化について、静岡地方気象台の地震観測原簿からS-P時間が10秒以内の地震を抽出して調査を行った。抽出した地震データは、観測期間（1941年～1995年3月）中、ほぼM3以上の地震については均質なデータが得られていると推定される。調査の結果、長期的な地震活動は必ずしも一定ではなく、1940年代に地震活動が比較的活発だったこと、1965年頃から地震回数が明瞭に減少していることなどがわかった。特に1940年代の地震活動については、1944年東南海地震（M7.9）に誘発されて静岡周辺でも地震活動が活発化したこと、逆に東南海地震の直前には、同域で地震活動の静穏化が生じていたことが新たに見つかった。また、1965年の静岡地震を境にした地震回数の減少は、同時期の検測基準の変更を考慮しても、人為的な原因によるものだけだったとは考えられず、実際に活動が低下したことを示している可能性が高いことがわかった。この原因としては、静岡市付近で発生する地震の多くが沈み込んだフィリピン海プレート内の地震であり、1965年の静岡地震もメカニズムや震度分布等からスラブ内地震であったと推定されることから、この地震の発生によってスラブ内の起震応力が緩和され、その周辺の地震活動が低下したという可能性が考えられる。

なお、本研究では調査資料として地震観測原簿を用いたが、その中には、数は少ないものの相や時刻の読み違いといった検測ミスと思われるものもいくつか散見された。また、検測者は一人ではないため、検測者によって検測される地震の基準に個人差が入っている可能性もある。特に1964年以前の地震については検測すべき記象紙上の振幅の数値基準がないためその可能性は高い。しかし、その影響は、本論の結論を変えるほどの本質的な影響を与えてはいないと考えられる。

（青木元）

参考文献

- 浜松音蔵，1966：気象官署における地震計観測の履歴表，地震2，**19**，286-305.
- 木村昌三・岡野健之助，1995：1946年南海地震直前の南海地域における地震活動の低下，地震2，**48**，213-221.
- 気象庁，1990：地震観測指針（調査編），227p.
- 気象庁観測部地震課，1967：地震観測業務履歴(4)，測候時報，**34**，139-149.
- 松村正三，2002：東海の推定固着域における1990年代後半の地震活動の変化，地震2，**54**，449-463.
- 宮岡一樹・吉田明夫，1993：日本海溝沿いのプレート間大地震の前の地震活動の静穏化と先駆的活動，地震2，**45**，395-405.
- 大森房吉，1917：近距離地震の初期微動継続時間に就きて，震災予防調査会報告，**88**甲，1-6.
- 坪井忠二，1954：地震動の最大振幅から地震の規模Mを定めることについて，地震2，**7**，185-193.
- 吉田明夫・原田智史・高山博之・細野耕司・塚越利光・青木 元・高山寛美・小林昭夫，2000：東海地震の想定震源域に現れた地震活動の静穏化，地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集，Sk-008.
- 吉田明夫・前田憲二，1990：駿河湾西岸域の地震活動に現れた静穏化現象，地震2，**43**，27-42.
- 吉田明夫・高山博之，1994：1953年房総沖地震及び1972年八丈島東方沖地震前後の広域地震活動の変化，地学雑誌，**103**，696-705.
- 吉田明夫・吉村好光，2000：東海地方の地殻活動，地震予知連絡会30年のあゆみ，221-242.

1.4 東海地域で起きた地震の応力降下量の時空間分布

1.4.1 はじめに

東海地域には東海地震の予知を目指して数多くの地震活動及び地殻活動観測点が存在する。近年これらのデータを解析することにより、プレート境界におけるカップリングの様子をある程度推定できるようになってきた。例えば Matsumura(1997)は地震の発震機構を解析することによりプレートカップリングの強い領域を推定し、この領域においてカップリング率が時間的に変化している可能性を指摘した。もしカップリング率が変化しているならば、プレート周辺の応力場も変化していることが期待され、それが応力降下量の変化として捉えられる可能性がある。そこで、本研究では東海地域で起きた地震を解析し、応力降下量を求めることにより、その空間的及び時間的な変化があるかどうかを調べた。また、同時にこの地域のサイト特性やQ値を求めた。

1.4.2 手法

解析は強震計のtransverse成分（SH成分）を用いてスペクトルを取り、それを震源、観測点のサイト特性、パスの減衰(Q)に分離する方法により行った。

一般に観測点で観測される実体波遠地記録のスペクトル波形 $S_{ij}(f)$ は周波数 f の関数として

$$S_{ij}(f)=I_j(f)G(R_{ij})P_{ij}(f)SF_j(f)A_i(f) \quad (1.4.1)$$

のように表される。ここで $I_j(f)$ は地震計の特性、 $G(R_{ij})$ は幾何効果による実体波の減衰、 $P_{ij}(f)$ は非弾性的な減衰、 $SF_j(f)$ は観測点近傍の構造による地盤応答、 $A_i(f)$ は震源のスペクトルを示す。 R_{ij} は震源距離、添字は i が地震を、 j が観測点を意味する。この中で幾何減衰は R_{ij}^{-1} に比例し、非弾性の減衰はQ値を用いて $P_{ij}(f)=\exp(-\pi f R_{ij}/QV_s)$ と書けるとする。 V_s は伝播経路の平均的なS波速度である。実際にはQ値は周波数の関数であるが、本解析では簡単のために周波数によらないと仮定した。また、遠地記録とは震源距離が波長に比べて長い、ということの意味しているので、解析には震源距離が30kmより遠いデータのみ用いた。地震計の周波数特性は今回解析対象とした10~0.1秒の周期帯域では加速度フラットと見なした。

地震波スペクトルから震源特性・伝播経路特性・観測点近傍の地盤特性を分離する方法は種々あるが（例えば、木下, 1993）、すべてをフリーにすると求めるべきパラメータが多くなり、解が不安定になる。そこで本解析では震源特性が ω^2 乗モデルになるように仮定した。式で書けば

$$M_{ij}(f)=G_{ij}(R)P_{ij}(f)A_i(f)=\frac{0.85M_{0i}}{4\pi\rho\beta^3R_{ij}}\frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2}\exp(-\pi f R_{ij}/QV_s)$$

となる。 ρ と β は震源での密度とS波速度、 M_0 は地震モーメント、 f_c はコーナー周波数を表す。0.85はradiation patternを全方位で平均化した値である。解析では仮に $\rho=3.3\text{g/cm}^3$ と $\beta=4.0\text{km/sec}$ を用いたが、以下に述べるように M_0 を基に地盤特性の増幅率を補正するので、これらの値はあまり意味を持たない。

以上のことより、求めるべきパラメータはQ値、地震ごとに地震モーメント M_0 とコーナー周波数 f_c 、観測点ごとに周波数の関数として地盤特性 $SF(f)$ ということになる。

解析はAnderson and Humphrey (1991) とHumphrey and Anderson (1994) にならい、大きく2段階に分けて行った。第1段階では防災科学技術研究所が広帯域地震計観測網 F-net を用いて決定しているメカニズム解及びマグニチュードを仮定して、観測波形スペクトル $S_{ij}(f)$ と震源特性を仮定した時のスペクトル $M_{ij}(f)$ のlogをとったものの差の2乗和が小さくなるように、地震観測点の増幅率とQ、コーナー周波数(f_c)を求めた。なぜこのようにして観測点の増幅率を決めたかという、地震モーメントと観測点の増幅率との間にはトレードオフがあって一意的に解けないので、地震モーメントを信頼のおける値に固定して観測点の増幅率を求めるためである。また、 f_c については非線形性が強

いのでインバージョンではなく、グリッドサーチによって求めた。つまり、ある範囲の間で f_c 値を動かし、1番残差の少なくなるものを採用することにした。次に第1段階で求めたパラメータを代入して計算した震源特性のスペクトル $M_{ij}(f)$ と観測波形スペクトル $S_{ij}(f)$ の差が小さくなるように観測点近傍の周波数に依存する地盤特性 $SF_j(f)$ を求める。第2段階では観測点近傍の地盤特性 $SF_j(f)$ を補正した後に観測と計算のスペクトルの差が小さくなるように地震モーメント、Q値、 f_c を求め直した。

以上得られたパラメータから応力降下量($\Delta\sigma$)をBrune (1970, 1971)に倣って以下のように求めた。円形クラックを仮定して地震の震源域の半径を r_c と置くと

$$r_c = \frac{2.34\beta}{2\pi f_c} \quad (1.4.2)$$

と書ける。よって応力降下量は r_c を使って

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r_c^3} \quad (1.4.3)$$

と表される。また、断層面上の平均的なすべり量 D は

$$D = \frac{M_0}{\pi\mu r_c^2} \quad (1.4.4)$$

となる。

1.4.3 データ

K-NET及びKiK-netの強震計のデータを用いて解析を行った。Fig. 1.4.1に使用した観測点を示す。同地域には気象庁の津波地震早期検知網の加速度計が展開してあるが、このデータはサンプリングレートが20Hzと低いため、今回の解析には使わなかった。K-NETは1996年から、KiK-netは1997年から観測を開始しているため、1996年から現在までの間でK-NETまたはKiK-netのデータが存在する、東海地域で起きた計32個のイベントを解析した (Table 1.4.1)。イベントの中には地殻内の地震、フィリピン海プレートに関連した地震のすべてが含まれる。最小 M_j は3.4だがほとんどの地震は M_4 以上である。最大は2001年4月3日に静岡県中部で起きた M_j 5.3の地震である。Fig. 1.4.1には解析に用いた地震の震央の位置も同時に示してある。メカニズム解の影響を平均化するため1地震で用いる観測点の数は3点以上とした。東海地域ではKiK-netの観測点数が少ないので、解析には主にK-NETのデータを用いた。まず、観測

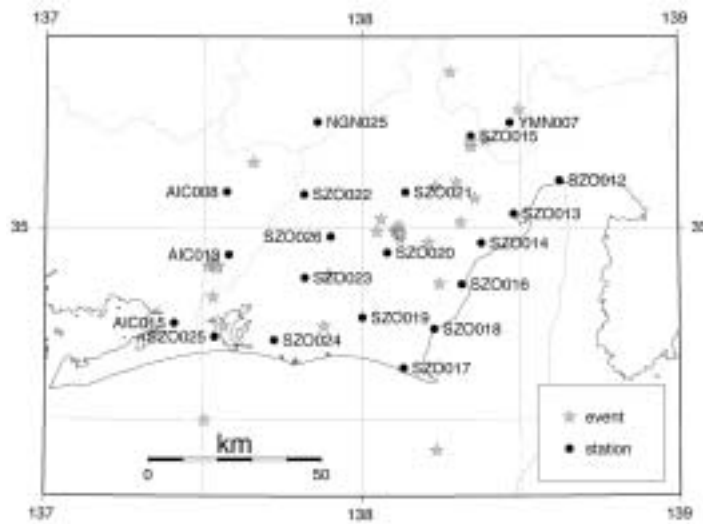


Fig. 1.4.1 Distribution of events and stations used in this analysis. Stars denote events, and circles denote stations.

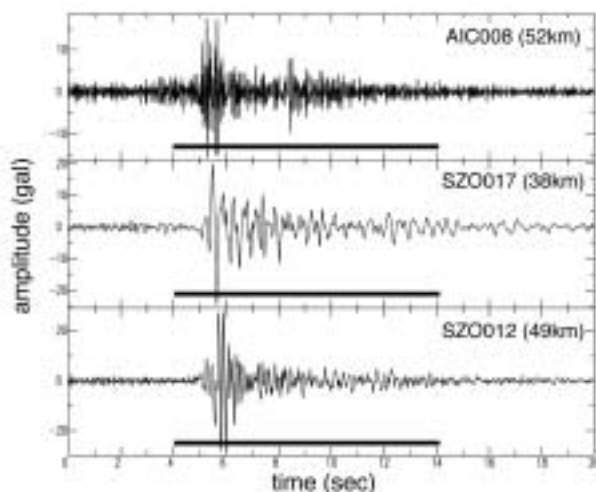


Fig. 1.4.2 Examples of transverse component of SH-waveform data in time domain for event No. 26 (origin time: 2001/06/01 00:41). Thick horizontal lines indicate the portion to take spectra.

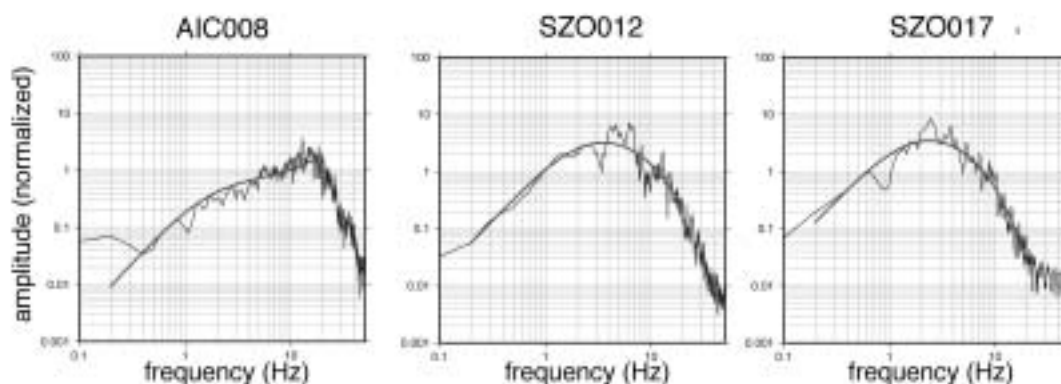


Fig. 1.4.3 Examples of spectra of waveform data presented in Fig.1.4.2. Thick curves designate the best-fit source spectrum, assumed an omega-square model.

データの水平2成分（南北，東西）を回転してtransverse成分を作り，S波到着の1秒前から10秒間を取り出し，フーリエ変換をした。このためスペクトルの間隔は約0.1Hzとなる。Fig. 1.4.2にイベント番号26の地震（発震時：2001年6月1日0時41分）のtransverse成分の記録を幾つかの観測点で示す。震央距離は3点でそれほど異ならないが，波形の顔つきは大きく違っていることがわかる。

Fig. 1.4.3にFig. 1.4.2で示した波形のスペクトルを示す。時間領域の波形でもわかるが，スペクトルのピークがAIC008では短周期側にあり，SZO017では長周期側にあることがわかる。つまり卓越周波数が観測点により異なっている。地震の規模が $M_{5.3}$ なのでdirectivityはそれほど大きくなく，解析結果には大きく影響しないと思われる。震源のスペクトルと地震計の特性は同じなので，スペクトルの違いはQ構造及び観測点直下の地盤特性の差異に起因することになる。Fig. 1.4.3には以下の解析で求められた最適解のスペクトルも示す。観測スペクトルと一致度は良いことがわかる。

1.4.4 結果

本解析で得られた結果（ M_w ，コーナー周波数，応力降下量）をTable 1.4.1に示す。各地震で用いた観測点数 N も同時に示す。地震の規模（ M_w ）は1つのイベント（イベント番号7）を除いて気象庁マグニチュード（ M_J ）と ± 0.4 の差で求まった。イベント7は浜名湖沖で起きた地震であり，他の地震と離れていて伝搬経路が他のイベントのものと

ほとんど交差しないために、 Q の影響をうまく補正できなかった可能性がある。求められた各地震の応力降下量($\Delta\sigma$)を地図上に描いたものをFig. 1.4.4に示す。断面図からは地殻内で起きた地震に比べてフィリピン海プレート内で起きた地震の $\Delta\sigma$ が大きくなる傾向が見られる。これは1つにはフィリピン海プレートに比べて地殻内は破砕が進んでいるため岩石の強度が弱くなっていることが考えられる。しかしながら地殻内地震がフィリピン海プレート内部の地震より浅いところで起こっているため、深いほど静水圧が大きくなって地震破壊強度が上がり、 $\Delta\sigma$ が大きくなっているのかもしれない。もう少し詳しく調べるため、 $\Delta\sigma$ の時系列変化をFig.1.4.5に示す。この図から、本震に比べて余震と思われる地震の $\Delta\sigma$ が小さくなっていることがわかる。例えば、440日あたりに観測点AIC013付近で起きている地震、1900日以降に観測点SZO020付近で起きている地震などがそれに当たる。両者ともフィリピン海プレート内部の地震である。プレート内地震で余震よりも本震の $\Delta\sigma$ が大きくなる理由として以下のことが考えられる。プレート内には弱面があまり発達しておらず、破壊を起こすためにはかなり応力が集中しなければならない。このため本震の $\Delta\sigma$ は大きいですが、1度弱面が形成されるとその後は破壊が起きやすく、 $\Delta\sigma$ が小さくなっていく。しかしながら今回の解析ではイベントの数が少ないため今後地震数を増やして検証していく必要がある。

M_w と $\Delta\sigma$ の関係をFig. 1.4.6に示す。データはかなりばらついているが、 M_w の大きな地震ほど $\Delta\sigma$ が大きくなる傾向がある。本解析では0.2Hzから20Hzまでのデータを使って震源スペクトルを推定しているため、マグニチュード3.5クラスの地震であるとコーナー周波数(f_c)が5~10Hzとなり、 f_c より高周波側にデータ点数が少ないのでフィッテ

Table 1.4.1 Event information used in this analysis

origin time	Lat. (deg)	lon. (deg)	depth (km)	Mj	Mw	log(f_c) log(Hz)	$\Delta\sigma$ (MPa)	N
1996/05/27 05:38	34.96	138.200	27.9	4.2	4.4	0.35	8.1	11
1996/10/05 09:51	34.99	138.947	32.0	4.3	4.5	0.35	10.3	18
1996/10/06 21:58	35.02	138.959	28.6	3.8	4.1	0.55	11.2	11
1997/03/16 14:51	34.92	137.528	39.1	5.8	5.4	0.05	34.1	13
1997/03/16 14:53	34.90	137.515	36.2	4.3	4.5	0.25	5.6	8
1997/03/16 15:36	34.90	137.528	39.6	3.8	4.0	0.35	1.9	6
1997/05/24 02:50	34.50	137.503	23.1	5.9	4.7	0.05	4.8	11
1997/07/05 15:27	35.01	138.311	25.0	3.7	3.9	0.65	11.1	9
1997/10/11 14:44	34.42	138.234	35.7	4.9	4.8	0.35	26.1	15
1997/10/21 19:55	35.11	139.222	33.1	4.3	4.3	0.55	18.2	17
1997/12/14 05:34	34.90	137.541	43.2	3.9	4.1	0.55	10.4	10
1998/04/05 10:54	35.41	138.279	12.8	4.4	4.4	0.20	2.4	9
1998/05/07 12:28	34.95	138.244	33.7	3.5	3.8	0.45	1.6	7
1998/11/07 15:49	34.82	137.530	39.6	3.7	3.8	0.80	22.1	8
1999/02/18 23:18	34.74	137.880	17.6	3.7	4.0	0.45	3.5	9
1999/05/07 21:48	35.21	138.344	19.9	4.7	4.7	0.20	6.5	11
1999/05/08 10:35	35.22	138.343	19.3	3.8	3.9	0.55	4.6	5
2000/08/12 02:39	35.08	138.356	25.5	3.5	3.5	0.70	4.5	5
2000/10/11 23:03	35.12	138.298	26.0	3.6	3.8	0.60	5.3	8
2000/12/11 02:44	34.88	137.894	38.8	3.6	3.8	0.55	3.5	10
2001/02/23 07:23	34.74	137.564	39.7	4.9	4.9	0.25	22.3	13
2001/03/03 19:11	35.23	138.330	22.7	3.8	3.8	0.65	8.1	9
2001/04/03 23:57	35.00	138.100	33.2	5.1	5.2	0.15	29.2	14
2001/04/04 00:04	34.99	138.102	32.8	4.0	4.1	0.55	9.5	15
2001/04/04 00:29	35.01	138.116	31.1	3.6	3.6	0.75	3.6	4
2001/06/01 00:41	34.97	138.120	32.0	4.8	4.7	0.35	19.5	14
2001/06/01 11:16	34.99	138.115	31.6	4.0	4.1	0.40	4.0	17
2001/06/03 11:33	34.98	138.117	31.6	4.2	4.3	0.35	5.1	18
2001/06/03 21:01	34.99	138.120	30.8	3.9	3.9	0.60	7.2	14

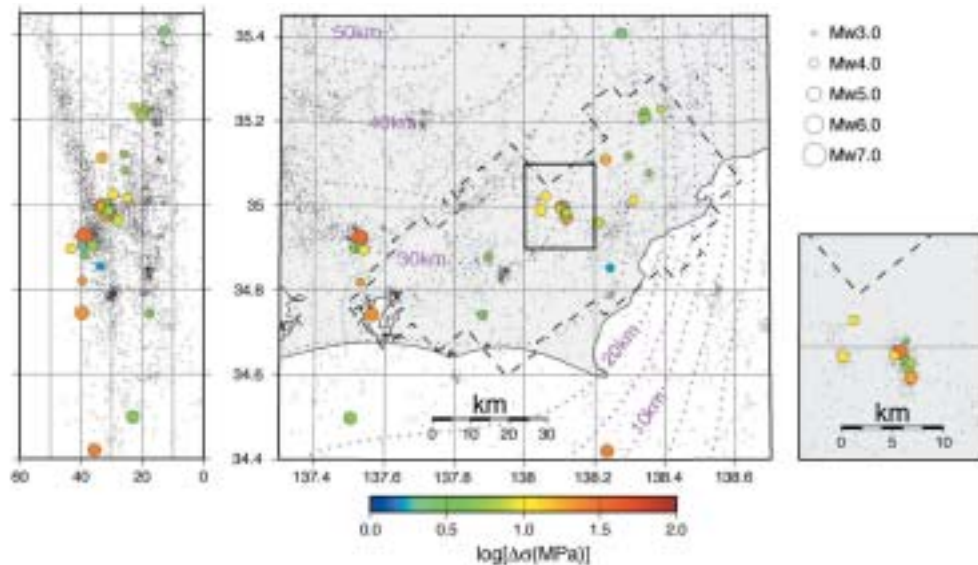


Fig. 1.4.4 Spatial variation of stress drop ($\Delta\sigma$) in the Tokai area. NS cross section is also drawn. The size of the circle represents the magnitude, and its color represents the $\log(\Delta\sigma)$. The dashed line denotes the locked region proposed by Matsumura (1997). Iso-depth curves of the upper boundary of the Philippine Sea Plate determined by Harada *et al.* (1998) are also plotted by dotted lines.

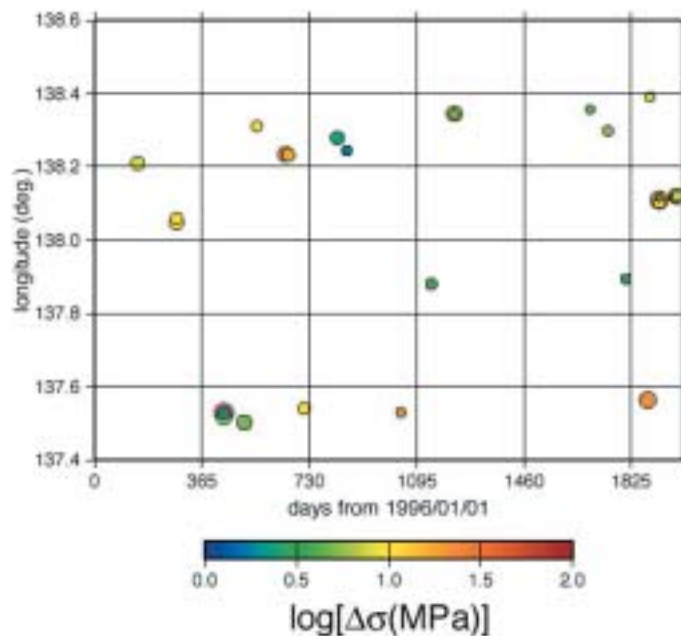


Fig. 1.4.5 Temporal variation of stress drop in the Tokai area. The size of the circle represents the magnitude, and its color represents the $\log(\Delta\sigma)$. The vertical axis represents longitude of the event, and the horizontal axis represents days from 1996/01/01.

イングがうまくいっていない可能性もある。しかし $M > 4$ の地震に限っても上記の関係が成り立っているので、実際に M_w と $\log(\Delta\sigma)$ の間には正の相関があると思われる。

各観測点の増幅率をFig.1.4.7に示す。4つのサブセットはおおよそ地域ごとに分かれている。大雑把に言うとな左が西部、左下が南西部、右上が北東部、右下が南東部の観測点である。どの観測点でもほぼ周波数に対してフラットな特性を示しているが、幾つか特定の周波数の増幅率の大きくなっている観測点が見られる。例えばSZO026では8Hz付近、SZO023は2Hz付近などである。これらは堆積層の地盤特性を表している可能性がある。また南東部の観測点

(右下の図)に増幅率が大きな地点が多いということもわかる。

地震・観測点のペアごとに求めたQ値をFig. 1.4.8に示す。ブロックインバージョンを行っていないので、経路に沿って平均的なQ値しかわからないが、何色の線が集中しているかを見ることによって、その地域のおおよそのQ値がわかる。全般的に見て、西部がhigh-Q（低減衰）、東部がlow-Q（高減衰）であることがわかる。この結果はブロックインバージョンで東海地域のQ値を求めたSekiguchi(1991)の結果とも調和的である。

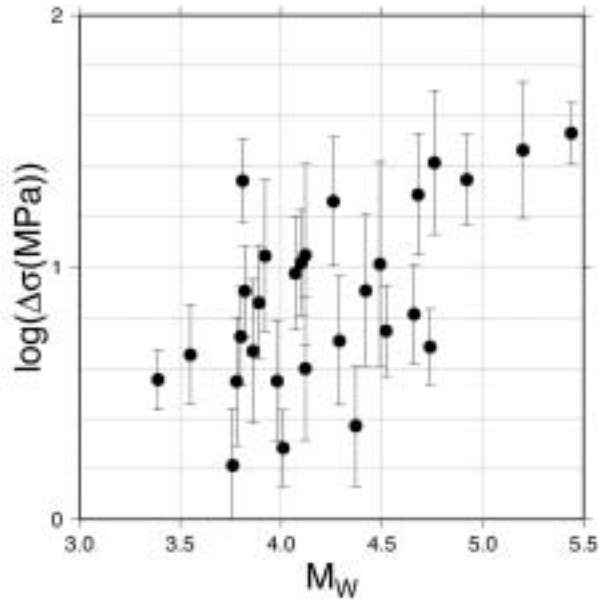


Fig. 1.4.6 Relation between moment magnitude (M_w) and logarithm of stress drop ($\Delta\sigma$). Error bars of $\log(\Delta\sigma)$ are also plotted.

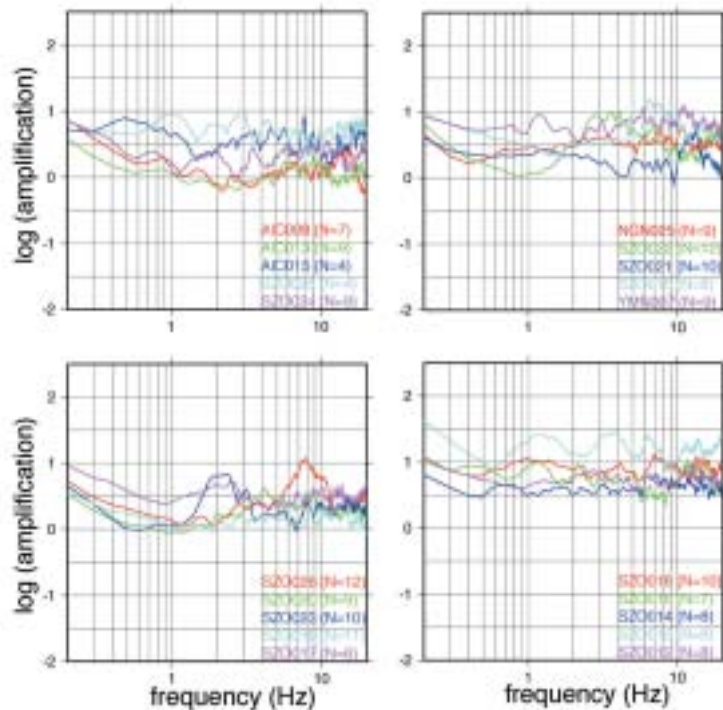


Fig. 1.4.7 Site response function of seismic stations. The number N represents the number of events used in the calculation of the site response function.

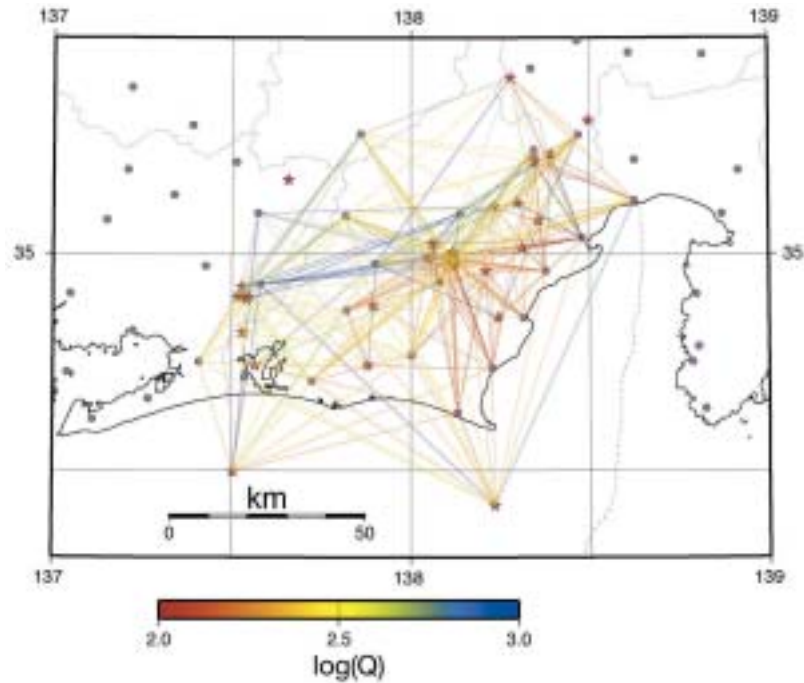


Fig. 1.4.8 Q-value of each event-station path obtained by this study. Color of line represents the $\log(Q)$ value.

1.4.5 まとめ

東海地域における地震の応力降下量に、空間的及び時間的な変化があるかどうか調べるため、1996年から2001年までの期間に起きた地震のうち32個について、その応力降下量を求めた。その結果、地殻内地震に比べてフィリピン海プレート内で起きた地震の応力降下量が大きい傾向が見られた。また、プレート内地震では本震の応力降下量の方が余震よりも大きかった。

(吉田康宏)

参考文献

- Anderson J. G. and J. R. Humphrey, Jr., 1991 : A least-squares method for objective determination of earthquake source parameters, *Seism. Res. Lett.*, **62**, 201-209.
- Brune, J. N., 1970 : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- Brune, J. N., 1971 : Correction, *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.
- 原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998 : 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動, *東京大学地震研究所彙報*, **73**, 4291-4304.
- Humphrey J. R., Jr. and J. G. Anderson, 1994 : Seismic source parameters from the Guerrero subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1754-1769.
- 木下繁夫, 1993 : 地震観測に基づく観測点特性と経路減衰特性の評価, *地震2*, **46**, 161-170.
- Matsumura S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, **273**, 4271-4291.
- Sekiguchi S, 1991: Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *Tectonophysics*, **195**, 83-104.

1.5 フィリピン海プレート沈み込み帯における深部低周波微動

1.5.1 はじめに

気象庁は1997年10月より、大学や防災科学技術研究所等の地震観測実施関係機関の地震データを気象庁のデータと合わせて処理するようになった。これを一般に一元化と呼んでいる。この一元化によって、全国的に地震検知力が上がり、これまで確認されていなかった現象が見えるようになってきた。そのひとつが、火山から離れた地域の深部で発生している、深部低周波微動・地震である。

火山周辺の比較的浅いところで発生する低周波地震・微動に関してはよく知られている。また、火山直下のモホ面付近で発生する深部低周波地震についても、これまでに多数の研究報告がなされている（例えば、Hasegawa *et al.*, 1991; Hasegawa and Yamamoto, 1994; 西富・武尾, 1996; 鈴木, 1992; 鶴川・小原, 1993）。これらは、深部低周波地震の発生と関連付けられる可能性のあるものとして、主にマグマの活動を指摘している。

一方、火山から離れた地域で発生している深部低周波微動・地震に関する報告は、西出・他(2000)によってなされたのが初めてである。彼らは、愛知県東部や三重県といった、周辺に火山が存在しない場所における深部低周波地震の発生を指摘している。この西出・他の指摘した活動は、後にフィリピン海プレートの沈み込み帯の低周波微動として認識された（Katsumata and Kamaya, 2003; Obara, 2002）。フィリピン海プレート沿いの深部低周波微動の発生域は、巨大地震の高速滑り領域の下限付近で発生しているとみられ、東海地震発生域の物理・化学現象を考える上で重要視されている。

西日本のフィリピン海プレート沈み込み帯において火山から離れた地域で発生している低周波の振動現象は、P波の立ち上がりがはっきりせず、じわじわと始まる長周期の振動が長く続くという性質がある。このことから、これらの現象は1つのイベントである「地震」というより、「微動」という表現の方が適当であると言える。しかし、西日本で孤立的に発生しているものや東北日本における現象は、通常地震に比べてコーダは長く続くがP波の立ち上がりははっきりしている、いわゆる「地震」であるものが多い。このため本報告では、日本全国における深部低周波現象について記述する場合は「深部低周波微動・地震」という表現を使い、個別のものについて記述する場合は、現象の性質によって「深部低周波微動」と「深部低周波地震」という言葉を使い分けることとする。

1.5.2 深部低周波微動・地震の分布

気象庁は1999年9月より、深さ約10km以深で発生したと考えられる、深部低周波地震や深部低周波微動とみられる震源データには、「低周波地震」というフラグを付けている。深さ約10kmより浅いものは、浅いところで起こる火山活動に関係する現象である可能性が高いと考え、フラグ付けの対象から外している。気象庁の業務においては、振幅が大きくなりトリガがかかったところについて、ルーチン的な検測作業を行っている。トリガがかかった部分が、1つのイベントであるか、それとも長く続く微動の一部かという見極めは現在行っていない。よって、気象庁カタログで低周波地震とされているこれらのイベントには、低周波微動も含まれる。

1999年9月1日～2003年2月20日までの間に、気象庁が「低周波地震」とフラグ付けしたイベントの数は2037個である。これらの分布をFig. 1.5.1に示す。

Fig. 1.5.1には、活火山や第四紀に活動した火山（第四紀火山カタログ委員会, 1999）も、灰色三角のシンボルで示してある。それらの火山から半径10km以内にある深部低周波微動・地震は黒丸、それ以外は白丸で示してある。Fig. 1.5.1を見ると、火山から離れた地域で発生しているもの（白色）がかなりあることがわかる。以下に、これらの発生状況や波形の特徴について述べる。

西日本において火山から離れた地域で発生しているものには、長野県南部から和歌山県南部を通り豊後水道に至る



Fig. 1.5.1 Distribution of epicenters of low-frequency events in the Japan Islands around the Moho discontinuity determined by JMA (Japan Meteorological Agency) from September 1999 to February 20, 2003, in a) Eastern and b) Western Japan. Open circles designate events away from active volcanoes, and closed circles designate events within 10km of active volcanoes. Active volcanoes are depicted by gray triangles. Top depth contours of a) the Pacific Plate and b) the Philippine Sea Plate are also represented with depth by km.

帯状分布をしている深部低周波微動と、孤立して存在する富山県西部・福井県沖・京都府南部・兵庫県南東部・大阪府南部・大阪湾・鳥取県西部～島根県東部・広島県北部・熊本県球磨地方・鹿児島県薩摩地方などの深部低周波地震がある。

西日本での分布で特に目を引くのが、帯状にまとまって深部低周波微動が発生している長野県南部～和歌山県南部～豊後水道のものである。これらの深部低周波微動は、連続的な震動でありP波とS波の立ち上がりが明瞭ではない。このため、気象庁のルーチンの検測業務によって決定された深さの誤差は小さくないと考えられるが、この地域の深部低周波微動の深さとして得られたものは約10～50kmであり、ほぼ地殻深部から上部マントルにあたる場所で発生していると言える。この深さは、浅い場所で発生する火山性微動と比較すると、かなり深い。

Katsumata and Kamaya(2003)は、西日本で帯状分布をしている深部低周波微動について、深さを精査した。彼らはP波とS波が比較的是っきりしているイベントを取り出し、各観測点におけるP波・S波到着時刻を読み直して、理論走時に最も合う震源位置を計算した。その結果、深さは25～35km(±1～4 km)であり、平均の深さは 31 ± 2 kmであったとしている (Fig. 1.5.2)。Fig. 1.5.3は、蔵下・他(2002)による四国東部の推定地下構造を用いて、帯状分布している深部低周波微動の発生場所を示したものである。深部低周波微動は、沈み込むフィリピン海プレート(スラブ)の上部と陸側の地殻の境界付近で発生しているが、マントルウェッジとスラブが接触しているところでは発生してい

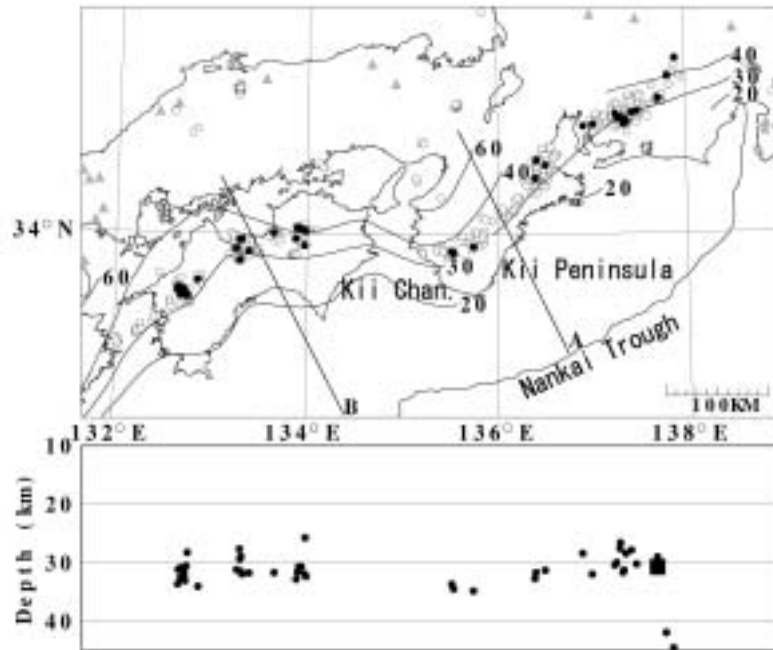


Fig. 1.5.2 Distribution of low-frequency events (open circles) in Southwest Japan (Sep. 1999 - Dec. 2001). Solid circles depict revised source locations of selected events by Katsumata and Kamaya (2003), and filled gray triangles represent active volcanoes in the Quaternary. The top depth contours (km) of the subducting Philippine Sea Plate are also shown. Line segments A and B indicate Tonankai and Nankaido profiles for which Hyndman *et al.* (1995) estimated geotherms, respectively.

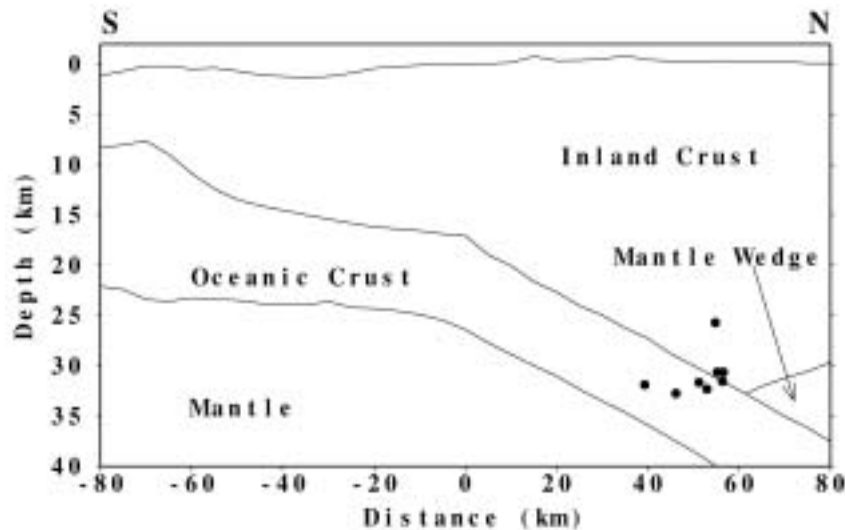


Fig. 1.5.3 Source locations of low-frequency events from September 1999 to September 2001 beneath eastern Shikoku (133.6E - 134.5E) projected on the velocity structure estimated by Kurashimo *et al.* (2002). The horizontal axis represents the distance from shot J2 of Kurashimo *et al.* (2002) which was located nearly on the south coast line of Shikoku Island. The source locations plotted here were precisely estimated by Katsumata and Kamaya (2003).

ないことがわかる。

一方、西日本で孤立して存在する深部低周波地震の深さは、気象庁カタログ（一元化震源）によると約30 kmであり、やはりモホ面付近に分布している。これらは帯状分布の深部低周波微動よりもP波の始まりがはっきりしており、火山直下で発生している深部低周波地震と似ている。この特徴は、深部低周波地震が始まる時に何らかの破壊現象が起きていることを示唆すると考えられる。

Fig. 1.5.4(a)~(c)に、それぞれ、京都府で発生した深部低周波地震、西日本で帯状分布している深部低周波微動、秋田県北部の火山から離れた地域で発生した深部低周波地震の波形例を示す。さらにFig. 1.5.4(d)~(f)に、(a)~(c)の波形から求めたスペクトルを示す。スペクトルは、広帯域地震計で観測された速度記録をそのままFFT法により計算した結果であり、計器補正は行っていない。太線で示したスペクトルは、S波から30秒間（地震波形上に太線で示した範

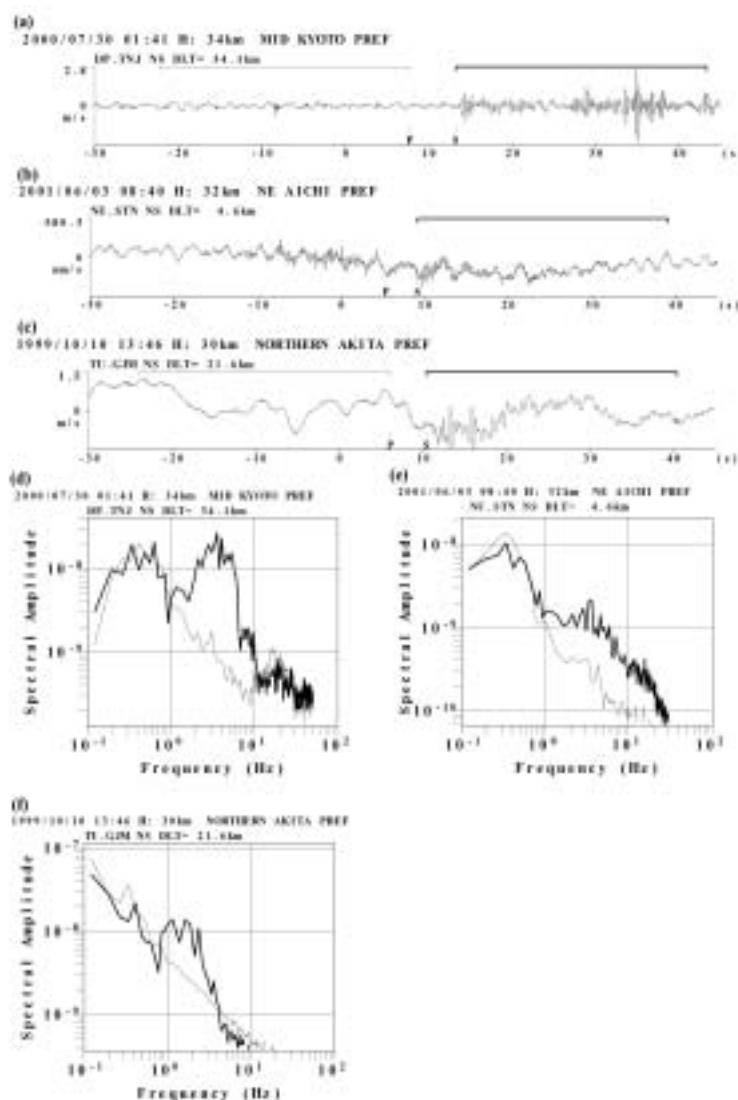


Fig. 1.5.4 Waveforms and spectra of deep low-frequency events in the Japan Islands. (a) A waveform of horizontal (NS) component and (d) its spectrum of a low-frequency earthquake recorded at the Tannan station (DP.TNJ, 35.0313N, 135.2137E) for an event that occurred in Kyoto Pref. at 01:41:41.1 on July 30, 2000. The bold curve denotes the spectrum calculated for a 30s waveform segment, designated with a bold line in the waveform. The thin curve denotes the spectrum of noise calculated for a 30s waveform segment, designated with a thin line. H and DLT denote the focal depth and epicentral distance. (b), (c), (e), and (f) present waveforms and spectra for a low-frequency tremor in Southwestern Japan and a low-frequency earthquake away from volcanoes in Northeastern Japan. The records were obtained at Shin-Toyone (NU.STN, 35.1355N, 137.7437E) and Gojome (TU.GJM, 39.9520N, 140.1160E).

囲)のものである。ノイズレベルを表示するために、微動が認められない時間帯(地震波形上に細線で示した範囲)の地動から計算したスペクトルも細線で示す。Fig. 1.5.4(d), (e)に太線で示した地震動のスペクトルは、2～5 Hzにおいてピークを持っていることが特徴である。また、10 Hzより高周波でもパワーを持っており、1 Hzよりも低周波側では大きなパワーはない。Fig. 1.5.4(f)の例では、数Hzよりも高周波におけるパワーは小さいものの、これらのスペクトルの特徴は、火山直下における深部低周波地震の特徴(例えば、Hasegawa and Yamamoto, 1994; 鶴川・小原, 1993)に似ている。

「微動」と「地震」では、イベントの始まりが明瞭であるかどうかに関しては大きな違いが認められる。しかし、スペクトルの特徴には類似性が見られ、このことは、長い継続時間を持つ両者の震動継続機構に共通性があることを示唆するものと考えられる。

1.5.3 発生原因に関する考察

Fig. 1.5.1には、スラブ上面の等深線も示してある。この等深線は、一元化震源の震源分布(1997年10月以降のもの)を断面図で確認し、まとまった震源の上面をスラブ上面と想定して推定したものである。東日本における等深線が太平洋プレートの沈み込みを、そして西日本における等深線がフィリピン海プレートの沈み込みを表している。この等深線は、構造探査結果からBaba *et al.*(2002)が推定したものと合っている。

Fig. 1.5.1を見ると、長野県南部～豊後水道で発生する低周波微動の震央分布は、深さ30～40 kmのスラブ上面等深線にほぼ一致することがわかる。また、1.5.1節などで述べたように、波形は長い震動継続時間を持っている。このことは、勝間田・鎌谷(2001)、Katsumata and Kamaya(2003)、そしてObara(2002)らが指摘しているように、これらの地域の低周波微動の発生に、スラブの沈み込みやそれに伴う物質移動現象が関与している可能性を示唆していると考えられる。

スラブの沈み込みと関係が深い物質移動として考えられるのは、スラブ内の粒間水の脱水や、スラブ周辺に存在すると考えられる含水鉱物の脱水である。もし、粒間水の脱水が引き金であるならば、スラブが沈み込むに従って温度圧力条件が上昇すると、徐々に起こる脱水に伴って幅広い地域で微動が発生するはずである。しかし、西日本における帯状分布の深部低周波微動の帯の南縁(つまり現象の始まり)は、スラブ上面の深さ約30 kmというラインにほぼ一致している。このことから、その発生が温度圧力条件に強く依存する含水鉱物の脱水、及びそれによって発生する水が、深部低周波微動を引き起こしていると考えの方が妥当である。

微動を発生させるメカニズムそのものについては、間隙流体圧の変化による岩石破壊の他、流体が関わることによる岩石の破壊・流動特性の変化等が考えられるが、これに関する検討は今後の課題とし、今回は深部低周波微動を引き起こすものとして可能性が高いと考えられる水の発生について考察する。

沈み込むスラブは、物質的には層構造をしていると考えられている(小野, 2000; 巽, 1989など)。一般的には上から堆積岩、玄武岩、カンラン岩であるとされている。また、沈み込むスラブに引きずられるため、マントルウェッジのカンラン岩も同時に沈み込んでいるが、これはスラブから上昇した水により含水カンラン岩となっていると考えられている。これらスラブ周辺を構成しているもののうち、十分な含水鉱物を含むと考えられるのは、スラブ最上面の堆積岩、その下の玄武岩、そして引きずり込まれるマントルウェッジ下部のカンラン岩である。

スラブにある堆積岩の例として小野(2000)は泥質堆積岩を取り上げ、その中の含水鉱物の挙動について説明している。それによると、泥質堆積岩中の含水鉱物としては粘土鉱物、沸石、緑泥石、雲母などがあるが、高温高压になっても約5 GPaではフェンジャイト、約8 GPaではTopaz-OH、約12 GPaではphase eggとして含水鉱物が存在し続けるので、泥質堆積岩はマントル遷移層まで水を輸送することが可能だとしている。このことから考えると、堆積岩から「スラブ上面の深さ約30 km」という特定の圧力温度条件で多量の水が放出されることは考えにくい。その結果、「堆

積岩からの脱水」は西日本の帯状分布深部低周波微動の引き金とはならないと考えられる。

Fig. 1.5.5はSchmidt and Poli (1998)による、含水海洋底玄武岩に含まれる鉱物の安定領域を示したものである。含水海洋底玄武岩は、スラブ最上面の堆積岩層の下、いわばスラブ本体上部を構成している岩石と考えてよい。図中には、Hyndman *et al.*(1995)によって推定された、東南海（紀伊半島）及び南海（四国）におけるフィリピン海スラブ上面の温度勾配も破線で示してある。スラブが沈み込んでいくと、スラブ上面の温度圧力条件は破線の温度勾配に沿って右上の方に上昇していく。四国の下の温度勾配は、深さ約40 kmで太線Aを越える。この太線より左側（浅いところ）では緑泥石が存在するが右側（深いところ）では存在しないことから、太線A上の圧力温度条件で緑泥石が分解して水を放出することが読み取れる。一方、紀伊半島の下は温度勾配は、それと同様な深さで太線Bと交差している（図の左端）。太線Bより上側（深いところ）では、非含水鉱物である単斜輝石が形成されるので、この太線を越えるとき含水玄武岩の総含水量は減ることになる。緑泥石のこの脱水分解条件及び単斜輝石の形成による水放出条件は、西日本で帯状に分布している深部低周波微動の発生場所直下のスラブ上面の温度圧力条件にほぼ合っている。

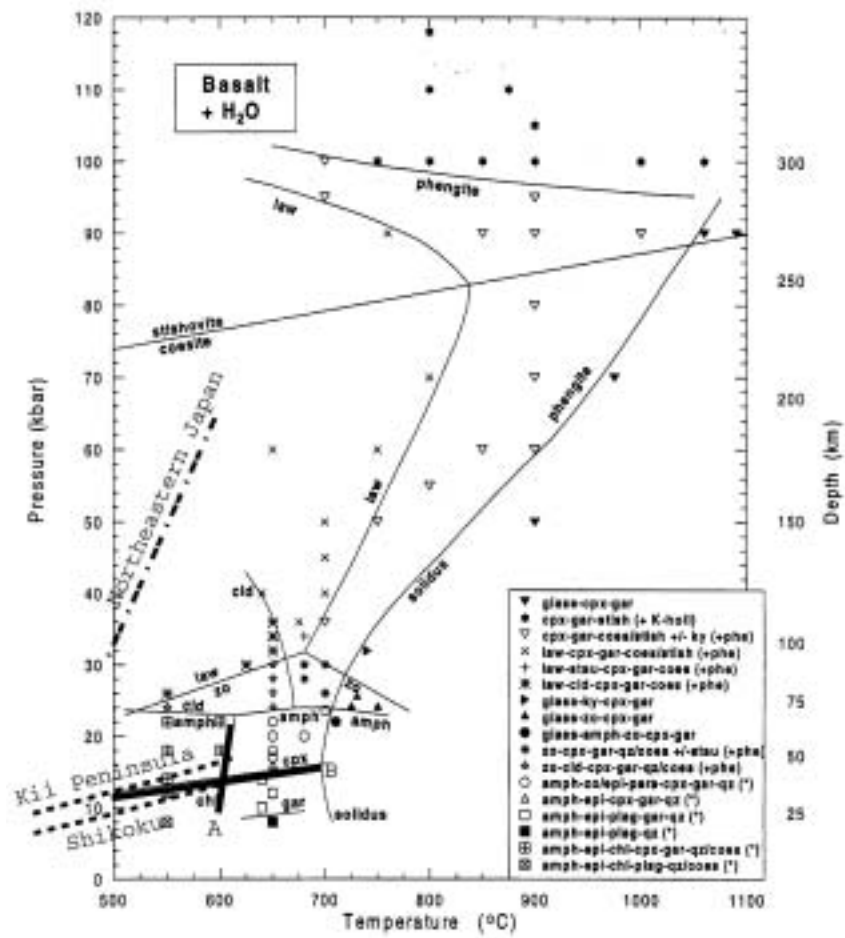


Fig. 1.5.5 Phase relationships for water-saturated mid-ocean ridge basalt (Schmidt and Poli, 1998) and temperature profiles for the top of the Pacific Plate under Northeastern Japan (Iwamori, 2002) and the Philippine Sea Plate beneath the Kii Peninsula and Shikoku (Hyndman *et al.*, 1995) in Southwestern Japan: amph = amphibole, chl = chlorite, cld = chloritoid, cpx = jadeitic or omphacitic clinopyroxene, epi = epidote, gar = garnet, law = lawsonite, zo = zoisite. The temperature profile for the Philippine Sea Plate beneath Shikoku crosses a thick line "A" where the depth is about 40km. As chlorite can not exist in the right-side of the thick line "A", water is released by dehydration of chlorite at this line. However, the temperature profile beneath Kii Peninsula crosses a thick line "B" at similar depth. Clinopyroxene appears above this line. As clinopyroxene is not a hydrous mineral, total water content of the basalt decrease.

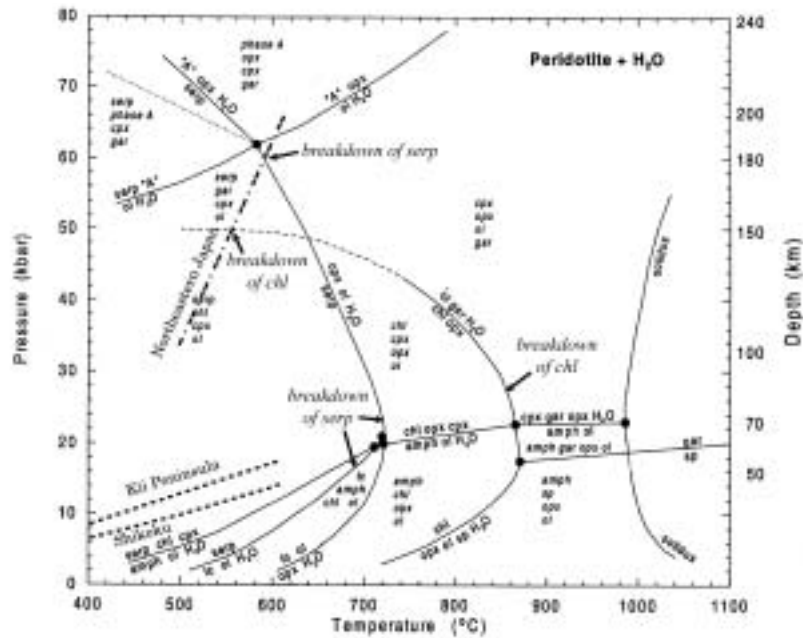


Fig. 1.5.6 Phase diagram for H₂O-saturated average mantle peridotite a retouched figure by Schmidt and Poli (1998) and temperature profiles for the top of the Pacific Plate under northeastern Japan (Iwamori, 2002), and the Philippine Sea Plate beneath the Kii Peninsula and Shikoku (Hyndman *et al.*, 1995) in southwestern Japan: 'A' = phase A, amph = amphibole, chl = chlorite, cpx = clinopyroxene, gar = garnet, ol = olivine, opx = orthopyroxene, serp = serpentine, sp = spinel, tc = talc.

以上のことから、スラブ上面の含水海洋底玄武岩中の緑泥石の脱水分解及び単斜輝石の形成が、西日本の帯状分布深部低周波微動の発生の引き金になっている可能性が高いと考えられる。

帯状分布深部低周波微動には、「帯状」という言葉が表しているようにその現象が終わる北縁がある。Fig. 1.5.3から見て取れるが、北縁は、マントルウェッジがスラブと接触し始める場所ということがわかる。スラブから出た水は、上昇してマントルウェッジのカンラン岩に接触すると考えられるが、この水はどうなるのだろうか。

Fig. 1.5.6はSchmidt and Poli (1998)による、含水カンラン岩（含水レーゾライト）に含まれる鉱物の安定領域を示したものである。これは、沈み込むスラブに引きずられて沈み込んでいるマントルウェッジの下部を構成している岩石と考えてよい。この図中にもFig. 1.5.5と同様に、Hyndman *et al.* (1995)によって推定されたフィリピン海スラブ上面の温度勾配を破線で示してある。蔵下・他(2002)によると、マントルウェッジがスラブと接触し始める場所のスラブ上面の深さは約33km (Fig. 1.5.3)であり、Hyndman *et al.* (1995)によると、そこでの温度は約450～550度である。Fig.1.5.6からは、この条件でも含水カンラン岩中で蛇紋石が安定であることが読みとれる。このことから、スラブからマントルウェッジに上昇した水は蛇紋石となって固定されてしまい、流動物質とはなり得ないことがわかる。したがって、マントルウェッジがスラブと接触を始めることが、深部低周波微動の帯状分布の北縁、つまり微動現象の終わりの原因の1つとなっていると考えられる。一方、スラブ内で発生していると見られる深部低周波微動もこの北縁より北では同様に観測されなくなることから、北縁下の温度圧力条件で緑泥石の分解及び単斜輝石の形成による脱水が完了することも原因と考えられる。

同様に、Fig. 1.5.5より、紀伊半島の下の温度勾配は深さ約50kmで太線Aと交差して緑泥石が脱水分解すると考えられるが、この温度圧力条件下では解放され上昇した水はマントルウェッジ中で安定な蛇紋石を形成する(Fig.1.5.6)ので、深部低周波微動は発生しないと考えられる。

九州地方ではフィリピン海プレートが高角度で沈み込んでおり、前述のような温度・圧力条件に達しているのは日向灘にあたると思われる。スラブ直上にマントルウェッジが存在しないという条件に合うなら、この海域で深部低周

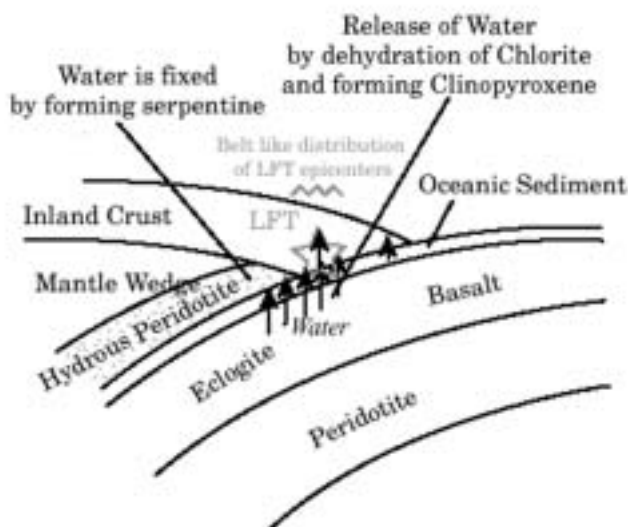


Fig. 1.5.7 Schematic view of the generation of deep low-frequency tremors with a belt-like distribution in western Japan. Short arrows represent water released from the descending Philippine Sea Plate. A considerable amount of water is released by both of dehydration of chlorite and the formation of clinopyroxene in basalt in the slab, and upwelling water causes the tremors. When the slab contacts the mantle wedge, upwelling water is fixed as serpentine in the lowest part of the mantle wedge. Therefore, a deep tremor cannot occur because of absence of fluid. The result is the formation of northern rim of the belt of distribution of deep tremors. The gray star represents source area for deep tremor.

波微動が発生している可能性もある。

西日本での帯状分布深部低周波微動の発生モデルの図を、Fig.1.5.7に示す。

1.5.4 まとめ

近年、存在が明らかになってきた深部低周波微動・地震について一元化震源をもとに概観し、それを引き起こしている原因について、スラブ周辺の構成物質の高温高压実験結果を参考にして考察した。

深部低周波微動・地震には、震央が帯状分布をしているもの（主として微動、西日本に存在）と孤立して分布しているもの（主として地震）がある。帯状分布の深部低周波微動を引き起こしているものは、スラブ本体上部の玄武岩中にある、緑泥石の脱水分解及び単斜輝石の形成による水の解放であると考えられる。解放された水がスラブの上にある陸側の地殻に上昇していく過程で、低周波微動を発生させていると思われる。スラブがさらに沈み込んでいくと、スラブの上にはマントルウェッジが覆い被さるようになり、放出された水はこの温度圧力条件下のマントルウェッジ中で安定な蛇紋石を形成して固定される。このため、これより先では低周波微動が発生せず、帯状分布の北縁が形成されることが考えられる。

（勝間田明男）

謝 辞

本報告には、防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、産業技術総合研究所地質調査総合センター、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、海洋科学技術センター及び気象庁のデータを、気象庁・文部科学省が協力して処理した結果を使用している。記して感謝の意を表します。

参考文献

- Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira, 2002: The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **132**, 59-73.
- 第四紀火山カタログ委員会, 1999: 日本の第四紀火山カタログ (CD-ROM及び付図), 日本火山学会, 1 CD-ROM, 1 sheet.
- Hasegawa, A., D. Zhao, S. Hori, A. Yamamoto and S. Horiuchi, 1991: Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, *Nature*, **352**, 683-689.
- Hasegawa, A. and A. Yamamoto, 1994: Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **233**, 233-252.
- Hyndman, R.D., K. Wang, and M. Yamano, 1995: Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- 岩森 光, 2002: 水の循環とマグマの発生, 科学, **72**, 2, 209-214.
- 勝間田明男・鎌谷紀子, 2001: 火山から離れた地域のモホ面付近で発生している低周波地震, 日本地震学会講演予稿集, B16.
- Katsumata, A. and N. Kamaya, 2003: Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1, 10.1029/2002GL015981.
- 蔵下英司・徳永雅子・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・井川 猛, 2002: 四国東部地域における地殻及び最上部マントルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状, 地震2, **54**, 489-505.
- 西出則武・橋本徹夫・舟崎 淳・中沢博志・岡 正善・上野 寛・山田尚幸・笹川 巖・前田憲二・杉本和信・高嶋鉄也, 2000: 地震データの一元的処理により把握された地殻下部の低周波地震活動, 地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集, Sk-P002.
- 西富一平・武尾 実, 1996: 栃木県西部地域モホ面付近に発生する低周波地震の活動とその発震機構, 火山, **41**, 43-59.
- Obara, K., 2002: Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681.
- 小野重明, 2000: 沈み込むスラブ中の含水鉱物と水輸送, 地学雑誌, **109**(4), 564-575.
- Schmidt, M. W. and S. Poli, 1998: Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 361-379.
- 鈴木貞臣, 1992: 十勝岳直下のモホ面付近で発生した低周波微小地震 ―震源とスペクトル―, 火山, **37**, 9-20.
- 巽 好幸, 1989: 沈み込み帯における火山活動 I, 科学, **59**, 471-479.
- 鵜川元雄・小原一成, 1993: 関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震, 火山, **38**, 187-197.

1.6 津波波形インバージョンによる1944年東南海地震の震源断層推定

1.6.1 はじめに

巨大プレート間地震が約120年間隔で南海トラフに沿って繰り返し発生している (Ando, 1975)。最近の事象は1944年東南海地震と1946年南海地震である。1946年南海地震の地震時のすべり分布の詳細は、すでにTanioka and Satake (2001) によって8か所の検潮所での津波波形を用いて推定されている。本節では、津波波形を用いて1944年東南海地震のすべり分布の詳細について調べる。

1944年東南海地震の震源域を研究するためには様々なデータが使われている。Kanamori (1972) は地震データを使い、震源域が本震後1日間の余震分布と一致するとしてこれを紀伊半島沖に求めた (Fig. 1.6.1)。菊地・他 (1999) は気象庁によって報告された強震動波形を用いて地震モーメントの分布を推定した。Ando (1975), Inouchi and Sato (1975), Ishibashi (1981) は測地データを用いて断層パラメータを推定した。測地データに基づくさらに詳細な研究 (Sagiya and Thatcher, 1999) は陸寄りの断層面の不均一なすべり分布を推定した。しかし、測地データは海溝軸寄りの断層面のすべりを推定するのに十分な分解能を持っていない。加えて測地データには、地震後の測地測量が1946年より後に行われたため、1946年南海地震と1944年東南海地震の地震時の変動を区別できないという問題点もある。

津波波形を用いれば、1946年南海地震とは独立して1944年東南海地震の不均一なすべり分布を推定することができる。1944年東南海地震の津波波形は多くの検潮所で記録されている。相田 (1979) は6ヶ所の津波波形を用いて断層パラメータを推定した。Satake (1993) は10ヶ所の津波波形を使って、地震のすべり分布を調べた。相対的に小断層が大きいために、Satake (1993) による津波インバージョンのvariance reduction (観測値と理論値の一致度を表すパラメータ) は41%だった。

本報告では、Satake (1993) が用いたものと同様の方法で津波波形インバージョンを行ったが、さらに詳細なすべり分布を推定するため、次のような改良を行った。(1)すべり分布をよりよく分解するために断層面の震源領域を23個の小断層に分けた。(2)小断層の位置と傾斜角をプレートの形状によりよく合うように変化させた。(3)津波伝播を正確に計算するために (日本海洋データセンターによって供給される) 最近のマルチビーム探査による詳細な海底地形データを用いた。この結果推定されたすべり分布を、Kanamori (1972), Sagiya and Thatcher (1999), 菊池・他 (1999) によって得られた結果と比較し、差異とその意味について議論する。特に、東海地域における詳細な地震時すべり分布の推定は、この地域で次の大規模地震が予想されている (Ishibashi, 1981) ので重要である。

1.6.2 データと方法

フィリピン海スラブの地震発生層上面の深さは微小地震の分布から推定されており (Mizoue *et al.*, 1983; 岡野・他, 1985; 山崎・大井田, 1985; 伊藤, 1990), Fig. 1.6.1に示されている。東海地域の下では原田・他 (1998) によって推定されたさらに詳細な形状を使用した。推定されているスラブの形状は紀伊半島の下で大きく傾いており、伊勢湾の下ではより緩やかである。断層は推定されたスラブの上面に沿うように深さと傾斜角を変化させた小断層に分割した。小断層の位置をFig. 1.6.1に、その深さと傾斜角をTable 1.6.1に示す。小断層の大きさは45km×45km、走向は240°、すべり角は110°で、方位とすべり角はSatake (1993) と同じであり、方位は南海トラフに平行と仮定し、すべり角の小さな変化は津波波形に小さな効果しか持たないのですべり角は固定した。測地データと違って、津波波形は地震時の水平方向の変形についてはあまり情報を持っていない。

津波波形データとして、Fig. 1.6.1に示した10か所の検潮所の記録を使用した。各検潮所の津波波形はサンプリング間隔1分で40～110分のデータからなる。津波波形の計算値は、実際的水深に基づいて数値的に求めた。線形長波方程式についての有限差分計算 (Satake, 1995) はFig. 1.6.1に示した領域で実行した。格子間隔は基本的に緯度・経度

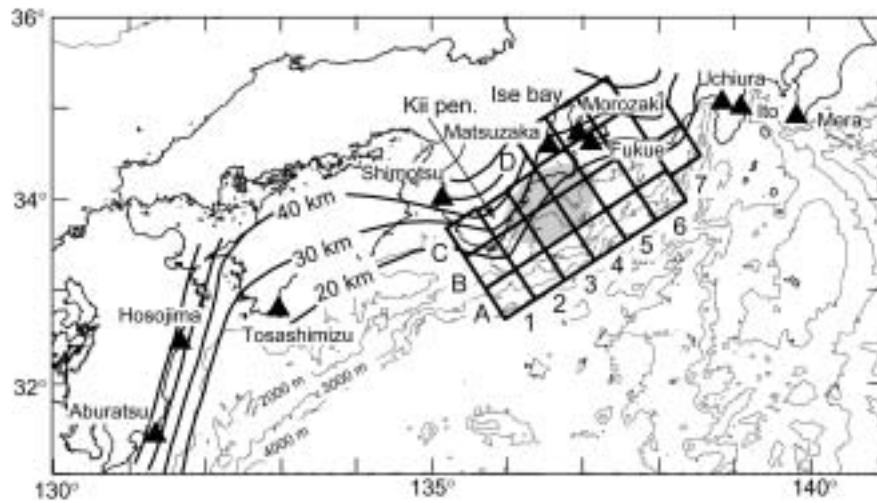


Fig. 1.6.1 Map of the tsunami computation area, location of subfaults (rectangles) and tide gauges (solid triangles). The upper surface of the subducting Philippine Sea Plate estimated from the microearthquake distribution (Mizoue *et al.*, 1983; Okano *et al.*, 1985; Yamazaki and Ooida, 1985; Ito 1990; Harada *et al.*, 1998) is indicated by thick contours. The shaded area shows the one-day aftershock area obtained by Kanamori (1972). The ocean depth is indicated by thin contours.

Table 1.6.1 Subfaults and slip distribution

subfault	depth of top edge, km	dip angle, degree	slip, m	std error, m
1A	1	12	0.73	0.04
2A	1	12	1.42	0.05
3A	3	9	0.78	0.08
4A	4	8	0.05	0.08
5A	4	8	0.00	0.00
6A	2	11	0.00	0.05
1B	12	14	0.08	0.03
2B	12	18	0.53	0.04
3B	10	9	2.74	0.08
4B	10	8	3.32	0.10
5B	10	8	0.13	0.04
6B	12	10	0.00	0.00
7B	10	17	0.00	0.00
1C	24	18	0.76	0.04
2C	26	26	0.00	0.04
3C	20	22	1.28	0.06
4C	18	10	2.28	0.06
5C	18	10	1.55	0.05
6C	21	9	1.73	0.11
7C	24	14	0.00	0.01
4D	26	11	1.10	0.02
5D	26	11	0.13	0.03
6D	28	9	1.01	0.13

方向とも20秒（約600m）で、より詳細な格子（4秒）はJohnson (1999)で述べられた方法を使って接続した。計算の時間間隔はすべての格子点で安定条件を満たすよう1.5秒とした。津波伝播の初期条件はOkada (1985)の式を使って計算された海底の変形である。検潮所での津波波形を小断層の単位すべり量について計算し、インバージョンのグリーン関数として用いた。津波波形インバージョンの方法は基本的にSatake (1993)と同じであるが、すべり量に正の束縛条件を付加した。誤差解析についてはジャックナイフ法（Tichelaar and Ruff, 1989）を適用した。

1.6.3 すべり分布

インバージョンの結果をFig. 1.6.2とTable 1.6.1に示す。推定に伴う誤差は小さい（ <0.15 m）。2 mより大きなすべりは志摩半島近くの3つの小断層（3B, 4B, 4C）で推定され、最大は小断層4Bの3.3mであった。この大きなすべりが推定された小断層はKanamori (1972)による1日の余震分布から推定された震源域に相当している。インバーショ

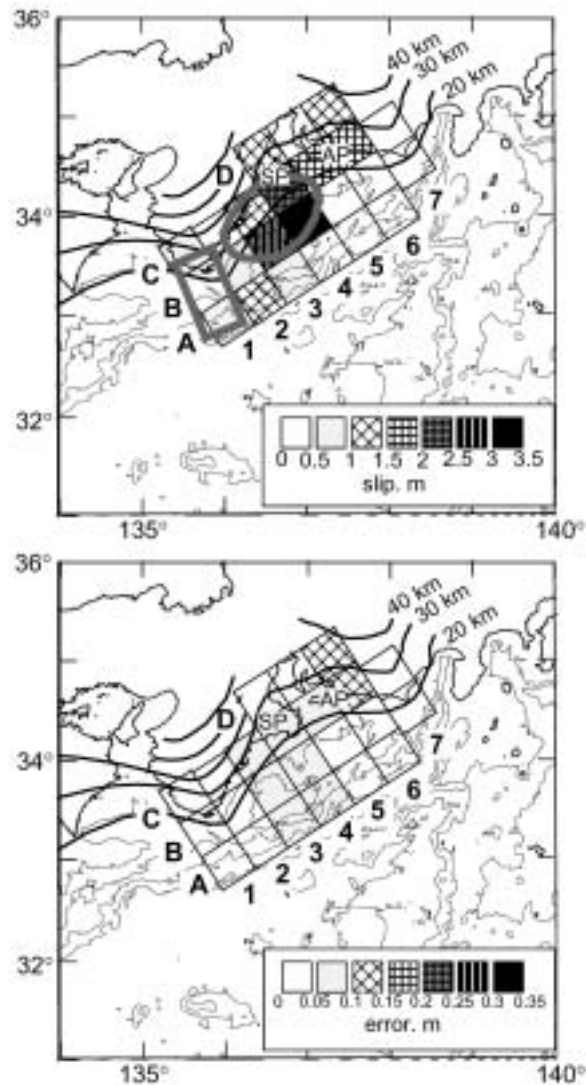


Fig. 1.6.2 Coseismic slip distribution (top) and estimated error (below) from the inversion of tsunami waveforms. Thick contours denote the upper surface of the slab, the same as those in Fig.1.6.1. The shaded elliptical line (top) represents the one-day aftershock area obtained by Kanamori (1972). The shaded rectangle line (top) represents one of large slip regions of the 1946 Nankai earthquake estimated by Tanioka and Satake (2001). The shaded line (below) represents the large moment release area estimated by Kikuchi *et al.* (1999). Abbreviations are AP (Atsumi peninsula) and SP (Shima peninsula).

ンの結果は小断層7Bと7Cですべりが無いことを示しているが、これはIshibashi (1981) の結果と一致しており、1944年東南海地震の破壊が、1854年東南海地震で破壊された東海地域に広がっていないこと (Fig. 1.6.3) を示唆している。Tanioka and Satake (2001)による1946年南海地震の大きなすべり (>3 m) 領域に近い小断層1Aと1Cで約0.7mという小さなすべりが推定された (Fig. 1.6.2)。しかし、今回の小断層の大きさは1944年東南海地震の小さなすべりの領域が1946年南海地震の大きなすべりの領域の周辺か内部かを区別できるほど小さくはない。剛性率を5×

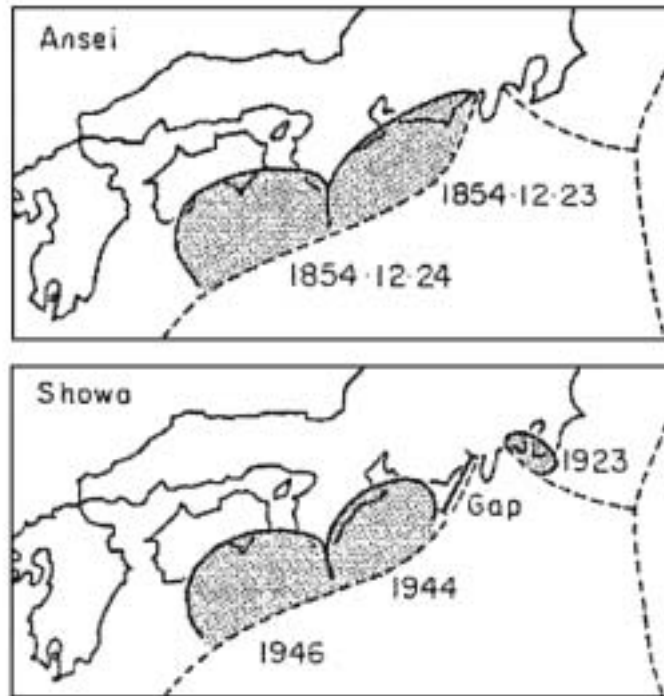


Fig. 1.6.3 Source areas for the two most recent cycles of large earthquakes along the Nankai trough. After Mogi (1981).

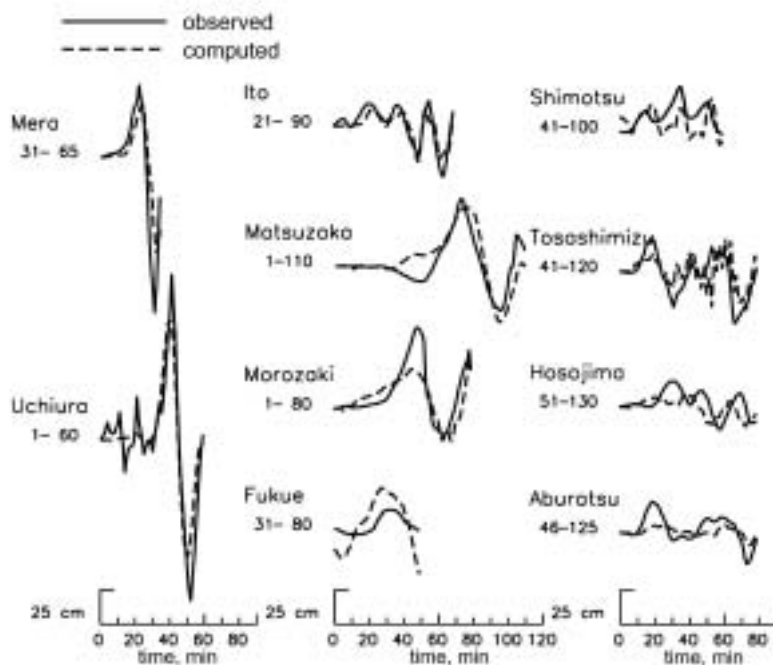


Fig. 1.6.4 Comparison of the observed (solid) and computed (dashed) tsunami waveforms for the result of the inversion using the 23 subfaults illustrated in Fig.1.6.1. The numbers below the station name indicate the time (in minutes) after the earthquake origin time. Locations of tide gauges are depicted in Fig.1.6.1.

10^{10}N/m^2 とすると、全地震モーメントは $2.0 \times 10^{21}\text{Nm}$ と計算される。これはIshibashi (1981)による測地データからの推定値 $2.8 \times 10^{21}\text{Nm}$ と同程度であるが、菊地・他(1999)による強震波形からの推定値 $0.6 \times 10^{21}\text{Nm}$ より大きい。

津波の観測波形と計算波形をFig. 1.6.4で比較する。その一致の度合いはSatake (1993)よりよい。RMS残差は12.1cmである。variance reductionは68%で、Satake (1993)によって得られた41%より大きい。適合の改善は、より短周期の津波波形を作り出す小断層を使うことによってなされたと考えられる。布良、内浦、師崎で観測された大きな津波振幅はSatake (1993)ではあまり合っていなかったが、本研究で計算された津波波形によってよく説明された。本研究の結果はより詳細なすべり分布を示しているが、2つの研究でのすべり分布のパターンは似ている。さらに本研究で計算された地震モーメントはSatake (1993)とほぼ同じである。このことは津波波形インバージョンから推定されたすべり分布が全体として安定し信頼できることを示唆している。

1.6.4 議論

Fig. 1.6.2で大きな ($> 2\text{ m}$) すべりの領域は菊地・他 (1999)により強震波形から推定された大きな地震モーメントの解放領域と一致し、またSagiya and Thatcher (1999)により測地データから推定された志摩半島近くの大きなすべりの領域とも一致する。一般に地震波、津波、測地の3つのデータセットから推定された地震モーメントは異なるが、それぞれのデータセットから推定された1944年東南海地震のすべりと地震モーメントの分布のパターンは似ている。しかし詳細に見ると渥美半島付近で食い違いがあり、小断層5Cと6Cで推定されたすべりはそれぞれ1.5mと1.7mであり、測地データを用いたSagiya and Thatcher (1999)は本研究と同様の1.2mのすべりを推定している一方、強震データを用いた菊地・他 (1999)は渥美半島の下で地震モーメントの解放がないと推定している。Inouchi and Sato (1975) とIshibashi (1981)もまた測地データを説明するためには渥美半島の下でのすべりが必要であることを示している。

そこで、渥美半島近くの小断層でのすべりの必要性を確かめるために、4つの小断層5C、5D、6C、6Dを含めずにインバージョンを行った。4つの小断層を含まないインバージョンのRMS残差は15.1cmで、前のインバージョンの12.3cmよりかなり大きい。2つのインバージョンで計算された津波波形は、松阪と師崎を除いてほとんど同じである。Fig. 1.6.5に2つのインバージョンで計算された松阪と師崎での津波波形と観測波形を示す。松阪と師崎で観測された津波の第1波が4つの小断層のないインバージョンで計算された津波波形によっては説明されないことがわかる。こ

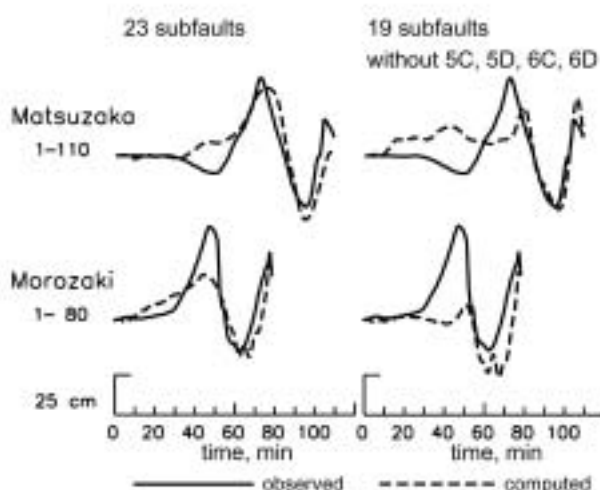


Fig. 1.6.5 Comparison of the observed (solid) and computed (dashed) tsunami waveforms at Matsuzaka and Morozaki for the result of two inversions, one using 23 subfaults and the other using 19 subfaults without 5C, 5D, 6C, and 6D. The numbers below the station name indicate the time (in minutes) after the earthquake origin time.

これは小断層 5C と 6C でのすべりが松阪と師崎での津波波形の第 1 波を説明するために必要であることを示している。これはまた、強震動データから求められた地震モーメント分布と津波波形や測地データから求められたすべり分布との間で、大きな違いが渥美半島の下に見られることと整合している。この食い違いは渥美半島の下でのプレート境界のゆっくりした破壊が津波を生じさせたが、短周期の地震波を励起しなかったことを示唆している。最近のGPSの結果 (Heki *et al.*, 1997; Hirose *et al.*, 1999) は1946年南海地震の研究 (Cummins and Kaneda, 2000; Tanioka and Satake, 2001) と同様に、プレート境界の急激な破壊の際にゆっくりしたすべりが伴うことを示している。

1.6.5 まとめ

津波波形から推定された1944年東南海地震のすべり分布は、約3.3 mの最大すべりが志摩半島沖のプレート境界で起こったことを示している。この大きなすべりは菊地・他 (1999) によって強震動から、Sagiya and Thatcher (1999) によって測地データから得られた結果と一致する。渥美半島の下でのプレート境界での約1.5 mのすべりは、津波波形を説明するために必要であるが、菊地・他 (1999) による強震動の解析ではこの領域での地震モーメントの解放がないと推定されていることから、その領域でのすべりがゆっくりとした破壊であったことが推測される。また、本研究の結果は、1854年の地震によって破壊された東海地域の下で南海トラフの北東端のプレート境界を1944年東南海地震が破壊しなかったことを示しており、Ishibashi (1981) によって指摘された地震空白域の存在を支持する。

参考文献

- 相田 勇, 1979 : 1944年東南海地震津波の波源モデル, 地震研究所彙報, **54**, 329-341.
- Ando, M., 1975 : Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Cummins, P. R. and Y. Kaneda, 2000 : Possible splay fault slip during the 1946 Nankai earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2725-2728.
- 原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998 : 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動, 地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, 1997 : Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii and S. Miyazaki, 1999 : A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237-3240.
- Inouchi, N. and H. Sato, 1975 : Vertical crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944, *Bull. Geogr. Surv. Inst. Jpn*, **21**, 10-18.
- Ishibashi, K., 1981 : Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in *Earthquake prediction: An international Review, Maurice Ewing Ser.*, vol. 4, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, pp. 297-332, AGU, Washington, D. C.
- 伊藤 潔, 1990 : 西南日本の地震活動とテクトニクス, 地震2, **43**, 555-569.
- Johnson, J. M., 1999 : Heterogeneous coupling along Alaska-Aleutiana as inferred from tsunami, seismic and geodetic inversion, *Advance in Geophysics*, **39**, 1-116.
- Kanamori, H., 1972 : Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet Inter.*, **5**, 129-139.

- 菊地正幸・中村 操・山田 真・吉川一光, 1999: 気象庁強震記録による1944年東南海地震の震源過程(2), 日本地震学会講演予稿集, 1999年度秋季大会, A57.
- Mizoue, M., M. Nakamura, N. Seto, Y. Ishiketa and T. Yokota, 1983 : Three-layered distribution of microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii peninsula, southwest Honshu, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **58**, 287-310.
- Mogi, K., 1981 : Earthquake prediction program in Japan, in Earthquake prediction: An international Review, Maurice Ewing Ser., vol. 4, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, pp. 635-666, AGU, Washington, D. C.
- Okada, Y., 1985 : Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- 岡野健之助・木村昌三・許斐 直・中村正夫, 1985: 四国および周辺地域の震源分布, 地震2, **38**, 93-101.
- Sagiya, T. and W. Thatcher, 1999 : Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129.
- Satake, K., 1993 : Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4553-4565.
- Satake, K., 1995 : Linear and nonlinear computations for the 1946 Nankai earthquake tsunami, *Pure and Applied Geophysics*, **144**, 455-470.
- Tanioka, Y. and K. Satake, 2001 : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slip caused by the earthquake, *Earth Planets Space*, **53**, 235-241.
- Tichelaar, B. W. and L. J. Ruff, 1989 : How good are our best model? Jackknifing, bootstrapping, and earthquake depth, *Eos*, **70**, 593, 605-606.
- 山崎文人・大井田 徹, 1985: 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震2, **38**, 193-201.

第2章 地殻変動解析手法の高度化

2.1 GPS 3時間解析値のグループ補正

2.1.1 はじめに

気象庁では東海地域に19点の地殻岩石歪計を展開し、東海地震の短期予知のために24時間体制で監視している。地殻岩石歪計は1986年伊豆大島噴火に伴う歪変化を大島島内だけでなく東伊豆や湯河原でも記録する(神定・他, 1987)など、高感度でリアルタイムに地殻変動を把握できる。しかし、設置地点周辺の局所的な地下水変化などの影響も見られる(吉田・他, 1984; 二瓶・佐藤, 1988)など、近傍の地殻変動の影響を受けやすい。

一方、国土地理院は平成5(1993)年度に110点のGPS観測局を南関東・東海地域に設置し、その後全国にGPS連続観測網(GEONET)を展開している(鷲谷, 1997)。GPSの定常解析としては、1日分の観測データを用いて、組み合わせ暦による解析とIGS(International GPS Service)最終精密暦による解析が行われている(宮崎・畑中, 1998)。組み合わせ暦は、1日分の観測データが得られた直後に利用できる最良の暦として国土地理院が用いているもので、IGSが公開している速報暦9時間分と、予測暦15時間分を組み合わせた暦である。速報暦は1日分の観測後6時間以内に交換されたデータのみを用いて解析されたもの、予測暦は軌道決定の際に求められた軌道パラメータを軌道モデルにしたがって積分外挿して得られたものである。IGS最終精密暦は最も高精度な軌道情報で、1週間分の観測の11日後に公開され、地殻変動の監視・研究において最終的なGPSの基線解析に利用されている(島田・他, 1998)。座標値が得られるまでに、精密暦による座標値については観測後2週間程度を要し(飯村・他, 1997)、組み合わせ暦による座標値が得られるのも観測の翌日となる。GPSの座標値データを用いて、1994年三陸はるか沖地震の余効変動の詳細が明らかにされ(Heki *et al.*, 1997)、2000年秋からの東海地域の非地震性すべり(Ozawa *et al.*, 2002)が推定されるなど、数日から数年に渡る長期的な地殻変動を面的に把握することには長けている。また、地殻岩石歪計の観測点配置が駿河湾や遠州灘沿岸に限られるのに対し、GPS観測点は内陸部も含めて広範囲により高密度で展開されている。

東海地震に対する現在の予知体制は、地震直前に前兆的な現象が観測されることが前提となっており、その有力な候補は想定震源域およびその周辺のプレート境界で生じると期待されるゆっくりとした前兆すべりである。地殻岩石歪計とGPSの時間的、空間的な特徴を互いに補完することにより、更に有効な地殻変動の監視が可能となることが期待される。しかし、地震発生の前に前兆すべりが生じるとしても、それがどのくらいの規模で、どこでどのように進行するか、現時点では確定的に予測することはできない(吉田, 1999)。GPSによる座標値が得られるのは、組み合わせ暦でも観測の翌日であるが、前兆すべりが時間的にどのような経過をたどるのかわからないため、より早く座標値を得ることが望まれる。そこで、国土地理院と気象庁では、平成10(1998)年度から東海地域を対象としてGPSの3時間値の解析と監視を開始した(小林・他, 2002)。ここでは、3時間解析値の特徴を把握し、より精度の高い監視を行うための手法について検討を行う。

2.1.2 3時間解析値の精度

国土地理院では前述のように、定常解析として組み合わせ暦と精密暦による解析を行っている。これに対して、観測直後に解析を行う3時間解析では予測暦しか用いることができず、組み合わせ暦や精密暦による1日解析値と比較して、暦の精度や解析対象時間の短さなどから座標値の精度が劣ると予想される。

ここでは、精密暦、組み合わせ暦を用いた1日解析、および予測暦を用いた3時間解析による斜距離をいくつかの観測点間について求め、調査対象期間中の1次トレンドを除去した残差の標準偏差等について考察する。調査対象期

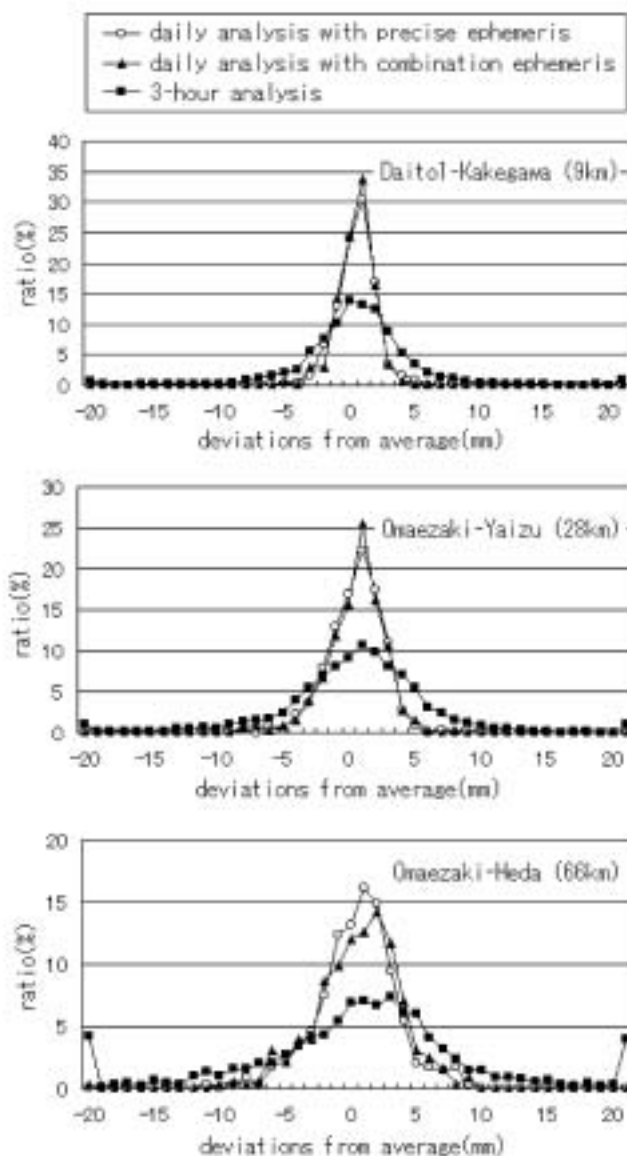


Fig. 2.1.1 Frequency distributions of deviations from the average of baseline lengths obtained by GPS. Open circles indicate frequencies of the deviations obtained from the daily analysis with precise ephemeris; the solid triangles represent the daily analysis with combination ephemeris; and the solid squares represent the analysis using three-hour data.

間は、1998年4月1日から1999年3月31日までの1年間である。斜距離の平均値を中心とした頻度分布をFig. 2.1.1に、標準偏差等をTable 2.1.1に示す。Fig. 2.1.1の頻度分布からわかるように、ほぼすべての解析値が平均値から20mm以内に収まっているが、3時間解析値には明らかに実際の変動とは思われない極端に外れた値（outlier）が稀にみられることがある。このように異常な外れ値を含めると、実際の解析値のばらつきの程度を適切に表さない恐れがあるので、3時間解析値については平均値から20mm以内のデータのみを用いて求めた標準偏差値もあわせて示している。

精密暦、組み合わせ暦による1日解析値の斜距離の頻度分布はよく似ており、標準偏差も同程度である。中には組み合わせ暦による解析値の標準偏差の方が小さい場合があるが、標本数が精密暦の場合よりも少なく、組み合わせ暦では解析値が得られなかったのに、精密暦では精度が悪いながらも解析値が得られていることの影響が入っているものと思われる。一方、3時間解析による斜距離の頻度分布は、精密暦、組み合わせ暦と比較して明らかにばらつきが大きく、外れ値を除いて求めた標準偏差値でも他の暦による1日解析の値の2～3倍になっている。なお、精密暦を用いた1日解析値には顕著な年周変化が見られるが、3時間解析値はばらつきが大きいいため年周変化は見られない。

Table 2.1.1 Statistics of some baseline lengths obtained by the daily analysis with a precise ephemeris, the daily analysis with a combination ephemeris, and the analysis using three-hour data.

Baseline : Daitoi-Kakegawa (9km)

	Daily analysis (precise)	Daily analysis (combination)	3-hour analysis	3-hour analysis (earlier record)
Standard deviation (mm)	1.45	1.39	6.68	4.12
Maximum (mm)	4.42	3.20	129.02	19.08
Minimum (mm)	-6.47	-5.38	-94.04	-19.83
Number of samples	356	348	2781	2736
Rate to total (%)	97.5	95.3	95.2	91.7

Baseline : Onagasaki-Yaizu (28km)

	Daily analysis (precise)	Daily analysis (combination)	3-hour analysis	3-hour analysis (earlier record)
Standard deviation (mm)	2.04	2.18	6.93	5.00
Maximum (mm)	8.18	7.87	46.71	18.74
Minimum (mm)	-8.08	-8.09	-71.10	-19.86
Number of samples	355	328	2718	2662
Rate to total (%)	97.1	89.3	93.0	91.2

Baseline : Onagasaki-Heda (66km)

	Daily analysis (precise)	Daily analysis (combination)	3-hour analysis	3-hour analysis (earlier record)
Standard deviation (mm)	3.02	3.43	14.78	6.39
Maximum (mm)	8.15	8.74	143.14	15.82
Minimum (mm)	-11.41	-22.14	-178.17	-19.14
Number of samples	348	324	2702	2480
Rate to total (%)	95.1	88.6	92.5	84.9

このため、精密暦での1日解析値についても年周補正をしなかった。年周補正をした場合に比べて標準偏差が若干大きくなっていることが予想されるが、いずれにしても精密暦、組み合わせ暦による1日解析値の標準偏差には大きな差はない。組み合わせ暦の解析では半分以上を3時間解析で用いられている予測暦が占めていることから、3時間解析値の精度が悪い原因として暦の違いは考えにくい。

一方、GPSのアンテナを保護するレドームの有無や形状、ピラー頂上部からの電波の散乱が、アンテナ及びレドームやピラー頂上部の構造（以下ではこれらをアンテナ・架台タイプと呼ぶ）ごとに異なることで、衛星の仰角・方位角に依存して観測される位相が変動し、基線解に影響を与えることが報告されている（越智・畑中，1996；澤田・他，1999；Hatanaka *et al.*, 2001a）。1日解析では24時間の間に衛星配置が大きく変化するのでばらつきが平均化されるが、3時間解析では衛星配置の変化が小さいため平均化されないで残る可能性がある。この他に、3時間解析のばらつきの要因として大気遅延勾配（岩淵・他，1999；宮崎・他，1999）や海洋潮汐による荷重変形（Hatanaka *et al.*, 2001c）が挙げられる。大気遅延勾配によるばらつきとは、実際の気象は前線付近などで水蒸気量の違いによる大気遅延の水平勾配があるのに、基線解析でそれを考慮しないために生じる見かけ上の変動である。以上のようなことから、3時間解析値のばらつきが大きい理由は、暦の違いよりも観測時間の短さによると推定される。

精度的には1日解析値に劣る3時間解析値であるが、地殻変動が急速に進行するような場合には、1日解析より早期に地殻変動を検出する可能性を持っている。そこで、3時間解析値の特徴を把握し、解析処理を改修したり、得られた解析値を補正したりすることによって精度の向上を図ることは監視上意味があると考えられる。

2.1.3 3時間解析値と誤差情報

3時間解析結果には、各観測点の座標値の他に、座標計算時に最小二乗法の計算から推定される解の標準偏差（以下、誤差値と呼ぶ）も精度情報として含まれている。ある程度誤差値が大きな場合に、観測点の座標値、または観測点間の斜距離などが平均的な値からかけ離れていれば、監視上容易に観測または計算上の異常値として判断ができる。このため、観測点の座標値と観測点間の斜距離について、偏差と誤差値との関係を調べた。

観測点として御前崎を例にとり、1999年1年間の直交地心座標系（当時ITRF96）X, Y, Z（Z軸：自転軸方向，X軸：グリニッジ子午線方向）座標値のそれぞれについて1次トレンドを除去し、偏差の絶対値を求めた。X成分の偏差の絶対値と誤差値との関係をプロットしたものをFig. 2.1.2に示す。誤差値が小さいところでは偏差の最大値を規定する様子が見られるが、一般に誤差値と偏差との関係は見られない。これは他の成分についても同様である。

斜距離に関しては、御前崎－戸田（距離約66km）を例にとって、上記同様に偏差の絶対値を計算した。斜距離に関する誤差値は直接計算されていないため、斜距離に対応した誤差値として、両観測点の誤差値（ X_e, Y_e, Z_e ）からそれぞれの二乗和の平方根（ $\sqrt{X_e^2 + Y_e^2 + Z_e^2}$ ）を求め、それらの誤差値間関係を見たのがFig. 2.1.3である。両者には一定の正相関が見られる。Fig. 2.1.4には御前崎－戸田の斜距離偏差の絶対値と、両観測点どちらか大きい方の誤差

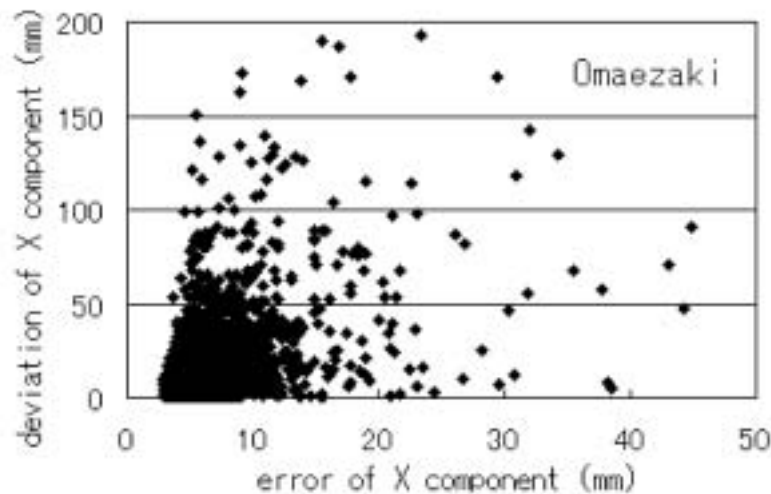


Fig. 2.1.2 Relation between errors and deviations of the X component of Omaezaki station coordinates.

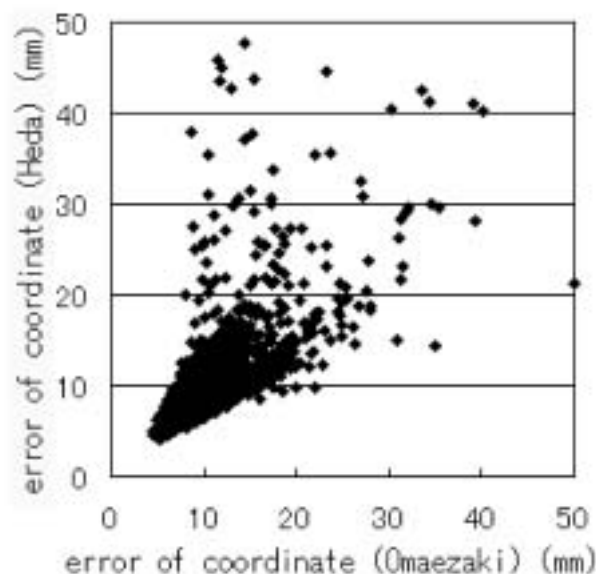


Fig. 2.1.3 Relation between total errors of Omaezaki and Heda station coordinates.

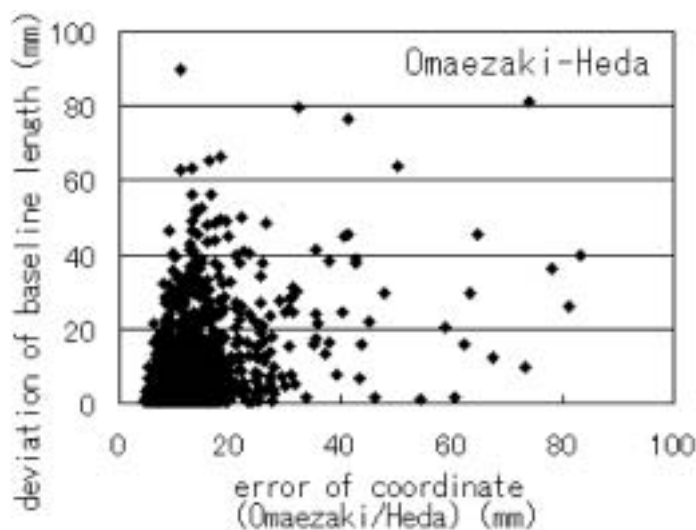


Fig. 2.1.4 Relation between deviations of the baseline length from Omaezaki to Heda, and the larger coordinate error of the two stations.

値との関係を示す。観測点座標値の場合と同様、誤差値と偏差との間に相関は見られない。これらのことから、誤差値は精度の指標としては不十分であることがわかる。

2.1.4 3時間解析値のグループ化と補正

3時間解析値のばらつきの特徴的な一例として、ある時刻の座標値と1ヶ月間の座標値の平均値との差をとって、面的に見たものをFig. 2.1.5に示す。これを見ると、ある一定範囲の観測点が同じ方向に同じ大きさで見かけの変動をしていたり、逆に御前崎付近などのように近接した観測点でもばらついていたりすることに気付く。津村・那須野(1998)は、GEONETのデータを用い2点間の基線長変化について、長距離でも短期再現性(日々のばらつき)が良い基線がある反面、その逆もあることを指摘し、潮位データに対するノイズ補正法(津村, 1963)と同様の手法により、ばらつきの時間変化の相関が高い観測点を同一グループとして、ばらつきに含まれる共通成分の除去を試みた。これを参考に、3時間解析値についても同様に観測点のグループ化とばらつきに含まれる共通成分の除去が可能かどうかを検討した。

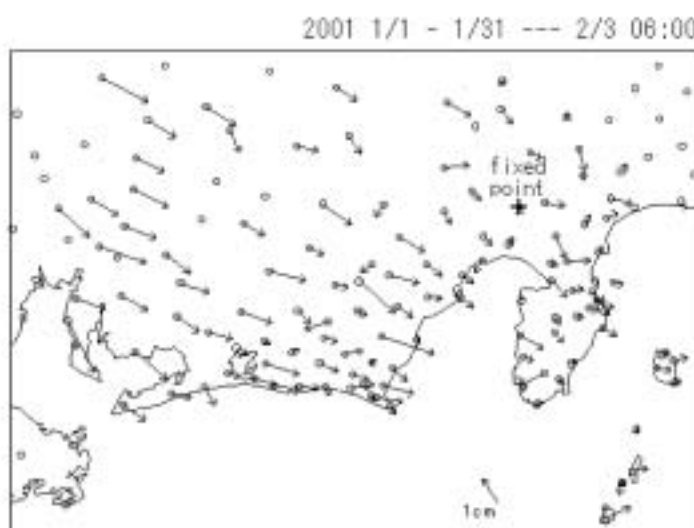


Fig. 2.1.5 Example of a spatial distribution of horizontal coordinate deviations. Difference between the average value of the coordinates in January 2001 and the coordinate from 3:00 to 6:00 on February 3.

調査対象期間としては、現在の132点の解析体制となった2000年4月以降で、2000年6月末から始まった三宅島から新島・神津島近海における地震火山活動の影響を避けて、2001年1月から3月までの3ヶ月間のデータを用いた。2点間の相関は、それぞれの座標3成分(X,Y,Z)の偏差同士の相関係数により判定することとしたが、通常用いられているピアソンの積率相関係数

$$r = (\text{変数Vと変数Wの共分散}) / (\text{変数Vの標準偏差} \times \text{変数Wの標準偏差})$$

では、外れ値がある場合に実態と離れた不適当な値となることがある。これに対し、変数の値ではなく順位に着目したスピアマンの順位相関係数（例えば、東京大学教養学部統計学教室，1991）では外れ値の影響は小さい。なお、スピアマンの順位相関係数 r_s を求める手順は以下の通りである。

- (1) サンプル数を n とする。
- (2) 変数Vと変数Wについて、小さいほうから順位をつける。
- (3) 同時刻における両者の順位の差をとり、 d_i とする（ $\sum d_i = 0$ ）。

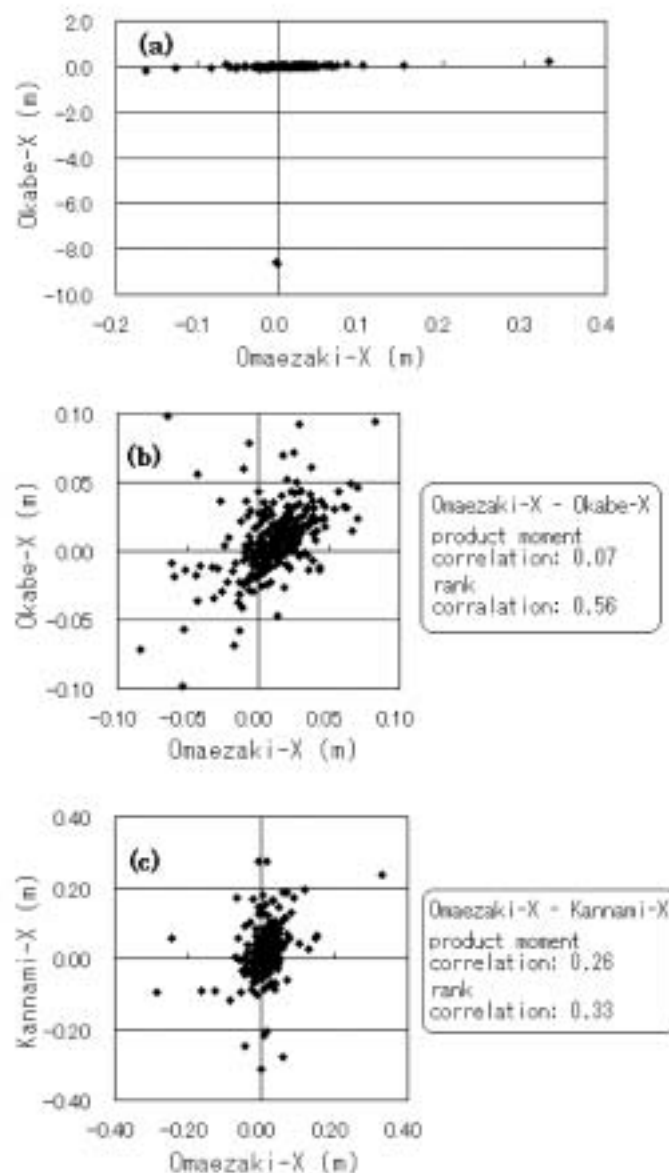


Fig. 2.1.6 Relation and correlation coefficients between X-components of Omaezaki and Okabe station coordinates (a : all data, b : except outlier) and those of Omaezaki and Kannami stations (c).

(4) 2変数の順序が完全に一致するときには、 $\sum di^2=0$ である。

2変数の順序が逆順に完全に一致するときには、 $\sum di^2=(n^2-n)/3$ である。

このようなことから、次式を定義すれば、 $-1 \leq r_s \leq 1$ となる。

$$r_s = 1 - (6 \sum di^2) / (n^2 - n)$$

一例として御前崎と岡部のX成分をFig. 2.1.6に示すが、同図(b)に記したように、ピアソンの積率相関係数が0.07であるのに対し、スピアマンの順位相関係数は0.56となる。ここでは、外れ値を含む全データを用いたスピアマンの順位相関係数を2点間の座標3成分の偏差について求め、その平均値により相関の程度を判定する。

調査対象期間内にデータが存在した全119地点の全ての組み合わせについて、X、Y、Z座標値の偏差の相関係数を計算した。その結果の一例として、御前崎とその北隣に位置する静岡相良2について、それぞれ相関の高い観測点をTable 2.1.2に示す。通常、観測点間の距離が短いと伝搬遅延誤差が相殺されて、同一グループに属している場合にその相関が際立つことが予想される。しかし、両観測点の距離は8.5kmしか離れていないにも関わらず相関はあまり高くなく、それぞれの観測点と相関の高い観測点は明らかに異なっている。そこで相関の高い観測点同士をまとめてみると、Fig. 2.1.7に示すような6つのグループと、いずれとも相関が見られない1観測点（常滑2）に分けることがで

Table 2.1.2 Examples of correlation coefficients of coordinate variations between two stations. Each of the top five stations in correlation with either Omaezaki or Shizuoka-Sagara2 is shown.

Combination	93101 Omaezaki		960623 Shizuoka-Sagara2	
	rank	correlation	rank	correlation
93094 Hamaoka1	1	0.894	19	0.748
93092 Maibara	2	0.874	32	0.709
93098 Ryuyu	3	0.866	22	0.737
93095 Anaba	4	0.858	29	0.713
93096 Fukuroi	5	0.853	30	0.711
960623 Shizuoka-sagara2	31	0.705	-----	-----
960624 Daito2	38	0.664	1	0.881
960622 Ogasa	34	0.682	2	0.877
970821 Hamanatsu-Isaji	33	0.691	3	0.865
960625 Hamaoka2	21	0.769	4	0.854
960628 Shimoda	39	0.661	5	0.819

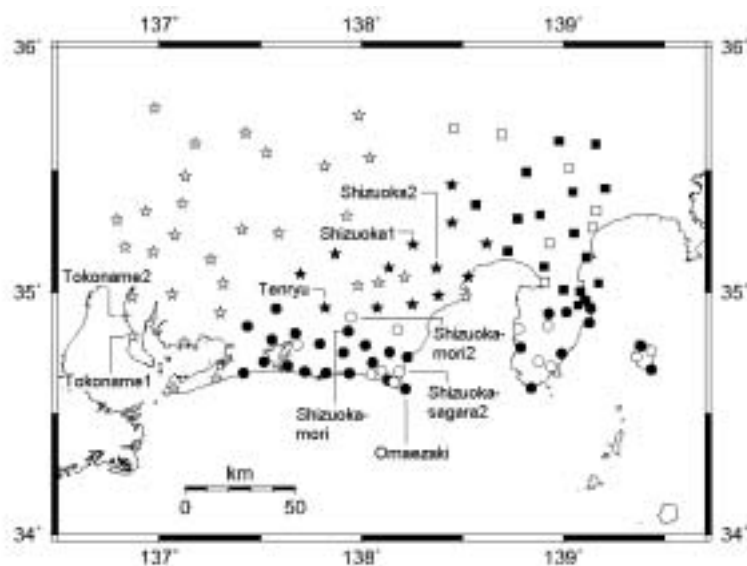


Fig. 2.1.7 Distribution of observation stations grouped according to the correlation of coordinate variations.

きた。ただし、同一グループ中の観測点間の相関係数がほぼ0.8以上になるグループもあれば、0.7～0.8とやや結びつきが弱いグループもあって、一律な基準によるグループ分けではないが、観測点を連鎖的に関連づけてゆくことで明瞭なグループ分けができた。

このようなグループ化が可能な原因について述べる。3時間解析値はつくばを基準として解析されているが、すべての観測点を一括して解析しているわけではなく、Fig. 2.1.8に示すような、浜名湖周辺から伊豆半島中南部にかけてのクラスター①、静岡県中部から愛知県、岐阜県にかけてのクラスター②、および伊豆半島北部から山梨県、神奈川県西部にかけてのクラスター③の3つのクラスターに分けて解析されている。Fig. 2.1.7のグループ分類をこの解析クラスター分割と比較すると、○および●で示されるグループはクラスター①と、☆および★グループはクラスター②と、そして□および■グループはクラスター③と、それぞれ対応していることがわかる。これは基線解析時のクラスター分割が座標値の偏差の相関に影響を及ぼしていることを示している。また、Hatanaka *et al.* (2001a)は、GEONET観測点には、アンテナ位相特性の違いから主に6つのアンテナ・架台タイプが存在し、それを考慮せずに基線解析を行うと、座標値に影響を及ぼすことを報告している。東海地域では、Topcon社製のアンテナが用いられている1点（常滑2）を除いて、Trimble社製のアンテナが用いられている。常滑2を除く観測点について、Hatanaka *et al.* (2001a)が定義したアンテナ・架台タイプ別の観測点分布をFig. 2.1.9に示す。この図で■印は93年型ピラーでアンテナを保護するレドームがないタイプ、▲印は93年型ピラーで円錐状レドームが設置されているタイプ、○印は95年型ピラーで球状レドームが設定されているタイプ、★印は93年までに設置されたそれ以外のタイプの観測点を示している。Fig. 2.1.7のグループ分類をこのアンテナ・架台タイプと照合すると、Fig. 2.1.7の●、★および■グ

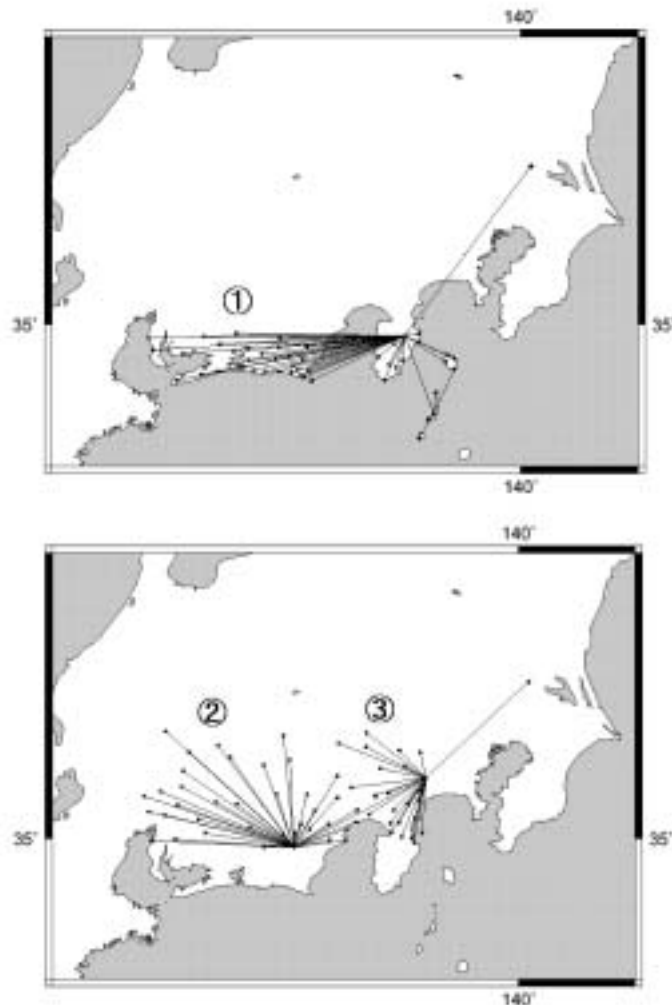


Fig. 2.1.8 Cluster division for the baseline analysis.

ループは93年型のタイプと、○、☆および□グループは95年型のタイプと、それぞれ対応していることがわかる。93年型のピラーでは円錐状レドームとレドームなしのアンテナ・架台タイプにより座標値の偏差の相関に差は見られなかったが、これらと95年型のピラーで球状レドームのアンテナ・架台タイプとの差ははっきりしている。唯一、受信機とアンテナがTopcon社製である常滑2（Fig. 2.1.7の+印）は、最も相関の高い組み合わせでも0.67であり、どのグループにも属さなかった。Hatanaka *et al.* (2001a)が指摘しているように、アンテナ・架台タイプによる位相特性の違いが座標値に影響を与えていることが3時間解析値でも確認された。これらのグループ分類と解析クラスター、アンテナ・架台タイプの対応に関してTable 2.1.3にまとめておく。

一般にGPS解析値は、水平方向より高さ方向に大きなばらつきが見られ（日本測地学会，1989）、この傾向は3時間解析でも同様である。X, Y, Z座標値には高さ方向のばらつきが全て影響しており、高さ方向の相関のみがX,Y,Z座標値の偏差の相関を支配している可能性もある。このため、緯度、経度成分の相関係数の平均値、および高さ成分の相関係数についても同様の調査をしたところ、観測点のグループ化はX,Y,Z座標による場合とほとんど同様の結果となった。これは、高さ方向のみではなく、水平方向についても同じ相関関係が存在していることを示している。

次に、潮位データに対するノイズ補正法（津村，1963）と同様に、各観測点の座標値の平均値からの偏差を同一グループ内で時刻毎に平均し、これを各点の座標値から差し引くことにより、このグループに共通しているばらつきを取り除いた。補正前後の座標値の偏差を面的に見た例をFig. 2.1.10に示す。もともとの偏差が大きい場合には補正後もその影響は残るが、かなり補正の効果は現れて、全般的に変位が小さくなっている。2001年1月～6月の座標値デ

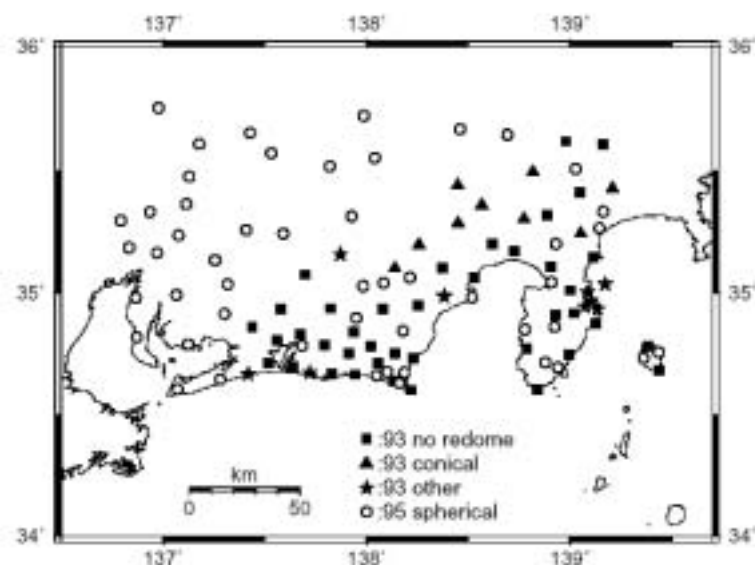


Fig. 2.1.9 Distribution of observation stations grouped according to the monument/antenna type.

Table 2.1.3 Correspondence of the groups divided in this study with analysis clusters and monument/antenna types.

Symbol of group	Cluster	Monument/antenna type
○	1	Spherical radome (A)
☆	1, 2	
□	3	
●	1	No radome, Conical radome, or other type (B)
★	2	
■	3	

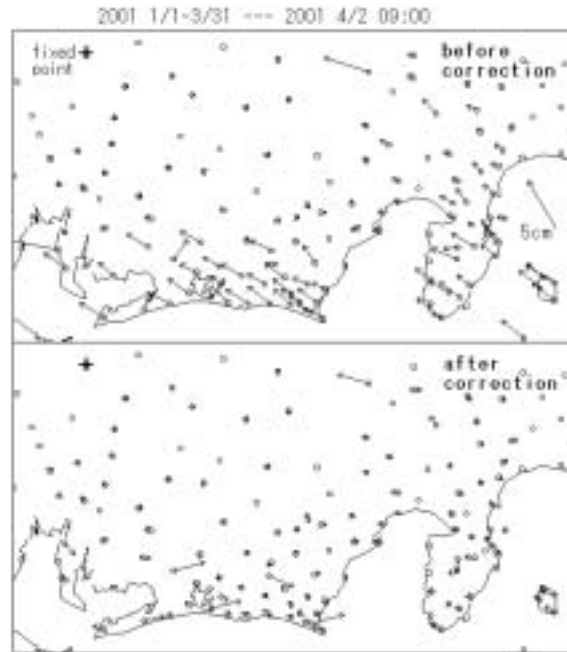


Fig. 2.1.10 Example of the group common-noise correction. Difference between the average value of the coordinates from January to March 2001 and the coordinates at 9:00 on April 2 is represented by a vector figure. The upper part denotes before correction, and lower part denotes after correction.

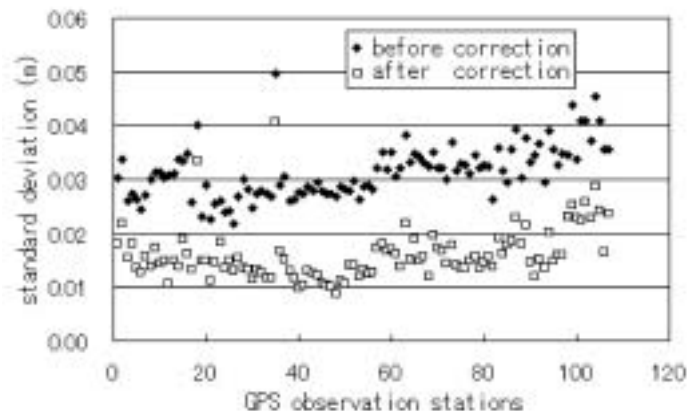


Fig. 2.1.11 Standard deviations of coordinate variation before and after the correction by removing group mean for each station from January to June 2001. The horizontal axis denotes the station in numerical order.

ータを用い、観測点毎に補正前後の座標値の標準偏差をプロットしたものをFig. 2.1.11に示す。標準偏差は、X, Y, Z座標それぞれについて平均値から20cm以上外れた値を除いて計算し、三成分の平均をとっている。補正前には3 cm前後あった標準偏差が、補正後にはほぼ半分になっており、補正によりばらつきを小さくできることがわかる。ただしこの補正方法では、グループ全体に渡るような広範囲の変動が実際あった場合に、共通ノイズとして取り除かれてしまうことに注意する必要がある。

2.1.5 新解析システム導入の効果

国土地理院は2001年3月にGEONET解析システムの改良を行っており（畑中・他，2001），3時間解析にも同様の新解析システムが同年7月から導入されている。今回の解析システムの改良には、アンテナ・架台タイプ別の位相特性モデルの導入が含まれ、これによりアンテナ・架台タイプの違いに起因する誤差が縮小することが期待される

(Hatanaka *et al.*, 2001a, b)。そこで、アンテナ・架台タイプの違いに依存する誤差がどの程度改善されたかを確認するため、3時間解析に新解析が導入された後の2001年7月18日から9月18日までの2ヶ月間の座標値について、解析システム変更前の3ヶ月間と同様の手法で、全ての組み合わせについてX, Y, Z座標の偏差の相関係数を求め、それぞれの成分で計算し、三成分を平均して組み合わせ毎の相関係数を求めた。新解析導入前後における相関係数を個々に直接比較することは、季節が異なることから難しい。

観測点毎に、その観測点と同じグループに属する全ての観測点との相関係数の平均値をBとし、その観測点と解析クラスター (Fig. 2.1.8) は同じだがアンテナ・架台タイプの異なるグループに属する全ての観測点との相関係数の平均値をAとする。次にグループ毎に、そのグループに属する全観測点のAおよびBの平均値を求め、両者の比 $C = (A \text{の平均値}) / (B \text{の平均値})$ を算出し、新解析導入前後の変化を見たものがFig. 2.1.12である。ここで、グループ名はTable 2.1.3で示したものに基いている。グループ1-A, 1-B, 3-A, および3-Bでは、新解析導入前には比の値が0.65~0.85とアンテナ・架台タイプにより相関係数に差が見られたが、導入後には0.9~1.0と差が見られなくなっている。グループ2-A, 2-Bでは、新解析導入により比の値が横ばいか、小さくなっているが、この理由は不明である。なお、3時間解析への新解析導入時に、解析時の基線の組み方がFig. 2.1.8に示した放射状の基線から、隣接点同士を結ぶような観測点間隔が短い順番に組む設定になるという予定外の変更がなされたことが判明した。新解析導入によってアンテナ・架台タイプによる相関係数の差が見られなくなった原因として、この変更がどの程度影響しているかは不明である。

新解析導入前後の斜距離変化例をFig. 2.1.13に示す。常滑1と常滑2はクラスターが同じだが、観測装置がTrimble社製とTopcon社製と異なることによりばらつきが大きかったが、新解析導入によりばらつきが小さくなった。このように同じクラスターでアンテナ・架台タイプが異なる組み合わせでは、ばらつきが小さくなっている。しかしこの例の場合、上記変更によって解析時の基線が直接結びついたことが影響している可能性もある。一方、アンテナ・架台タイプが同じだがクラスターが異なる天竜と静岡森は、新解析導入により斜距離のばらつきが大きくなっている。このような例は同じクラスターでアンテナ・架台タイプが本調査のグループ化で同じ扱いだった静岡1 (円錐レドーム) と静岡2 (レドームなし) にも見られる。静岡1と静岡2は、新解析導入により解析時の基線が直接結びついていて、このことが2点間の座標の偏差の相関を必ずしも高くしないことがこのような例からわかる。ただし、同じ条件の全観測点の組み合わせについて同様の現象が見られるわけではない。新解析導入により斜距離のばらつきが大

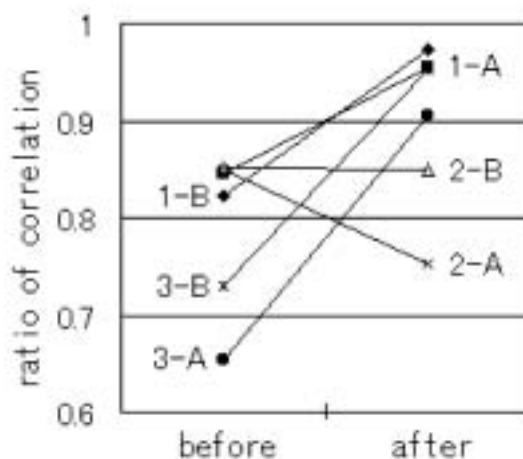


Fig. 2. 1.12 Change of the ratio of correlation coefficients for coordinate variations of observation stations between with a same monument/antenna type and with a different one in the same cluster before and after the alteration of the analysis strategy. Numbers 1 to 3 correspond to the cluster number of Fig.2.1.8 ; A and B correspond to the classification of the monument/antenna type of Table 2.1.3.

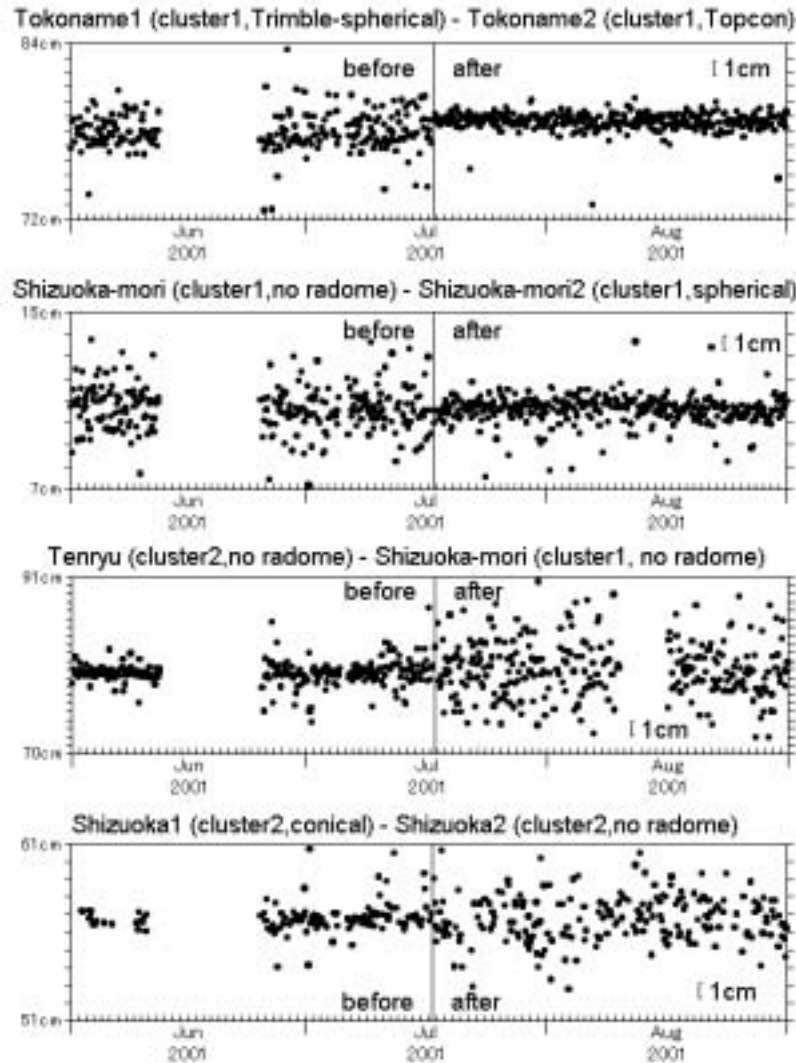


Fig. 2.1.13 Examples of the baseline length variation before and after the alteration of the analysis strategy.

きくなった観測点の組み合わせについて、国土地理院GEONETの定常解析でも新解析導入により同様の現象があるかどうか確認したが、目立った違いは見られなかった。この現象が3時間解析特有のものかどうか、また原因がどこにあるのかについては今後の検討課題である。

2.1.6 まとめ

GPS東海地域3時間解析について、解析値の精度や特徴に関する調査を行った。その結果、観測点が座標値の平均値からのばらつきの相関が高いいくつかのグループに分けられ、これらが解析クラスターとアンテナ・架台タイプに対応していることが判明した。このうちアンテナ・架台タイプによるものは、2001年の新解析システムの導入によりグループ化が解消している。

(小林昭夫)

謝辞

本調査で使用した観測データは、国土地理院担当者の努力によって得られてきた貴重なものである。記して感謝します。

参考文献

- 畑中雄樹・飯塚豊久・沢田正典・山際敦史・菊田有希枝, 2001: 新解析戦略によるGEONETデータの再解析, 日本測地学会第96回講演会要旨, 53-54.
- Hatanaka, Y., M. Sawada, A. Horita and M. Kusaka, 2001a: Calibration of antenna- radome and monument-multipath effect of GEONET—Part 1: Measurement of phase characteristics, *Earth Planets Space*, **53**, 13-21.
- Hatanaka, Y., M. Sawada, A. Horita, M. Kusaka, J.M. Johnson and C. Rocken, 2001b: Calibration of antenna-radome and monument-multipath effect of GEONET—Part 2: Evaluation of the phase map by GEONET data, *Earth Planets Space*, **53**, 23-30.
- Hatanaka, Y., A. Sengoku, T. Sato, J.M. Johnson, C. Rocken and C. Meertens, 2001c: Detection of Tidal Loading Signals from GPS Permanent Array of GSI Japan, *Jour. Geod. Soc. of Japan*, **47**, 1, 187-192.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, 1997: Silent fault slip following and interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-597.
- 飯村友三郎・宮崎真一・佐々木正博, 1997: 高密度電子基準点網の構築, 国土地理院時報, **87**, 37-49.
- 岩淵哲也・内藤勲夫・千田克志, 1999: 大気遅延と水平測位解の関係, 月刊地球号外, **25**, 78-83.
- 神定健二・佐藤 馨・上垣内 修, 1987: 体積歪計の変化からみた1986年伊豆大島火山噴火活動の推移, 月刊地球, **97**, 409-418.
- 小林昭夫・山本剛靖・畑中雄樹・丸山一司・竹中 潤・緒方 誠, 2002: GPS東海地域3時間解析値のグループ化と補正, 気象研究所研究報告, **53**, 75-84.
- 宮崎真一・岩淵哲也・内藤勲夫, 1999: 大気遅延勾配の推定と水平測位精度の向上, 月刊地球号外, **25**, 84-90.
- 宮崎真一・畑中雄樹, 1998: 国土地理院GPS連続観測システムの概要, 気象研究ノート, **192**, 105-131.
- 中村浩二, 1999: GPSデータ簡易表示プログラム (SEIS-GPS) の開発, 情報地質, **10**, 257-266.
- 二瓶信一・佐藤 馨, 1988: 埋込式体積歪計による観測(2), 験震時報, **51**, 93-106.
- 日本測地学会編著, 1989: 新訂版GPS—人工衛星による精密測位システム—, 社団法人日本測量協会, 東京, 272p.
- 越智久巳一・畑中雄樹, 1996: GPS異機種間解析における系統誤差の補正方法について, 国土地理院時報, **85**, 23-28.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002: Detection and Monitoring of Ongoing Aseismic Slip in the Tokai Region, Central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- 鷲谷 威, 1997: 南関東・東海地域におけるGPS連続観測 (1994年～1996年), 国土地理院時報, **88**, 10-18.
- 澤田正典・堀田暁子・日下正明・畑中雄樹, 1999: GEONETにおけるマルチパス及びレドームの影響, 国土地理院時報, **91**, 43-48.
- 島田誠一・日置幸介・畑中雄樹, 1998: GPS解析の概要, 気象研究ノート, **192**, 61-72.
- 東京大学教養学部統計学教室編, 1991: 統計学入門, 東京大学出版会, 307pp.
- 津村建四朗, 1963: 日本沿岸の平均海面およびその変動の研究 (I) —潮位変化の地域分布—, 測地学会誌, **9**, 49-79.
- 津村建四朗・那須野 淳, 1998: 国土地理院GPS連続観測点の日平均データの経験的ノイズ補正法, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 115.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1995: New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans., AGU*, **76**, 329.
- 吉田明夫・二瓶信一・太田金房・薄田真司, 1984: 静岡と網代における体積歪観測孔内の水位変化と歪変化, 気象研究所研究報告, **35**, 199-207.
- 吉田明夫, 1999: 東海地震予知への新たな取り組み, 験震時報, **62**, 1-16.

2.2 GPS1日値に見られる年周パターンの変化

2.2.1 はじめに

国土地理院が行っているGPS全国観測網（GEONET）からは、IGSによる衛星軌道情報のうちの精密解を使って行われる基線解析によって各観測点の最終的な座標値が得られる。この座標値は、ftpサイトなどを通じて一般に公表されて地殻変動研究に広く用いられており、日本付近のプレート相対運動を反映した経年変化（例えばSagiya *et al.*, 2000）や、大地震に伴う変動（例えばTsuji *et al.*, 1995）などが明らかにされてきた。しかし、この座標値には年周期的な季節変動が見られることが当初から知られており、特に上下成分に顕著である。このような季節変動の存在は、1ヶ月～1年程度の時間オーダーでゆっくりと進行する地殻変動現象の検出を難しくしており、その影響を取り除くことが必要である。しかし、季節変動の原因については、実際の変動によるものなのか、観測や解析上で生じた見かけの変動なのかを含め、いくつかの考えが示されている（たとえば、Murakami and Miyazaki, 2001）ものの、確定的なものはまだない。そのため季節変動の影響を除去するには、前年同時期との差をとる方法、前年同時期間の変動との差をとる方法、年周・半年周の三角関数の重ねあわせで近似して取り除く方法などがとられる。これらの方法は、年ごとの季節変動のパターンにあまり違いがないことを前提としており、もし有意な違いがあればそれを地殻変動と誤認する恐れがある。

本節では、年周期的な季節変動のパターン（以下では、年周パターンと呼ぶ）が2000年以降とそれ以前とでは微小ではあるが有意に異なること、そのため長基線や広領域において地殻変動を見ていく場合にその影響があることを示す。

2.2.2 全国的な年周パターンの変化

Fig. 2.2.1に九州から沖縄にかけて設置されている5つの観測点における新潟県大潟観測点（950241）を基準とした

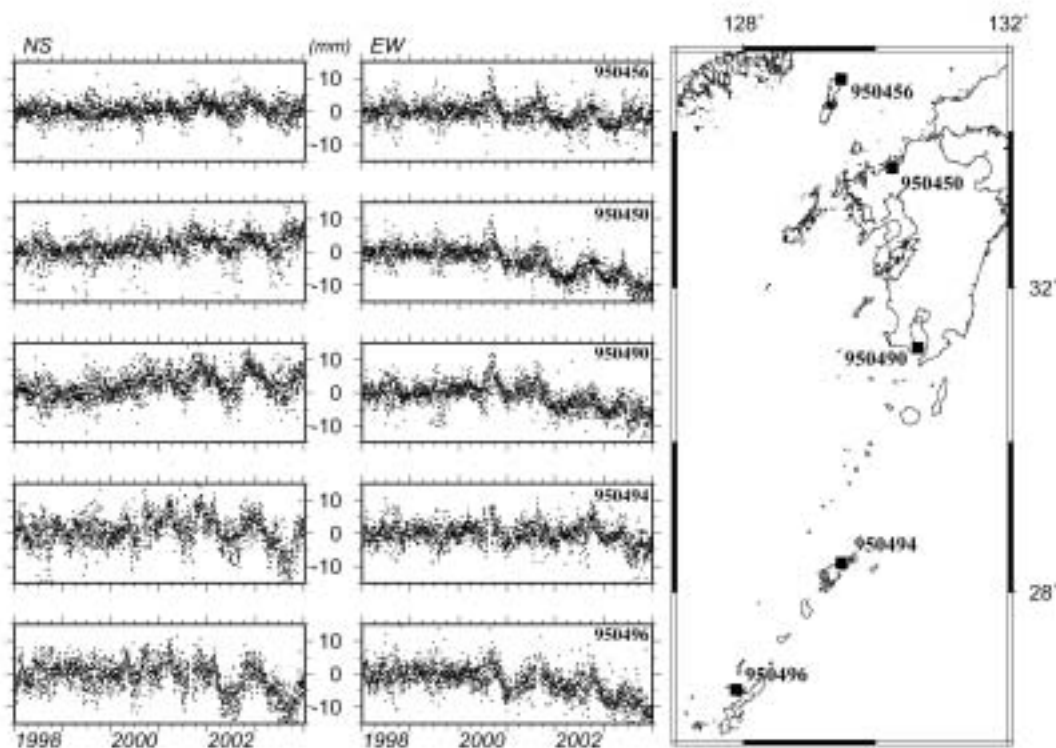


Fig. 2.2.1 Horizontal displacements of five GPS observation sites located in Kyusyu and Okinawa districts from 1998 to 2003.

座標変化の南北、東西成分時系列を示す。1998年1月から1999年12月までの2年間の元データに直線・年周・半年周項からなる近似曲線をあてはめ、全体の期間の元データから引き去った残差を示している。いずれの観測点においても、近似曲線を求めた1998年から1999年にかけての期間には、残差がゼロの周りに10mm前後のばらつきの範囲内で分布しているが、2000年以降には、それ以前の期間には見られない振幅で変動している。東西成分では、まず2000年夏から秋にかけて一斉に東へ変位したあと冬にかけて西向きに戻り、その後ゆっくりと東に変位するような年周パターンが見られ、その振幅はいずれの観測点でもほぼ同じである。南北成分では、2000年の中頃から冬に北へ、夏に南へ変位するような年周パターンが見られ、その振幅は南側の観測点ほど大きい傾向にある。このように1998～1999年のデータから求めた近似曲線を外挿して引き去った残差になお年周パターンが見られるということは、2000年以降の年周パターンがそれ以前のものと有意に変化したことを示している。

この2000年以降の年周パターン変化の特徴を抽出するため、座標の南北・東西成分について、前述した1998～1999年のデータから求めた近似曲線を差し引いた残差をデータとして、2001年1月から2002年12月までの2年間に直線・年周・半年周項からなる新たな近似曲線をあてはめて各項の振幅係数を求めた。

まず年周パターン変化の位相について調べるため、求められた年周項の正弦項係数と余弦項係数の分布をFig.2.2.2に示す。座標原点から各点へ引いた直線の傾きがそれぞれの観測点での位相に対応することになるが、様々な方向を向いてばらつきが大きい。そこで、全体として平均的な1つの位相をもつものとして、図中の直線の傾きを全観測点に共通な位相として採用した。その結果は南北成分で約 -56 日、東西成分で約 33 日となり、それぞれ5月下旬と11月下旬、2月下旬と8月下旬に極値をとる。半年周項については、年周項に見られるような全体的な傾向が認められず、同様の方法では求められないため、年周項と同じ位相であると仮定した。

次に、この求められた位相に固定して、改めて直線・年周・半年周項からなる近似曲線のあてはめを行って各項の振幅係数を求めた。求められた年周及び半年周項の振幅係数をFig. 2.2.3に示す。南北成分の振幅係数は観測点の緯度に対して、東西成分の振幅係数は観測点の経度に対して、それぞれ図示されている。この図で振幅係数の符号は年初（冬）における符号を表す。この図から、南北成分では、南側の観測点が夏に南へ、冬に北へ変位し、北側の観測点が夏に北へ、冬に南へ変位するような季節変動をしていることがわかる。つまり、観測網全体が南北方向に夏に伸び、冬に縮みとなる変化をしていることに相当する。一方、東西成分は、西側の観測点が夏に東へ、冬に西へ変位し、東側の観測点が夏に西へ、冬に東へ変位するような季節変動をしており、全体としては東西方向に夏に縮み、冬に伸びとなる変化をしている。振幅係数の空間変化率を、振幅係数が経緯度の1次式で表されるとして求めると、最大変化

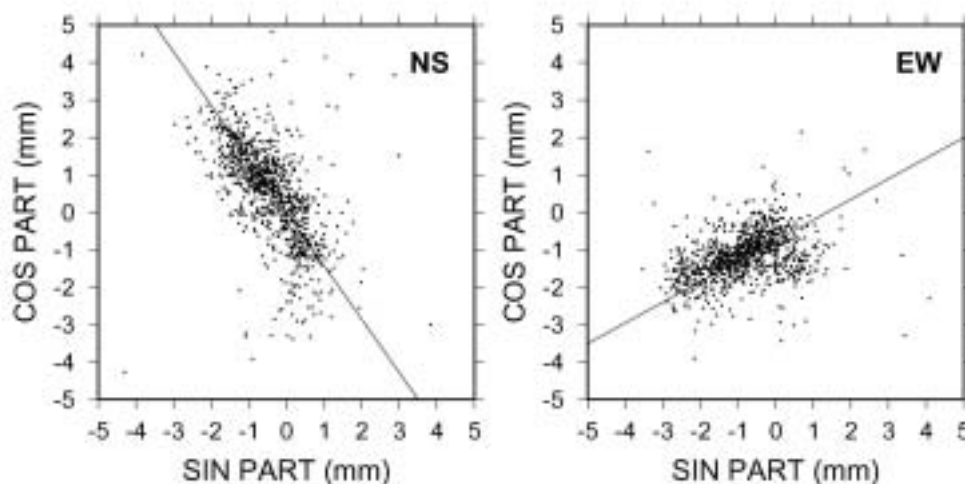


Fig. 2.2.2 Relations between coefficients of sine and cosine part of annual variation derived from the data of 2001 to 2002.

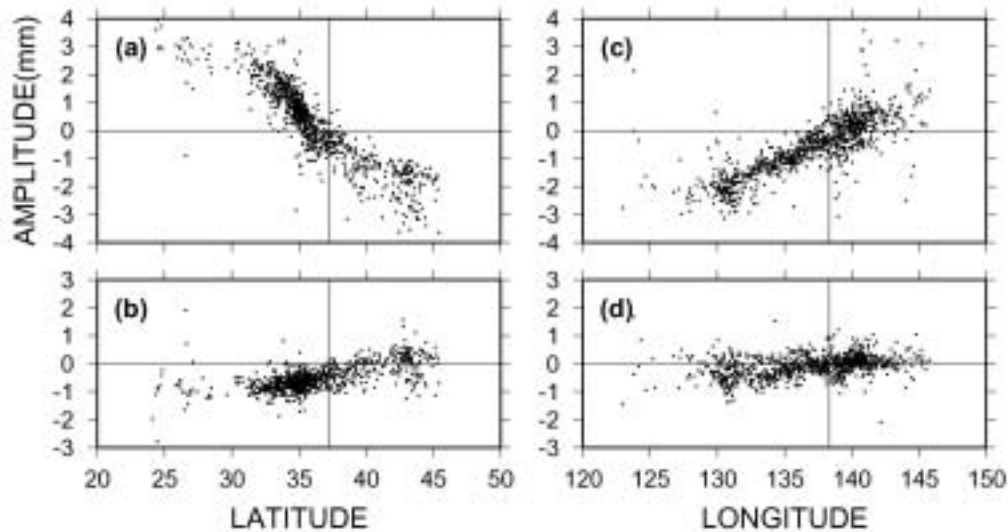


Fig. 2.2.3 Amplitudes of annual (a, c) and semi-annual (b, d) variations of latitudinal (left) and longitudinal (right) components derived from the data of 2001 to 2002.

方向は、南北年周振幅係数では $N40^{\circ}E-S40^{\circ}W$ 方向、南北半年周振幅係数ではほぼ緯度方向、東西年周・半年周振幅係数ではほぼ経度方向となった。また、南北成分の年周振幅の変化率は約 $0.2\text{mm}/\text{度}$ 、半年周振幅は約 $0.09\text{mm}/\text{度}$ 、東西成分の年周振幅は約 $0.2\text{mm}/\text{度}$ 、半年周振幅は約 $0.03\text{mm}/\text{度}$ となった。これらの量は極めて微小であり、数100 kmの基線長でようやく振幅が1 mmに達する程度であるので、それより狭い領域において変動を調べる場合にはほとんど問題にならないが、広い範囲における微小な変動を調べる場合には考慮しなければならない量である。

2000年より前の期間の全国的な年周パターンは概ね等方的なスケール変化で近似できる（畑中，2002）。しかし、上述のように2000年以降の年周パターン変化では南北成分と東西成分で季節による伸縮の符号が逆になり、南北成分については従来の年周パターンを強める向き、東西成分については打ち消す向きに生じており、等方的なスケール変化では説明できない。年周パターン変化の振幅が全国観測網の全体にわたって系統的に分布する特徴をもっているこ

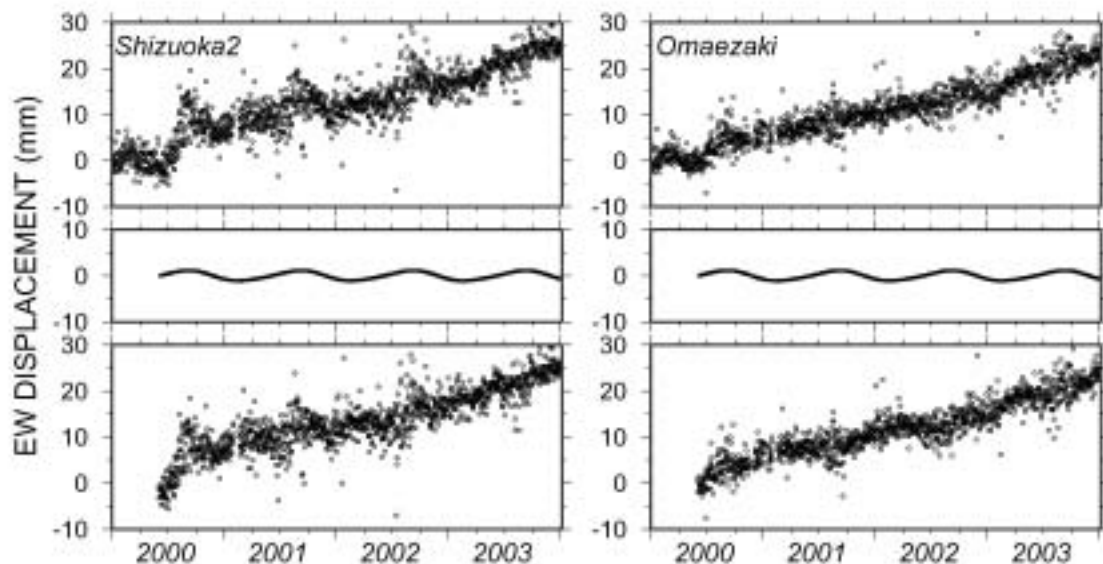


Fig. 2.2.4 Longitudinal displacements of Shizuoka2 and Omaezaki observation sites.

とから、この変化は実際の地殻変動によるものではなく、観測・解析上の原因によるものではないかと考えられる。ただ、各観測点の座標時系列データを細かく見てみると、観測網全体に系統的に分布する成分（以下、全国共通成分と呼ぶ）だけでは、年周パターン変化の影響を十分には考慮できない。その例として、Fig. 2.2.4に、静岡2（93078）と御前崎（93101）における座標変化の東西成分時系列を示す。上段に示した観測値に見られるように、静岡2では秋頃に上に凸（東へ変位）となる変化が特徴的に現れる。中段には、前項で求めた年周パターン変化の全国共通成分の静岡2における変化を示している。上段の観測値と比較すると位相は合っているが振幅が異なるため、下段にあるように半年周変化が取りきれずに残る。このような特徴的な半年周変動が周辺の観測点では見られないこと、2年間同じパターンを繰り返していることから、この期間に地殻変動が生じていたというよりは、解析上生じた誤差であると考えられる。一方、御前崎については元のデータがほとんど直線的に変化しているので、年周パターン変化の全国共通成分を引き去ると残差に逆向きの年周変動が現れてしまう。

このように年周パターン変化には全国共通成分とは別に観測点固有のものが存在する可能性がある。このことは、全国共通成分だけで補正することは必ずしも十分ではないことを意味する。しかし、スローイベントや大地震の余効変動のような非定常な地殻変動が観測されている観測点では、年周パターン変化と非定常な地殻変動の時間的なゆらぎを区別することが難しいため、観測値から年周パターン変化の観測点固有成分を評価し、同時に非定常変動の時間的なゆらぎを正確に捉えることには限界がある。したがって、非定常な地殻変動の時間的なゆらぎを検出するには、何か別の方法で年周パターン変化を評価する必要がある。

2.2.4 年周パターンの年々変化

ここまでは1998～1999年と2001～2002年のデータとの差から年周パターン変化をみてきた。しかし、Fig. 2.2.1に示されている南北成分の時系列をみると、2001年よりも2002年、2003年の振幅が大きくなっているように見える。そこで2001年と2002年のそれぞれ1年間のデータについて南北成分の年周パターンを解析した結果をFig. 2.2.5に示す。解析期間が短い、やはり経緯度の1次式で近似できるような全国的に共通の傾向が見られる。2001年には0.1mm/度であった年周振幅の空間変化率が2002年には0.4mm/度と大きくなり、半年周振幅の空間変化率は逆に0.2mm/度から0.0mm/度と小さくなるという違いが見られた。その結果、2001年には半年周変化が卓越していたが、2002年には

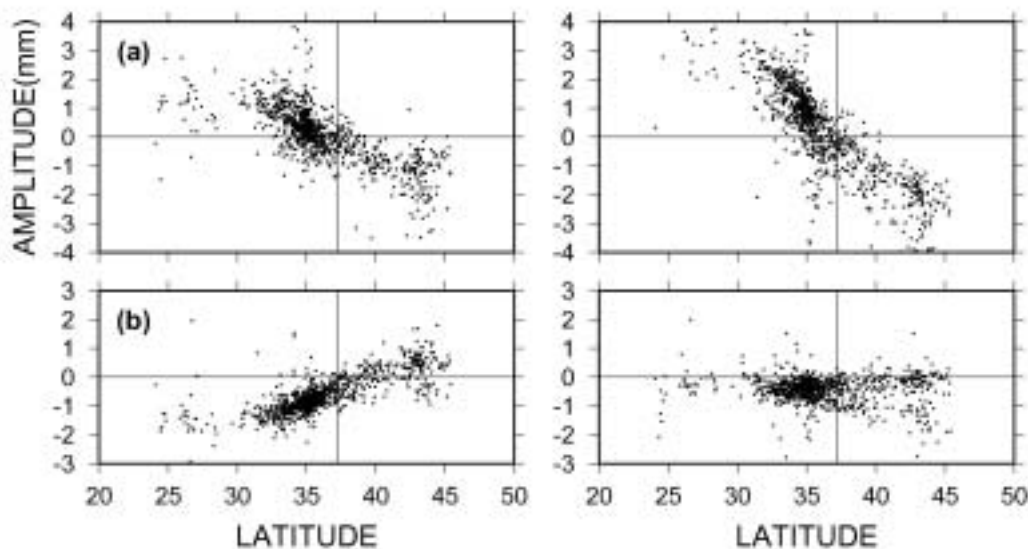


Fig. 2.2.5 Amplitudes of annual and semi-annual variations of latitudinal components derived from the data of 2001 (left) and 2002 (right).

年周変化が大きく卓越するようになった。2000年頃を境に見られる年周パターン変化は、2000年より前のある安定した年周パターンから2000年頃を境に別の安定した年周パターンへ切り替わったということではなく、年ごとに変化している不安定な年周パターンが明瞭に見られるようになったということなのかもしれない。

なお、2003年には宮城県沖の地震（5月26日、M7.1）、宮城県北部の地震（7月26日、M6.4）、そして平成15年（2003年）十勝沖地震（9月26日、M8.0）といった広い範囲で大きな地殻変動を伴う大地震が連続して発生したため、地震時ステップを補正できたとしても、北海道・東北地方の観測点で余効変動による地殻変動データのゆらぎが見られる。また、2002年秋から2003年夏にかけての期間には、ほぼ全部の観測点でアンテナ交換が行われたほか、レドームの設置や交換、解析時のアンテナ高設定パラメータの変更が行われた。これらの作業によって生じたデータのシフトについては概ね補正可能であるが、アンテナ機種が変わったことによって年周パターンが変わった可能性がある。一例として、Fig. 2.2.3に示した静岡2観測点の東西成分の変動が挙げられる。前述したように静岡2の東西成分には秋頃に上に凸となる変動が特徴的に見られていたが、2003年には小さくなっている。そのほかにも上下変動の振幅が小さくなったように見える観測点もある。以上のことから、2003年の年周パターンを精密かつ正確に求めることは困難であり、2004年以降のデータについて経過を見ていく必要がある。

2.2.5 まとめ

GEONETの1日値座標データに見られる年周的な季節変動パターンを詳細に調べた結果、2000年以降の年周パターンがそれ以前のものに比べて、南北成分でその振幅が大きくなり、東西成分ではその振幅がやや小さくなっていることがわかった。この振幅変化は、南北成分が緯度に、東西成分が経度に依存するように、観測網全体に系統性をもって分布しており、その系統性から観測や解析上で生じている現象と考えられる。しかし、その原因は今のところ明らかではない。さらに、この年周パターン変化は、観測点ごとに固有な成分があったり、年ごとに変化量が異なったりするなど、複雑な様相を示す。

地殻変動を見いだすために、年周パターンが年ごとに有意には変化しないと仮定して、年周パターンを近似的に表現する三角関数をデータにあてはめて除去するという簡易な方法が従来からしばしば行われている。しかし、微小ではあるが年周パターンが変化していることは、異なる季節間で極めて微小な変動を検出しようとするような場合にはこの仮定が成り立たないことを示しており、そのような地殻変動解析の際には注意が必要である。（山本剛靖）

参考文献

- 畑中雄樹, 2002: GEONET新解析結果による座標値の季節変動成分の評価, 地球惑星科学関連学会2002年合同大会予稿集, D058-003.
- Murakami, M. and S. Miyazaki, 2001: Periodicity of strain accumulation detected by permanent GPS array: possible relationship to seasonality of major earthquakes occurrence, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2983-2986.
- Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000: Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *PAGEOPH*, **157**, 2303-2322.
- Tsuji, H., Y. Hatanaka, T. Sagiya, and M. Hashimoto, 1995: Coseismic crustal deformation from the 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake monitored by a nationwide continuous GPS array in Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1669-1672.

2.3 東海地域の検潮所におけるGPS観測

2.3.1 はじめに

平成6～10年度に実施した特別研究「南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究」では、つくばの気象研究所構内のほか、布良検潮所（千葉県）と岡田検潮所（伊豆大島）にGPS観測点を設置して検潮との比較観測を行い、その結果、検潮で観測されている最近の傾向とほぼ同様の布良の沈降と岡田の隆起傾向をGPSで観測した（気象研究所地震火山研究部，2000）。本特別研究では、東海地域の地殻変動を支配するフィリピン海プレート北端部の挙動を引き続き把握するため布良と岡田におけるGPS観測を継続するとともに、2000年に内浦、清水港及び御前崎検潮所（いずれも静岡県）に新たにGPS観測点を設置して観測を開始した。さらに2002年には、東海スローイベントの状況を把握するため、静岡県西部の舞阪検潮所にもGPS観測点を設置して観測を開始した。

本節では、これらのGPS観測の解析結果を用いて、GEONETのデータとの比較により両データの信頼性について検討すると共に、検潮データとの比較を行って、東海地域における観測期間内の上下変動の傾向について調べた。

2.3.2 GPS観測と基線解析

GPS観測点の位置をFig. 2.3.1に示す。GPSアンテナは検潮所の屋上に基台を設け、その上に設置した。使用したGPS受信機はTrimble 4000SSE, 4000SSi, 及び5700である。使用したアンテナはTrimble Micro Centered型アンテナで、グランドプレーンを付けているがレドームは付けていない。布良及び岡田の設置状況については気象研究所地震火山研究部(2000)に写真で示されており、東海地域に設置した各観測点は布良と同じステンレス・パイプ型のアンテナ基台である。

観測データは、1日1回、電話回線を通じて気象研究所に回収された後、IGSの予報暦を用いた解析が観測翌日に、最終精密暦を用いた精密解析が約3週間後に行われる。ここまでの手順は専用ソフトウェア（GARD2）によって自動的に行われる。なお、観測期間中の2000年7月につくば・布良両観測点、2001年7月につくば観測点の受信機とアンテナが雷による故障のため、また、2002年8月には岡田観測点の受信機の熱暴走とみられる故障のため、それぞれ

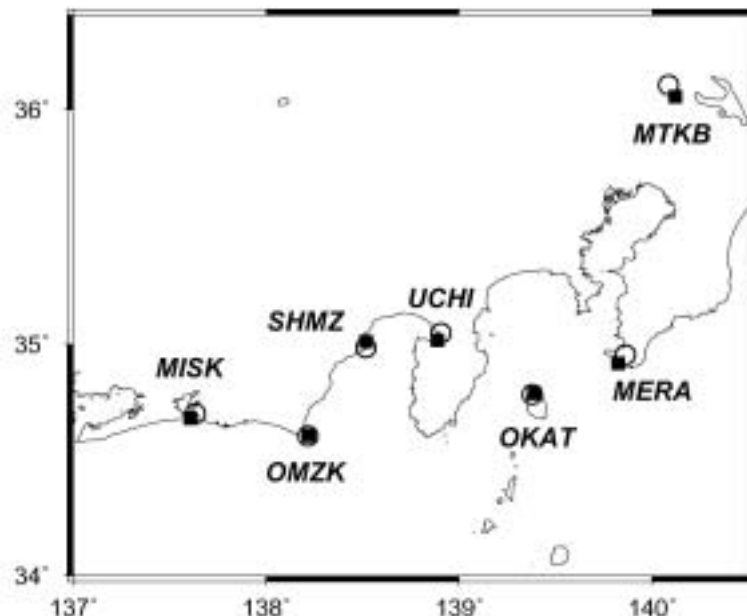


Fig. 2.3.1 Location of GPS observation sites in Tokai and South Kanto areas. Solid squares denote the site established by MRI and open circles denote the neighboring sites of GEONET.

長期の欠測となった。また、御前崎観測点は通信回線の不安定や断線のため、設置直後から2001年頃までたびたび欠測となった。

本報告では、この自動解析とは別に、Bernese GPS Software ver.4.2 (Hugentobler *et al.*, 2001)を使用して新たに行った解析結果を示す。まず、気象研つくば観測点 (MTKB) を解析基準点として使用するための準備として、IGSのつくば観測点 (TSKB) を基準としてMTKBとの間で基線解析を行い、後者の座標を精密に決定した。そして、決定された座標データから期間全体の平均変位を求めてこれをMTKBの基準座標値とし、この値を基準として東海・南関東地域の各GPS観測点との基線解析を行った。いずれの解析も、座標系はITRF1997を用い、衛星軌道情報と極運動情報はIGSによる最終精密解を使用した。対流圏伝搬遅延推定に際してはNiellのマッピング関数 (Niell, 1996) を用い、天頂方向遅延量を3時間ごとに推定した。アンテナ位相情報としては標準値 (IGS_01.PCV) をそのまま用いた。

2.3.3 つくば観測点座標の比較

気象研つくば観測点 (MTKB) の基準座標値を求めるために行った基線解析の結果について述べる。基線解析に使用したのは、現行の1日24時間観測が開始された1996年10月16日から2002年12月31日までの約6年間のデータである。基線解析の結果であるMTKBのITRF97系での南北・東西・上下各座標変化をFig. 2.3.2に示す。データが途切れているのは、MTKB側の欠測のためである。2000年7月2日から10月13日までと2001年6月7日から7月12日までの欠測期間は、いずれも雷によるアンテナの故障に伴うもので、復旧のためにアンテナを交換している。2001年の欠測期間を挟む前後で東西成分が約1 cm西向きにずれており、時期的にはアンテナ交換の影響であると思われるが、アンテナ

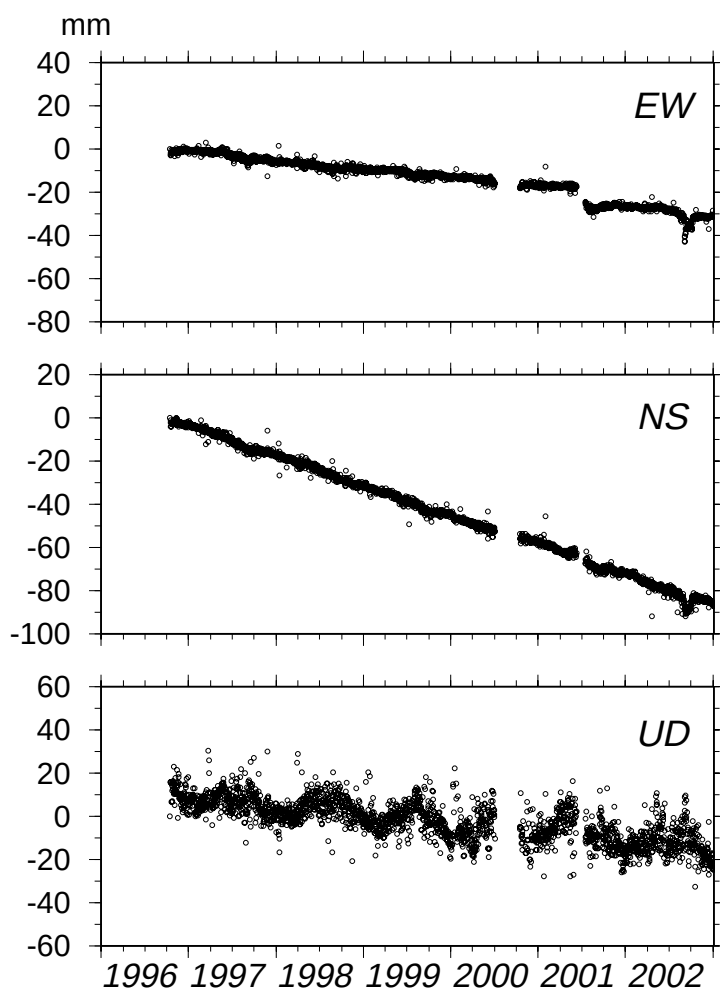


Fig. 2.3.2 Coordinate changes of the MRI's Tsukuba observation site (MTKB) from 1996 to 2002, based on IGS Tsukuba observation site (TSKB).

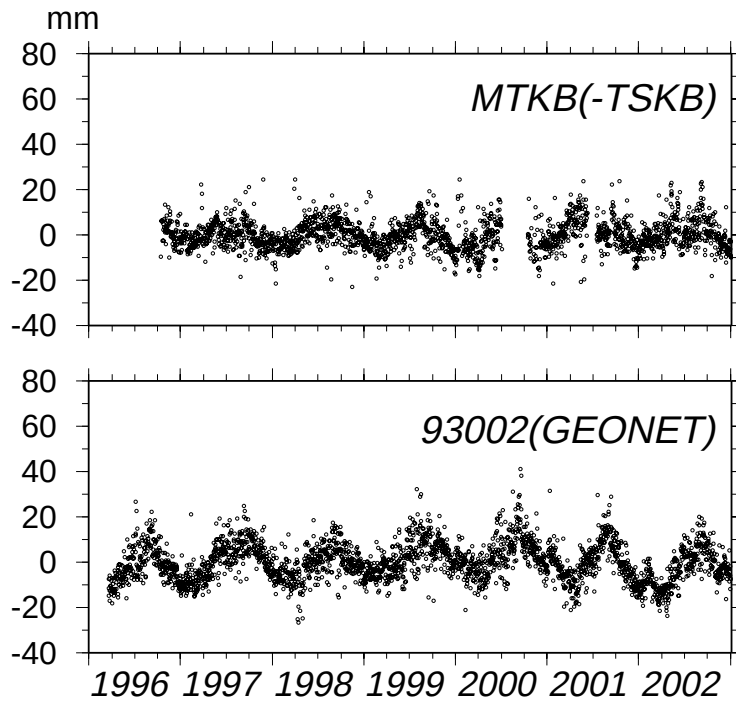


Fig. 2.3.3 Up-down components of coordinate changes of MTKB based on TSKB and Yasato (93002) in GEONET.

基台の構造上、設置誤差としては大きすぎる値である。それを除くと水平成分の経年変化はほぼ一様で、南に14 mm/yr、西に4 mm/yrの速度で変位している。TSKB (ITRF97) との相対変位はほとんどないが、2002年9月頃に南向きかつ西向きのやや大きなゆらぎが見える。同じ2002年秋頃にSOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) によるTSKBのグローバル座標解でもゆらぎが目立つことから、この時期のTSKBのデータになんらかの問題があったのかもしれない。

一方、上下成分にはTSKBに対してMTKBが相対的に夏に上昇、冬に下降する向きの年周期的な季節変動が見られる。この変動がどちらの観測点によるものか検討する。GEONET座標データには共通して年周期的な上下季節変動が見られる。これは基準としている国土地理院構内の観測点が季節変動しているために、その他の観測点に見かけ上現れている可能性がある (Hatanaka *et al.*, 2003)。この上下季節変動の原因として、つくばにおける地下水位変動に伴う地盤変動が考えられている (宗包ほか, 2003)。Fig. 2.3.3に、TSKBを基準としたMTKBと、GEONETつくば観測点 (92110) を基準としたGEONET八郷観測点 (93002) の上下変化を示す。いずれも直線的な変化は除去してある。図に示した期間内の平均的な年周変動の全振幅は、MTKBで約12mm、八郷で約20mmと異なる。また、国土地理院構内点の側が夏季に沈下する傾向は一致しているが、その位相は若干ずれていて、MTKBの変動の方がやや早く極値をとる。もし20mmの年周変動がすべて国土地理院構内側で起きているとすれば、MTKBはその半分程度の振幅の変動を生じていることになる。このように同じつくば市内であるが約6.4km離れた国土地理院構内と気象研構内との間には相対的な上下変位があり、国土地理院構内の方の振幅が大きい可能性があり、その原因となる現象の空間的な広がりを考える上でひとつの情報となりうるだろう。

2.3.4 最寄りのGEONET観測点との比較

次に、東海・南関東地域の観測点の結果について述べる。基線解析の結果の妥当性を調べるため、気象研観測点の結果を最寄りのGEONET観測点の結果と比較した。最寄りのGEONET観測点として採用したのは、布良に対して館山 (93047, 基線長5.3km)、岡田に対して大島1 (93051, 基線長1.1km)、内浦に対して沼津 (960626, 基線長3.7km)、

清水港に対して静岡清水市2 (950296, 基線長2.8km), 御前崎に対して御前崎 (93101, 基線長0.7km), 舞阪に対して雄踏 (93100, 基線長3.1km) の各点である。GEONETの観測点は国土地理院構内に受信機の種類ごとに設けられた観測点を基準として解析され, それらの基準観測点はTSKBからの基線解析を通じて結合されている。前述したように気象研の観測網が基準としたMTKBもTSKBに結合したため, TSKBを通じてGEONETの結果と直接比較できると考えられる。また, GEONETの座標解には2002年秋から2003年夏にかけて実施されたアンテナ交換などの人為的作業によってステップが生じ, そのデータの連続性が問題となったが, 同じ期間に気象研の観測点ではシステムに変更がなく, データの連続性は保たれており, 気象研の観測点で得られたデータを基準としてGEONET観測点の結果を見ることで後者のデータの連続性を検証できる。

気象研の観測点とGEONET観測点のデータをFig. 2.3.4に示す。変化の詳細を見られるよう, 両者ともGEONET観

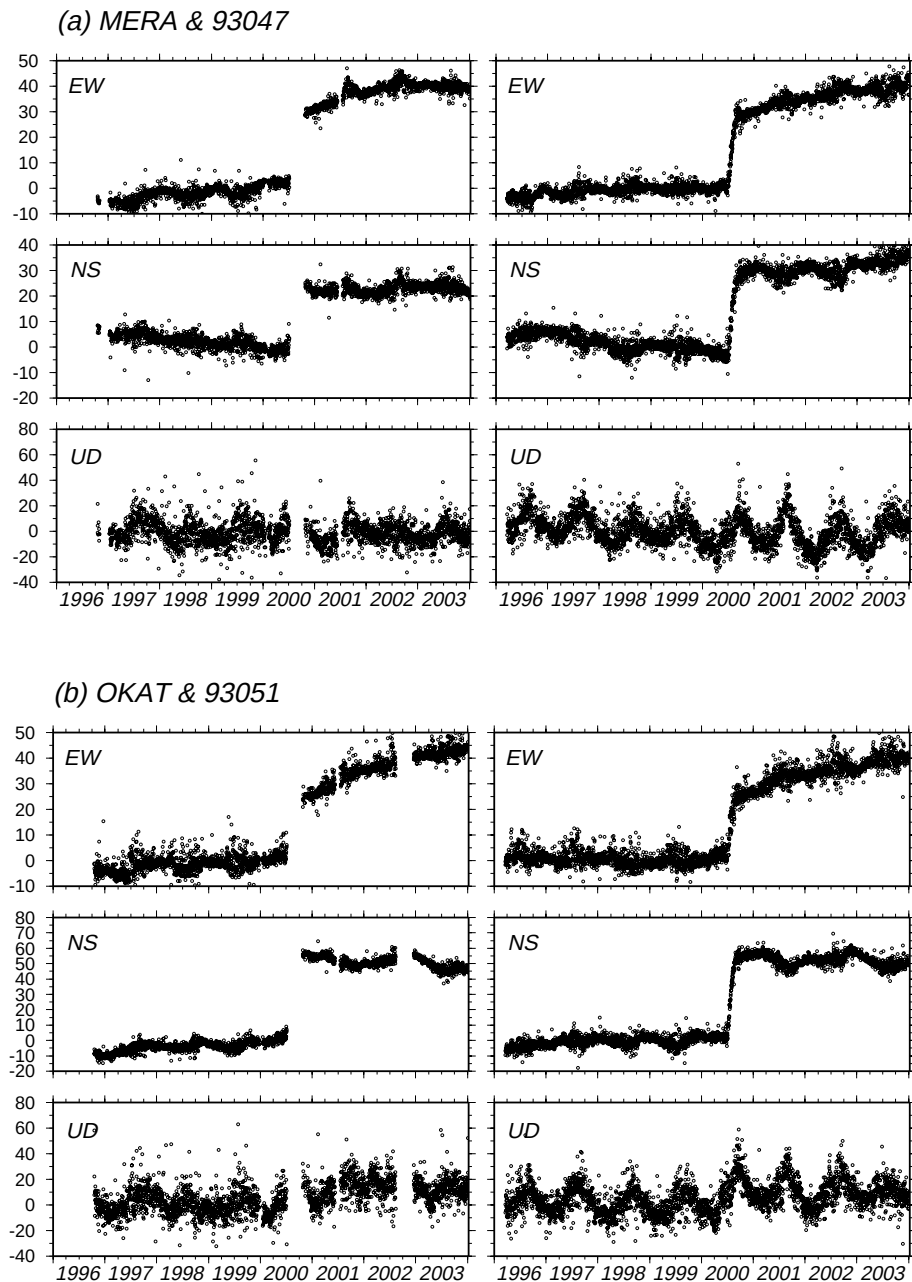
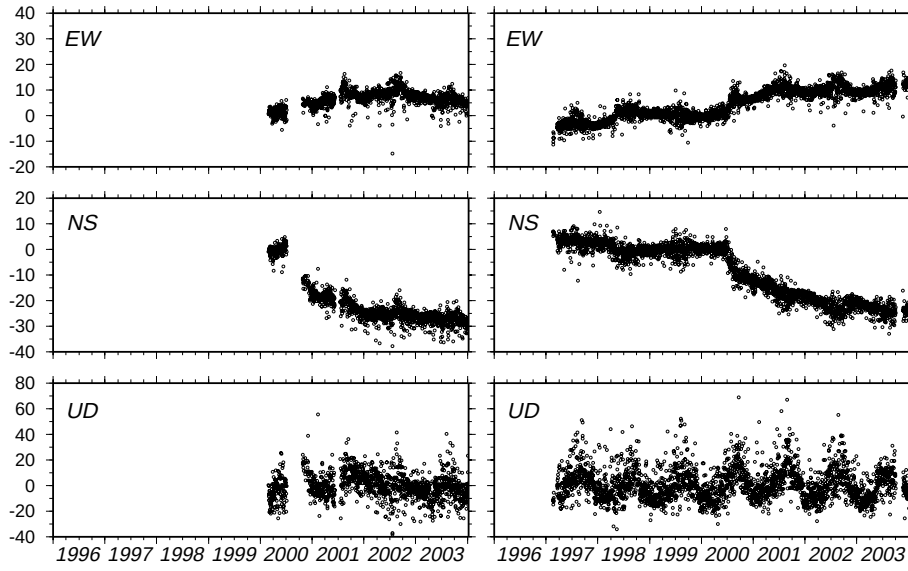
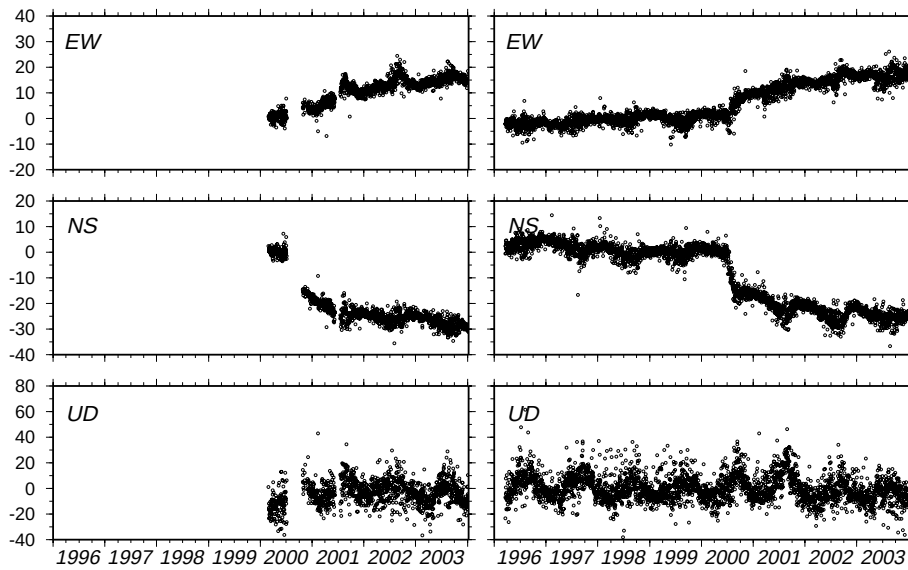


Fig. 2.3.4 Coordinate changes of the MRI's observation sites (left) and the neighboring sites of GEONET (right). (a) Tatekaya and Mera, (b) Oshima1 and Okata, (c) Numazu and Uchiura, (d) Shizuoka-Shimizu-shi2 and Shimizu-minato, (e) Omaezaki and MRI's Omaezaki, (f) Yuto and Maisaka

(c) UCHI & 960626



(d) SHMZ & 950296



(e) OMZK & 93101

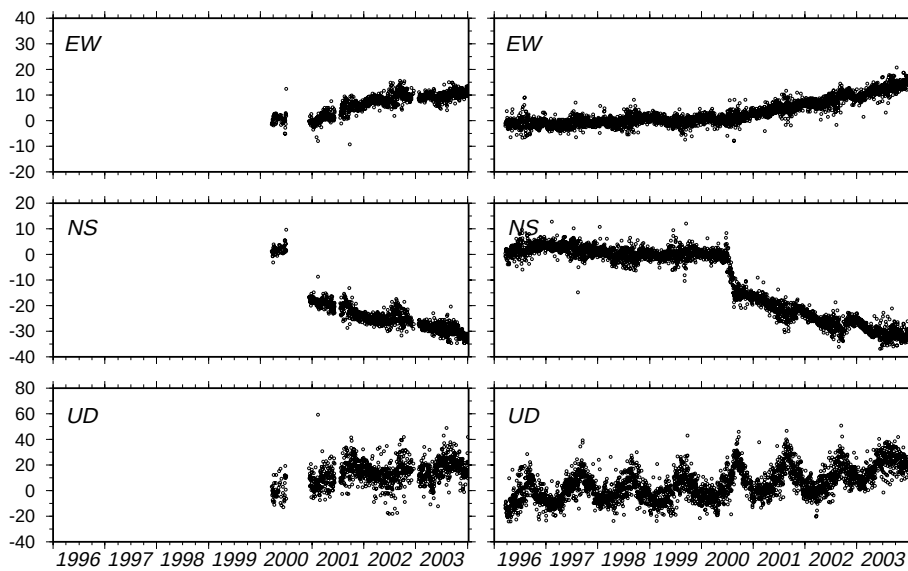


Fig. 2.3.4 (continued)

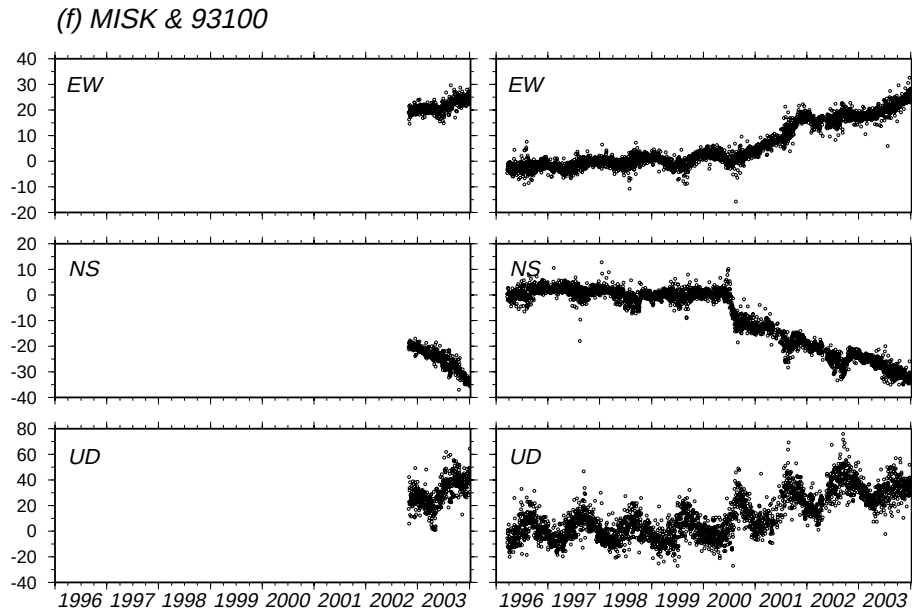


Fig. 2.3.4 (continued)

測点の1998～1999年の平均変位速度を除去してある。両者の日々のばらつきはほぼ同じ程度である。水平変位のトレンドはかなりよく一致する。布良・岡田に見られる2000年夏の伊豆諸島北部イベントに伴う地殻変動も両者でほぼ同じ程度である。水平変位に比べて上下変位は局所性の影響を受けやすいので直接の比較は難しいと思われるが、ここで比較している6箇所については極端に違う結果は見られない。

一方、年周期的な季節変動の様相は互いに異なっている。気象研観測点の東西成分には秋頃に上に凸となる特徴的な変化が見られる（たとえばFig. 2.3.4(a)）。上下成分ではGEONET観測点の季節変動が大きく、振幅は気象研観測点の

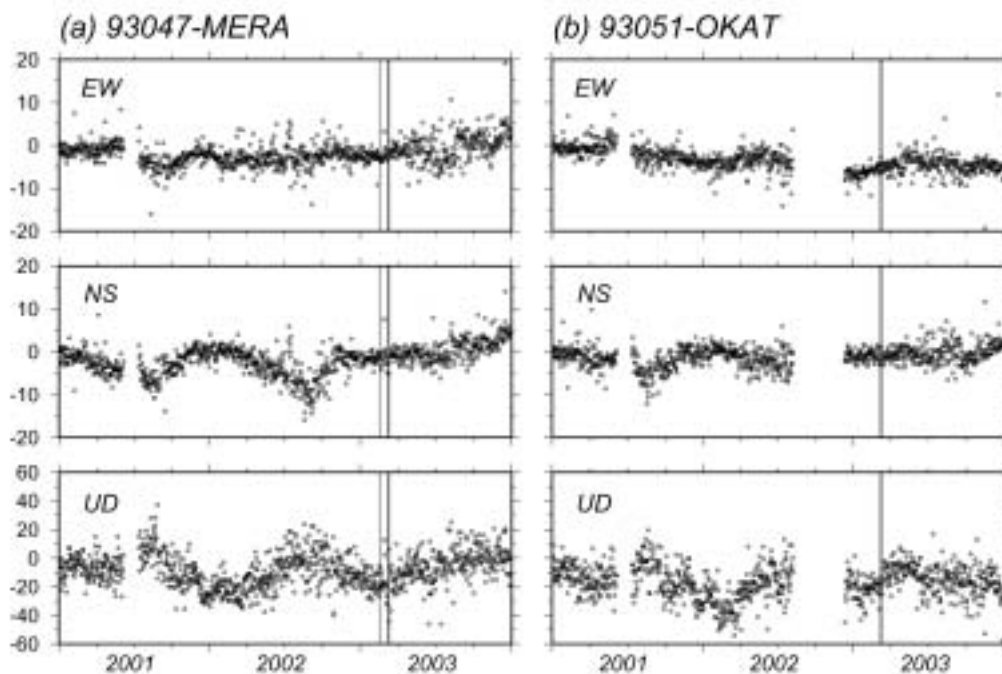


Fig. 2.3.5 Differences of coordinate changes between MRI site and GEONET site.
(a) Tatekaya and Mera, (b) Oshima1 and Okata, (c) Numazu and Uchiura,
(d) Shizuoka-Shimizu-shi2 and Shimizu-minato, (e) Omaezaki and Omaezaki, (f) Yuto and Maisaka

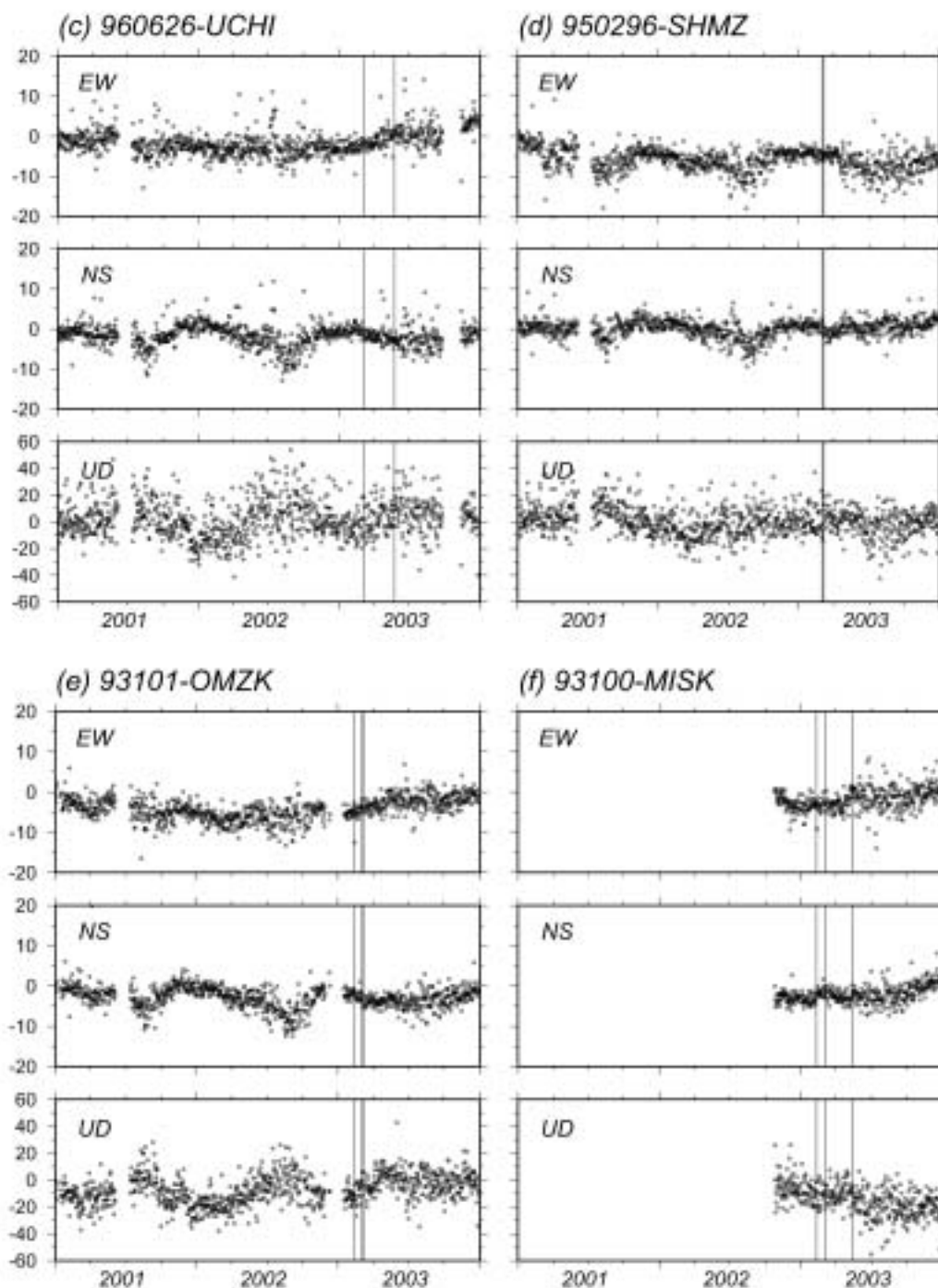


Fig. 2.3.5 (continued)

2倍になっている。GEONET観測点の座標変化から気象研観測点の座標変化を引いた両者の座標差変化をFig. 2.3.5に示す。図中の縦線はGEONET観測点のアンテナ交換等があった日を示している。アンテナ交換等によるデータのシフトは、比較する前に補正されている。東西成分には明瞭な季節変動は認められないが、南北及び上下成分では明瞭に認められる。南北成分の季節変動には夏季8月～9月頃に南向き変位の極値をとる特徴があり、2002年には11～12月頃にかけて急激に北向き変位の戻りが見られる。全振幅はおよそ10mmである。2003年にはそのような特徴的な季節変動ではなく、全振幅が高々5mm程度の緩やかな季節変動が見られる。上下成分の特徴も南北成分とほぼ同様に、8～9月頃に上昇の極値をとる、全振幅がおよそ20mmの季節変動を示す。2003年の季節変動は明瞭ではない。また、静岡清水市2（GSI）－清水港（MRI）の座標差には2001から2003年までの各年とも特徴的な季節変動が見られないが、これは他の点で見られる季節変動がないことを示しているのか、それとも逆向きの局所的な季節変動があってそ

れによって打ち消されているのか、区別がつかない。

気象研の観測点とGEONETの観測点との間で季節変動の様相が異なるのは、それぞれの2観測点間で生じた実際の変動とは考えられず、解析上生じたなんらかの系統誤差であると思われる。上下成分についてはそれぞれの基準点の季節変動に違いがあることの反映と考えられるが、南北成分についてはそれぞれの基準点の間でこのように明瞭な季節変動の違いは見られない。南北成分についての一つの可能性は、上下成分の季節変動が基線解析の過程で南北成分にも紛れ込んだということである。もう一つの可能性は、一度に解析する観測網の規模の違いのため、広域の観測点を解析するGEONETがより南にある観測点の季節変動に引きずられるように東海地域の観測点にもその変動を配分したということである。

2003年の季節変動振幅が、それまでより小さくなっているのは現象としての変化によるものか、GEONETのアンテナ交換等の影響なのかについては現時点では区別がつかず、2004年以降のデータの蓄積を待つ必要がある。

2.3.5 上下変動と検潮記録との比較

次に、GPS観測と検潮で得られた最近の上下変動を比較する。Fig. 2.3.6は東海・南関東地域に設置されている各検潮所の潮位観測及びGPS観測から得られた相対的な地盤変動（上向きが地盤上昇）を1997年から2003年の期間について示している。検潮データが得られている期間はFig. 2.3.6に示した期間よりはるかに長いが、ここではGPS観測データが得られている1997年以降についてのみ示した。相対変動を求める組み合わせは海況変動の共通性を考慮して、岡田一布良，清水港一内浦，御前崎一内浦，及び舞阪一御前崎とした。

気象研究所地震火山研究部(2000)は、南関東地域の潮位記録を解析して、岡田一布良の相対変動量が1990年代に入

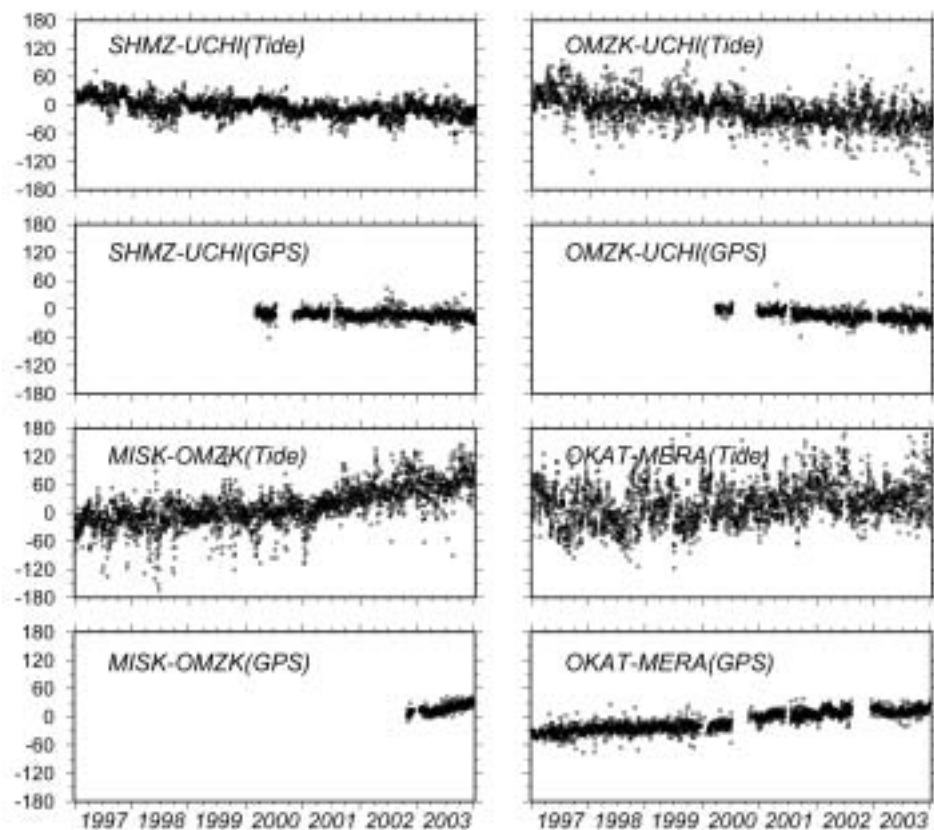


Fig. 2.3.6 Relative up-down components of coordinate changes of the tide gauge station and GPS observation sites (Shimizu-minato - Uchiura, Omaezaki - Uchiura, Maisaka - Omaezaki and Okata - Mera) in the Tokai and South Kanto regions.

って大きくなったこと、1997～1998年頃の平均変化速度が6 mm/yr程度で岡田が相対的に隆起したことを示した。潮位観測データからFig. 2.3.6に示している1997～2003年の7年間の平均的な上下変位速度を求めると、布良に対して岡田が平均5.9mm/yrで上昇している。GPS観測からは期間の中ほどに布良のアンテナ交換に伴うと見られるくいちがいが見られるので、この時期を境に前半・後半に分けて平均変位速度を求めると、いずれの期間とも5.0mm/yrとなり、潮位観測から求めた値とほぼ一致する。したがって、1990年代中頃からの布良に対する岡田の隆起傾向がそのまま維持されていることを示している。

駿河湾内の3観測点（内浦、清水港、御前崎）の相対変動について、GPS観測から得られた2001～2003年の3年間の平均的な上下変位速度は、内浦を基準として清水港で-1.9mm/yr、御前崎で-5.8mm/yとなった。一方、潮位観測から得られた同じ3年間の平均的な上下変位速度は、清水港で-0.8mm/yr、御前崎で-4.0mm/yrとなり、GPS観測から得られた値と比べるといずれも若干（1～2 mm/yr）小さい。期間を広げて1997～2003年の7年間の平均的な上下変位速度を求めると、清水港は-4.7mm/yr、御前崎は-8.2mm/yrとなり、最近3年間の傾向と比べるといずれも4 mm/yr程度大きい。国土地理院（2004）は、潮位観測と水準測量の結果を用いて、駿河湾周辺の1976年～2003年（6月まで）の期間における平均的な上下変動速度を求めている。それによると、内浦（検潮所及び水準点）を基準とした御前崎（検潮所及び水準点）の上下変位速度は、潮位観測から-8.3mm/yr、水準測量から-8.0mm/yrであった。上述した1997年以降の上下変位速度-8.2mm/yrはこれらの値とほぼ一致しており、最近7年間の平均変位速度はさらに長期の傾向と整合的であるといえる。

Fig. 2.3.6を見ると、潮位観測から得られた舞阪－御前崎間の相対変位は期間の前半と後半とで傾向が異なるように見える。そこで、それぞれの期間について平均変位速度を計算したところ、前半（1997～1999年）が8.2mm/yr、後半（2001～2003年）が24mm/yrとなった。一方、GPS観測から得られた平均変位速度は2003年の1年間ではあるが22 mm/yrとなり、潮位観測から計算された後半の平均変位速度とほぼ一致する。後述する（2.7節）ように、東海地域では2001年頃からスロースリップイベントが継続しており、それに伴う非定常な上下変位は浜名湖東側付近を中心とする隆起で特徴づけられる。舞阪はほぼ隆起の中心域に位置しているので、潮位観測から得られた隆起速度の増大はスロースリップに起因するものと考えられる。また、清水港と御前崎の内浦に対する最近3年間の沈降速度が長期的な傾向より減少していることも、同じくスロースリップによるものと考えられる。

以上、各区間で見えてきたように潮位観測とGPS観測で得られる上下変位は、数年程度よりも長い期間の平均速度ではほぼ一致する。しかし、それよりも短い期間では様々な要因による誤差のために必ずしも一致しない。より短い時間間隔で上下変動を検出するためには、検潮・GPS双方の誤差要因についてさらに検討していく必要がある。

2.3.6 まとめ

つくば市の気象研究所構内（MTKB）及び東海地域の検潮所にGPS観測点を設置して観測を行った。取得したデータを、TSKBに結合するなどGEONETに準じた手順で基線解析し、求められた座標データを最寄りのGEONET観測点の座標データと比較して両者の整合性を検討した。TSKBを基準としたMTKBの相対変動には上下成分に年周的な季節変動が見られ、双方の季節変動振幅の差を反映しているものと考えられる。東海地域の観測点の比較では、上下成分に加えて南北成分にも年周的な季節変動差が見いだされた。比較したほとんどの観測点に共通して見られることから、実際の相対変動ではなく、解析上生じたものであると考えられる。

GPS観測から得られた上下変位を検潮データと比較したところ、数年程度よりも長い期間の平均速度で見た場合には概ね一致し、東海スロースリップに起因すると考えられる舞阪検潮所における傾向変化が見いだされた。

（山本剛靖）

謝辞

検潮所におけるGPS観測は、東京管区気象台、銚子地方気象台、静岡地方気象台、館山測候所、大島測候所、御前崎測候所、浜松測候所の協力により行われている。ここに記して謝意を表す。

参考文献

国土地理院, 2004 : 第215回地震防災対策強化地域判定会委員打合せ会国土地理院資料, 29.

Hatanaka, Y., T. Iizuka, M. Sawada, A. Yamagiwa, Y. Kikuta, J. M. Johnson and C. Rocken, 2003 : Improvement of the analysis strategy of GEONET, *Bull. of Geographical Survey Inst.*, **49**, 11-37.

Hugentobler, U., S. Schuer and P. Fridez, 2001 : Bernese GPS software version 4.2, Astronomical Inst., Univ. of Berne, 515p.

宗包浩志・飛田幹男・高島和宏・松坂 茂・黒石裕樹・眞崎良光, 2003 : 地下水で動く電子基準点, 日本測地学会第100回講演会要旨, 65-66.

Niell, A. E., 1996 : Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, **100**, 3227-3246.

気象研究所地震火山研究部, 2000 : 南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究, 気象研究所技術報告, **40**, 169p.

2.4 潮位データによる東南海・南海地震前後の上下変動

2.4.1 はじめに

東海地震予知の取り組みにおいては、前兆的な地殻変動の捕捉に大きな期待がかけられている。過去のプレート間巨大地震の直前に前兆的地殻変動が存在したかどうかを現在手にし得る限りの観測データを最大限活用して調べておくことは、プレート間巨大地震の短期的な予知の可能性を探る上で重要なことである。また、プレート境界の大地震に伴って顕著な余効変動の生じた例が、地殻変動連続観測や近年のGPSの解析に基づいて報告されている（例えば Kawasaki *et al.*(1995), Heki *et al.*(1997), Hirose *et al.*(1999)）。プレート間大地震発生後の地殻変動の詳細を明らかにすることは、プレート間相互作用の時間経過を解明する上で重要である。

想定される東海地震の震源域に隣接する地域で発生した1944年東南海地震については、この地震の前後に静岡県掛川付近で実施されていた水準測量（越山，1976）により、地震発生の2日ほど前から前兆的な傾斜変動が観測されたことが報告されている（佐藤，1970；茂木，1982）。ここでは、1944年東南海地震，1946年南海地震直前の潮位記録について解析し、地震直前に前兆的地殻変動が見られたかどうか、地震後の余効変動の範囲や時間的な経過がどうであったかを考察する。

2.4.2 1944年東南海地震直前の潮位変化

潮位記録から上下方向の地殻変動を推定するためには、気圧、風、海流や海水密度など、気象および海況の変化による潮位の変化を取り除かなければならない。しかし、1944年東南海地震，1946年南海地震が発生したのは戦争中および終戦直後であり、観測を継続できていた検潮所が少ないうえに、潮位資料も気象庁本庁などに集約されていないものもあった。海況に関するデータもほとんどないため、絶対的な補正法は適用できない。相対的な補正法についても、津村(1963)の方法は同じ海域について十分な数の検潮所を必要とする（加藤・津村，1979）ため適用が難しい。津村(1957)は、気象および海況の変化による潮位変化が、広い範囲に共通しているということを利用して、比較的近接した2点の潮位差をとって相殺させる方法を、月平均潮位、および日平均潮位について適用している。そこでここでは、BAYTAP-Gによる潮汐補正（石黒・他，1984）と検潮所近くの測候所などで観測された1日3～6回の気圧を補間して-10.0mm/hPaによる気圧補正を施し、その後で2つの検潮所間の潮位差をとるという方法によって、相対的な潮位変化を上下方向の地殻変動として把握することにする。

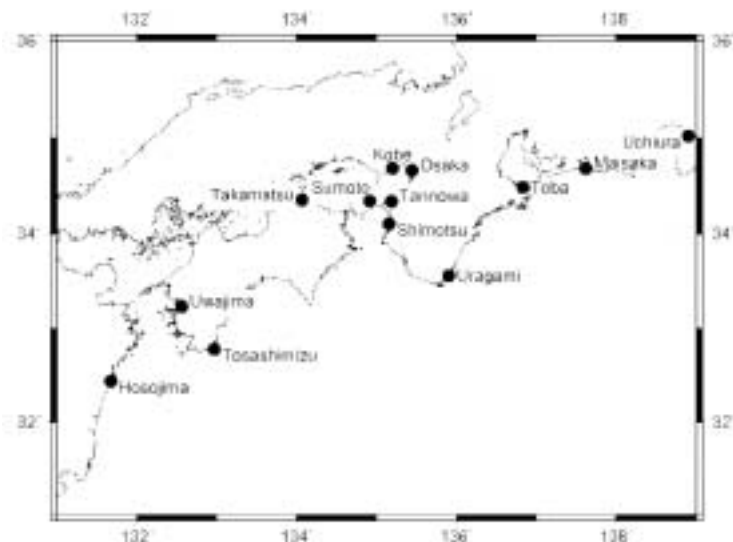


Fig. 2.4.1 Locations of tide gauge stations.

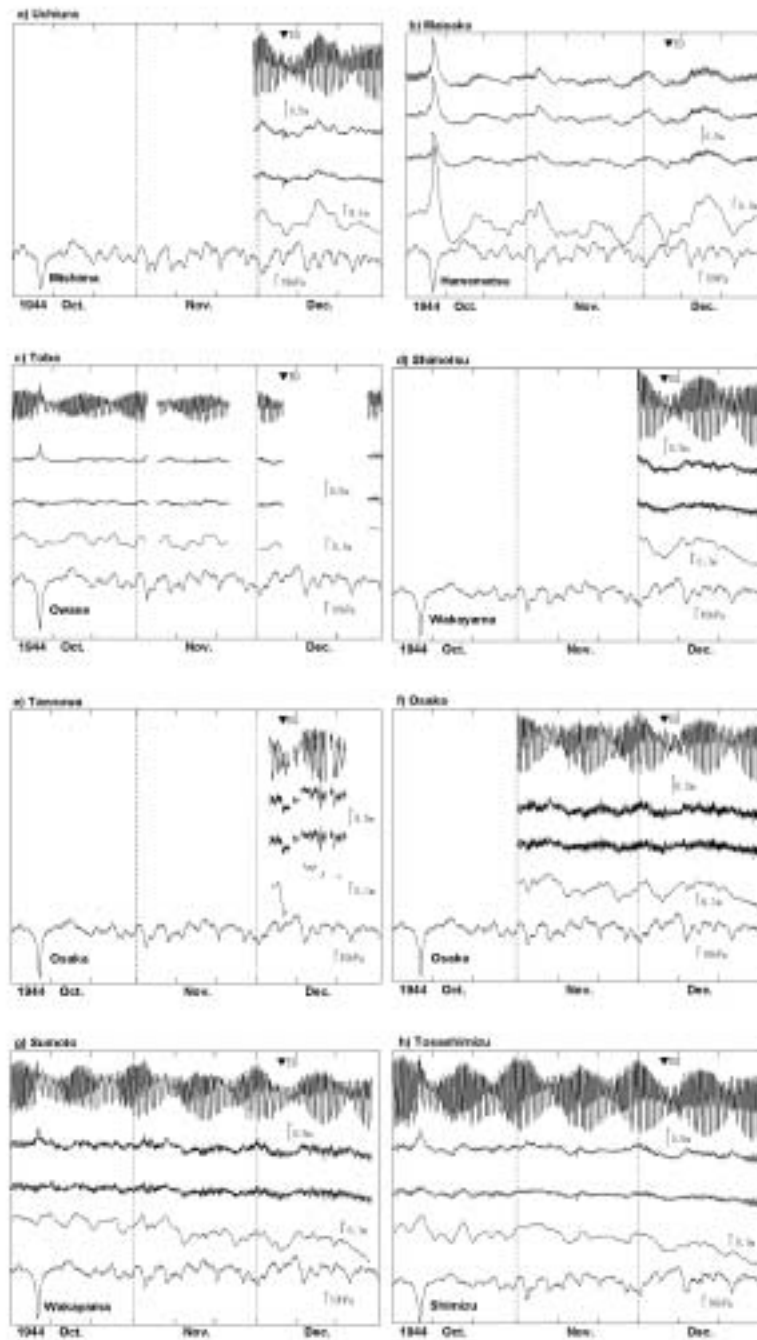


Fig. 2.4.2 Sea level records at tide stations before the 1944 Tonankai earthquake. Graphs from top to bottom in each figure present the original record, tide-corrected record, tide- and atmospheric pressure-corrected record, 25-hour moving average of the corrected record, and atmospheric pressure used for the correction.

用いたデータは、1944年10月から地震の発生した12月までの3ヶ月間の毎時潮位である。ここで使用した観測点は、Fig. 2.4.1に示す観測点のうち内浦、舞阪、鳥羽、下津、淡輪、大阪、洲本、土佐清水の8点で、震源域付近の観測点は鳥羽と舞阪である。観測点毎に潮汐補正および気圧補正を行った補正結果をFig. 2.4.2に示す。上から順に毎時潮位原記録、潮汐補正を施したもの、更に気圧補正を施したもの、潮汐気圧補正後に25時間移動平均したもの、および気圧補正に用いた気圧である。舞阪は前兆的な傾斜変化が観測された掛川に最も近い観測点だが、潮汐成分が小さく、気圧補正の効果もあまり見られないなど、この期間のデータには問題があるため潮位差解析には使用しない。他の地点では、潮汐成分は期間の短い淡輪を除きほぼ良好に除去され、気圧の影響も有効に補正されていることがわかる。記録が残っていた8点の中で、3ヶ月間ほぼデータがそろっているのは舞阪、洲本、土佐清水のみで、内浦、下津、

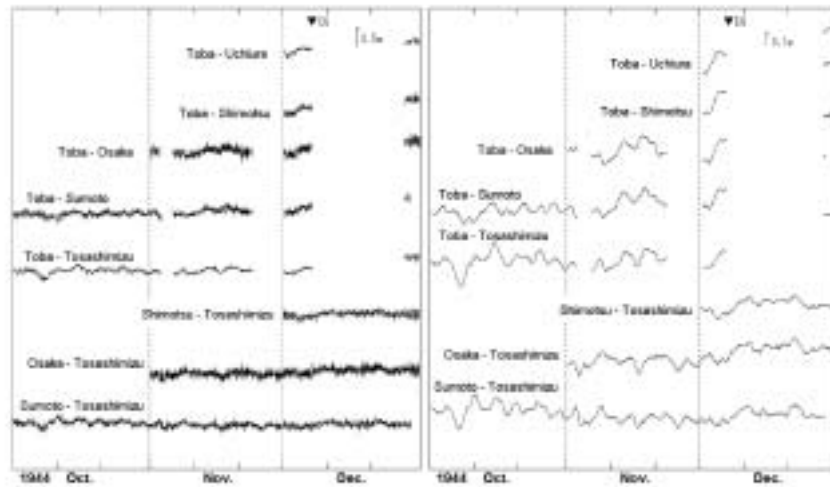


Fig. 2.4.3 Differences of sea level between two stations. The left figure represents the difference of the records after corrections of the effects due to tide and atmospheric pressure, and the right figure illustrates the 25-hour moving average of the difference in the left figure.

淡輪でデータが存在するのは12月のみなど、戦争中で潮位観測の維持、その後のデータ保管に困難さがあったことを示している。

2点間の組み合わせのうち、震源域に近い鳥羽と他の観測点との潮位差を中心にFig. 2.4.3に示す。左側の図は潮汐・気圧補正後に潮位差をとったもの、右側の図は潮汐・気圧補正して25時間移動平均後に潮位差をとったものである。東南海地震前数日間に鳥羽の潮位が他の地点に対して相対的に10cm余り上昇しているが、地震前2ヶ月間のデータがある鳥羽と洲本の潮位差や鳥羽と土佐清水の潮位差を見ると、同程度の大きさの変化が他にも何回か見られ、とりたてて大きな変化ではないことがわかる。この変化が前兆的な地殻変動を表しているとは、このデータからは言えない。

2.4.3 1946年南海地震直前の潮位変化

1946年10月から地震の発生した12月までの3ヶ月間の毎時潮位について、前節同様に潮汐補正および気圧補正を行った。ここで使用した観測点は、Fig. 2.4.1に示す観測点のうち内浦、舞阪、浦神、下津、神戸、土佐清水、宇和島、細島の8点である。Fig. 2.4.4に補正結果を示す。上から順に毎時潮位原記録、潮汐補正を施したもの、更に気圧補正を施したもの、潮汐気圧補正後に25時間移動平均したもの、および気圧補正に用いた気圧である。潮汐成分は一部を除き良好に除去され、気圧の影響も有効に補正されていることがわかる。全般的に潮位の変動は各観測点で似通っていて、この期間では12月中旬の鍋底型の低下が特徴的である。

Fig. 2.4.5に浦神と下津の潮位差を示す。上側は潮汐気圧補正後に潮位差をとった記録、下側はこの潮位差の25時間移動平均である。潮位差は10月上旬の変化を除き安定しており、12月21日の地震直前に浦神の潮位が相対的に10cmほど上昇していることが見てとれる。Fig. 2.4.6には地震前の期間を拡大し、浦神の原記録、潮汐気圧補正を施したもの、浦神と下津および浦神と内浦の潮位差の25時間移動平均を示す。浦神と下津の潮位差では、12月中旬に発生した鍋底型の潮位低下の大きさが両地点の間で違うことにより潮位差にも変化が現れているが、12月10日頃に低下した潮位差が次第に元のレベルに回復した。それに引き続いて地震の2～3日前にあたる18日から19日にかけて潮位差が明らかに上昇している。浦神の地震直前1日弱の記録がないため、12月18日からの変化が21日未明の地震前まで継続していたのか、更に加速するような現象が見られたのか、あるいは一時的な変化に過ぎなかったのかを知ることはできない。なお、潮位差が上昇したときに、潮汐気圧補正後の潮位に1日周期の変動が大きくなっており、何らかの関係

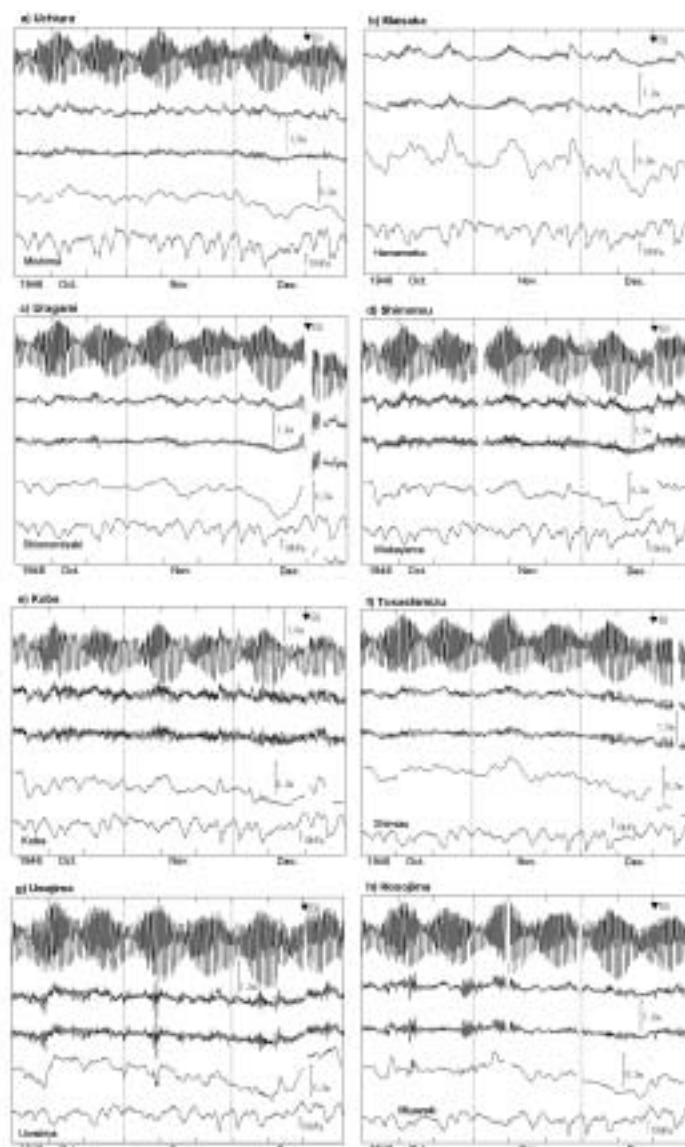


Fig. 2.4.4 Sea level records before the 1946 Nankai earthquake. From top to bottom the figure presents the original record, tide-corrected record, tide- and atmospheric pressure-corrected record, 25-hour moving average of the corrected record, and atmospheric pressure used for the correction. Tidal correction is not applied for the records at Maisaka.

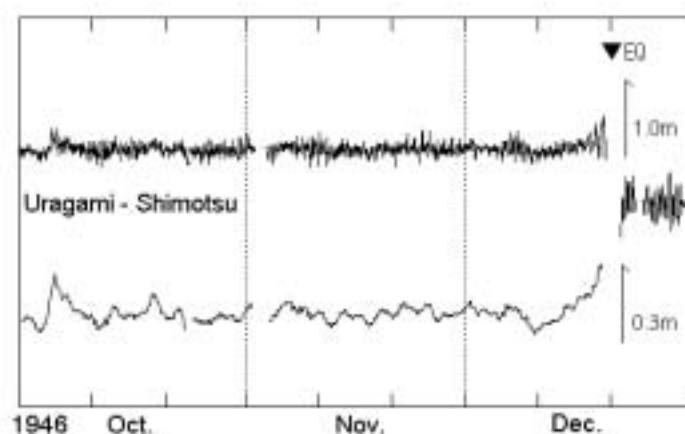


Fig. 2.4.5 Differences of sea level between Uragami and Shimotsu. The top graph depicts the difference of the records after corrections of the effects due to tide and atmospheric pressure, and the bottom graph shows 25-hour moving average of the difference.

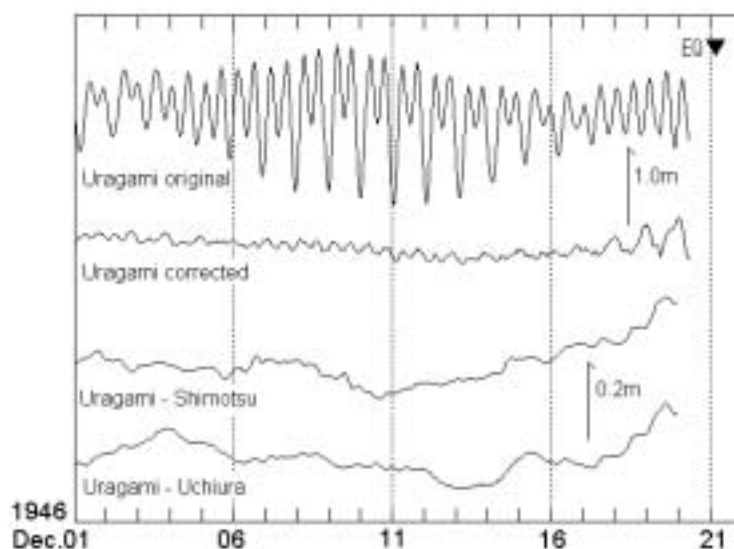


Fig. 2.4.6 Sea level records before the 1946 Nankai earthquake. From top to bottom, the figure indicates the original record at Uragami, tide- and atmospheric pressure-corrected record, 25-hour moving average of the difference of sea level between Uragami and Shimotsu, and that between Uragami and Uchiura

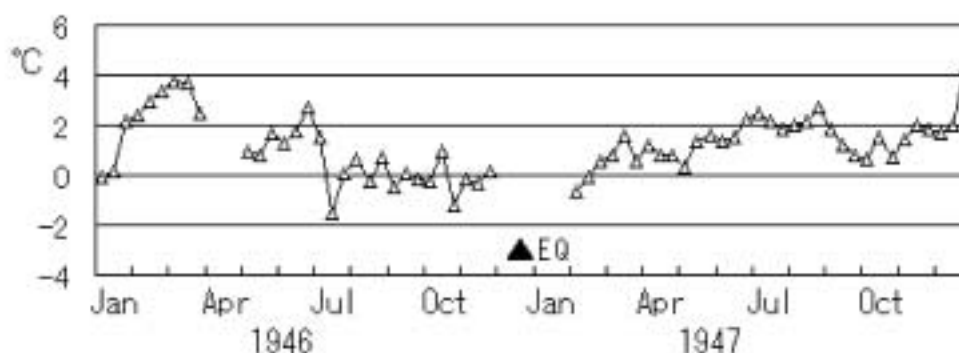


Fig. 2.4.7 Difference of water temperature between the west coast of Kushimoto and Owase.

があるのかもしれない。

津村(1957)は月平均潮位から浦神、串本間には著しい潮位変化の不連続が存在することを指摘した。一般に、黒潮が潮岬に接岸している場合には浦神は串本に対して相対的に潮位が下降し、黒潮が紀伊半島沖で南に蛇行している場合には両地点の潮位差は小さくなる。このため、南海地震直前の浦神での潮位の上昇が地殻変動を表していたかどうかを判断する上で、当時の黒潮の流路がどうであったかは重要な情報になる。竹内・諏訪(1999)は、黒潮が紀伊半島に接岸しているとき、潮岬西岸の水深約5mでの水温は東岸に比べ約2℃ほど高く、離岸しているときには両者の水温はほぼ同じになることを報告している。当時の海水温の観測データとしては、串本検潮所とほぼ同じ位置の串本西岸での毎日の測定値と、熊野灘側の尾鷲における旬毎の値(旬平均値か10日に一度の測定値かは不明)がある。Fig. 2.4.7に南海地震前後2年間の串本西岸と尾鷲の旬毎の水温差を示す。残念ながら串本西岸の水温データは1946年12月から翌年1月にかけて欠測であるが、前後の水温差から地震発生時には両者の水温がほぼ同程度だった可能性が高いことが推測される。比較のため、最近3年間の串本西岸と尾鷲の旬平均水温の差と、海上保安庁水路部発行の海洋速報による潮岬から黒潮流軸中心部までの距離をFig. 2.4.8に示す。2000年前半のように、串本西岸と尾鷲の水温がほぼ同じになっている期間は、黒潮が潮岬から離岸していることがわかる。Moriyasu(1958)によれば、下津を含む紀伊水道の月平均潮位は串本と似た変動を示すので、浦神と下津の潮位差をとった場合、黒潮が海岸沿いに直線的に

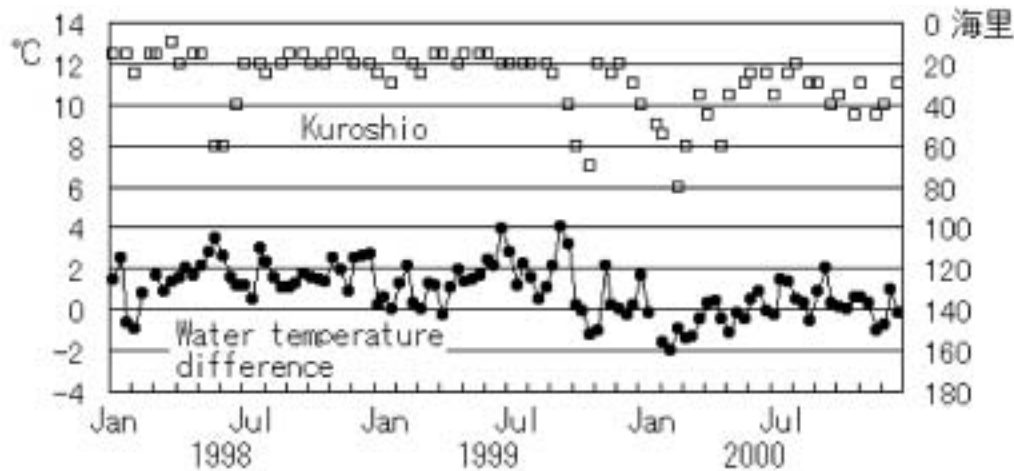


Fig. 2.4.8 Difference of water temperature between the west coast of Kushimoto and Owase (solid circle), and position of the Kuroshio axis measured from Cape Shionomisaki (open square).

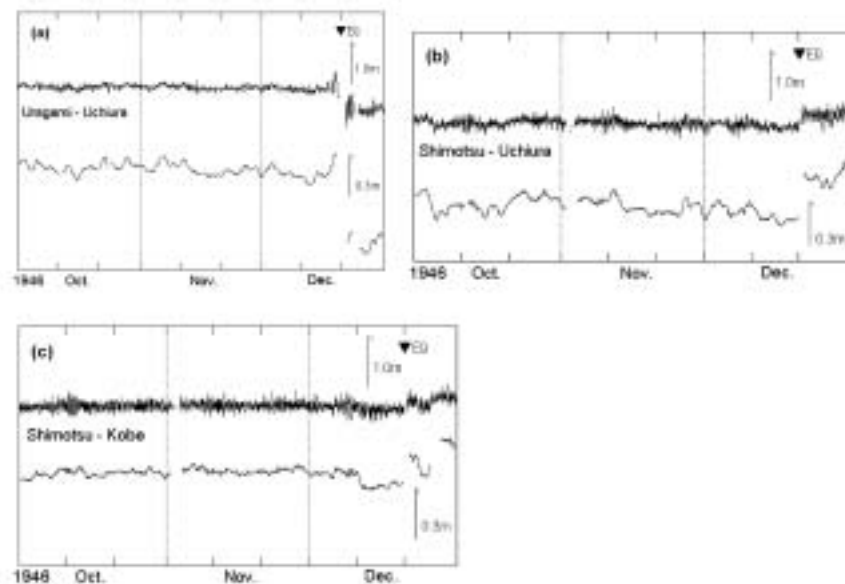


Fig. 2.4.9 Differences of sea level between two stations: (a)Uragami and Uchiura; (b)Shimotsu and Uchiura; (c)Shimotsu and Kobe. Each top graph plots the difference of the records after corrections of the effects due to tide and atmospheric pressure, and the bottom presents the 25-hour moving average of the difference.

流れている期間や、蛇行期間との移り変わりの時期には海況による影響が残る恐れがあるが、黒潮が蛇行している期間は、海況による変動は数日という比較的短周期のものまで相殺されと考えられる。以上のことから、南海地震発生前後には黒潮が潮岬から離岸していた可能性が高く、浦神と下津の潮位差に黒潮による影響が入りにくい時期であり、短周期的な変動は起りにくかったと推測される。

津村(1963)による気象および海況の変化による潮位変化が共通している海域で、内浦は浦神と同じ領域に分類されている。内浦は浦神との距離は離れているものの、潮位差は黒潮の紀伊半島への接岸・離岸による影響を受けにくいものと考えられる。そこで浦神と内浦の潮位差でも地震の2～3日前からの変化が見られるか確認する。内浦についてはFig. 2.4.4に示すとおり潮汐・気圧補正とも効果的であり、浦神、下津同様12月中旬の潮位低下も見られる。Fig. 2.4.9に示した浦神と内浦の潮位差は、直線距離で約300km離れているにも関わらず、1946年10月から11月にかけて比較的安定している。Fig. 2.4.5の浦神と下津の潮位差において見られた10月上旬の変化はなく、一方Fig. 2.4.6から、地

震直前の12月18日から19日にかけての浦神潮位の相対的な上昇はここでも見られる。また、Fig. 2.4.9の下津と内浦、下津と神戸の潮位差では地震直前に相対的な変化が見られない。以上のことから、前述したように、地震の2～3日前からの潮位変化は浦神で発生していたと結論される。

2.4.4 1946年南海地震直前の前兆すべり

浦神における地震の2～3日前からの潮位上昇の原因としては、観測点周辺における地盤の沈降の他に、黒潮流路の変動などの海況による可能性も今のところ除外できない。しかしここでは、潮位の上昇が地盤の沈降を示すものとして、それがプレート境界上での前兆すべりによって生じたとすると、どこでどの程度の大きさのすべりがあったとすればその地殻変動が説明できるかを検討してみる。Fig. 2.4.10に、一例として浦神沖のプレート境界上に M_w にして6.9規模のすべりが発生したときの理論的な上下変動をOkada(1992)の式により計算した結果を示す。このすべりによって浦神付近で10cm程度の沈降、下津を含め他の潮位観測点では1mm程度の变化となり、浦神の潮位上昇を説明することができる。このすべりの場所はMogi(1968)やKanamori(1972)による南海地震の24時間以内の余震域、および羽鳥(1974)やTanioka and Satake(2001)による津波波源域の東端に位置しており、1944年東南海地震の24時間以内の余震域や津波波源域に隣接している。また、上のすべり領域の位置は岡野・木村(1996)による南海地震の震央付近にあたる。橋本・菊地(1999)による震源は潮岬南方沖約50kmで、気象庁(1982)のものと同じく陸から離れているが、初動直後のサブイベントの位置は上のすべり領域の位置に近い。前兆すべりを想定した場所は東南海地震の震源域に隣接し応力集中の起きやすい領域であること、南海地震の破壊開始点に近いことなどを考慮すると、そこで実際に前兆すべりが発生したとしても不自然ではない。しかし、直前の地殻変動を示す可能性のある変化が観測されたのが浦神1地点のみのため拘束条件は少なく、Fig. 2.4.10に示したすべりの位置及び大きさに関しては任意性が大きいことに注意する必要がある。例えば、ここで示した領域の大きさは宇津(2001)による浅い地震のマグニチュードと各種パラメータとの標準的な関係によったが、すべり量を小さくしてすべり領域を海側に移動・拡大しても、浦神での変動量を同様に説明することができる。

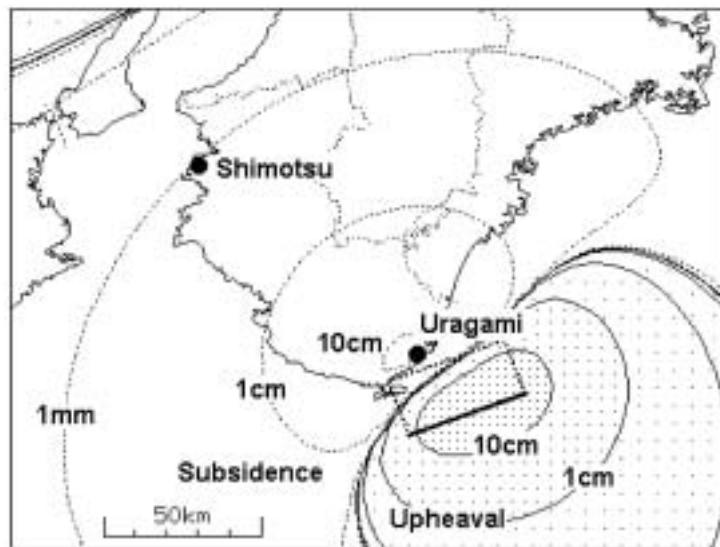


Fig. 2.4.10 A possible model of a precursory fault slip that explains the rise of sea level at Uragami before the 1946 Nankai earthquake. Fault parameters are : dimension 39×20km; depth of the fault center 18km; dislocation 1.2m; strike 250deg; dip 16deg; rake 120deg; seismic moment 2.8×10^{19} Nm.

2.4.5 1946年南海地震後の余効変動

1946年南海地震時に顕著な地殻変動が認められなかった四国北部で1947～49年の大潮時に海水が侵入したことが知られており（高松地方気象台，1950），河角（1956）は潮位記録や海岸調査によって四国北部で広範囲な地盤の沈降があったことを明らかにしている。Thatcher（1984）は，水準測量から四国北西部の顕著な沈降は1949～50年に発生した可能性を指摘し，Sagiya（1995）は潮位記録に基づいて，1947～50年に沈降が大きく進み，1950年以降は沈降速度が鈍ったものの1960年代まで続いたことを示した。地震後の変動を生じさせたメカニズムについて，Thatcher and Rundle（1984）は，南海地震直後の地殻変動は余効すべりにより，他の期間の地殻変動は概ね粘弾性モデルで説明できるとしている。鷺谷（1999）は南海地震後の四国地方の地殻変動が，震源域の深部延長上での余効すべりによるものであると推測している。

1946年10月から1950年12月までの4年3ヶ月間の内浦，浦神，下津，神戸，土佐清水，宇和島，細島の日平均潮位について，潮位観測点に近い測候所などの日平均気圧を用いて -10.0mm/hPa による気圧補正をした。また，日平均潮位には潮汐による影響が10～20cm程度含まれているので，それらを除くために各観測点における推算潮位（気象庁，1999）を差し引いた。下津の補正には和歌山の推算潮位を使用している。Fig. 2.4.11に示した潮汐・気圧補正後の日平均潮位では，各観測点で共通した潮位の変動が見られ，この変動には海況の影響が入っていると推定される。以下では，2点間の相対的な潮位変動について検討する。

浦神，下津，神戸及び内浦の各観測点間の日平均潮位差と，それを月平均し更に7ヶ月移動平均したものをFig. 2.4.12に示す。浦神と下津の潮位差では，地震時の地殻変動に伴う潮位差の急変に引き続き，浦神の潮位が相対的に下がってゆく様子が明瞭に見られる。震源域から十分離れており，地震による地殻変動の影響を受けていないと考えられる内浦との潮位差で見ると，地震時には浦神では約50cmの地盤隆起，下津では約20cmの地盤沈降のあったことが読み取れる。浦神における地震後の変動に着目すると，浦神と下津の潮位差変動は地震直後の半年間ほどは急速で，

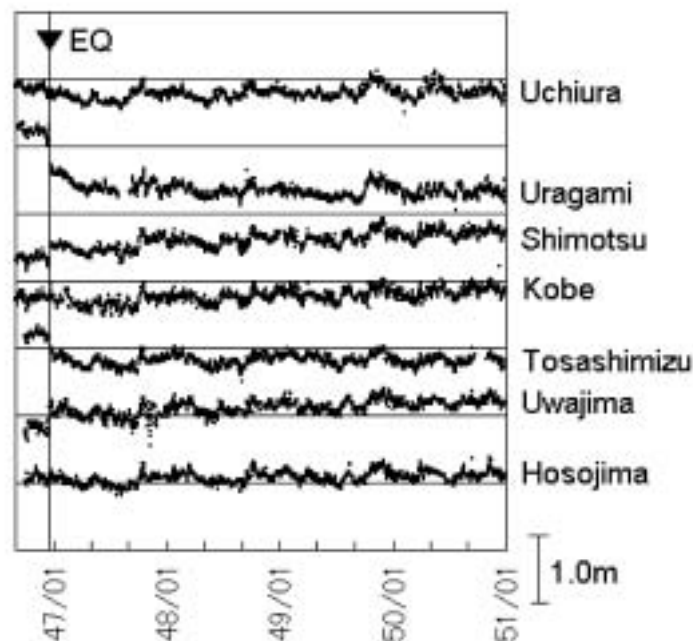


Fig. 2.4.11 Daily mean sea level at each station before and after the 1946 Nankai earthquake. Effects of astronomical tide and atmospheric pressure are corrected. We subtracted 50cm from the data of sea level at Urugami after September 1947, because an artificial offset of some 50cm was observed between July and September 1947.

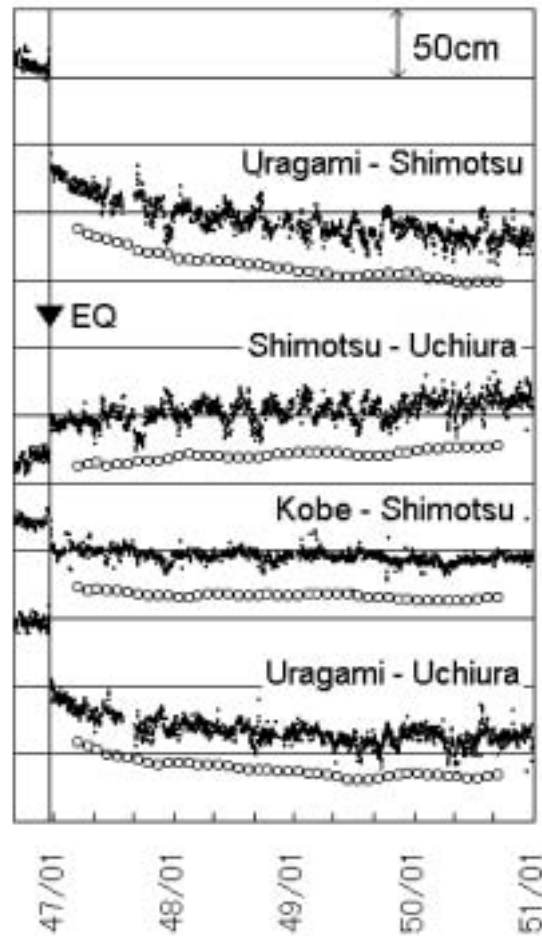


Fig. 2.4.12 Differences of sea level between two stations during a four-year period. Dots indicate daily mean value, and open circles indicate seven-month running averages.

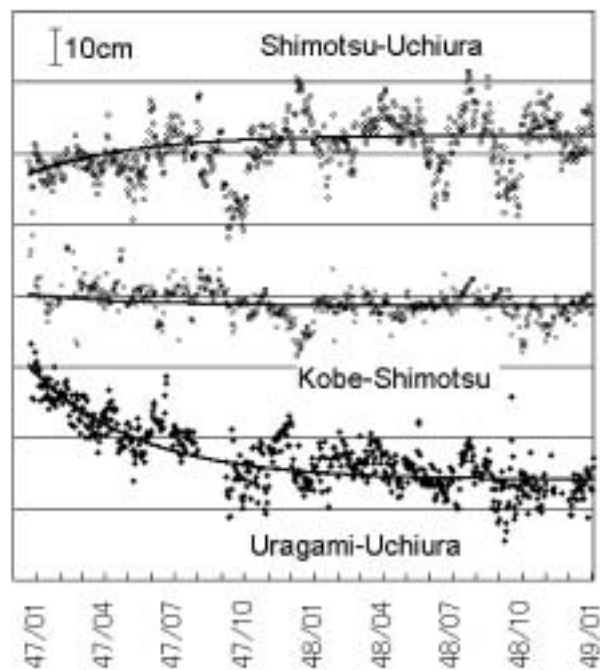


Fig. 2.4.13 Differences of sea level between two stations during two years after the Nankai earthquake. Fitted curves represent exponentially decaying functions with the same relaxation time of 139 days.

その後はゆっくりとした緩和的な変化が生じたことがわかる。同様なセンスの変動が浦神と内浦の潮位差でも見られ、潮位差の変動が主に浦神の潮位下降によるものであることを示している。Fig. 2.4.13は地震後から1948年までの期間を拡大表示したものである。浦神と内浦の潮位差変化から最小二乗法でその時定数を求めると4～5ヶ月となるが、この同じ時定数の緩和的な変化で他の観測点間における潮位差の時間的推移もよく表される。浦神と内浦の潮位差からは、浦神潮位が相対的に地震後半年間に約25cm低下し、その後1950年までの3年半に更に20cm弱低下したことが認められる。一方、下津と内浦の潮位差はややばらつきが大きい、地震後から下津の潮位上昇が見られ、地震後半年間の変化量は10cm弱、地震後から1950年までの変化量は約15cmである。また、神戸と下津の潮位差は比較的ばらつきが小さく、地震後から1950年までに、神戸の潮位が下津に対して相対的に10cm弱低下していることが見てとれる。この期間中に内浦で上下方向の地殻変動がなく、これらの潮位差変化が紀伊半島付近の地殻上下変動を示していると仮定すると、地震後の半年間に浦神は25cm程度隆起、下津は10cm弱沈降、地震後の4年間では浦神は約40cm隆起、下津は15cm程度沈降したと見積もられる。

四国西部から九州にかけての観測点である宇和島、土佐清水および細島、並びに内浦における潮位から求めた日平均潮位差と、それらを月平均し更に7ヶ月移動平均したものをFig. 2.4.14に示す。細島と内浦の間では地震時および地震後数年間に潮位差変化が見られないことから、震源域から離れた細島では内浦と同様、地震に伴う地殻上下変動がほとんどなかったと推定される。その細島との潮位差から、地震時に土佐清水で約30cmの地盤隆起、宇和島で約25cmの地盤沈降のあったことが読み取れる。一方、地震後から1947年までの期間を拡大したFig. 2.4.15の潮位差には、地震直後に変化の大きかった期間が存在した可能性は否定できないものの、Fig. 2.4.13の紀伊半島の観測点で見られたような地震後数ヶ月から数年間の明瞭な緩和的潮位差変化は見られない。しかし地震後から1950年までの期間について示したFig. 2.4.14では、土佐清水は宇和島に対して約15cm、細島に対して約10cmの潮位低下、宇和島は細島に對

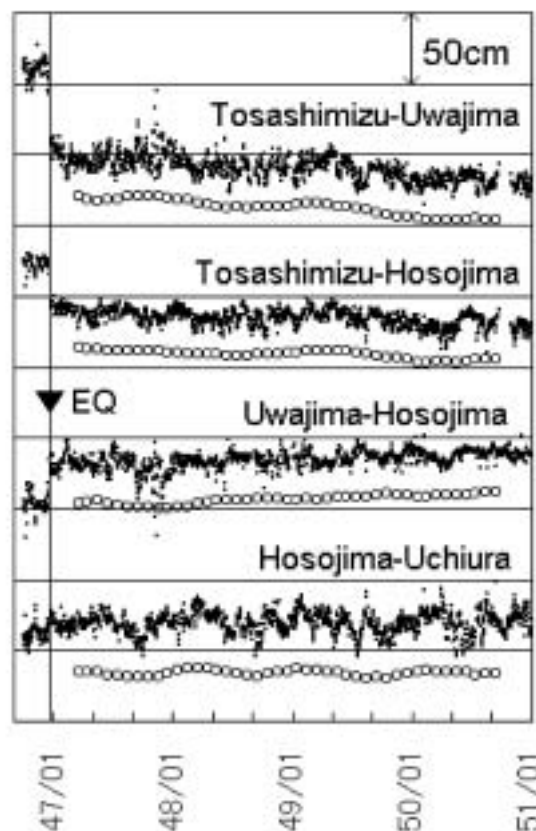


Fig. 2.4.14 Differences of sea level between two stations during a four-year period. Dots indicate daily mean value and open circles indicate seven-month running averages.

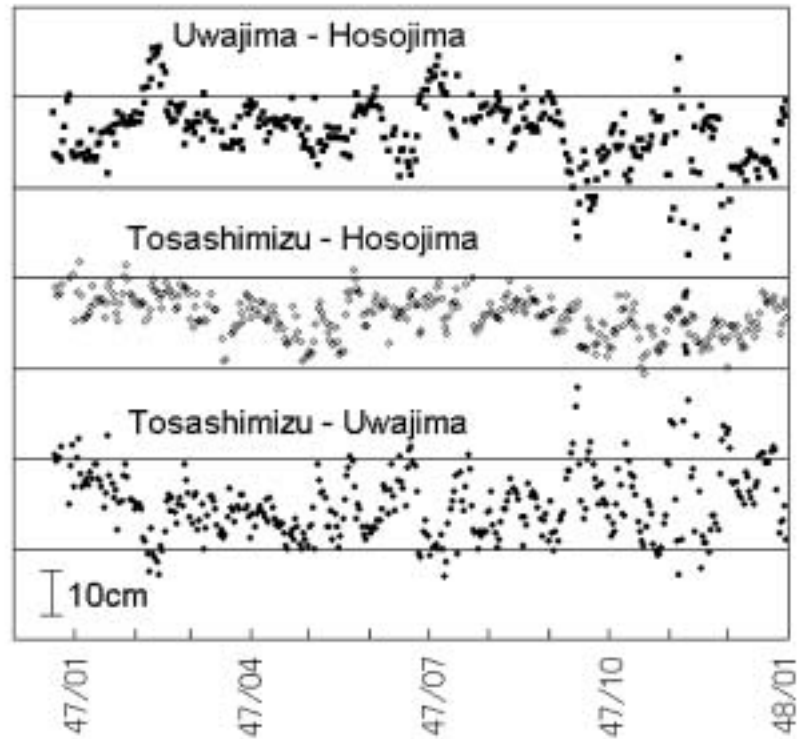


Fig. 2.4.15 Differences of sea level between two stations for a year after the Nankai earthquake.

して10cm弱の潮位上昇のあったことが見てとれる。対象期間中に細島で上下方向の地殻変動がなく、これらの潮位差変化が地殻上下変動を示していると仮定すると、地震後の4年間で宇和島の地盤が10cm弱沈降、土佐清水が約10cm隆起したことになる。

Sagiya(1995)は、南海地震後に四国北部において広範囲な沈降が生じ、沈降速度は1950年まで急速で、その後減速したが1960年代まで続いていたことを高松と小松島（1950年までは豊益）の年平均潮位に基づいて明らかにした。これらの地点の潮位から沈降の半分以上は地震直後の5年程の間に起き、時定数は2～3年であることが見てとれる。この地殻変動を説明するために、鷲谷(1999)は四国下のプレート境界面上の、地震時にすべった領域より深いところで大きな余効すべりが生じたと推測している。また、水準測量データから求めた南海地震後約20年間（1947年から1968/71年）の上下変動速度についても図を示しており、その図から宇和島付近は約5 mm/yearの沈降、土佐清水付近は0～5 mm/yearの隆起が読み取れる。今回の潮位データによるこの両地点における地震後4年間の地殻上下変動量は、宇和島で10cm弱の沈降、土佐清水で約10cmの隆起であり、水準測量による地震後約20年間の上下変動量（0～5 mm/year×20 year＝0～10 cm）と同程度である。四国北部の沈降の半分以上が地震直後の5年程の間に生じたことを考慮すると、今回の潮位による調査で得られた地殻上下変動は水準測量結果と大きくは矛盾しない。

紀伊半島における南海地震後2年間の余効的な上下変動は、浦神、下津ともに地震時と同じ向きでそれぞれ30cm強および10cm程度であり、両地点での隆起および沈降量の比が地震時とほぼ等しい。これらの地点での上下変動の原因がプレート境界上での余効すべりであるとする、地震時に大きくすべった場所の全体か、もしくはその一部がすべったことによって生じたと考えられる。一例として、浦神と下津の間に $M_w7.4$ 相当の余効すべりが発生したと考えたときの上下変動をOkada(1992)の式により計算した結果をFig. 2.4.16に示す。フィリピン海プレートの沈み込み角度が紀伊半島の南海岸付近で急変している(Cummins・他, 2001)ため、中村・他(1997)を参考に沈み込み角度の異なる二つのすべりを考えた。これらのすべりによって、浦神付近で30cm程度の隆起、下津付近で10cm程度の沈降、神戸付近で2 cm程度の沈降を説明できる。この余効すべりの場所は、Tanioka and Satake(2001)によって津波の

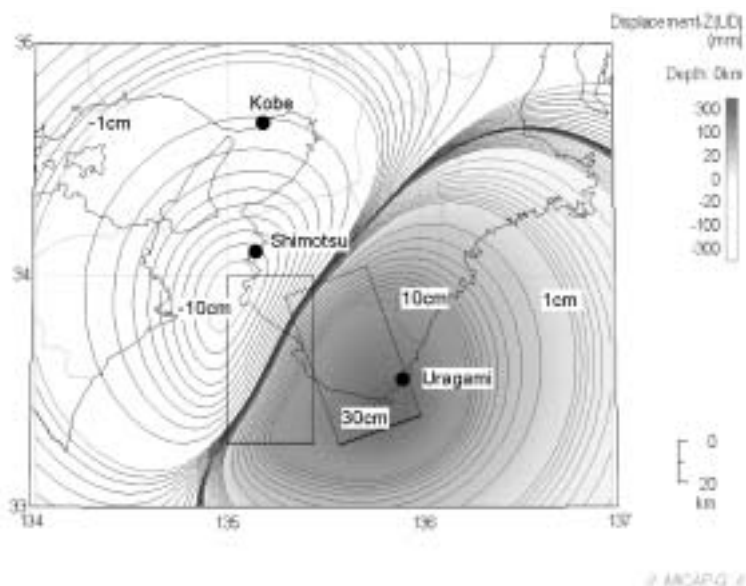


Fig. 2.4.16 A possible model of a postseismic fault slip that can explain the upheaval at Uragami and the subsidence at Shimotsu following the 1946 Nankai earthquake. Fault parameters are: (1: east) dimension 40x80km; depth of the fault top 25km; dislocation 1.2m; strike 250deg; dip 23deg; rake 120deg. (2: west) dimension 40x80km; depth of the fault top 25km; dislocation 0.6m; strike 270deg; dip 14deg; rake 140deg. Seismic moment for both (1) and (2) is 1.73×10^{20} Nm.

解析から推定されている地震時に大きくすべった領域のうち深い部分にあたり、Hyndman *et al.* (1995) による推定固着域の下限付近から遷移域に相当する。潮位観測点が北西から南東方向に並んでいるため、ここで示した余効すべりの場所は、それとは直交する南西から北東方向に関して、また海域となる南東方向の拘束は弱い、下津の沈降を説明するためには、すべりの北端の位置に関してある程度の拘束がかけられる。また、浦神で見られた余効変動の時定数は4～5ヶ月であり、鷺谷(1999)が推測した四国下での余効すべりの時定数より明らかに短い。従って両者は同じすべりによるものではなく、南海地震後には異なった時定数を持つ少なくとも二つの余効すべりが別の場所で起きたと推測される。また、1949～50年の余効的な上下変動は、変化量が小さくなるものの、浦神、下津とも10cm程度と見積もられる。隆起および沈降量の比が地震時の変化と異なって両地点で同程度になるためには、余効すべりが地震直後よりも深いところで生じたと考える必要があり、余効すべりの場所が時間の経過とともに移動した可能性がある。このように時間と共に余効すべりの大きさや場所が変化することは、1964年アラスカ地震後の地殻変動についても報告されている (Cohen and Freymueller, 2001)。海溝型巨大地震の場合には、地震時のすべりが大きかった部分や小さかった部分があるのと同様に、地震後の余効すべりも複数の場所で発生し、それらの時間経過も異なることがあると考えられる。

2.4.6 まとめ

1944年東南海地震、1946年南海地震前後の地殻上下変動について、潮位データを用いて解析した。その結果、1946年南海地震直前に紀伊半島南部の浦神で前兆すべりの可能性のある潮位変化が生じていたことがわかった。また、南海地震後に紀伊半島と四国とで時定数の異なる余効変動が発生していたことが明らかになった。潮位は気象や海況の影響を受けるため適切な補正を施す必要があり、地殻変動の観測手段としては弱点もあるが、水準測量や近年のようにGPS観測が頻繁に行われていない時代において、上下方向の地殻変動を連続的に把握できる数少ない貴重な資料である。当時の潮位資料に関する情報については小林・他(2002b)にまとめられている。(小林昭夫)

謝辞

今回使用した潮位資料の収集にあたり、国土地理院、潮岬測候所、和歌山地方気象台、神戸海洋気象台、宇和島測候所、気象庁海洋気象情報室、気象庁統計室の皆様にお世話になった。特に海洋気象情報室の檜垣将和氏、野崎太氏にはデータ提供、および観測履歴の確認に関し多大な御協力をいただいた。和歌山県水産試験場、三重県尾鷲栽培漁業センターからは、それぞれ串本西岸、尾鷲市賀田の最近の水温データをいただいた。以上、記して厚く感謝します。

参考文献

- Cohen, S.C. and J.T. Freymueller, 2001 : Crustal uplift in the south central Alaska subduction zone: New analysis and interpretation of tide gauge observations, *J. Geophys. Res.*, **106**, 11259-11270.
- Cummins, P. R.・馬場俊孝・堀 高峰・金田義行, 2001 : 1946年南海地震震源過程から推定された南海トラフ巨大地震に対するフィリピン海プレート形状の影響, 地学雑誌, **110**, 4, 498-509.
- 橋本徹夫・菊地正幸, 1999 : 地震記象から見た1946年南海地震の震源過程, 月刊地球号外, **24**, 16-20.
- 羽鳥徳太郎, 1974 : 東海・南海道沖における大津波の波源—1944年東南海, 1946年南海道津波波源の再検討と宝永・安政大津波の規模と波源域の推定—, 地震2, **27**, 10-24.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, 1997 : Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii and S. Miyazaki, 1999 : A slow thrust slip event following the 1996 Hyuga-nada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237-3240.
- Hyndman, R.D., K. Wang and M. Yamano, 1995 : Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- 石黒真木夫・佐藤忠弘・田村良明・大江昌嗣, 1984 : 地球潮汐データ解析—プログラムBAYTAP-Gの紹介—, 統計数理研究所彙報, **32**, 71-85.
- Kanamori, H., 1972 : Tectonic Implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 129-139.
- 加藤照之・津村建四朗, 1979 : 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動 (1951~1978), 地震研究所彙報, **54**, 559-628.
- Kawasaki, I., Y. Asai, Y. Tamura, T. Sagiya, N. Mikami, Y. Okada, M. Sakata and M. Kasahara, 1995: The 1992 Sanriku-Oki, Japan, Ultra-Slow Earthquake, *J. Phys. Earth*, **43**, 105-116.
- 河角 広, 1956 : 昭和二十一年十二月二十一日南海大地震当時及びその後に行った四国地方地盤変動の実態, 四国地方総合開発審議会, 3-16.
- 気象庁, 1982 : 改訂日本付近の主要地震の表 (1926年~1960年), 地震月報, 別冊第6号, 気象庁, 109p.
- 気象庁, 1999 : 海洋観測指針 (第2部), 90pp.
- 小林昭夫・真砂礼宏・吉田明夫, 2002a : 1946年南海地震直前の浦神の潮位変化, 測地学会誌, **48**, 1, 1-12.
- 小林昭夫・真砂礼宏・吉田明夫・檜垣将和, 2002b : 1944年東南海地震前の潮位変化と当時の潮位資料, 験震時報, **65**, 1-4, 1-43.
- 越山敏郎, 1976 : 国土地理院広報, 第100号別冊, 7-8.
- 中村正夫・渡辺 晃・許斐 直・木村昌三・三浦勝美, 1997 : 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性, 京都大

学防災研究所年報, **40**, B-1, 1-20.

Mogi, K., 1968 : Development of Aftershock Areas of Great Earthquakes, 地震研究所彙報, **46**, 175-203.

茂木清夫, 1982 : 1944年東南海地震直前の前兆的地殻変動の時間的变化, 地震2, **35**, 145-148.

Moriyasu, S., 1958 : On the Fluctuation of the Kuroshio South of Honshu (4) (The Influence of the Oceanographic Conditions upon the Monthly Mean Sea Level), 日本海洋学会誌, **17**, 197-200.

Okada, Y., 1992 : Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seis. Soc. America.*, **82**, 2, 1018-1040.

岡野健之助・木村昌三, 1996 : 南海地震に関連する四国およびその周辺地域の地盤変動, 地震2, **49**, 361-374.

Sagiya, T., 1995 : Crustal deformation cycle and interplate coupling in Shikoku, southwest Japan, *Ph.D. thesis, Univ. of Tokyo*, 164pp.

鷺谷 威, 1999 : 四国における地殻変動サイクルとプレート間相互作用, 月刊地球号外, **24**, 26-33.

佐藤 裕, 1970 : 1944年の東南海地震に伴う地殻変動, 測地学会誌, **15**, 177-180.

高松地方気象台, 1950 : 高松地方気象台要報, **2**, 22pp.

竹内淳一・諏訪 剛, 1999 : 潮岬沖を通過する黒潮小蛇行と沿岸海況—1998年5月～6月の事例—, 関東・東海ブロック水産海洋連絡会報, 71-79.

Tanioka, Y. and K. Satake, 2001 : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth Planets Space*, **53**, 235-241.

Thatcher, W., 1984 : The earthquake deformation cycle at the Nankai trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **89**, 3087-3101.

Thatcher, W. and J.B. Rundle, 1984 : A Viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 7631-7640.

津村建四郎, 1957 : 平均潮位の差から求めた地殻変動の研究, 地震2, **10**, 67-78.

津村建四郎, 1963 : 日本沿岸の平均海面およびその変動の研究(I)—潮位変化の地域分布—, 測地学会誌, **9**, 49-79.

宇津徳治総編集, 2001 : 地震の事典, 朝倉書店, 676p.

2.5 東海地域の水準測量データの解析

2.5.1 はじめに

掛川―御前崎間では、1970年代から国土地理院によって水準測量が繰り返し実施されており、御前崎（浜岡：水準点25951）は掛川（水準点140-1）に対して、最近30年間に約15cm沈降した（沈降速度にすると平均5 mm/年）という結果が得られている（Fig. 2.5.1）。これは、駿河トラフからフィリピン海プレートが沈み込んでいる証左であり、プレート間カップリングによって駿河湾西岸域の下に歪みエネルギーが蓄積されつつあることを示すものである。従来、季節変動等は別として、経常的に進行しつつあると考えられていたこの地殻変動に変化が生じてきているのではないかという見方が様々な観点から提出され、地震活動の状況とも合わせて論議されている。最初に沈降が鈍化しているのではないかと指摘されたのは1992年頃である。

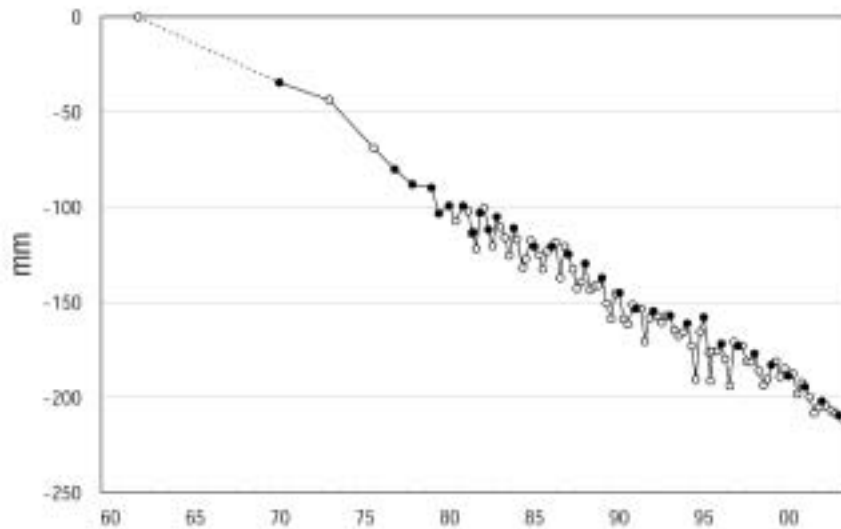


Fig. 2.5.1 Result of leveling measurements performed by the Geographical Survey Institute, showing subsidence at Hamaoka (BM25951) relative to Kakegawa (BM140-1) since 1962. Solid circles represent data obtained by net adjustment.

御前崎の沈下傾向の変化が注目されるのは、中期的な前兆現象として海岸部の地殻変動が沈降から隆起に変わる可能性が考えられるからである。例えば、関東地震の約10年前から三浦半島の油壺の沈下が停滞していた様子が検潮記録に見られ、東南海地震の前の串本の記録にも同様な傾向が見られることが指摘されている（佐藤，1978）。そうした変化が生じる可能性は、また、数値シミュレーションによっても示されている（黒木・他，2001）。

掛川に対する御前崎の沈降が、いつ頃からどの程度有意に鈍化したと言えるか、またそれが継続しているのか、あるいは変化の兆しが見えるのか等に関して、一見して年周変化や不規則な変動がかなり含まれている20年間程度の年4回の水準観測データを基に明確な評価を下すのはなかなか容易ではない。1990年代半ばに鈍化傾向が見られた際には、その傾向が更に明瞭なものとなってそのうち反転するのではないかという見方がある一方で、特別な意味はない単なる地殻変動のゆらぎを見ているにすぎないという考え方もあった。同じデータに基づきながらこのように様々な見方がでてくるのは、データのどのような変化成分に意義を認めるか、また、その解釈にあたってどのようなモデルを背景に考えるかに依る。Igarashi (2000)は、振動的な変化の周期が次第に短くなってきていることに注目してこの水準データにクリティカル・ポイント理論を適用し、また、川崎・岡田 (2001)は、震源核成長モデルに基づいて、御前崎の沈降の鈍化傾向が加速しながら一方向に進む曲線をあてはめ、それぞれ東海地震の発生時期について議論している。

ここでは、地震準備過程の進行に関するそうした特定のモデルを前提とはせず、水準データを年周的变化や不規則

なノイズを含んだ時系列データと見て、その中から経年的な部分（トレンド成分）を取り出し、この20年間にそれがどのように変化したかを検討する。この解析には、ベイズ型季節調整モデルに基づく統計手法（石黒，1981）を用いた。

水準測量の一路線に関するデータから、プレート境界のカップリング状態について議論するのは情報がいかにも不十分である。近年、東海地域に展開された稠密なGPS観測網の水平変動データを使って、プレート境界でのバックスリップに関する解析が行われるようになった（鷺谷，1998）。これは巨大地震の準備過程の解明に向けた研究において大きな進展といえるが、上下変動に関してはデータ期間と精度の点で水準測量の意義はまだまだ失われていない。そこで御前崎―掛川の路線データに駿河湾や遠州灘沿岸の水準路線データも使うことにより、面的に見たときの地殻上下変動パターンの経年的な変化の特徴についても考察する。

なお、水準測量データの標準偏差（mm単位）は路線長（km単位）の平方根の0.3～0.4倍であり、ここでは数mm程度と考えられる。

2.5.2 ベイズ型季節調整モデルに基づく解析

季節変動や不規則変動を含んだデータから、長期的な傾向の変化を取りだしてみたいということがしばしば生じる。ベイズ型季節調整法（BAYSEA）はそうした目的のためにつくられた統計解析プログラムであり（石黒，1981）、これによって観測データをゆっくりと変動するトレンド成分、季節変動、不規則成分の3つに分離することができる。

Fig. 2.5.2は、測量が年4回ほぼ定期的な実施されるようになった1982年1月から2003年10月までの水準データをBAYSEAを用いて解析した結果である。図で、上側は左から順にトレンド成分、季節変動、不規則成分を示し、下側はトレンド成分について1年、2年、3年の平均的な沈降率の変化を求めてプロットしたものである。

最近約20年間の掛川に対する御前崎の水準の変化に関して認められる特徴は、1988年から89年にかけて沈降速度が加速していたということ、また、2000年以降も加速傾向が見られることである。1980年代末に沈降が加速した時期には駿河湾西域の地震活動が静穏化したことが知られている（吉田・前田，1990）ほか、沈降速度の変化とb値の変化の様子が良く似ていることが指摘されており（Wiemer *et al.*, Submitted）、地殻変動と地震活動との間には対応が見られる。これについては議論のところでもう一度触れる。

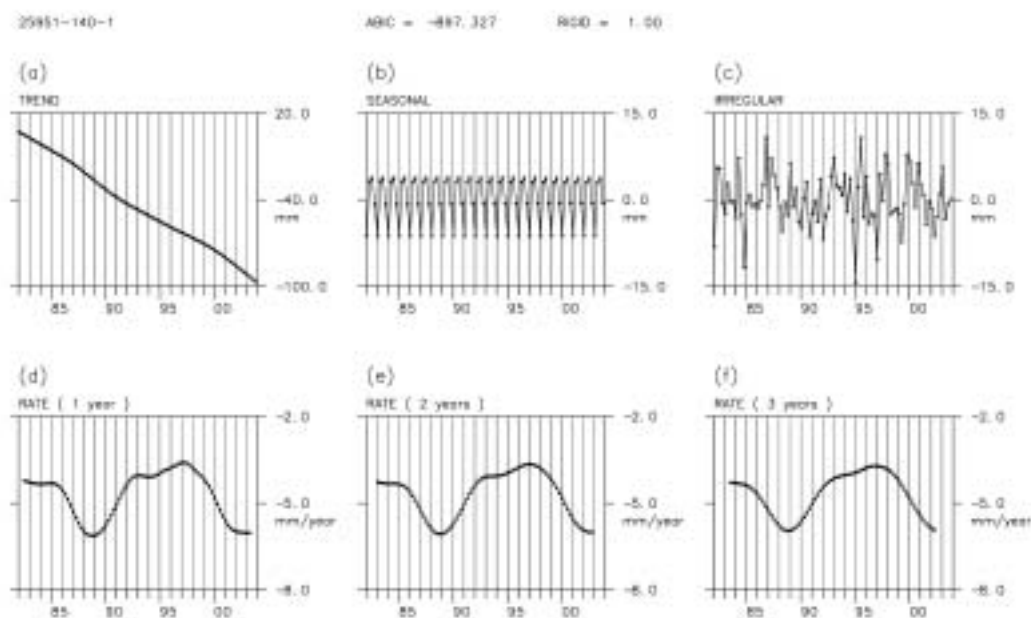


Fig. 2.5.2 Result of the analysis of leveling data from Kakegawa to Hamaoka using computer program BAYSEA. The top panel reveals (a) estimated trend, (b) seasonal, and (c) irregular components. The bottom panel presents subsidence rates averaged over (d) one, (e) two, and (f) three years, calculated from the estimated trend component.

2.5.3 面的な変動パターン

駿河湾西岸域には掛川―御前崎間だけでなく、駿河湾沿いと遠州灘沿岸沿い、それから静岡から掛川を通して浜名湖に至る水準路線があって、年1回網平均をかけた水準測量が行われている（掛川―御前崎間は前述のように年4回）。これらの路線についての測量結果を基に、1年ずつずらしながら駿河湾西岸域における2年ごとの地殻変動パターンをGMT（Wessel and Smith, 1995）を使って示したのがFig. 2.5.3である。これを見ると、1987-89年の期間に駿河湾西岸北部で沈降が進んだこと、逆に1985-87年や1991-93年、1997-99年の期間では隆起したことが見てとれる。Fig. 2.5.4に、1983-2002年の平均的な変動パターン図と、1987-91年、1991-95年、1998-2002年の各期間における変動からその平均的な変動パターンを差し引いた差を示す。掛川に対する御前崎の沈降が加速した1987-91年の期間は特に駿河湾北部で沈降が顕著だったこと、また、1991-95年は駿河湾西岸で沈降が鈍化し、一方、最近（1998-2002年）は加速していることがわかる。

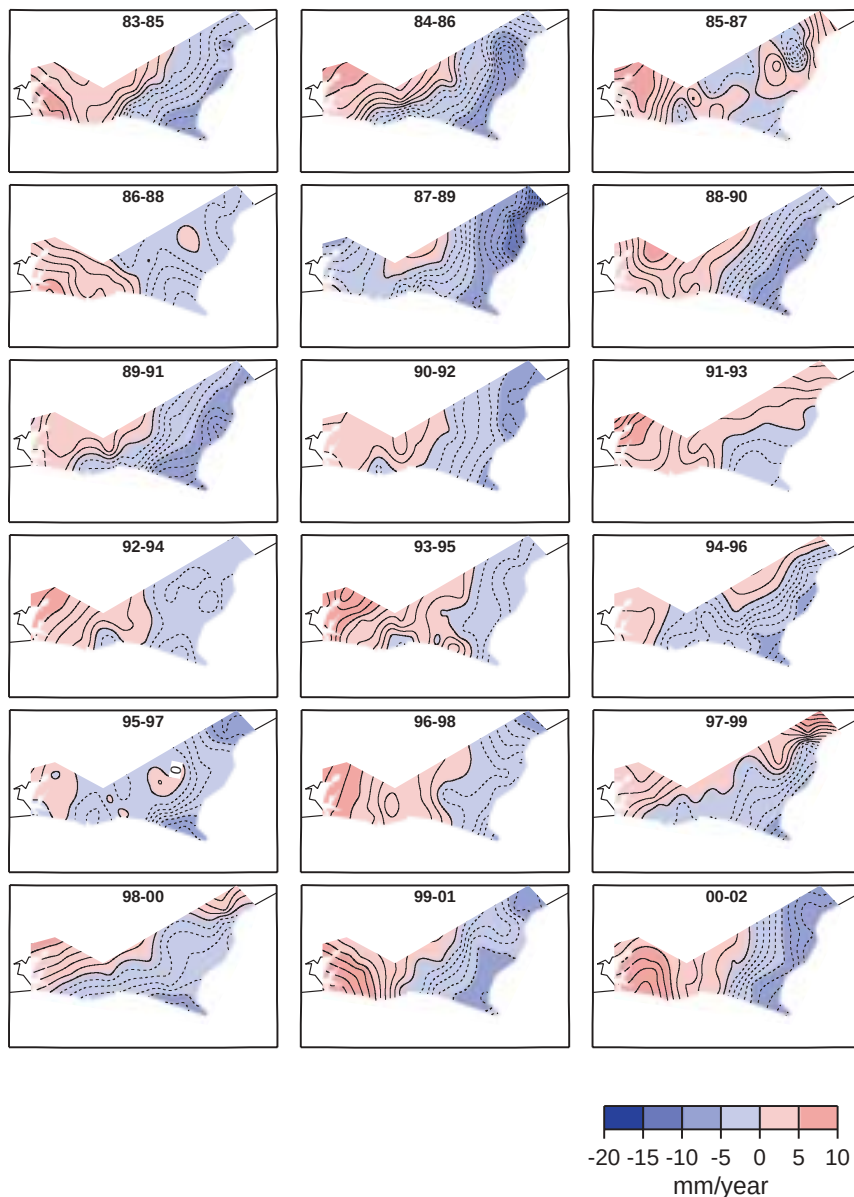


Fig. 2.5.3 Spatial pattern of the rate of vertical crustal movement in each two-year period obtained by the leveling data at 55 benchmarks. Interval of contour lines is 1 mm per year. Dashed lines indicate subsidence relative to BM140-1. GMT (Wessel and Smith, 1995) is used to make these maps, as well as those in Figs. 2.5.4 and 2.5.5.

変動パターンの変化を別の視点からとらえるために、1983-2002年の網平均された年1回のデータについて主成分分析を行った。Fig.2.5.5は第1～第5主成分の空間的パターンを示したものである。Fig. 2.5.4の平均的な変動パターンと似ていることからわかるように、経時的に積分していけば第1主成分（#1）が当然のことながら卓越する（Fig. 2.5.6）。第2主成分（#2）は駿河湾西岸北部の隆起あるいは沈降（沈降の鈍化あるいは加速）を表すが、1987-89年には沈降、1991-95年には隆起を示している。これらの変化は測量誤差を上回り、有意であると考えられる。他の主成分については、特にある時期に大きく現れたという様子は見えない。ほとんどの期間で第1主成分が最も大きい、1985-87年や1991-93年では第2主成分の方が大きくなっている（Fig. 2.5.7）。

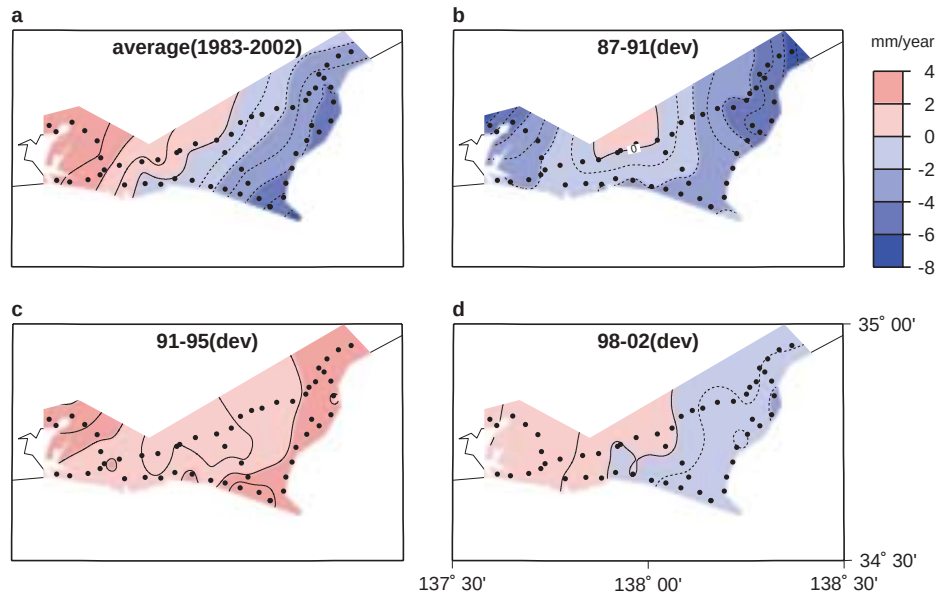


Fig. 2.5.4 Spatial pattern of annual vertical movement on the western coast of Suruga Bay averaged (a) from 1983 to 2002, and deviations of annual vertical movement from the averaged pattern (b) from 1987 to 1991, (c) from 1991 to 1995, and (d) from 1998 to 2002. Interval of contour lines is 1 mm per

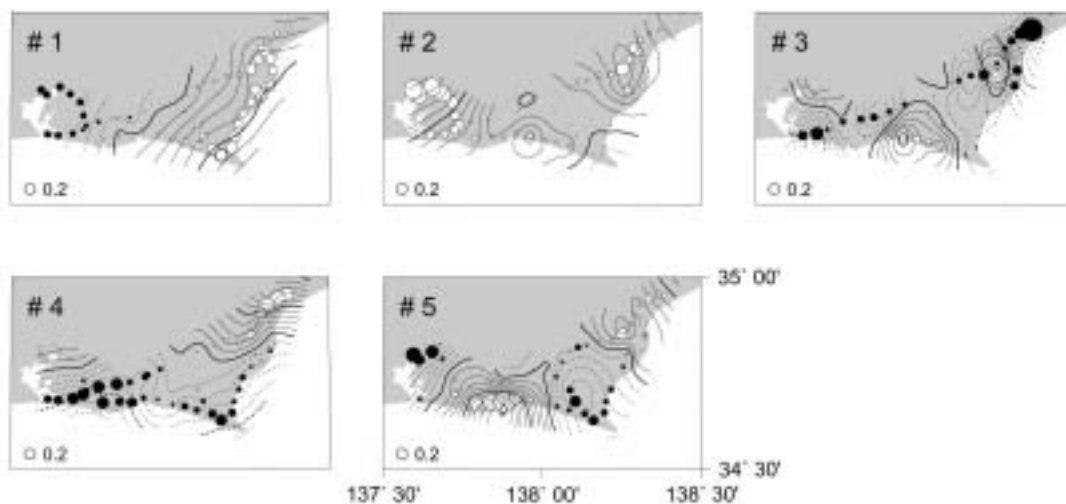


Fig. 2.5.5 Spatial pattern representing distribution of components of normalized eigenvectors for the first (#1) to fifth (#5) principal components. The radii of circles are proportional to magnitudes of components, and the circle on the left bottom side in each map shows the scale. Interval of contour lines is 0.04.

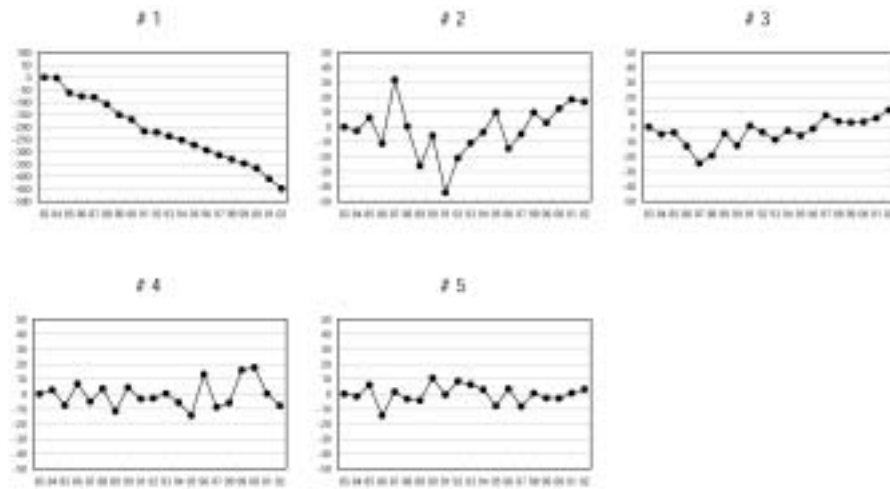


Fig. 2.5.6 Temporal variation of the scores for each of the first (#1) to fifth (#5) principal components.

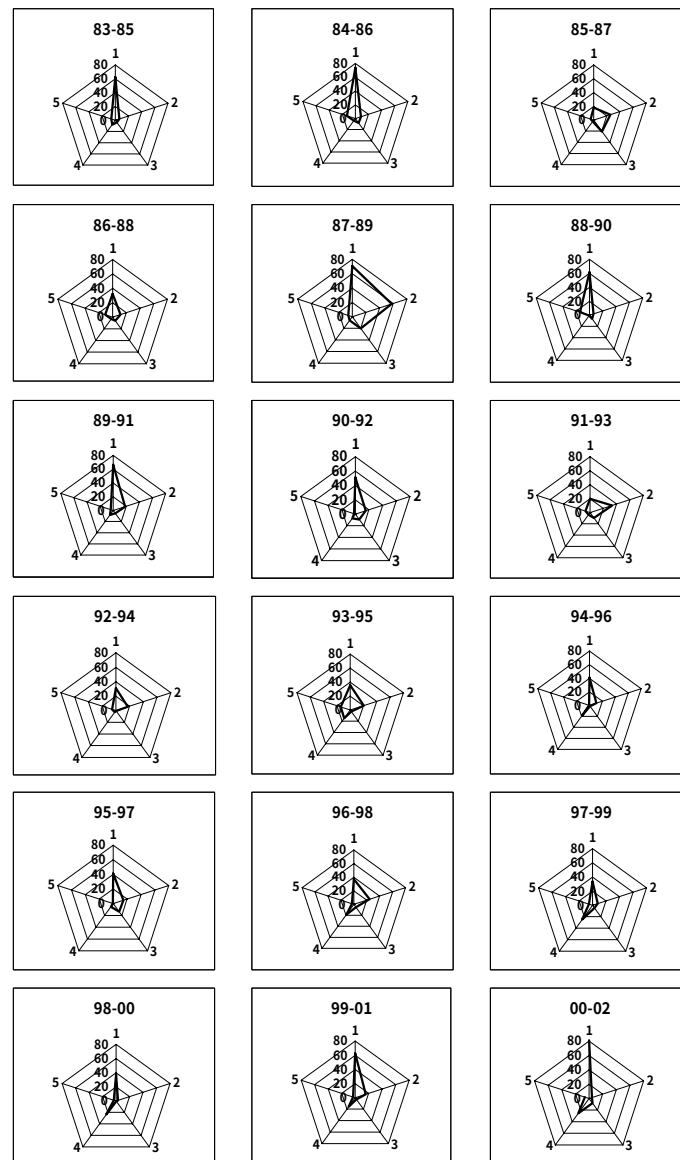


Fig. 2.5.7 Rose diagrams of scores for the first to fifth principal components in each two-year period. Numerals in the graphs represent absolute magnitude of the scores with the sign ignored.

2000年末から東海地域ではスロースリップが生じており（国土地理院，2004），この間，掛川に対する御前崎の沈降には加速傾向が認められる。沈降の加速は1980年代末にも見られ，この時にもスロースリップが生じていたと推定される（小林・吉田，2004；防災科学技術研究所，2004）。ただし，東海地域の水準測量データからは，最近の変動パターン，特に浜名湖周辺は1980年代末とは異なっているように見える（Fig. 2.5.3）。1980年代末に大きく変化した第2主成分も最近は大きな変化は見られない（Fig. 2.5.6）。

2.5.4 議論

御前崎－掛川間の水準路線の測量データが注目を集めるのは，それなりの根拠がある。まず，直下にプレート間の固着領域が存在すると推定されることである（Matsumura, 1997）。しかも路線の走る向きはプレート間の相対運動の向きにほぼ等しく，シミュレーションの結果によれば，この路線に沿って長・中・短期でそれぞれ特徴的な地殻変動が見られることが期待される（黒木・他，2001）。

プレートの沈み込みは時間的に単純に一方向的に進行するものではないだろう。1990年代半ばに沈降速度の鈍化した時にも，これは必ずしも東海地震の準備段階が着実に一歩進んだことを示す前兆的变化ではなくて，むしろ何らかの原因による一時的なゆらぎを示すものであるという見方が出された（国土地理院，2000）。実際，1960年代以降の水準測量結果や御前崎の潮位変化を子細に見ると，御前崎の沈降がやや鈍化したように見える時期と，加速したように見える時期が何度かある。地震活動との対応では，地殻変動が鈍化した時期に活発化し（茂木，1998），加速した時期に静穏化する傾向が見られる（Yoshida *et al.*, 1998）。これはスラブ内の起震応力がプレート間カップリングの強化によってむしろ小さくなると考えると説明可能である（吉田・他，2003）。

2.5.5 まとめ

水準測量による掛川に対する御前崎の高度差のデータにベイズ型季節調整法（BAYSEA）を適用し，トレンド成分を推定した。掛川に対する御前崎の沈降は，1988-89年および2000年以降に加速傾向が見られる。東海地域の網平均した水準データを用いると，御前崎の沈降が加速した1988-89年には駿河湾西岸北部でその傾向が大きかった様子が見られるが，最近の沈降のパターンはそれとは異なって駿河湾西岸全域で沈降が大きくなっている。（高山寛美）

参考文献

- 防災科学技術研究所，2004：傾斜及び地震観測で捉えた東海地域におけるスロースリップイベントー繰り返し発生している可能性ー，地震予知連絡会会報，**71**，584-587.
- Igarashi, G., 2000 : A geodetic sign of the critical point of stress-strain state at a plate boundary, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1973-1976.
- 石黒真木夫，1981：ベイズ型季節調整モデル，数理科学，**213**，57-61.
- 川崎一朗・岡田義光，2001：東海地震発生時期の予測ーモデルと東海地震への適用の試みー，月刊地球，号外**33**，149-158.
- 国土地理院，2000：東海地方の地殻変動，地震予知連絡会会報，**64**，257-285.
- 国土地理院，2004：東海地方の地殻変動，地震予知連絡会会報，**71**，481-583.
- 小林昭夫・吉田明夫，2004：東海スロースリップ現象に対応した舞阪の潮位及び地震活動の変化，地球惑星科学関連学会2004年合同大会予稿集.
- 黒木英州・伊藤秀美・吉田明夫，2001：地震サイクルのモデル化と東海地震，月刊地球，号外**33**，139-145.

- Matsumura, S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, **273**, 274-291.
- 茂木清夫, 1998 : 最近の東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **59**, 413-414.
- 鷺谷 威, 1998 : GPS連続データから推定されるフィリピン海プレート北端部におけるプレート間相互作用とテクトニクス, 地震研究所彙報, **73**, 275-290.
- 佐藤 裕, 1978 : 測量のくりかえし, 浅田 敏 (編)「地震予知の方法」, 東京大学出版会, pp93-114.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1995 : New version of the Genetic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Amer. Geophys. U.*, **36**, 15-26.
- Wiemer, S., A. Yoshida, K. Hosono, S. Noguchi and H. Takayama: Correlating seismicity and subsidence in the Tokai region, Central Japan, *J. Geophys. Res.* in submitted.
- 吉田明夫・前田憲二, 1990 : 駿河湾西岸域の地震活動に現れた静穏化現象, 地震2, **43**, 27-42.
- Yoshida, A., K. Hosono, S. Wiemer and S. Noguchi, 1998 : Re-examination of the seismic quiescence observed in western Suruga Bay during the period 1988-89, *Abstracts 1998 Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting*, 397.
- 吉田明夫・小林昭夫・山本剛靖・高山寛美・塚越利光・細野耕司, 2003 : 地殻変動と地震活動から推定される東海地方におけるプレート間カップリングの変化, 地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集, D007-008.

2.6 2000年伊豆諸島北部の地震・火山活動に伴う地殻変動

2.6.1 はじめに

2000年6月26日、三宅島雄山直下の群発地震から始まった三宅島の火山活動は、7月8日の山頂噴火の後、大規模な火口の陥没が生じた。9月に入ってから大量の二酸化硫黄を含む火山ガスの放出が始まり、それは3年半が経過した2004年1月現在も依然として続いている。一方、群発地震活動は、三宅島直下からその西方、更に北西方向へと移動し、2000年7月から8月中旬にかけての最盛期には、三宅島から新島・神津島近海においてM6クラスの地震5つを含む、近代地震観測が始まって以来最大級の活動となった（Japan Meteorological Agency, 2000；橋本, 2000）。この地震・火山活動（以下、2000年伊豆諸島北部イベント、あるいは単にイベントと呼ぶ）は顕著な広域地殻変動を伴ったことが、国土地理院のGPS連続観測等によって明らかにされ、その範囲は伊豆諸島北部を中心として房総半島から伊豆半島、東海地方にまで及んだことが報告されている（Kaidzu *et al.*, 2000；小林・他, 2000）。この広域地殻変動の源として、地震活動域とほぼ一致する領域でのダイクの貫入および断層モデルが提案されている（例えば Nishimura *et al.*, 2001）。

2000年伊豆諸島北部イベントの最盛期が過ぎた2000年秋から、東海地域で別の地殻変動が進行していることがGPS連続観測データの解析から指摘された（Ozawa *et al.*, 2002）。この地殻変動は浜名湖付近直下のプレート境界面上でのすべりによって説明されており、2004年1月現在も継続している。

2000年伊豆諸島北部イベントに伴う広域地殻変動がどの範囲にまで及んでいたか、またその地殻変動はどのような時間的推移をしたのかを詳細に把握することは、その変動源を明らかにする上だけではなく、東海で発生している地殻変動との関係を考える上で重要である。本論ではこの観点から、2000年伊豆諸島北部イベント時、およびそれ以後の広域地殻変動の推移を詳しく調べ、その解析結果について考察する。

2.6.2 広域に及んだ地殻変動

気象庁では東海・南関東地域に34点の地殻岩石歪計を展開している。地震・火山活動に関連して気象庁の地殻岩石歪計で変化が観測された例として、1986年伊豆大島噴火に伴うもの（神定・他, 1987）や、伊豆半島東方沖の群発地震に伴うもの（気象庁地震予知情報課, 1998）が報告されている。今回の活動に伴う変化が東海地域の地殻岩石歪計にどのように表れているかを調査した。Fig. 2.6.1に1999年1月から2000年10月までの歪変化を、東海地域の主な観測点について示す。御前崎・榛原・藤枝においては縮みトレンドが見えているが、2000年7月から8月はトレンドからずれてほぼ横ばい状態となっている。石廊崎・土肥は同時期にトレンドが横ばいから伸びに変化している。これらの観測点では、通常のトレンドに伸び成分が重なったと見ることもできる。これら変化量は2ヶ月間で10の-7乗オーダーと小さく、降水に対する応答や年周変化などを考慮しなければならないが、複数の観測点で変化がほぼ同時に発生していること、9月に入って通常のトレンドに近づいていることから2000年伊豆諸島北部イベントに関係した有意な変化と思われる。一方、網代は2000年夏期にトレンドが伸びからほぼ横ばい状態となっており、イベント最盛期を過ぎてもトレンドが元に戻っていない。

国土地理院のGPS連続観測網GEONET（例えば、鷺谷, 1997）のデータを用いて、村上・他(2000)は新島と神津島間の距離が伸びるセンスの地殻変動が特に顕著だったこと、10月中旬時点で神津島での水平変位量は60cmに達したこと、また地殻変動は房総半島や伊豆半島でも観測されていることを示した。ここでは同データを用いて、非常変位（定常変位からのずれ）を調べる。イベント最盛期の2000年6月末から8月中旬を含む1年間の水平変位から、定常変位を差し引いたものを非常変位とした。定常変位は、イベントが始まる前までの3年間（1997年5月～2000年5月）の水平変位を3で割った1年間あたりの平均値とした。なお期間内の水平変位とは、期間前後の1ヶ月間の座

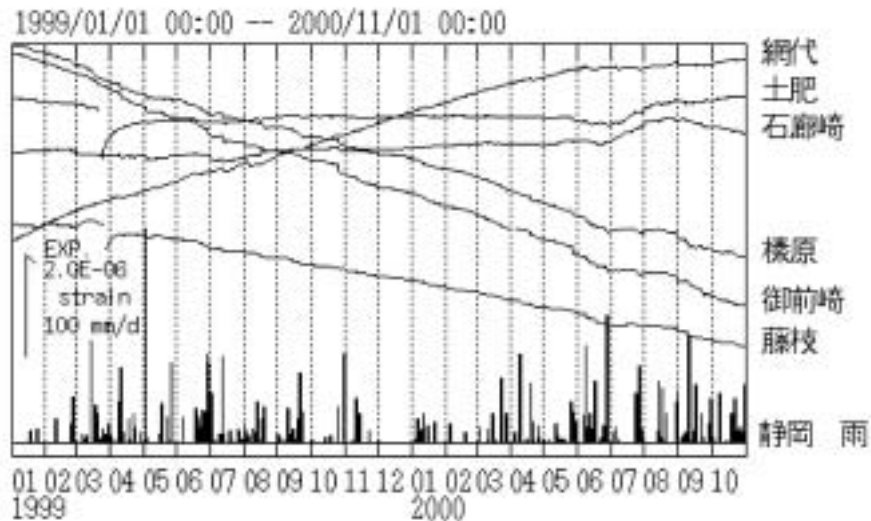


Fig. 2.6.1 Temporal changes of volumetric strain obtained by the JMA strainmeters accompanied with the 2000 northern Izu Islands event.

標平均値（南北，東西成分）の差，例えば2000年1月～2001年1月の場合は2001年1月一杯の座標平均値から2000年1月一杯の値を差し引いたものである。イベントの影響を受けていないと考えられる新潟県の大潟を変位の固定点とした。変位を面的に滑らかにとらえるために，GMT（Wessel and Smith, 1995）の機能を使用して，各観測点の変位を緯度経度0.5度ごとに平均するとともに格子点化し，スプライン関数を用いて平滑化した。なお，期間内に周辺の観測点とは著しく異なる変位が見られた観測点は解析から除き，平滑化を適当なものにするため変位の極端に大きな伊豆諸島の観測点も解析から除いた。

このようにして得られた1年間の非定常水平変位の分布を2000年1月から3ヶ月ずつずらしてFig. 2.6.2に示す。これらの分布図から伊豆諸島北部イベント時，およびそれ以後の地殻変動が，房総半島から東海地方までの広い範囲に及んでいたことは明らかである。しかし，その時間的な推移には場所による違いが見られる。まず南北成分を見ると，房総方面は2000年4月からの1年間と比較して2000年7月からの1年間の方が北向きの非定常変位が小さくなっているのに対し，静岡方面は2000年7月からの1年間の方が南向きの非定常変位が大きくなっている。また東西成分は，房総方面から静岡県にかけて全体的に東向きの変位が見られる。2000年1月からの1年間と比較して，2000年4月および7月からの1年間では房総方面の非定常変位は小さくなっているが，西側は非定常変位の大きな範囲が愛知県まで次第に広がっている。更に，イベントの最盛期を過ぎた2000年10月からの1年間では，南北，東西成分とも房総半島の非定常変位は減少し小さくなっているのに対し，伊豆半島から愛知県にかけての東海地域には非定常変位が依然として存在している。なお，中国地方の非定常変位には2000年10月の鳥取県西部地震の影響が含まれている。

2.6.3 地殻変動の時間的な推移

前述したように，2000年1月から1年間の非定常変位と比較して，4月，7月から1年間の南向きの非定常変位は，東海地方から中部地方内陸部に次第に拡大しているように見える（Fig. 2.6.2）。この南向き非定常変化の発生時期とその推移を明らかにし，また，2000年10月からの1年間に東海地域に継続して観測されている非定常変位との関連を調べるために，変位をより短く3ヶ月間ごとに検討する。

GEONETの座標値データには年周変化が見られることが指摘されている（Murakami and Miyazaki, 2001）。Fig. 2.6.2に示される非定常変位は1年間の変位を扱っており，年周変化を除去した結果となっている。しかし，それより短い期間で議論する場合，年周変化の影響を考えなければならない。大潟を基準とした場合，東海地域における水平変位の年周振幅は数mmに達し，今回の東海地域における非定常変動を議論する上では無視できない大きさになる。

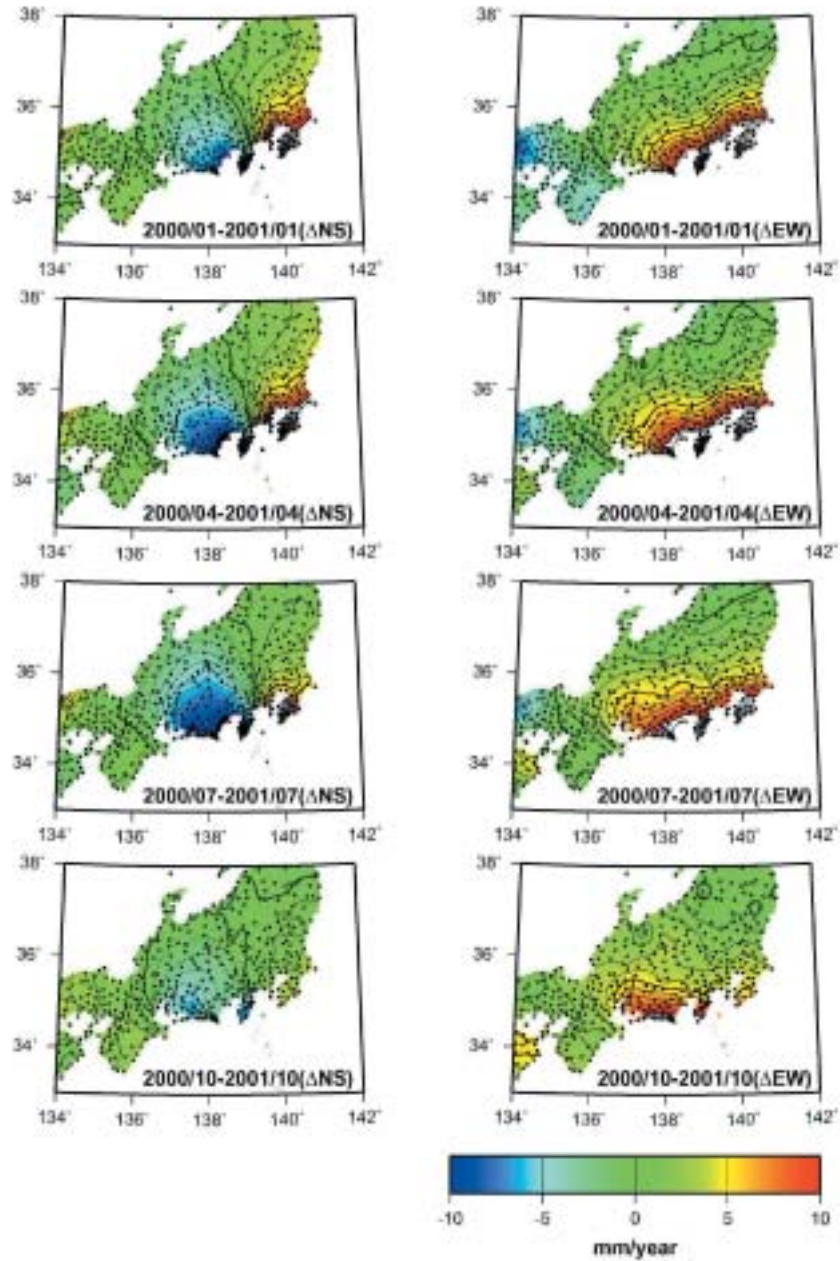


Fig. 2.6.2 Non-steady horizontal deformations in one year. Left panel: North-south displacements. Right panel: East-west displacements. Positive values denote northward or eastward displacements. Contour lines are drawn at an interval of 1mm/year.

Ozawa *et al.*(2002) は、1998年から1999年のデータから年周及びその高次項を求め、それを全期間のデータから引き去ることで年周変化の影響を除いている。2000年までの期間は年周変化の振幅と位相に年ごとの差異が小さく、期間を通して同一の振幅と位相と見なした議論も有効と考えられる。しかし、2000年以降の期間における年周変化は、それ以前の年周変化と比べてGEONET全体で系統的に変わり、1年未満の期間の非定常変位を議論する場合に大きな誤差を生じる可能性があることが指摘されている（本報告2.2節）。そこで、本研究では、1998年1月～1999年12月（期間1）と、2001年1月～2002年12月（期間2）とで期間を分けて、各期間で座標値ごとにその変化を直線、年周および半年周項からなる式で近似した。座標値の年周および半年周成分を補正する際に、年周パターンが2000年のどの時点で変化したかを確定するのは難しいが、年周パターン変化が大きな観測点の時系列を参考にして、期間1の係数は2000年5月まで、期間2の係数は2000年6月以降に対して適用した。

年周補正した3ヶ月間の非定常変位の分布について、2000年4月から1ヶ月ずつずらしながら解析した結果をFig.

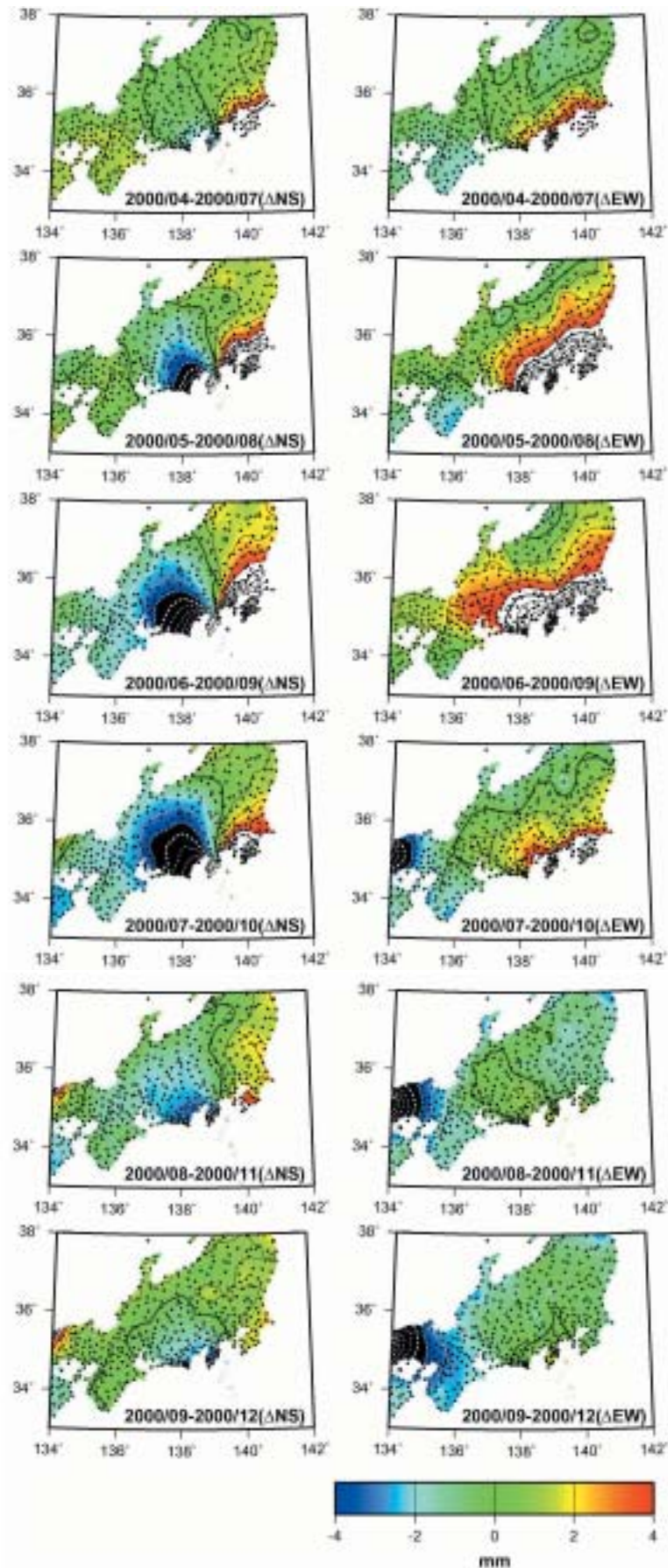


Fig. 2.6.3 Non-steady horizontal deformations in three months. Left panel: North-south displacements. Right panel: East-west displacements. Positive values denote northward or eastward displacements. Contour lines are drawn at an interval of 1mm/3months.

2.6.3に示す。2000年4月～7月の非定常変位にはイベント初期の地殻変動が含まれていて、房総半島で北東向き、静岡方面で南東向きの非定常変位が見られ、その中で房総方面の変位量が目立っている。5月～8月、6月～9月とイベント最盛期、およびその後半の地殻変動が含まれてくるに従って、非定常変位を示す範囲が拡大するとともに、房総方面と比較して東海地域や中部地方内陸部の非定常変位が目立つようになってくる。7月～10月にはイベント初期の非定常変位が含まれなくなり、房総方面の変位量は小さくなるが、中部地方内陸部の南向きの非定常変位はむしろやや拡大した傾向が見られる。このように、南北成分に見られる静岡県から中部地方内陸部の南向きの非定常変位は、イベント初期には目立たないが、イベント最盛期後半から顕著となり、それ以降も観測誤差を少し上回る程度で継続している。

2.6.4 非定常変位の力源モデル

三宅島から神津島にかけての激しい群発活動は、三宅島から西方海底下へ貫入したマグマがきっかけとなり生じたと考えることができ、活動の初期にはダイクの進行に伴うと見られる震源域の移動・拡大が観測された（例えば浜田、2001；高山・吉田、2002）。群発地震の最盛期にはまた、新島－神津島間で著しい距離の伸びが観測され、村上・他（2000）はそれをダイクの貫入によるとして説明した。しかし、ダイクの貫入だけでは伊豆諸島北部の地殻変動の空間パターンをうまく説明することができないことから、Nishimura *et al.* (2001) は、2000年6月～8月末までのイベント最盛期における伊豆諸島北部近辺の地殻変動を説明するため、ダイクと5つのM6クラスの地震以外に、横ずれクリープ断層を組み込んだ変動源の提案を行った。小沢・他（2001）は、解析期間をずらしながら各期間の地殻変動に対する変動源を求め、横ずれクリープ断層はイベント後期に次第にその寄与が増すことを示した。

ここでもNishimura *et al.* (2001)やOzawa *et al.* (2002)と同様に、伊豆諸島北部海域にダイク、主な地震、クリープ的な横ずれ断層を変動源として置いたインバージョン解析を行った。変動源の位置をFig. 2.6.4に示す。2000年5月～8月より1ヶ月ずつ期間をずらし、7月～10月までの各3ヶ月間の非定常変位を説明するように、ダイクの開口量と右横ずれ断層の変位量を、関東から東海、中部地方の57ヶ所のGPS観測点の変位を用いてMICAP-Gに追加された地殻変動源推定機能（本報告2.9節）により求めた。M6以上の地震の震源とメカニズム解については気象庁カタログを用いた。こうして得られたそれぞれのパラメータの期間別最適値をTable 2.6.1に示す。Fig. 2.6.5はこのインバージョン解析によって得られた変動源による変位場と実際に観測された変位場との残差を、各期間について南北、東西の成分

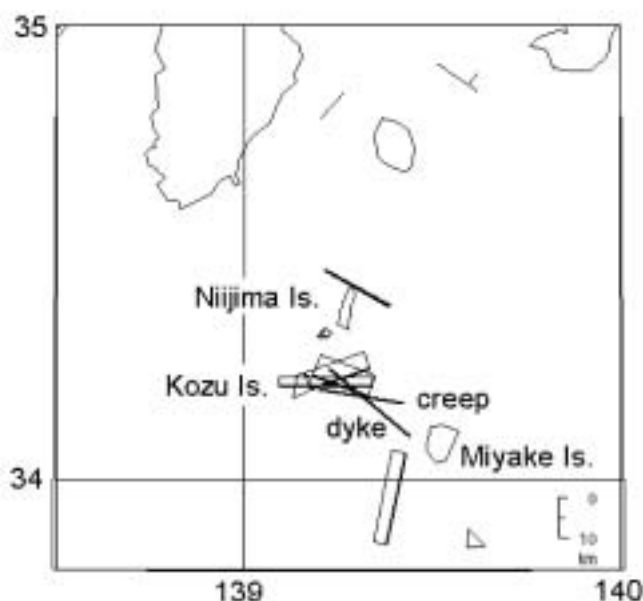


Fig. 2.6.4 Location of the dyke, creep and the five large earthquakes.

Table 2.6.1 Parameters of the dyke and the creeping fault obtained by the inversion analysis and sum of dislocations on a hypothetical fault by earthquakes with magnitudes less than 6 for each period.

Period	2000/04-07	05-08	06-09	07-10
Thickness of the dyke (m)	1.3 ± 0.1	2.9 ± 0.1	3.0 ± 0.1	1.8 ± 0.1
Length of the dyke (km)	24.4 ± 1.8	24.7 ± 0.9	23.2 ± 0.9	24.9 ± 1.5
Direction of the right-lateral creeping fault (deg)	---	$N89E \pm 0$	$N86E \pm 0$	$N97E \pm 0$
Dislocation on the right-lateral creeping fault (m)	0.0 ± 0.1	0.7 ± 0.0	1.1 ± 0.0	1.7 ± 0.1
Sum of dislocations by earthquakes with magnitudes less than 6 on a hypothetical fault (m)	0.7	0.8	0.8	0.6

Fixed parameters: (Dyke intrusion) Strike: $N45W$, Dip: $90deg$, Width: $10km$, (A hypothetical fault) Strike: $N100E$, Dip: $90deg$, Length: $20.9km$, Width: $10.5km$.

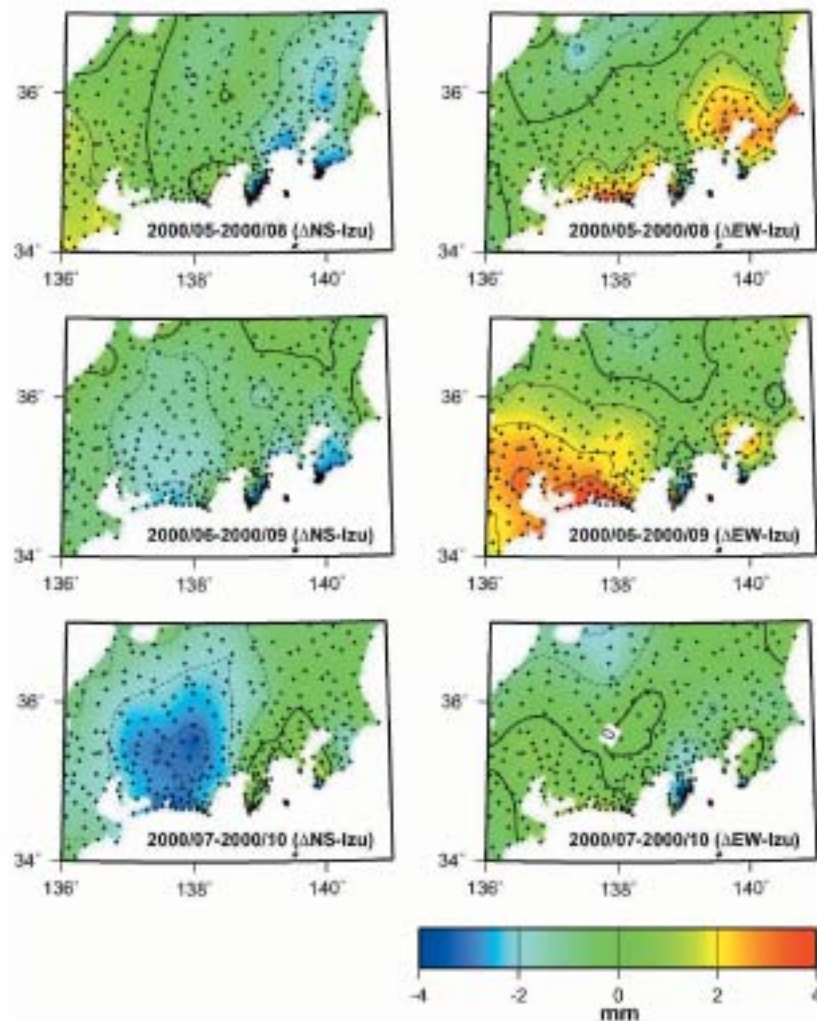


Fig. 2.6.5 Difference of deformations between the observation and the model. Left panel: North-south displacements. Right panel: East-west displacements. Positive values denote northward or eastward displacements. Contour lines are drawn at an interval of $1mm/3months$; solid lines are for positive values and white dotted lines are for negative values.

に分けてそれぞれ示したものである。この図から、観測された場とモデルによる場との残差が、関東地方については5月～8月に少し見られる。しかし、東海地方とその周辺では、それより明らかに大きく6月～9月の期間は東西成分に東向きの、7～10月の活動後期には南北成分に南向きの残差が存在することが見てとれる。観測された変位場とモデルによる変位場の、東海地方とその周辺におけるこの著しい差異の特徴として、例えば7月～10月の期間の南北変位について見ると、南から北に向かって距離減衰が小さいということがあげられる。これは伊豆諸島北部付近に変動源を置いたのでは説明することが難しい。

小林・他(2003)は、伊豆諸島北部に変動源を置いたモデルによる変位場と観測された変位場との間の残差を説明するにあたって、下部地殻や上部マントルの粘弾性的性質による歪の拡散現象の可能性を考えたが、定量的な説明については将来の課題として残された。ここでは、東海地域のプレート間カップリングの変化を考えることで東海地域の残差の説明を試みる。プレート上のすべり分布を求めるインバージョンは、MICAP-Gに追加された地殻変動源推定機能(本報告2.9節)を使用した。

Savage(1983)は、プレートの沈み込みによる地殻変動は、プレート境界面上で生じているプレート間相対運動のすべり欠損(バックスリップ)を、プレート相対運動の向きとは逆向きの断層がそこに存在すると見なすことによっておおむね説明できることを示した。Fig. 2.6.6(a)に、1997～1999年のGPSデータから推定したプレート境界上のバックスリップ分布を示す。矢印はフィリピン海プレートに対する上盤側プレートの仮想的なすべりを示している。もしバックスリップ速度の大きさが沈み込み相対速度と同じならば、そこは完全に固着していることになる。Fig. 2.6.6(b)～(d)に、Fig. 2.6.5に示された残差のうち、範囲が北緯34.6～36.0度、東経136.6～138.4度の、0.2度間隔の格子点値から推定したプレート境界のすべり分布を示す。ここで、Fig. 2.6.5に示された残差は、定常状態の変位を差し引いたものであることに注意する必要がある。Fig. 2.6.6(b)～(d)に見られる南東向きの矢印はプレート境界上での実際のすべりではなく、定常状態におけるバックスリップからの偏差を表しているということである。Fig. 2.6.6(a)のバックスリップと反対向きで同じ大きさのFig. 2.6.6(b)～(d)のすべりは、定常のプレート沈み込み速度と等しい速度の逆断層的なすべりの発生を意味する以外に、フィリピン海プレート、あるいは伊豆マイクロプレート(Sagiya, 1999)の沈み込みの停滞を意味する。バックスリップと反対向きでより大きなすべりは、定常のプレート沈み込み速度を超えるような

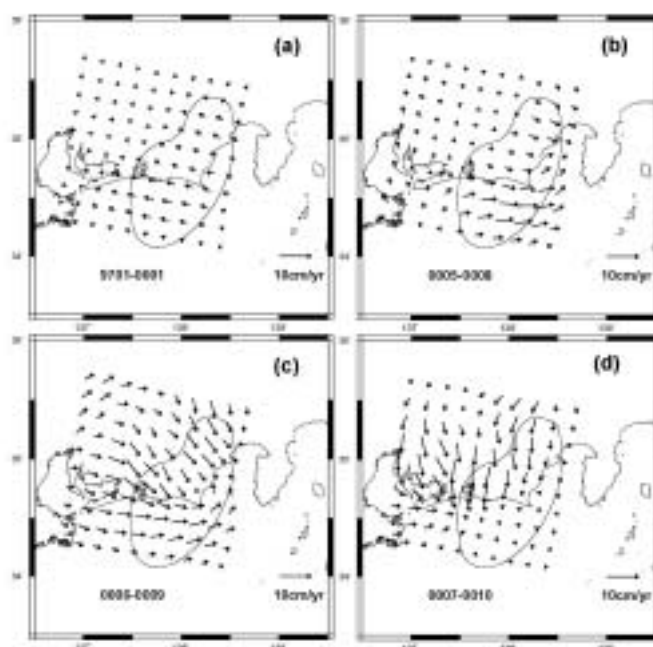


Fig. 2.6.6 Estimated slip distributions on the plate interface.

速度の逆断層的なすべりが発生しているものと考えられる。5～8月については、想定東海地震の震源域（Fig. 2.6.6の曲線内）南東部を中心に5～6 cm/yearの東向きのすべりがあり、その大きさはそこでの定常的なバックスリップ速度約3 cm/yearよりやや大きい。すべり量計算時の標準偏差が2～3 cmあることを考慮すれば同程度であると考えられ、実際に逆断層的なすべりが発生していたとまでは言えないように思われる。6～9月については、浜名湖付近を中心にして6～7 cm/yearのすべりが見られ、そこでの定常的なバックスリップ速度1～2 cm/yearを超えており、すべり量計算時の標準偏差を考慮しても実際に逆断層的なすべりが発生していたものと考えられる。7～10月にはすべりの中心領域がより北西に移動して目立っている一方、想定震源域の南東部のすべりがなくなって固着状況が元に戻っている様子が見える。Fig. 2.6.6(b)～(d)に示されたすべりは一見して大きく見えるが、1年あたりに換算したすべり量で示しているため、実際にすべりが発生していたとしても、そのすべり量はそれほど大きなものではない。

以上のように、東海地域のプレート間カップリングの変化があったとしてモデル化を行うと、Fig.2.6.5に示した6

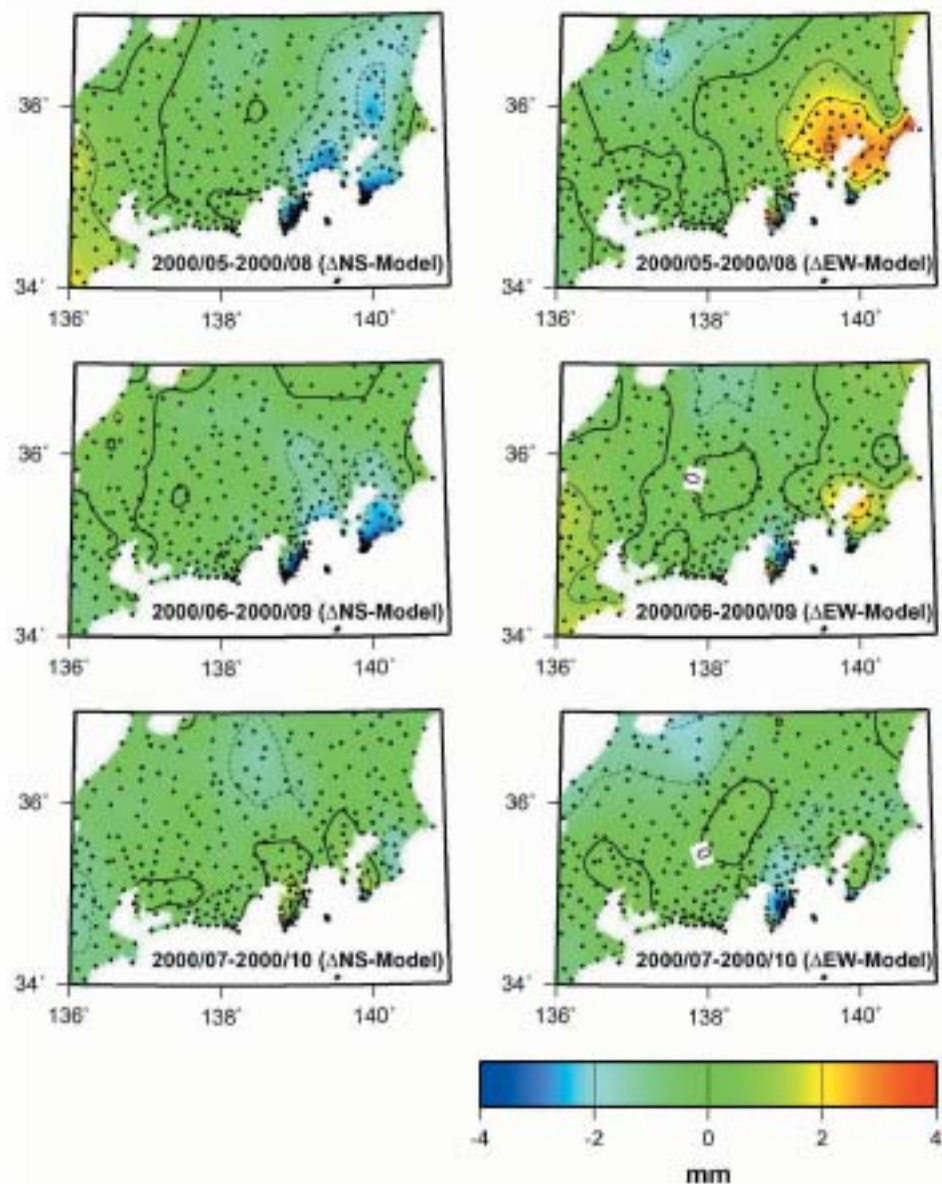


Fig. 2.6.7 Difference of deformations between the observation and the model including slip on the plate interface. Left panel: North-south displacements. Right panel: East-west displacements. Positive values denote northward or eastward displacements. Contour lines are drawn at an interval of 1mm/3months: solid lines are for positive values and white dotted lines are for negative values.

月から9月にかけての東向きの変位場や7月から10月にかけての南向きの変位場も説明することができ、Fig.2.6.7に示すように、モデルと観測との差異はほとんど消えてしまう。また、東海地域のプレート間カップリングの変化は想定震源域の南東部にあたる御前崎周辺から始まり、北西側に移動して最終的に浜名湖周辺に至ったことがわかる。プレート間相対速度を有意に超える逆断層的なすべりは5～8月の期間に認められないものの、6～9月や7～10月に見られることから、Ozawa *et al.* (2002) が指摘した東海スローイベントは、2000年伊豆諸島北部イベントの最盛期後半（8月か9月頃）に既に生じていたと考えられる。さらに、プレート間カップリングが低下した領域の中心が伊豆諸島北部に近い御前崎付近から北西方向へ移動したことから、東海スロースリップは2000年イベントにより引き起こされた可能性がある。

2.6.5 まとめ

2000年伊豆諸島北部の地震・火山活動に伴い、関東から中部地方にかけて広範囲に地殻変動が観測された。その時間的推移を調べ、東海地域から中部地方内陸部にかけて、伊豆諸島北部の変動源では説明できない地殻変動が生じていたことがわかった。この地殻変動は、東海地域のプレート境界上におけるカップリングの変化で説明可能である。

（小林昭夫）

謝辞

本研究では、国土地理院GEONET（GPS連続観測網）の解析データを使用しました。記して感謝します。

参考文献

- 浜田信生, 2001: 三宅島, 神津島, 新島周辺の過去の地震活動, 地学雑誌, **110**, 2, 132-144.
- 橋本徹夫, 2000: 2000年6月26日から始まった三宅島近海から新島・神津島近海の地震活動, 月刊地球, **22**, 747-756.
- Japan Meteorological Agency, 2000: Recent seismic activity in the Miyakejima and Niiijima-Kozushima region, Japan: the largest earthquake swarm ever recorded-, *Earth Planets Space*, **52**, i-viii.
- 気象庁地震予知情報課, 1998: 伊豆半島東方沖地震に関連した体積歪計の変化（1998年4月～5月）, 地震予知連絡会会報, **60**, 311-317.
- Kaidzu, M., T. Nishimura, M. Murakami, S. Ozawa, T. Sagiya, H. Yarai and T. Imakiire, 2000: Crustal deformation associated with crustal activities in the northern Izu-islands area during the summer, 2000, *Earth Planets Space*, **52**, ix-xviii.
- 上垣内 修, 竹中潤, 宮越憲明, 小山卓三, 吉川澄夫, 小林昭夫, 山本剛靖, 2000: 2000年6月26日からの三宅島～新島・神津島周辺の地震・火山活動と気象庁体積歪データ, 月刊地球, **22**, 757-767.
- 神定健二・佐藤 馨・上垣内 修, 1987: 体積歪計の変化からみた1986年伊豆大島火山噴火活動の推移, 月刊地球, **9**, 409-418.
- 小林昭夫, 山本剛靖, 吉川澄夫, 吉田明夫, 露木貴裕, 小山卓三, 2000: 三宅島から新島・神津島近海の地震火山活動に伴う東海・南関東地域の地殻変動, 日本地震学会講演予稿集2000年度秋季大会, A10.
- 小林昭夫, 山本剛靖, 高山寛美, 吉田明夫, 2003: 2000年伊豆諸島北部の地震・火山活動時およびその後の中部・関東地域の地殻変動, 測地学会誌, **49**, 121-133.

- Murakami, M. and S. Miyazaki, 2001: Periodicity of strain accumulation detected by permanent GPS array: Possible relationship to seasonality of major earthquakes occurrence, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2983-2986.
- 村上 亮, 西村卓也, 小沢慎三郎, 鷺谷 威, 矢来博司, 多田 堯, 海津 優, 2000: 2000年三宅島噴火と新島・神津島近海の群発地震活動に伴う地殻変動, 月刊地球, **22**, 822-827.
- 内藤宏人, 吉川澄夫, 1999: 地殻変動解析支援プログラムMICAP-Gの開発, 地震2, **52**, 101-103.
- 中村浩二, 1999: GPSデータ簡易表示プログラム (SEIS-GPS) の開発, 情報地質, **10**, 257-266.
- Nishimura, T., S. Ozawa, M. Murakami, T. Sagiya, T. Tada, M. Kaidzu and M. Ukawa, 2001: Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3745-3748.
- 小沢慎三郎, 宮崎真一, 西村卓也, 村上 亮, 鷺谷 威, 矢来博司, 多田 堯, 海津 優, 2001: 伊豆諸島群発地震に伴う地殻変動データの時間発展インバージョン, 地球惑星科学関連学会2001年合同大会予稿集, Jo-P004.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai and T. Nishimura, 2002: Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai Region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- 鷺谷 威, 1997: 南関東・東海地域におけるGPS連続観測 (1994年~1996年), 国土地理院時報, **88**, 10-18.
- Savage, J. C., 1983: A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984-4996, 1983.
- 高山博之, 吉田明夫, 2002: 2000年三宅島・神津島・新島付近の群発地震活動におけるb値の空間分布と時間変化, 地震2, **55**, 295-300.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1995: New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans., AGU*, **76**, 329.

2.7 体積歪計における東海スロースリップ検出の試み

2.7.1 はじめに

東海地域ではGPS観測データにより2001年頃から定常的なプレート運動に対して年間数cmの遅れもしくは逆向きの移動が見られるようになった（小澤・他，2001）。この現象は、浜名湖周辺域直下でプレート境界面のゆっくり滑りが生じていることに起因すると解釈されており（Ozawa *et al.*, 2002）、東海スロースリップと称される。場合によっては大地震に繋がる恐れも考えられるが、同地域で展開されている気象庁の地殻岩石歪計には現時点で対応する変化が見つかっていない。この原因の1つとして、降水や地下水の変動などによって生じた歪変化によって上記の現象がマスクされている可能性が考えられる。

地殻岩石歪計のみならず、一般に高精度の地殻変動観測を行う上で降水や地下水変動の影響除去は長年の課題であった。この課題を解決するため、例えば、田中(1979)、山内(1981)、二瓶・檜皮(1983)等はタンクモデル（例えば、菅原，1972）による補正法を適用し一応の成功を収めた。しかし、この方法は降水の非線形効果を取り入れることができないものの、適正なモデルを見出すことが簡単ではなく、しかも降水の即時的影響を反映することができないという難点から、現在は使われることが少なくなった。別の方法として、地殻岩石歪計と同じ観測井戸における水位データを用いて、地下水変動や降水の影響除去を試みた例もある（例えば、小泉・吉田，1989）。この検討例では、地下水応答が季節によって異なる事が明らかになり、結果として降水の影響を直接補正することの必要性を示すことになった。近年、時系列解析の方法に基づくMR-AR法（Matsumoto, 1992）が開発され、地下水位の観測データに含まれる降水の影響除去の成功例が報告されている（松本・高橋，1993）。また気象庁の地震活動等総合監視システム（EPOS）のルーチン処理においても、同様の方法（石垣，1995）により数日間以下の短期間のデータに対する降水補正が行われている。しかしながら、東海スロースリップに伴う歪変化は2.8節で述べるように年間0.1ppm程度と微小であり、しかも数年にわたる長期間の現象であることから、これを地殻岩石歪計で捉えるためには、まずそれに見合う期間の降水・地下水応答を解析し除去する必要がある。

本節では、東海地域で展開されている地殻岩石歪計の観測データに関してMR-AR法を適用し、長時間スケールにおける降水の影響を除去する方法を検討すると共にスロースリップに伴う歪変化の検出を試みた結果を述べる。

2.7.2 方法

本節ではMatsumoto(1992)に従い、地殻変動（地殻岩石歪計観測データ）と降水量の時系列に対して多変量自己回帰モデルによる降水補正の方法を述べる。石垣（1995）による方法との違いは、本研究ではスロースリップによる歪変化の検出のために長周期変動を残すことが必要であるため、カルマンフィルター（例えば、北川，1993）を用いたトレンド除去を行わず、トレンドそのものの変動に着目した点である。

多変量自己回帰モデルによる解析の原理とその手法については、Matsumoto（1992）や松本・高橋（1993）に詳しいので、簡単な手順のみを以下に記す。

(1) 多変量自己回帰モデルによる解析

まず、歪変化に含まれる気圧応答を位相遅れの無い一次式で近似する（例えば、檜皮・他，1983）と共に、BAYTAP-G（石黒・他，1984）を適用することにより、気圧・潮汐の影響を除去したデータセット $Y(n)$ ($n=1,2,\dots,N$) を準備する。本節では5年間以上にわたる長期間のデータを一括して処理する必要上、データのサンプリングを1日毎としたため、上述の潮汐補正を行う必要はない。

この方法では、観測データの時系列 $Y(n)$ を

$$Y(n)=t(n)+R(n)+w(n) \quad (2.7.1)$$

と要因毎に分解して表現する。ここで、

$Y(n)$ ：観測データの一次元時系列（気圧・潮汐補正後の歪の日値）、

$t(n)$ ：トレンド成分、

$R(n)$ ：降水応答成分、

$w(n)$ ：観測ノイズ $\sim N(0, \sigma^2)$ （正規分布）、

n ：時系列データの番号（ $n=1, \dots, N$ ）

である。降水応答成分については、

$$R(n) = \sum_{i=1}^m a(i)R(n-i) + \sum_{i=1 \text{ or } 0}^m b(i)r(n-i) \quad (2.7.2)$$

と自己回帰モデルで表現する。ここで $r(n)$ は降水量であり、右辺第1項は過去の降水応答の履歴に関するもの（自己回帰係数項）、同第2項は降水の直接的効果に関するもの（雨量補正係数項）を表す。式(2.7.2)の次数 m と自己回帰係数 $a(i)$, $b(i)$ は、AIC最小化法（赤池・中川, 1972）によって求めることができ、降水応答 R の時系列は、得られた次数と自己回帰係数を用いて式(2.7.2)から推定することができる。

この推定には、Akaike *et al.* (1979) の多変量自己回帰モデル解析プログラム MULMAR (TIMSAC84) を使用することが便利である。観測データの種類によって、降水応答が降水直後の影響を大きく受ける場合があるが、このような場合には降水時の影響を無視できなくなるため、式(2.7.2)の第2項は0次の係数から考慮する必要がある。MULMARではその両方の場合に対してパラメータを設定することにより解を求めることができる。降水応答 $R(n)$ が推定されれば、式(2.7.1)に代入することにより、

$$Y(n) - R(n) = t(n) + w(n) \quad (2.7.1')$$

となり、トレンドとノイズの和が求められることになる。最終的にトレンドを得るためには、ノイズをどのようにして除去するかが問題となる。

(2) カルマンフィルターによる平滑処理

式(2.7.1)におけるトレンド $t(n)$ と降水応答 $R(n)$ を求める方法としては、MR-AR法とは別に、最尤法を取り入れたカルマンフィルター（松本, 1995）による推定法がある。この方法も多変量自己回帰モデルに基づくものである。以下では、まず一般論を記述する。

一般に、任意の時系列モデルは次の状態空間表現で記述される。

$$X_n = FX_{n-1} + Mr_n + Gv_n \quad (\text{システムモデル}) \quad (2.7.3)$$

$$Y_n = HX_n + w_n \quad (\text{観測モデル}) \quad (2.7.4)$$

ただし、 X_n は状態ベクトル、 M は外部擾乱、 G はシステム擾乱、そして H は変換行列であり、それぞれ、 $X_n = (t_n, R_n, R_{n-1}, \dots, R_{n-m+1})$, $M = ((0, b_1, b_2, \dots, b_m), G = (1, 0, 0, \dots, 0)$, そして、 $H = (1, 1, 0, \dots, 0)$ と表現される。トレンド t_n はランダムウォークモデル（ $= t_{n-1} + \sigma$ ）と仮定する。 v_n , w_n はそれぞれシステムノイズと観測ノイズの分散であり、それぞれ τ^2 と σ^2 とする。そして F は次の行列で表現される：

$$F = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ 0 & a_1 & 1 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ 0 & a_2 & 0 & 1 & \cdots & 0 & 0 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \\ 0 & a_m & 0 & 0 & \cdots & 1 & 0 \end{pmatrix} \quad (2.7.5)$$

状態ベクトルの推定には次のカルマンフィルターのアルゴリズムを使う：

[1期先予測]

$$X_{n|n-1} = F \cdot X_{n-1|n-1} + M \cdot r_n$$

$$V_{n|n-1} = F \cdot V_{n-1|n-1} \cdot F^t + G \cdot G^t \cdot \tau^2$$

[フィルター]

$$K_n = V_{n|n-1} \cdot H_n^t \cdot (H_n \cdot V_{n|n-1} \cdot H_n^t + \sigma^2)^{-1}$$

$$X_{n|n} = X_{n|n-1} + K_n \cdot (Y_n - H_n \cdot X_{n|n-1})$$

$$V_{n|n} = (I - K_n \cdot H_n) \cdot V_{n|n-1}$$

[平滑化アルゴリズム]

$$A_n = V_{n|n} \cdot F_{n+1}^t \cdot V_{n+1|n}^{-1}$$

$$X_{n|N} = X_{n|n} + A_n \cdot (X_{n+1|N} - X_{n+1|n})$$

$$V_{n|N} = V_{n|n} + A_n \cdot (V_{n+1|N} - V_{n+1|n}) \cdot A_n^t$$

上式の1期先予測では過去（第 $n-1$ 項目まで）の時系列から次のステップ（第 n 項目）の状態を予測するのに対して、フィルターでは現在（第 n 項目）までの時系列から現時点（第 n 項目）の状態を推定する。また、平滑化アルゴリズムでは、現在（第 N 項目）までの状態推定値から過去の任意の時点（第 n 項目）の最も確からしい状態を推定する。このアルゴリズムによって、予め計算に必要なパラメータ（自己回帰係数、システムノイズ、および観測ノイズ）が仮に知られていれば、状態ベクトルすなわち、トレンドと降水応答を計算することができる。

これらのパラメータの推定に最尤法を用いる。それにはまず次式で与えられる対数尤度 L を計算する：

$$L(a_i, b_i, \tau^2, \sigma^2) = -\frac{1}{2} \{ N \log 2\pi + \sum_{n=1}^N \log D_{n|n-1} + \sum_{n=1}^N \frac{(Y_n - Y_{n|n-1})^2}{D_{n|n-1}} \}$$

ここで、

$$Y_{n|n-1} = H_n \cdot X_{n|n-1}$$

$$D_{n|n-1} = H_n \cdot V_{n|n-1} \cdot H_n^t + \sigma^2$$

であり、仮定したパラメータを用いたカルマンフィルターの計算結果を用いて求められる。この L を最大化するパラメータが最適値ということになる。パラメータの推定方法としては非線形最適化法として知られるsimplex法が使われる（松本，1995）。

最尤法を用いたカルマンフィルターによるパラメータ推定は、前項で述べた方法と比べて、全てのパラメータ（自己回帰係数、システムノイズ、観測ノイズ）を一度に推定できる利点がある。しかし、計算時間を要すること、観測データに含まれる異常変化（例えば停電後の復旧に伴う変化など）によって収束不安定になる場合があることから、特に地殻岩石歪計の長期間における観測データに関して適用するにはあまり実用的とは言えない。そこでこれら2つの方法を組み合わせて用いることにした。すなわち、前項で述べたプログラムMULMARによって降水応答を求め、残ったトレンドとノイズを分離するためにカルマンフィルターを用いた。この方法により、トレンドと降水応答の時系列を推定することができる。

2.7.3 東海スロースリップと体積歪計に見られる歪変化傾向

地殻岩石歪計の中でも体積歪計の場合、その出力は薄肉円筒容器の容積変化に比例するが、容器の形状から鉛直方向の変形は水平面内変形に比べて十分小さく、面積歪変化をほぼ反映すると見られる。後述（2.8節）するように、面積歪変化はGPSデータに基づく変位量から求めることができ、2001年からの東海スロースリップに伴う面積歪変化としては、御前崎周辺と渥美半島周辺では収縮歪、浜名湖周辺では伸張歪がそれぞれ現れることが推定される。本節では東海地域太平洋沿岸に近い体積歪計観測点を解析対象とし、この中で上述の歪変化が予想される御前崎、浜岡、

三ヶ日および蒲郡の各観測点における観測データを用いた解析例を示す。

MR-AR法を東海地域11ヶ所の地殻岩石歪計に適用した結果得られた多次元自己回帰モデルの次数と係数をTable 2.7.1にまとめた。最大次数を50に設定した結果、観測点によって3次から21次までのケースが得られた。いずれも低次の係数が大きく、高次の係数が急速に減衰していることから、自己回帰モデルの仮定が成立していると見られる。Figs. 2.7.1～2.7.4は、上述の観測点における地殻岩石歪計観測データについて、原データと共にカルマンフィルターによる平滑処理を施した結果を示す。この結果によると、東海スロースリップ出現後、御前崎、浜岡の両観測点における1999年以降の歪変化は収縮が次第に緩慢になっており、上述のGPSデータによる推定に反して伸長成分が増加していることを示している。一方、東海スロースリップ出現によって収縮が想定される蒲郡観測点では時期がやや不明瞭ながらも収縮傾向を示し、伸張が想定される浜名湖に近い三ヶ日観測点では伸張傾向が目立っている。GPSデータに基づく歪変化と地殻岩石歪計における歪変化傾向との比較対照を行った結果をFig. 2.7.5に示す。対応が認められた観測点を○で、対応が認められなかった観測点を△で示す。これによると、東海スロースリップが顕在化した地域にある11ヶ所の観測点で両者の対応が認められたのは蒲郡と三ヶ日の2ヶ所に過ぎず、他の9ヶ所では対応が認められないという結果になった。

2.7.4 まとめ

本報告では、地殻岩石歪計には東海スロースリップと関連性のある変化をあまり明瞭な形で検出することができな

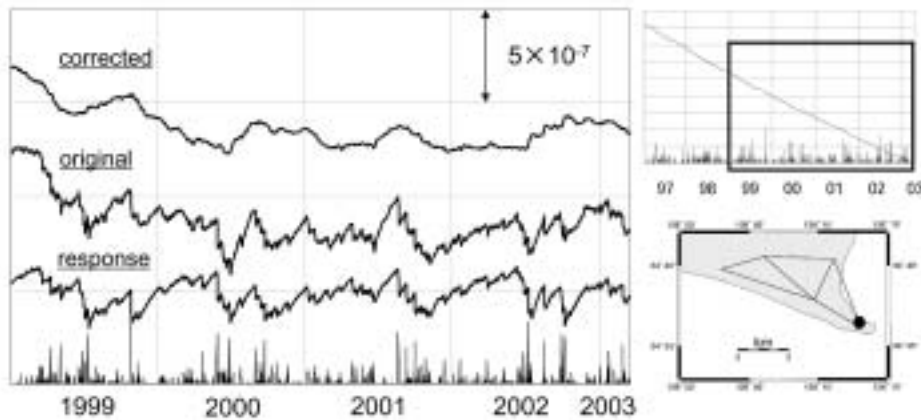


Fig. 2.7.1 Variations of corrected strain, original strain and response to precipitation for the Omaezaki station.

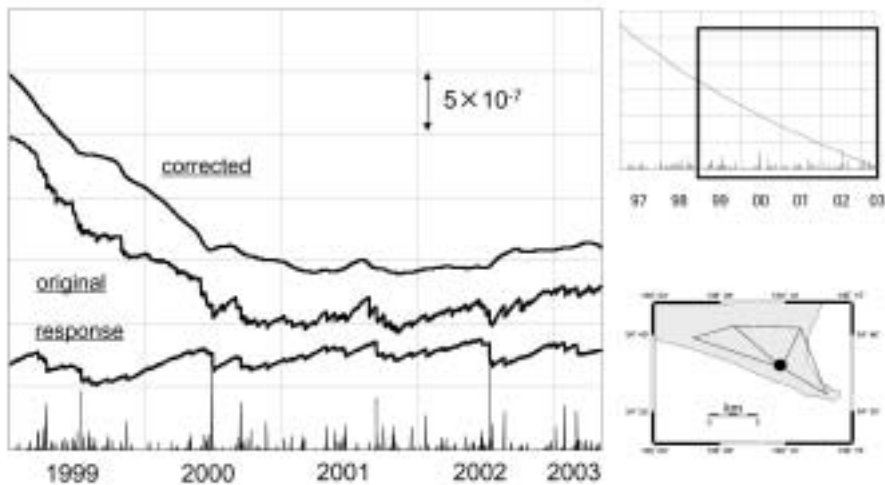


Fig. 2.7.2 Variations of corrected strain, original strain and response to precipitation for the Hamaoka station.

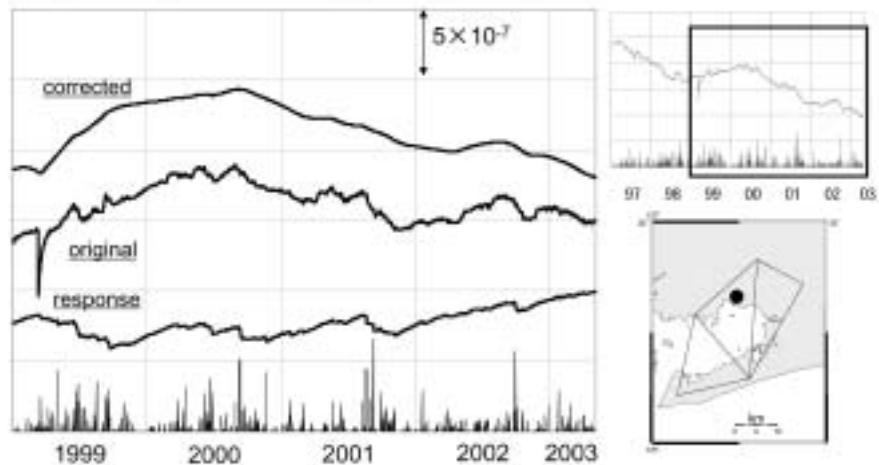


Fig. 2.7.3 Variations of corrected strain, original strain and response to precipitation for the Gamagori station.

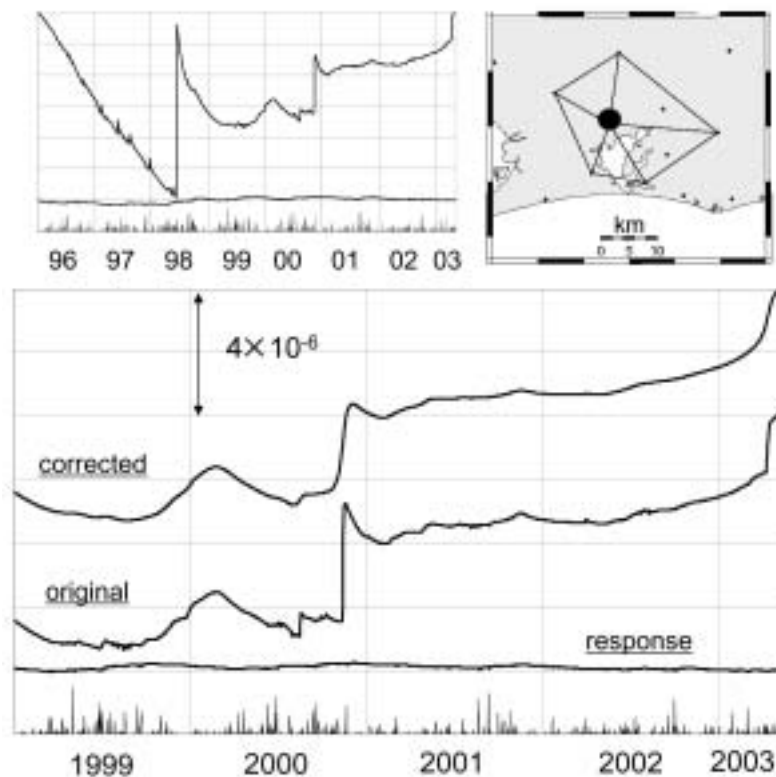


Fig. 2.7.4 Variations of corrected strain, original strain and response to precipitation for the Mikkabi station.

いという結果となった。この理由としては、後述するように（2.8節）、現在のところスロースリップに伴う歪変化が年間0.1ppmと低速でかつ変化量が小さく、地殻岩石歪計の検出限界以下であることが考えられる。降水の影響に関しては、解析対象が短期間の場合には要因が降水そのものに絞られると同時に時間スケールも短いため線形関係になる場合が多いが、長期間になると要因が降雨のみならず広域の地下水変動のような非線形的要因も加わるため、自己回帰モデルでも不十分となる場合が生じる可能性がある。しかし本節で使用した降水補正の方法は上記目的以外にも有効となる場合が考えられるので、今後もさらに改良を進めていくことが必要であろう。（吉川澄夫）

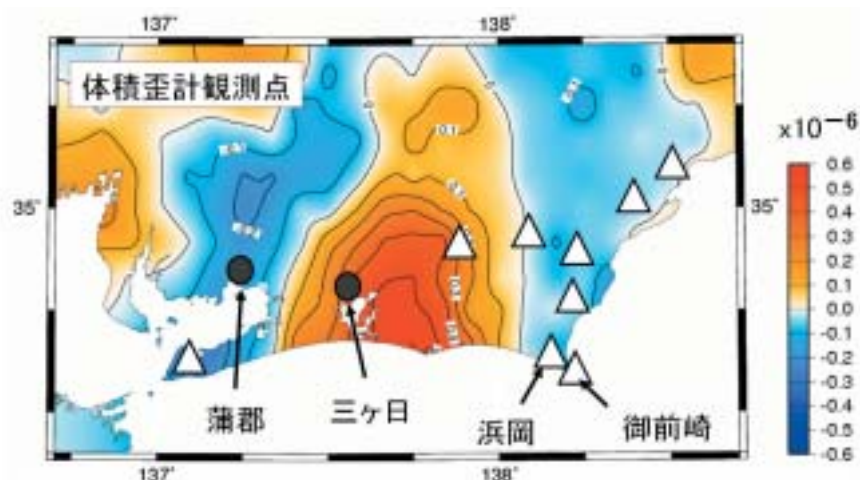


Fig. 2.7.5 Results of trial for detection of the Tokai slow-slip event by the strainmeters. Contours indicate changes of dilatation associating with the slow-slip event calculated from GPS displacements. Circles indicate the cases of agreement, and triangles indicate unidentified charges.

Table 2.7.1 AR coefficients obtained through MR-AR analysis for strain data in the stations of the Tokai area : m , the optimum number of terms; $a(i)$, the coefficients of auto-regressive terms; $b(i)$, the coefficients of rain correction terms. See eq.(2.7.2) in the text.

		次数	自己回帰係数	雨量補正係数
蒲 郡	0			-1.0819E-04
	1		9.6232E-01	-1.1799E-04
	2		-6.1051E-03	0.0000E+00
	3		4.3501E-02	0.0000E+00
		次数	自己回帰係数	雨量補正係数
伊 良 湖	0			-2.1616E-04
	1		9.2343E-01	-1.7694E-04
	2		6.3476E-02	2.9141E-05
	3		1.9547E-02	-8.0779E-06
	4		1.7009E-01	2.6559E-05
	5		-2.7280E-01	-4.4217E-06
	6		1.3156E-01	-3.5346E-05
	7		-3.1565E-02	2.5621E-05
	8		5.8860E-02	1.6428E-05
	9		7.7528E-02	3.8750E-05
	10		-1.8534E-01	1.7219E-05
	11		8.1005E-02	-1.6298E-05
	12		-1.8433E-02	1.0348E-05
	13		7.8139E-02	1.7275E-05
	14		3.5974E-02	4.8288E-05
	15		-1.3151E-01	1.9894E-05
	16		0.0000E+00	-9.5939E-06
	17		0.0000E+00	-2.3824E-06
	18		0.0000E+00	1.6859E-06
	19		0.0000E+00	6.0960E-06
	20		0.0000E+00	3.1195E-05
	21		0.0000E+00	-3.5143E-05

	次数	自己回帰係数	雨量補正係数
三ヶ日	0		-2.7363E-04
	1	1.1852E+00	-5.6699E-05
	2	-1.4587E-01	3.2363E-04
	3	1.1903E-01	5.2045E-05
	4	-1.5838E-01	7.4858E-05
	次数	自己回帰係数	雨量補正係数
天竜	0		-6.8199E-04
	1	8.5182E-01	-2.7432E-04
	2	8.8125E-02	2.3307E-04
	3	5.4589E-02	9.0259E-05
	4	-3.8882E-02	-3.8138E-05
	5	4.4274E-02	8.6727E-05
	次数	自己回帰係数	雨量補正係数
藤枝	0		-1.7128E-04
	1	1.0207E+00	-8.6488E-05
	2	5.0364E-02	3.2759E-05
	3	-1.5693E-02	1.8919E-05
	4	1.1328E-02	3.1596E-05
	5	-1.6659E-02	2.3101E-05
	6	6.5176E-03	2.1731E-05
	7	-3.1819E-02	4.8179E-06
	8	7.2991E-02	2.5380E-05
	9	-2.9633E-02	2.9589E-05
	10	-5.1796E-02	1.2751E-05
	11	9.6788E-03	5.2364E-07
	12	2.0147E-02	1.4822E-05
	13	6.4145E-02	1.3955E-05
	14	1.1026E-01	1.2937E-05
	次数	自己回帰係数	雨量補正係数
川根	0		-7.4363E-04
	1	1.0687E+00	-8.6399E-04
	2	-1.4932E-02	2.7009E-04
	3	-1.3256E-01	1.3317E-04
	4	3.9490E-02	2.3990E-05
	5	2.4427E-02	8.1326E-05
	6	8.0652E-02	1.2834E-04
	7	-7.4807E-02	1.5166E-04
	8	1.9983E-02	8.8411E-05
	9	-2.1147E-02	6.2258E-05
	10	4.8834E-02	8.8004E-05
	11	-2.5073E-02	9.3232E-05
	12	-2.6641E-02	4.0515E-05
	13	8.0751E-02	4.3320E-05
	14	-6.7534E-02	1.0745E-04

		次数	自己回帰係数	雨量補正係数
清水	水	0		-9.7800E-04
		1	8.6349E-01	-1.0190E-03
		2	1.7112E-01	-2.4594E-04
		3	1.0101E-01	2.2779E-05
		4	-2.2762E-01	-4.2399E-05
		5	1.3048E-01	-5.7225E-05
		6	7.2519E-03	5.5208E-05
		7	4.1869E-02	1.5784E-04
		8	-3.5618E-02	1.7607E-04
		9	-5.3849E-02	1.0716E-04
		次数	自己回帰係数	雨量補正係数
静岡	岡	0		-2.6538E-04
		1	1.1004E+00	1.2920E-04
		2	4.2468E-02	2.4976E-04
		3	-8.6430E-02	3.4139E-05
		4	-2.3252E-02	-1.5910E-05
		5	3.3858E-03	-1.7779E-05
		6	-1.1868E-02	-1.6496E-05
		7	3.0093E-03	-9.5289E-06
		8	5.1085E-02	-3.8573E-06
		9	-4.4158E-02	-1.1014E-05
		10	-3.8003E-02	-2.9240E-05
		11	6.0449E-02	2.5275E-06
		12	-5.6974E-02	-3.8118E-05
		13	0.0000E+00	-3.0226E-05
		次数	自己回帰係数	雨量補正係数
榛原	原	0		-5.4362E-04
		1	1.1318E+00	-1.7172E-04
		2	-2.9175E-02	3.0733E-04
		3	-7.0753E-02	2.8482E-05
		4	2.0021E-02	6.2828E-05
		5	2.0269E-02	7.3172E-05
		6	-7.2130E-02	0.0000E+00
		次数	自己回帰係数	雨量補正係数
浜岡	岡	0		-4.8763E-04
		1	5.1894E-01	-5.9225E-04
		2	3.2219E-01	-1.0268E-04
		3	1.0459E-01	-3.1423E-07
		4	6.3255E-02	4.0163E-05
		5	3.5498E-02	5.2939E-05
		6	7.1062E-02	8.0650E-05
		7	3.2902E-02	1.4533E-04
		8	4.7309E-03	1.2599E-04
		9	-5.0622E-02	1.0670E-04
		10	-4.4356E-02	4.1395E-05
		11	4.5969E-02	8.9868E-05
		12	4.8077E-02	1.4658E-04
		13	-9.3698E-02	5.9283E-05
		14	-2.8274E-02	0.0000E+00
		15	-3.0284E-02	0.0000E+00

	次数	自己回帰係数	雨量補正係数
御 前 崎	0		-5.0313E-04
	1	7.1796E-01	-4.8400E-04
	2	1.9426E-01	-4.2482E-05
	3	9.1140E-02	-5.1527E-06
	4	7.5586E-02	5.6109E-05
	5	-5.2401E-02	5.2636E-05
	6	-2.1770E-02	3.6268E-05
	7	8.9287E-03	3.7390E-05
	8	7.5646E-02	4.4051E-05
	9	-2.3509E-02	8.0160E-05
	10	-5.4458E-02	2.6650E-05
	11	7.6434E-04	2.8290E-05
	12	1.5424E-02	1.9756E-05
	13	6.4972E-02	6.4772E-05
	14	-2.0194E-02	5.2285E-05
	15	-3.5954E-02	3.6158E-05
	16	6.2495E-02	7.3857E-05
	17	-9.8669E-04	9.4948E-05
	18	-9.7915E-02	3.8533E-05

参考文献

- 赤池弘次・中川東一郎, 1972: ダイナミックシステムの統計と制御, サイエンス社, 189pp.
- Akaike, K., G. Kitagawa, E. Arahata and F. Tada, 1979: Computer Science Monographs, NO.11, The Institute of Statistical Mathematics, Tokyo.
- 檜皮久義・佐藤馨・二瓶信一・福留篤男・竹内 新・古屋逸夫, 1983: 埋込式体積歪計の気圧補正, 験震時報, **47**, 91-111.
- 石垣祐三, 1995: 埋込式体積歪計データの精密補正及び異常識別について, 験震時報, **59**, 7-29.
- 石黒真木男・佐藤忠弘・田村良明・大江真嗣, 1984: 地球潮汐データ解析プログラムBAYTAP-Gの紹介, 統計数理研究所彙報, **32**, 71-85.
- 北川源四郎, 1993: 時系列解析プログラミング, 390pp, 岩波書店.
- 小泉岳司・吉田明夫, 1989: 湯河原体積歪計に対する地下水の影響, 気象研究所研究報告, **40**, 24-28.
- Matsumoto, N., 1992: Regression Analysis for Anomalous Changes of Ground Water Level Due to Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1193-1196.
- 松本則夫・高橋 誠, 1993: 地震に伴う地下水位変化検出のための時系列解析, 地震 2, **45**, 407-415.
- 松本則夫, 1995: 地震に関連する地下水位変化の検出, 「時系列解析の実際Ⅱ」, 167-180, 朝倉書店.
- 二瓶信一・檜皮久義, 1983: 三ヶ日における埋込式体積歪計に対する降雨の影響, 験震時報, **48**, 18-22.
- 小澤慎三郎・村上 亮・海津 優・鷺谷 威・矢来博司・西村卓也・多田 堯, 2001: 2001年から見られる東海地方の異常地殻変動, 日本地震学会2001年秋季大会講演予稿集, C02.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yagai, and T. Nishimura, 2002: Detection and Monitoring of Ongoing Aseismic Slip in the Tokai Region, Central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.
- 菅原正己, 1972: 流出解析法, 共立出版.
- 田中寅夫, 1979: 傾斜計・伸縮計記録に現れる降雨の影響とそのシミュレーション, 測地学会誌, **25**, 91-100.
- 山内常生, 1981: 降雨に対する地殻歪レスポンスのシミュレーション, 測地学会誌, **27**, 40-49.

2.8 東海スローイベントによる地殻変動

2.8.1 はじめに

東海地域は地震空白域の形成や地殻変動観測の結果などにに基づき巨大地震発生の可能性が指摘されたことから、1978年、東海地震に係わる地震防災対策強化地域に指定された（例えば、Mogi, 1981; Ishibashi, 1981）。その後、固着域（Matsumura, 1997）、バックスリップ領域（Sagiya, 1999）、1944年東南海地震の津波波源域、東海地域周辺のテクトニクスなど、様々な新しい知見に基づいて想定震源域の見直しが行われた結果、新たな想定震源域は海域では南西に拡大される一方で陸域も浜名湖付近まで拡大されることとなった（中央防災会議, 2001）。このような状況下、GPS観測網において2001年春頃から浜名湖付近を中心とする広い範囲で定常的な変位からのずれ（非定常変位）が次第に拡大する傾向が認められるようになった（小澤・他, 2001）。このような非定常変位の拡大は、浜名湖周辺下のプレート境界面において定常的な沈み込み方向とは逆向きのゆっくりすべり（スロースリップ）が進行しつつある状況を表していると解釈されている（Ozawa *et al.*, 2002）。これに対しては、三陸沖、房総半島周辺、日向灘などで観測されている‘ゆっくり地震’と同様、過去に繰り返し発生している現象の1つという考え方がある（例えば、木股・山内, 1998）一方で、当然のことながら想定東海地震の前駆的すべりを表す可能性も指摘されている（例えば、加藤・他, 2003）。

気象庁の地殻岩石歪計には2004年現在、このスロースリップに対応する変化が確認されていないが（2.7節）、この現象が想定される東海地震の前駆的地殻変動である可能性を否定することができない以上、歪の空間・時間的变化の特徴をあらかじめ把握し、スロースリップの今後の変化・加速に備えておくことは重要である。いずれにしても、GPSで観測される変位量と地殻岩石歪計で観測される歪量の物理的意味の違いに留意しつつ、変位と歪、両方の示す変動を併せてスロースリップを監視していく必要があろう。

本節では、最初に東海スロースリップイベントについて概観したあと、2.2節で示したGEONET座標データに含まれる年周パターンの変化が東海スロースリップイベントの解析に及ぼす影響を評価し、その影響を除去したデータを用いてプレート間のすべり分布を推定する。次に、変位と歪という観測量のもつ意味とそれらの解析の意義を比較する。スロースリップによってどのような歪変化が生じているかという視点から、GPS観測で得られる変位を使って歪解析を行うと共に、求められた歪変化に基づいてプレート境界面上のすべり分布の推定を試みる。この結果から、スロースリップが想定震源域とその周辺の歪場に与える影響を明らかにする。また、現在地殻岩石歪計にスロースリップが検出されていない理由についても検討する。（吉川澄夫）

2.8.2 年周パターン変化の影響

東海スローイベントを示すデータの一例として、GEONETの浜松観測点（93054）の座標変化をFig. 2.8.1に示す。この図には、東西・南北・上下の各成分それぞれについて、大湊観測点（950241）を基準とした生データ、その生データのうち1998年から1999年までの2年間のデータにあてはめた直線・年周・半年周項からなる近似曲線、及びその残差が示されている。東西成分では、約15mm/yrで西向きに変位していたものが2000年中頃から2001年末頃の期間ほぼ停滞していたこと、南北成分では約5mm/yrで北向きに変位していたものが2000年中頃以降は約4mm/yrで南向きに変位していることが見てとれる。

次に、中部日本における水平変位の分布をFig. 2.8.2に示す。Fig. 2.8.2(a)は1998年1月から1999年12月までの2年間、Fig. 2.8.2(b)は2001年1月から12月までの1年間の平均変位速度を示している。前者は、西南日本の東進と東北日本の西進、フィリピン海プレートの沈み込みや伊豆半島における衝突など、この地域のプレート間相互の運動を反映した定常的な変位場を表していると思われ、新潟―神戸構造線（Sagiya *et al.*, 2000）を境にした変位分布の変化が明瞭に

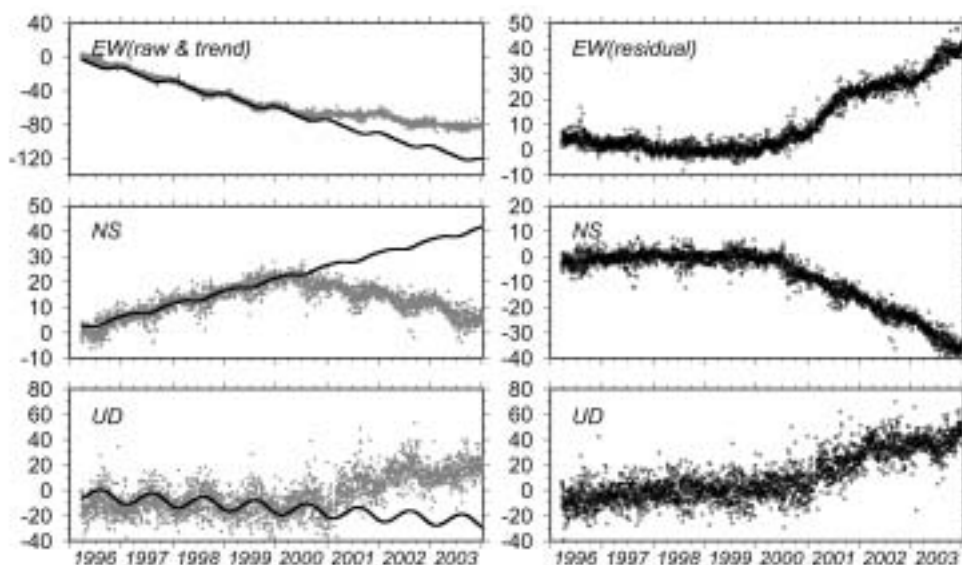


Fig. 2.8.1 Coordinate changes at the Hamamatsu station of GEONET with respect to the Ogata station. Left panels depict the raw data (gray point) and normal trend (solid curve), and right panels illustrate the residuals obtained by subtracting the secular trend from raw data.

認められる。それに対して後者では、東海地域において前者に見られた西北西向きの大きな変位ベクトルが見られないほか、長野県、岐阜県などの内陸部の西向き変位ベクトルも小さくなっている。これら2つの期間の水平変位の差をとったものをFig. 2.8.3に示す。ほとんどの地域では差が小さく、この2つの期間で変位速度に違いがないことを示しているが、東海地域においては南東から東南東向きの変位ベクトルが明瞭に見られる。この変位は通常の沈み込みによる内陸向きの変位とは逆向きであり、地震時に起こると考えられる変位の向きに一致する。

Ozawa *et al.*(2002)は、2000年より前の座標データに直線・年周及びその高次項をあてはめて求めた近似曲線を定常変動とみなし、それからの残差を非定常変動として抽出することでスローイベントを見いだしている。しかし2.2節で述べたように、GEONETの座標データに含まれる年周期的な季節変動（年周パターン）には微小な量ではあるが年ごとに違いが見られ、特に2000年を境にしたその前後の年周パターン変化はやや大きいため、2000年より前のデータを使った方法では年周パターン変化が地殻変動解析に混入して、みかけの変動を引き起こす恐れがある。そこで年周パターン変化が東海スローイベントの解析に影響を与えるかどうか調べた。

年周パターン変化の影響を除去しないデータと除去したデータについて、2001年を6ヶ月毎に2つの期間に分けてそれぞれの期間について求めた水平変位分布（大湊観測点基準）をFig. 2.8.4に示す。影響を除去しないデータから求めた水平変位分布（Fig. 2.8.4(a)）では、年の前半（1～6月）の変位量は南東～東南東向きに約10mmであるのに対し、後半（7～12月）の変位は東～北東向きに約5mmとスローイベントの一般的傾向とは異なる。一方、影響を除去したデータから求めた水平変位分布（Fig. 2.8.4(b)）では、年の前半・後半ともほぼ同じ向きと大きさに変位している。年周パターン変化がスローイベントを年の前半には強調、後半には打ち消すような向きにはたらいっていることがわかる。スローイベントは大きいところでも年速にして15 mm程度で、数ヶ月単位では数mm程度とかなり微小になる。それに対して年周パターン変化の影響もそれにほぼ匹敵する大きさであり、短い時間間隔で調べる場合は年周パターン変化による影響の比率が高まる。

このように、短い時間間隔をとった場合にはスローイベントによる変位量が年周パターン変化によって生じるみかけの変位量と同程度の大きさになるため、それをそのままプレート間すべり分布解析に使用すると、結果に影響を及ぼす恐れがある。そこで、年周パターン変化の影響を除去した変位データを使用してすべり分布を推定した。用いたデータはFig. 2.8.5に示した75観測点の3次元変位データで、2001年から2003年までの3年間の座標データを、2.2節

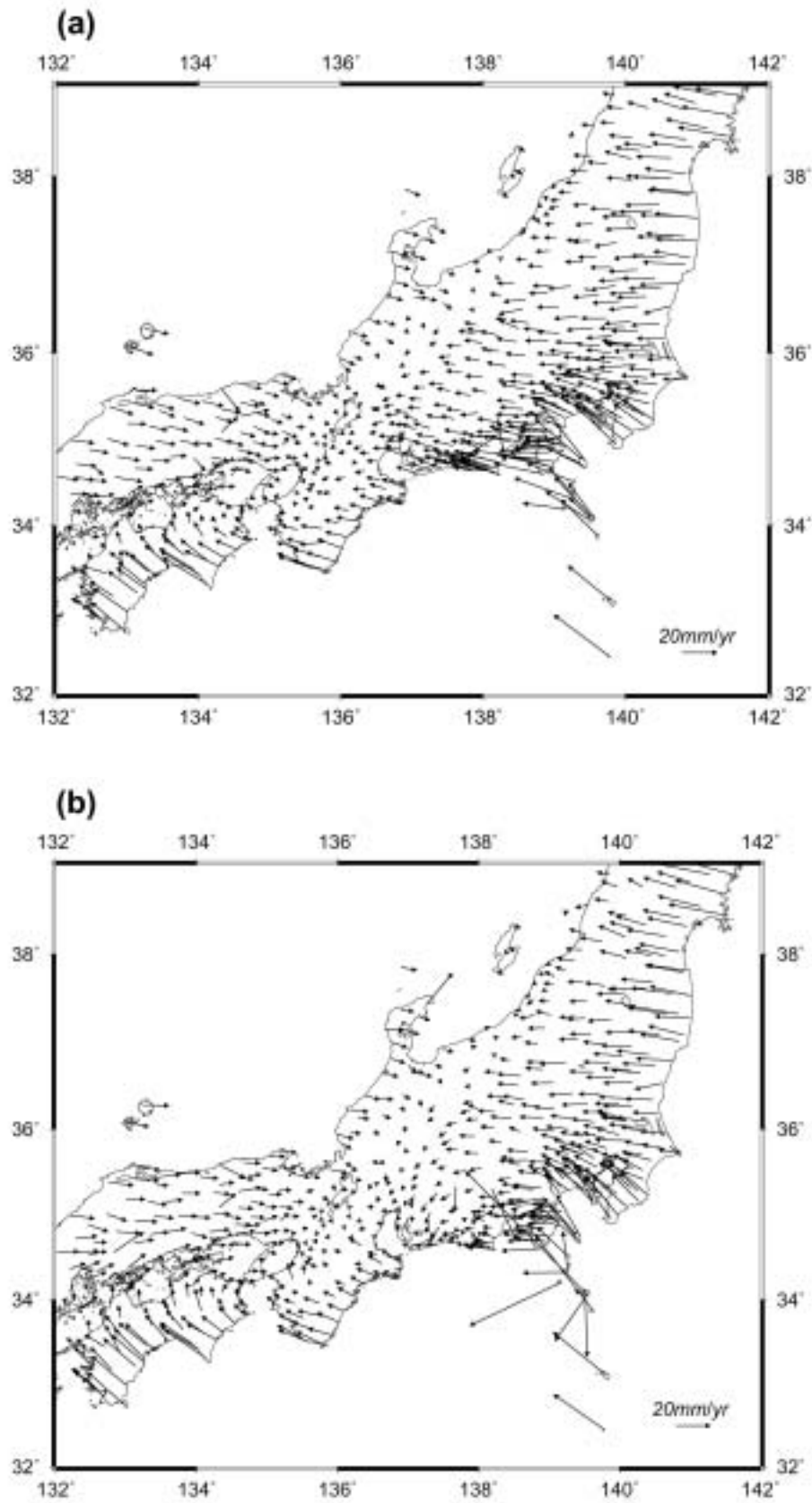


Fig. 2.8.2 Distribution of displacement vectors with respect to the Ogata station in central Japan. (a) January 1998 to December 1999, (b) January 2001 to December 2001.

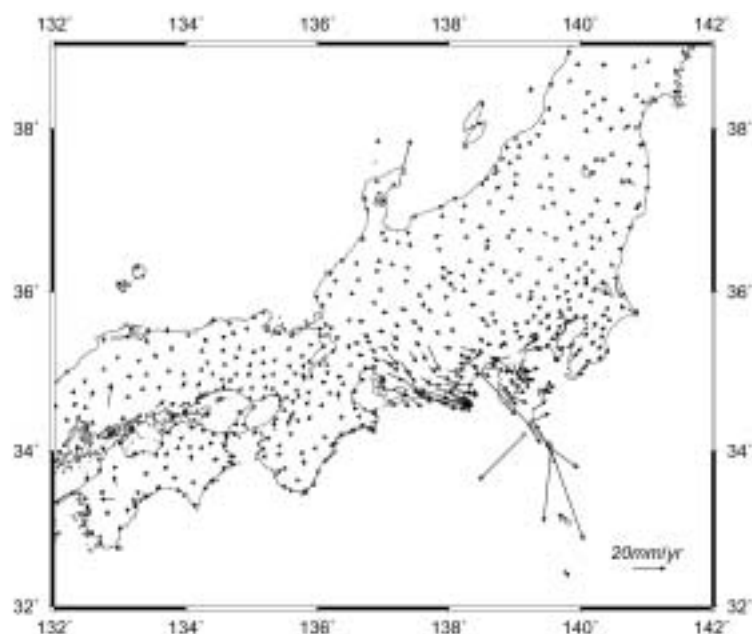


Fig. 2.8.3 Distribution of abnormal displacement vectors with respect to the Ogata station in central Japan from January 2001 to December 2001.

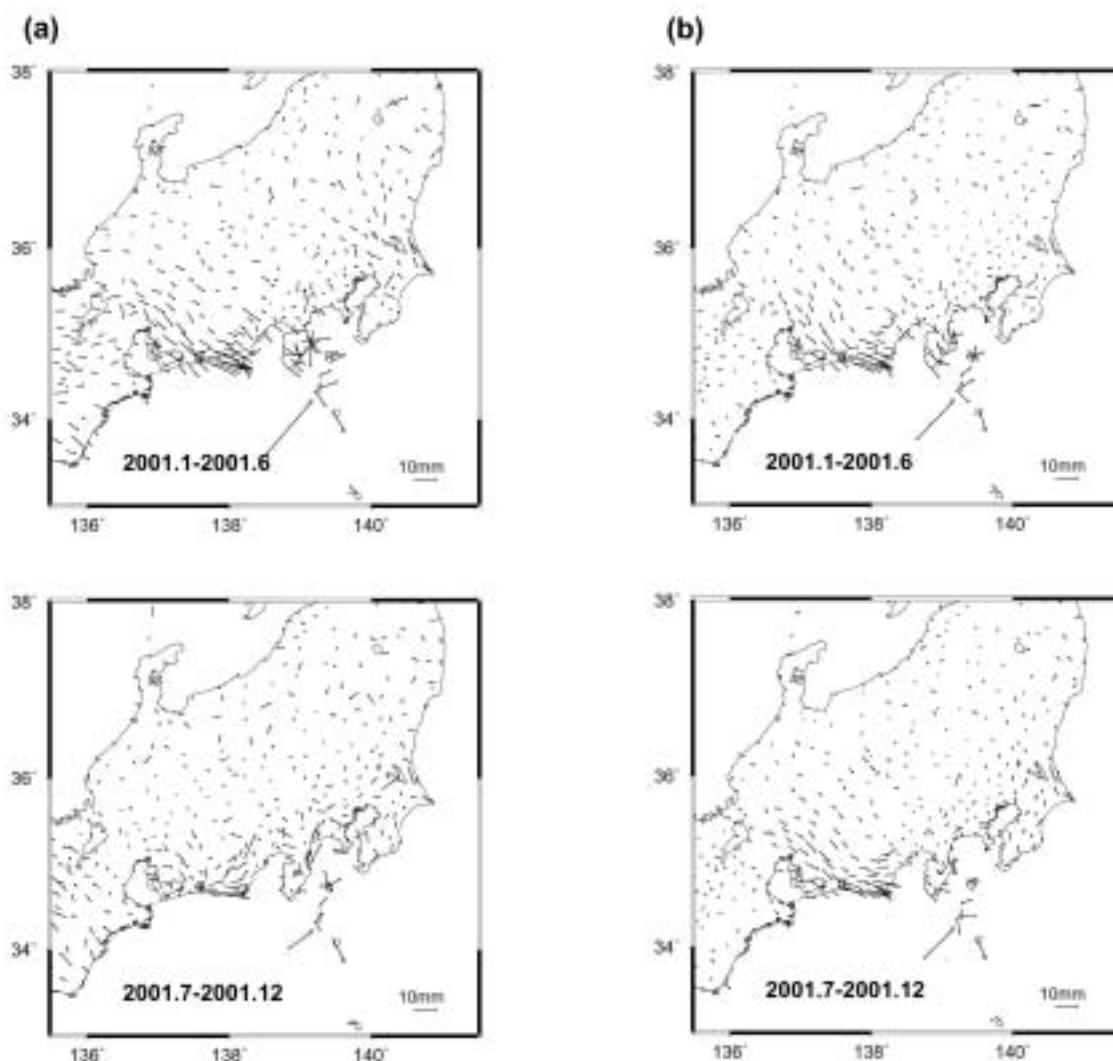


Fig. 2.8.4 Distribution of abnormal displacement vectors with respect to the Ogata station in Central Japan. The upper panel of (a) plots the displacements with no correction in the first half of 2001, and the lower panel plots the displacements with no correction in the second half of 2001. Upper and lower panel of (b) depict the displacements with consideration of the change of annual pattern in first half and the second half of 2001.

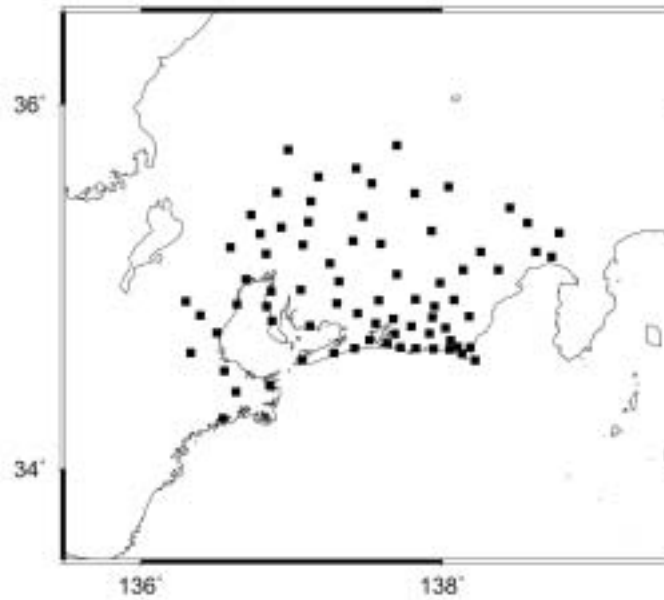


Fig. 2.8.5 Locations of the GPS observation stations where displacement data was used in estimating slip distribution.

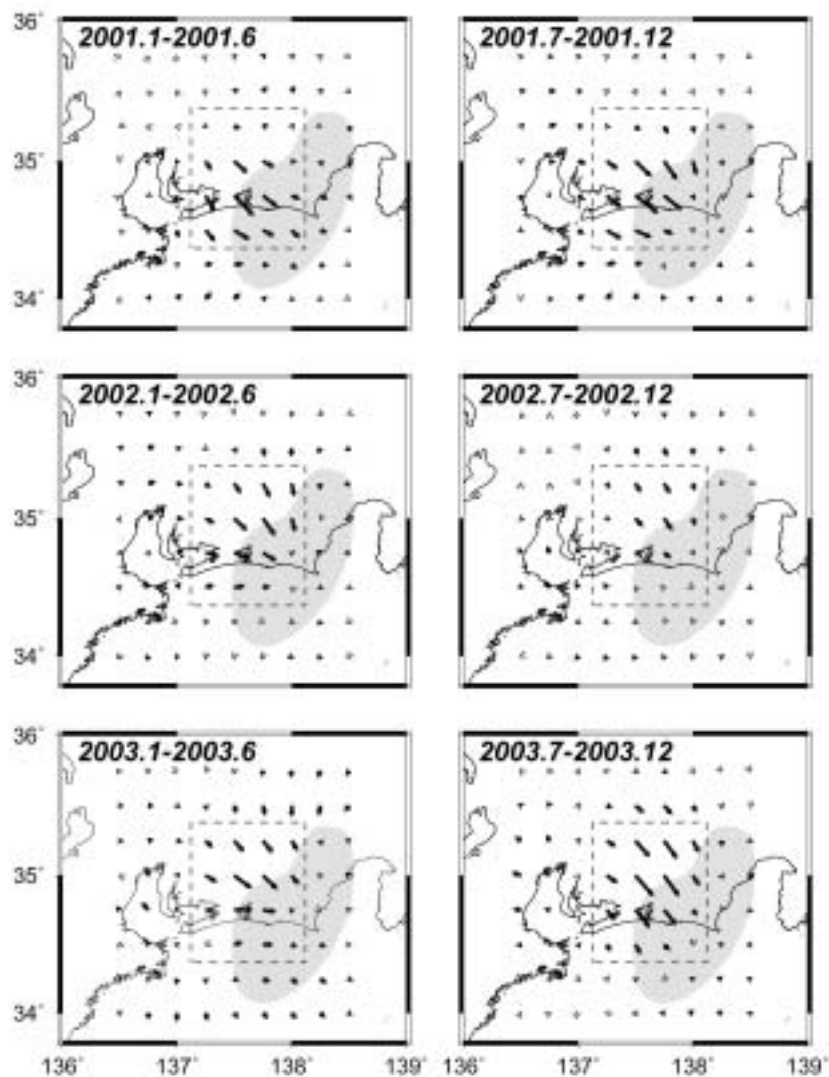


Fig. 2.8.6 Slip distributions estimated from three-dimensional displacement data in each period. The gray area indicates the anticipated epicentral area of the Tokai earthquake.

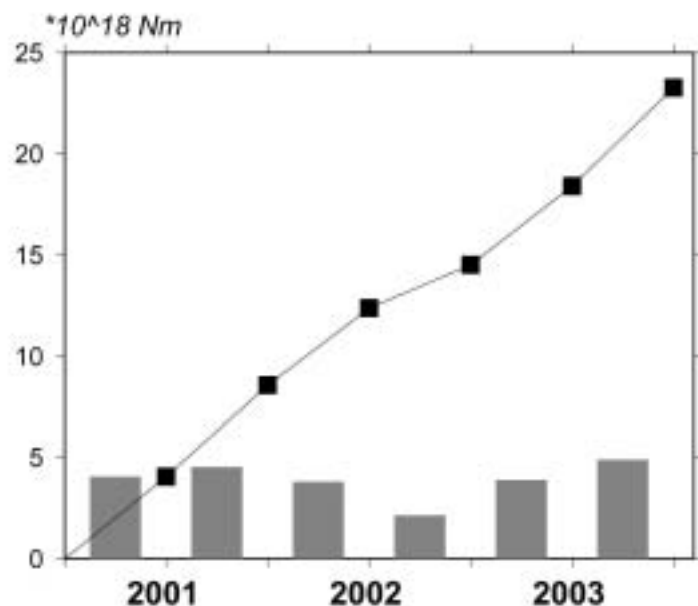


Fig. 2.8.7 Moment in rectangular area denoted by broken line of Fig 2.8.6 in each period (bar graph) and accumulative one (line graph).

で述べた方法で年周パターン変化を除去した後、6ヶ月ごとに6つの期間に分け、それぞれの期間で平均変位速度を求めて推定した元データとした。推定には、後述(2.9節)する地殻変動解析支援プログラムが新たに備えた新機能を用いた。推定したすべり分布をFig. 2.8.6に示す。この図に灰色で示されている領域は、東海地震の想定震源域の位置である。推定された主要なすべりは、2001年には想定震源域の深部西側にあたる浜名湖を中心とする領域にあったが、2002年と2003年には海域側のすべりが減衰し、想定震源域の深部北西側にあたる内陸部が中心となった。量的な変化を見るため、Fig. 2.8.6の図中に破線で示した領域に含まれる4×4のすべりについて、各期間内の相当地震モーメントとその累積モーメントをFig. 2.8.7に示す。2002年後半の相当地震モーメントが他の期間の半分程度になっていることを除くと、ほぼ同じ程度の相当地震モーメントですべりが進行している。年前半で加速、年後半で減速という傾向は見られず、そのような変動は元の座標データに含まれていた年周パターン変化の影響であることを示している。

(山本剛靖)

2.8.3 歪と変位

ここからは歪変化に重点を置いてスロースリップを評価していくことにするが、その初めに変位と歪を観測しそれらを解析することの意義を述べる。

GPS観測データの解析結果は電子基準点の座標値で与えられるが、地殻変動を調べる場合は、ある観測点と基準点(もしくは固定点)との間の変位の差で表されることが多い。変位は観測点の移動量であるのに対し、歪は観測点間の相対的な距離変化や角度の変化を示す。両者の本質的な違いは、変位が観測地域の変動に加えて、基準点(固定点)の変動、遠方の地震火山活動などに基づく変動など、広域もしくは観測点共通の変動も反映するのに対し、歪は基準点に拠らない観測点間の相対運動を示すことにある。

一般に歪は変位の空間微分により定義される。観測される変位や歪が断層すべりや面力(圧縮力や引張力)などによって生じる弾性変形を反映すると考えると、変位が力源からの距離の2乗にほぼ反比例するのに対し、歪は力源からの距離の3乗にほぼ反比例する(例えば、Okada, 1992)。したがって、変位場が遠方までの比較的単調な変化を示すのに対して、歪場は空間的に狭い範囲で短波長の変化を示すことを意味しており、力源の位置を探索する上で歪の空間分布を調べる方が範囲を絞りやすい。また、変位場は広域の変動を見るのに好都合であるが、移動を伴わない内

部の応力場を推定することには使えない。これに対して歪が弾性変形に因ると仮定することができる場合には、歪の空間分布や時間変化から応力の空間分布と時間変化を推定することが可能である。

逆に、海域に力源が存在して陸域の歪から力源を推定するのが困難な場合でも、変位を使うことによってそれが可能になる場合がある。さらにGPSにおける観測精度を考慮すれば、変位を空間微分して歪場を求めることには空間分解能に限界がある。このような事情を考慮すれば変位によるアプローチも重要であることがわかる。

一般にスロースリップの場合に限らず何らかの広域地殻変動が現れた場合には、変位場において変動の全体的傾向を把握していくと共に、歪場に着目し地域的な歪の解放・蓄積状況を把握していくという両面のアプローチが重要であるといえることができる。

2.8.4 歪解析の方法

解析には国土地理院GEONETのデータ（1996年4月～2003年12月）を使用した。解析対象となったGPS観測点をFig. 2.8.8に示す。観測点の中には周囲の観測点で観測される変位場とは明らかに異なる変位ベクトルを示すものもある。これを直ちに異常な観測値であるとは断定できないが、その場合もかなり含まれ、かつ歪の空間分布を見る上で少なからず影響を及ぼすことがあるため解析対象から除外した。ここでは、静岡峰山、静岡畑薙、引佐、日進の4観測点を解析から除いている。座標値に含まれる年周変化や高次の周期変動については必ずしも長期にわたり不変とは限らないが（2.2節参照）、その影響の多くは歪をとることで軽減されと考えられるので、ここでは単純に1998年から1999年の2年間のデータに基づいて最適化された年周・半年周期の正弦曲線による補正を行ったものを用いた。さらに定常変化を除いて見る必要がある場合には、同じ2年間のデータから推定される直線トレンドを観測値から除いたものを使った。

本節では、歪の空間分布を求める際には変位を空間的に格子点化してから歪に変換する一方、時間変化を求める際には解析対象地域の基線長変化から歪を1日毎に算出するというように、解析目的によって方法を使い分けた。この

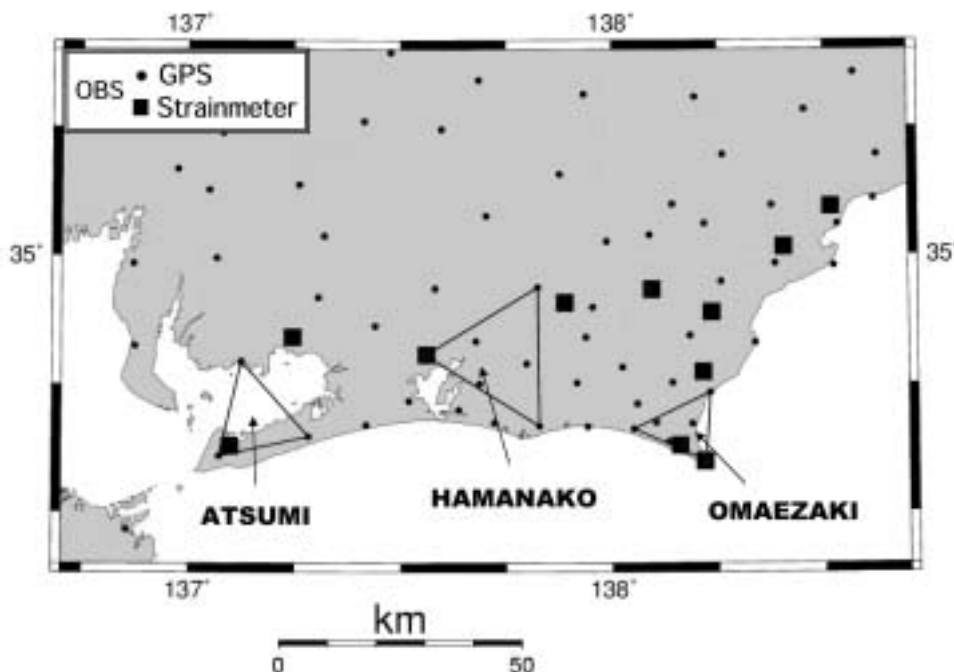


Fig. 2.8.8 Location of GPS (small circles) and strainmeter (squares) stations. Triangles indicate trilateration nets of GPS for calculating horizontal principal strains. ATSUMI, HAMANAKO, and OMAEZAKI are symbolic names representing regions near the Atsumi Peninsula, Hamanako Lake, and Omaezaki Spit.

ように空間分布と時間変化で歪解析の方法を変えたのは次の理由による。変位の空間分布を単位時間毎に求めてから歪に変換することにより時間変化を計算することもできるが、格子点化の段階と変位から歪への変換を行う段階で二重に精度を落とす可能性がある。一方、各基線長の歪時間変化を全領域で求めてから空間分布を算出することは手間が多くあまり現実的ではない。それぞれに最も相応しい手順を使うのが確実な方法であり現実的な選択であった。

(1) 空間分布の解析方法

空間分布を求める際には、Fig. 2.8.8に示した領域に含まれるGPS観測点のうち、上記の4観測点を除いた観測点のデータを対象に、設定した解析期間の変位を抽出後、格子点化を行った。ここではスロースリップに起因する非定常変化を取り出すため、前述の方法で定常変化成分を除いた。格子点化の際には1つの観測点から半径30km以内にある全ての観測点のデータを用いて東西、南北とも一定の間隔（12点/度）に内挿を行った。各格子点の変位が求めた後は定義に従って、歪の南北、東西成分及びせん断歪を求め、それらの結果から面積歪や主歪を算出した。以上の作業には中村(1999)のGPSデータ表示解析用パソコンソフトSeis-GPSを使用した。

(2) 時間変化の解析方法

歪の時間変化を解析する際は、Fig. 2.8.8の3つの地域（渥美半島、浜名湖、御前崎）の基線三角形における歪の各時点の値から次の手順で求めた。

- ① 三角形の各頂点の座標値を用いて3基線の辺長と方位角を求めた後、起点日における基線長を基準として各基線方向の線歪を1日毎に算出する。
- ② ①で求めた3方向の線歪とそれぞれの基線の方位角から水平面内主歪2成分の1日毎の値を求める。主歪の水平2成分については縮みの大きい方を最大主歪とし、そうでない方を最小主歪とする。ただし歪の極性としては伸びを正にとる。

上述の三角形の取り方には若干任意性が残る。また、歪が変位の空間微分であることによって誤差が拡大される可能性があるが、この可能性は時間変化を見る場合にも想定する必要がある。基線の選び方の影響や基線長の大きさと誤差量との関係について量的に評価しておくことは今後の議論にとって重要なので、ここに御前崎付近の観測点を例

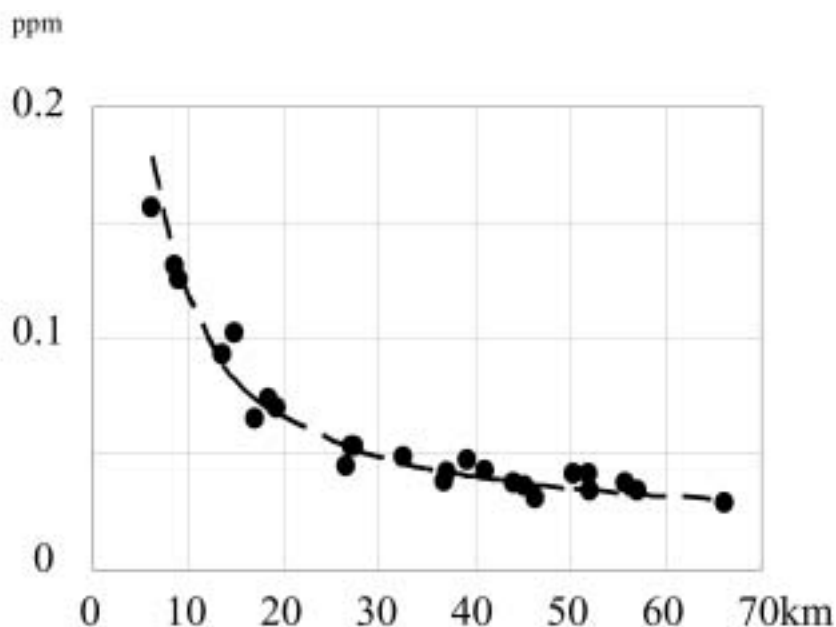


Fig. 2.8.9 Standard deviation of the linear strains calculated from the GPS data. The standard deviation is calculated from the data sets from 1 Apr. 1998 to 31 Mar. 2000, where the linear trends are subtracted. The fitted curve is in proportion to the inverse of the baseline length. To reduce fluctuation of the strain, the baseline lengths should exceed 10km.

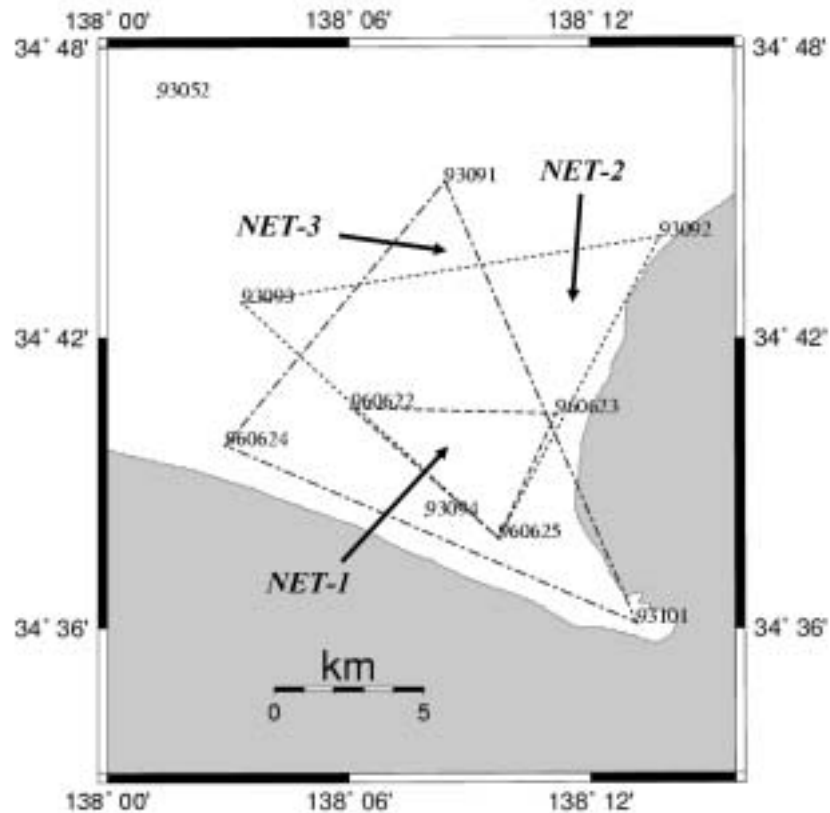


Fig. 2.8.10 Configuration of triangular NET-1, NET-2 and NET-3 around Omaezaki.

に取り検討した結果を示す。

まず、御前崎を基準とするGPSの各観測点までの距離に対して線歪のゆらぎの大きさを調べた結果をFig. 2.8.9に示す。データは1998年4月から2000年3月までの2年間で定常変化成分を除いたものを用いた。各時点の線歪はそれぞれ基線長から期間全体の平均値を差し引いた後、基線長で割ることにより計算した。2年間の線歪のデータにおける標準偏差でゆらぎを見ることにする。この図によると、基線長が10km以内では標準偏差が0.1ppmを越えるが、10km以上になると0.1ppm以下の値を示すようになる。図中の破線は距離の逆数に比例する曲線を示しており、距離の増加と共に歪変化に含まれるゆらぎが次第に低下することが分かる。

次に、主歪の時間変化を見る上で基線三角形の選択の仕方が歪変化のゆらぎに対して与える影響を見た。Fig. 2.8.10は設定した3つの基線三角形である。前述の結果からNET-1は1つの基線長が10km以下になるために精度が低くなることが推定される。NET-2はNET-1の2測線をほぼ同方向に延ばした基線長の長い三角形で構成されており、精度が改善されると推定される。NET-3はNET-2と同程度の長さの基線から構成されているが使用した観測点はすべて異なるものを用いており、両者は一応独立と見なされる。この両者の比較は歪変化の信頼性の検証に役立つと考えられる。Fig. 2.8.11に各三角形における最大主歪、最小主歪および最大主歪の方位の時間変化を示す。この図によると、NET-1では誤差が大きい様子が見えるが、歪変化傾向は他の2つの基線三角形と比べて大きな違いを示していない。NET-2とNET-3はともにNET-1に比べてゆらぎが小さく歪変化の傾向は詳細な違いを除きほぼ同様であることが分かる。誤差の原因として歪計算の起点とした1997年2月からの経過年数が少ないこともあり、その特徴は主軸の方位角の変化に顕著に現れている。一方主歪の変化傾向には大きな違いがないものの、絶対値には1 ppm程度の差が見られる。

以上の調査結果から、GPSデータに基づいて歪の時間変化を見る上で基線長を少なくとも10km以上の長さにとることが重要であることが結論される。

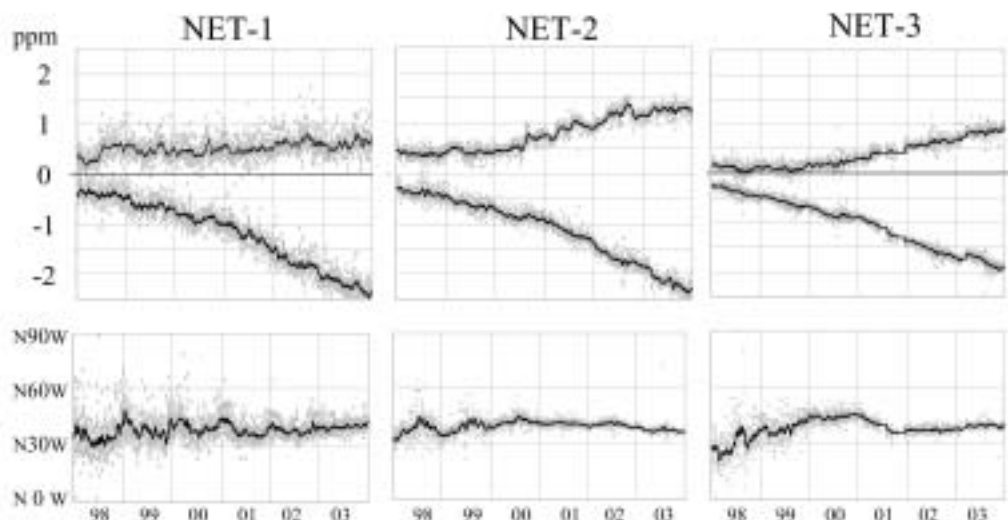


Fig. 2.8.11 Temporal changes in the horizontal principal strains calculated from GPS data for NET-1, NET-2 and NET-3. The upper figures present the maximum and minimum principal strains, and the lower figures, the axes of the maximum principal strain. The polarity of the strain is positive for expansion and negative for contraction. Here, maximum strain means, maximum contractive strain.

以後では主に面積歪と主歪2成分を扱う。面積歪は歪の空間分布との比較のため示しているが、一般に歪場はテクトニクスなどに起因する異方性をもつため、主歪で見るほうがテクトニクスを調べるのに適している場合もある。他方、方向性を考えず単に歪の集中や平均歪を調べる場合は面積歪による表示が適している場合もある。実際、後述するようにインバージョンによりすべり変位ベクトルを推定するには面積歪からの推定が可能となる。また、面積歪は体積歪計出力と直接比較をする上でも適当と考えられる（吉川，2003）。

2.8.5 歪の空間分布

東海スロースリップによる歪の非定常変化が空間的にどの範囲まで広がっているかを見るため、2000年伊豆諸島北部イベント（2.6節）がほぼ終息し、その影響が見られなくなる同年10月以降の歪分布を調べる。前述のように1998年～1999年の定常変化から推定されるトレンドは除いてある。

Fig. 2.8.12(上)に、2000年10月を起点として2003年12月までに生じた面積歪変化の空間分布を示す。浜名湖東方の浜松市付近を中心とする大規模な伸長域がこの図の最大の特徴としてあげられる。伸張域の中心は海岸線に近く海域にもスロースリップの影響が及んでいることが想像される。一方御前崎から駿河湾西岸にかけての縮みと渥美半島から愛知県東部にかけての縮みも明瞭である。Fig. 2.8.12(下)に歪変化の主軸の空間分布を示す（この図では歪変化に定常変化成分も含む）。これによると浜名湖とその周辺では北西－南東方向の伸張が顕著に見られるのに対して、渥美半島付近は北北西－南南東方向に最大収縮が見られ、また御前崎付近では西北西－東南東方向の収縮が特徴的である。

非定常歪の増加傾向が一過性のものではなく、継続していることは遠州灘に沿うプロファイルに見ることができる。Fig. 2.8.13(a)に遠州灘に沿う矩形領域における面積歪の変化を示す。シンボルの違いは観測期間の違いを示す。この図によると2001年当初、浜名湖中央（東経137.6度付近）にあった伸張域の中心が、2002年にはやや東方（東経137.7度付近）に移動していることがわかる。Fig. 2.8.13(c)に示すように伸長域の面積歪のピーク値は単調に増加している。Fig. 2.8.13(b)には同領域における変位のプロファイルを示す。ここで変位は大渦を固定点とする各観測点の水平変位ベクトルの絶対値で示している。歪場と変位場との違いはFig. 2.8.13(a)とFig. 2.8.13(b)のプロファイルから明らかである。変位場は単調な山型の形状が徐々にせり上がって行く様子を示し、裾野が広がった印象を与える。これに対し歪

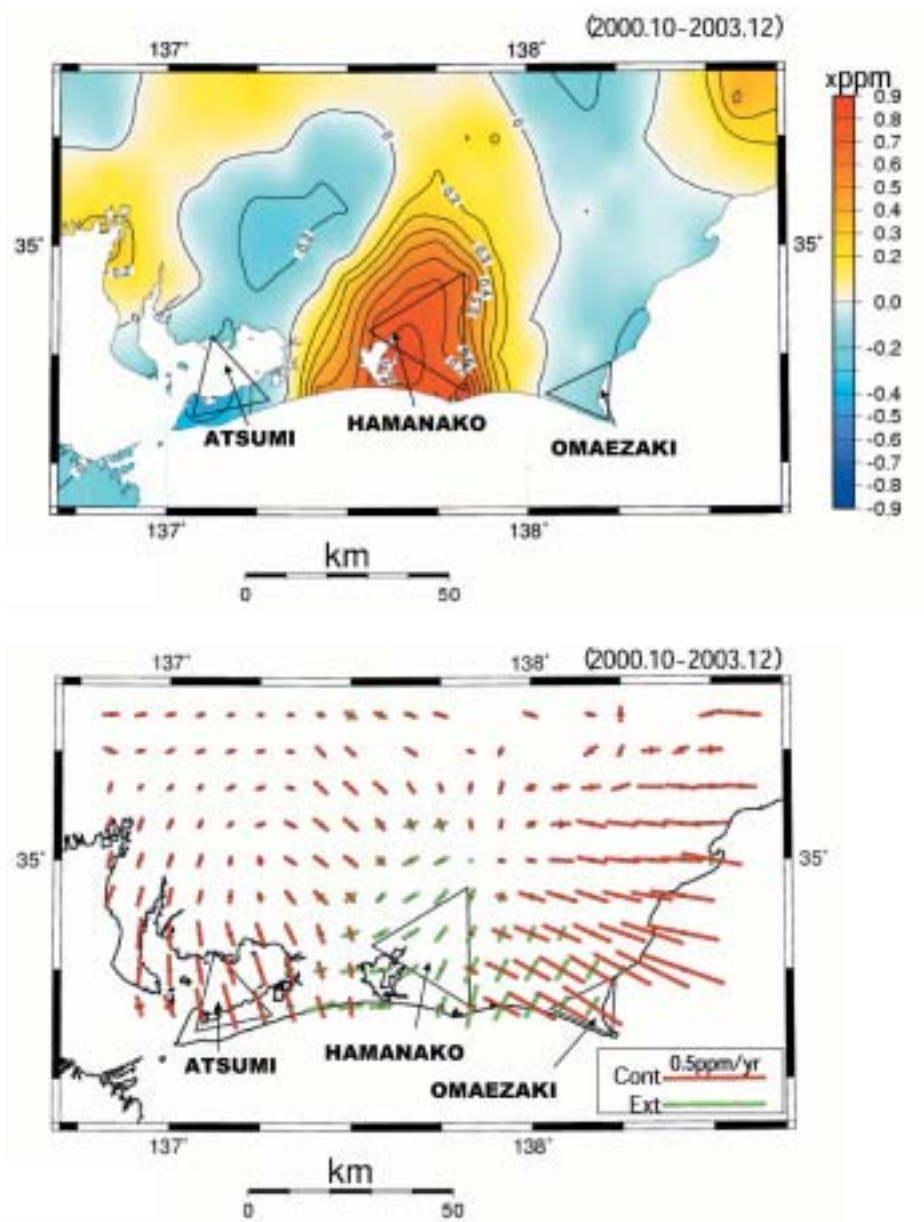


Fig. 2.8.12 (Top) Spatial distribution of dilatation calculated from changes in GPS displacements from October 2000 to December 2003. Secular trends of the dilatation during the period were subtracted using data from 1998 to 1999. (Bottom) Spatial distribution of horizontal principal strain axes calculated from changes in GPS displacement from October 2000 to December 2003.

場は極性が正負の部分から構成される正弦曲線の形を示しており、浜名湖付近の伸長が進行するのとは対照的に渥美半島や御前崎付近の収縮が次第に強まってきていることがわかる。ここで変位場の裾野の広がりよりも歪場の広がりの方がコンパクトになっていることに注意してもらいたい。もともと歪が変位の空間微分であることから歪場が短周期の波形を示すことは特に驚くべきことではないが、このように伸張と収縮が同時に強まっていくことと変動域が変動量の大きさに対して比較的狭い範囲に収まって見えることが歪の空間分布の特徴であり、その広がりの程度から東海スロースリップの影響をより的確に評価していくことができる。

2.8.6 歪の時間変化

上述の非定常的な歪の空間分布に基づき、最も特徴的な変化が生じている渥美半島、浜名湖および御前崎の3地域とその周辺における歪の時間変化傾向を見ることにする。前節とは異なり定常的な歪変化を含めていることに注意し

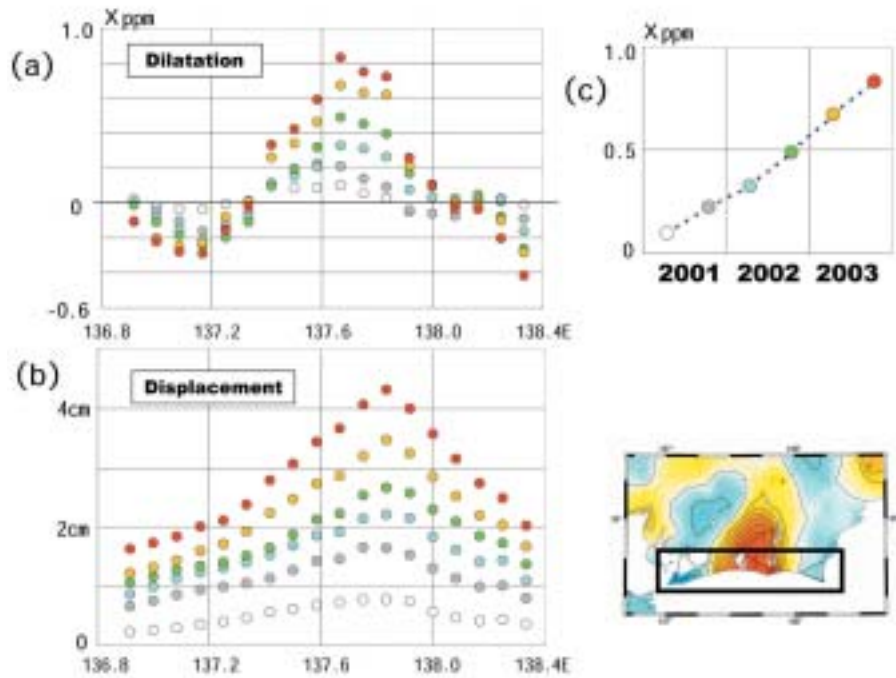


Fig. 2.8.13 Profiles of (a) horizontal distribution of dilatation and (b) absolute horizontal displacement, in the six periods originated from October 2000. Secular trends of dilatation and absolute horizontal displacement were subtracted using the data from 1998 to 1999. (c) Temporal change in peak values of dilatation. In the map below, the rectangle indicates the objective area. The symbols with different colors denote the different intervals from October 2000 : white until April 2001, light gray until October 2001, light blue until April 2002, light green until October 2002, orange until April 2003 and red until October 2003.

てもらいたい。このように時間変化を見る場合に定常変化を含めるのは、定常変化と非定常変化が一目瞭然で区別できることと、定常変化と併せて見ることによって非定常変化における極性の反転を地域毎に明瞭に見出すことが可能になるためである。

Fig. 2.8.14には各地域の主歪2成分と面積歪の時間変化を示す。スロースリップの発生以降、歪の主軸方位については顕著な時間変化が見いだされず、Fig. 2.8.12(下)の主歪の空間分布とは目立った違いが見られない。Fig. 2.8.14によると、スロースリップの開始(図中太い矢印)に伴って歪変化傾向が各地域で変化していることが見出される。これに対し2000年伊豆諸島北部イベント(図中細い矢印)に伴う地殻変動に対応する変化は、渥美半島の歪各成分にはあまり明瞭には認められない。しかし浜名湖と御前崎の両地域では2000年夏頃を境にそれまでの面積歪の収縮率が減少し、その後伸張もしくは収縮の停滞へとゆっくり反転する傾向が認められる。御前崎から浜名湖にかけては2000年伊豆諸島北部イベントの影響が比較的明瞭であるのとは対照的に西方の渥美半島でこの影響が見られなくなるのは、前述のように歪が遠方の活動よりは局地的な変動を捉えやすい特徴を反映したためと解釈されるが、イベントによる歪変化の影響がそこまで及ばなかったことを示しているとも言える。

スロースリップに伴う歪変化については、渥美半島ではそれ以前の最大主歪の変化率が年間約0.1ppm以下であったが、2001年以後年間約0.4ppmと約4倍に増加した。これに対し御前崎では、2001年より前の最大主歪の変化率が年間約0.25ppmであったのがスロースリップ開始後には年間約0.4ppmと約1.5倍に加速している。この加速傾向には2003年後半になっても停滞する様子が見られない。そして浜名湖では、2000年中頃まで渥美半島と同程度の変化率で面積歪、最大主歪および最小主歪のいずれについても収縮が進行していたのが、同時期以後、収縮が停止するかもしれない伸張に転じる様子が認められる。

以上、歪の時間変化の特徴から、スロースリップ開始後、浜名湖付近の伸張域の出現に伴い、御前崎と渥美半島で

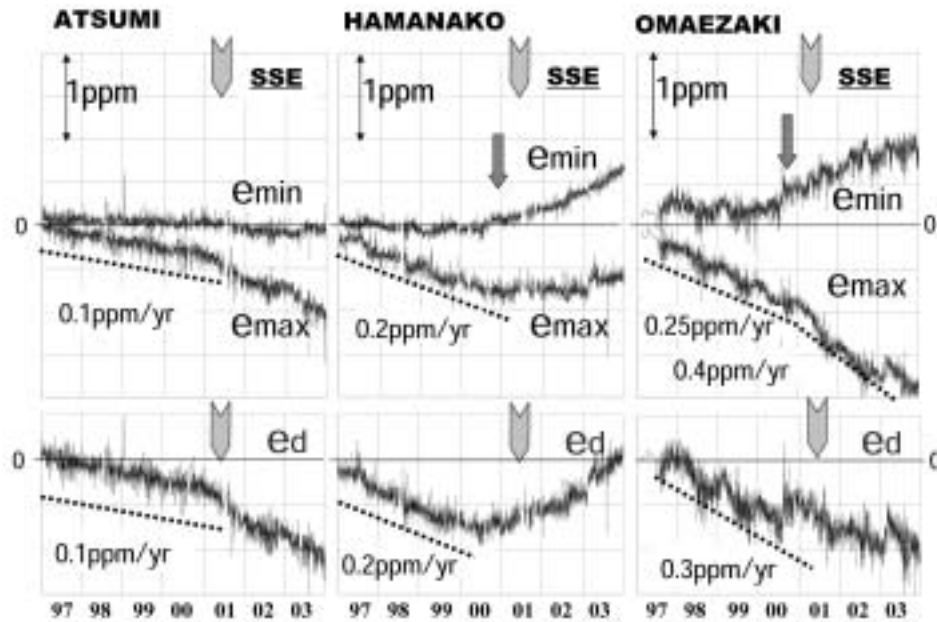


Fig. 2.8.14 Temporal changes of the horizontal principal strains denoted by e-max and e-min and dilatation denoted by e-d, converted from GPS data, at ATSUMI, HAMANAKO, and OMAEZAKI. Large arrows with SSE mean the commencement of the slow-slip event in the Tokai area. Small arrows indicate the changes associated with the swarm activity around Miyake and Kozu Islands in the summer of 2000. Here, the data include secular trends before the commencement of slow slip event. Linear trends shown by dotted lines suggest that the secular strain rate is largest in OMAEZAKI, where a recent acceleration of horizontal maximum strain was also observed.

はそれ以前の定常的な収縮傾向がさらに加速するセンスの歪変化が現れたことがわかる。この加速傾向の出現の意義については後で議論する。

2.8.7 面積歪を用いたすべり分布の推定

(1) 面積歪分布に基づくインバージョン

ここでは前節までに得られた非定常面積歪の空間分布をもたらしすべり分布を推定する。すべり分布の推定には、発生している地殻変動（本節では面積歪分布）の範囲に応じて、プレート境界面上で深さ、走向、傾斜を既知とする点震源を一定間隔に配置し、それぞれの震源におけるすべり量とすべり方向を最小二乗法により求めた。拘束条件としては、解の空間的な滑らかさを保証する意味で、空間二階差分が過大にならないという条件を課した。この計算には、2.9節で述べる地殻変動解析支援プログラムのインバージョン機能を使用した。

通常、観測量としては変位が使われることが多いが、本節で面積歪を用いたのは以下の理由による。前述のとおり、変位は歪に比べて変動源からの距離減衰の効果が小さいため遠方の変動源による効果がより多く混入する恐れがある。また、基準とする固定点の選び方によって変位場が影響を受ける恐れもある。つまり歪の方が変動の原因を把握する上で有利である。さらに、歪の中でもあえて面積歪という量を選ぶ理由は、方向性を考慮する必要が無く取り扱いが簡便であるということと、歪成分を減らすことによって計算時間を短縮できるという点にある。しかし推定精度を高めるためには観測値として歪の各方向成分を使うことが有効と考えられ、それは今後の課題である。

点震源を分布させたプレート境界面は、平成13年中央防災会議・東海地震に関する専門調査会が東海地震の想定震源域を見直す際に作成したデータに基づく。Fig. 2.8.15(上)にプレート境界面上の点震源の配置を示す。点震源の間隔はOzawa *et al.*(2002)の0.2°に対し、本節では0.1°とした。海域への配置は、観測値のない領域に配置することにな

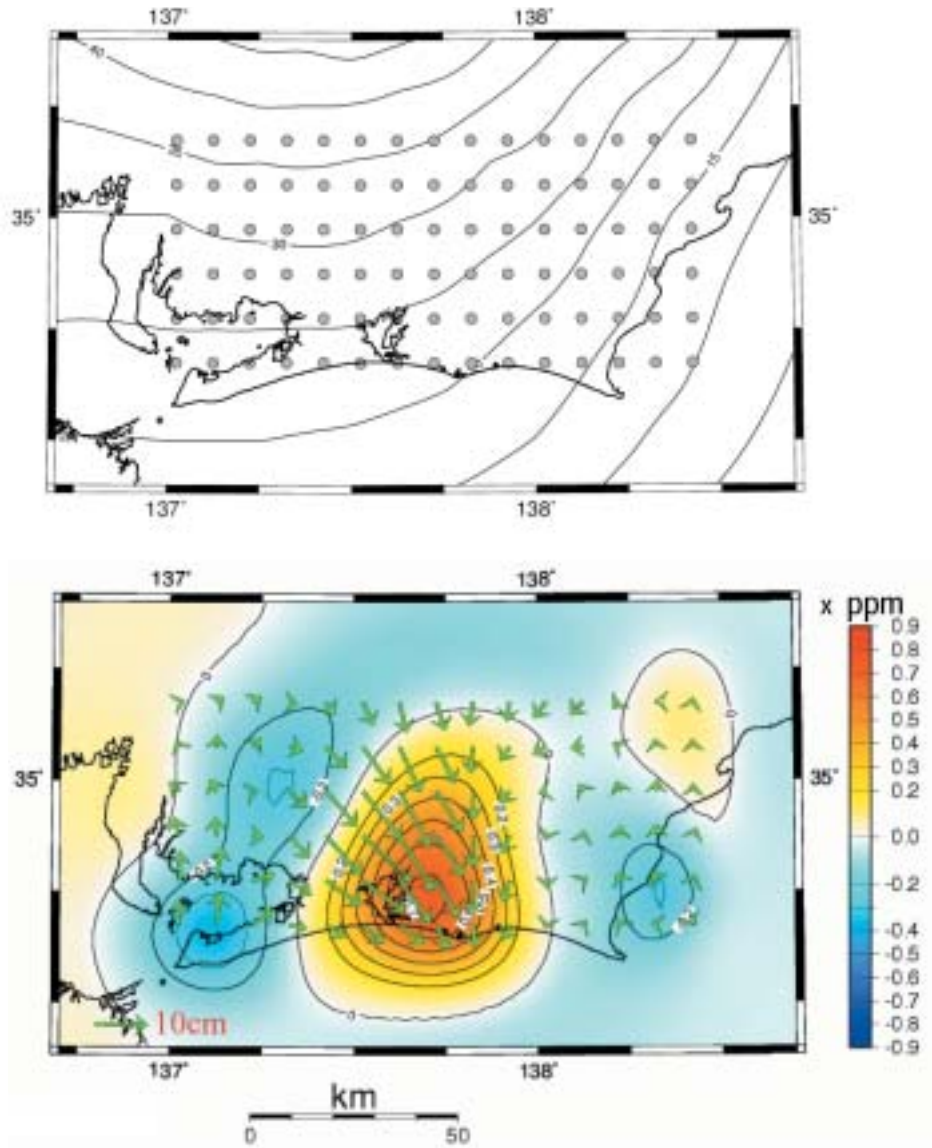


Fig. 2.8.15 (Top) Distribution of slip sources assumed in the boundary of the Eurasia and the Philippine Sea Plates, indicated by contours. Numerals indicate the boundary depths in km. (Bottom) Result of inversion obtained using changes in dilatation from October 2000 to January 2003. Arrows indicate magnitudes and directions of slip vectors at grid-points. Contour indicated value of dilatation calculated by the estimated slip vectors. The maximum error of the estimated slip vectors was about 2.0 cm. The total scalar moment became $1.3 \times 10^{19} [\text{Nm}]$ and the equivalent moment magnitude (M_w), 6.7.

り、あえて精度を評価できない点を追加するばかりでなく、歪という距離減衰の大きい量を使ってインバージョンを行う意味を失わせるものになるので避けた。解析対象としたのはFig. 2.8.12(上)と同じく2000年10月－2003年12月の期間の面積歪変化であり、この間の定常変化分は取り除かれている。

(2) プレート境界面のすべり分布

Fig. 2.8.15(下)に推定されたプレート境界面のすべり変位ベクトルの分布とこれらによって生じる面積歪の計算値を示す。矢印は上盤（ユーラシアプレート）側に生じたすべりを表す。この図によれば、すべり量の大きい浜名湖直下では最大13cm前後に達し、中心付近のベクトルはおおむね南東側に向かうすべりを示す。以上の結果は変位分布に基づくOzawa *et al.*(2002)の結果と比べるとすべり分布密度の違いこそあれ、浜名湖直下のすべり量の大きさと向きの両方についてほぼ同等と見なされる。また推定されたすべりの向きは、定常的なプレートの運動ならびにバックス

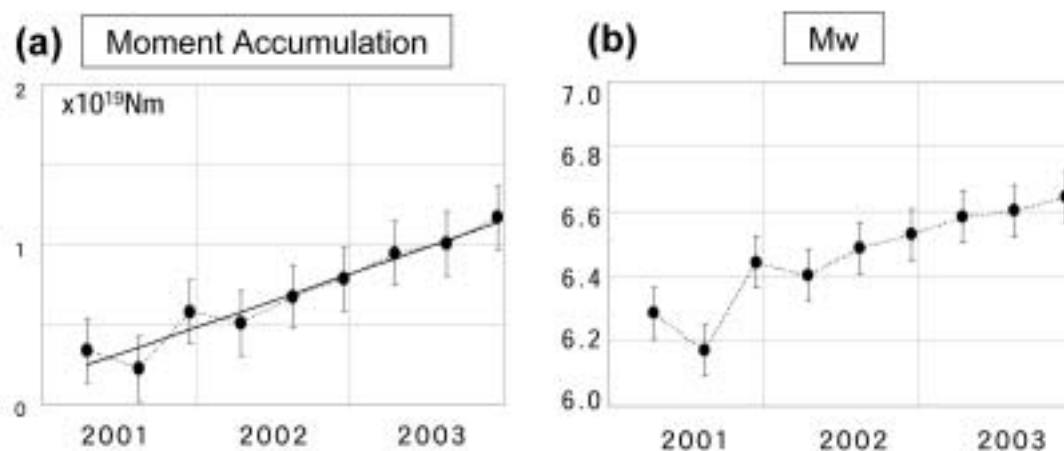


Fig. 2.8.16 (a) Estimated total scalar moment and (b) equivalent magnitude vs. time. It should be noted that the moment indicates accumulated values originating from October 2000.

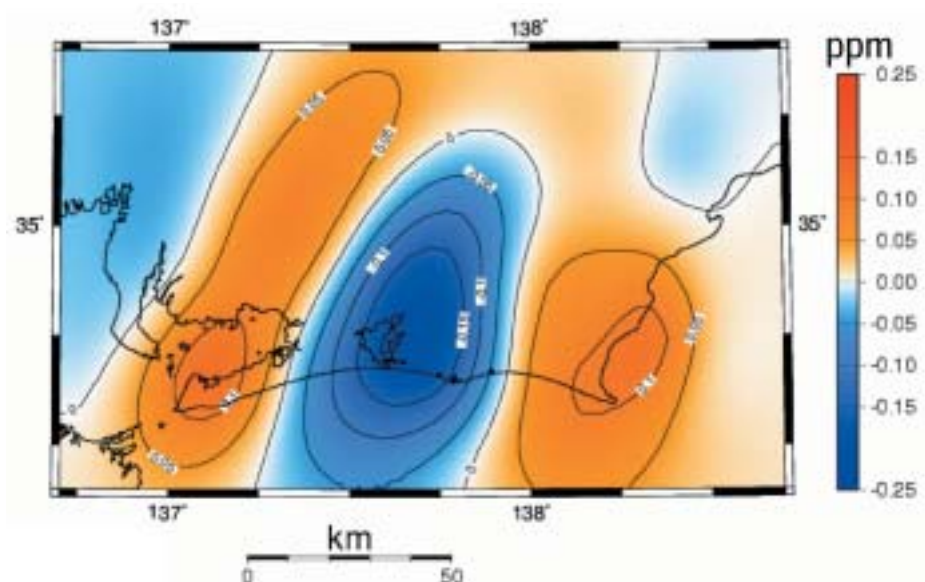


Fig. 2.8.17 Spatial distribution of changes in Coulomb failure function values estimated from the slip vectors obtained by inversion analysis. Supposed in the planes with the strike in $N20^\circ E$, dip 10° , rake 90° , and depth 0 km. The Lamé constants (λ, μ) are assumed to be equal. The values are indicated by strain (in ppm), and can be translated into stress by multiplying rigidity (e.g. $\mu \sim 30 \text{ GPa}$). The friction coefficient is assumed to be 0.3. It is seen that OMAEZAKI is in a high-value region.

リップ（すべり欠損）の向き（ほぼ北西方向）（Sagiya,1999）に対して逆方向を向いており，すべり欠損を解消するセンスであることが分かる。

上述の推定プロセスを幾つかの期間の累積歪変化に対して施し，各期間の推定すべりによる相当地震モーメントを計算した。ここでは単純に全ての点源における個々の相当地震モーメントのスカラー量の総和を全体の相当地震モーメントとした。Fig. 2.8.16(a)は各期間について推定された相当地震モーメントの累積量をプロットしたものである。2001年には多少の揺らぎが見られるが，これは観測値に含まれる誤差が期間によって変動するためである。しかし全期間を通じて単調に増加する傾向が認められる。この累積モーメントをさらにモーメント・マグニチュードに変換してプロットしたのがFig. 2.8.16(b)である。2003年末にはおおよそ $M_w 6.7$ となるが，これはOzawa *et al.*(2002)が2002年6月現在で $M_w 6.7$ と推定したものと同程度と見なされる。今回の推定に用いた点震源の分布範囲が彼らのものに比べて

狭く、設定した領域外にも多少のすべりが生じていた可能性もあること、さらに彼らが3次元の変位ベクトルを推定に使用したのに対して、ここでは面積歪というスカラー量を使用したことなどの違いを考えると、両者は非常によく一致しているといえることができる。

(3) Δ CFF分布に見られる応力の蓄積状況

スロースリップにより浜名湖付近に伸長域が生じその周辺の御前崎周辺や渥美半島周辺に収縮域が出現したことは既に述べたが、改めて上述の面積歪の空間分布に基づくインバージョンの結果からもOzawa *et al.*(2002)と同様に浜名湖下のプレート境界ですべりが生じている可能性があることが確認された。そこで次に問題とすべきは、このすべりによって生じた歪分布が想定震源域とされる固着域(Matsumura, 1997)に及ぼす影響である。この影響を評価するため、プレート境界面上のすべりによる Δ CFF(クーロン破壊応力の変化)を計算した。 Δ CFFの計算に仮定したのは御前崎付近のプレート境界面に平行な平面であり、面の走向、傾斜角、摩擦係数、深さなどを与えた条件によっては結果が大きく変わることには注意する必要がある。以下で示したのは計算例の1つで、可能性を示すに過ぎない。ここでは簡単のためラメの定数(λ , μ)について $\lambda = \mu$ とすると共に、 Δ CFFを歪で表現しているが、剛性率(μ)を乗じることで応力値に変換することができる。

Fig. 2.8.17には東海地震の想定震源断層とほぼ同じ走向N20°E、傾斜10°の面上ですべり角90°の方向に生じる断層に対する Δ CFFの大きさを示した。計算値は深さ0 kmのものであるが、深さを5 kmとしても結果に大きな違いは見られない。しかし、あまり深くすると点震源に近づくため不自然な分布が見られるようになる。この図によると、値が大きくなるのは御前崎付近を中心として駿河湾西岸から遠州灘にかけての範囲と愛知県東部周辺ということになる。例えば、剛性率(μ)を30 GPaとすると、御前崎付近のピークは4–6 kPaとなり、Ozawa *et al.*(2002)と同程度(5 kPa)となる。スロースリップの発生によって固着域周辺に破壊応力の集中が生じる可能性があることになる。

2.8.8 考察

(1) 歪と変位

ここでは変位と歪の違いを改めて議論する。変位(Ozawa *et al.*)と歪(本節)に基づくインバージョンで得られたすべり分布と相当地震モーメントは、計算領域等に違いがあるものの結果としてほぼ同じ値が得られた。半無限弾性体中の変位量に応じたすべりを推定する場合と、同じく半無限弾性体中の歪変化量に応じたすべりを推定する場合は弾性論的に同等と見なされることから、これは当然の結果ともいえる。しかし観測量に対する解釈は大きく異なることに改めて注意しておきたい。2.8.4節で述べたように、‘変位’は固定点を基準とした観測点の移動量を表すに過ぎないため、どれだけ動けば臨界点に近づくかという尺度はない。これに対して‘歪’には限界歪という言葉があるように大小関係や極性が破壊現象との関係を示す物理的な尺度となりうる。また、変位の空間分布(Fig. 2.8.13(b))は広域的に単調増加の傾向を示すのに対して、歪の空間分布(Fig. 2.8.13(a))は中央の浜名湖付近ではそれ以前の収縮傾向から転じて伸長歪の増加傾向を示す一方で、御前崎と渥美半島付近では以前と同様に収縮歪の増加傾向を示しており、単純に歪の蓄積が生じているとは言えないのである。このような歪分布は沈み込むプレート境界面上で、すべり帯を挟み、それより浅部と深部の両方に収縮歪が生じたことを示している。このように歪エネルギーの‘解放’と‘蓄積’がプレート境界上の場所によって違いが生じることを考慮すれば、すべりによる相当地震モーメントの変化によってのみスロースリップの動向を判断するのは十分でないと考えられる。

(2) 定常変化と非定常変化

GPSデータによって求められた歪の時間変化傾向に関してどの程度の信頼性が与えられるかは、前述のスロースリップによる歪変化の影響評価への信頼性にも関係する問題であると共に、スロースリップの現象自体に対する疑問にも関わる重要な問題である。ここで、渥美半島、浜名湖および御前崎、3つの地域における2000年以前の経年的変化

速度を検討する。

橋本(1990)は、約100年間の測地測量の結果に基づいて東海地域の駿河湾西岸から渥美半島にかけて水平最大主歪の年間変化率を0.2-0.3ppmと推定している。また、木股・山内(1998)は、20年間の光波測量の結果に基づいて、渥美半島にかかる基線で0.2ppm/年、御前崎付近の基線で0.1ppm/年と報告している。これらの基線はいずれも最大主歪の方向に合わせて北西-南東方向に置かれている。彼らによれば、1985年から1987年頃には平均歪速度の3～5倍の速度で短縮が生じており速度は一様ではない。しかし今回GPSにより3つの地域において上述の値に近い経年変化の値(0.1-0.25ppm/年)が得られたことは、GPSによる経年的な歪変化速度の評価の精度・信頼度に関して一つの目安を与えたといえることができる。

GPSにおける経年変化すなわち定常変化の値が信頼できるとすれば、定常変化からの離反となって現れた非定常歪変化に関しても同程度の信頼が置けることが期待される。御前崎における最大主歪の加速は実際の変動を表している可能性が高いことを改めて強調しておきたい。

(3) 地殻岩石歪計における検出の可能性

東海地域には伊豆半島を含め16カ所のボアホール式地殻岩石歪計が設置されている。2.7節で示したとおり地殻岩石歪計には現在スロースリップによる歪変化は検出されていない。ここではその理由を改めて考える。

地殻岩石歪計の中でも、体積歪計は、シリコン油が入った長さ約3m、直径約10cm、厚さ3mmのステンレス製の円筒容器に周囲の岩盤の歪が与える容積変化によって上下するシリコン油の液面の変化量により歪変化を計測する。実際には岩盤の体積歪ではなく、円筒容器の体積変化を検出するところから体積歪計と称されるが、鉛直方向の変形が水平面内のそれに比べて殆ど無視することができるため面積歪を主に反映すると考えられる。観測精度をGPSと体積歪計で比較すれば、数日間程度の短期間の歪変化で見た場合、GPSの分解能は0.1～1ppm程度であるのに対し、体積歪計は気圧・潮汐・降水などに対して補正を施すことにより分解能は0.001ppm以下になる。しかし、この‘性能表示’は高々1ヶ月程度までの短期間におけるものであることに注意する必要がある。上述のように体積歪計で検出される容積変化量は周囲の岩盤に発生する歪変化量に比例すると共に検出部本体の容積にも比例する。従ってこの容積が大きければ周囲の歪変化に対する変形量も大きくなるのでそれだけ変化を捉えやすくなる。しかし検出部の寸法をいくら大きく取ったとしてもGPS観測点の間隔(1km～100km)と比較すれば問題にならない程小さい。ここで簡単のため1次元で考える。例えば、GPS基線長10kmの場合、スロースリップによる歪変化の最大主歪は2003年12月現在約1ppmに達し、長さの変化量に換算すると約10mmになる。これに対して長さ1mの伸縮計を考えると、その変化量は約1μmに過ぎない。現在の測定技術ではこの程度の変化ならば十分捉えることができるが、長さ1m程度までスケールが小さくなると岩盤中の不規則な歪変化の影響を受けやすくなり広域の変化を捉えるのが難しくなると考えられる。

一方、体積歪計は周期1秒から無限大までの変動を捕捉可能としているが、数ヶ月以上のやや長期間にわたる変動は、降雨や地下水などの変動と重なる場合にはノイズに埋もれてしまう場合も多い。Fig. 2.8.18にGPSデータによる面積歪と体積歪計のそれぞれについて2000年夏の群発地震活動以前の比較的平穏な時期におけるパワースペクトルを示す。この図によるとGPSは数十日より短周期ではランダムノイズで一定であるがそれより長周期ではノイズレベルが増大する傾向にある。一方、体積歪計においてはノイズレベルが帯域全般を通じて長周期ほど大きくなる傾向があり、特に数十日より長い周期では体積歪計のノイズレベルがGPSのそれを上回る。このような特性を考慮すれば、体積歪計では長周期ノイズが障害となってスロースリップを検知できない可能性が十分に考えられる。しかし、短周期側では体積歪計のノイズレベルが低く、上記の性能表示通りの分解能も期待できることから、スロースリップの加速によって地表付近の歪変化速度が増加した場合には検出できる可能性は高まるといえることができる。

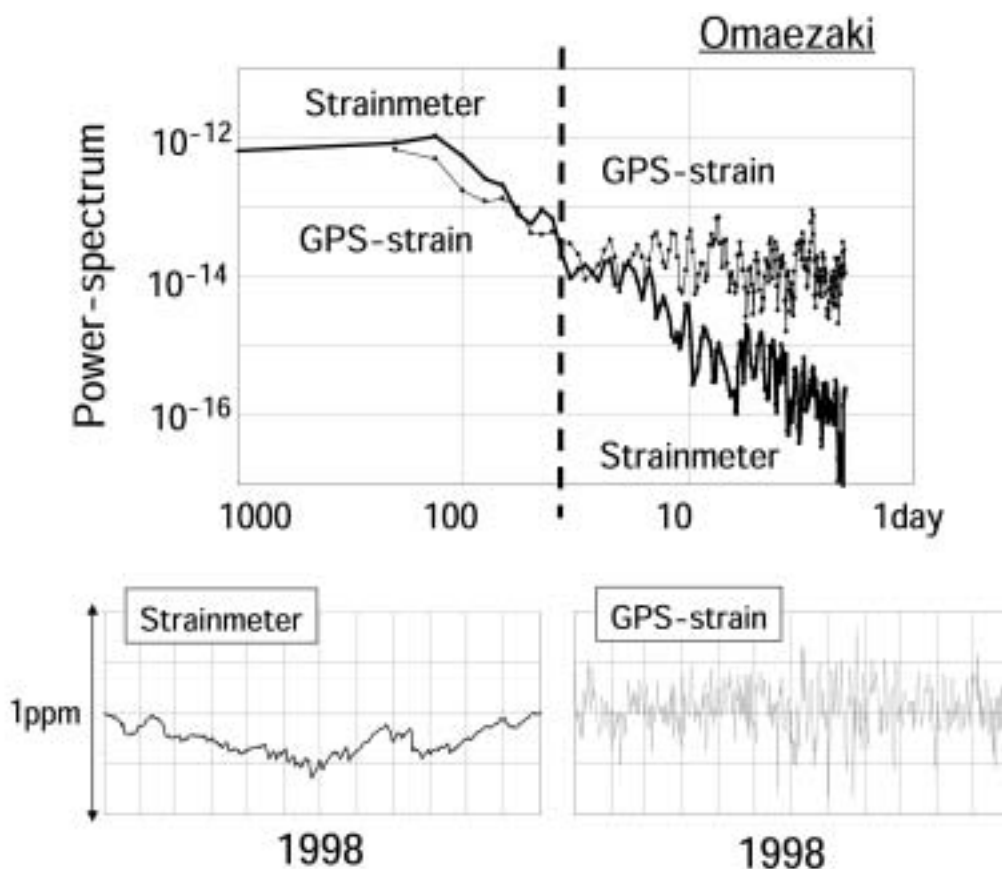


Fig. 2.8.18 Power spectra for the data of the strainmeter and GPS-strain, in arbitrary units. Both data were taken from the comparatively quiet year of 1998 before the commencement of the SSE in the Tokai area. For periods shorter than several tens of days, the noise level of the strainmeter was higher than that of GPS-strain, whereas for longer periods it became larger, indicating difficulty in detecting the slow-slip event with the strainmeter.

2.8.9 まとめ

GPSで観測された変位を歪に換算することにより東海スロースリップの影響に関する歪解析を行った。この結果をまとめると、以下の通りである：

- ① 2000年以降の非定常的な歪変化の空間分布で見られた浜名湖周辺での伸長歪と渥美半島と御前崎周辺における収縮歪の出現は、同地域の時間変化でも確認することができ、スロースリップによって生じた現象であると推定される。
- ② GPSデータから求められた1999年以前の歪変化速度が他の測地学的手法により求められた歪変化速度と同程度になったことは、GPSの長期的時間スケールにおける観測の信頼性に対して一つの目安となる。この結果、御前崎付近における歪変化の2000年以降に生じている加速傾向は実際の現象を表している可能性が高い。
- ③ 面積歪分布からのインバージョン解析によって、変位分布からOzawa *et al.*(2002)が推定したプレート境界面上のすべり分布と同様の分布が推定され、スロースリップによる累積モーメントの増加が改めて確認された。
- ④ 浜名湖直下のプレート境界におけるすべりは御前崎付近における Δ CFFを増加させている可能性がある。
- ⑤ 体積歪計にはスロースリップによる変化は現在検出されていないが、速度増加や振幅の増加によって検出されるようになる可能性がある。

これらの結果は、スロースリップと東海地震発生との関連性を、単にすべり量の時間変化という視点からだけではなく、歪集中が震源域に与える影響を評価するという視点から検討していく上での歪解析の意義を示すものである。

(吉川澄夫)

謝辞

GPSデータとしては、国土地理院のGEONETのデータを使わせていただいた。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

中央防災会議，2001：東海地震に関する専門調査会資料。

橋本 学，1990：測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度（I）：本州・四国・九州，地震2，**43**，13-26.

Ishibashi, K., 1981 : Specification of a Soon-to-Occur Seismic Faulting in the Tokai District, Central Japan, Based Upon Seismotectonics, in Earthquake Prediction, vol.4 of Maurice Ewing Series, D. W. Simpson, P. G. Richards, Eds. American Geophysical Union, Washington D. C., 297-332.

加藤照之・宮崎真一・畑中雄樹，2003：東海地震をめぐる最近の研究について―地殻変動の立場から―，月刊地球号外**41**，14-19.

木股文昭・山内常生，1998：光波測距による東海地域における辺長変化（1978―1997年），地震2，**51**，229-232.

Matsumura, S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, **273**, 271-291.

Mogi, K., 1981 : Earthquake Prediction in Japan, in Earthquake Prediction, vol.4 of Maurice Ewing Series, D. W. Simpson, P. G. Richards, Eds. American Geophysical Union, Washington D.C., 635-666.

中村浩二，1999：GPSデータ簡易表示プログラム（SEIS-GPS）の開発，情報地質，**10**（4），257-266.

小澤慎三郎・村上 亮・海津 優・鷺谷 威・矢来博司・西村卓也・多田 堯，2001：2001年から見られる東海地方の異常地殻変動，日本地震学会2001年秋季大会講演予稿集，C02.

Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002 : Detection and Monitoring of Ongoing Aseismic Slip in the Tokai Region, Central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.

Okada, Y., 1992 : Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.

Sagiya, T., 1999 : Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.

Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000 : Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *PAGEOPH*, **157**, 2303-2322.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995 : New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Amer. Geophys. U.*, **36**, 15-26.

吉川澄夫，2003：歪変化に見られる東海スロースリップの影響，月刊地球，号外**41**，35-41.

2.9 地殻変動解析支援プログラムの開発

2.9.1 はじめに

地震火山研究部では、観測された地殻変動を解析するにあたってその作業を支援するためのコンピュータ・プログラムを作成している。MICAP-Gと名付けられたこのプログラムは、Okada(1992)によってまとめられている計算式群を利用して、均質一様な半無限弾性体中で矩形断層のくいちがいによって生じる周辺の地殻変動（変位、ひずみ及び傾斜）や ΔCFF （クーロン破壊関数の変化）を計算し、その結果を図示する機能をもつものであり、Microsoft Windows上で動作する（内藤・吉川、1999）。一般に広く普及しているWindowsの特徴であるGUI（Graphical User Interface）を有効に活用することによって、断層パラメータの入力からプログラムの実行、計算結果の確認までの作業を一貫して行うことができ、試行錯誤的な作業の繰り返しを容易に行えるようになった。しかし、このプログラムは当初、内陸の続発地震について調べることを目的として作成されたため、地殻変動源として矩形断層しか設定できなかったほか、 ΔCFF は鉛直横ずれ断層についてしか計算できなかった。そこで、より多くの場面での利用を可能にするため、本特別研究を通して様々な機能の追加と拡張を行った。この節では、MICAP-Gのバージョン2、及びバージョン3に搭載された新しい機能について説明する。なお、以下でバージョンを区別する場合は、1999年に公開した最初のバージョンをver.1、2001年に公開したものをver.2、それ以降に改良を加えたものをver.3と表記する。

2.9.2 地殻変動源タイプの拡張

前述したようにMICAP-G ver.1では、地殻変動源として矩形断層だけしか設定できず、 ΔCFF の計算は鉛直横ずれ断層に限られていた。そのままでは利用範囲が限られるため、MICAP-G Ver.2では以下のような追加と拡張を行った。

- ① 地殻変動を計算する変動源として、膨張・収縮を含む点源を追加（ただし、ver.2.1では膨張・収縮点源のみであり、くいちがい及び開口型点源についてはver.2.2以降で追加された）。
- ② 任意の走向、傾斜、すべり角をもつ断層について ΔCFF を計算できるよう拡張。

さらに、ver.1では同時に計算・表示できる格子点が任意の深さの水平面に配置される場合に限定されていたが、傾斜面内に配置された格子点を指定できるように、計算・表示機能の改良も行った。これら改良された機能を利用することによって、火山活動に関連した膨張（収縮）源による地殻変動を計算したり、プレート間地震への影響を ΔCFF を使って評価したりすることができるようになった。

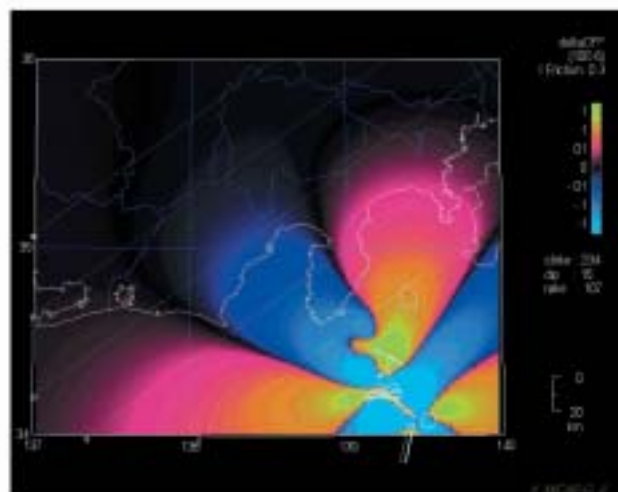


Fig. 2.9.1 Change of Coulomb failure function caused by the 2000 Izu Islands event.

これら追加・拡張された機能を利用した例として、伊豆諸島北部イベントが東海地震に及ぼす影響を評価した事例をFig. 2.9.1に示す。この図は、2.6節で伊豆諸島北部イベントの最盛期にあたる2000年7月から10月の間の地殻変動を説明するように求めた断層モデルを使って、想定東海地震の断層面を含む傾斜面内での ΔCFF を計算したものである。駿河湾及びその西方の想定震源域は ΔCFF が負の領域に入っており、この結果から伊豆諸島北部イベントは東海地震の発生を促す方向には働かないと考えられた（上垣内・他，2000）。

2.9.3 地殻変動源推定機能の追加

MICAP-G ver.2までのバージョンが備えていた機能は、設定された断層パラメータから地殻変動を計算する「順解析」であった。順解析では、地表で観測される地殻変動を引き起こす原因となる断層のパラメータを求める作業を試行錯誤的に行うことになり、結果を得るまでに時間や手間を要することに加え、複数のモデル間の優劣や得られた結果が真に最適なモデルであるか明らかではない。このような問題を解決するひとつの手段として、いろいろなパラメータを設定して順解析を繰り返し計算し、観測値との残差を最小にするなどの規準を設けて最適なモデルを決定する直接探索法がある。この方法は、たとえ未知パラメータの個数が多い場合でも、コンピュータの計算速度が飛躍的に高まった現在では容易に実行できる。しかし、地殻変動データから変動源を求めるようなときには、断層パラメータを網羅的に調べることなく、断層の位置や地震メカニズム解など変動源に関する知識を事前に得ることによってより効率的にモデルを求められる場合がある。そのような先験的情報を利用した2種類の手法による「逆解析（インバージョン）」の機能をMICAP-Gに追加して、これをver.3とした。2種類の手法のうち1つはすべての断層パラメータを未知数とするもの、もう1つの手法はすべり分布だけを未知数としてその分布を詳しく求めるものである。

断層の位置、形状及びぐいちがいに関するすべての断層パラメータを未知数とする場合のインバージョン手法として、基本的にはMatsu'ura and Hasegawa(1987)、松浦 (1991) のアルゴリズムを利用した。断層パラメータと計算結果の地殻変動との間は、一般にぐいちがい量を除き非線形関係になる。そのため、このアルゴリズムでは、先験的情報に基づいてパラメータの初期値を与え、各パラメータについての偏微係数を求めて初期値の修正を繰り返し行い、AIC（Akaike Information Criterion：赤池情報規準量）を使ってパラメータの修正値間の優劣を判定するという手順をとる。今回、偏微分係数の導出には、プログラム内部の計算ルーチンの互換性と一貫性を保つため、Okada (1992) がまとめた計算式群を、点源についても含めて各断層パラメータについて偏微分した計算式群を改めて作成した。このことにより、矩形断層だけではなく膨張収縮を含む点源に対してもパラメータ推定が可能となった。以下では、松浦 (1991) の式表現 ((77)式から(80)式) を引用して、それらを本プログラムではどのように設定するのかについて具体的に示す。

ソース・パラメータの解 x が満たすべき式は以下のように書くことができる。

$$A^T E^{-1} (y^o - f(x)) + D^{-1} (x^o - x) = 0$$

ここで関数 f はソース・パラメータから地殻変動を求める計算式にあたり、 A は、 $x = \hat{x}$ における関数 f_i のパラメータ x_i に関する微分係数

$$A_{ij} = (\partial f_i / \partial x_j)_{x=\hat{x}}$$

を要素としてもつ行列、 E は観測誤差が正規分布するとしたときの分散・共分散行列、 y^o は観測値、 x^o はソース・パラメータ x の先験的情報（初期値）、 D はその先験的情報がパラメータの真値に関して正規分布するとしたときの分散・共分散行列を表す。実際にこの方程式を解くには反復法が用いられ、 $x = x^o$ から出発して以下の式により収束条件を満たすまで x を繰り返し修正していく。

$$x_{k+1} = x_k + a_k (A_k^T E^{-1} A_k + D^{-1})^{-1} r_k$$

ただし、各ステップでの修正量 r_k は次式のようになる。

$$r_k = A_k E^{-1} (y^o - f(x_k)) + D^{-1} (x^o - x_k)$$

また、 a_k は各ステップでの修正量に対する係数を示すが、ここでは1とした。

MICAP-G ver. 3が実行するソース・パラメータ・インバージョンの手順は以下のようになる。

- ① まず、従来のソース・パラメータ設定ダイアログにおいて、先験的情報に基づいたソース・パラメータの初期値を設定する。
- ② 次に、Fig. 2.9.2に示すダイアログにおいて、先験的情報の信頼性や観測データの分布などによる拘束の強弱に応じて、パラメータを固定するか、未知として推定するかをの別、未知パラメータの拘束の程度を示す標準偏差を設定する。
- ③ 計算を実行する。計算結果はダイアログ右側の領域に表示される。

矩形断層の場合、推定できるソース・パラメータは、Fig. 2.9.2に示されているように、ソースの位置に関するパラメータ（緯度、経度、深さ）、ソースの形状に関するパラメータ（走向、傾斜、長さ、幅）、くいちがいに関するパラメータ（くいちがい量、くいちがい方向、開口量）であり、点源の場合はそれらに加えて、膨張量も推定できる。この機能を使ってソース・パラメータを推定した事例は2.6節に示されている。

つづいて、すべり分布インバージョンについて説明する。ソースの位置と形状に関するパラメータが既知である場合、くいちがいに関するパラメータだけが未知となる。ソース・パラメータと地殻変動の計算結果との間には一般には非線形であるが、くいちがい量については線形関係であり、インバージョンは繰り返し計算を要しない単純な逆行列計算になる。ただし、別の先験的情報に基づく拘束条件を加えて解の安定を図ることが多い。例えば、Yabuki and Matsu'ura (1992) は、すべり分布の荒さ（roughness）という指標を導入してすべり量が空間的に滑らかに変化するという拘束条件を設け、ABIC（Akaike Bayesian Information Criterion：赤池ベイズ型情報量規準）により超パラメータの優劣を判定しつつすべり分布を求める手法を提示した。その他の拘束条件として、すべりの方向をプレート相対運動の方向に拘束するもの、すべりの向きを一方に拘束する（例えば、バックスリップ解析ならばフォワードスリップを許さない）ものなどがある。

MICAP-G ver. 3でのすべり分布インバージョンは、ユーザによる設定が煩雑にならないよう、かなり単純化されて

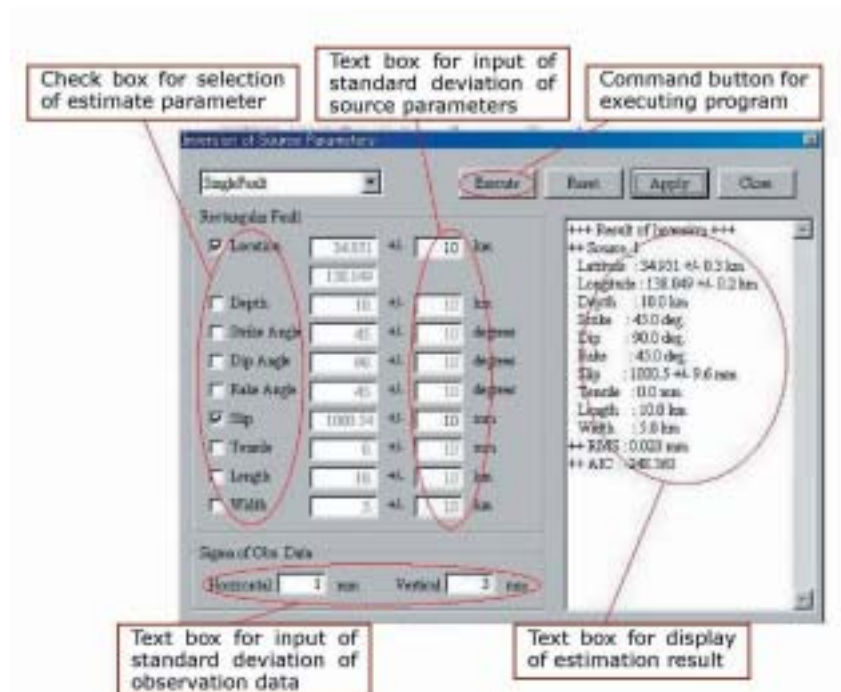


Fig. 2.9.2 Window for setting inversion parameters.

いる。実行する手順は以下のようになる。

① 観測値ファイルの準備

指定されたフォーマットで地殻変動観測値のファイル（テキスト形式）を作成する。観測データとして使用できる地殻変動成分は、変位（水平、鉛直）、体積歪、面積歪、三成分歪（直交2成分とずれ歪）である。

② ソースパラメータファイルの準備

指定されたフォーマットでソースパラメータファイル（テキスト形式）を作成する。必要な情報は、ソースの位置（緯度、経度及び深さ）、走向及び傾斜である。

③ 計算の実行

観測値ファイルとソースパラメータファイルを読み込み、計算を実行する。計算は、その都度ABICを求めて大きさを判定しながら繰り返し行われる。結果として求められたすべり量はソースパラメータファイルに格納される。

拘束条件はすべり量の滑らかさだけであり、領域の外側ではすべり量がゼロで固定されている。MICAP-G ver.3を用いたすべり分布インバージョンの事例は、2.8節に示されている。

2.9.4 まとめ

地震火山研究部で開発した地殻変動解析支援プログラムMICAP-G ver.1に対し、計算可能な地殻変動源タイプの拡充と地殻変動源推定機能の追加を行い、ver.3とした。MICAP-G ver.3で追加された地殻変動源推定機能は、先験的情報を必要とする2種類のインバージョン手法に基づいている。地震活動に伴う地殻変動源を推定する場合には、メカニズム解や余震分布などのような変動源に関する先験的情報を得やすく、インバージョンに際してパラメータの初期設定が容易である。しかし、地殻変動以外の観測データがない場合には、初期設定を与えるために利用できる先験的情報がほとんどない。今後は、そのような場合でも合理的に変動源の推定を行えるような手法を導入し、より実際に即した場面で利用できるよう改善していく必要がある。（山本剛靖）

参考文献

- 上垣内 修・竹中 潤・宮越憲明・小山卓三・吉川澄夫・小林昭夫・山本剛靖, 2000: 2000年6月26日からの三宅島～新島・神津島周辺の地震・火山活動と気象庁体積歪データ, 月刊地球, **22**, 757-767.
- Matsu'ura, M. and Y. Hasegawa, 1987: A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraint, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 179-187.
- 松浦充宏, 1991: 地球物理学におけるインバージョン理論の発展, 地震2, **44**特集号, 53-62.
- 内藤宏人・吉川澄夫, 1999: 地殻変動解析支援プログラムMICAP-Gの開発, 地震2, **52**, 101-104.
- Okada, Y., 1992: Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seis. Soc. of America*, **82**, 1018-1040.
- Yabuki, T. and M. Matsu'ura, 1992: Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375.

第3章 3次元数値モデルによる地震発生のシミュレーション

3.1 地震サイクルのモデル化

3.1.1 はじめに

近年、室内実験で得られた岩石の摩擦法則を適用することにより、プレート境界での大地震発生のモデル化がなされるようになってきた。特に、Dieterich(1979, 1981)やRuina(1983)によって提出されたすべり速度／状態依存摩擦構成則 (rate- and state- dependent friction law) を用いると、大地震発生サイクルの説明が可能である。Tse and Rice (1986)は、横ずれ断層であるCaliforniaのSan Andreas断層の地震サイクルを、2次元半無限弾性体を用いてモデル化した。Stuart(1988)や加藤・平澤(1996)は、プレートの沈み込み帯をモデル領域として2次元半無限弾性体によるシミュレーションを行い、南海－駿河トラフに沿った巨大地震に先行する地殻変動について調べた。さらに、Stuart and Tullis(1995)は、CaliforniaのParkfieldで起こると予想される M (マグニチュード) 6クラスの地震に先行する地殻変動の横ずれ断層の3次元シミュレーションを行った。Stuart and Sagiya(1999)は、南海トラフの沈み込み帯での巨大地震に先行する地殻変動を研究するために平面断層モデルを構築した。

東海地域のプレート形状は複雑な谷地形であるため (原田・他, 1998)、数値モデルによる地震発生のシミュレーションを行うには3次元モデルを必要とする。われわれは、数値シミュレーションを東海地震の予知により实际的に役立てるために、加藤らの研究を3次元に拡張してより現実的なプレート形状を取り入れた。そして、プレート境界面上でのすべり量、せん断応力、プレート間の固着の程度を示すカップリング係数の時間変化、さらに、地表面における長・中・短期の地殻変動を面的に評価した。1サイクルにわたる地殻変動の観測データが存在しない現状では、シミュレーションの結果は東海地震発生のシナリオを考える上で有力な手がかりを与えてくれる。

3.1.2 モデル

モデルは、プレート境界面でのせん断応力場と相対変位 (転位) 場によって記述され、その時間発展は食い違い弾性論と摩擦則により決まる。まず、プレート境界面を離散化し、 N 個のセルに分ける。プレート沈み込み方向のみの運動を考えると、 i 番目のセルでのせん断応力は、

$$\tau_i(t) = \sum_{j=1}^N K_{ij} (V_{pl} t - u_j(t)) - \frac{G}{2\beta} \frac{du_i(t)}{dt} \quad (3.1.1)$$

で表される。ここで K_{ij} はセル j における単位の転位によって引き起こされるセル i の中心でのせん断応力である。また、 t は時間、 u_j はセル j の中心での変位量を示す。 V_{pl} はユーラシアプレートとフィリピン海プレートの平均的相対運動速度で、Seno *et al.* (1993) に基づき 4 cm/yearとした。地震の直前直後では、すべり速度の影響が無視できないので、地震波放射による減衰項を右辺第2項に付加した (Rice, 1993)。また、剛性率 $G=30$ GPa、S波速度 $\beta=3.27 \times 10^3$ m/sとした。

使用したすべり速度／状態依存摩擦則は、

$$\begin{aligned} \tau_i(t) &= \mu_i(t) \sigma_{ni}^{eff} \\ \mu_i(t) &= \mu_* + a_i \ln (V_i(t)/V_*) + \theta_i(t) \\ d\theta_i(t)/dt &= -(V_i(t)/L_i) [\theta_i(t) + b_i \ln (V_i(t)/V_*)] \quad (i=1, 2, \dots, N) \end{aligned} \quad (3.1.2)$$

で与えられる。ここで $\mu_i(t)$ は摩擦係数、 σ_{ni}^{eff} は有効法線応力、 $\theta_i(t)$ は状態変数、 a_i , b_i , L_i は摩擦パラメータ、 μ_* は基準となる摩擦係数、 V_* は任意の基準速度である。Fig. 3.1.1に、これらの式に基づくすべり量とすべり速度、摩擦係数

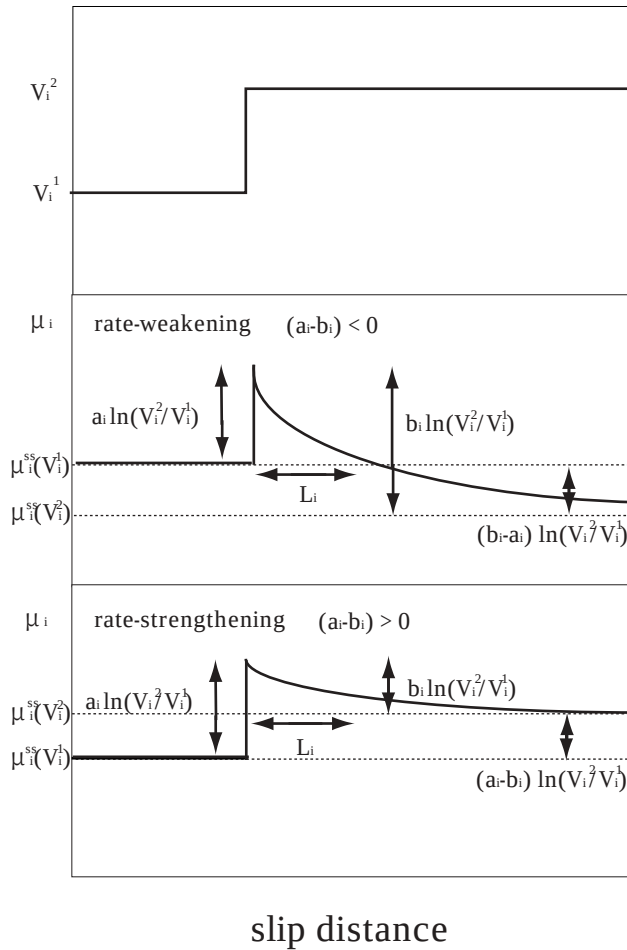


Fig. 3.1.1 Response of the friction coefficient μ_i to slip velocity. A stepwise increase in slip rate from V_i^1 to V_i^2 (top); variations of friction coefficient as a function of slip distance for rate-weakening (middle) and rate-strengthening (bottom). When the slip rate is suddenly increased from V_i^1 to V_i^2 , the friction parameter μ_i jumps up from $\mu_i^{ss}(V_i^1)$ and subsequently decays to $\mu_i^{ss}(V_i^2)$. Here $\mu_i^{ss}(V_i)$ is solved by eq.(3.1.2).

の関係を表した概念図を示す。摩擦パラメータ $a_i - b_i$ が負の場合、すべり速度が増加すると摩擦強度が弱化して (rate-weakening) 不安定すべりとなり、地震が発生しやすい。 $a_i - b_i$ が正の場合、すべり速度が増加すると摩擦強度も強化して (rate-strengthening), 不安定すべりは起こらない。すべり速度の変化により摩擦係数はすべり量に伴って指数関数的に変化するが、パラメータ L_i はその時の特徴的すべり量を表す。式(3.1.1)と式(3.1.2)を微分方程式の形にして5次のRunge-Kutta法により解くことになる (Press *et al.*, 1986) が、巨大地震発生時には数値的不安定を起こしやすく、また、計算時間の問題もあるため、Tse and Rice(1986)によるOvershooting法を使用した。これは、地震前後の状態を結びつける一種のセルオートマトンの手法で、はじめに、破壊領域を試行錯誤的に設定し、応力降下量を定める量 (overshooting) を与え、静的なつりあい式を解いてすべり量を求めるものである。モデル計算の詳細については、Kuroki *et al.* (2002)を参照していただきたい。

3.1.3 拘束条件

本研究で設定したモデル領域をFig. 3.1.2に矩形範囲で示す。モデル領域は、Matsumura(1997)によって見積もられた固着域を含むように設定した。フィリピン海プレートの形状は、原田・他(1998)によって気象庁の微小地震震源を基に推定されたプレートの等深線を基にした。1944年の東南海地震時の破壊は渥美半島まで及んでいた (Tanioka and Satake, 2001b) ので、モデル領域の南西側の境界を浜名湖付近に設定した。北西側の境界は、微小地震活動が活

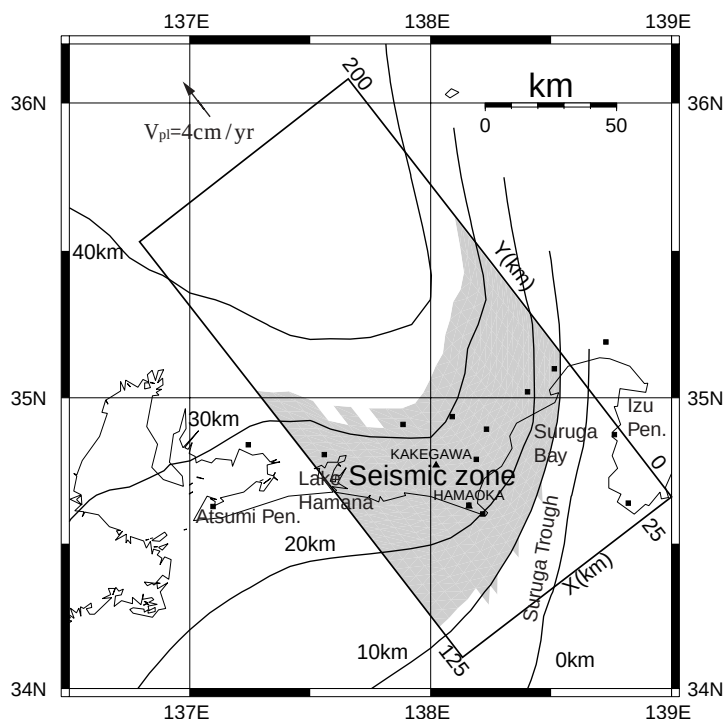


Fig. 3.1.2 Plate configuration in the Tokai Region. The Philippine Sea Plate begins to subduct in an area along the Suruga Trough. The rectangle indicates the modeled region. The solid lines are contour lines of interface depth. The shaded region indicates the seismic zone. The solid squares denote strainmeter locations. The solid triangles denote Kakegawa and Hamaoka bench marks. The locations of the strainmeter and the bench mark in Hamaoka are almost the same.

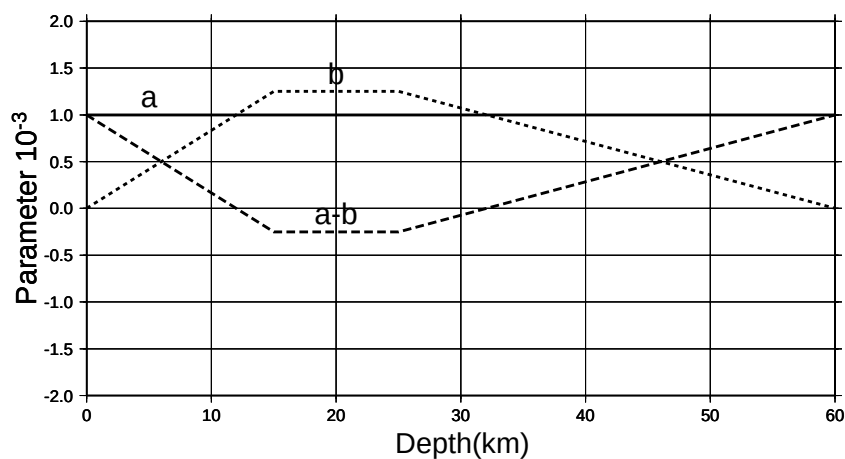


Fig. 3.1.3 Dependence of a , b , and $a-b$ on depth.

発でないためプレートの形状を求めるのは難しい (Ishida, 1992)。

プレート境界面上の摩擦パラメータ a_i , b_i , L_i の分布は観測から推定できない。Blanpied *et al.* (1991) は, 花崗岩を使用した岩石実験から, $a_i - b_i$ が負となる速度弱化的温度範囲が 100°C から 350°C であることを示した。Hyndman *et al.* (1995, 1997) は, 南海トラフのプレート断面の温度分布を解析し, 固着域の上限における温度が 100°C と 150°C の間で, 下限及び遷移領域における温度がそれぞれ 350°C 及び 450°C となることを見いだした。このように概ね深さと温度との間に比例関係があることから, 摩擦パラメータは単純に深さに依存するものとし, 概ね深さ $10 \sim 30\text{km}$ の範囲で $a_i - b_i$ が負となるよう, Fig 3.1.3 に示すようにパラメータ a_i , b_i を深さの関数として与えた。この約 $10 \sim 30\text{km}$ という深さ範

囲は、1944年の東南海地震、1946年の南海地震の破壊領域（Kikuchi *et al.*, 2003 ; Sagiya and Thatcher, 1999 ; Tanioka and Satake, 2001a, b）に相当する。この領域において $a_i - b_i$ は -0.00025 であり、その絶対値は加藤・平澤(1996)のものより若干大きい。基準となる摩擦係数は $\mu = 0.01$ 、任意の基準速度は $V_0 = 1 \times 10^{-6}$ とした。沈み込む海洋地殻では脱水反応により、大量の水が放出されている（Peacock, 1996）ため、プレート境界で間隙水圧の影響を考慮に入れ、有効法線応力を $\sigma_{nn}^{\text{eff}} = (\rho - \rho_w)gy$ で与えた。ここで、 ρ （岩石の密度） $= 2.8 \text{ g/cm}^3$ 、（水の密度） $= 1.0 \text{ g/cm}^3$ 、 g （重力加速度） $= 9.8 \text{ m/s}^2$ 、 y は深さを表す。これらの値は、加藤・平澤（1996）で使用されたものと同じである。

モデル化にあたっては、導かれる結果が観測結果と合うようにパラメータを調整する必要がある。本研究では、南海トラフの巨大地震の繰り返し間隔が90年から150年であること（Ishibashi, 1981 ; 石橋・佐竹, 1998）、サイスミックカップリング係数が0.5であること（Peterson and Seno, 1984）、最近20年間の浜岡―掛川間の水準測量結果から掛川に対する浜岡の沈み込み速度が約 5 mm/year であることという3つの観測結果を条件とした。

構築したモデルをFig. 3.1.4に示す。モデル領域の両翼の境界での応力集中の影響を避けるために、モデル領域を両翼と中央部分の3つの領域に分けた。両翼の幅は25km、中央部分の幅は100kmとした。 $a_i - b_i < 0$ の条件下では、 L_i が小さいほど摩擦強度は急激に低下するので不安定すべりが発生しやすい（Ruina, 1983）。そのため、両翼では安定なすべりになるようにパラメータ L_i は10cmとし、中央部分では5cmとした。

式（3.1.1）と式（3.1.2）から得られる微分方程式の初期条件として、速度 $V_0 = 1 \text{ mm/year}$ 、せん断応力 $\tau_{io} = G(a_i - b_i) \ln(V_0/V_*)$ を与えた。

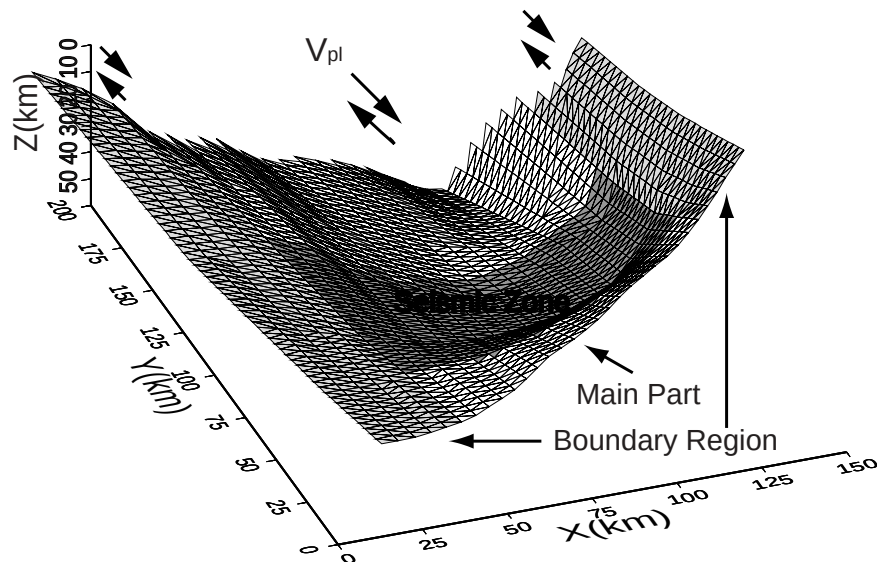


Fig. 3.1.4 Schematic representation of the 3-D model. The plate interface is viewed from Suruga Bay.

3.1.4 結果と考察

Fig. 3.1.5に、シミュレーションによって得られた地震領域と沈み込み深部領域におけるすべり量の時間変化を示す。地震領域よりも深い領域では安定すべりが主になり、浅い領域でも同様の挙動を示すのに対し、地震領域（ $a - b < 0$ ）の中央部分では大地震に対応したステップ状の変化が見られる。ステップ状の変化の数十年前からゆっくりとしたすべりが見られるが、これは固着のはがれによるものである。はじめ、地震発生 of 繰り返し間隔は不安定であるが、次第に安定する。今回与えた摩擦パラメータや初期条件の下では地震発生 of 繰り返し間隔は約150年、地震領域での地震時の平均的なすべり量は3.9m、応力降下量は1.1Mpaとなった。

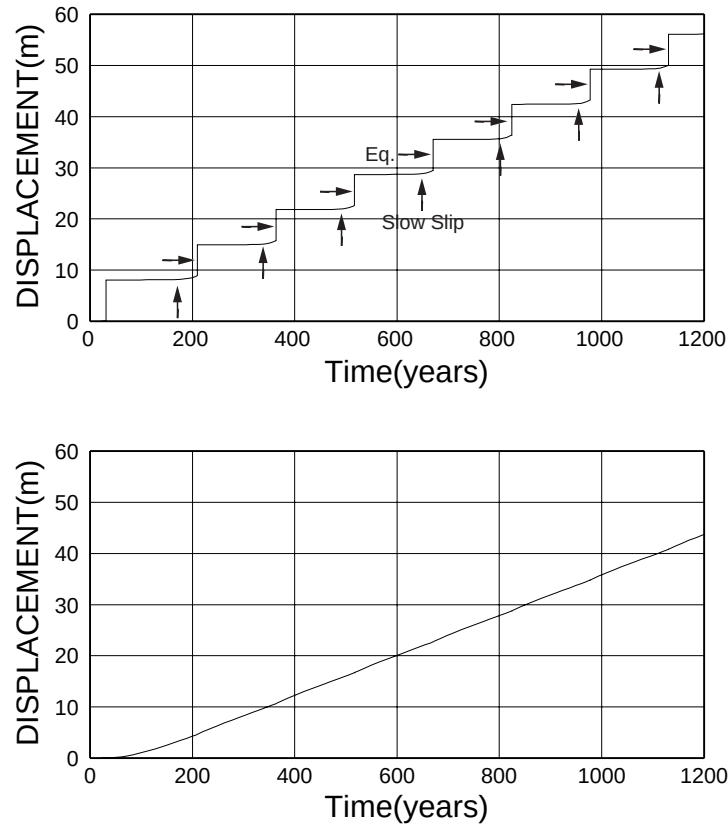


Fig. 3.1.5 Time evolution of the cumulative displacement at the center of the seismic zone ($x=76.7\text{km}$, $y=42.8\text{km}$, $z=20.6\text{km}$) (top), and at the deeper part of the plate ($x=76.7\text{km}$, $y=183.9\text{km}$, $z=55.6\text{km}$) (bottom).

地震モーメントは,

$$M_0 = \sum_i G u_i S_i \quad (3.1.3)$$

で与えられる。ここで G は剛性率, u_i はセル i での変位量, S_i はセル i の面積を示す。Kanamori (1977) によるモーメントマグニチュード M_w はSI単位系で,

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.06 \quad (3.1.4)$$

と定義される。(3.1.3)式と(3.1.4)式から, 地震領域での地震時のすべり量をモーメントマグニチュードに直すと, 約8.0となった。

地震間のプレート境界におけるカップリングの時間変化は, 地震領域内でのサイスミックカップリング係数

$$\chi(t) = (U_{\text{cycle}} - u(t)) / U_{\text{cycle}} \quad (3.1.5)$$

で特徴づけられる。ここで U_{cycle} は1サイクル期間のすべり総量(約6 m)で, $u(t)$ は前の地震発生より後の期間のすべり量を示す。Fig. 3.1.6は次の地震の100年前から直前まで6つの時点におけるサイスミックカップリング係数の空間分布を示す。 χ が1に近いほど固着し, 逆に0に近いほど安定すべりを起こしていることを示す。Fig. 3.1.6に示すように, 地震発生が近づくにつれて赤で示された固着領域が狭まり, それに応じて各図の右上に書かれている地震領域でのサイスミックカップリング係数の平均値 $\bar{\chi}$ も減少する。この現象は, Kato and Hirasawa (1999)の2次元モデルでも見られる。また, 固着している領域は, 地震領域内でも傾斜の緩やかな領域に集中してくることが分かる。これは主に, $a-b$ の深さ依存性の結果として $a-b < 0$ の地震領域が傾斜の緩やかな領域にあるためである。このことは, Fig 3.1.6に示したものと同一時点におけるせん断応力の空間分布を示したFig. 3.1.7からも見てとれる。地震が起こる

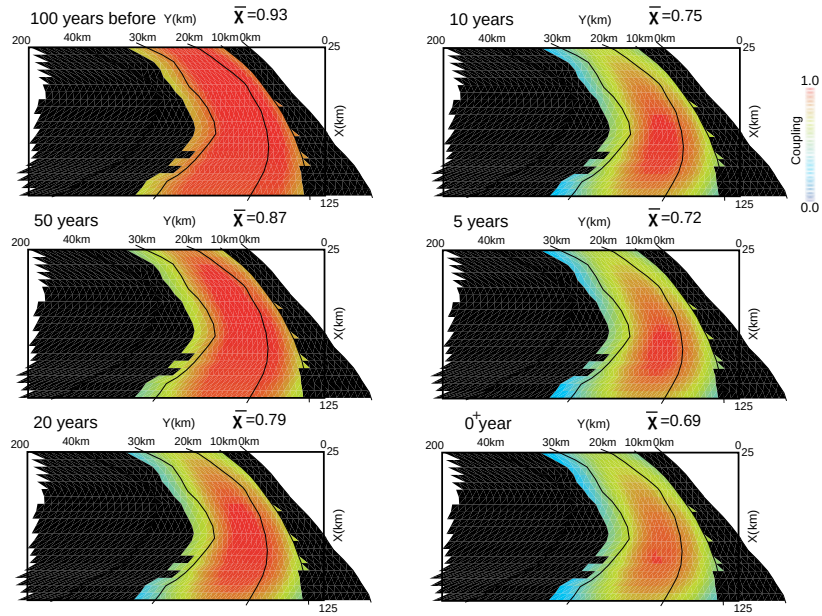


Fig. 3.1.6 Snapshots of spatial distribution of seismic coupling coefficient χ on the plate interface. The scale bar is given at the right of the figure. The region of high seismic coupling coefficient χ is indicated by red. The low region is blue.

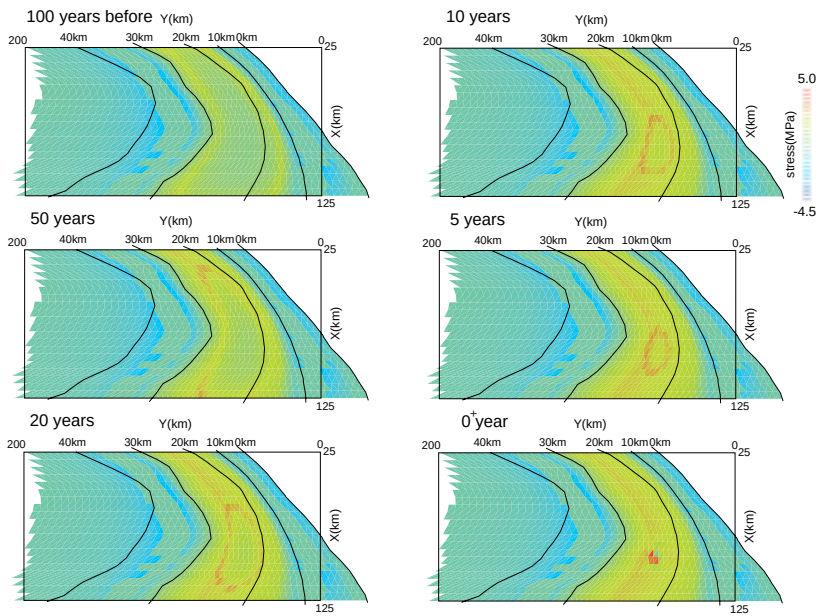


Fig. 3.1.7 Snapshots of spatial distribution of shear stress on the plate interface. The highly shear-stressed region is indicated by red. The low shear-stressed region is blue.

50年前から、せん断応力の蓄積の大きなことを示す赤いリング状の領域が形成され、地震が近づくにつれて徐々にその領域が狭くなっていく。そのリングは、Fig. 3.1.6に示した強くカップリングした領域に含まれ、時間とともに集中していく。地震の破壊は、Fig. 3.1.7の地震直前の図に示されているせん断応力が最も大きく蓄積された領域の近傍で開始する。なお、シミュレーションの初めの段階で起こる地震は応力が安定しないため破壊開始点が変わるが、その後応力が安定するとすべての地震に対して破壊開始点はほとんど同じ位置となる。Fig. 3.1.8は地震直前におけるすべり速度の空間分布を示しており、図中の赤い領域が破壊の開始点に相当する。Fig. 3.1.9は地震時の変位量を示し、こ

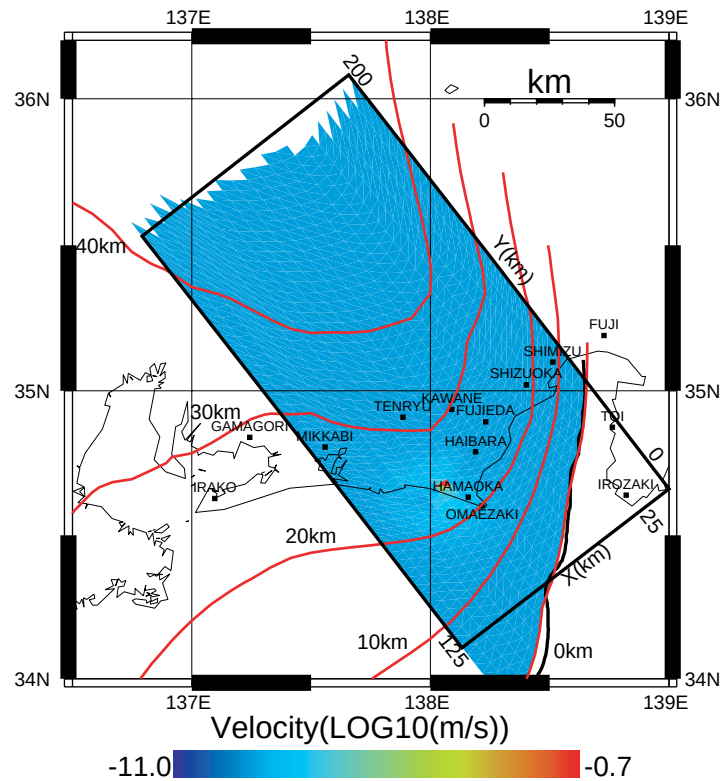


Fig. 3.1.8 Velocity distribution just before the earthquake. The rupture starts at the red triangle.

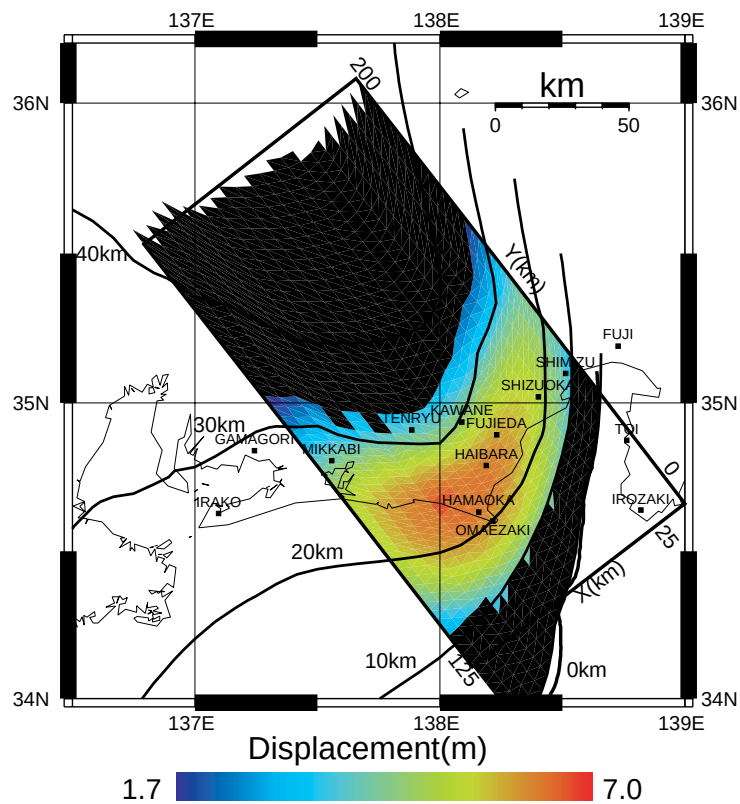


Fig. 3.1.9 Earthquake slip distribution. The moment magnitude is about 8.0 and the average slip is about 3.9m. The maximum slip is 6.7m; the minimum slip is 1.8m. The red region has large slips, while the blue region has small slips.

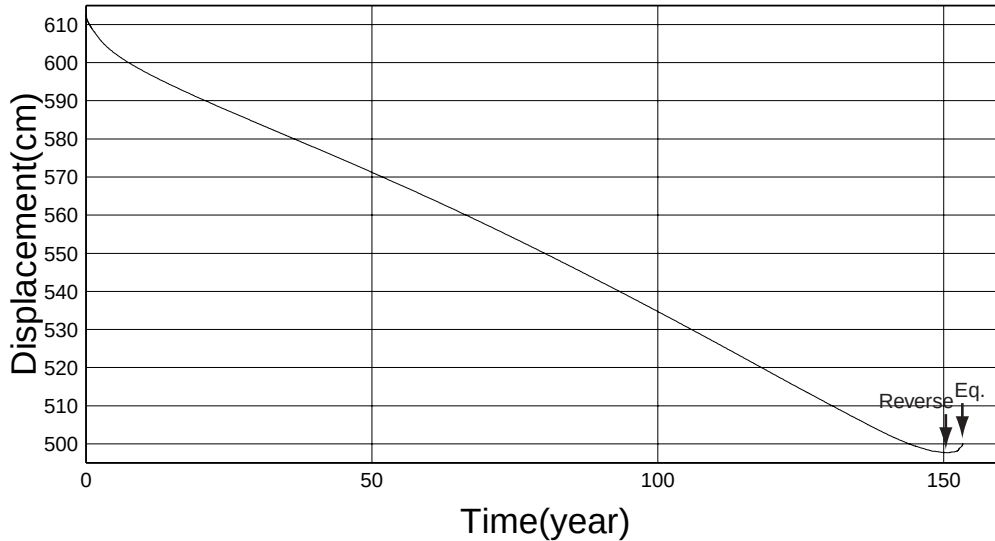


Fig. 3.1.10 Subsidence of Hamaoka relative to Kakegawa in this simulation.

の図で地震時の変位量が大きな領域は、GPSを基に解析されたバックスリップ分布（Sagiya, 1999）とおおよそ一致している。

次に、地表面での地殻変動を調べてみる。まず、国土地理院による水準測量が実施されている浜岡―掛川間においてシミュレーションから予測される1サイクルの上下変動をFig. 3.1.10に示す。地震直後の余効変動と考えられる急な沈降が収まった以降は約7 mm/yearで沈降し、地震が起こる数年前に沈降から隆起に転ずることがわかる。国土地理院による沈降速度の観測値は5 mm/year（国土地理院, 2003）であり、おおよそ一致する。また、地震数年前からの変化は、東海地震の中期予測への手がかりの一つとなると考えられる（多田, 1996）。地震前1日間の上下変化の面的な分布はFig. 3.1.11のようになる。Fig. 3.1.8に示したプレスリップの生じる地震破壊開始点の近傍で地震前1日間の上下変化量が多いことが分かる。量的には地震前1日間の上下変化の最大値は約1 mmであり、GPSで検出可能な量を下まわる（鷲谷, 1997）。

Fig. 3.1.12に地震前1日間の面的な歪変化を示す。地震前1日間の歪変化の大きな領域は、Fig. 3.1.11と同様にプレスリップ領域の近傍にある。Fig. 3.1.12に見るように、地震前1日間の歪変化量は 10^{-8} ～ 10^{-7} である。1日あたりの変化量が最も大きかった浜岡観測点での体積歪の1サイクル、地震前1年間、地震前1日間の時間変化をFig. 3.1.13に示す。この図から、地震が起こる数年前に縮みから伸びに転ずる時期があり、また、地震前1日間では加速的な変化が見られる。それぞれの歪変化量のオーダーは、1サイクルでは 10^{-5} 、地震前1年間では 10^{-7} 、地震前1日間では 10^{-8} となった。地震の数時間前に観測される歪変化量が 10^{-8} であることは、加藤・平澤(1996)の2次元モデルを使用して見積もられた値の10分の1となる。歪変化量が小さめに算出されるのは、3次元モデルでは海溝軸に沿った方向において運動が一樣でなくプレスリップが有限の範囲で生じるためと考えられる。Fig. 3.1.13の*で示されたクリープイベントは、セルサイズが粗いことによる影響と考えられる。また、地震の起こる数年前の縮みから伸びへの反転は、浜岡―掛川間の上下変動（Fig. 3.1.10）の反転に対応する変化とみられる。

3.1.5 まとめ

東海地域のプレート構造に基づいた3次元のプレート境界面モデルを作成し、このモデルにすべり速度／状態依存摩擦構成則を適用することによって、地震発生シミュレーションを行った。

プレート境界面では、せん断応力の蓄積に伴ってリング状の高せん断応力領域が作られ、その範囲は地震時に近づくにつれて狭まっていく。地震直前のプレスリップは、せん断応力が最も大きく蓄積された領域の近傍で起こる。地

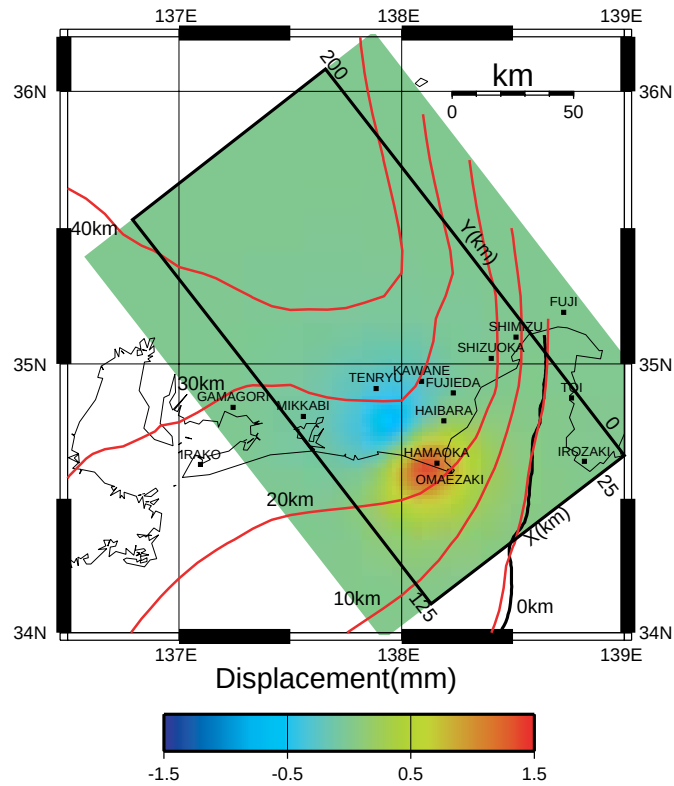


Fig. 3.1.11 Level change on the Earth's surface one day before the earthquake. The maximum uplift is 1.5mm; the maximum subsidence is -0.7mm. The red region has large uplift, while the blue region has large subsidence.

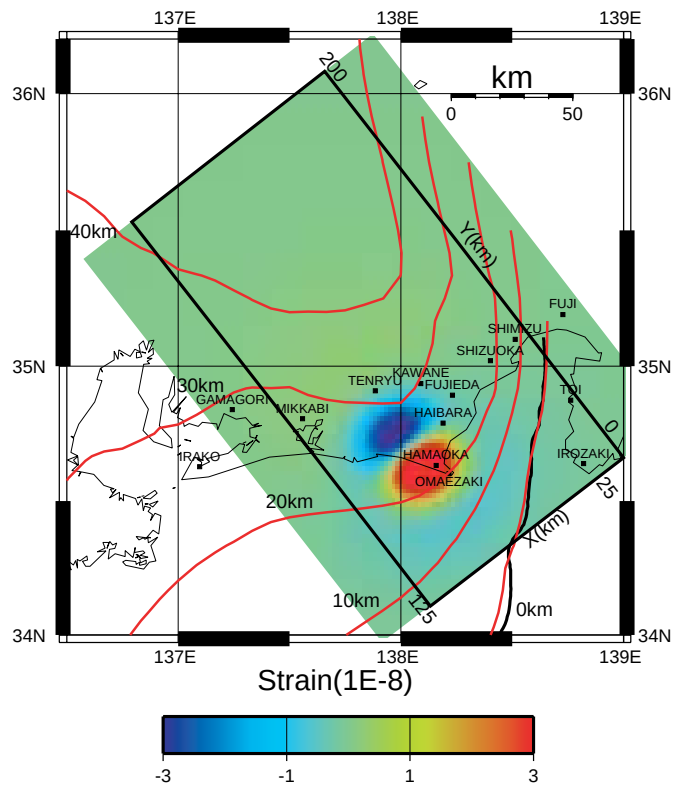


Fig. 3.1.12 Strain change on the Earth's surface one day before the earthquake. The maximum extension is 8.0×10^{-8} ; the maximum compression is -4.7×10^{-8} . The red region has large extension, while the blue region has large compression.

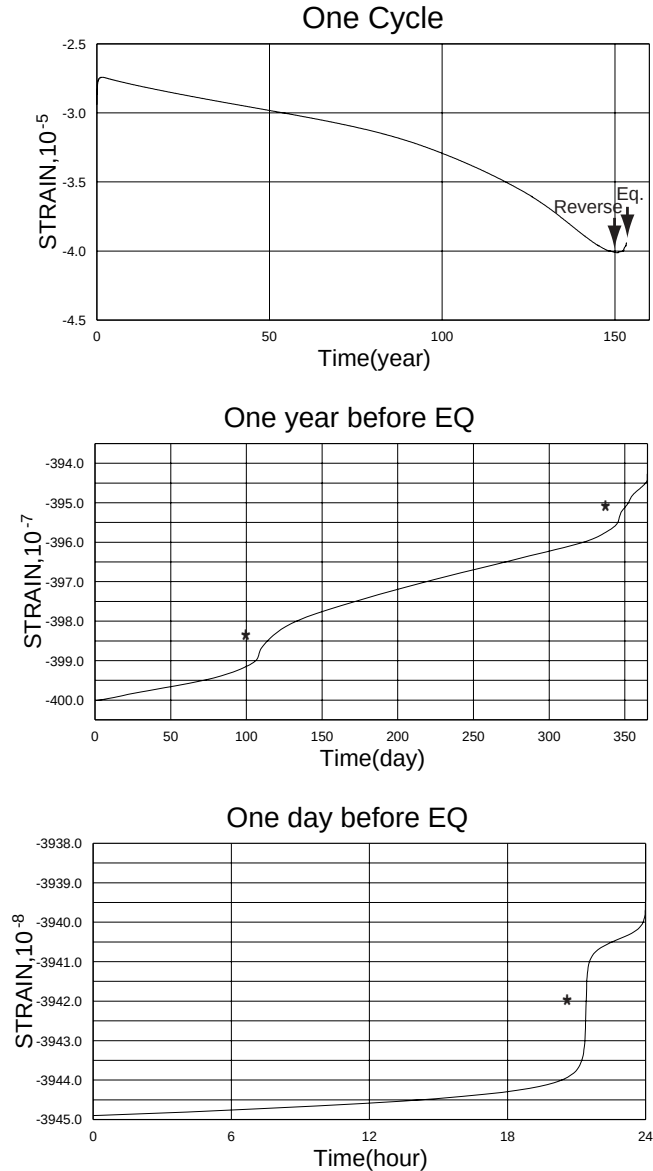


Fig. 3.1.13 Temporal change of the strain at Hamaoka station during one cycle (top), one year (middle), one day (bottom).

表面では、地震の起こる数年前に上下変動で数cm，地殻歪で 10^{-6} の変化が生じる。これらの変動は，現在の観測網で十分に捕捉できる。これに対し，地震直前（ここでは地震前1日間）における上下変動はmmのオーダーであり，GPSの観測からこれを捕捉することは困難と思われる。一方，歪の変化は，地震前1日間で最大 10^{-7} のオーダーとなり，これはプレスリップ領域に最も近い観測点で数時間前に判定会招集基準に達するレベルである（小林・松森，1999）。3次元モデルで求められた地殻変動量は2次元モデルと比較して1オーダーくらい小さい。

1944年の東南海地震では，震源域から離れた掛川付近で水準測量の結果に顕著な前兆変化が見られた（Mogi, 1984）。そのような異常な地殻変動の出現は本研究のモデルでは再現されない。媒質の不均質性や摩擦の水平方向の不均質性などが地震サイクルや前兆的变化の現れ方に大きな影響を与えることは十分に考えられる。これらの不均質性の影響の検討と合わせて，異なった摩擦構成則の取り込みやGPS，歪等の観測値との比較照合によるモデルの改善を今後更に進めたい。なお，Fig. 3.1.13の一時的なすべりの中断はセルサイズの粗さに起因する可能性があり，セルサイズの細分化による解の安定化や境界条件が与える影響の評価等，技術的な問題の解決も必要である。（黒木英州）

謝辞

本研究を進めるにあたり、東京大学地震研究所の加藤尚之博士からは、プログラムの提供や多くの有益な助言をしていただいた。また、建築研究所の芝崎文一郎博士には研究の初期にプレートの曲がりの効果などいくつかの問題点を御教示いただいた。あわせて厚く感謝する。

参考文献

- Blanpied, M. L., D. A. Lockner, and J. D. Byerlee, 1991 : Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 609-612.
- Dieterich, J. H., 1979 : Modeling of rock friction, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2161-2175.
- Dieterich, J. H., 1981 : Constitutive properties of faults with simulated gouge, in *Mechanical Behavior of Crustal Rocks : An International Review*, N. L. Carter, M. Freidman, J. M. Logan and D. W. Stearns(Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., 103-120.
- 原田智史・吉田明夫・明田川 保, 1998 : 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動, 地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- Hyndman, R. D., K. Wang, and M. Yamano, 1995 : Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Hyndman, R. D., M. Yamano and D. A. Oleskevich, 1997 : The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The Island Arc*, **6**, 244-260.
- Ishibashi, K., 1981 : Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in *Earthquake Prediction : An International Review*, D. W. Simpson and P. G. Richards(Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., 297-332.
- 石橋克彦・佐竹健治, 1998 : 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点, 一日本付近のプレート沈み込み帯を中心として, 地震2, **50**, 1-21.
- Ishida, M., 1992 : Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- Kanamori, H., 1977 : The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- 加藤尚之・平澤朋郎, 1996 : 仮想東海地震に先行する非地震性すべりと地殻変動の予測, 月刊地球, 号外**14**, 126-132.
- Kato, N. and T. Hirasawa, 1999 : A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, Central Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1401-1417.
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa, 2003 : Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms", *Earth, Planets and Space*, **55**, 159-172.
- 小林昭夫・松森敏幸, 1999 : 埋込式体積歪計のノイズレベル調査及び異常監視処理, 験震時報, **62**, 17-41.
- 国土地理院, 2003 : 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **70**, 204-299.
- Kuroki H., H. Ito and A. Yoshida, 2002 : A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth and Planet. Int.*, **132**, 39-58.
- Matsumura, S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface. *Tectonophysics*, **273**, 271-291.

- Mogi, K., 1984 : Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake -- the 1944 Tonankai earthquake of magnitude 8.1, Japan. *PAGEOPH*, **122**, 765-780.
- Peacock, S. M., 1996 : Thermal and petrologic structure of subduction zones, in Subduction : Top to Bottom, Gray E. Bebout (Editor), American Geophysical Union, Washington, D. C., pp.119-133.
- Peterson, E. T. and T. Seno, 1984 : Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **89**, 10233-10248.
- Press, W. D., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky and W. T. Vetterling, 1986 : Numerical recipes, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Rice, J. R., 1993 : Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, **98**, 9885-9907.
- Ruina, A. L., 1983 : Slip instability and state variable friction law, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- 鷺谷 威, 1997 : 南関東・東海地域におけるGPS連続観測（1994年～1996年）, 国土地理院時報, **88**, 10-18.
- Sagiya, T., 1999 : Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Sagiya, T. and W. Thatcher, 1999 : Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust : The Nankai Trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129.
- 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.
- Stuart, W. D., 1988 : Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction zone. *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 619-641.
- Stuart, W. D. and T. E. Tullis, 1995 : Fault model for preseismic deformation at Parkfield earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **100**, 24079-24099.
- Stuart, W. D. and T. Sagiya, 1999 : Three dimensional fault model for earthquake cycles at the Nankai Trough subduction zone. *Proc. Workshop on recurrence of great interplate earthquakes and its mechanism*, 173-180.
- 多田 晃, 1996 : 最近の東海地方の地殻上下変動とその意義, 月刊地球, 号外**14**, 16-23.
- Tanioka Y. and K. Satake, 2001a : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake. *Earth, Planets Space*, **53**, 235-241.
- Tanioka, Y. and K. Satake, 2001b : Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1075-1078.
- Tse, S. T. and J. R. Rice, 1986 : Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9452-9472.

3.2 シミュレーション結果と観測結果の比較

3.2.1 はじめに

本節では、3.1節でのモデル計算から得られた結果を基に、プレートの固着状況を把握するための情報を与える他の観測現象に焦点を当てて議論する。気象庁と静岡県は、東海地域の5ヶ所に3成分歪計を設置している (Fig. 3.2.1)。3成分歪計は主歪の大きさと方向を観測することができ、従来からこの地域の監視に用いられている体積歪計に比べてより多くの情報を得ることができる。そこで第一に、地震直前に主歪にどのような現象が見られるのかをシミュレーションによって調べる。第二に、シミュレーションから予測される応力状態の変化と微小地震活動の変化との関連性を調べる。Kato *et al.* (1997)は、すべり速度／状態依存摩擦構成則を使用したプレート沈み込み帯の2次元モデルにより、応力の減少と関連させて地震の静穏化を議論した。本研究では、Stein (1999)で議論されたように、より直接的に地震活動に関係していると考えられるクーロン破壊関数 (Coulomb Failure Function) の時間変化から地震活動との関連性を調べた。第三に、フィリピン海スラブ内や地殻内の応力場に関する情報を反映しているとみられる微小地震の発震機構解について調べる。Ukawa (1982)は、観測された発震機構解を基に東海地域の応力場の空間的な特徴を議論した。Matsumura (1997)は、東海地域で起こる微小地震の震源と発震機構解に基づき、プレート境界の固着域を見積もった。本研究では、プレートの固着の進行により発震機構解がどの程度変化するか、また、発震機構解が地震直前にどれくらい変化するかについて調べた。

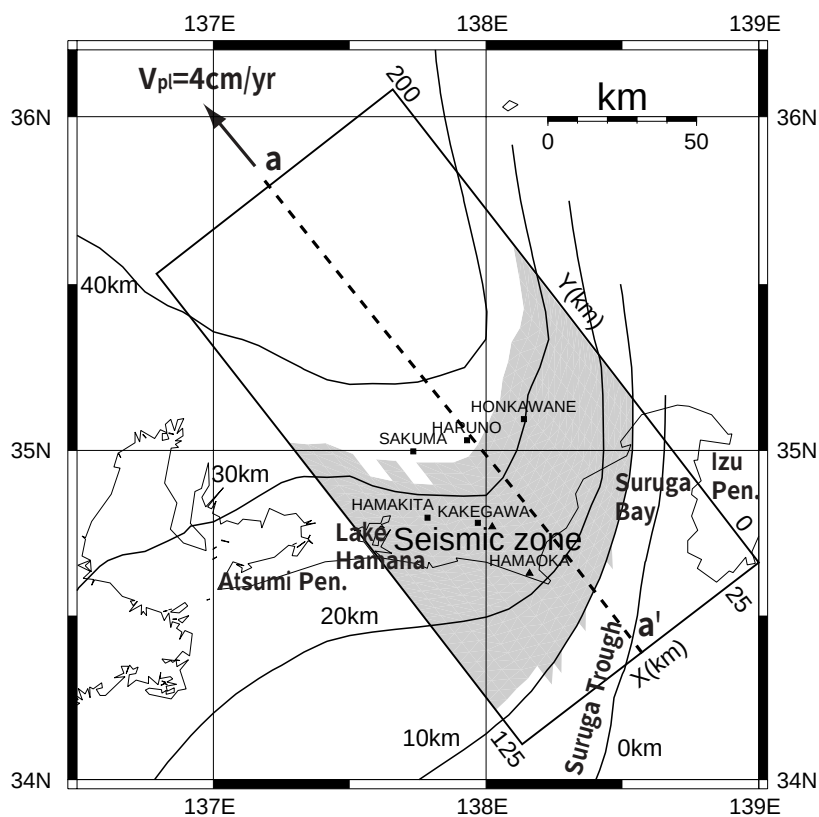


Fig. 3.2.1 Plate configuration in the Tokai Region. The rectangle indicates a modeled region. The solid curves are contours of interface depth. The shaded region indicates the seismic zone. The solid squares denote three-component strainmeter locations. The triangles denote Kakegawa and Hamaoka bench marks. The $a-a'$ line is $x=77.5\text{ km}$

3.2.2 結果

(1) 主歪

Fig. 3.2.2は地震前100年間のプレートの沈み込みによって蓄積される地表面での歪速度の主軸成分を示す。実線は伸び、点線は縮みを示す。地震前100年間の平均的な歪速度のオーダーは1年あたり 10^7 である。プレートの沈み込みによるY方向の縮みは、プレートの固着域近傍で乱れ、固着の強い領域では両軸ともに縮んでいる。これは、Fig. 3.2.2と同じ期間のプレート境界面のすべり分布 (Fig. 3.2.3) を比較することによってはっきりとわかる。青色で示した部分がすべり量の小さい領域 (固着域) である。Fig. 3.2.4は地震前1日間の地表面における主歪軸の変化を示す。Fig. 3.2.4の矢印で示された黒い三角形の位置はプレスリップ領域であるが、その領域を取り囲むように主歪が変化している様子がみられる。3.1節でも述べたように、地震前1日間の体積歪変化量のオーダーは 10^8 であるが、主軸の回転に着目すると、Fig. 3.2.5(下)に見られるようにプレスリップ近傍の観測点である掛川で約 30° に達することが分かった。3.1節にも記述したが、Fig. 3.2.5の*によって示された大きな変化はセルサイズによるものである。

(2) クーロン破壊関数

クーロン破壊関数 (CFF) の時間変化は、

$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu \Delta \sigma^{\text{eff}} \quad (3.2.1)$$

によって定義される (Stein, 1999)。ここで、 $\Delta \tau$ は断層のせん断応力の変化 (断層のすべり方向に正)、 μ は摩擦係数である。 $\Delta \sigma^{\text{eff}} = (\Delta \sigma_n - \Delta P)$ は有効法線応力の変化 (引張方向に正) で、 $\Delta \sigma_n$ と ΔP は法線応力と断層の間隙圧 (引張方向に正) である。King *et al.* (1994) に従って、 $\mu \Delta \sigma^{\text{eff}} \approx \mu \Delta \sigma_n$ ($\mu = 0.4$) とした。CFFの時間変化は、前に起きた地震の直後を基準として計算した。

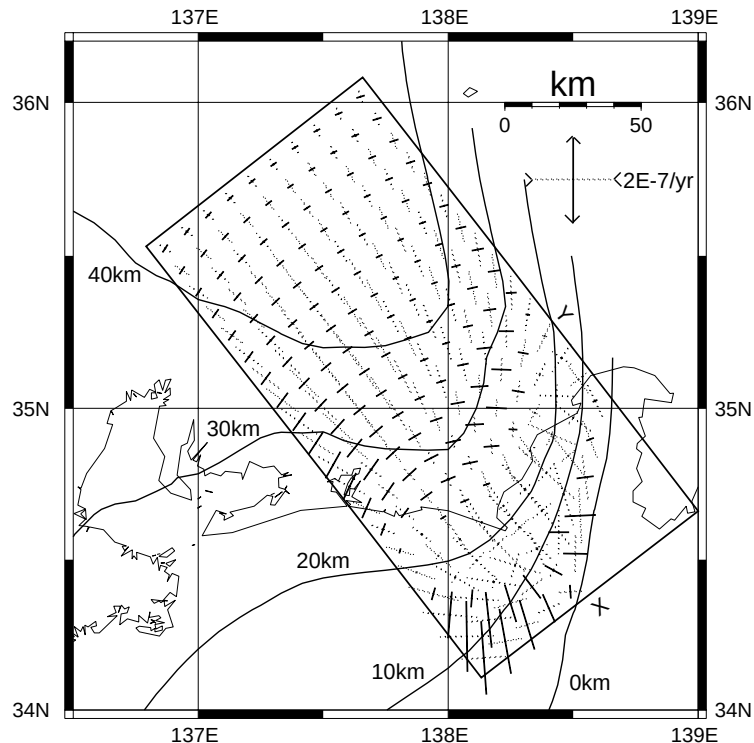


Fig. 3.2.2 Distribution of principal strain rate on the Earth's surface for 100 years before the earthquake. The solid lines denote extension, and the dotted lines denote compression. The solid curves are contours of interface depth. The scales of strain rate are located at the top right of the map.

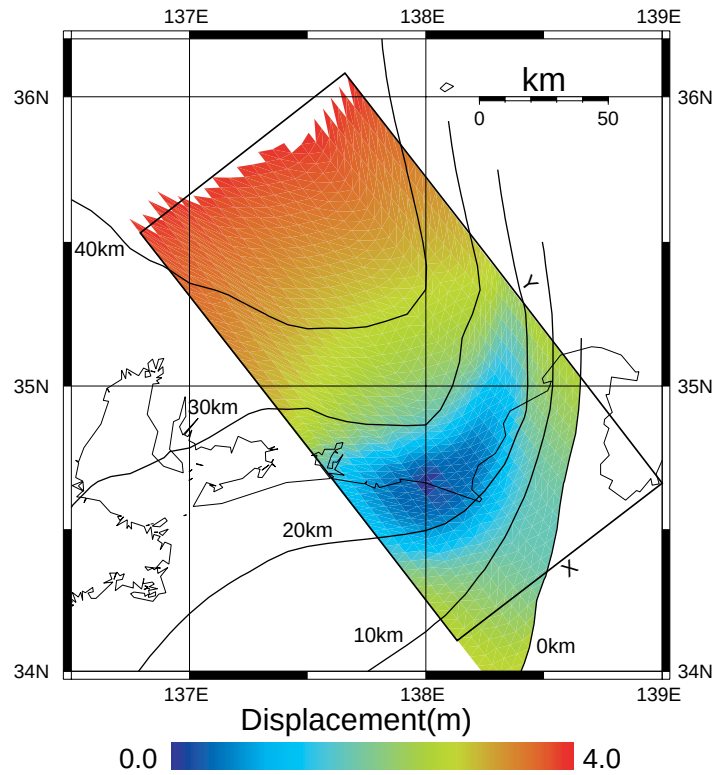


Fig. 3.2.3 Slip distribution for 100 years before earthquake. The red region has large slips, while the blue region has small slips. The solid curves are contours of interface depth.

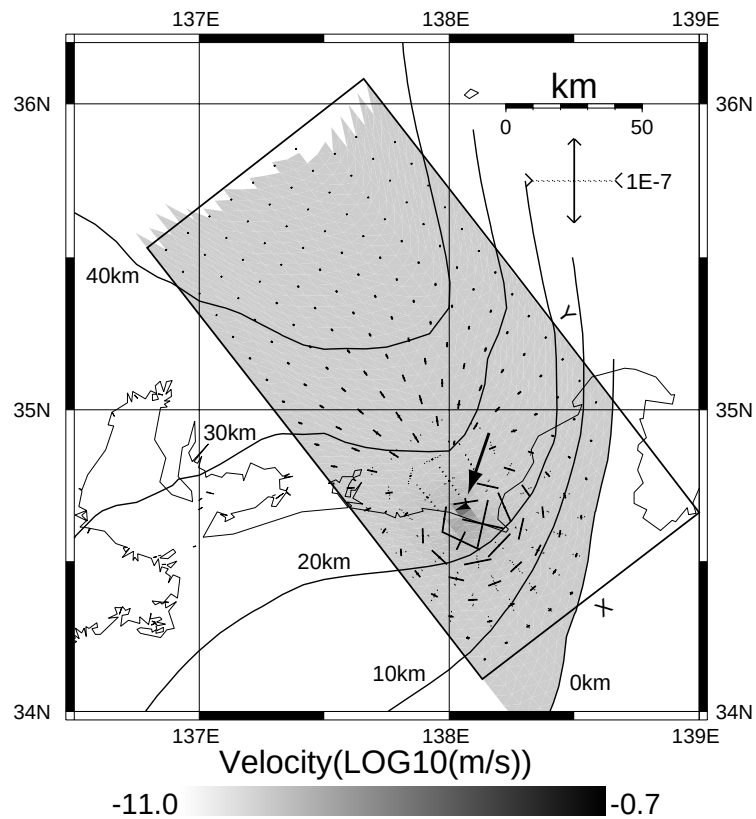


Fig. 3.2.4 Temporal change of principal strain on the Earth's surface one day before the earthquake. The solid curves are contours of interface depth. The solid lines denote extension, and the dotted lines denote compression. The rupture starts at the darkest triangle indicated by a black arrow. The scales of strain are located at the top right of the map.

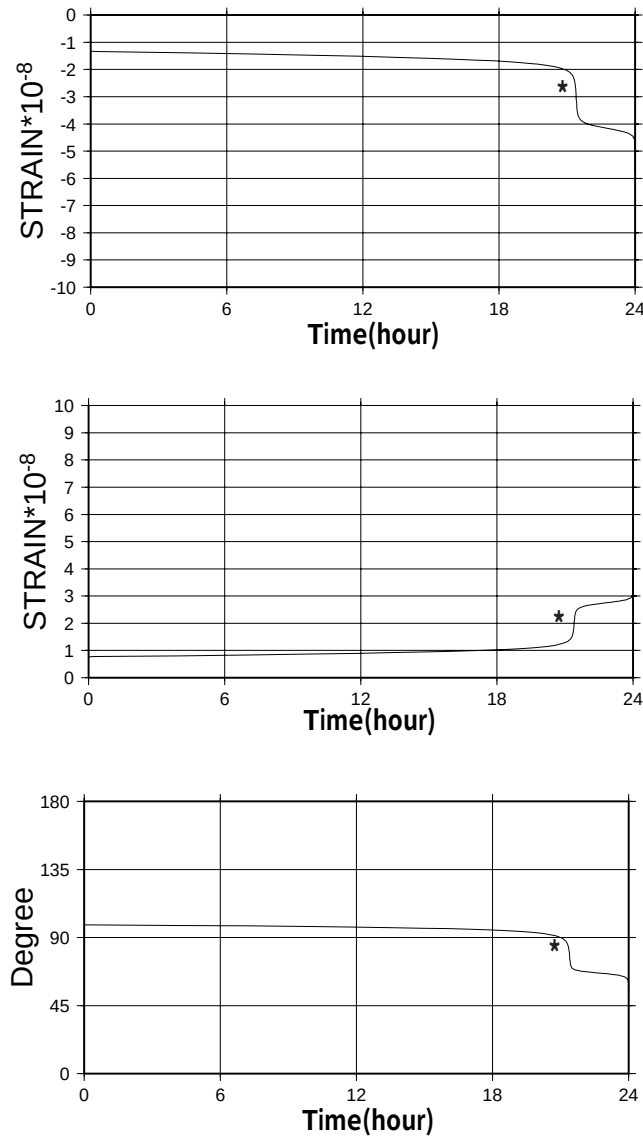


Fig. 3.2.5 Temporal changes of volume strain (top figure), principal strain (middle figure) and rotation axes of principal strain (bottom figure) one day before the earthquake at Kakegawa station.

Fig.3.2.6は、気象庁によって決められた1990年から2000年までの期間の深さ0～20kmで発生した地震の震央分布を示す。楕円で囲まれたA, B, C, D, E領域はクラスターを示す。C領域では、北西－南東圧縮の逆断層型の発震機構解をもつ地震が顕著に見られ、C領域を除いた他の領域での地震の発震機構解の多くは、ほぼ東西圧縮・南北伸張の横ずれ断層型である。一方、フィリピン海プレートのスラブ内の地震ではクラスターは見られず、発震機構解はほとんど南北圧縮・東西伸張の横ずれ断層である。地殻内では、AからEまでの各領域の中央付近にある1つの地震を選択し、その地震の震源位置におけるCFFの時間変化を調べた。スラブ内では、地殻内で選択した地震の震源と緯度と経度が同じで、深さがプレート境界面から5km下の位置をA'～E'として、この位置におけるCFFの時間変化を調べた。これらの位置をTable 3.2.1に、断層のタイプをTable 3.2.2にそれぞれ示す。Fig. 3.2.7にはこの内、(a)C領域での横ずれ断層型、(b)D領域での横ずれ断層型、(c)C領域での逆断層型、(d)C'領域での横ずれ断層型のそれぞれ2つの節面における1サイクルのCFFの時間変化を示す。CFFの時間変化は、Fig 3.2.7(b)にD領域を代表として示しているように全体として単調に変化するが、他の図にあるようにC領域ではサイクルの途中で傾向変化が生じ、B領域でも同様の傾向を示す。このようなB及びC領域における地震の数十年前におけるCFFの大きな変化の原因は、Fig. 3.1.7に示さ

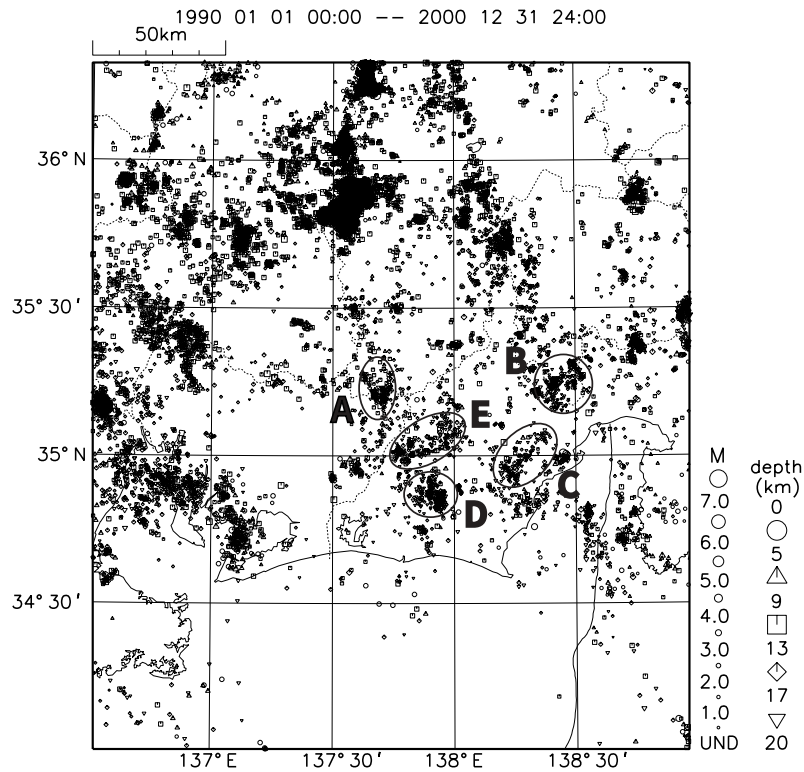


Fig. 3.2.6 Epicenters of earthquakes shallower than 20km from 1990 to 2000, determined by JMA. A, B, C, D and E encircled by ellipses represent seismic clusters.

Table 3.2.1 Observation points of CFF

Point	Latitude(°)	Longitude(°)	Depth(km)
A	35.21	137.68	13.3
B	35.23	138.43	17.3
C	34.97	138.26	16.6
D	34.88	137.90	15.2
E	35.19	137.88	15.3
A'	35.21	137.68	44.4
B'	35.23	138.43	23.8
C'	34.97	138.26	29.1
D'	34.88	137.90	34.8
E'	35.19	137.88	42.7

A, B, C, D, E: centers of the seismic clusters in the crust.

A', B', C', D', E': points in the slab 5km below the plate interface.

れているリング状高応力領域位置の時間変化により、B及びC領域の近傍を高応力領域が通過するためである。D領域の地震の数年前にCFFの増加現象が見られるが、これは、固着のはがれが原因として起こる。

Table 3.2.2 Strike, dip and slip of two nodal planes for the representative faults at the points in Table3.2.1

		Dip(°)	Slip(°)	Type
Plane 1	45	90	180	Strike
Plane 2	135	90	0	Strike
Plane 3	232.3	15	90	Dip
Plane 4	52.3	75	90	Dip
Plane 5	45	90	0	Strike
Plane 6	135	90	180	Strike

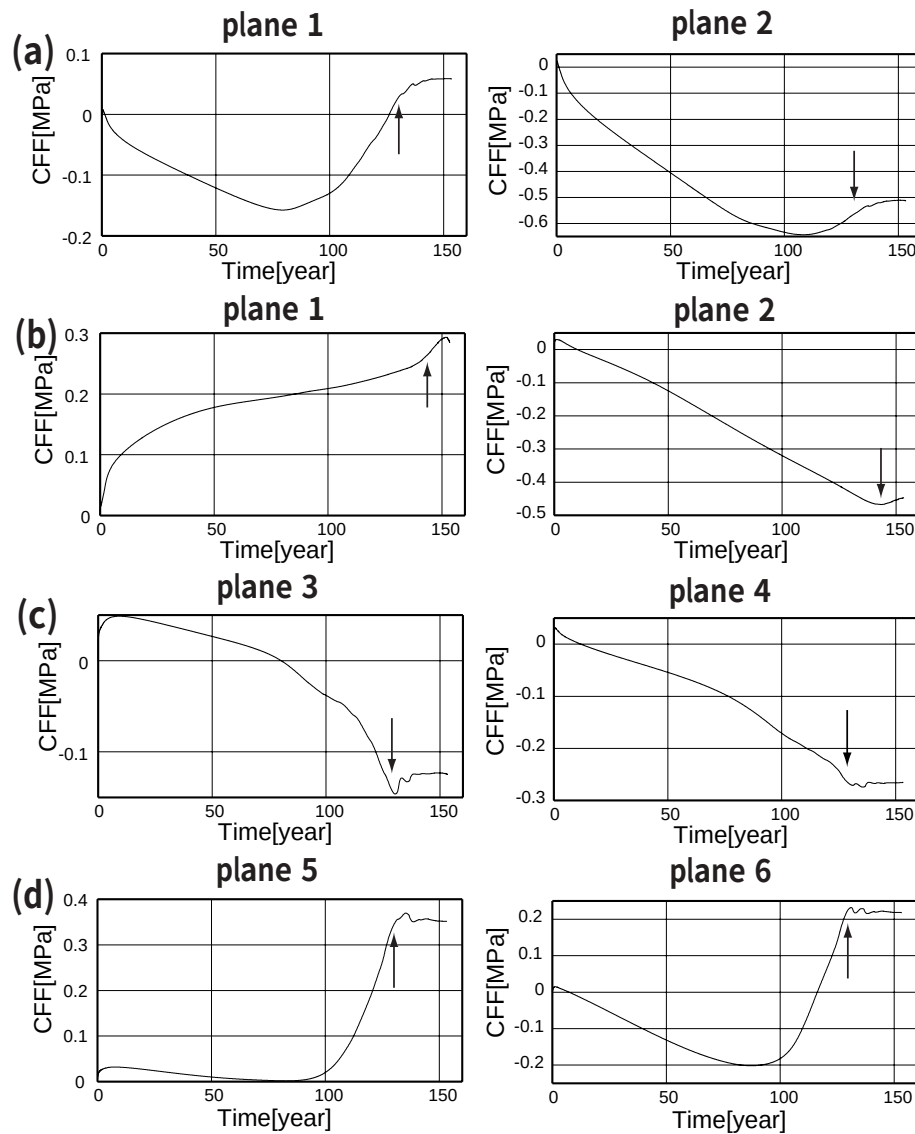


Fig. 3.2.7 Change of *CFF* in one cycle for fault planes listed in Table 3.2.2: (a) 1 and 2 in region C; (b) 1 and 2 in region D; (c) 3 and 4 in region C; (d) 5 and 6 in region C'. The arrows indicate times of considerable change in *CFF*.

(3) 発震機構解

発震機構解の時間変化について議論するため、応力の主軸から発震機構解を求める。Fig. 3.2.8の右下にあるように、応力テンソルの固有値の最小値(σ_1)、中間値(σ_2)、最大値(σ_3)の固有ベクトルが、それぞれP軸、N軸、T軸の向きとする。Fig. 3.2.8に示すように、プレート境界面より1 km上の位置での発震機構解は、前の地震直後と次の地震直前とでほとんど変化しない。安定すべりが起きているプレート境界のより深い領域での発震機構解はほとんど逆断層である。固着域では逆断層とならず、プレート境界面が大きく曲がっている位置(138°E, 34.9°N)に正断層が見られる。地震のプレスリップによる発震機構解の変化は、プレスリップ近傍に見られるが、そこでの主軸方向の変化量は、地震の数秒前で約10°となる。この領域での小さい地震の発震機構解の決定精度(Nakamura, 2002)を考慮すると、プレスリップによる発震機構解の変化から地震直前の前兆的变化を見つけるのは難しいと思われる。発震機構解が時間的にほとんど変化しない原因は、ある時間間隔における応力の相対変化を見ているクーロン破壊関数と異なり、発震機構解がある時点における応力の絶対量を見ているためである。

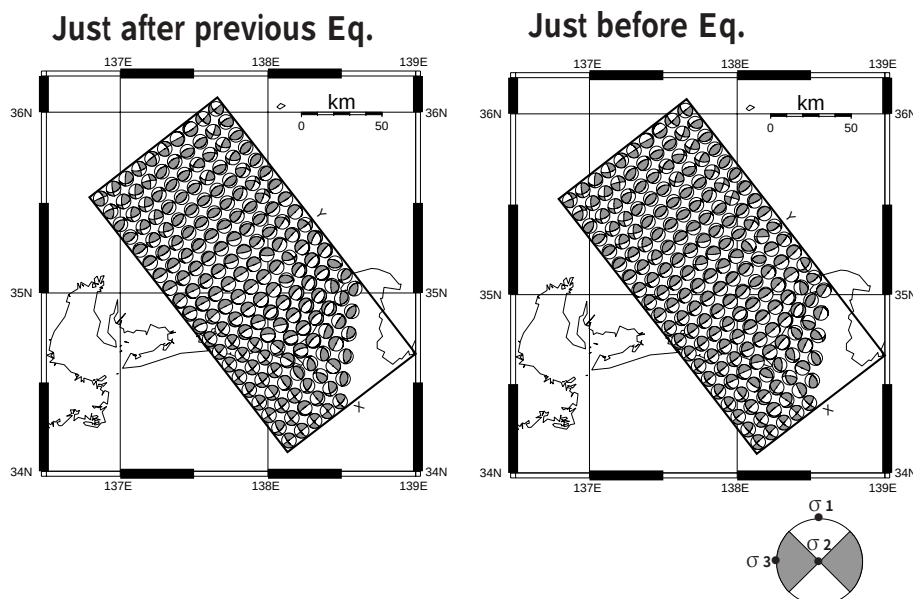


Fig. 3.2.8 Temporal change of the focal mechanisms 1km above the plate interface just after the earthquake (left) and immediately before the earthquake (right). The correspondence between a focal mechanism solution with the directions of the minimum (σ_1), intermediate (σ_2) and maximum (σ_3) principal stress axes is depicted in the bottom figure. Focal mechanisms are denoted by lower hemisphere projection (bottom right).

3.2.3 議論

(1) 地表面の歪変化

Fig. 3.2.9に示すように、石川・橋本(1999)は国土地理院の三角測量を解析し、東海地域の沿岸周辺でフィリピン海プレートの沈み込みによる圧縮が見られることを示した。圧縮の方向は北西-南東方向で、1885年から1989年の約100年間の歪速度の大きさは、 10^{-7} /年である。この値は、Fig. 3.2.2に示したシミュレーション結果とおおよそ一致する。Fig. 3.2.2に示したように、シミュレーションによって求められた地表での圧縮歪は固着域周辺直上で大きく、この傾向はFig. 3.2.9に示す観測結果にもみられる。一方、Fig. 3.2.2では縮みに比べて伸びの大きい領域が沈み込むスラブの深さ10km付近直上に見られるが、Fig. 3.2.9の観測結果には見られない。これは、伸びの大きい領域が沖合に位置しているためである。

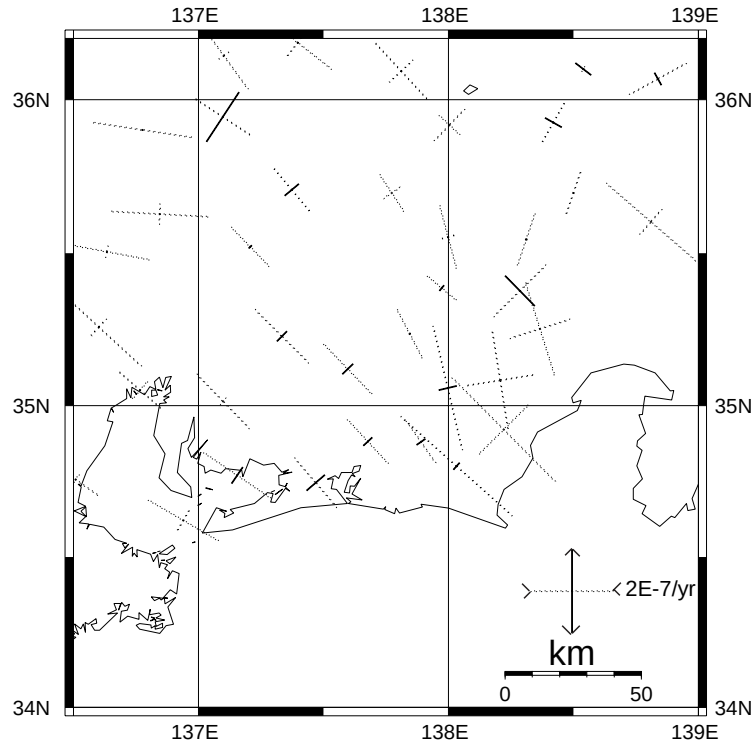


Fig. 3.2.9 Distribution of principal axes of strain rate obtained by triangular region. The solid lines indicate axes of extension, and the dotted lines indicate axes of contraction. Only the Tokai region from Ishikawa and Hashimoto (1999) was taken. The scales of strain rate are located at the bottom right of the map.

地震直前に 10^{-8} から 10^{-7} のオーダーの体積歪変化がみられるが、この体積歪変化はプレスリップ近傍の観測点でのみでしか捕えることができない。一方、歪の主軸の回転が $\pi/2$ に達し (Fig. 3.2.5), 伸び軸がプレスリップ領域を取り囲む (Fig. 3.2.4) というような多くの情報が得られることから、3成分歪計による観測が重要である。現在、東海地域には、3成分歪観測点は、掛川、佐久間、浜北、春野、本川根の5観測点のみであり (Fig. 3.2.1), 今後、プレスリップ領域を取り囲むように3成分歪計の設置を増やしていくことが、東海地震の前兆を捕えるために有効となるだろう。

(2) 地震の静穏化

3.2.2節の(2)で求めたCFFの変化 (Fig. 3.2.7) から、地震の数十年前にB及びC領域でのCFFの急激な変化によって地震活動の増加もしくは減少が観測されることが予想される。しかし、微小地震のカatalogが利用できるようになったのは1980年代初頭から (松村, 2002) で、まだ20数年しかたっており、リング状の高応力領域の通過による地震の増加もしくは減少は観測されていない。

$M \geq 2.5$ の顕著な静穏化が駿河湾西岸の特にBとC領域周辺で起きた (吉田・前田, 1990)。Wiemer *et al.* (submitted) は、この静穏化領域で微小地震のb値が大きくなったこと、その時間変化が地殻変動に見られる変化と対応していることを示した。また最近も微小地震活動の顕著な変化が東海地域で観測されている (松村, 2002)。Fig. 3.2.10は松村 (2002) による地殻内とスラブ内の微小地震の積算グラフである。地殻内の地震活動は1996年10月から静穏化している。スラブ内の地震活動は1999年8月に減少した後、2000年10月に再び増加し、2001年4月にはM5.1の地震が起きた。松村 (2002) は地震活動度の空間分布を詳細に調査し、固着域において地震活動の活性化域と静穏化域が棲み分けられていること、2000年10月にスラブ内の地震活動が再び増加した後もその空間パターンは変化していないことを示した。このような1990年代半ばからの地震活動の変化は、Fig. 3.2.7(b)に示されている地震数年前からのCFFの増加もしくは

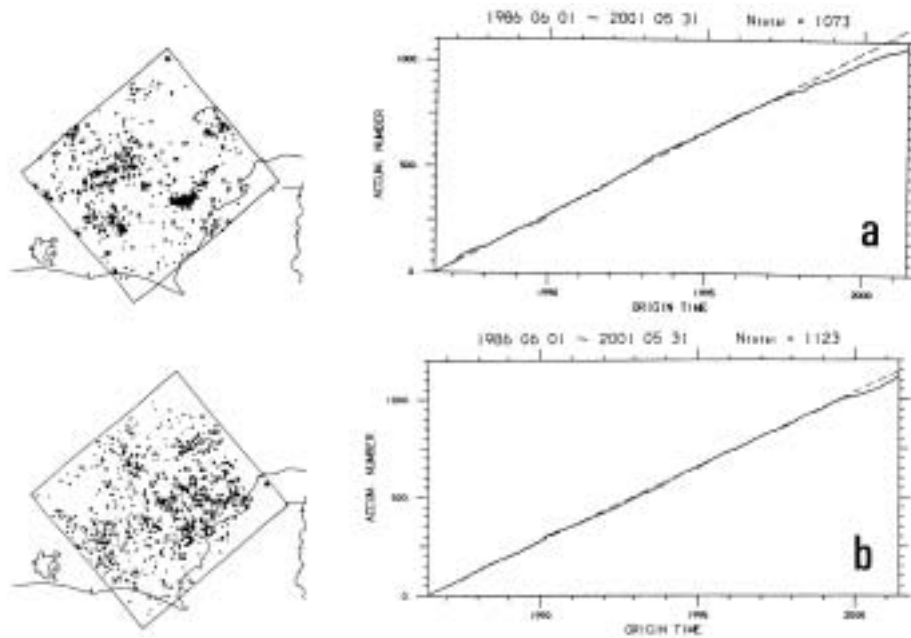


Fig. 3.2.10 Temporal change of cumulative frequency of micro-earthquakes in the locked region. (a) Hanging wall in the crust. (b) Foot wall in the subducted slab. Earthquakes with a magnitude of 1.5 or greater were sampled and counted after a declustering process. Taken from Matsumura (2002).

減少に対応するものかもしれない。しかし、この地震活動の変化やGPSによって見いだされた地殻変動の傾向変化 (Ozawa *et al.*, 2002) が東海地震の切迫性を示すかどうかは定かではない。歪の蓄積の加速と減速が、東海地域の北西—南東方向の2つの基線間で1978年から1997年までに6年から8年間隔で繰り返し起こっている (Kimata, 1992; 木股・山内, 1998)。このことは、巨大地震の準備過程でプレート運動のゆらぎや固着の強化と弱화가間欠的に発生し、地震活動に変動をもたらす可能性があることを示す。

(3) 固着域と発震機構解

Matsumura(1997)は微小地震の震源分布だけでなく、発震機構解の観測データを基に固着域の境界を見積もった。シミュレーション結果では、固着域近傍での発震機構解の空間分布は明確でないため、微小地震に基づいて固着域を決めることは難しい可能性がある。Fig. 3.2.11は、Fig. 3.2.1の $a-a'$ 断面内における仮想東海地震の10年前の時点でのP軸とT軸の分布を示す。Matsumura(1997)によると、P軸は固着域近傍でのプレート境界面に沿って下方に右回りとなる。シミュレーション結果からは、プレートの形状の影響を受けるが、固着域の境界ははっきりしない。これは、本モデルではプレート境界面が多くの小さいセルに分けられているため、すべりと応力の変化量はプレート境界の深さ方向に緩やかになるが、Matsumura(1997)では固着域を1つのセルで表現してバックスリップを与えているため、固着域の境界で応力に急な変化が生じるからである。有吉・他(2001)は2次元モデルで求めた相対的な応力 $\sigma_{ij}(t) - \sigma_{ij}(t_0)$ とMatsumura(1997)の発震機構解を比較した。ここでの t_0 は、ある基準とした時間である。しかし、発震機構解の変化を議論するためには、相対応力 $\sigma_{ij}(t) - \sigma_{ij}(t_0)$ ではなく、それぞれの時点における絶対応力を用いるべきである。Fig. 3.2.8に示したように発震機構解は時間的にはかなり安定しているため、東海地震の前兆を捕えることは難しい。時間的な安定性は、式(3.1.2)の基準となる摩擦係数 μ が応力 $\sigma_{ij}(t)$ の大きさを決定することによる。Fig. 3.2.12(a)に示すように、Matsumura(1997)によって見積もられた固着域とSagiya(1999)によるGPSデータのインバージョンによって得られたバックスリップ領域は一致しない。後者は前者に比べて50kmほど南の海域にある。Fig. 3.2.12(b)に示す本モデルでの高応力領域は、Fig. 3.2.3に示したすべりの小さな領域と一致し、Matsumura(1997)の固着域とSagiya(1999)のバックスリップ領域の中間に位置する。

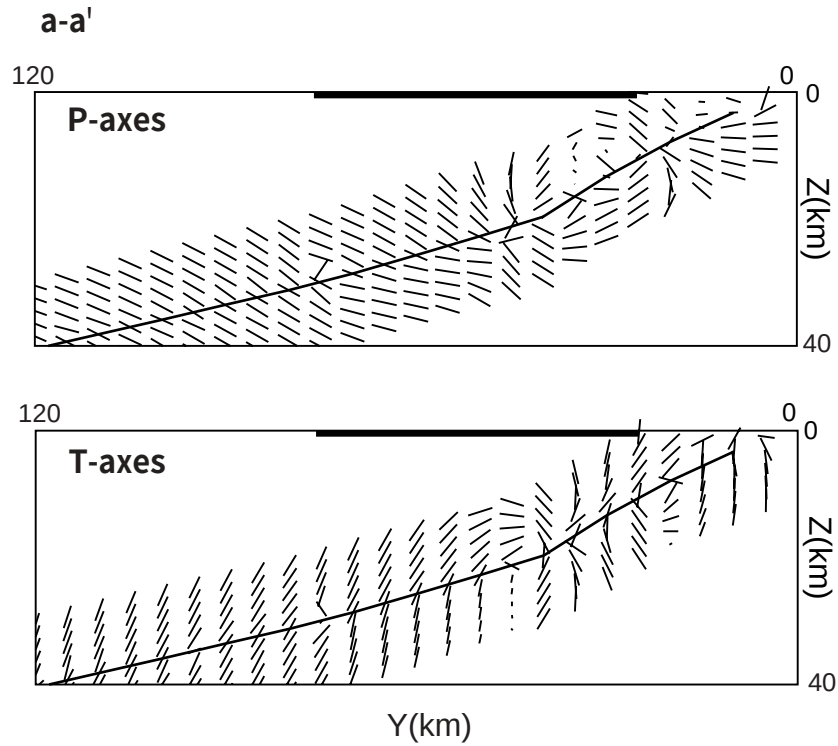


Fig. 3.2.11 Cross section of P axes (top figure) and T axes (bottom figure) at $a-a'$ line in Fig.3.2.1. P axes and T axes indicated by the short bars are projected on a vertical section 10 years before the earthquake. The heavy line on Y axes designates the coupled region. The thin curve shows the plate interface. Each is plotted at 5km intervals from 0km to 120km in Y direction and 2km within 10km of the plate interface in Z direction.

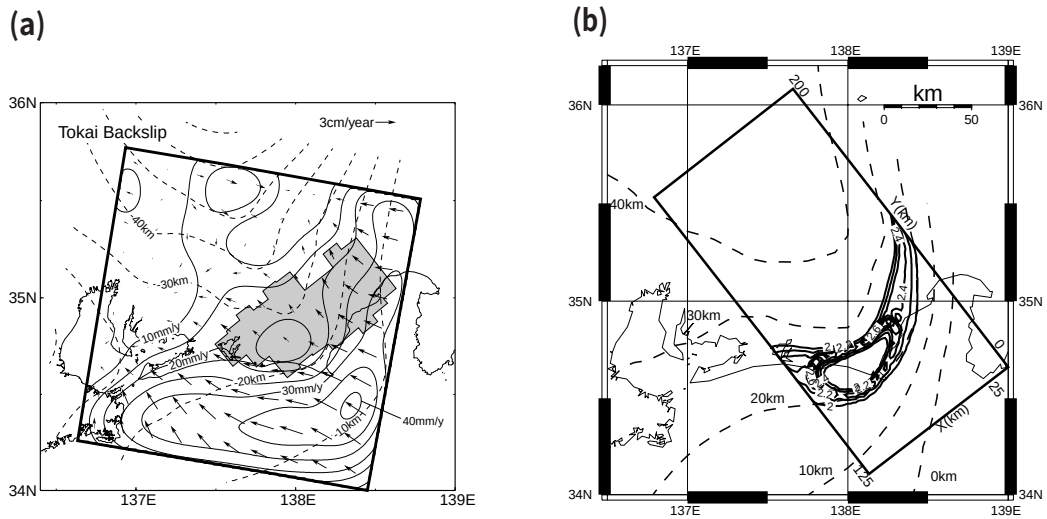


Fig. 3.2.12 (a) Distribution of the backslip in the Tokai district. Arrows and solid contours represent direction and magnitude of backslip at each point on the plate interface. Dashed lines represent depth contours of the plate boundary configuration. The shaded area is Matsumura's (1997) locked zone estimated from seismicity data. Taken from Sagiya (1999). (b) Solid contours designate the shear stress distribution exceeding 2MPa on the plate interface 20 years before the earthquake.

(4) 広域応力場の影響

観測される発震機構解を説明するため、プレートの固着に起因する応力場（ここでは、シミュレーション結果から得られた応力場）に加えて、東海地域に作用する広域応力場を考慮する。Fig. 3.2.13は、野口(1998)による地殻内とスラブ内の発震機構解のP軸とT軸の方位角の水平分布である。この図からわかるように、地殻内の地震は東西方向から南東－北西方向に最大圧縮応力場を持ち、スラブ内の地震は東西方向から北東－南西方向に最大伸張応力場を持つ。Harada and Yoshida(2002)は、フィリピン海プレートの沈み込むスラブの形状がスラブ内の地震を発生させる主な原因の一つであることを指摘した。Miyazaki and Heki(2001)は、地殻内での南北方向の伸張により地殻内の東西圧縮が引き起こされることを提案した。これらの広域応力場をプレートの固着に起因する応力場に加えることによってどれだけ発震機構解（プレートの固着に起因する応力場から求められたもの）が変化するか調べる。Fig. 3.2.14（上）は、地殻内の深さ15kmの地点での想定東海地震の10年前の発震機構解を示す。Fig. 3.2.14(下)は、東西圧縮と南北伸張の向きに3MPaの大きさの応力場を加えたものである。その結果、発震機構解は、逆断層から横ずれ断層3に変化する。Fig. 3.2.15(上)は、プレート境界の1 km下のスラブ内での想定東海地震の10年前の発震機構解である。Fig. 3.2.15(下)に示されているように、3 MPaの東西伸張応力場を加えると、発震機構解はより横ずれ断層的になる。観測される発震機構解にさらに一致させるためには、スラブの湾曲（Harada and Yoshida, 2002）と媒質の不均質性によって引き起こされる広域応力場の空間変化を考慮する必要がある。

(5) 本モデルの将来の展望

Fig. 3.2.16とFig. 3.2.17は、本モデルによる地表面の変位の空間分布（地震20年前から17年前）とGPS観測結果（1997年4月から2000年4月）を比較したものである。本モデルでは、フィリピン海プレートが駿河トラフから沈み

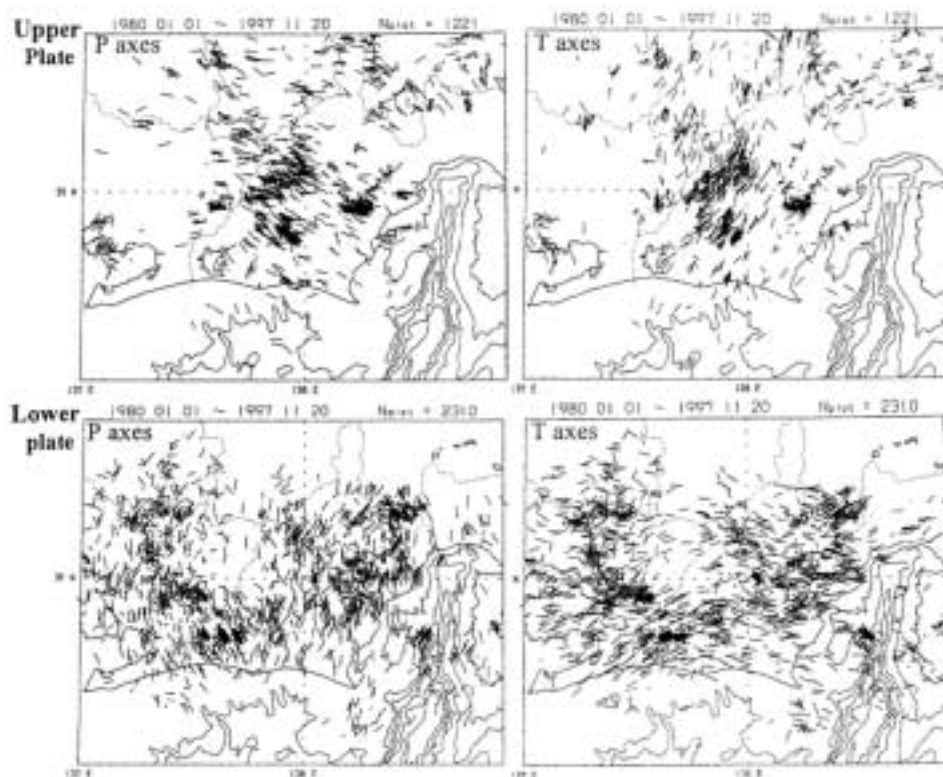


Fig. 3.2.13 Horizontal distributions of azimuths of P and T axes of earthquakes in the crust and the subducting slab. Taken from Noguchi (1998).

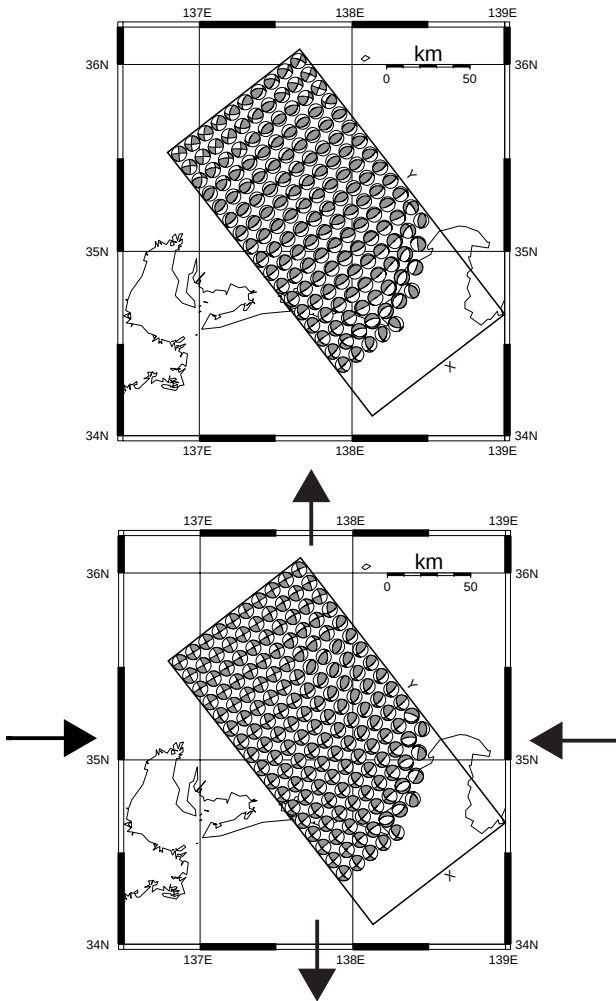


Fig. 3.2.14 Focal mechanisms with a regional stress field added to the original stress field of 10 years before the earthquake 15km in depth in the crust. Original stress field (top) and 3MPa compressional stress field in E-W direction, and 3MPa extensional stress field in N-S direction are added (bottom).

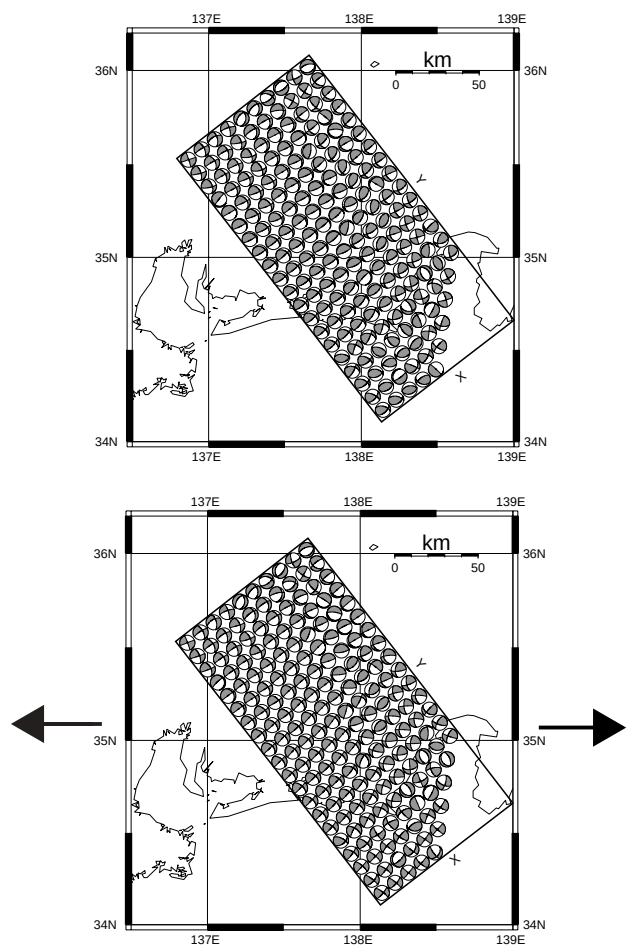


Fig. 3.2.15 Focal mechanisms with a regional stress field added to the original stress field of 10 years before the earthquake 1km below the plate interface. Original stress field (top) and 3MPa extensional stress field in E-W direction are added (bottom).

込んでいると仮定し、伊豆ブロックの衝突を考慮していない。また、プレートがN52°W方向に沈み込んでいると仮定しているため、求められる水平変位はほとんど北西-南東方向になる。このような制限があるにもかかわらず、駿河湾西岸の上下変位の大きさは、モデル結果と観測結果との間で良い一致がみられる。愛知県付近でGPSによって観測されている隆起は、シミュレーション結果では地震前150年から100年の間に見られるが、地震に近づくで見られなくなる。主歪の大きさにおいてシミュレーション結果（Fig. 3.2.2）と最近100年間の測地測量結果（Fig. 3.2.9）を一致させるには、固着域を若干海側にずらす必要があり、そうすることによって本モデルが改善される可能性がある。

（黒木英州）

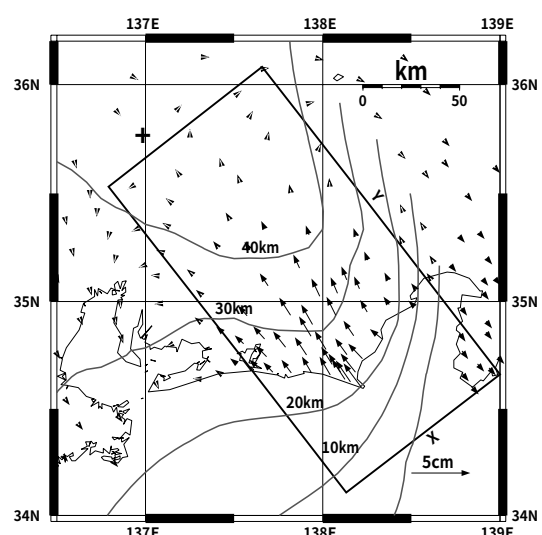
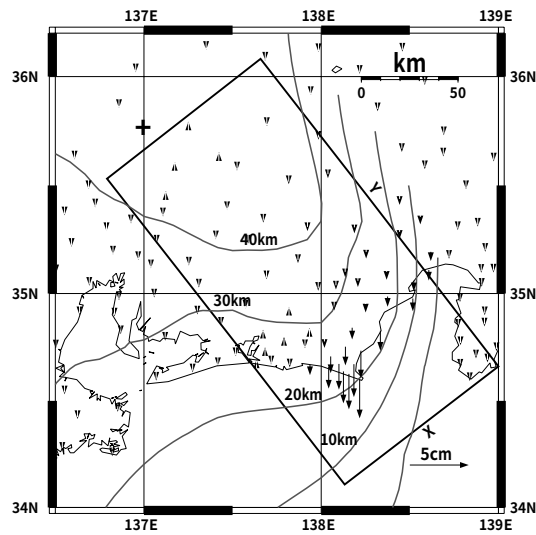
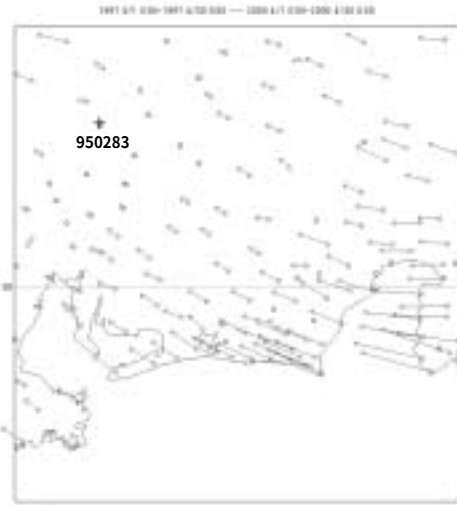
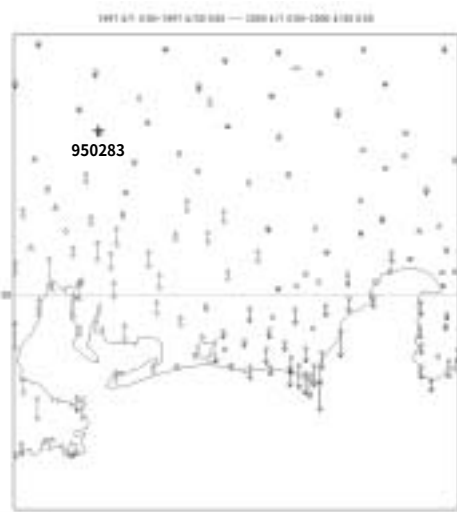


Fig. 3.2.16 Comparison of vertical displacements relative to station 950283 (35.75° latitude, 136.98° longitude) obtained by GPS observation and by simulation. Results by GPS from April 1997 to April 2000 where abnormal values exceeding 30cm are omitted (top). Results by simulation from 20 years to 17 years before the earthquake (bottom).

Fig. 3.2.17 Comparison of horizontal displacements relative to station 950283 (35.75° latitude, 136.98° longitude) obtained by GPS observation and by simulation. Results by GPS from April 1997 to April 2000 where abnormal values exceeding 30cm are omitted (top). Results by simulation from 20 years to 17 years before the earthquake (bottom).

謝辞

国土地理院の石川典彦博士，京都大学防災研究所の橋本学博士には，東海地域の歪速度の結果を提供して頂いた。防災科学研究所の松村正三博士，野口伸一博士，名古屋大学の鷺谷威博士には図の提供をしていただいた。

参考文献

- 有吉慶介・加藤尚之・長谷川 昭, 2001: 東海地域における近年の地殻変動及び地震活動の変化に関する数値シミュレーションによる検討, 地学雑誌, **110**, 557-565.
- Harada, S. and A. Yoshida, 2002: Configuration of the Philippine Sea slab and seismic activity in the Tokai region, central Japan, In Convergent Plate Boundary. Eds. Fujinawa, Y. and Yoshida, A., Terra Sci. Pub. Co., Tokyo., pp. 237-246.
- 石川典彦・橋本 学, 1999: 測地測量により求めた日本の地震間の平均的な地殻水平ひずみ速度(II), 地震2, **52**, 299-315.
- Kato, N., M. Ohtake, and T. Hirasawa, 1997: Possible mechanism of precursory seismic quiescence: regional stress relaxation due to preseismic sliding. *PAGEOPH*, **150**, 249-267.
- Kimata, F. 1992: Strain event in 1985-1987 in the Tokai region, central Japan. *J. Phys. Earth*, **40**, 585-599.
- 木股文昭・山内常生, 1998: 光波測距による東海地域における辺長変化(1978-1997年), 地震2, **51**, 229-232.
- King, G. C. P., R. S. Stein and J. Lin, 1994: Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am*, **77**, 935-953.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai and T. Nishimura 2002: Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- Matsumura, S. 1997: Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface. *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- 松村正三, 2002: 東海の推定固着域における1990年代後半の地震活動変化, 地震2, **54**, 449-463.
- Miyazaki, S. and K. Heki, 2001: Crustal velocity field of southwest Japan: subduction and arc-arc collision. *J. Geophys. Res.*, **106**, 4305-4326.
- Nakamura, M. 2002: Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and S waves. *Phys. Earth Planets. Inter.*, **130**, 17-29.
- 野口伸一, 1998: 東海地域の地震のメカニズム, 規模別頻度分布および空間分布, 地震予知連絡会会報, **59**, 323-336.
- Stein, R. S. 1999: The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, **402**, 605-609.
- Sagiya, T. 1999: Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Ukawa, M. 1982: Lateral stretching of the Philippine Sea plate subducting along the Nankai-Suruga trough. *Tectonics*, **1**, 543-571.
- Wiemer, S., A. Yoshida, K. Hosono, S. Noguchi, and H. Takayama: Correlating seismicity and subsidence in the Tokai region, Central Japan, *J. Geophys. Res.*, (in submitted).
- 吉田明夫・前田憲二, 1990: 駿河湾西岸域の地震活動に現れた静穏化現象, 地震2, **43**, 27-42

3.3 周辺域巨大地震の影響評価

3.3.1 はじめに

南海－駿河トラフに沿って巨大地震が90年から150年間隔で繰り返し起きてきた（石橋・佐竹, 1998）。1854年に安政東海地震と安政南海地震が、約31時間の間をおいて発生し、これらの大地震から約90年後の1944年に東南海地震、1946年に南海地震が起きた。1854年の安政東海地震では駿河湾内まで破壊されたが、1944年の東南海地震では駿河湾内は破壊されなかった。そのため、駿河湾内では、巨大地震、いわゆる東海地震がいつ起きてもおかしくないと言われている（Ishibashi, 1981）。しかし、東海地震はまだ起きていない。1944年の東南海地震で駿河湾内が破壊されなかった理由として、Mogi(1981)は1891年に起きた濃尾地震（M8.0）によって東海地域の歪が解放されたためであると考えた。Pollitz and Sacks(1995)は、彼らが求めた濃尾地震の断層パラメータに基づいて、濃尾地震によって解放される歪量は駿河湾西岸で約 4×10^{-6} であると見積もった。駿河湾周辺域での歪蓄積速度は、 0.2×10^{-6} 年であり、これらの結果から、彼らは、濃尾地震が東海地震の発生を約 $4 \times 10^{-6} / (0.2 \times 10^{-6} / \text{年}) = 20$ 年遅らせる影響を与えたと考えた。

Kato and Hirasawa(2000)は、すべり速度／状態依存摩擦構成則を用いた2次元モデルでの地震サイクルシミュレーションで、アウターライズ（海溝外縁隆起帯）で起きた地震による応力擾乱を地震サイクルの途中で与えることによって、その影響を評価した。その結果、アウターライズで起きた地震が正断層であれば次に起こる地震を早め、逆断層であれば次の地震を遅らせることを示した。本節では、東海地域の周辺で起きた1891年の濃尾地震、1923年の関東地震、1944年の東南海地震による応力場の擾乱を3.1節及び3.2節で用いた3次元モデルに与え、周辺域での地震の発生が地震サイクルにどのような影響を及ぼしうるかについて調べた。

3.3.2 モデル

Fig. 3.3.1に3次元シミュレーションのモデル領域と周辺域巨大地震の断層モデルの位置を示す。3.1節、3.2節で利用したものと同じモデル領域のプレート境界面上へ周辺域巨大地震による応力の擾乱を与えることによって、周辺域巨大地震の東海地震への影響を評価する。それぞれの地震の断層パラメータをTable 3.3.1に示す。各断層面上ですべりは一様であるとする。Fig. 3.3.2は、周辺域巨大地震の影響を含めない場合の固着域の中心位置（ $x=93.3\text{km}$, $y=49.6\text{km}$, $z=22.6\text{km}$ ）におけるすべりの積算を示す。3番目の地震を1854年の安政東海地震とし、4番目の地震を次の想定東海地震とみなす。Fig. 3.3.2では周辺域巨大地震の影響を含めていないため、3.1節で求めたように地震周期は約150年となり、Pollitz and Sacks(1995)のモデルでの地震周期125年とは異なる。しかし、ここでのわれわれの目的は、次の東海地震の起こる時期を定量的に推定することではなく、プレート境界面上の応力場が周辺域巨大地震によってどのように変化し、そのことが東海地震の発生にどのような影響を与えるのかということにあるので、この周期の違いは問題とならない。

Fig. 3.3.3は1854年の安政東海地震から周辺域巨大地震が起こるまでの時間 T_p を示す。周辺域巨大地震による東海地震の発生時期への影響を定量的に評価するために、これらの地震が起こる時点（例えば、濃尾地震の場合ではEQ3の地震の37年後）でのモデル領域のプレート境界面上での応力場と速度場に、周辺域巨大地震によるプレート境界面上の応力場と速度場の擾乱を加える。いま、 R_m はモデル領域のセルの集合で R_n^l は l 番目の周辺域巨大地震の断層面の集合であるとする。せん断応力は式(3.1.1)を用いて計算し、 l 番目の周辺域巨大地震によるプレート境界面上の i 番目のセルの中心でのせん断応力の擾乱 $\Delta \tau_i$ は、以下のように計算される。

$$\Delta \tau_i = \tau_i^{(2)} - \tau_i^{(1)} = - \sum_{k=1}^{M^l} K_{ik}^l \Delta u_k^l \quad i \in R_m, k \in R_n^l \quad (3.3.1)$$

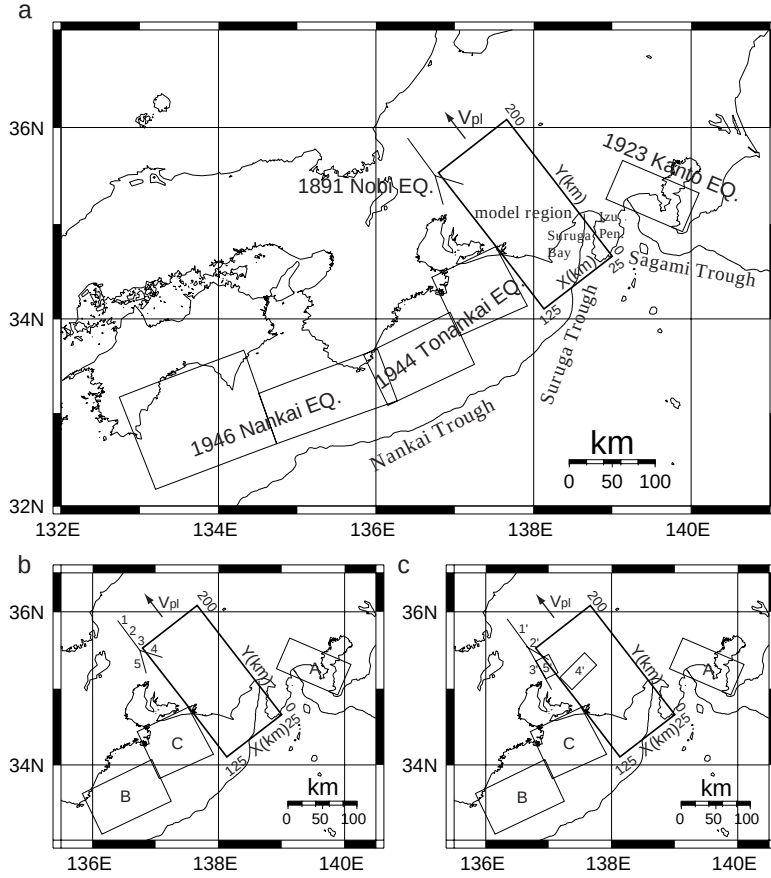


Fig. 3.3.1 (a) Horizontal projections of fault planes of the 1891 Nobi earthquake of $M8.0$ (Mikumo and Ando, 1976), the 1923 Kanto earthquake of $M7.9$ (Matsu'ura and Iwasaki, 1983), the 1944 Tonankai earthquake of $M7.9$ (Ishibashi, 1981), and the 1946 Nankai earthquake of $M8.0$ (Ando, 1975), and the model region for a 3-D simulation of plate subduction. Direction of X axis is $S52.3^\circ W$, and direction of Y axis is $N37.7^\circ W$. The relative plate motion is assumed to occur in the Y-direction. (b) Horizontal projection of fault planes in case 5 of Table 3.3.2. Rectangle A represents the source region of the 1923 Kanto earthquake (Matsu'ura and Iwasaki, 1983), and rectangles B and C represent that of the 1944 Tonankai earthquake (Ishibashi, 1981). Numerals 1 to 5 indicate fault segments of the 1891 Nobi earthquake in the model by Mikumo and Ando (1976). (c) Horizontal projection of fault segments in case 6 of Table 3.3.2. Numerals 1' to 5' indicate fault segments of the Nobi earthquake in the model proposed by Pollitz and Sacks (1995).

ここで、 K_{ik}^l は l 番目の周辺域巨大地震の k 番目の断層面の単位転位による i 番目のセルの中心でのせん断応力、 Δu_k^l はその断層面上でのすべり量、 M^l は l 番目の周辺域巨大地震の断層の数である。 $\tau_i^{(0)}$ と $\tau_i^{(1)}$ は周辺域巨大地震の直前と直後のモデル領域のプレート境界面上のせん断応力を表す。状態変数 θ の変化は、 $\Delta \theta$ が Δt に比例し、すべり時間 Δt がかなり小さいことから無視できる。式(3.1.2)を使用すると、せん断応力の擾乱 $\Delta \tau_i$ と速度の対数変化 $\Delta \ln V_i$ の関係は、以下のように与えられる。

$$\Delta \tau_i = a_i \sigma_i^{eff} \Delta \ln V_i \quad i \in R_m \quad (3.3.2)$$

式(3.3.1)と式(3.3.2)から周辺域巨大地震直後のせん断応力場と速度場は次のように表される。

$$\begin{aligned} \tau_i^{(2)} &= \tau_i^{(1)} - \sum_{k=1}^{M^l} K_{ik}^l \Delta u_k^l \quad i \in R_m, k \in R_n^l \\ V_i^{(2)} &= V_i^{(1)} \exp \left(\frac{- \sum_{k=1}^{M^l} K_{ik}^l \Delta u_k^l}{a_i \sigma_i^{eff}} \right) \quad i \in R_m, k \in R_n^l \end{aligned} \quad (3.3.4)$$

ここで、 $V_i^{(0)}$ と $V_i^{(1)}$ は周辺域巨大地震直前と直後の速度である。

$$(3.3.3)$$

Table 3.3.1 Fault parameters of nearby large earthquakes

segment	Lat(°)	Lon(°)	d(km)	strike(°)	dip(°)	rake(°)	L(km)	W(km)	U(km)
1	35.88	136.39	0	145	90	45	18	15	1.40
2	35.75	136.51	0	145	90	45	18	15	4.25
3	35.62	136.62	0	145	90	0	16	15	7.00
4	35.50	136.72	0	107	90	53	33	15	2.50
5	35.50	136.72	2	163	90	315	34	13	1.40
1 6 31	35.91	136.34	0	144	90	0	51	33	7.00
2 6 31	35.55	136.64	0	120	90	34	38	33	1.80
3 6 31	34.99	137.05	8	332	90	45	70	25	1.40
4 6 31	35.31	137.76	8	225	45	90	50	35.4	7.62
5 6 31	35.21	137.15	15	241	31	90	20	35	4.20
A	34.92	139.89	3	293	26	142	93	53	4.60
B	33.52	137.25	3	245	24	113	110	70	4.00
C	34.14	137.92	20	245	24	113	80	80	4.00

Lat, Lon: latitude and longitude at the top right corner of the fault plane.

D: depth at the top of the fault plane.

strike: degrees measured clockwise from north.

dip: degrees measured down from the horizontal plane.

rake: slip angle. It is 0° for a pure left-lateral slip, and 90° for a pure reverse slip.

L: length of the fault plane.

W: width of the fault plane.

U: magnitude of the uniform slip on the fault plane.

1~5: fault parameters of the 1891 Nobi earthquake by Mikumo and Ando (1976).

1~5: fault parameters of the 1891 Nobi earthquake by Pollitz and Sacks (1995).

A: fault parameters of the 1923 Kanto earthquake by Matsuura and Iwasaki (1983).

B and C: fault parameters of the 1944 Tonankai earthquake by Ishibashi (1981).

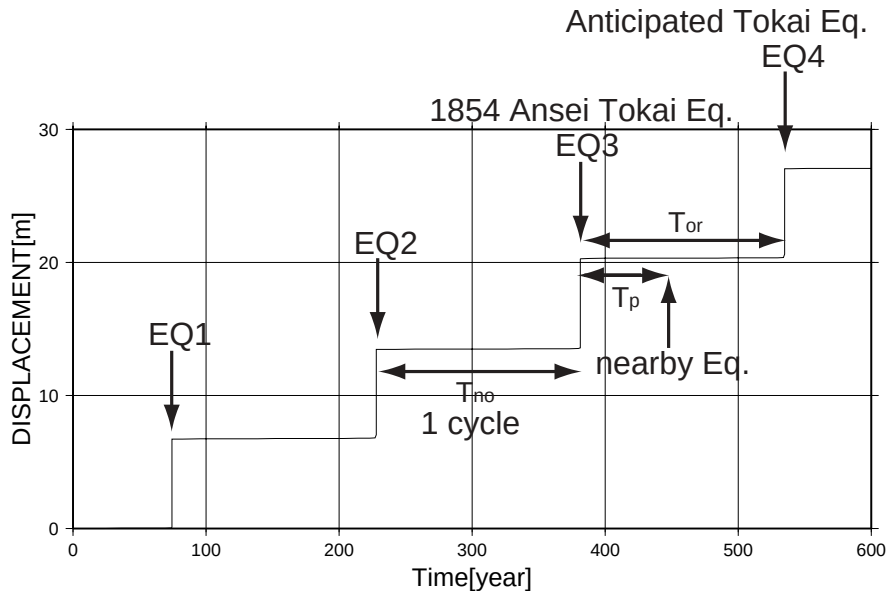


Fig. 3.3.2 Time evolution of the cumulative displacement at a point in the coupling region ($x=93.3\text{km}$, $y=49.6\text{km}$, $z=22.6\text{km}$) when effects of the nearby earthquakes are not taken into consideration. The downward arrows demonstrate times of interplate earthquakes (EQ1~EQ4). We presume the third and the fourth earthquakes in this diagram to be the 1854 Ansei Tokai and the anticipated Tokai earthquakes. The interval between the two interplate earthquakes is $T_{no}=153.5$ years. Nearby earthquakes are supposed to occur T_p years after EQ3. T_{or} is the modulated time interval between two interplate earthquakes.

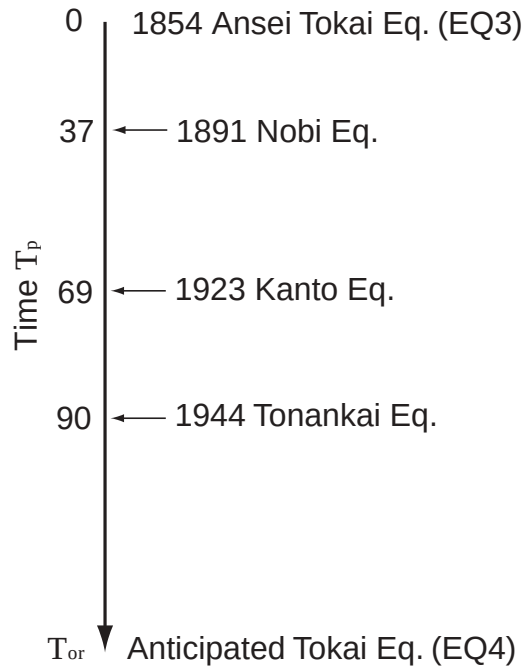


Fig. 3.3.3 Diagram of the time T_p of nearby earthquakes, which were investigated regarding their effects on the time of the anticipated Tokai earthquake T_{or} . The origin of the time is the 1854 Ansei Tokai earthquake.

3.3.3 結果

濃尾地震、関東地震、東南海地震の断層モデルは、これまでに多くの研究者によって求められてきた。今回の影響評価では、それらのモデルのうち、濃尾地震はMikumo and Ando(1976)及びPollitz and Sacks(1995)によるモデル、関東地震はMatsu'ura and Iwasaki(1983)によるモデル、東南海地震はIshibashi(1981)によるモデルを使用した。影響評価した事例をTable 3.3.2に示す。濃尾地震単独の場合 (case 1, case 2), 関東地震単独の場合 (case 3), 東南海地震単独の場合 (case 4), 及び3つの地震を合わせた場合 (case 5, case 6) の6つの事例について、影響を数値シミュレーションで見積もった。濃尾地震に関するcase 1とcase 2の間の主な違いは逆断層が含まれるかどうかである。

Fig. 3.3.4(a)は、case 1でのプレート境界面上でのせん断応力の擾乱を示す。0.1MPaのオーダーのせん断応力変化が深いところで起こっていることが分かる。Fig. 3.3.4(b)とFig. 3.3.4(c)はcase 1での濃尾地震の直前と直後でのせん断応力を示す。case 1の断層モデルでのせん断応力の擾乱は、安政東海地震の37年後でのプレートの沈み込みの進行過程で蓄積されたせん断応力の10分の1にしかない。シミュレーションによると、東海地震の発生はcase 1の場合で1.1年遅れる。この遅れは、地震領域の深部でせん断応力が減少し、プレートの沈み込みに伴ってせん断応力が蓄積されていた領域でその減少分をもう一度蓄積し直さなければならないためである。

Fig. 3.3.5(a)はcase 2でのせん断応力の擾乱を示す。逆断層下でのプレート境界面上でのせん断応力の減少は1MPaのオーダーに達する。断層4'の影響が特に顕著である。この場合、東海地震を28.5年遅らせる。この大きな遅れの原因は、地震領域の南西部分のせん断応力の減少が大きいことにある。Fig. 3.3.5(b)では地震領域の南西部分のせん断応力の高い赤い領域が、Fig. 3.3.5(c)では消えている。

Fig. 3.3.6(a)は関東地震 (case 3) によるプレート境界面上でのせん断応力の擾乱を示す。モデル領域のせん断応力の擾乱は約0.1MPaである。Fig. 3.3.6(b)とFig. 3.3.6(c)は関東地震の直前と直後のせん断応力を示す。関東地震によるせん断応力の擾乱は小さいが、地震領域のリング状の高応力領域の北東部分を強める働きをするため、東海地震を1.2年早める傾向になる。

Table 3.3.2 Change in timing of the anticipated Tokai earthquake due to effects of nearby earthquakes

Case	Nearby earthquake	segments*	T_p (years)	T_{or} (years)	$T_{or} - T_{no}$ (years)
1	1891 Nobi Eq.	1~5	37	154.6	1.1
2	1891 Nobi Eq.	1'~5'	37	182.0	28.5
3	1923 Kanto Eq.	A	69	152.3	-1.2
4	1944 Tonankai Eq.	B, C	90	144.7	-8.8
5	1891 Nobi Eq.	1~5	37	144.5	-9.0
	1923 Kanto Eq.	A	69		
	1944 Tonankai Eq.	B, C	90		
6	1891 Nobi Eq.	1'~5'	37	173.0	19.5
	1923 Kanto Eq.	A	69		
	1944 Tonankai Eq.	B, C	90		

* Fault parameters for each segment are shown in Table 3.3.1.

Case 1 : the 1891 Nobi earthquake by the model of Mikumo and Ando (1976)

Case 2 : the 1891 Nobi earthquake by the model of Pollitz and Sacks (1995)

Case 3 : the 1923 Kanto earthquake by the model of Matsuura and Iwasaki (1983)

Case 4 : the 1944 Tonankai earthquake by the model of Ishibashi (1981)

Case 5 : combination of models by Mikumo and Ando (1976), Matsuura and Iwasaki (1983), and Ishibashi (1981).

Case 6 : combination of models by Pollitz and Sacks (1995), Matsuura and Iwasaki (1983), and Ishibashi (1981).

T_p : elapsed time after the 1854 Ansei Tokai earthquake till the occurrence of nearby earthquake.

T_{or} : time interval between the 1854 Ansei Tokai and the anticipated Tokai earthquakes when effects of the nearby earthquakes are incorporated.

T_{no} : the presumed time interval (153.5 years) between the 1854 Ansei-Tokai and the anticipated Tokai earthquakes when effects of the nearby earthquakes are not taken into consideration.

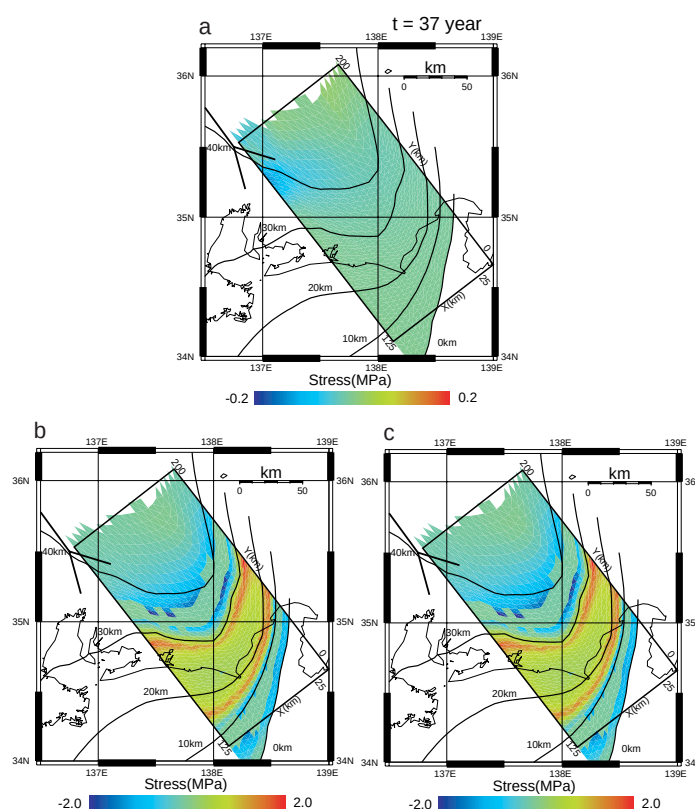


Fig. 3.3.4 (a) Perturbation of the shear stress on the plate interface produced by the Nobi earthquake in case 1. Red indicates regions where shear stress is increased, and blue indicates regions where shear stress is decreased. (b) Shear stress on the plate interface just before the Nobi earthquake, and (c) that just after the Nobi earthquake. The highly shear-stressed region is indicated by red, and the low stress region is blue.

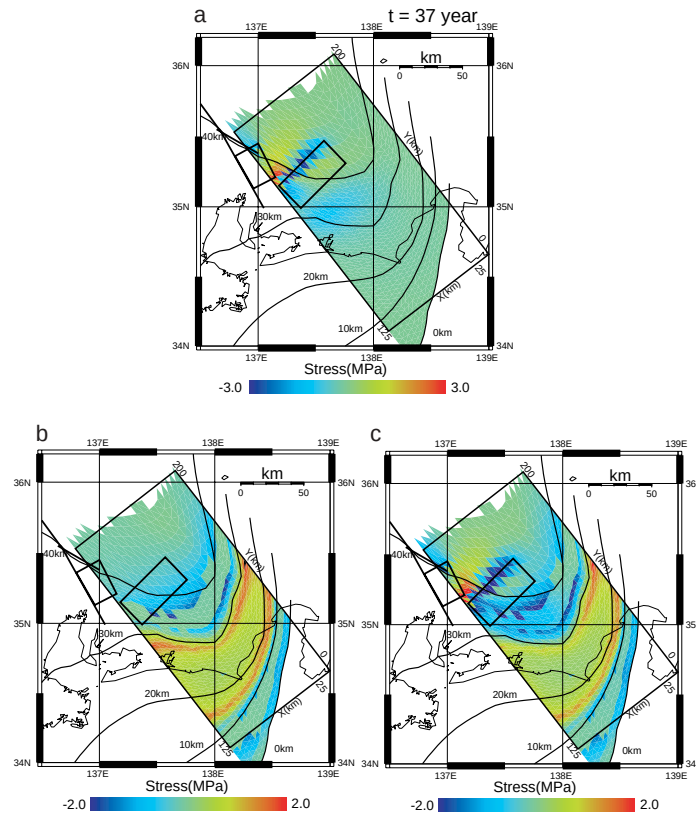


Fig. 3.3.5 (a) Perturbation of the shear stress on the plate interface produced by the Nobi earthquake in case 2. (b) Shear stress just before the Nobi earthquake, and (c) that just after the Nobi earthquake.

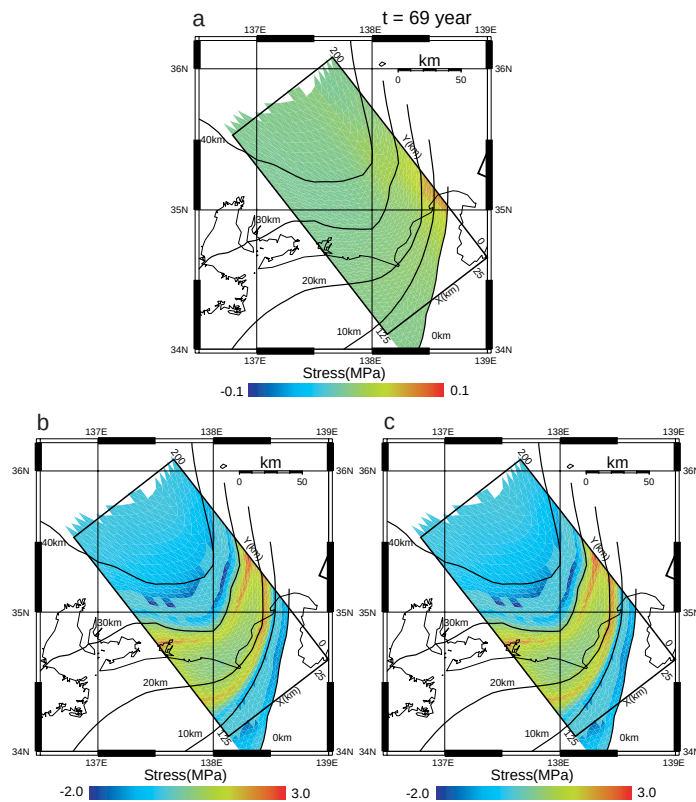


Fig. 3.3.6 (a) Perturbation of the shear stress on the plate interface produced by the Kanto earthquake in case 3. Shear stress (b) just before and (c) after the Kanto earthquake.

Fig. 3.3.7(a)は東南海地震 (case 4) によるせん断応力の擾乱を示す。擾乱の大きさは、約0.1MPaのオーダーとなる。石橋モデルの断層面はモデルの地震領域から離れているため、かなり小さくなる。東南海地震の直前 (Fig. 3.3.7(b)) と直後 (Fig. 3.3.7(c)) の応力分布を比較することにより、リング状の高応力領域は地震の後に応力が強められる。この応力の増加によって、東海地震の発生は約8.8年早められる。

case 5とcase 6は3つの地震を考慮した場合である。case 5はMikumo and Ando(1976)の濃尾地震のモデルを使用した場合、case 6はPollitz and Sacks(1995)の濃尾地震のモデルを使用した場合である。関東地震と東南海地震のモデルは共通とした。その結果、case 5では、約9.0年東海地震を早める。Table 3.3.2の $T_{or}-T_{no}$ (-9.0年) は、case 1 (+1.1年)、case 3 (-1.2年)、case 4 (-8.8年) のそれぞれの合計(-8.9年)にほぼ等しい。case 6では、約19.5年東海地震を遅らせる。この場合も、Table 3.3.2の $T_{or}-T_{no}$ (+19.5年) は、case 2 (+28.5年)、case 3 (-1.2年)、case 4 (-8.8年) のそれぞれの合計 (+18.5年) におおよそ等しい。

東海地震のすべり分布はすべての場合でほとんど同じで、モーメントマグニチュード M_w は約8.0となる。しかし、東海地震直前の応力分布が異なるため、地震直前の破壊開始点は、全ての場合で異なる (Fig. 3.3.8)。Table 3.3.2をまとめると、東海地震が起こるまでの期間 T_a は周辺域巨大地震の影響を受けて144年から182年の範囲となる。シミュレーションの結果では、Pollitz and Sacks(1995)の断層モデルによる濃尾地震の影響が大きく、関東地震と東南海地震の影響はそれほど大きくはならない。しかし、周辺域巨大地震の断層モデルやシミュレーションで使用する摩擦パラメータによって結果は大きく変わる。特に、1944年の東南海地震が東海地震に与える影響は断層モデルの選択に対してとても敏感である。Ishibashi(1981)のモデルがもう少し東側にあれば、東南海地震は東海地震を誘発したであろう。

3.3.4 まとめ

1891年濃尾地震、1923年関東地震、1944年東南海地震の応力の擾乱が東海地震に与える影響を見積もった。その結

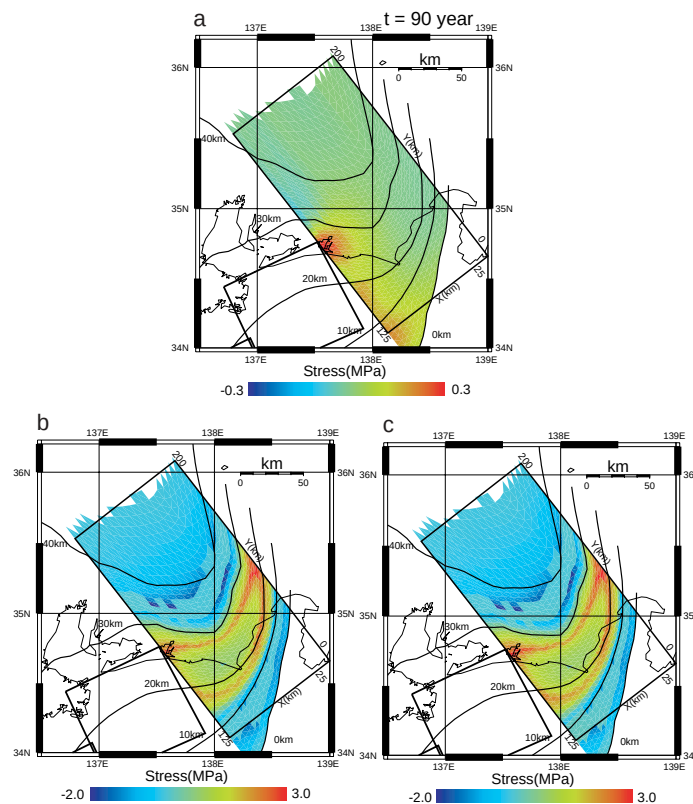


Fig. 3.3.7 (a) Perturbation of the shear stress on the plate interface produced by the Tonankai earthquake in case 4. Shear stress (b) just before and (c) after the Tonankai earthquake.

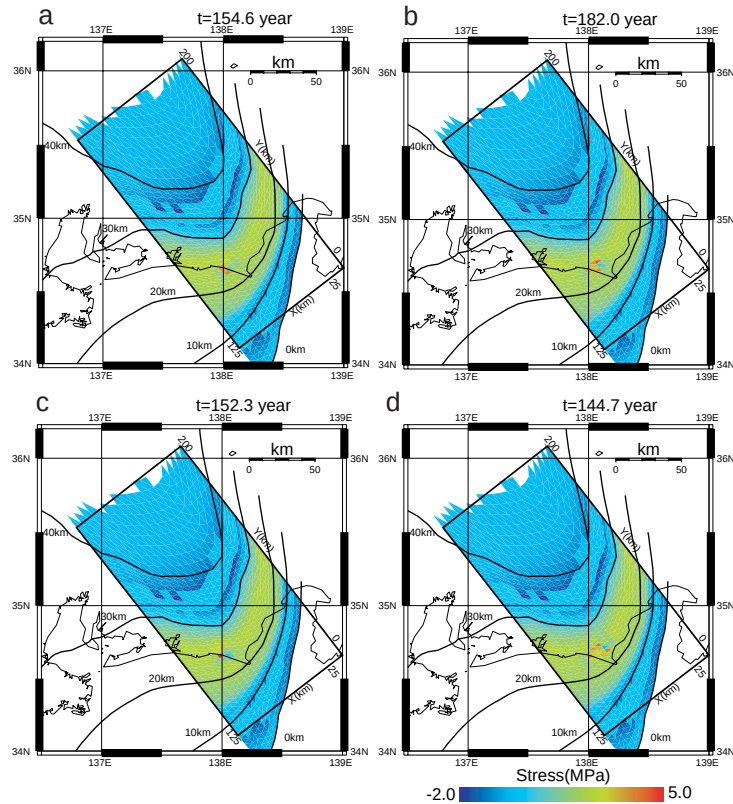


Fig. 3.3.8 Shear stress on the plate interface just before the anticipated Tokai earthquake in (a) case 1, (b) case 2, (c) case 3, and (d) case 4. The highly shear-stressed region is indicated by red, and low stress region is blue.

果，1891年濃尾地震は東海地震の発生を遅らせる方に，1923年関東地震と1944年東南海地震は発生を早める方に寄与することがわかった。想定東海地震の発生を遅らせるか早めるかは，プレート境界面上の固着域に周辺域巨大地震によって引き起こされた応力の擾乱の場所と大きさに依存する。特に，Fig. 3.1.7に示したリング状の高応力領域でせん断応力が強められるか弱められるかの影響が大きい。今回，6つの場合についてシミュレーションを行ったが，定量的評価の精度を高めることは現段階では難しい。その理由は，シミュレーションの結果が，周辺域巨大地震の断層の正確な位置，摩擦パラメータの与え方に大きく依存するためである。破壊開始点はそれぞれの場合で異なるが，その理由は，地震サイクルの途中段階でモデル領域周辺に巨大地震が発生すると，モデル領域における応力分布が変わるためである。今後，観測精度が上がり，より正確な断層モデルを作成することが可能となったり，さらにシミュレーションにおける摩擦パラメータの拘束条件が正確に求められたりすれば，より精度よく周辺域巨大地震の影響を見積もることが可能となるだろう。

(黒木英州)

参考文献

- Ando, M., 1975 : Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Ishibashi, K., 1981 : Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in *Earthquake Prediction : An International Review*, D. W. Simpson and P. G. Richards(Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 297-332.
- 石橋克彦・佐竹健治, 1998 : 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点，－日本付近のプレート沈

み込み帯を中心として一，地震2, **50**, 1-21.

Kato, N. and T. Hirasawa, 2000 : Effect of a large outer rise earthquake on seismic cycles of interplate earthquakes : A model study, *J. Geophys. Res.*, **105**, 653-662.

Matsu'ura, M. and T. Iwasaki 1983 : , Study on coseismic and postseismic crustal movements associated with the 1923 Kanto earthquake, *Tectonophysics*, **97**, 201-215.

Mikumo, T. and M. Ando, 1976 : A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, *J. Phys. Earth*, **24**, 63-87.

Mogi, K. 1981 : Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting, in Earthquake Prediction : An International Review, D. W. Simpson and P. G. Richards (Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 43-51.

Pollitz, F. F. and I. J. Sacks, 1995 : Consequences of stress changes following the 1891 Nobi earthquake, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 796-807.

3.4 スロースリップイベントの再現

3.4.1 はじめに

2000年10月頃から東海地域の浜名湖下のフィリピン海プレートの境界面上でスロースリップイベントが起きていることが国土地理院のGPSデータの解析によって見つかった (Ozawa *et al.*, 2002)。相当地震モーメントの累積量は、2004年2月までにモーメントマグニチュード M_w にして約7.0にまで達している (国土地理院, 2004)。Kimata (1992) と木股・山内 (1998) は東海地域における光波測距の観測から6～8年周期で歪の短縮の加速と緩和が反復し、プレートの収束運動にゆらぎがあることを推測した。スロースリップイベントは、他のプレートの沈み込み帯でも観測されている (Dragert *et al.*, 2001; Hirose *et al.*, 1999; Lowry *et al.*, 2001)。これらのスロースリップイベントは地震領域と非地震領域の遷移領域で起きており、数ヶ月から数年で M_w 6.6～6.8に達する。

Kato and Hirasawa (1999) は、2次元モデルですべり速度/状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1979; Ruina, 1983) に適用される摩擦パラメータの空間分布に不均質性を導入することによって、観測で得られるようなエピソード的な歪変化や非地震性すべりが発生することを示した。Shibazaki and Iio (2003) は3次元平面モデルで不安定-安定領域境界の遷移帯に着目し、すべり速度/状態依存摩擦構成則にカットオフ速度を導入することによってスロースリップイベントを再現した。

本研究では、プレートの幾何学的な形状とプレートの沈み込み方向を考慮した3次元モデルを用いて、深さ方向に対して摩擦パラメータに不均質性を与えることによって、東海地域の浜名湖下で現在進行中のスロースリップイベントをすべり速度/状態依存摩擦構成則で再現できるかどうか調査した。また、スロースリップ時の変位とせん断応力の変化及び地震直前のプレスリップの特徴についても調べた。

3.4.2 モデル

モデルはほとんど3.1節と同じであるが、異なる点はプレートの沈み込み方向を考慮した点である (Fig. 3.4.1)。プレートの相対速度の方向は、水準測量の解析から得られたバックスリップ分布の方向 (名古屋大学, 1999) を採用し、その大きさは近似的にすべての領域で4 cm/year (Seno *et al.*, 1993) とした。本節ではモデル領域を浜名湖も含むように西へ広げ、その幅を $S52^\circ W$ の方向に200km、深さを約40kmまでとした。モデル領域の両翼の境界における応力集中の影響を避けるために、両翼と中央部分の3つの領域に分けた。両翼の幅は20km、中央部分の幅は160kmとした。セル j での q 方向の変位量 $u_{q,j}(t)$ と、推定される相対速度 $V_{q,j}^p$ と時刻 t の積との差が断層面の食い違いを表す (Savage, 1983) ことから。セル i での p 方向のせん断応力は、

$$\tau_{p,i}(t) = \sum_{q=1}^2 \sum_{j=1}^N K_{pq,ij} (V_{q,j}^p t - u_{q,j}(t)) - (G/2\beta) V_{p,i}(t) \quad p, q=1,2 \quad (3.4.1)$$

となり、ここで、 $V_{p,i}(t)$ はセル i での p 方向の速度を示す。また、剛性率 $G=30\text{GPa}$ 、S波速度 $\beta=3.27 \times 10^3 \text{m/s}$ とした。すべり方向は、プレート面内で2次元的に変わり得るよう、セル1つにつき直交する2方向にとった。式(3.4.1)での相互作用係数 $K_{pq,ij}$ は、セル j での q 方向の単位転位によるセル i での p 方向のせん断応力を示す。すべり速度/状態依存摩擦構成則に従い、セル i での p 方向のせん断応力と同じ方向の摩擦力は、

$$\begin{aligned} \tau_{p,i}(t) &= \mu_i(t) \sigma_i^{\text{eff}} V_{p,i}(t) / V_i(t) \\ \mu_i(t) &= \mu_* + a_i \ln(V_i(t)/V_*) + \theta_i(t), \\ d\theta_i(t)/dt &= -(V_i(t)/L_i) [\theta_i(t) + b_i \ln(V_i(t)/V_*)] \end{aligned} \quad (3.4.2)$$

で与えられる (Dieterich, 1979; Ruina, 1983)。ここで、 $\mu_i(t)$ はセル i での摩擦係数、速度は $V_i(t) = \sqrt{V_{1,i}^2(t) + V_{2,i}^2(t)}$ 、 σ_i^{eff} は有効法線応力、 θ_i は状態変数、 a_i , b_i , L_i は摩擦パラメータである。 μ_* は基準となる摩擦係数、 V_* は任意の基準速度

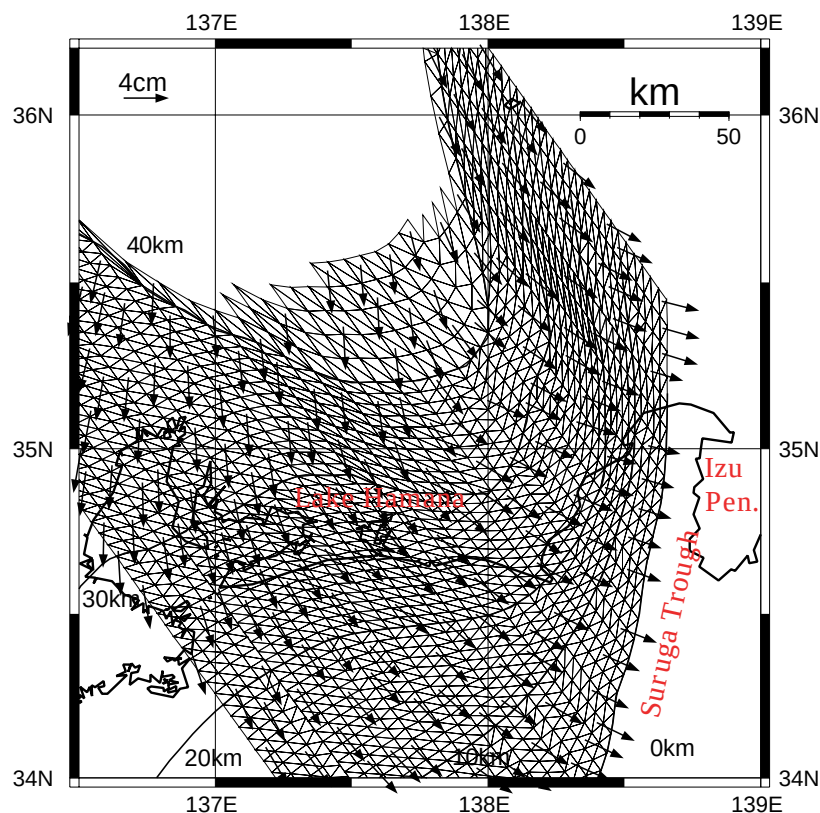


Fig. 3.4.1 Plate configuration in the Tokai region. The Philippine Sea Plate begins to subduct on the Suruga Trough. The curved solid lines show equi-depth contour lines of plate interface. Arrows indicate directions of the relative velocity of the Eurasian Plate (overriding plate) against the Philippine Sea Plate inferred from backslip analysis (Nagoya Univ., 1999). The triangles represent cells for which we calculated shear stress and slip.

である。また、プレート境界での間隙水圧の影響を考慮に入れ、有効法線応力は $\sigma_z^e = (\rho - \rho_w)gz_i$ で与える。ここで、 ρ (岩石の密度) = 2.8g/cm^3 , ρ_w (水の密度) = 1.0g/cm^3 , g (重力加速度) = 9.8m/s^2 , z_i はセル i での深さを表す。式 (3.4.1) のせん断応力と式 (3.4.2) の微分方程式の解き方は、3.1節と同様である。

定常すべり ($d\theta_i(t)/dt=0$) が起きている場合、摩擦係数は、式 (3.4.2) から $\mu_{st} = \mu_0 + (a_i - b_i) \ln(V_i(t)/V_0)$ となる。この式から、すべり速度弱化領域 ($a_i - b_i < 0$) では、不安定すべりとなり地震が起こりやすくなる。逆に、すべり速度強化領域 ($a_i - b_i > 0$) では、安定すべりとなり非地震性すべりが生じる。また、 $a_i - b_i$ には、温度依存性があることが岩石実験により指摘されている (Blanpied *et al.*, 1991)。摩擦パラメータ L_i は、断層のガウジの粒子サイズに依存する (Marone and Kilgore, 1993)。摩擦パラメータ L_i が小さい場合、摩擦強度はすべり量が増加すると急激に減少するために、不安定すべりとなる。一方、 L_i が大きい場合、摩擦強度はすべり量が増加しても、定常状態の摩擦係数 μ_{st} に至るまでに大きなすべり量が必要とされるため、安定すべりとなりやすい。摩擦パラメータ a_i , b_i , L_i は単純に深さの関数として与える (Fig. 3.4.2)。 $a_i - b_i < 0$ として与える地震領域は、地震活動 (Matsumura, 1997) 及び地殻変動 (Sagiya, 1999) から求められた固着域 (深さ約 10~30km に相当) に対応させた (Fig. 3.4.3(a))。また、上記に記したパラメータ L_i の特性に基づいて、深さ 22~27km で 15cm、それ以外では 5cm と設定し、パラメータ L_i に不均質性を与えた (Fig. 3.4.3(b))。この場合、 $a_i - b_i < 0$ の地震領域にパラメータ L_i の大きな値を与えることでスロースリップイベントを再現した。

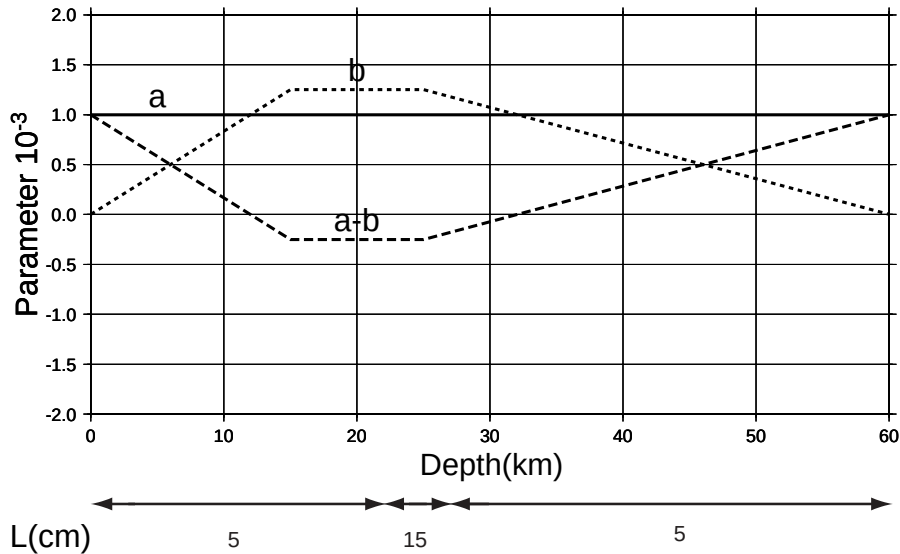


Fig. 3.4.2 Schematic representation of the depth variation of the value of friction parameters a , b , and $a-b$. The area where $a-b$ is negative corresponds to a seismic zone, and the zone where L_i is large is called an inhomogeneous region in the text.

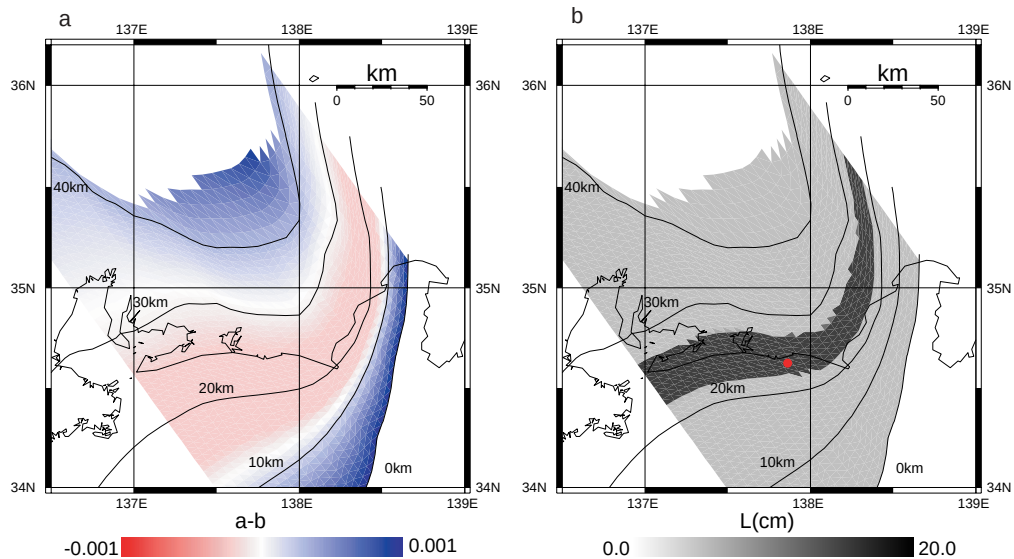


Fig. 3.4.3 (a) Spatial distribution of friction parameter $a-b$. The region where $a-b$ takes a negative value is red, and that where $a-b$ takes a positive value is blue. (b) Spatial distribution of friction parameter L_i in the Tokai region. The red circular point represents the site where slow slip events occur.

3.4.3 結果

Fig. 3.4.4に、Fig.3.4.3(b)に赤い点で示した位置における変位の時間変化を示す。この地点は、 $a_i-b_i < 0$ の地震領域内にあり、パラメータ L_i に不均質性を与えた場所である。矢印で示したところがスロースリップイベントを表す。初期条件に依存する1回目の地震サイクルを除くと、すべてのサイクルでほとんど同じようなすべりが生じ、地震の1サイクルは約450年となる。プレート境界面の固着域は各サイクルの最初のスロースリップイベントまで固着し、スロースリップイベントが発生するとその領域において固着の一部が解消する。地震の前に4回スロースリップイベントが起こり、5回目のスロースリップイベントから地震発生に至る。地震サイクルが3.1節の結果（約150年）に比べて長くなるのは、3.1節で用いたモデルに対して他の条件はそのままにしてパラメータ L_i だけに不均質を与えてスロー

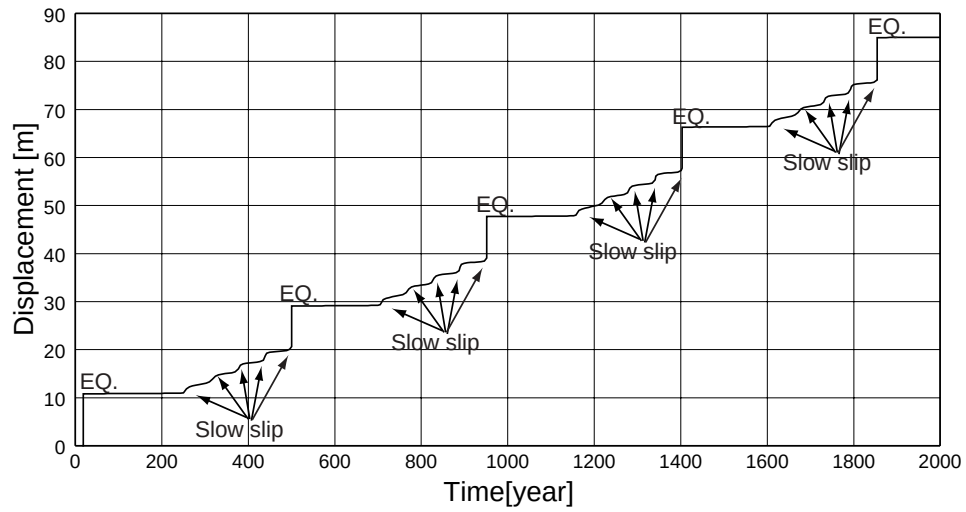


Fig .3.4.4 Time evolution of the cumulative displacement at the red circular point in Fig.3.4.3b.

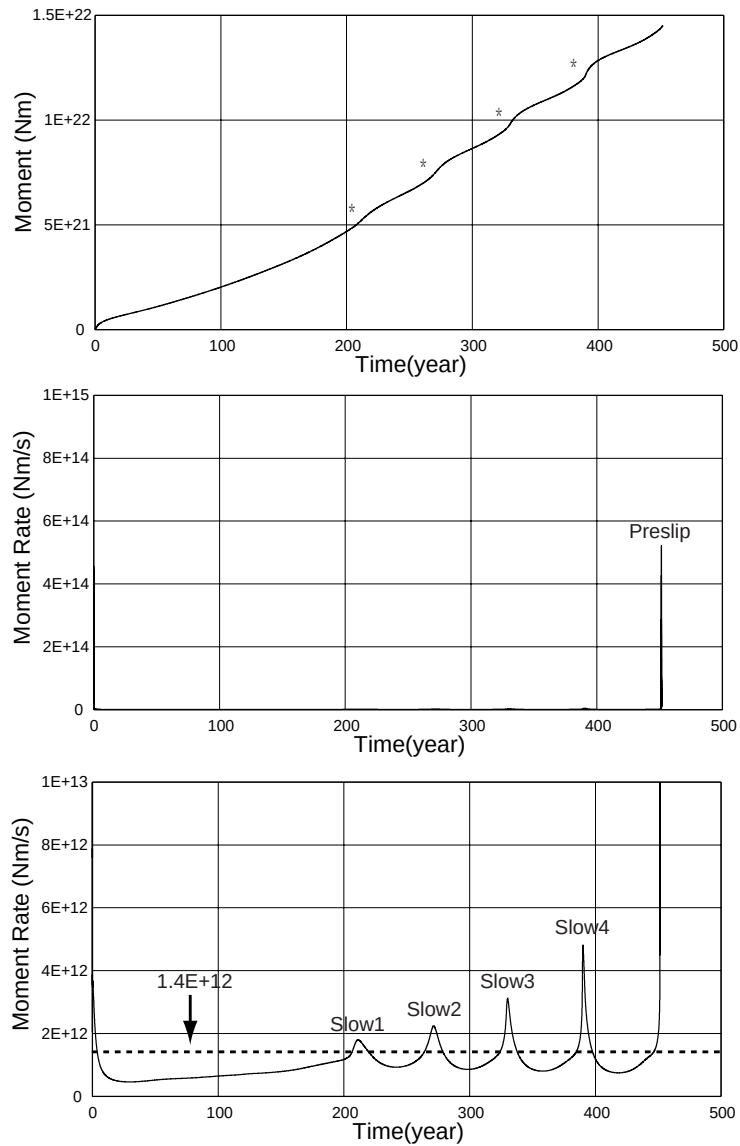


Fig. 3.4.5 Temporal change of cumulative moment (top), moment rate (middle) and magnified moment rate (bottom) in one cycle.

スリップイベントを再現したことにより、スロースリップイベントのたびに固着域の歪みが解消され地震発生に至らないためである。

全モデル領域での相当地震モーメントの積算量は、

$$M_0 = \sum_{i=1}^N G u_i S_i \quad (3.4.3)$$

で与えられる。ここで、 G は剛性率、 u_i はセル i でのすべり量、 S_i はそのセルの面積を示す。Fig. 3.4.5上段は全モデル領域での相当地震モーメントの時間変化を示したものであり、*はスロースリップが起きた時点を示す。前の地震から1回目のスロースリップイベントまでの相当地震モーメントの積算量の時間変化は固着域より深い非地震領域の安定なすべりによってなだらかに増加する。プレスリップのモーメントレートは 10^{14} Nm/sのオーダーである（Fig. 3.4.5中段）のに対し、スロースリップのモーメントレートは 10^{12} Nm/sのオーダーである（Fig. 3.4.5下段）。現在、東海地域で継続しているスロースリップイベントのモーメントレートは 0.4×10^{12} Nm/sであり、モデルでのスロースリップイベントが起こる前の定常的な地殻変動でのモーメントレートは、約 1.0×10^{12} Nm/sと見積もられる。そこで、われわれはFig. 3.4.5下段の点線のラインの $(0.4+1.0) \times 10^{12}$ Nm/sを超える現象をスロースリップイベントであると見なし、以下では4回のスロースリップイベントを早い方からそれぞれSlow1, Slow2, Slow3, Slow4と呼ぶことにする（Fig. 3.4.5下段）。それぞれのスロースリップイベントの継続時間は、13.5年、15.2年、14.1年、13.2年となる。モーメントレートの最大値は、Slow1が最も小さく、その後のスロースリップイベントでは次第に大きくなる傾向が見られる。

Fig. 3.4.6にプレート境界面上のせん断応力の時空間変化を示す。高応力領域は赤で、低応力領域は青で示されている。リング状の高応力領域はSlow1の100年前に形成される（Kuroki *et al.*, 2002）。Slow1までは時間とともにリング状の高応力領域が小さくなるが、スロースリップイベントが起こることによって、摩擦パラメータ L に不均質を与えた領域で応力が解消される（Figs. 3.4.6(c), (d)）。その後、摩擦パラメータ L に不均質性を与えた領域に大きな応力が蓄積されるが、スロースリップイベント（Slow2, Slow3, Slow4）によって繰り返し応力が解消される（Figs. 3.4.6(e)~(j)）。本モデルでは、5回目のスロースリップイベントから地震に至る。5回目のスロースリップイベントによって不均質性を与えた領域に蓄積された応力が解消された後に引き続いて、より浅い領域にすべり領域が移動して地震に至る。

Fig. 3.4.7にスロースリップイベント時のプレート境界面上における変位場の時間変化を示す。ただし、スロースリップイベントが起こる前の定常的なすべりは除いてある。それぞれのスロースリップイベント（Slow1~Slow4）のモーメントマグニチュード（1年あたりのモーメントマグニチュード）は、7.5(6.7/年)、7.6(6.9/年)、7.7(6.9/年)、7.8(7.0/年)と求められる。モーメントマグニチュードは、イベントごとに大きくなる。また、不均質領域を中心にしてすべり量、すべり領域ともにイベントごとに大きくなる。Fig. 3.4.8に4つのスロースリップイベント時の1年あたりの水平変位を、国土地理院のGPS観測点について示す（固定点：大湊950241）。定常的なすべりを除いたため、水平変位の方向は南東を向いている。水平変位の方向はスロースリップイベントが生じていない定常的なすべりの時期には逆になる。水平変位の大きさとその変化の現れる領域の面積もスロースリップイベントごとに大きくなる傾向が見られる。

Fig. 3.4.9は、地震の破壊開始点（Fig. 3.4.10）の最も近くに設置されている気象庁の体積歪計観測点である御前崎における1サイクルの体積歪変化である。1日あたりの体積歪変化がスロースリップイベントとプレスリップでどの程度の違いがあるかを調べたものがFig. 3.4.11である。1日あたりの体積歪変化でみると、スロースリップイベントでは加速的な変化はみられないのに対して、地震直前のプレスリップでは加速的な変化がみられる。1日あたりの体積歪の大きさは、スロースリップイベントとプレスリップで大きな違いはなく、 10^{-9} ~ 10^{-8} のオーダーとなる。スロースリップイベントの歪変化量は、イベントごとに大きくなる傾向が見られる。しかし、プレスリップとスロースリップの歪変化にははっきりとした違いがみられる。スロースリップイベントはほとんど一定に変化しているのに対し、

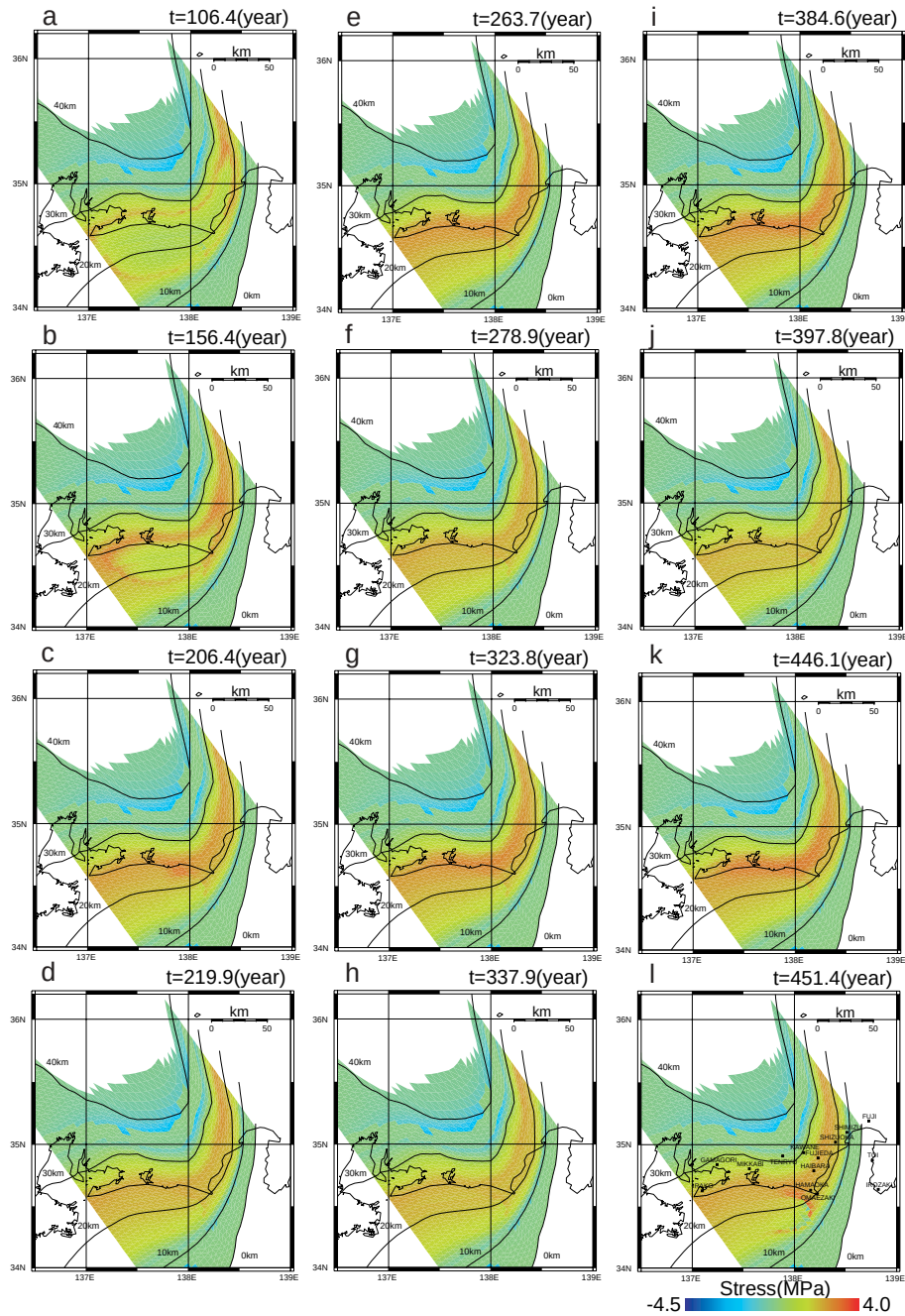


Fig. 3.4.6 Snapshots of spatial distribution of shear stress on the plate interface. The highly shear-stressed region is indicated by red, and the low shear-stressed region by blue. The upper right numerals represent elapsed time from the preceding earthquake: (a) about 100 years before Slow1, (b) about 50 years before Slow1, (c) just before Slow1, (d) just after Slow1, (e) just before Slow2, (f) just after Slow2, (g) just before Slow3, (h) just after Slow3, (i) just before Slow4, (j) just after Slow4, (k) just before Slow5, (l) just before earthquake.

プレスリップは加速的に変化している。Fig.3.4.5（下図）のモーメントレートの変化からも、スロースリップイベント時に加速的な変化の生じる様子が見られるが、プレスリップ時の変化に比べると時定数が大きいため、1日あたりでは加速的な変化がみられない。御前崎の観測点での体積歪の変化がスロースリップイベント時には伸びであるのに対し、地震直前のプレスリップでは縮みとなる。これは、スロースリップが起こる領域とプレスリップが起こる領域が異なり、体積歪観測点との相対的な位置関係が異なるためである。スロースリップは不均質領域（Fig. 3.4.3b）で、プレスリップはより浅い領域で生じる。5回目のスロースリップは地震の約5年前から不均質領域で起こり、そ

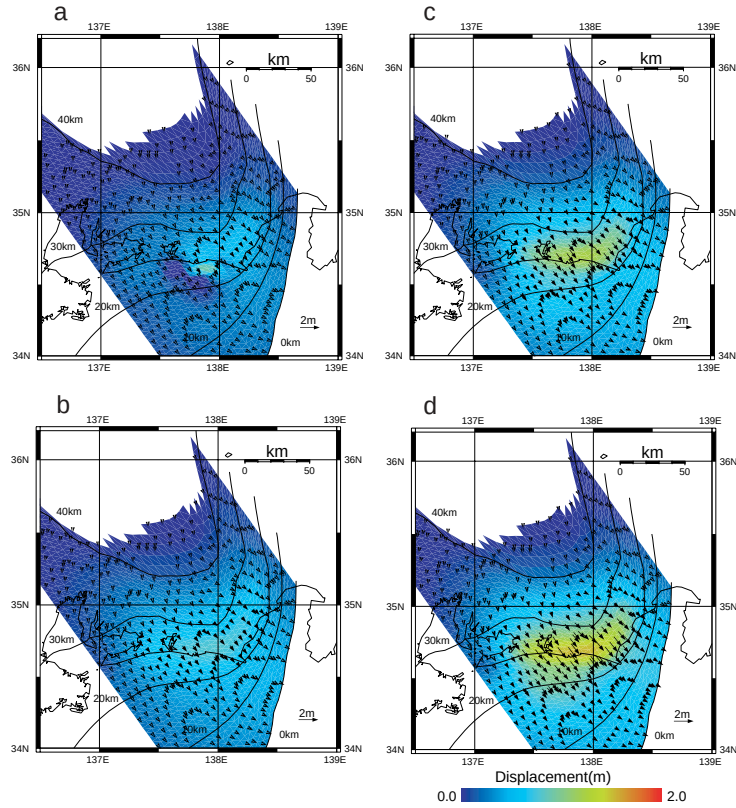


Fig. 3.4.7 Snapshots of spatial distribution of displacement on the plate interface during slow-slip events where the stationary slip is removed. Area of large displacement is red. (a) Slow1 (from $T_{sb}=206.4$ to $T_{se}=219.9$) : $M_w=7.5$ (6.7/year) (b) Slow2 (from $T_{sb}=263.7$ to $T_{se}=278.9$) : $M_w=7.6$ (6.9/year) (c) Slow3 (from $T_{sb}=323.8$ to $T_{se}=337.9$) : $M_w=7.7$ (6.9/year) (d) Slow4 (from $T_{sb}=384.6$ to $T_{se}=397.8$) : $M_w=7.8$ (7.0/year)

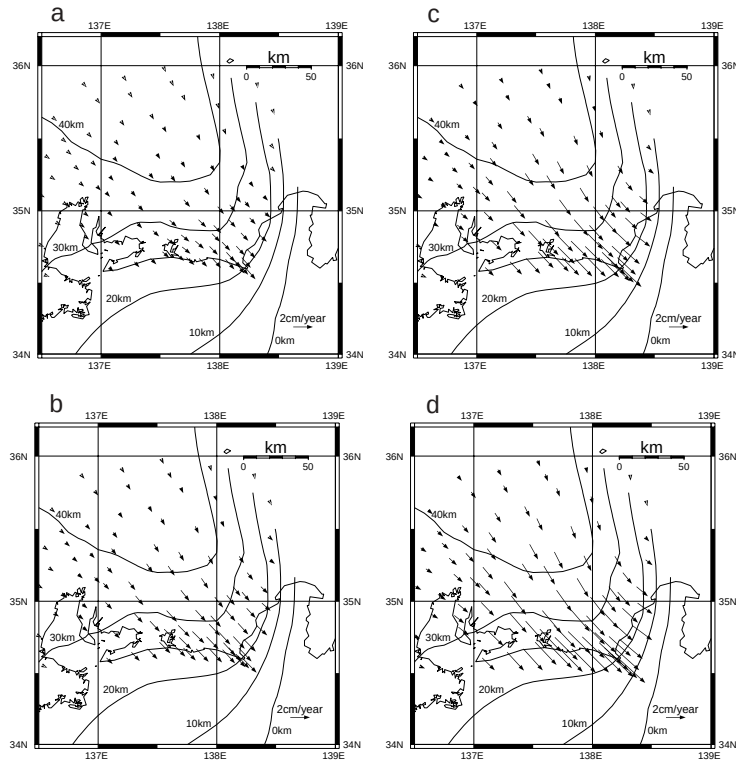


Fig. 3.4.8 Snapshots of spatial distribution of horizontal displacements relative to the station 950241 (37.23° latitude, 138.34° longitude) per year during slow-slip events at the GPS stations, where the steady state slip is removed. (a) Slow1 (b) Slow2 (c) Slow3 (d) Slow4.



Fig. 3.4.9 Temporal change of volumetric strain at the Omaezaki station during one cycle.

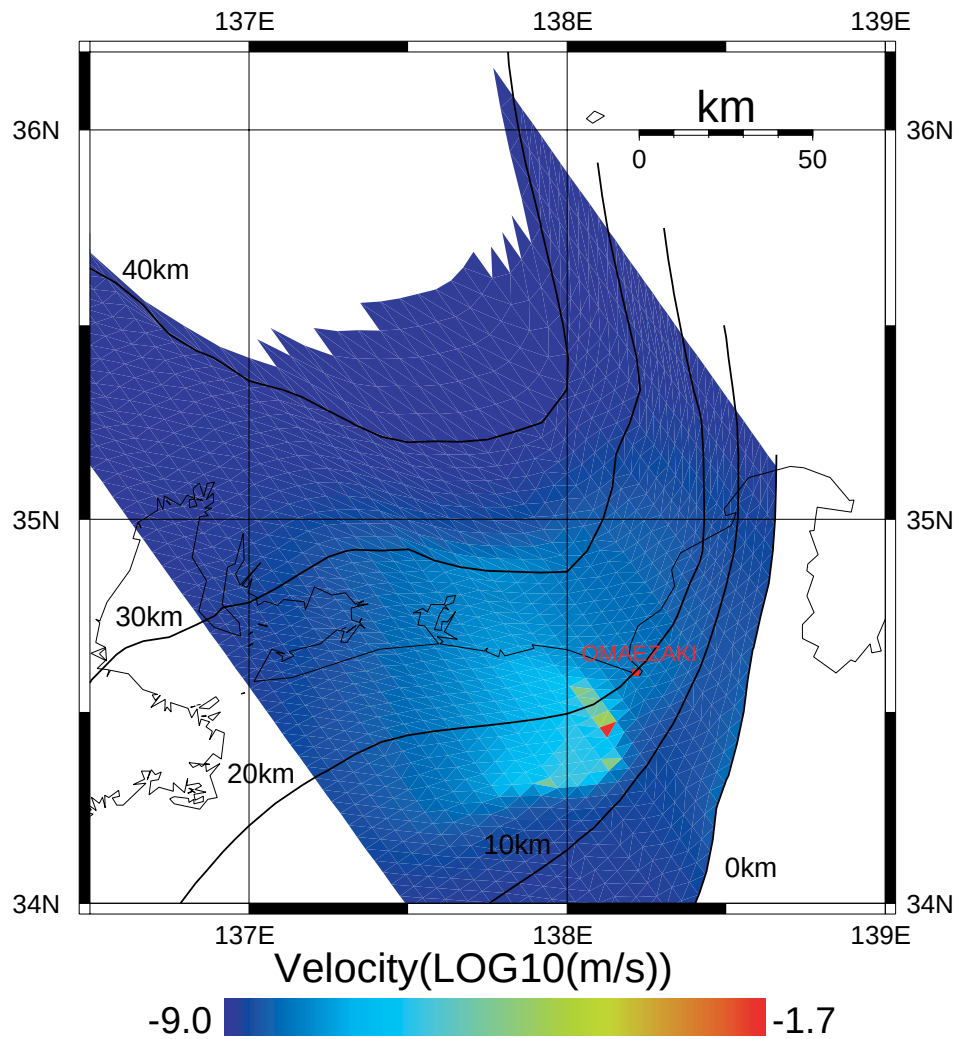


Fig. 3.4.10 Velocity distribution just before the earthquake. The rupture starts at the red triangle. The red square represents the location of the volumetric strainmeter at the Omaezaki station .

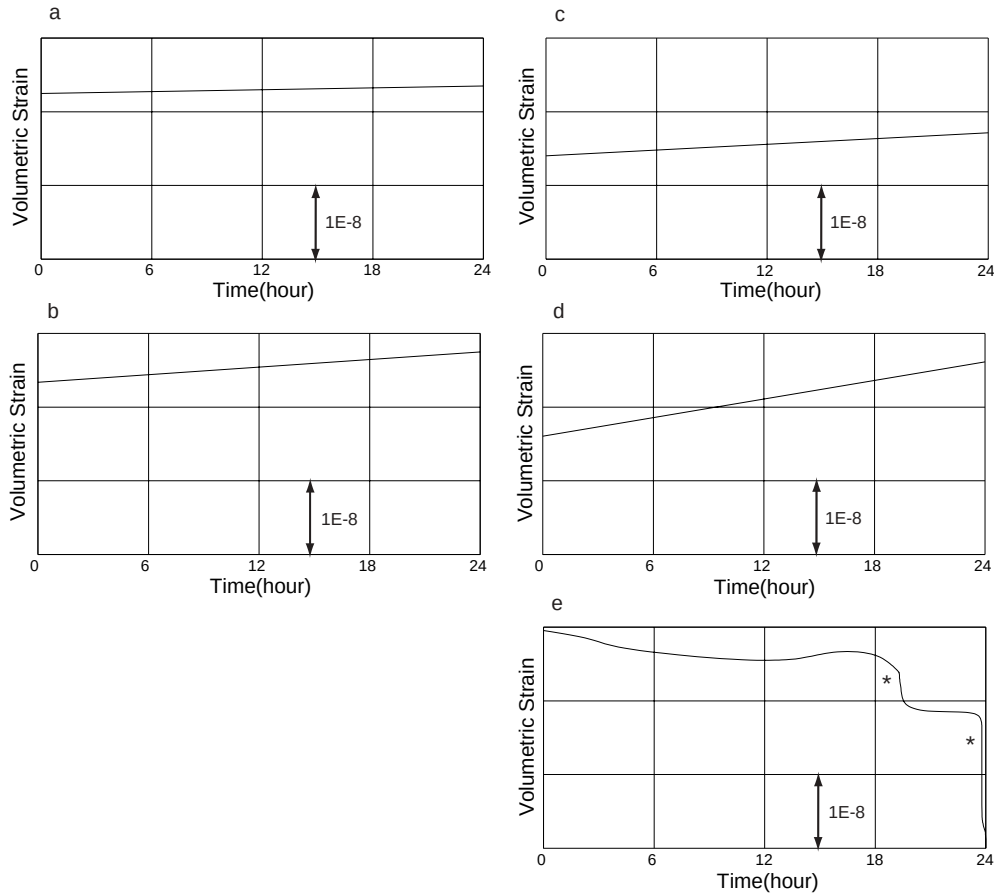


Fig. 3.4.11 Temporal change of volumetric strain at the Omaezaki station one day before the peak of moment rate for (a) Slow1, (b) Slow2, (c) Slow3, (d) Slow4, and (e) just before the earthquake.

の後浅い領域に応力が集中して深さ約16kmのところでプレスリップが起こり (Fig. 3.4.10), 地震に至る (Fig. 3.4.12)。

3.4.4 まとめ

摩擦パラメータ L_i に不均質性 (深さ約22~27km) を与えることによってスロースリップイベントを再現した。シミュレーションによって再現したスロースリップイベントの位置は、観測されているスロースリップイベントの位置 (Ozawa *et al.*, 2002) とほぼ同じになった。摩擦パラメータ L_i が大きい不均質領域にせん断応力が蓄積されるが、スロースリップイベントによって解放される。

スロースリップイベントによる御前崎近傍における1年あたりの水平変位は、南東方向に1~4 cmとなる (Fig. 3.4.8)。一方、現在、継続している東海スロースリップイベントによる変位は東南東に約2 cm/年である (Ozawa *et al.*, 2002)。シミュレーション結果とGPS観測の結果は、1年あたりの水平変位の大きさに関してほぼ一致しているが、スロースリップイベントの継続時間に関してはシミュレーション結果の方が観測結果よりも大きい。

東海スロースリップイベントによる歪変化は、気象庁の体積歪計では検出されていない (吉川, 2003)。しかし、地震前の加速が1日あたり 10^{-8} のオーダーとなれば、プレスリップによる歪変化を捉えることが期待できる。そこで、スロースリップイベントとプレスリップの歪変化の時間経過の違いに注目することは重要である。本研究のケースでは、1日あたりの歪変化はスロースリップイベントでは一定であるのに対し、プレスリップでは顕著な加速が見られる。

1回目から4回目のスロースリップイベントでは、地震破壊にまで至らないが、5回目のスロースリップイベント

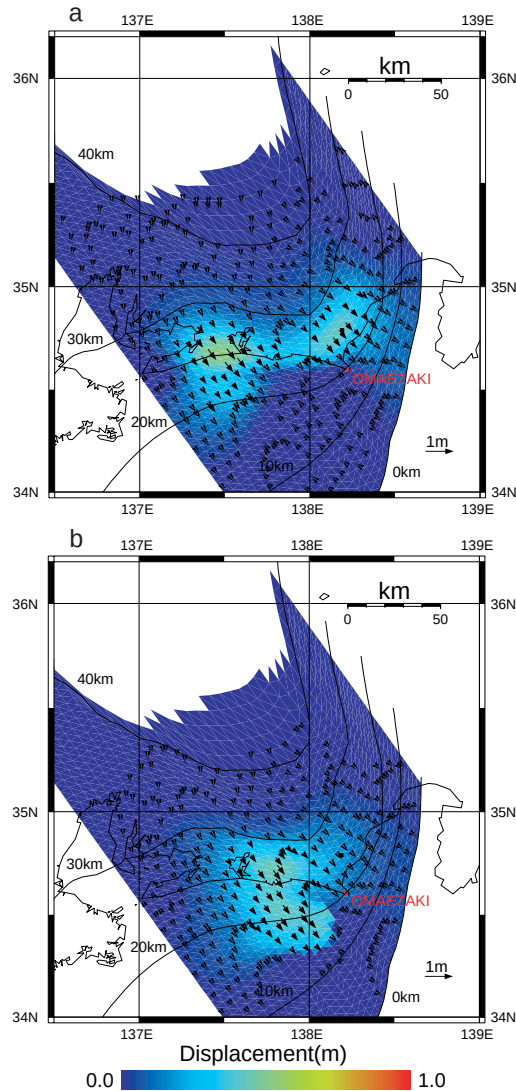


Fig. 3.4.12 Spatial distribution of displacement on the plate interface in the periods (a) from the start of the fifth slow slip event ($t=446.1$) to one year before the earthquake ($t=450.4$), and (b) from one year before the earthquake ($t=450.4$) to the preslip just before the earthquake ($t=451.4$). Stationary displacements are removed. The area of large displacements is yellow. The red square represents the location of the volumetric strainmeter at the Omaezaki station.

は地震の5年前から起こり地震破壊に至る。その理由として、不均質領域よりも浅い固着域にせん断応力の蓄積が進行しているためである (Fig. 3.4.6)。20km以下の深さで開始した5回目のスロースリップイベントは地震破壊のトリガーとなる (Fig. 3.4.12)。Linde and Sacks (2002) は1944年の東南海地震と1946年の南海地震の双方において地震破壊領域より深い領域でプレスリップが起きた可能性を指摘した。このモデル結果における5回目のスロースリップイベントからプレスリップへの移行はその現象に似ている。

スロースリップは浜名湖周辺のプレート境界面の緩やかな勾配の領域で大きいため (Fig. 3.4.12)，現在進行中の東海のスロースリップイベントの原因には、プレートの形状とプレート境界面上での摩擦パラメータの不均質性の両方が関係していると考えられる。中村・他 (2002) は、東海地域の深さ約25～35kmに高 V_p/V_s 領域が存在し、そこでは蛇紋岩が存在する可能性を指摘した。岩石実験では蛇紋岩はかなり複雑な挙動を示すが、一般的には非地震的な安定すべりを引き起こすことが知られている (Reinen *et al.*, 1991; Moore *et al.*, 1997)。このため、蛇紋岩が浜名湖周辺での摩擦パラメータの不均質性の原因となっている可能性もある。

この研究の目的は東海地域で起きているスロースリップイベントをシミュレーションによって再現することである。このモデルで得られたスロースリップイベントの位置と年あたりの大きさはよく一致している。しかし、スロースリップイベントの継続時間はかなり長い。摩擦パラメータが深さだけに依存していると仮定するのではなく、水平方向にも変化するとした二次元的な不均質性を考慮することによってより一層観測結果に近づけることが可能となるだろう。以上のことから、すべり速度／状態依存摩擦構成則で東海地域のスロースリップをある程度再現できることが分かった。今後、地震周期、スロースリップイベントの継続時間、1年あたりのモーメントマグニチュード、スロースリップ領域を観測結果に合わせるようにパラメータのチューニングを行い、モデルの検証をすることが必要である。今回は、1つのパラメータの特性のみに注目してスロースリップイベントを再現できるかどうか調べたが、他のパラメータについても同様に再現できるのかどうか調べることでスロースリップイベントの物理過程を明らかにすることが今後の課題となる。

(黒木英州)

謝辞

東京大学地震研究所の加藤尚之博士には多くの有益なコメントを頂いた。

参考文献

- Blanpied, M. L., D. A. Lockner, and J. D. Byerlee, 1991 : Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 609-612.
- Dieterich, J. H., 1979 : Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2161-2168.
- Dragert, H., K. Wang, and T. S. James, 2001 : A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, **292**, 1525-1528.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, 1999 : A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237-3240.
- Kato, N. and T. Hirasawa, 1999 : The variation of stresses due to aseismic sliding and its effect on seismic activity, *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 425-442.
- Kimata, F., 1992 : Strain event in 1985-1987 in the Tokai region, central Japan. *J. Phys. Earth*, **40**, 585-599.
- 木股文昭・山内常生, 1998 : 光波測距による東海地域における辺長変化(1978-1997年), *地震*, **51**, 229-232.
- 国土地理院, 2004 : 第216回地震防災対策強化地域判定会委員打合せ会資料.
- Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida, 2002 : A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth Planets. Int.*, **135**, 231-252.
- Linde, A. T. and I. S. Sacks, 2002 : Slow earthquakes and great earthquakes along the Nankai trough, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 265-275.
- Lowry, A. R., K. M. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham, 2001 : Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3753-3756.
- Marone, C. and B. Kilgore, 1993 : Scaling of the critical slip distance for seismic faulting with shear strain in fault zones, *Nature*, **362**, 618-621.
- Matsumura, S., 1997 : Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate

- interface, *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- Moore, D. E., D. A. Lockner, M. Shengli, R. Summers, J. D. Byerlee, 1997 : Strengths of serpentinite gouges at elevated temperatures, *J. Geophys. Res.*, **102**, 14787-14801.
- 中村雅基・吉田康宏・趙 大鵬・吉川一光・高山博之・青木 元・黒木英州・山崎貴之・笠原順三・金沢敏彦・佐藤利典・塩原 肇・島村英紀・仲西理子, 2002 : 中部日本の3次元速度構造, 気象研究所研究報告, **53**, 1-28.
- 名古屋大学資料, 1999 : 光波測距・水準測量にもとづく東海地域におけるプレート間相互作用の時間変化 (1978-1997年), 地震予知連絡会会報, **61**, 327-333.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002 : Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- Reinen, L. A., J. D. Weeks, and T. E. Tullis, 1991 : The frictional behavior of serpentinite: Implications for aseismic creep on shallow crustal faults, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1921-1924.
- Ruina, A. L., 1983 : Slip instability and state variable friction law, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- Sagiya, T., 1999 : Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Savage, J. C., 1983 : A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984-4996.
- 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.
- Shibazaki, B. and Y. Iio, 2003 : On the physical mechanism of silent slip events along the deeper part of the seismogenic zone, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL017047.
- 吉川澄夫, 2003 : 歪変化に見られる東海スロースリップの影響, 月刊地球, 号外**41**, 35-41.

気 象 研 究 所

1946（昭和21）年 設 立

所 長：理 博 藤 谷 徳之助

予 報 研 究 部	部 長：	竹 村 行 雄
気 候 研 究 部	部 長：理博	野 田 彰
台 風 研 究 部	部 長	榑 原 均
物 理 気 象 研 究 部	部 長：	坂 井 武 久
環境・応用気象研究部	部 長：	澤 井 哲 滋
気象衛星・観測		
システム研究部	部 長：理博	大 野 久 雄
地 震 火 山 研 究 部	部 長：理博	濱 田 信 生
海 洋 研 究 部	部 長：農博	大 山 準 一
地 球 化 学 研 究 部	部 長：理博	藤 谷 徳之助
		（事務取扱）

気 象 研 究 所 技 術 報 告

編集委員長：澤 井 哲 滋

編 集 委 員：	大 関 誠	黒 田 友 二	北 畠 尚 子
	楠 研 一	清 野 直 子	中 里 真 久
	山 本 剛 靖	中 野 俊 也	石 井 雅 男
事 務 局：	中 本 能 久	井 上 卓	

気象研究所技術報告は、1978年（昭和53）年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、原則として気象研究所職員及びその共同研究者による気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学に関する技術報告、資料報告および総合報告（以下報告という）を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は、編集委員会が行う。編集委員会は原稿の掲載の可否を判定する。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究、学習、教育に使用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

気象研究所技術報告 ISSN 0386-4049

第 46 号

平成17年 3 月 発行

編集兼
発行者

気 象 研 究 所

〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1 - 1

TEL. (029) 853-8535

印刷所

アサヒビジネス株式会社