

# 中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」

(第6回)

## 参 考 資 料

- ① 東海地震に関する知見この20数年間の進展
- ② 富士川河口断層帯の調査結果と評価について

平成13年6月19日  
中央防災会議事務局

# ① 東海地震に関する知見のこの20数年間の進展

## 1. 地震観測網の充実により

### 1) 震源決定可能下限マグニチュードの向上、震源決定精度の向上

→ 山崎・大井田(1985), Ishida(1992), 野口(1996), 原田ほか(1998)などにより沈み込むフィリピン海プレートの形状についての理解が進んだ。

・沈み込みの dip angle は約  $15^\circ$

・沈み込み最大傾斜は駿河湾からは西、遠州灘からは北。中間に谷状の形状。

### 2) 発震機構解計算可能な地震数の増大、主軸方向の信頼度の向上

→ 松村(1996)の解析に利用できるP,T軸データベースの充実  
地震活動から見た「固着域」概念の導入

## 2. GPS観測網の整備により

日単位で生産される座標時系列から、面的な3次元変位ベクトル場の解析が可能に。

→ Yoshioka et al. (1993), Sagiya(1999)による、地殻変動から見た「バックスリップ」分布の解析

これらは inter-seismic な現象の解析。

「固着域」と「バックスリップの大きな領域」との間には、今のところ、ずれが見られるが、観測データに基づいて、プレート間「カップリング」の強い領域の推定が行われるようになった。

また、様々な地震の震源過程解析(地震波形インバージョン、津波波形インバージョン)からも、断層面上のすべり分布の非一様性が確かめられている。

## 3. 断層面での物理過程を採り入れた地震発生サイクルに関するシミュレーション解析の進展により

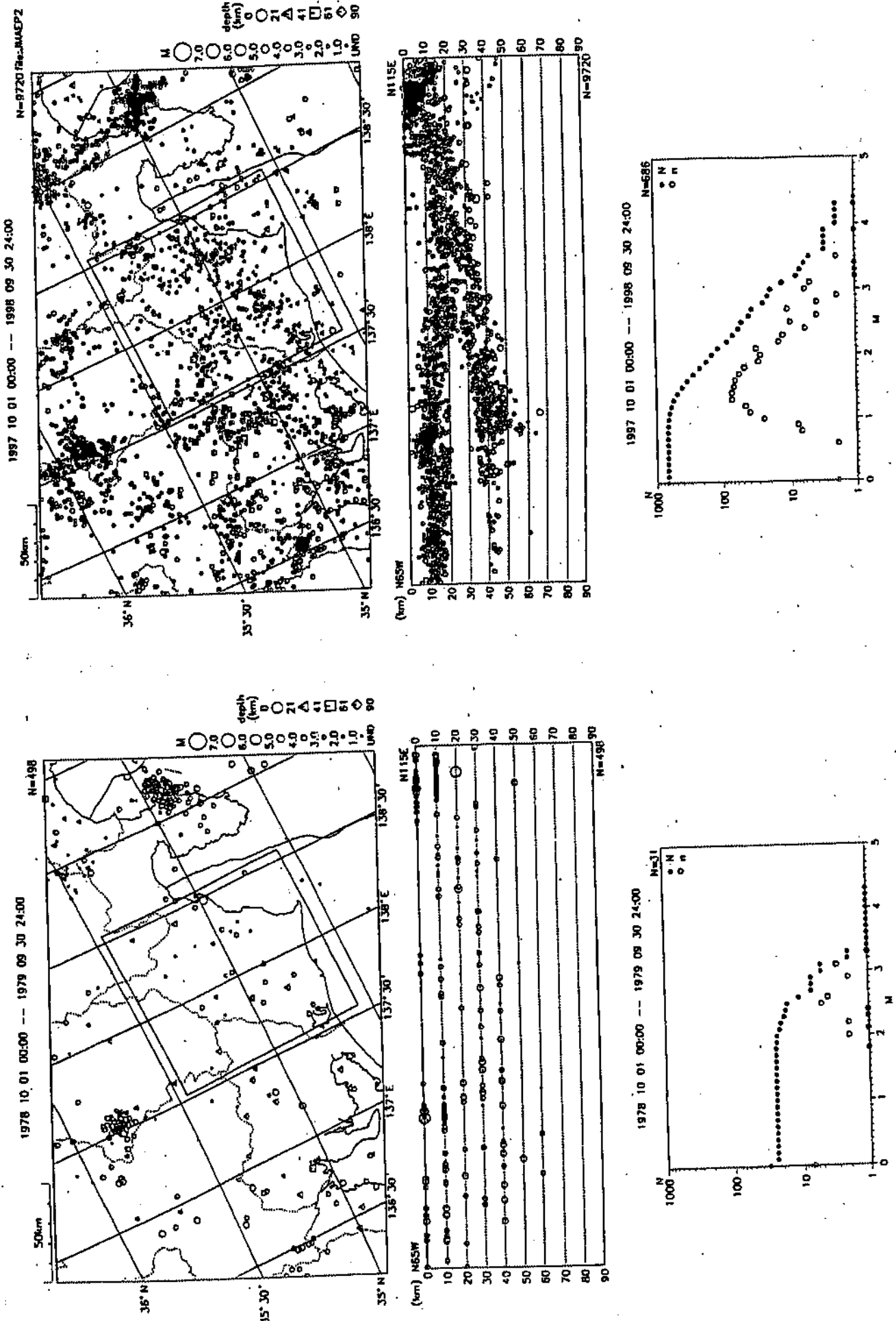
岩石破壊実験から導かれた摩擦構成則に関するモデルを用いて、プレート沈み込み帯での巨大地震発生のシミュレーション解析が行われるようになった。

→ 加藤・平澤(1996)、破壊核の形成から高速破壊にいたるまでの松浦・芝崎モデル、その他、黒木・伊藤・吉田(2001)の3次元モデル。

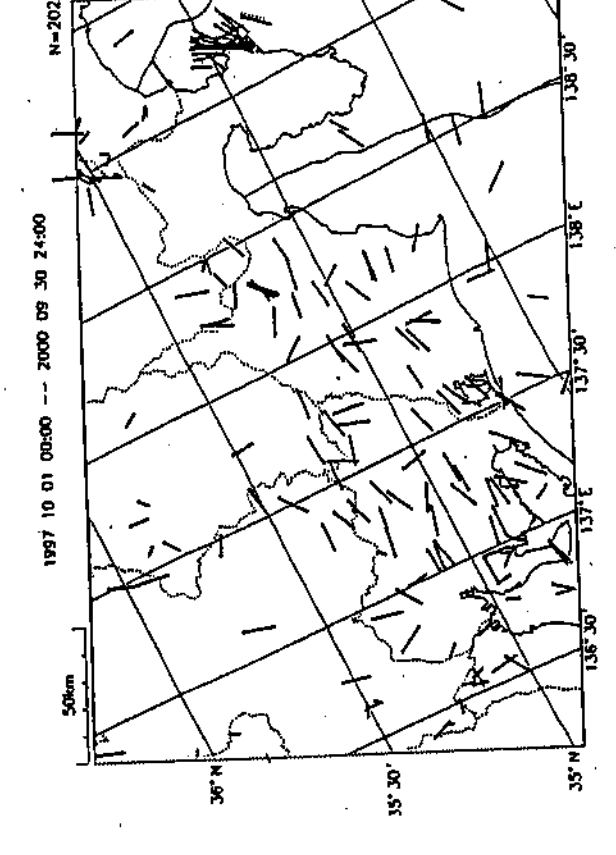
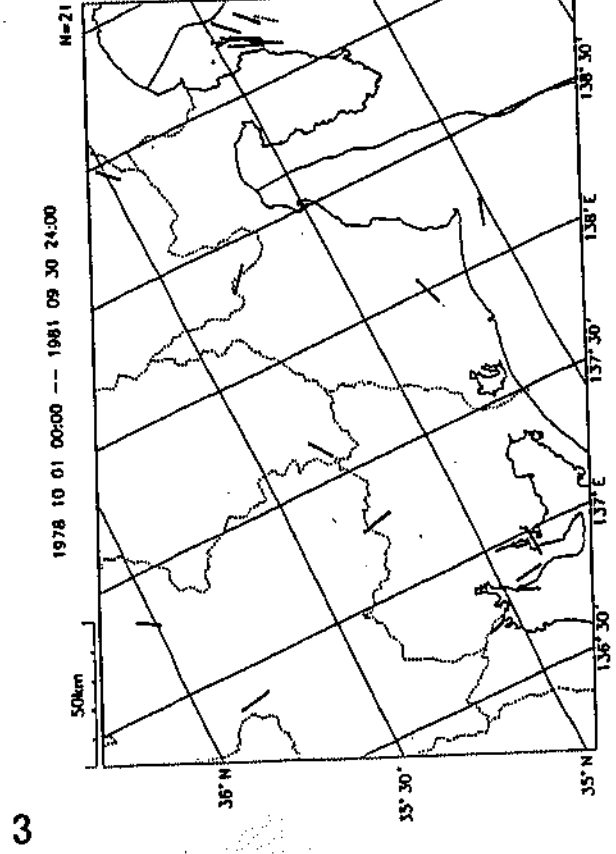
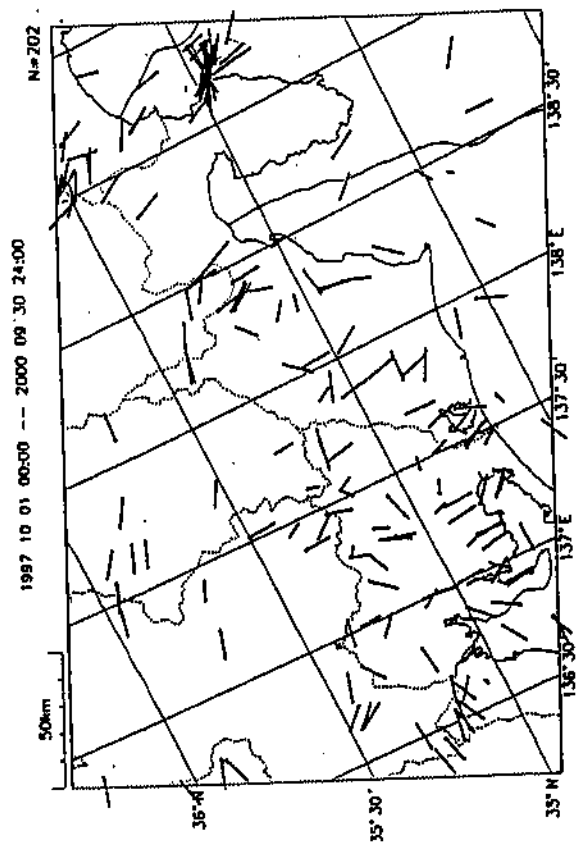
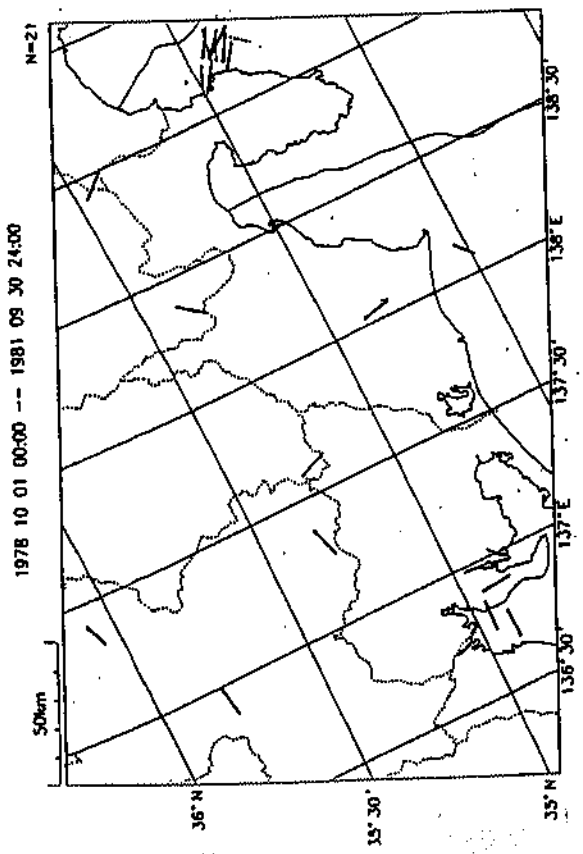
これらを参考にした、短期直前予知のための地殻変動観測点増強プランの策定。

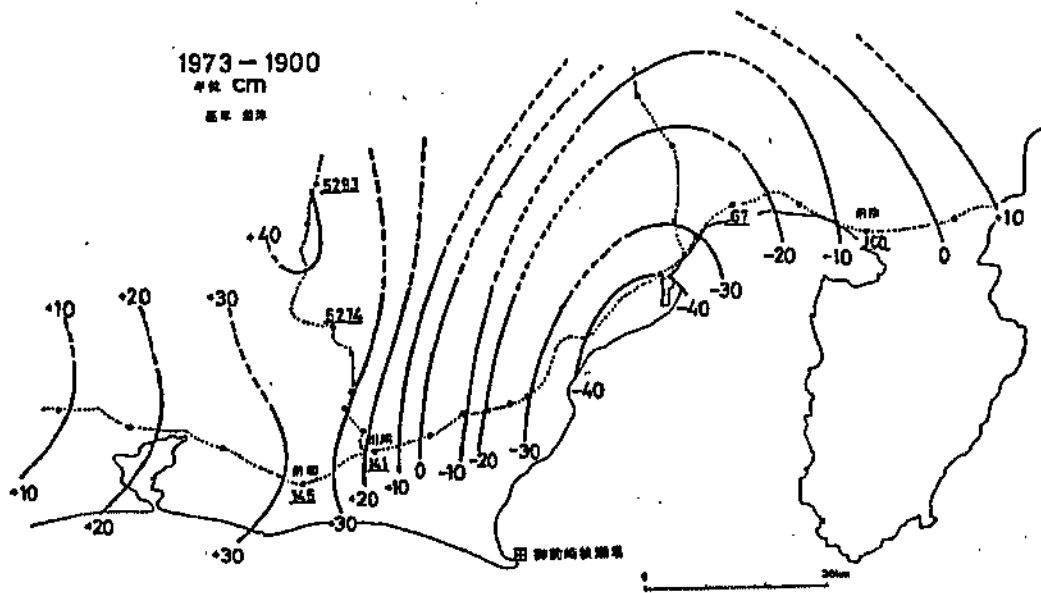
# その後の観測データの蓄積や新たな知見について

判定会発足当時(左: 1978-1979)と最近(右: 1997-1998)の震央分布図(上)、断面図(中)、上図矩形領域内のM頻度分布図(下)  
(気象庁資料)

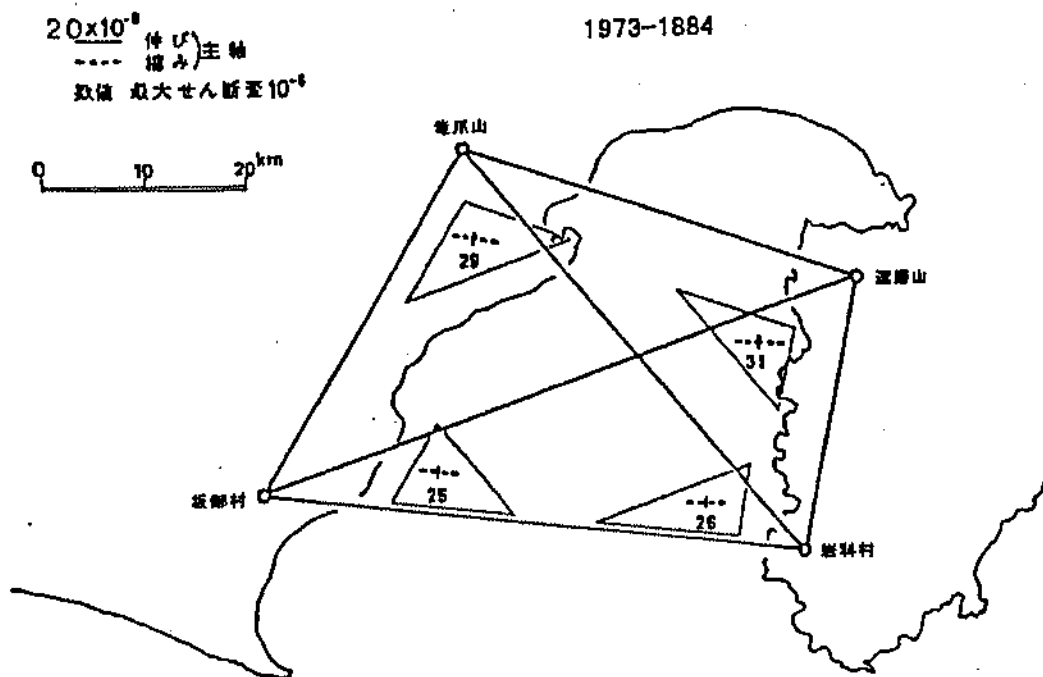


判定会発足当時(左：1978-1981)と最近(右：1997-2000)のP軸(上)及びT軸(下)水平面投影図  
(気象庁資料)





東海地域の地殻変動図 (上下変動)

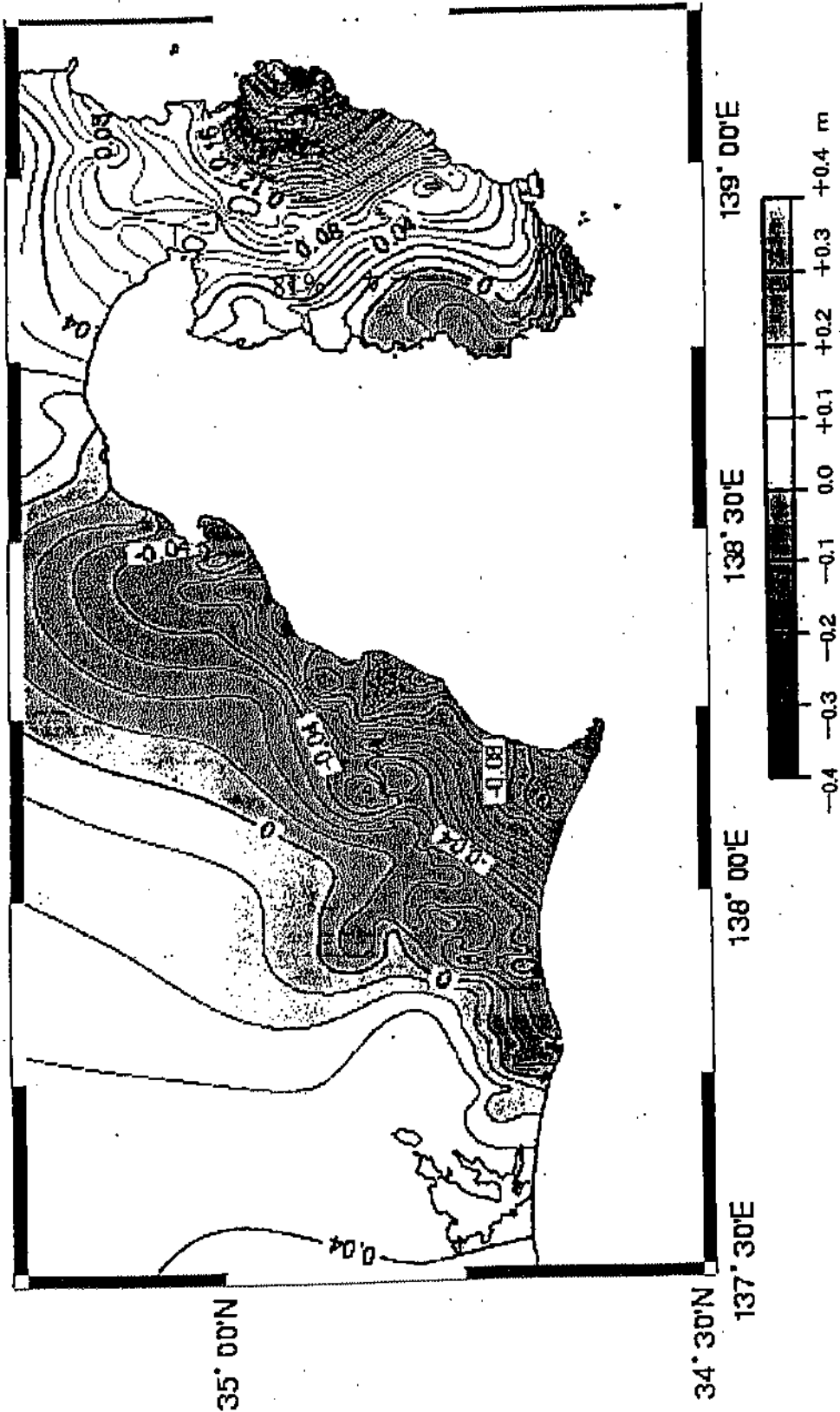


東海地域の地殻変動図 (水平歪)

東海地方の地殻変動

(伊豆・御前崎地方)

固定点: No. 5368(森町)、NO. 43-1(小田原市)

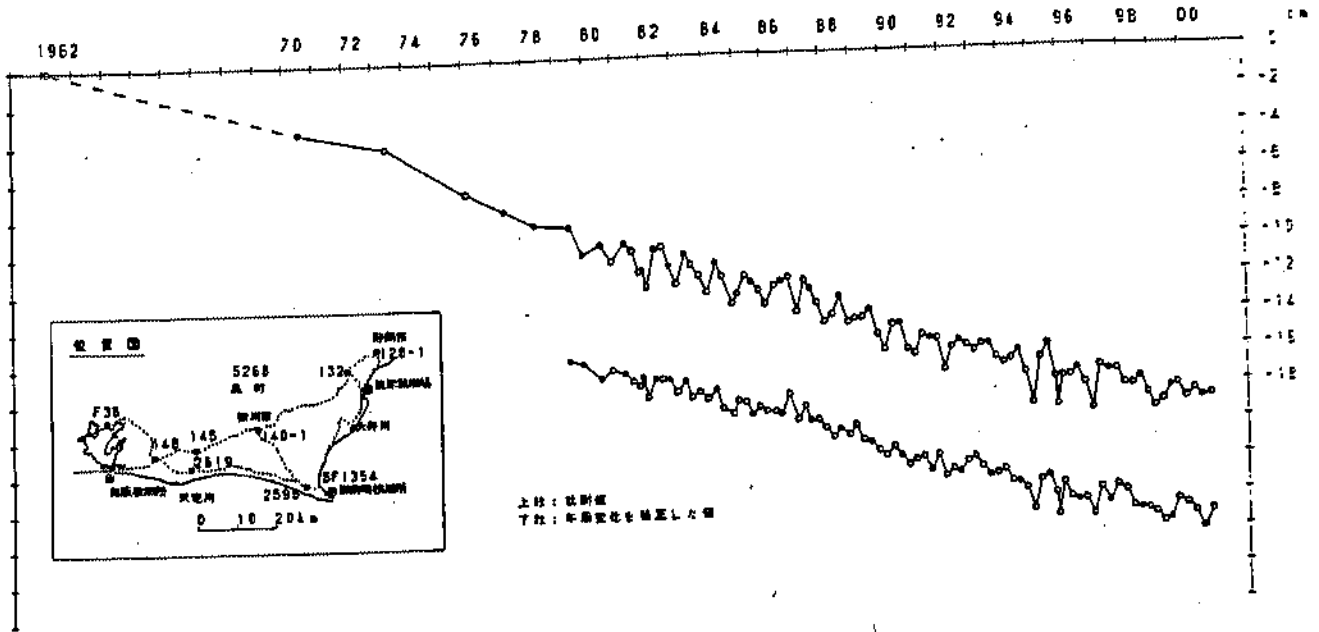


水準測量から求めた最近20年間の東海地方の上下変動 (1)

Vertical crustal deformation in past 20 years of Tokai district derived from repeated precise leveling. (1 of 2).

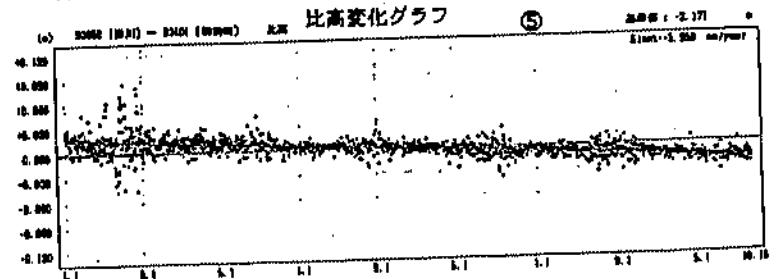
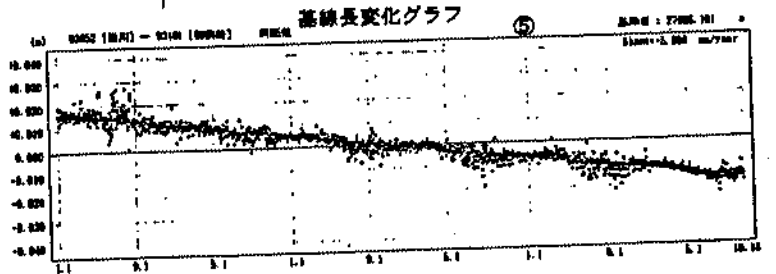
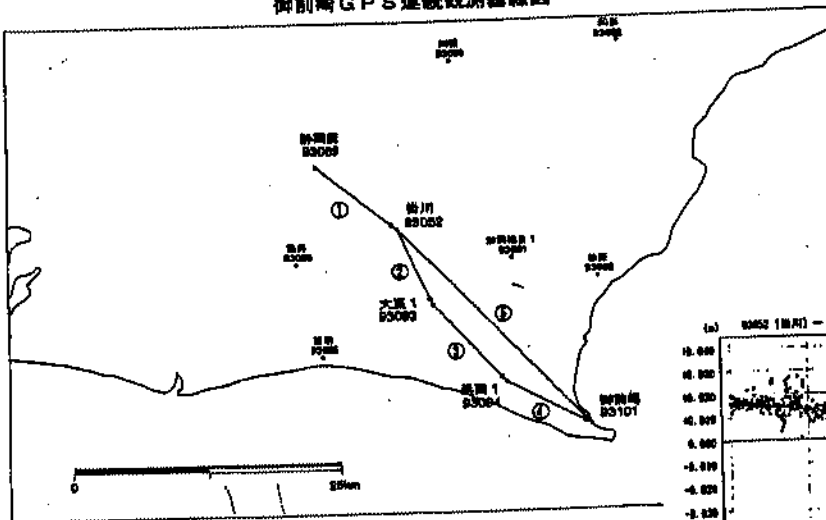
基準：140-1 基準年：1962

●：網平均計算値による。



水準点140-1(掛川市)を基準とした2595(浜岡町)の高さの経年変化

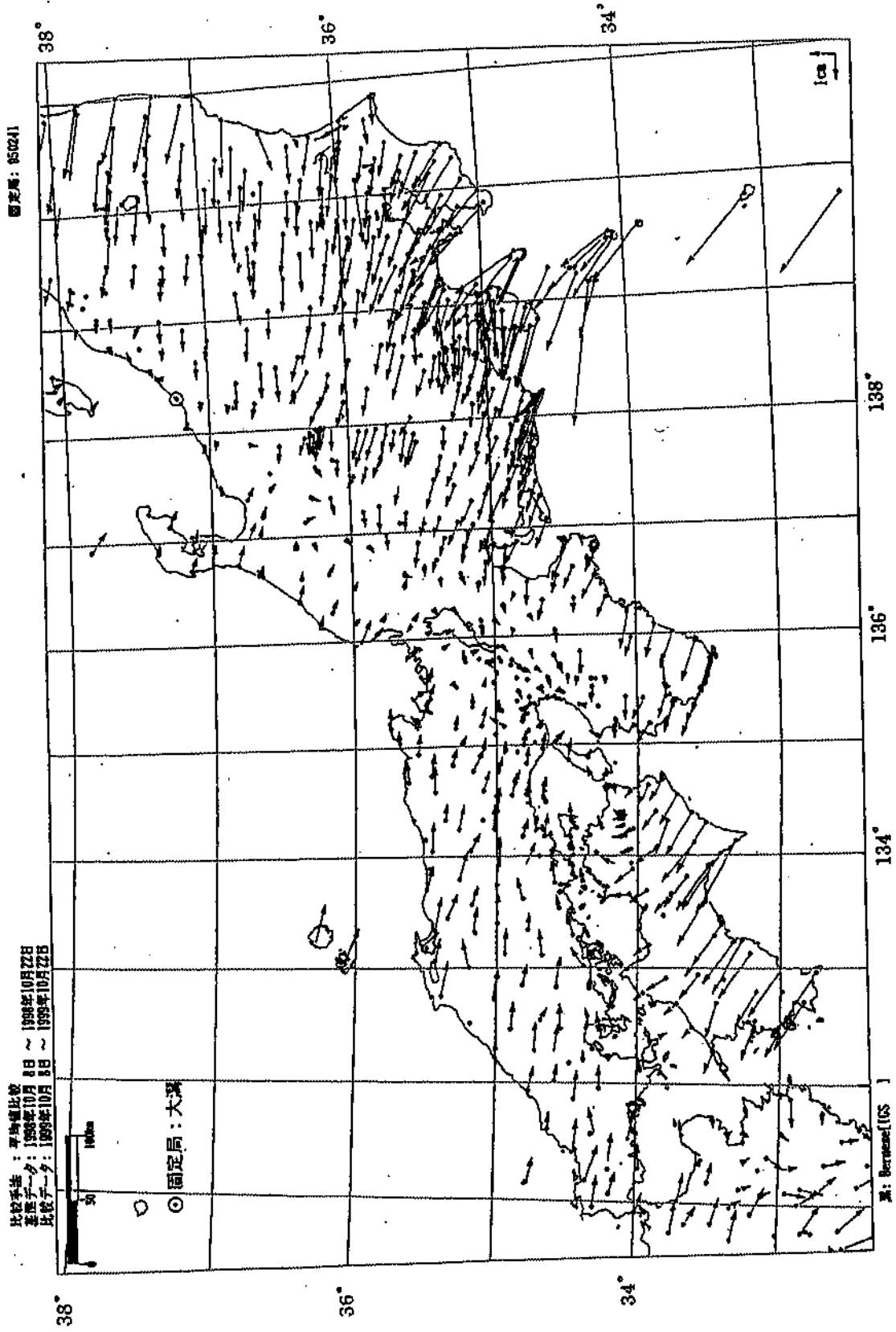
御前崎GPS連続観測基線図



2000年1月1日分データより基線解析プログラム結果変更

● --- Bernese (IGS系)

御前崎周辺GPS連続観測点観測結果と変動速度



GPS連続観測から求めた1998年10月~1999年10月間の水平変動(2)  
 Annual horizontal displacement velocities at permanent GPS sites during 1998/10-1999/10 (2).



## 1. 東海地域におけるフィリピン海プレート形状の推定

「東海地震」の震源モデルの設定においては、沈み込むフィリピン海プレートの形状の把握が必要であることは言うまでも無い。東海地域においては、防災科学研究所、気象庁、大学等の高密度微小地震観測網が展開されており、これらの各機関のデータによる解析から沈み込んだプレートの形状がかなり詳細にわかってきた。ここではこれらの主なものを年代順に示す。

### 1-1 名古屋大学地震観測網のデータによる結果

図 1-1 は Yamazaki *et al.* (1989) によるスラブの等深線である。大局的には、御前崎付近を境にして、駿河湾側では西北西に次第に深くなるのに対して、伊勢湾・紀伊半島側では北から北西に最大傾斜方向が向いている。しかし、このモデルで特徴的なことは、伊勢湾付近でプレートの段差構造が描かれていることである。山岡(1996)はこの場所で東側のスラブが西側のスラブの上のし上げられているとしている。

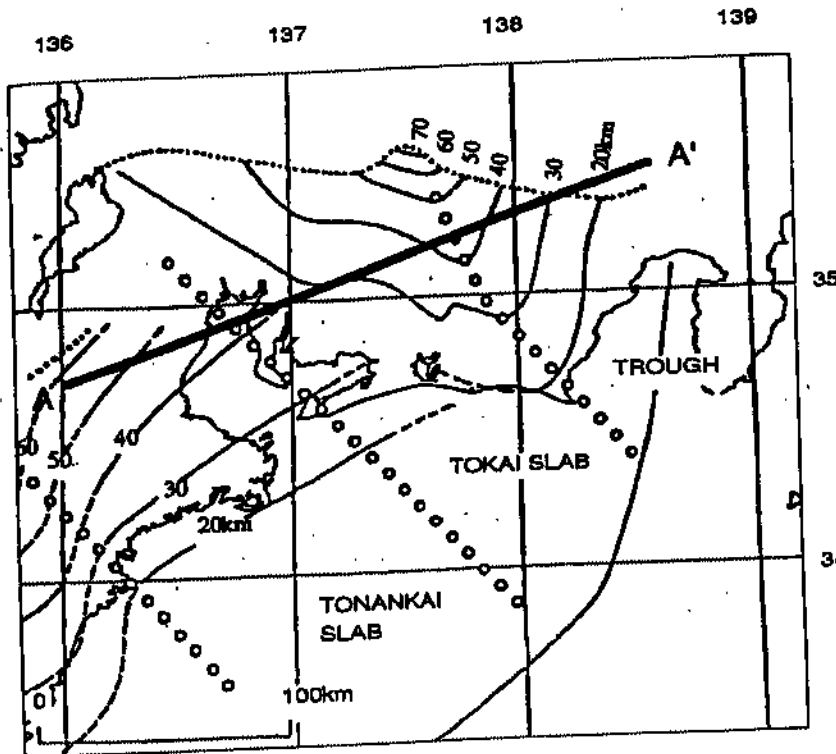


図 1-1 名古屋大学で収録されている地震観測網から推定されたフィリピン海プレートの形状をあらわす等深線。[Yamazaki *et al.* (1989), 山岡(1996)]

1-2 防災科学研究所のデータによる結果①

Ishida(1992)は防災科学研究所の地震観測網データを使い、震源分布、地震波速度構造、発震機構解等の解析結果を総合して関東・東海地域のプレート形状を推定した。その結果のうち、フィリピン海プレートの結果を図1-2に示す。

駿河湾周辺でのプレート形状はおおむね他の結果と調和的である。しかし、関東・東海までの広い範囲でフィリピン海プレートの形状を見ると、伊豆半島の付け根から北西方向にくさび状に等深度線が描かれていない部分がある。これは、この付近でフィリピン海プレートに対応する地震活動が観測されていないためである。

MODEL - 91  
PHS-PLATE

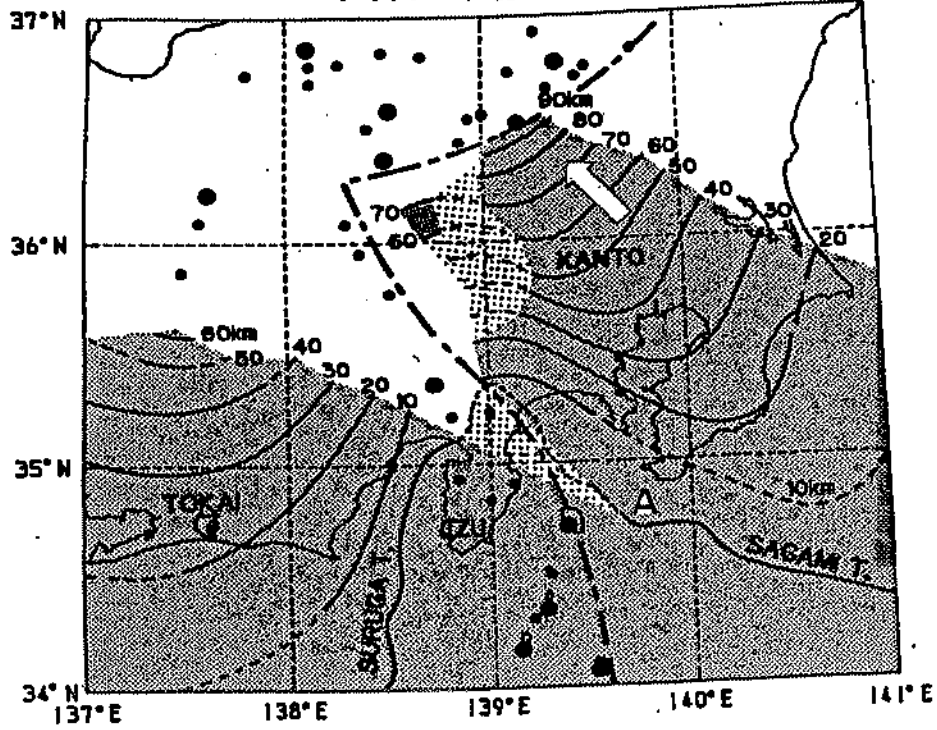


図1-2 Ishida(1992)によるフィリピン海プレートの上面深度分布(実線および影の部分)。破線は観測された地震が少なく不確実な部分。一点鎖線は火山フロントを示す。

1-3 防災科学研究所のデータによる結果②

野口(1996)は防災科学研究所の地震観測網データを使い微小地震の震源と発震機構を再決定し、フィリピン海スラブの形状を推定した。図1-3にその結果を示す。

このスラブ形状の特徴は、等深度線の走向・傾斜が南西側と北東側で大きく異なり、御前崎南方沖から北西深部方向にスラブが谷の形状をなす様子が明瞭に見られることである。

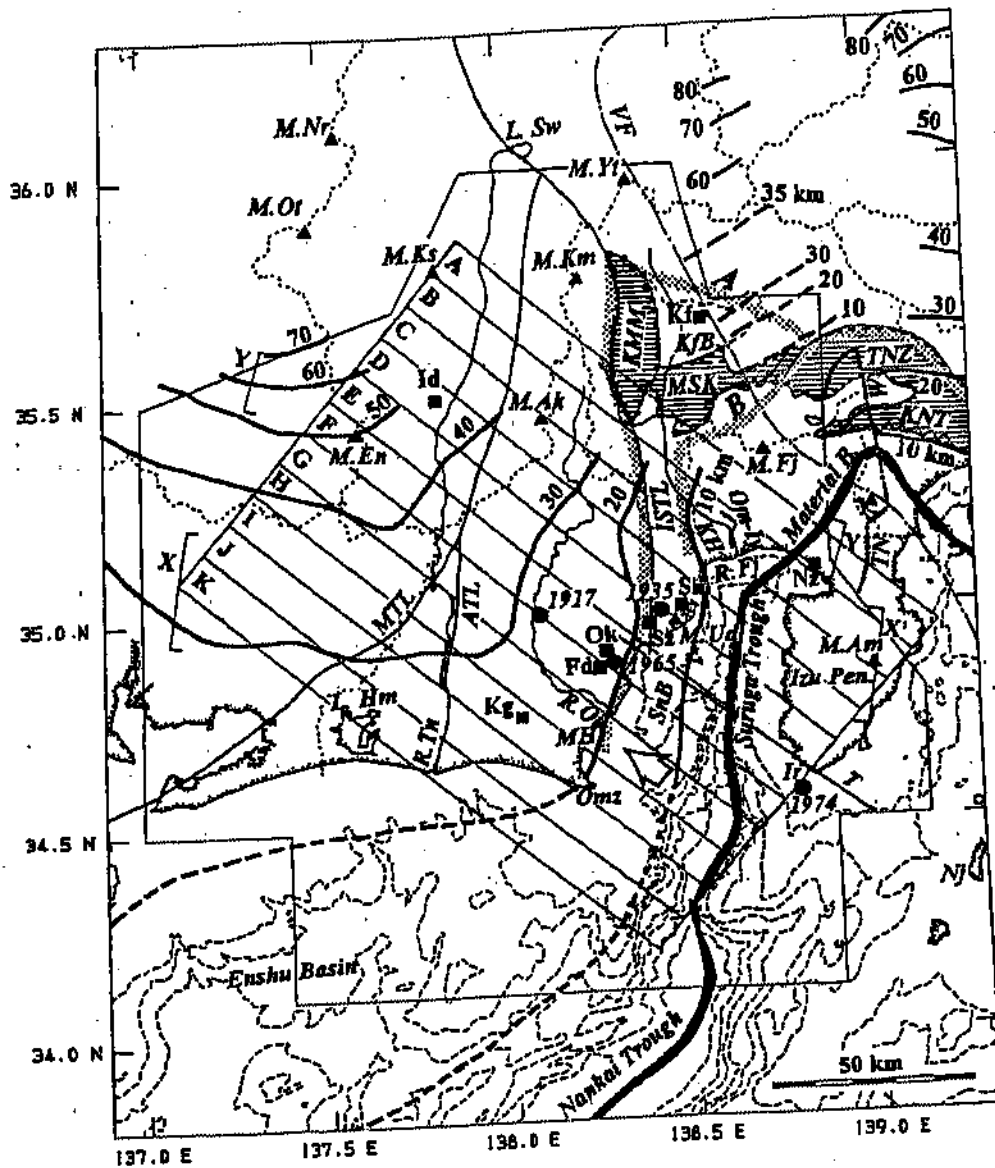


図 1-3 野口(1996)によるフィリピン海プレートの上面深度分布(太線で示す)。細い線で示した多角形域が解析領域であり、他の研究結果をまとめたもの。

#### 1-4 気象庁のデータによる結果

原田ほか(1998)は1995年以降の気象庁観測網による微小地震分布を用い、フィリピン海プレートの上面深度分布を示した。図1-4には、スラブの上面深度の等深度コンターにスラブ内の地震の震央を重ねてプロットしたものを示す。この結果においても野口(1996)と同様に、駿河湾の西岸ではスラブは西方向へ次第に深くなっているのに対して、浜名湖付近では北方向にスラブ面が傾いており、その中間の御前崎から北西に延びる領域には谷状の構造が存在することがわかる。

以上の結果をまとめて、図1-5に原田ほか(1998)が作成した、駿河湾から北西方向にとった矩形領域の震源断面にプレート上面の位置を合わせて描いた図を示す。これによると、これらのモデルはおおむねよく一致していることがわかる。

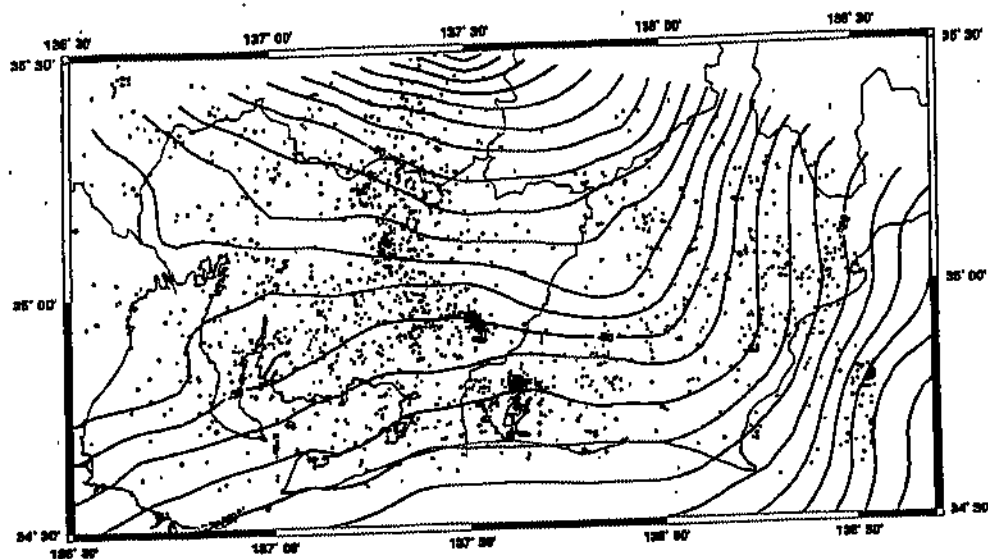
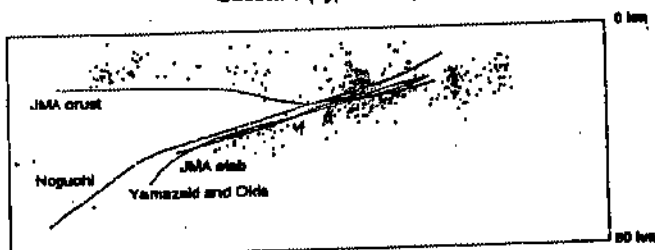
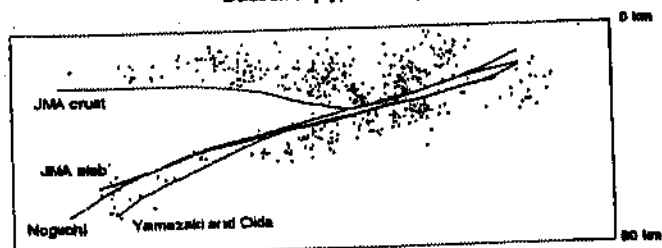


図 1-4 原田ほか(1998)によるフィリピン海プレートの上層深度分布。黒丸はスラブ内で発生した地震の震央を示す。

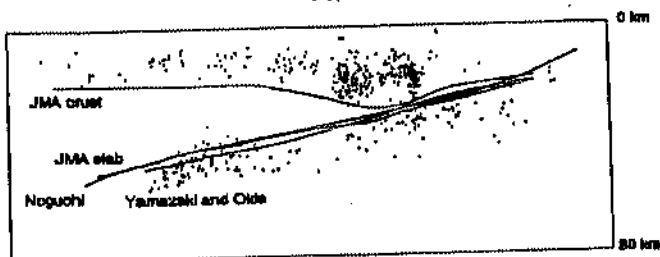
Section 1 (type 1990-)



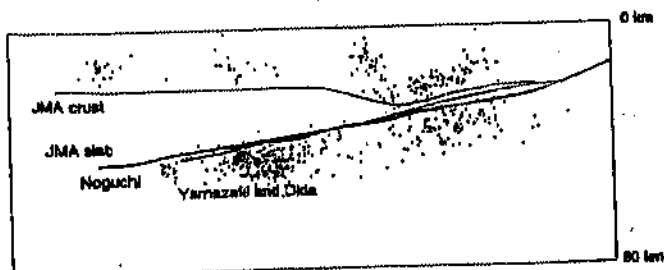
Section 2 (type 1990-)



Section 3 (type 1990-)



Section 4 (type 1990-)



Section

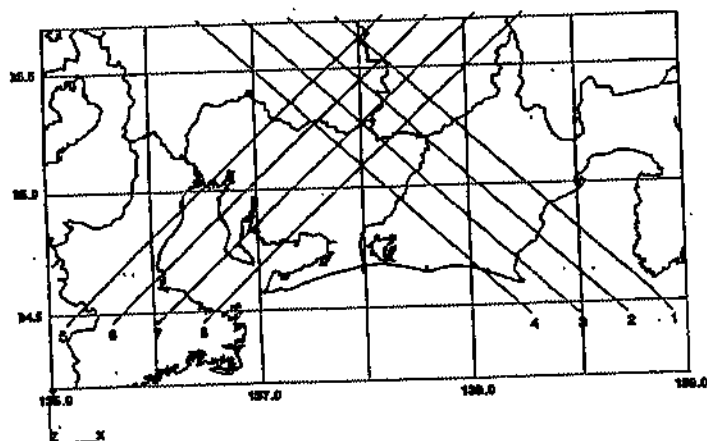


図 1-5 原田ほか(1998)、野口(1996)、山崎・大井田(1985)によるフィリピン海プレート上面の比較。黒丸は気象庁による震源分布。

## 2. プレート間のカップリング(固着域)について

### 2-1 測地測量データによるバックスリップ分布の推定

Yoshioka *et al.* (1993)は測地測量データのインバージョン解析から、プレート境界面でのバックスリップ分布を推定した。その結果を図2-1に松村(1996)とあわせて示す。図中矢印の長さがバックスリップの大きさを示すが、バックスリップの大きな領域は、プレート間の固着が強い領域であると考えることができる。

### 2-2 微小地震データによる固着域の推定

松村(1996)は、フィリピン海スラブ内の微小地震の震源分布や発震機構解のパターンから、プレート間の固着域を推定した。その結果が図2-1のハッチをつけた部分である。この領域は、2-1で示したYoshioka *et al.* (1993)によるバックスリップ分布と調和的である。

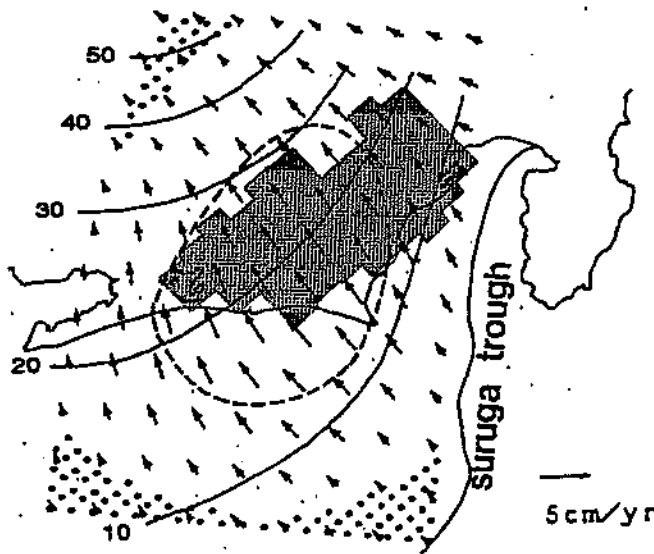


図2-1 松村(1996)による固着域と、Yoshioka *et al.* (1993)によるバックスリップ分布。破線はバックスリップの大きさが3cm/yrを超える範囲。細線はIshida(1992)によるフィリピン海プレートの上面の等深線。

山岡耕春, 1996, 沈み込んだフィリピン海プレートと東海地震, 月刊地球, 号外14, 116-124.  
Yamazaki, F., T. Ooida, and H. Aoki, 1989, Subduction of Philippine sea plate beneath the Tokai area, Central Japan, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 36, 15-26.  
Yoshioka, S., T. Yabuki, T. Sagiya, T. Tada and M. Matsu'ura, 1993, Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, Central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC., *Geophys. J. Int.*, 113, 607-621.

### 2-3 GPSデータによるバックスリップ分布の推定

鷲谷(1998)は1997年1年間のGPS観測による変位速度データを用い、測地データのインバージョン解析を行い、東海地域下のプレート境界面におけるバックスリップ分布を推定した。その結果が図2-2である。

これによると、バックスリップの大きな領域は御前崎周辺から遠州灘の沖合いにかけて存在していることがわかる。また、バックスリップの方向は、駿河湾周辺では北北西向きであるが、計算領域の西では北西方向に向きを変えている。このことはフィリピン海プレートの沈み込み方向が場所により変化していることを示唆している。

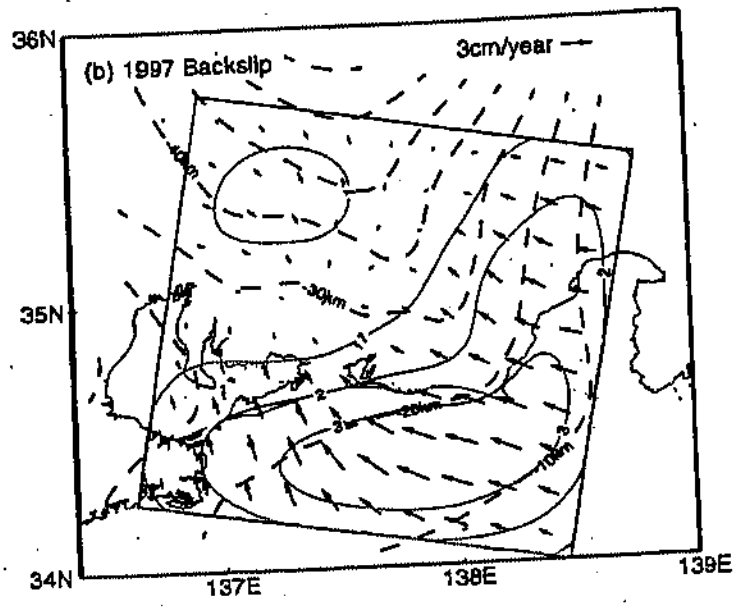


図2-2 鷲谷(1998)により推定されたプレート境界面におけるバックスリップ分布。

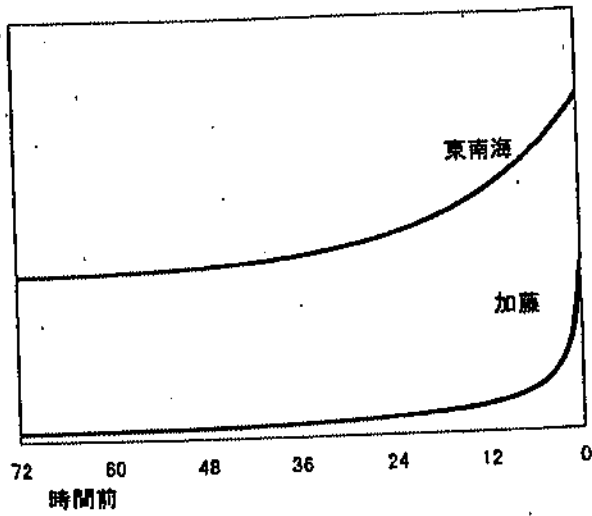
### 2-4 バックスリップ分布と微小地震による固着域との違いについて

鷲谷(1998)によるバックスリップ分布から推定されるプレート間のカップリング領域は松村(1996)による固着域と異なっているように見える。これに対して、松村(1999)は有限要素法によるモデル計算結果から、地表の地殻変動から解析されるバックスリップ分布は、本来の固着域を含みそれよりもさらにトラフ側への広がりを見せることは自然であるという考えを述べている。

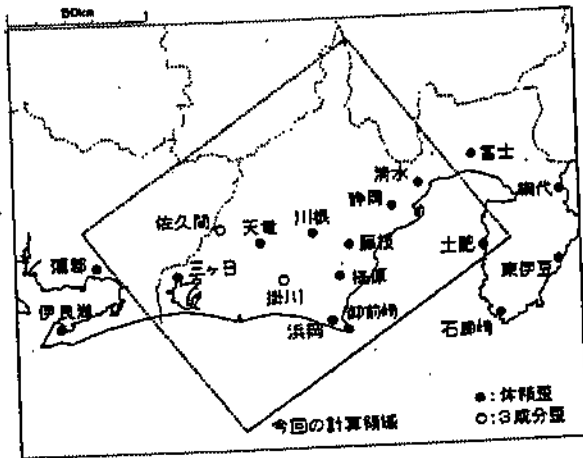
#### 《文献》

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プレートの形状と地震活動, 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.  
 松村正三, 1996, 微小地震分布から推定した東海地震の想定震源域と応力場の変化, 月刊地球, 号外14, 81-92.  
 松村正三, 1999, Back-slip分布と固着域の関係, 地震2, 52, 105-108.  
 野口伸一, 1996, 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収支テクトニクス, 地震2, 49, 295-325.  
 鷲谷威, 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.

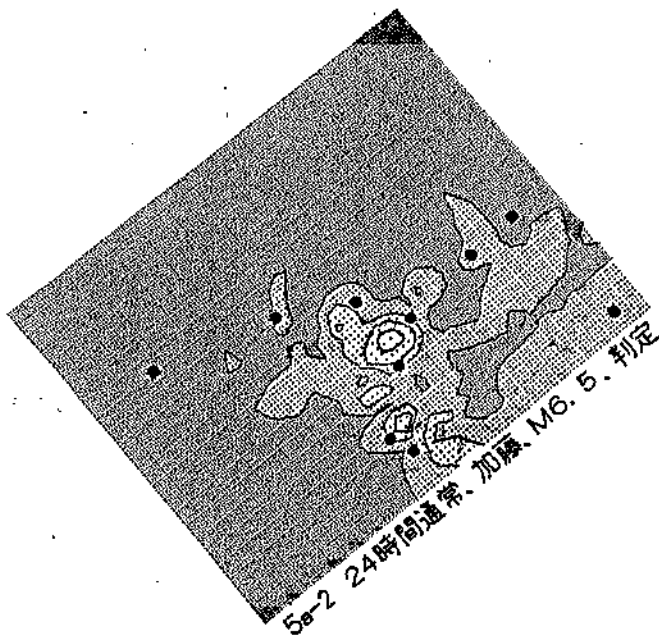
(前ページへ続く)



想定した時間変化の関数系



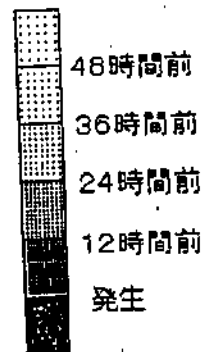
気象庁の歪計分布

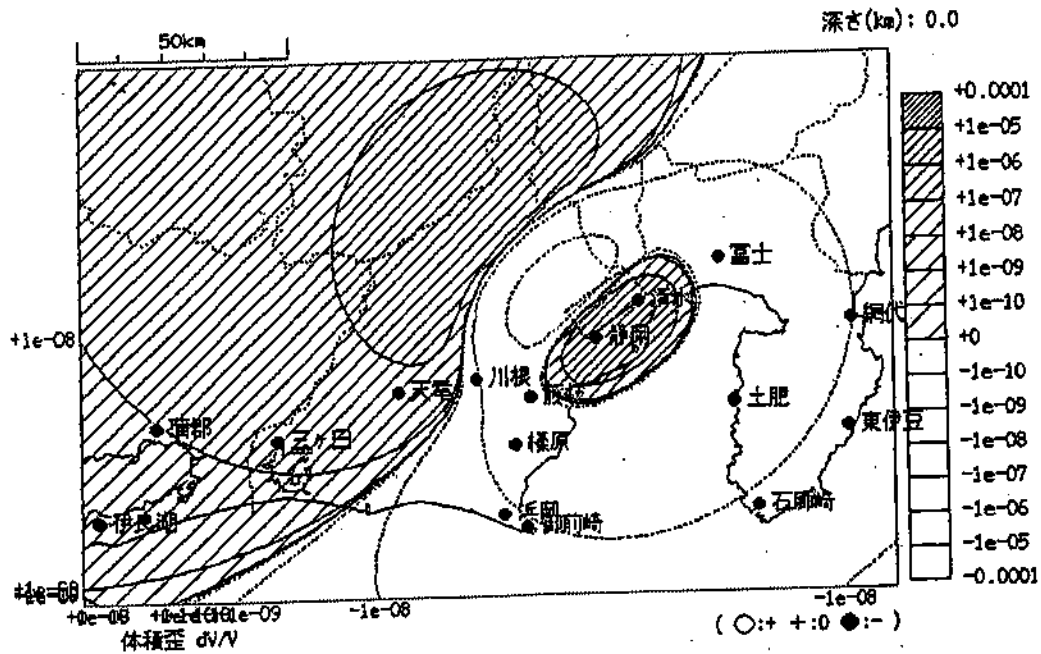


異常検出能力

(24時間階差に基づく  
 現行の判定会招集要請基準到達から  
 本震発生までの時間)

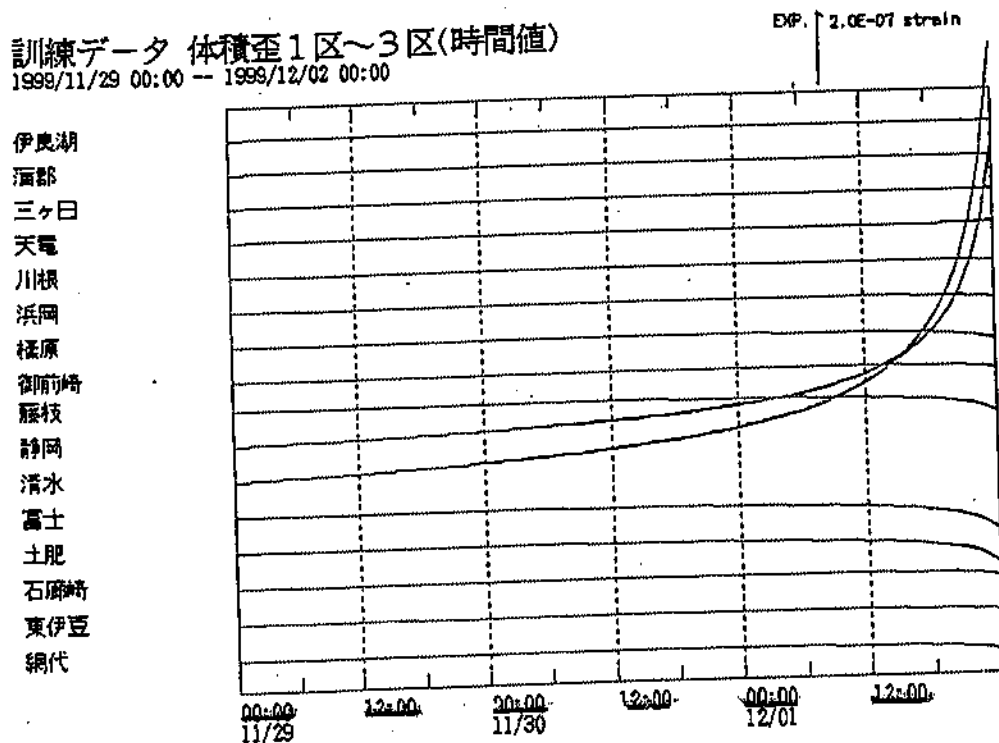
- ・時間変化は加藤・平澤モデルによる
- ・プレスリップの最終 Mw は 6.5 を仮定





仮定したプレスリップの断層面 (Mw6.2 相当) と  
理論体積歪分布

訓練データ 体積歪 1区~3区(時間値)  
1999/11/29 00:00 - 1999/12/02 00:00



時間変化を加藤・平澤モデルとした場合の各観測点  
での体積歪の時間変化



# 加藤・平澤モデル

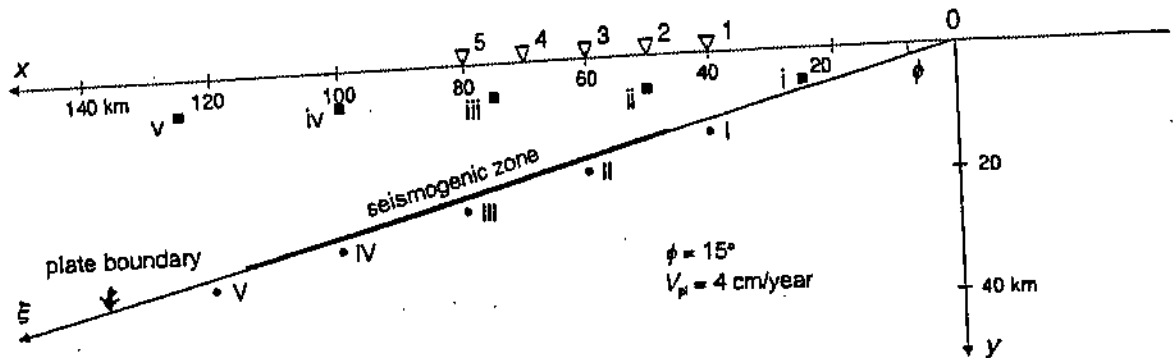
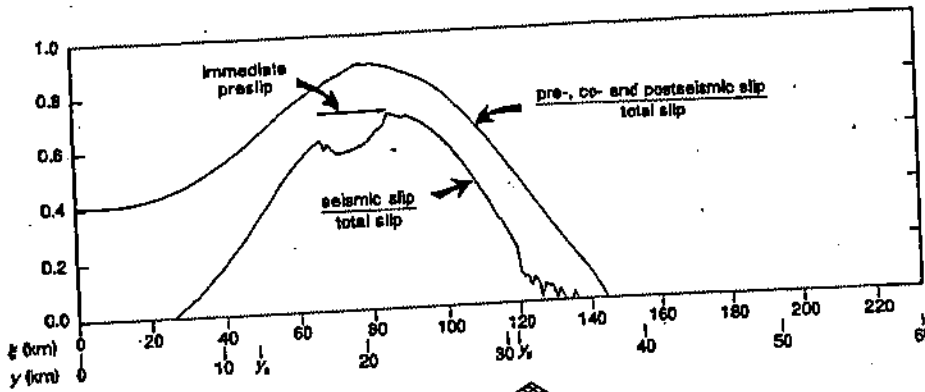
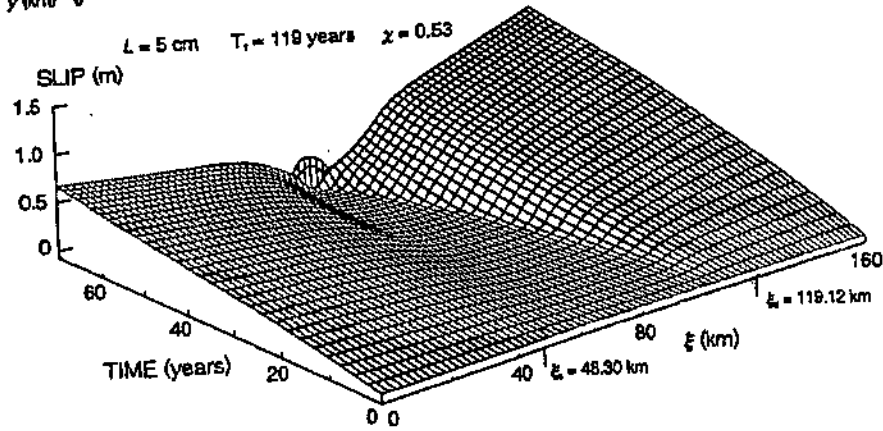


図2 プレート沈み込み域の2次元弾性体モデル。座標原点は海溝軸に一致。バックスリップベクトルを地表に投影した方向にx軸を、深さ方向にy軸をとる。傾斜角 $\phi$ の断面をプレート境界とみなし、プレート境界に沿ってy軸をとる。プレート境界の太線部分はすべり速度強化領域。地表の三角(マ1-5)は図5-7で地殻変動を示した点。黒四角(■1-iv)及び黒丸(●1-V)は図8で応力の時間変化を示した点。



(上) 図3 サイズミックカップリングの深さ分布。内側の実線はサイズミックカップリング係数の深さ分布で、[巨大地震発生時のすべり量/全すべり量]を示す。外側の実線は[(巨大地震発生前1日間の非地震性すべり量+巨大地震発生時のすべり量+巨大地震発生後1日間の非地震性すべり量)/全すべり量]の分布を示す。



(下) 図4 巨大地震発生直前までの約70年間のプレート境界でのすべりの時空間分布。プレート境界の $\epsilon_a \leq \epsilon \leq \epsilon_b$ の領域で $a-b < 0$ 。

加藤・平澤(1996)より抜粋

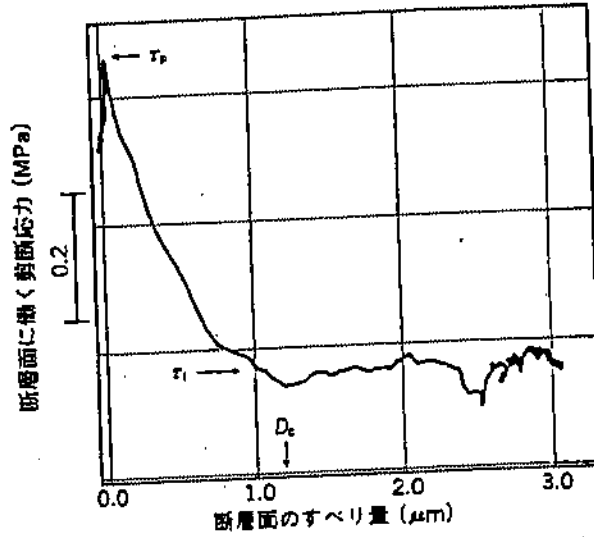


図1 断層面の構成関係<sup>(11)</sup>。岩石の固着すべり実験で直接測定された断層面に働く剪断応力と相対変位の間の関係(構成関係)。断層面に働く剪断応力は、すべりが進行しはじめると、いったんピーク応力 $\tau_p$ まで急激に上昇した後、徐々に動摩擦応力レベル $\tau_s$ まで低下する。応力が動摩擦応力レベルまで低下するのに要するすべり量 $D_c$ を臨界変位量と呼ぶ。

松浦(1995)より抜粋

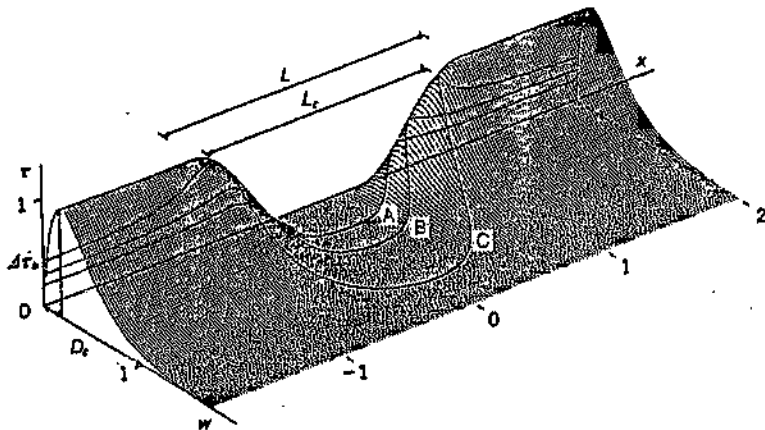


図2 準静的な破壊核の形成過程<sup>(11)</sup>。外部応力が増大するにつれて、断層中央の弱い部分で生まれた破壊核(地震の種)は徐々に成長していく。当線Cの臨界状態を超えると、破壊核は不安定となり、動的破壊(地震)が開始する。このときの破壊核のサイズ $L_c$ を破壊核の臨界サイズと呼ぶ。断層面に働く剪断応力( $\tau$ )、断層面のすべり量( $x$ )、断層面に沿った距離( $x$ )は、それぞれ、破壊応力降下量( $\Delta\tau_s = \tau_p - \tau_s$ ; 図1参照)、臨界変位量( $D_c$ )、核形成領域のサイズ( $L$ )で規格化されている。

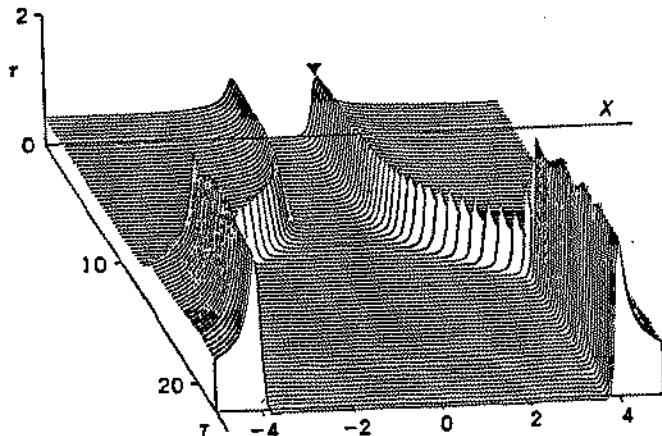


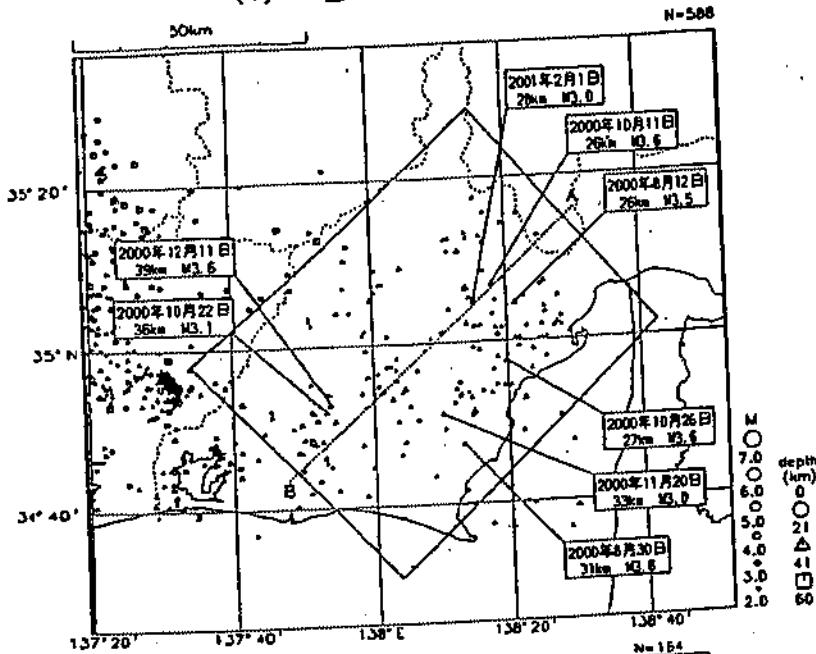
図3 動的破壊の開始-加速-高速伝播-停止<sup>(12)</sup>。時刻 $t=0$ に図2の臨界状態(C)を超えて動的破壊がスタートした後の断層面上の応力場の時間変化。動的破壊は、最初は非常にゆっくりと成長するが、やがて急激に加速され、高速で伝播するようになる。断層面に働く剪断応力( $\tau$ )、断層面に沿った距離( $x$ )は、それぞれ、破壊応力降下量( $\Delta\tau_s$ )、核形成領域のサイズ( $L$ )で規格化されている。また、時間 $T$ は $L/V_s$ ( $V_s$ はS波速度)で規格化されている。

# 固着域周辺の地震活動 (フィリピン海スラブ内 1997 年以降)

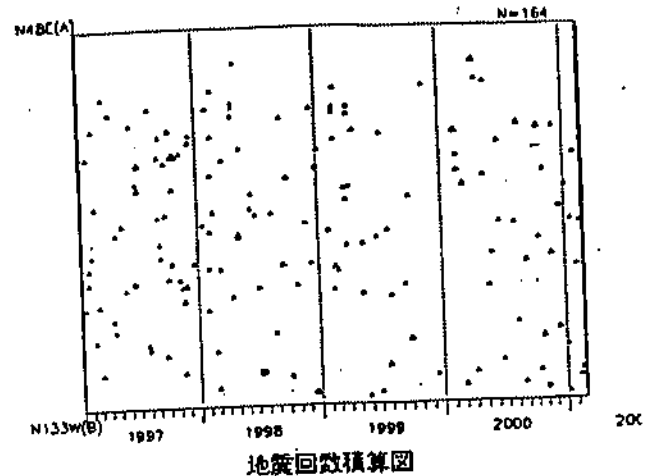
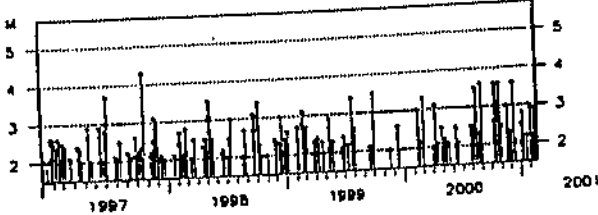
1997 年 1 月 1 日 ~ 2001 年 2 月 21 日

時空間分布図

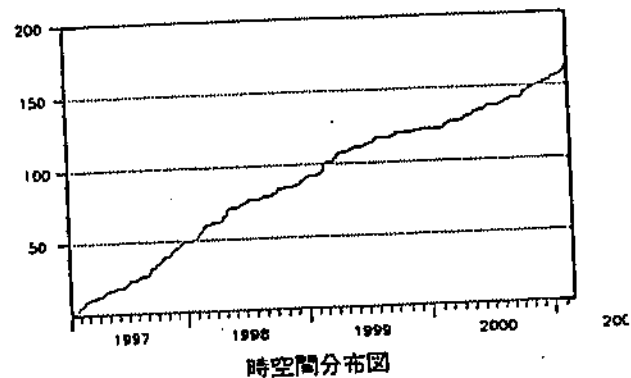
## (1) $M \geq 2.0$



地震活動  
経過図(M)

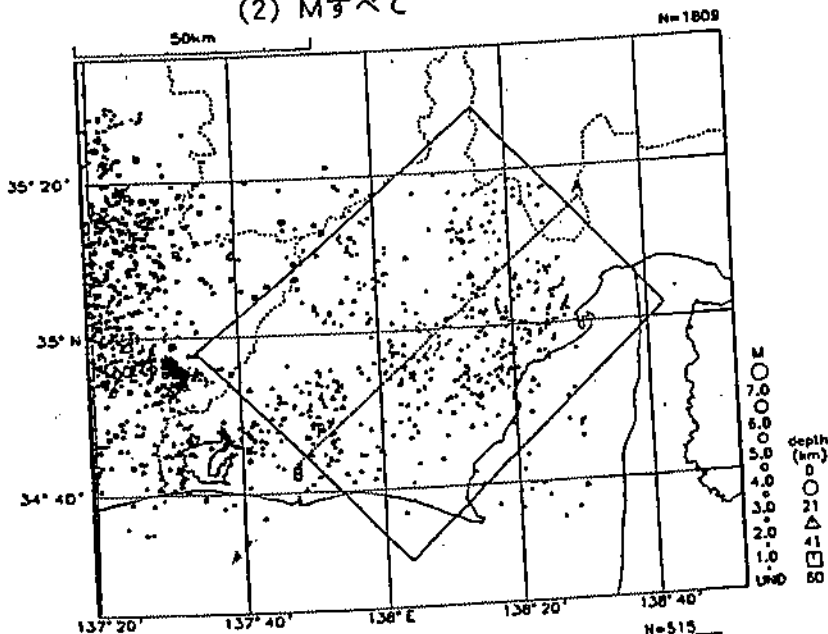


地震回数積算図

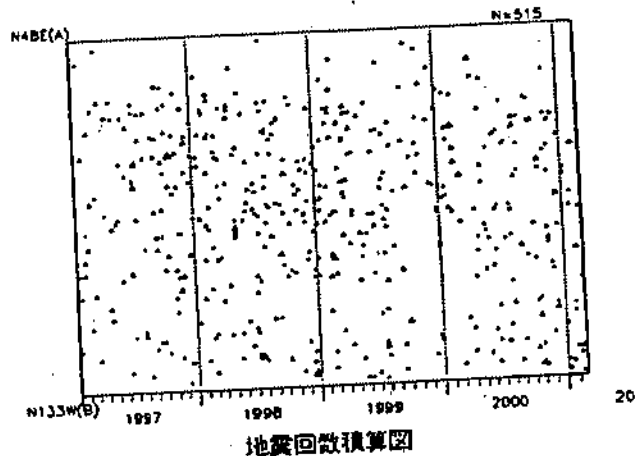
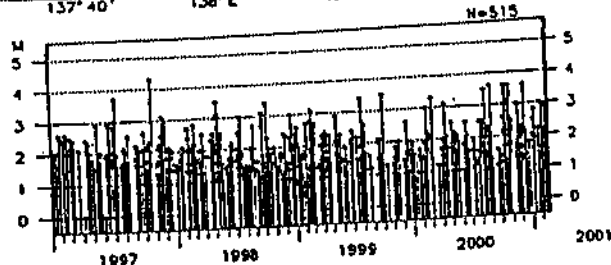


時空間分布図

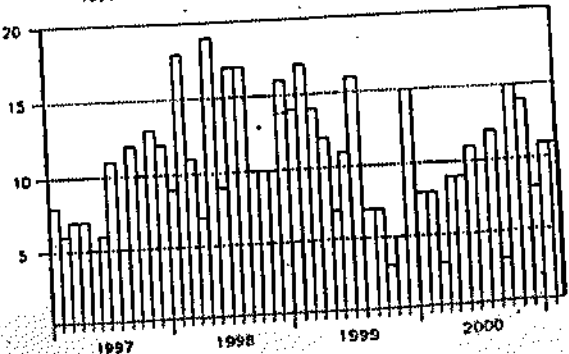
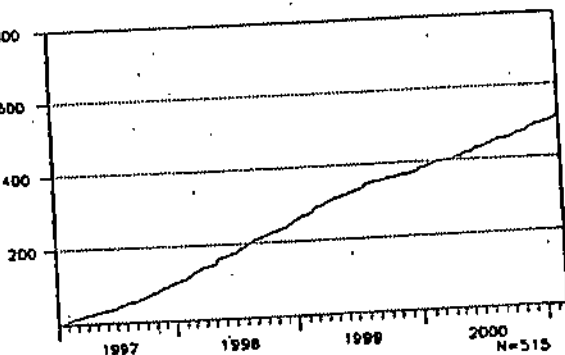
## (2) Mすべて



地震活動  
経過図(M)



地震回数積算図



スラブ内では 1999 年後半、M2 以上でも、M すべてで見ても地震が少なかったが、2000 年半ば以降、増加傾向となり、昨年 8 月以降は、M3 クラスの地震が増えた。M すべてで 1 月は 11 回、2 月は 11 回(21 日現在)発生した(1997 年以降の月平均回数は 10.3 回)。

スラブ内  
月別地震回数

Ishibashi(1981)による断層モデルについて

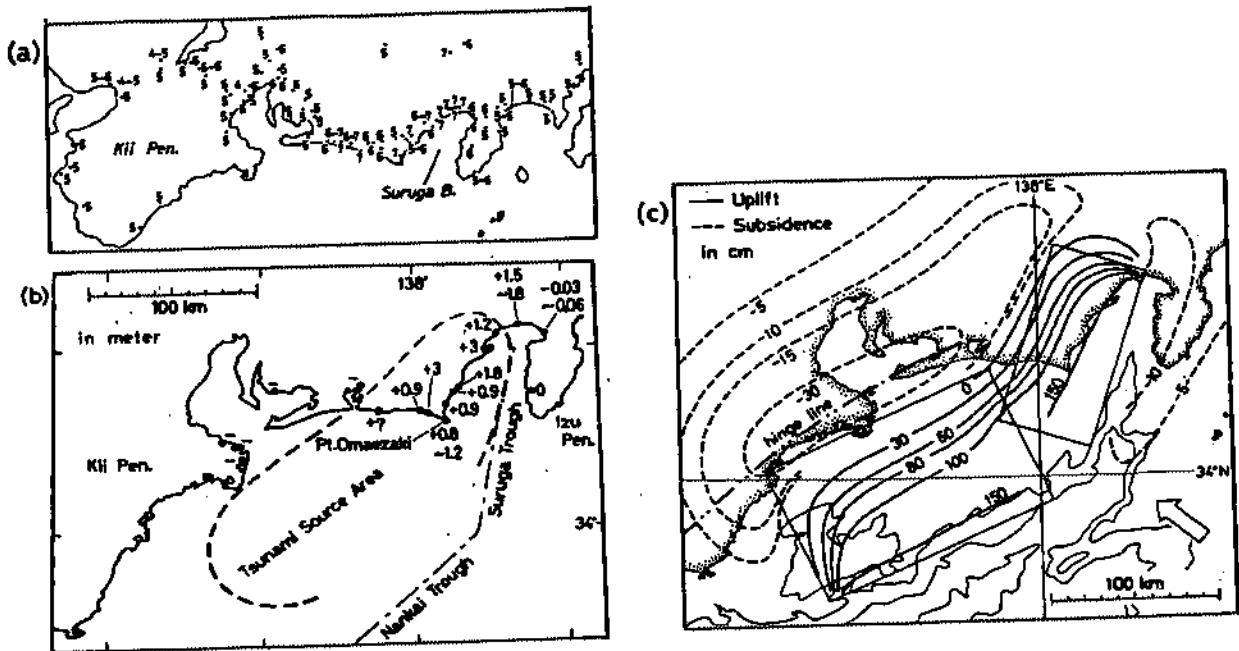


図1-1. 1854年安政東海地震

- (a) 震度分布(気象庁震度、Hagiwara, 1970による)。
- (b) 沿岸部で観測された上下地殻変動(Ishibashi, 1977)及び津波波源域(Hatori, 1976)。
- (c) 断層モデルによる上下地殻変動(Ishibashi, 1976, 1977)。

2つの矩形は断層の水平投影。

矢印はユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの運動方法(N50W)。

2点鎖線は第四紀後半地殻変動のヒンジライン(Ando, 1975)。

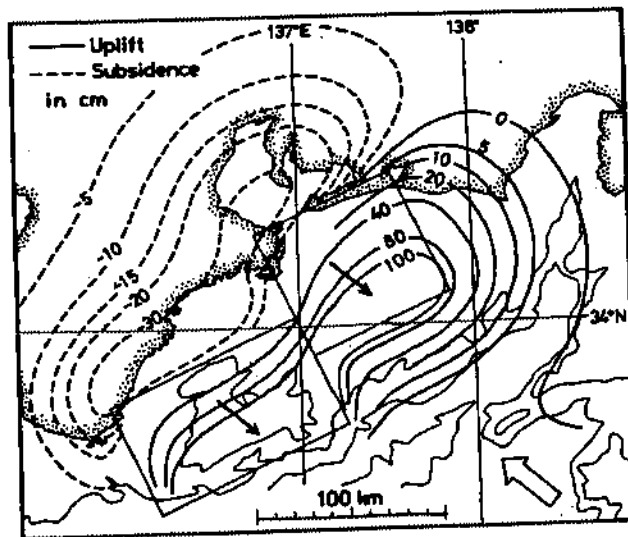


図1-2. 1944年東南海地震の断層モデルによる

上下地殻変動(Ishibashi, 1976, 1977)

2つの矩形は断層の水平投影。実線矢印は上盤側の断層変位方向。

矢印はユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの運動方法(N50W)。

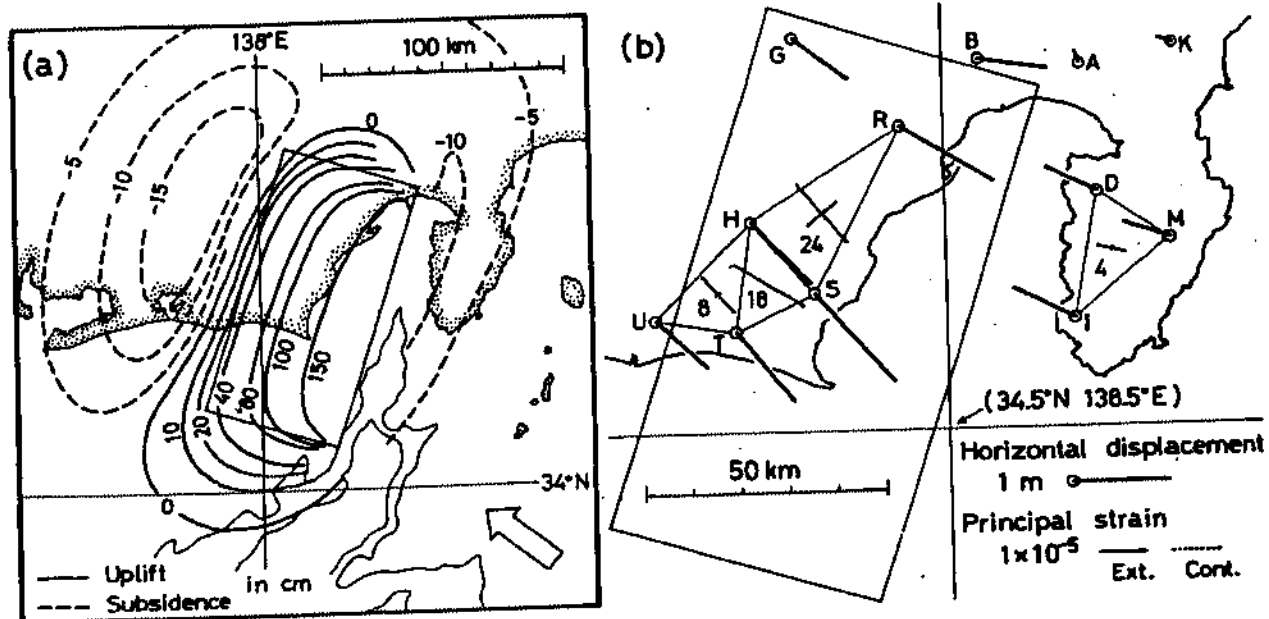


図1-3. 想定東海地震の断層モデルによる地殻変動

(a) 上下地殻変動 (Ishibashi, 1976, 1977)。

矩形は断層の水平投影。矢印はユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの運動方法 (N50W)。

(b) 一等三角点での水平変位。

A: 13cm, B: 72cm, D: 59cm, G: 71cm, H: 91cm, I: 71cm, K: 14cm, M: 50cm

R: 113cm, S: 124cm, T: 96cm, U: 74cm

矩形は断層の水平投影。開放される水平歪は実線と点線の十字及び数値(単位は  $10^{-5}$ )で表されている。

1944年東南海地震の余震分布

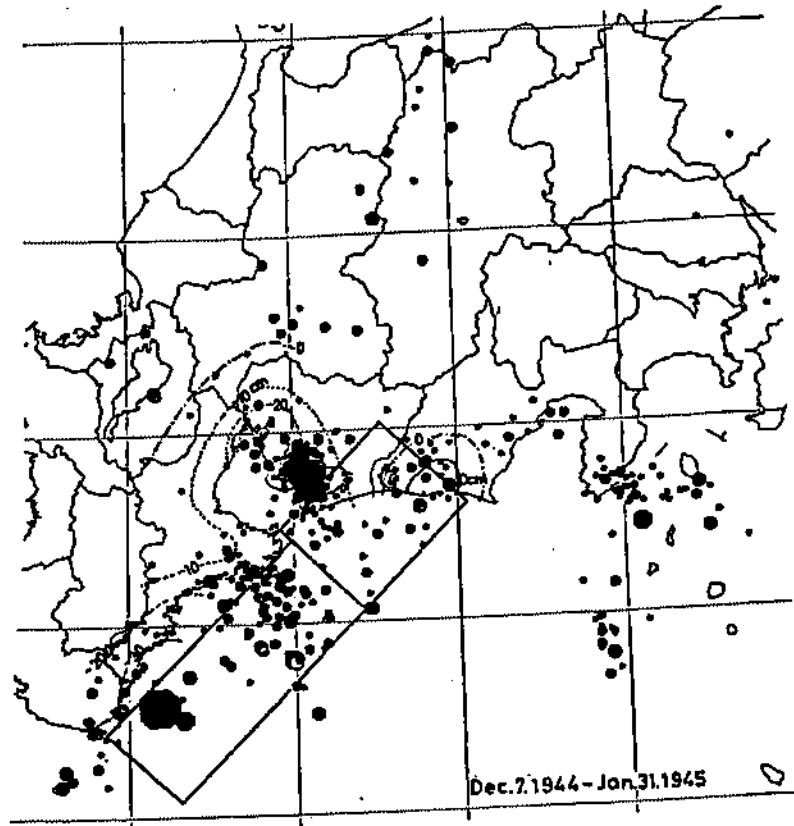


Fig. 9. Compilation of epicenter distribution, crustal movement and a fault model of the Tonankai earthquake. All the hypocenters with focal depths less than 90 km for the period from December 7, 1944 to January 31, 1945 are in the plot. Crustal movement and the fault model are after INOUCHI and SATO (1975).

昭和 19 (1944) 年 12 月 7 日～翌年 1 月 31 日までの震源分布図 (90km 以浅)  
(1944 年東南海地震前後の地震活動、岩田、濱田(1986)による)

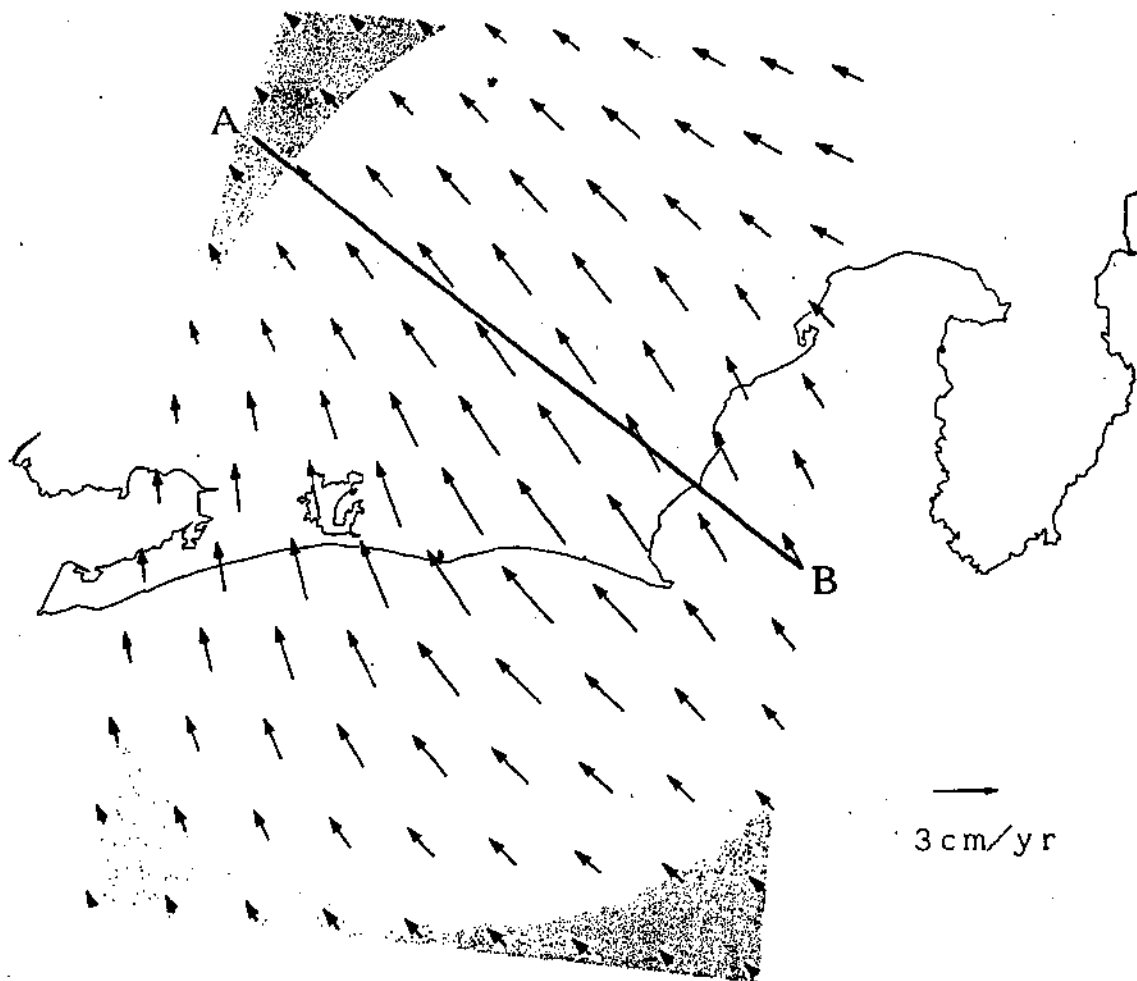


図2-1. プレート境界面上でのバックスリップ分布  
1年あたりの地殻変動データから求めたもの。矢印は沈み込む海洋プレートに対する上盤側大陸プレートのバックスリップ。影のついた領域は、誤差がバックスリップより大きい領域。

Sagiya(1999)による断層モデルについて

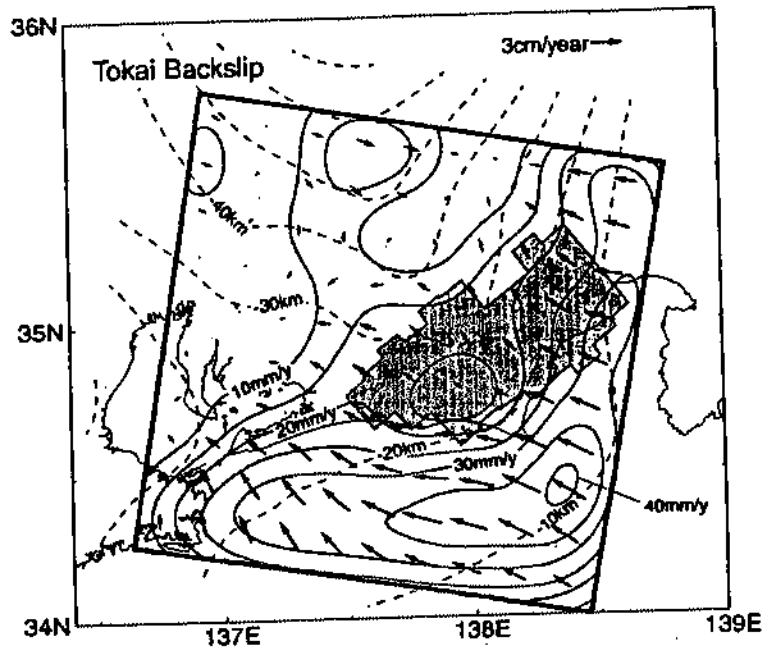


図3-1. 東海地域のバックスリップ分布

矢印はプレート境界でのバックスリップベクトル。コンターはバックスリップの大きさ分布を表す。破線はプレート境界の深さ。影の部分は地震活動から推定された固着域 (Matsumura, 1997)。

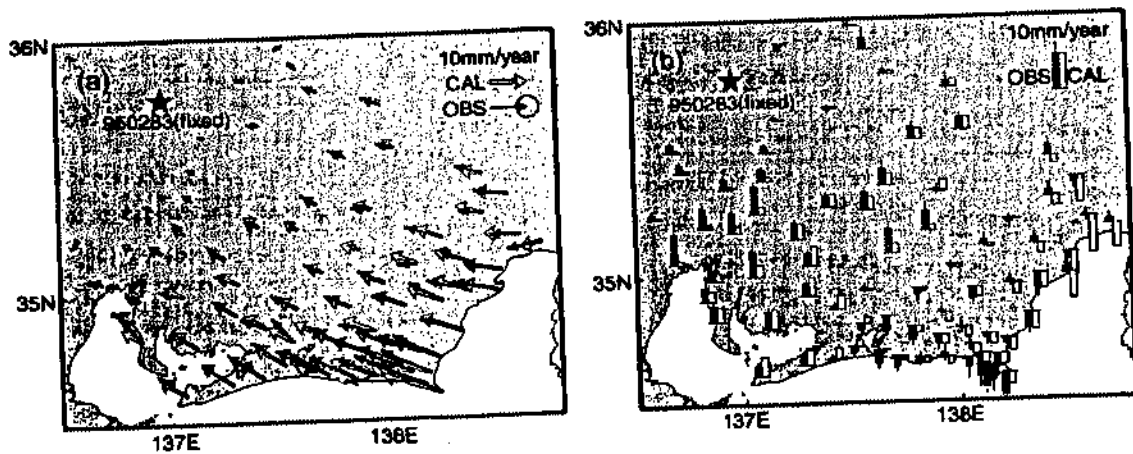


図3-2. バックスリップモデルと観測値の比較

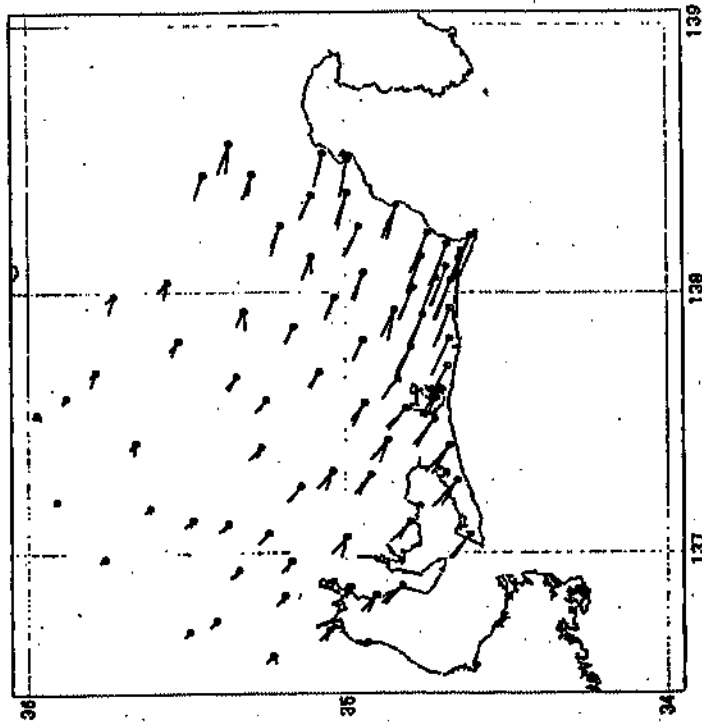
(a) 1年あたりの水平地殻変動。

黒矢印は GPS による観測値、白矢印はモデルによる計算値ベクトル。ベクトルは星印で示される観測点 950283 に対する相対値。楕円は信頼限界 95% の誤差楕円。

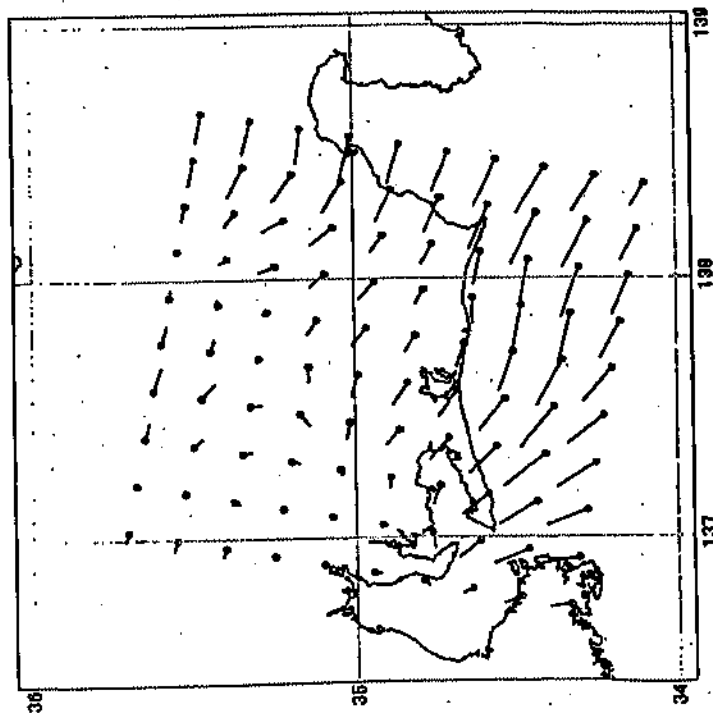
(b) 1年あたりの上下地殻変動。

黒棒は GPS による観測値、白棒はモデルによる計算値。値は星印で示される観測点 950283 に対する相対値。黒棒の上端に示される実線は信頼限界 95% の誤差。



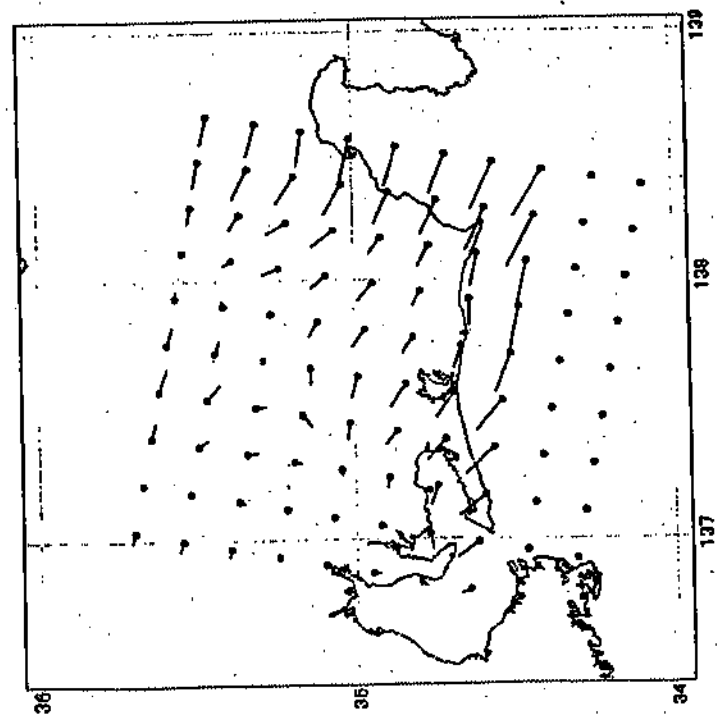
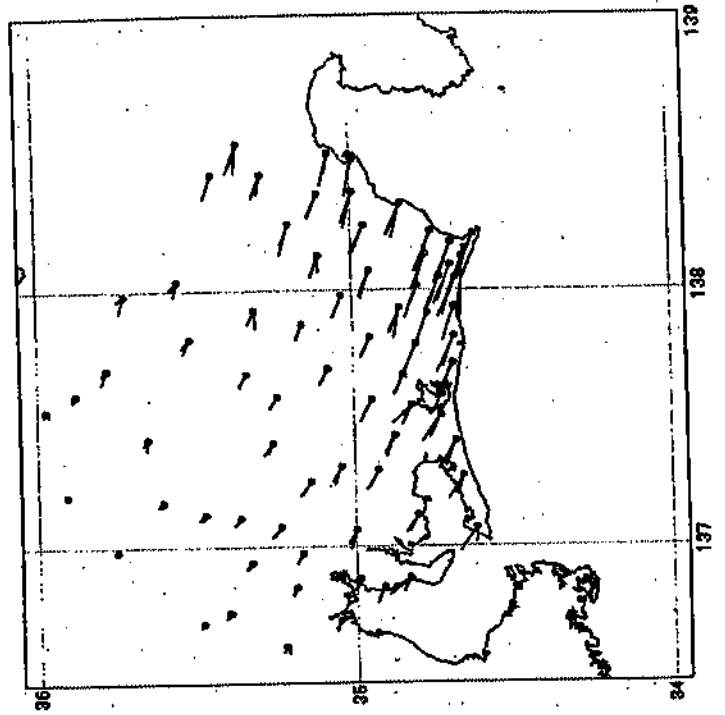


model A (displacement)

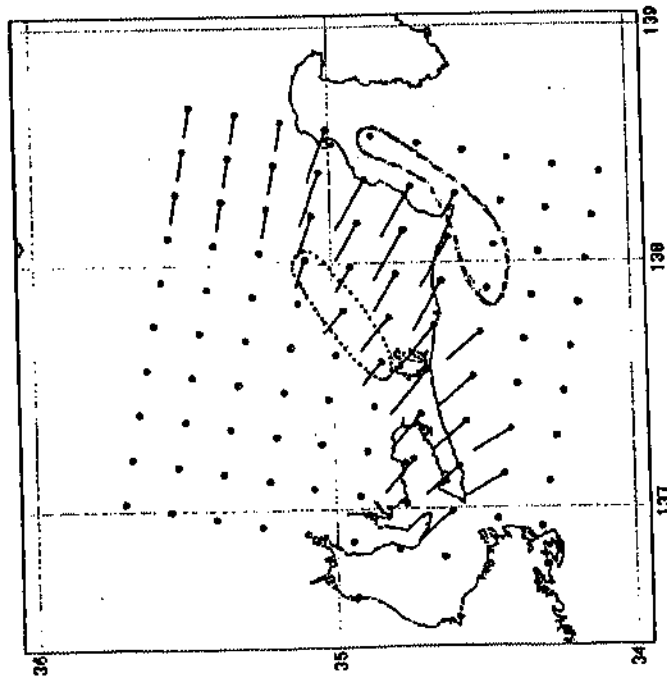
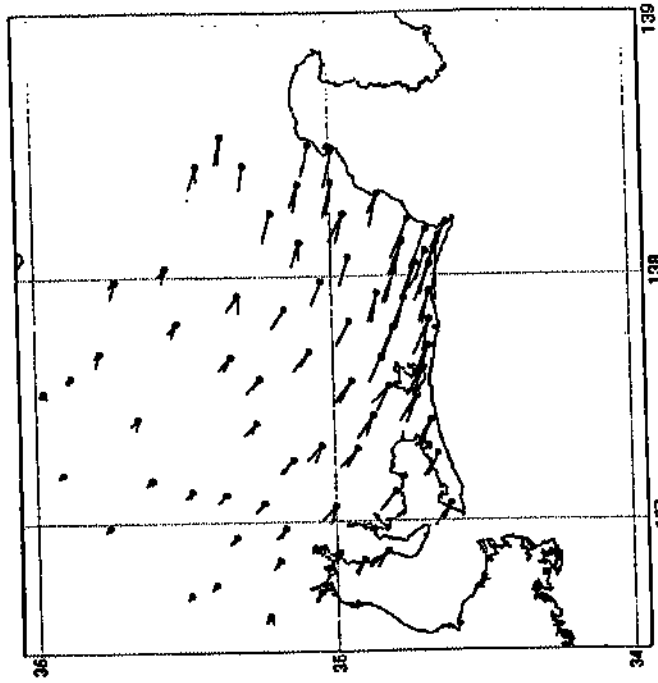


model A (slip)

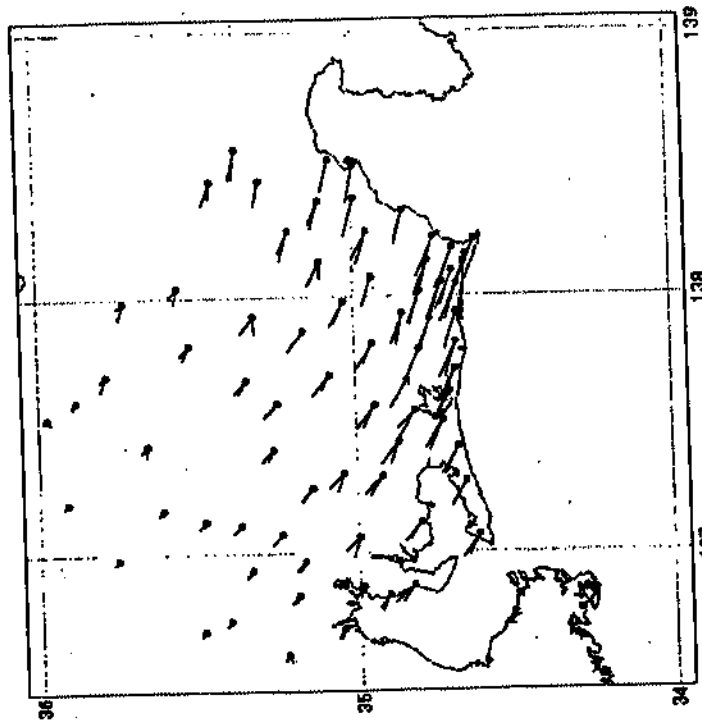
モデルA : Sagiya(1999)が得た結果に相当するモデル。



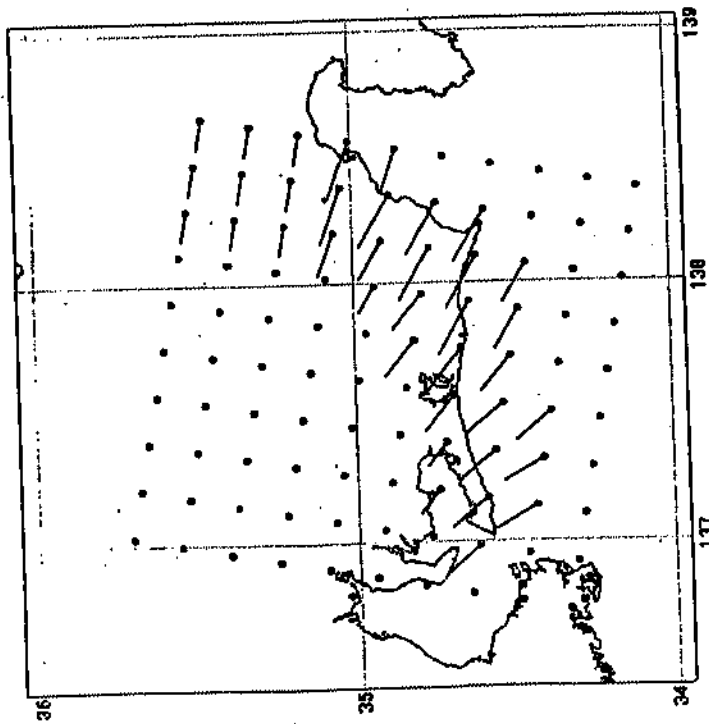
**モデルB**：モデルAから最南部に分布するすべりを取り去ったモデル。  
 残差が小さくなる観測点がある一方、より大きくなる観測点のために全体としては悪化する。  
 ただし、これは取り去ったすべり分布と観測点が近い渥美半島にある観測点で残差が大きくなる影  
 響が強く、この点を考慮すればモデルAからの悪化の程度はそれほど大きくないとも言える。



モデルC : Matsumura(1997)による固着域を出発点に作成されたモデル。  
 ここで例示した4つのモデルの中で最も残差が大きい。その特徴として、観測値に比べて計算値が静岡県内陸部で大きく、沿岸部で小さい。



model D (displacement)



model D (slip)

モデルD：モデルCから浅部にすべり分布を移したモデル。  
 モデルCの残差の特徴を考慮し、より浅い部分（海側）にすべり分布を移すと、残差は小さくなり、9割の観測点で3.5 mm 以内に収まる。

Matsumura(1997)による断層モデルについて

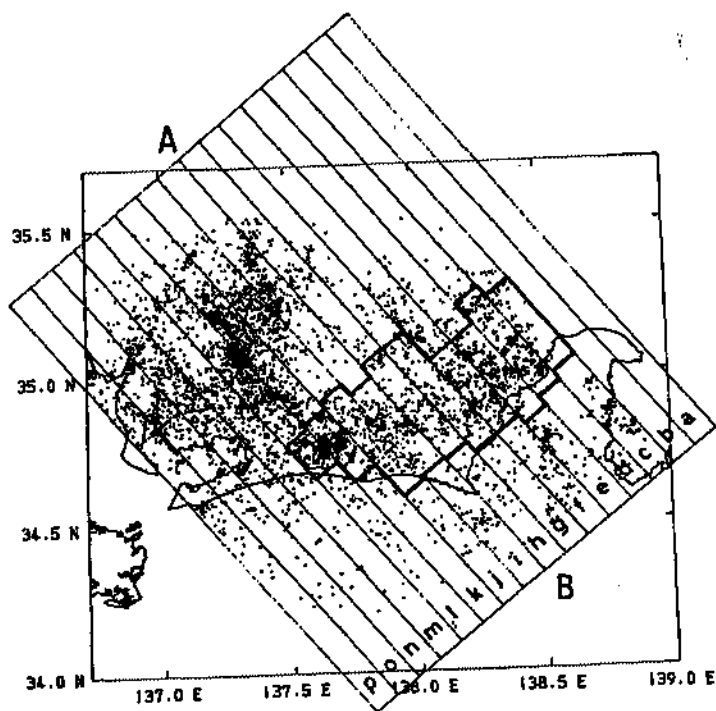


図4-1. フィリピン海プレート内の微小地震分布と固着域。  
黒点は微小地震の震央位置。太い実線で囲まれた領域が固着域。

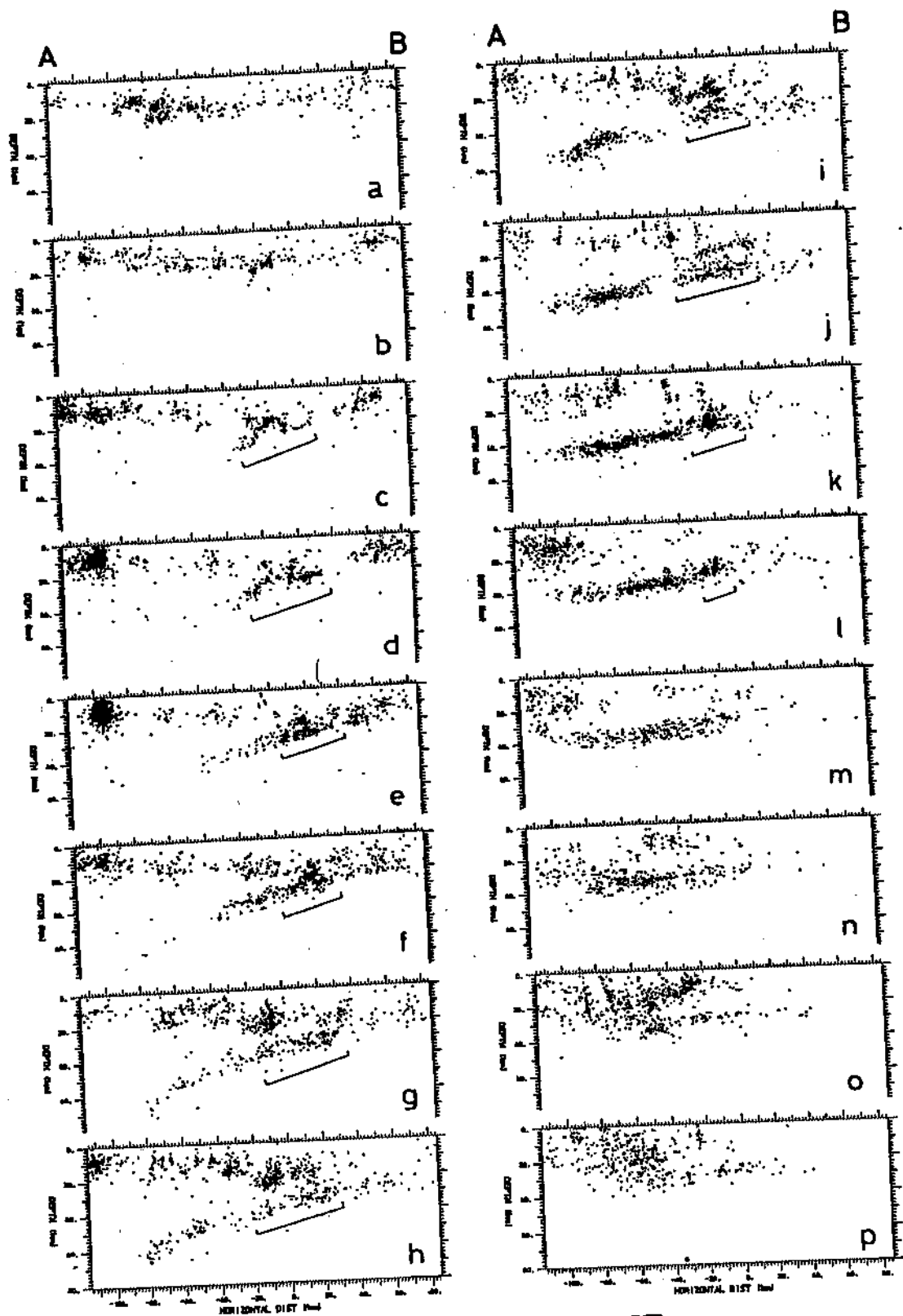


図4-2. 微小地震分布の鉛直断面図

各断面は図4-1の矩形領域に対応する。c~l断面中に線を引いた領域が固着域。

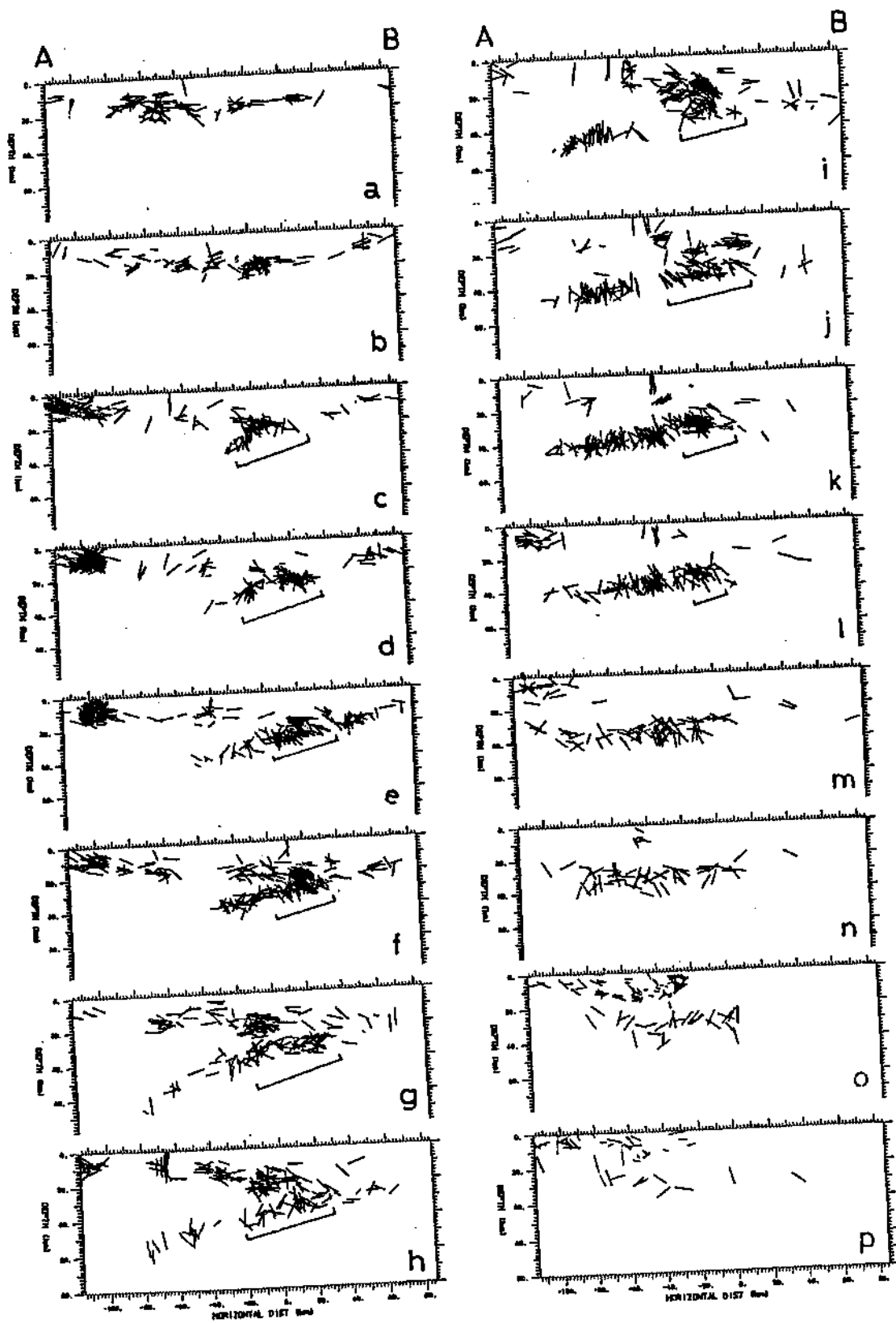
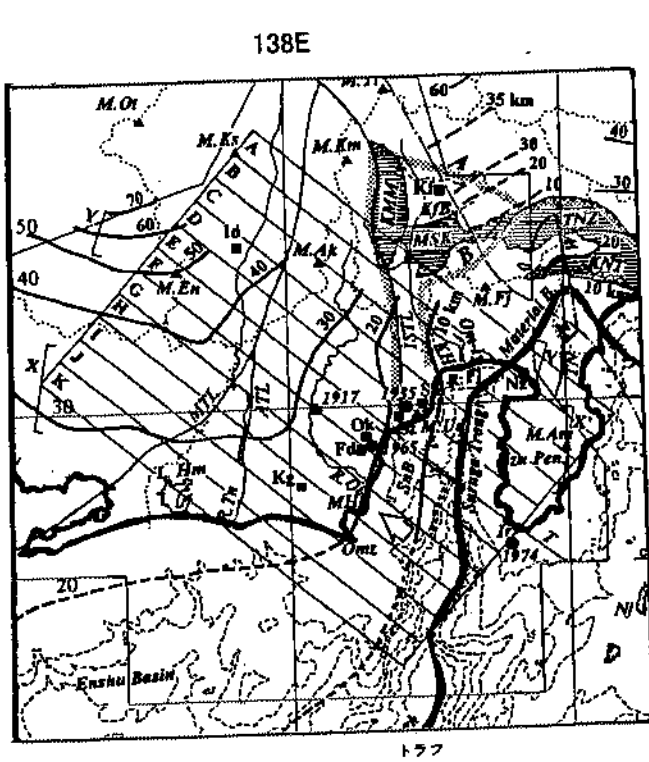


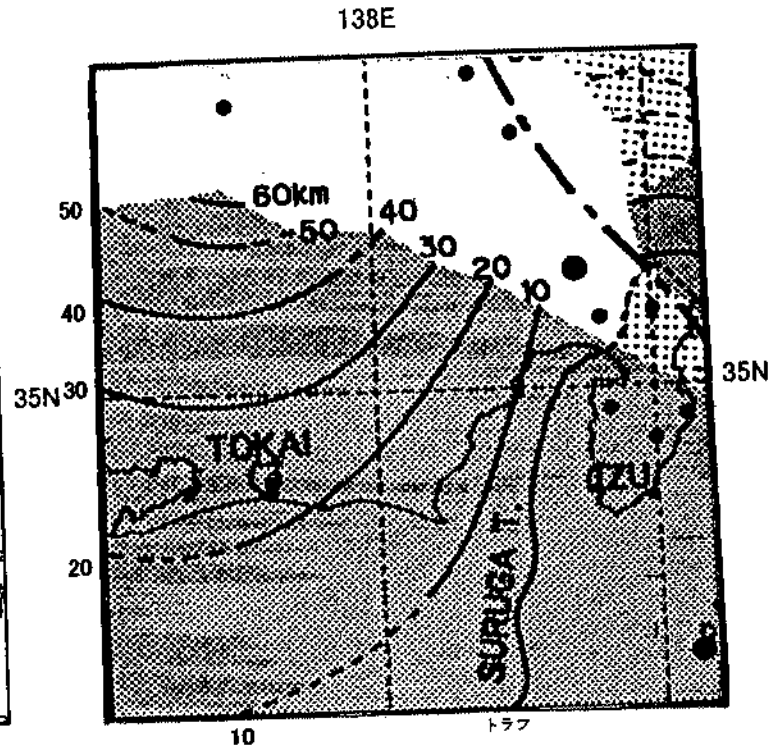
図4-3. 鉛直断面に投影したP軸の分布

各断面は図4-1の矩形領域に対応する。c~l断面中に線を引いた領域が固着域。

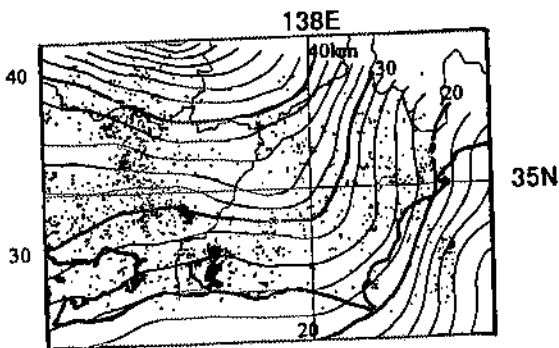
東海地域におけるフィリピン海プレート形状の解析結果の比較



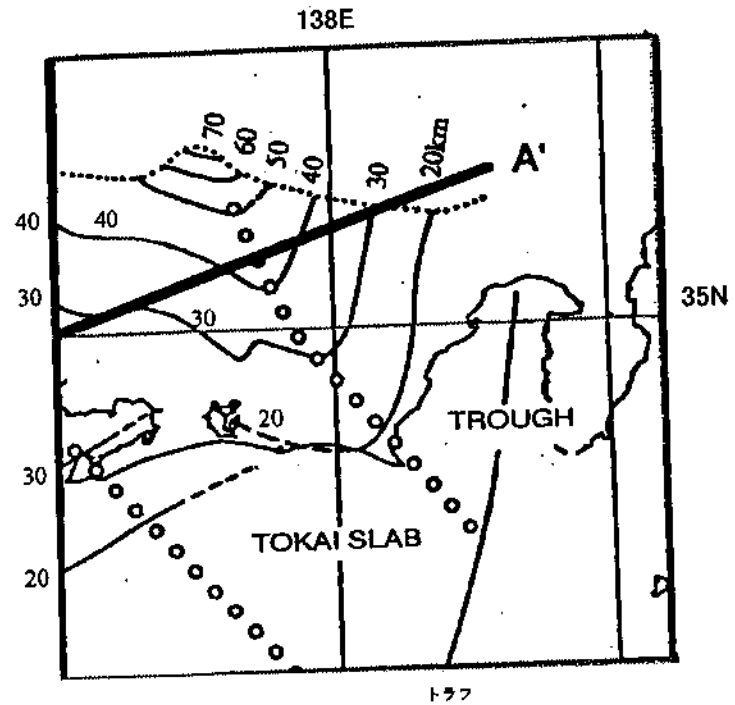
野口 (1996)



Ishida (1992)



原田ほか (1998)



Yamazaki et al. (1989), 山岡 (1996)



## ② 富士川河口断層帯の調査結果と評価について

### I. 富士川河口断層帯の調査結果と評価

#### 1. 断層帯の概要

富士川河口断層帯は静岡県東部の富士川の河口付近から富士山南西山麓にかけて、ほぼ南北に延びる長さ約20km（海域を除く；活断層研究会（1991）による）の断層帯である（図-1、2）。この断層帯の東側には富士山の斜面に続く富士宮・岳南の低地があり、西側には浜石岳・天守山地等の第三系の山地があり、両者の中間には蒲原・星山・羽鮎などの各丘陵地帯がある。この断層帯はこれらの地形・地質境界を形成している。また、大きな構造から見れば、フィリピン海プレートの北縁部に位置し、同プレートと西南日本を乗せた陸側のプレートの境界をなす断層帯の一部である。

この断層帯は主に、富士川河口付近から北に延びる東列の断層帯と、その西方の由比町付近から北に延びる西列の断層帯とからなっている。東列は入山瀬断層、大宮断層及び安居山断層からなる。西列は入山断層、芝川断層からなる。東列、西列いずれも概して西側隆起であり、それぞれ顕著な地質境界をなしている。

東列の入山瀬断層と安居山断層はほぼ南北走向で西側隆起の逆断層であり、大宮断層は北西-南東走向（南西側隆起）の正断層である。逆断層の運動により、西側の丘陵群はいずれも西側への顕著な傾動変形を受けている。平均変位速度は断層両側に分布する古富士泥流や富士溶岩等の後期更新世以降の地層や地形面等の食い違いから、A級（1～10m/千年）のなかでも大きい値が求められている。

西列の入山断層、芝川断層は、富士川を境に別の名称がつけられているが、実質的には延長17km以上の一連の逆断層（西側隆起）であり、西側の富士川層群と東側の前～中期更新世の地層を境して大きな累積変位を持っている。入山断層では最近の変動地形が不明瞭で、比較的小さいB級（0.1～1m/千年）の平均変位速度が得られている。一方、芝川断層では、南部で古富士泥流や富士溶岩流に上下変位が認められ、A級下位に相当する平均変位速度が得られている。芝川断層北部では地形面の変位が明瞭になり、A級中位の平均変位速度が得られている。

#### 2. 調査結果のまとめ

後に（Ⅱ章）述べるように、この断層帯についてはこれまでに多くの調査研究がある。さらに、平成7年度には通商産業省工業技術院地質調査所及び静

岡県総務部地震対策課がトレンチ調査やボーリング調査等を行った（図-2～4）。これらの研究結果及び調査結果に評価を加えて、この断層帯の性質を以下のようにとりまとめた。

### 2-1. 断層の型

各断層は概して西側隆起を示し、断層面は垂直ないし西へ傾斜している。但し、大宮断層は東側低下の正断層である。横ずれに関しては左ずれ成分の存在が推定されているが、確かな資料は得られていない。

### 2-2. 平均変位速度

この断層帯の各断層の第四紀後期における平均変位速度（上下成分のみ）を下のように認めた。これに基づいて、この断層帯の平均変位速度（上下成分のみ）は7m/千年とみなす。水平成分も含めた実質の変位速度はこれ以上になる。

- \* 入山瀬断層 7m/千年（最近1万4千年、富士山溶岩流SSW1の変位）  
(Yamazaki, 1992)
- \* 大宮断層 7m/千年（最近2万年、古富士泥流Mf-Ⅲ面の変位）  
(Yamazaki, 1992)
- \* 安居山断層 6m/千年（最近10万年、古富士泥流基底の変位）  
(下川ほか, 1996)
- \* 入山断層 0.25m/千年（最近2万年、立川段丘相当面の変位）  
(杉山・下川, 1982; Yamazaki, 1992)
- \* 芝川断層 2m/千年（最近2万5千年、AT火山灰の50mの変位）  
(静岡県, 1996)

### 2-3. 過去の活動の時期

大宮断層および芝川断層は約3千年前（放射性炭素年代；以下、同様に活動した（下川ほか, 1996、図-3；岩田ほか, 1997）。入山瀬断層および安居山断層は約6千年前以降にも活動しているが、その活動時期は直接的には求められていない。入山瀬断層では約6千年前以降に少なくとも4回の大規模な崖錐形成時期が求められたが、それは蒲原丘陵周辺での地震隆起によると思われる完新世段丘の数と一致し、形成時期が知られている2つの段丘については時期も一致している（山崎ほか（1998）；図-5～7）。また、最新活動時期は2100年前以降である（山崎ほか, 1998）。なお、歴史時代にこの断層帯の活動によると考えられる大地震は知られていない。

### 3. 評価

この断層帯の活動についての評価は以下のとおりである。

#### 3-1. 過去の活動について

##### <主文>

富士川河口断層帯は駿河湾内のプレート境界断層に連続している。平均変位速度は少なくとも7m/千年であり、その活動度は日本の中では最大級である。平均活動間隔は千数百年であったと考えられる。最新活動期は千年以上前であった可能性が高い。

##### <説明>

###### ○断層帯の構造上の位置づけ

富士川河口断層帯は静岡県東部の富士川の河口付近から富士山南西山麓にかけて、ほぼ南北に延びる長さ約20kmの断層帯である(図-1、2)。この断層帯の東側には富士山の斜面に続く富士宮・岳南の低地があり、西側には浜石岳・天守山地等の第三系の山地があり、この断層帯が顕著な地形・地質境界を形成している。また、大きな構造から見れば、フィリピン海プレートの北縁部に位置し、同プレートと西南日本を乗せた陸側のプレートとの境界をなす断層帯の一部である。

###### ○平均変位速度

平均変位速度は、この断層帯の場合のように並走する断層からなる断層帯においては、両断層がいつも別々の時期に活動する場合には、両者の平均変位速度の和を用いるのが適当である。しかし、両断層が同時に活動する場合には、いずれか顕著な方をもって代表させるのが適当である。この断層帯では東列と西列がいずれも約3千年前に活動したので、両者が同時に活動する場合にあたる。したがって、東列の平均変位速度(7m/千年)をもってこの断層帯の平均変位速度とする。なお、この値は上下成分のみの値である。このほかに横ずれ成分(走向方向に沿う水平成分)として左ずれ成分があると推定されており、それを考慮すると平均変位速度はさらに大きくなる。

富士川河口断層帯は、横ずれ成分を考慮しなくても、中央構造線断層帯(四国中央部における平均変位速度5~10m/千年)、糸魚川-静岡構造線断層帯(牛伏寺断層における平均変位速度6~9m/千年)などとともに、日本の内陸の活断層のなかでは最も活動的な断層帯の一つといえることができる。

###### ○活動間隔

富士川河口断層帯の活動間隔としては、大宮断層の掘削地点で7000年より短

いという資料（下川ほか，1996）が得られている。また、入山瀬断層の断層崖下の崖錐堆積物に対するボーリング調査によって、千数百年程度であるという資料も得られている。後者の資料では約6000年前以降、最大千数百年の間隔で少なくとも4回の大規模な崖錐形成時期が求められた。この数は蒲原丘陵周辺での地震に伴う隆起によると思われる完新世段丘の数と一致し、形成年代が知られている2つの段丘とは時期も一致している（山崎ほか，1998；図-5～7）。このことから、入山瀬断層の活動間隔は最大千数百年程度と考えられる。

このことから、この断層帯の活動間隔を千数百年程度と判断した。

### ○最新の活動時期

日本には過去千年以上にわたる古文書があり、この間、富士山の活動は記録されているが、この断層帯付近での大地震の発生を示唆する記録は見当たらない。この断層帯は古くからの交通の動脈である東海道を横切っており、もしこれが活動していれば、地震に伴う広域被害や地殻変動に関する記録に残らないはずはないと考えられる。また、安政東海地震の際に富士川河口域に出現した2つの地震山がこの断層帯南端部の変位を意味している可能性は大きい。それ以北の内陸部では地震時の土地の変動などは知られておらず、安政東海地震がこの断層帯全体の活動であったとは考えられない。

最近の調査では大宮断層と芝川断層のそれぞれ1箇所ですべて最新の活動として約3千年前の断層活動を示唆する資料が得られた（大宮断層について、図-3）。また、山崎ほか（1998）によると、最新活動時期は2100年前以降である。

以上の歴史資料と野外資料とから、この断層帯の最新活動時期は約2千年前以降、1千年以上前であると判断した。

### 3-2. 将来の活動について

#### <主文>

これらのことから、この断層帯の次回の活動は、地震時の変位量が7m程度またはそれ以上、地震の規模でいうとマグニチュード8程度、震源域は駿河湾内にまで及ぶと考えられる。また、その時期は今後数百年以内の比較的近い将来である可能性がある。

（注）ここでいうマグニチュード8程度とは、 $8.0 \pm 0.5$ を意味する。

#### <説明>

##### ○断層活動に対する基本的な考え方

日本の活断層はすべて、間欠的に活動すると考えられている。その間欠的な活動の様式については、活動の規模や活動の時間間隔がランダムであるとする考えと、活動間隔も活動規模も断層ごとにほぼ決まっているとする考え（固有

地震説あるいは階段モデル)とがある。従来の研究から得られた活動間隔のデータを検討したところ、ある程度の規則性を考慮したほうがデータを良く説明するという予備的な結果が得られている。このため、後者の考えに立って地震発生の長期評価を行う。

固有地震説にたつ場合、つまり、ひとつの断層帯(またはその部分区間)はほぼ等しい時間間隔で、ほぼ等しい規模の地震を繰り返して発生させていると考えた場合、将来の地震発生の時期を評価するためには、その断層の平均活動間隔と最新活動時期の認定が重要である。例えば、その断層帯の平均活動間隔の年数と最新活動期から現在までの経過年数とが接近している場合には、次の活動時期が近いと判断される。実際には、その活動間隔にも地震規模にもかなりのばらつきがあることを考慮して判断する。

#### ○将来の活動の規模

7 m/千年という大きな平均変位速度を持っている断層が千年以上も動かないでいると、それだけでも7 m以上の変位を起こす潜在能力をもっていることになる。1回の地震での変位量が7 mの地震は経験式(1章末尾の<注>を参照)によれば $M=8.1$ である。これらのことから、この断層帯の次の活動は上下変位量7 m(水平変位量も含めると、それ以上)で、地震規模は $M8$ 程度と推定した。

#### ○活動区間

マグニチュード8程度(あるいは1回の変位量が7 m以上)の地震ではその震源域の範囲はこの断層帯の陸上で確認されている長さ(約20km)の数倍に及ぶと考えられる。マグニチュード $M$ あるいは1回の変位量 $D$ と、その時の震源域の範囲(長さ $L$ )の間の経験式によると $M=8$ は長さ約80km、 $D=7$  m以上は長さ70km以上になる。これらのことから、活動区間(震源域)はこの断層帯(陸上部)だけにとどまらず駿河湾内まで延び、「東海地震」の想定震源域と大部分重なり合うと考えられる。活動区間が北方へ延びる可能性もあるが、この断層帯の北方延長部には断層変位地形が認められないので、大きな変位速度を持つ断層は、北方には延びていないと推測できる。

#### ○次の活動時期とその可能性

この断層帯に対する調査結果から、この断層帯の活動間隔は千数百年であり、最新活動時期以降現在までに、すでに千数百年が経過していると推定される。このことから、次の地震の発生の時期は(数千年以内ではなくて)数百年以内であると考えることができる。

しかし、上述の活動間隔の年数にも、最新活動時期以降の経過年数にも、その推定には数百年程度の不確かさが含まれている。また、これとは別に断層の活動自体にも数百年程度のばらつきがある可能性がある。そのような不確かさ

を考慮に入れて、主文では次回の活動時期について、数百年以内である「可能性がある」と表現した。

更に、主文では発生時期を「今後数百年以内の比較的近い将来」と述べたが、これは、単に「今後数百年以内」という表現では、つぎの大地震発生は数百年先であると受け取られがちであることを憂慮したためである。

なお、想定「東海地震」が発生した時に、この断層帯が同時に活動する可能性は否定できない。しかし、この断層帯と「東海地震」の平均活動間隔は、前者が后者の概ね10倍程度とかけはなれている。よって、想定「東海地震」が発生した時、この断層帯が必ず同時に活動するとは限らない。

#### 4. 今後に向けて

活断層調査資料は、現状では質、量とも必ずしも十分であるとは言えず、将来の活動を高い信頼度で評価するうえでも限界があり、今後、さらに調査研究を充実させる必要がある。

<注> 松田による内陸活断層に関する経験式は次のとおり。

$$\log D = 0.6M - 4$$

$$\log L = 0.6M - 2.9$$

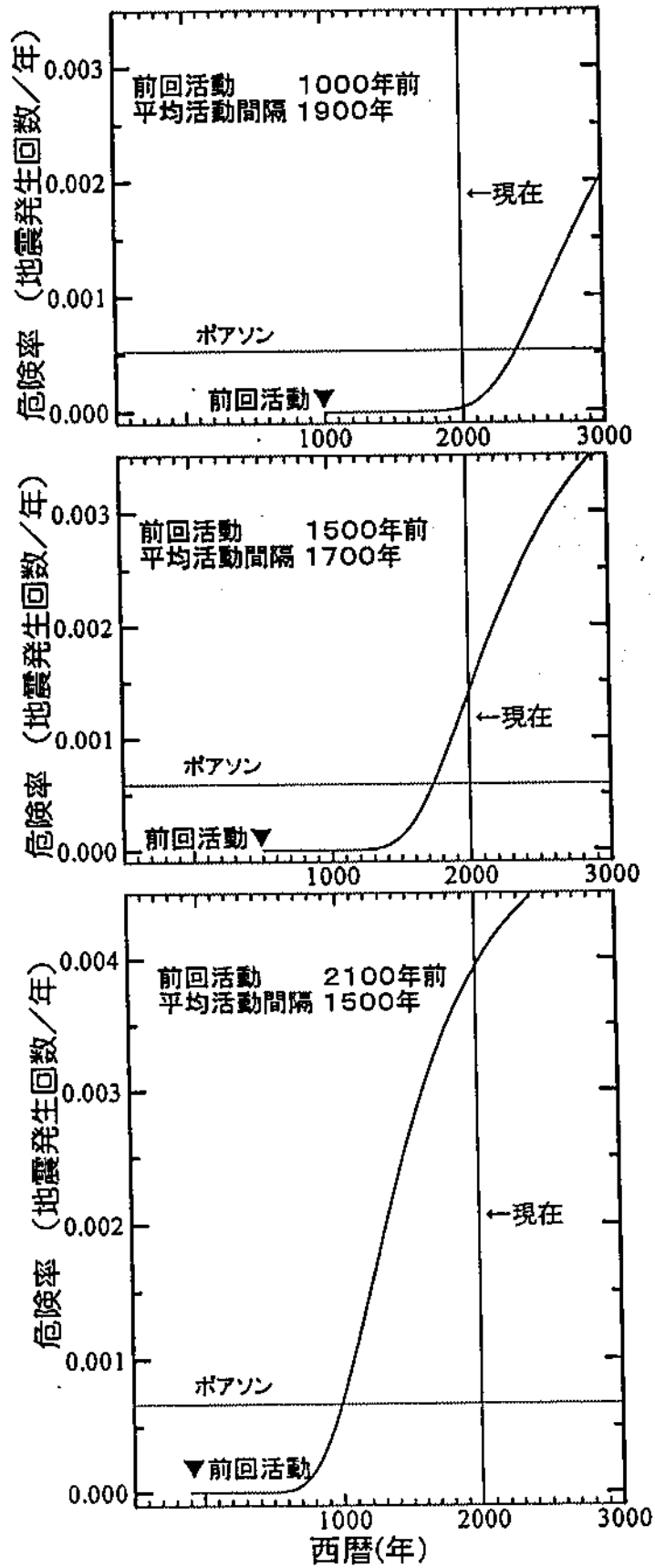
$$D = 0.1 L$$

ここで、 log : 常用対数

M : 地震の規模 (マグニチュード)

D : 断層運動による食い違い量 (m)

L : 地表に現れた断層の長さ (km)



危険率が時間とともに増加していく様子。