

中央防災会議東海地震に関する専門調査会
(第4回)

資料

- ① 東海地震に関する知見のこの20数年間の進展
- ② 「東海地震」の震源域の想定にあたっての考え方(たたき台)

平成13年5月15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°

・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

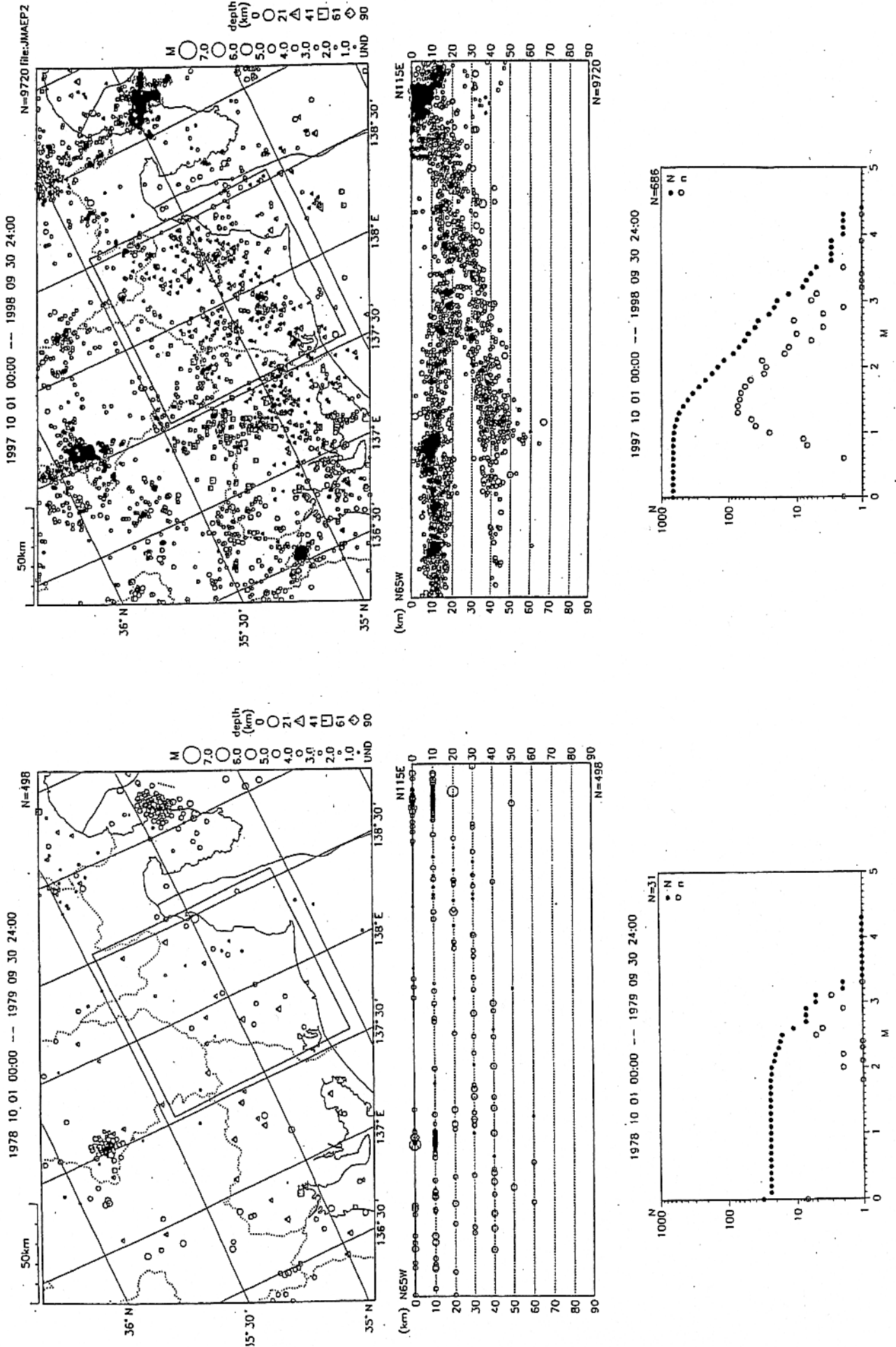
岩石破壊実験から導かれた摩擦構成則に関するモデルを用いて、プレート沈み込み帯での巨大地震発生のシミュレーション解析が行われるようになった。

→ 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。

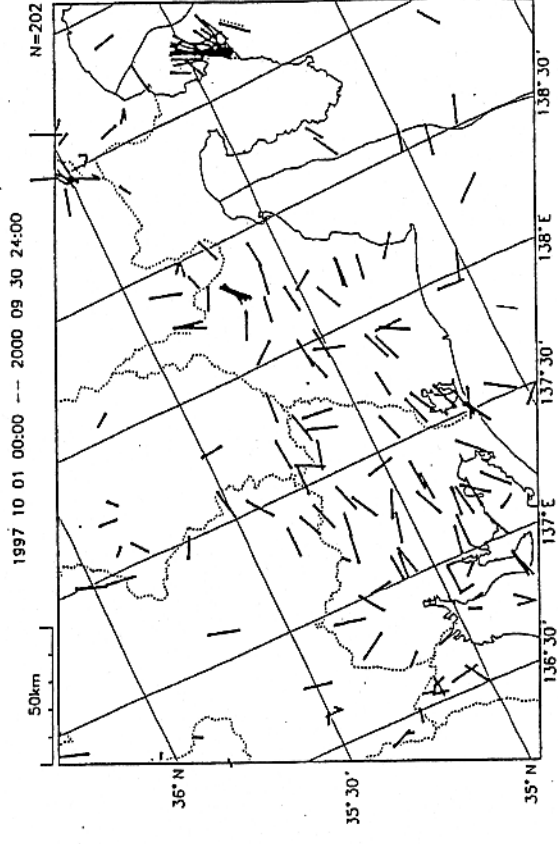
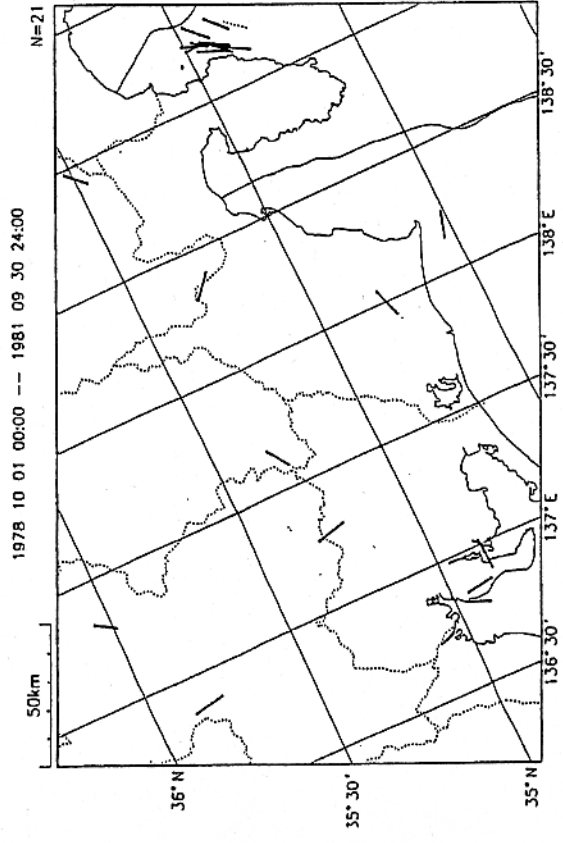
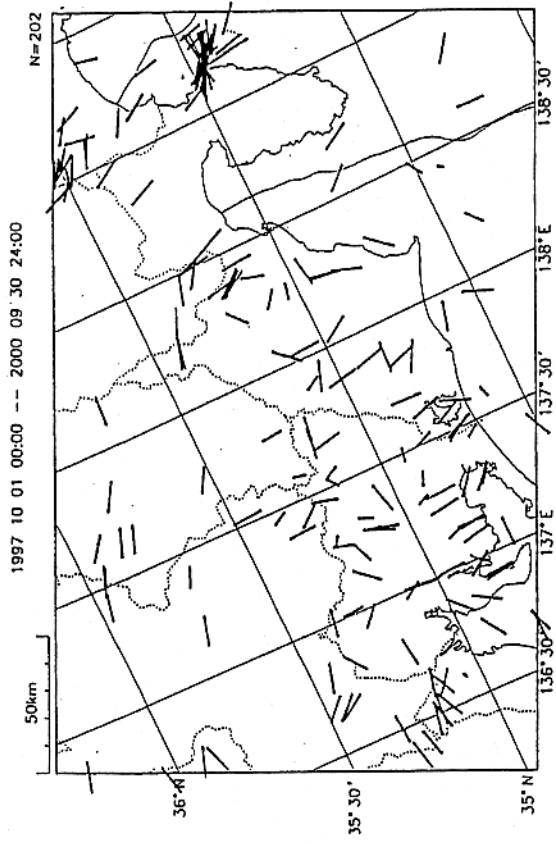
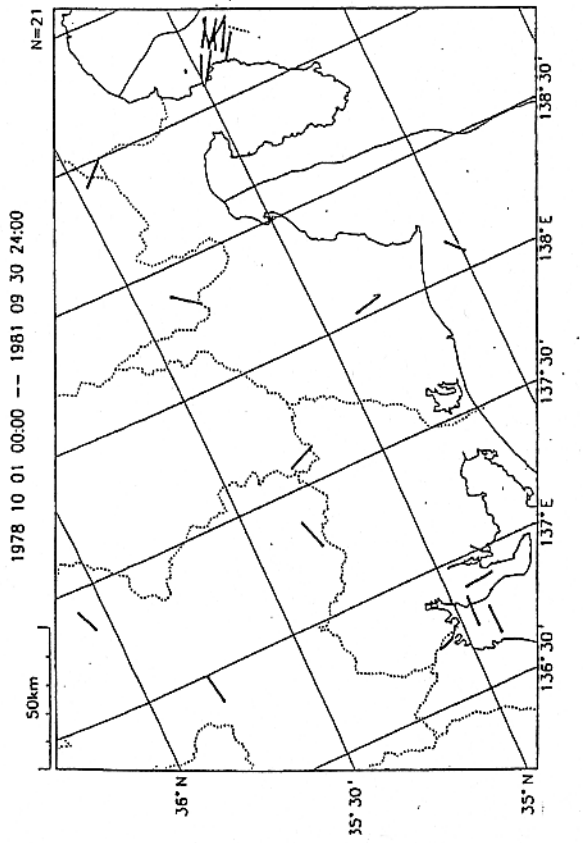
これらを参考にした、短期直前予知のための地殻変動観測点増強プランの策定。

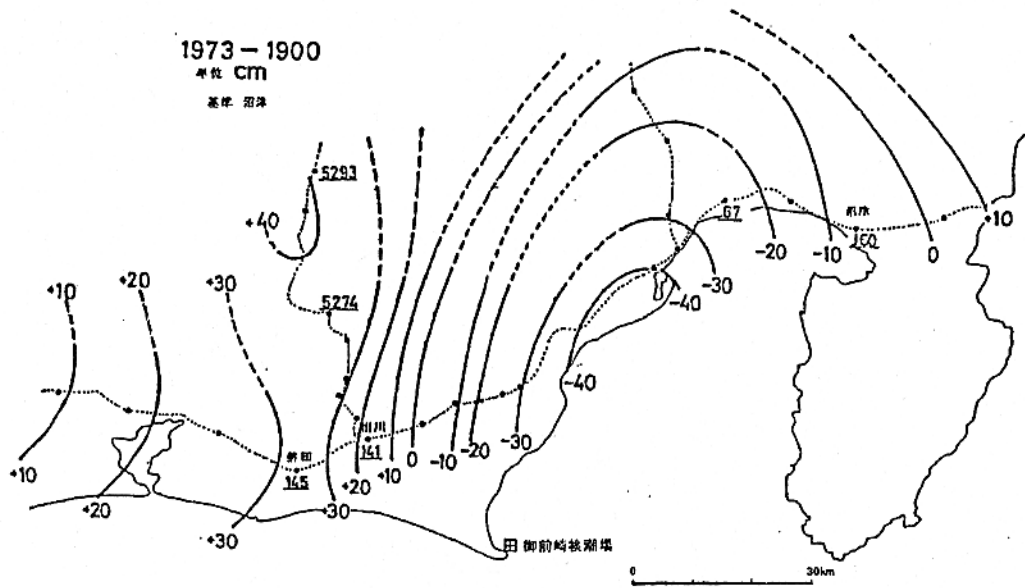
その後の観測データの蓄積や新たな知見について

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)

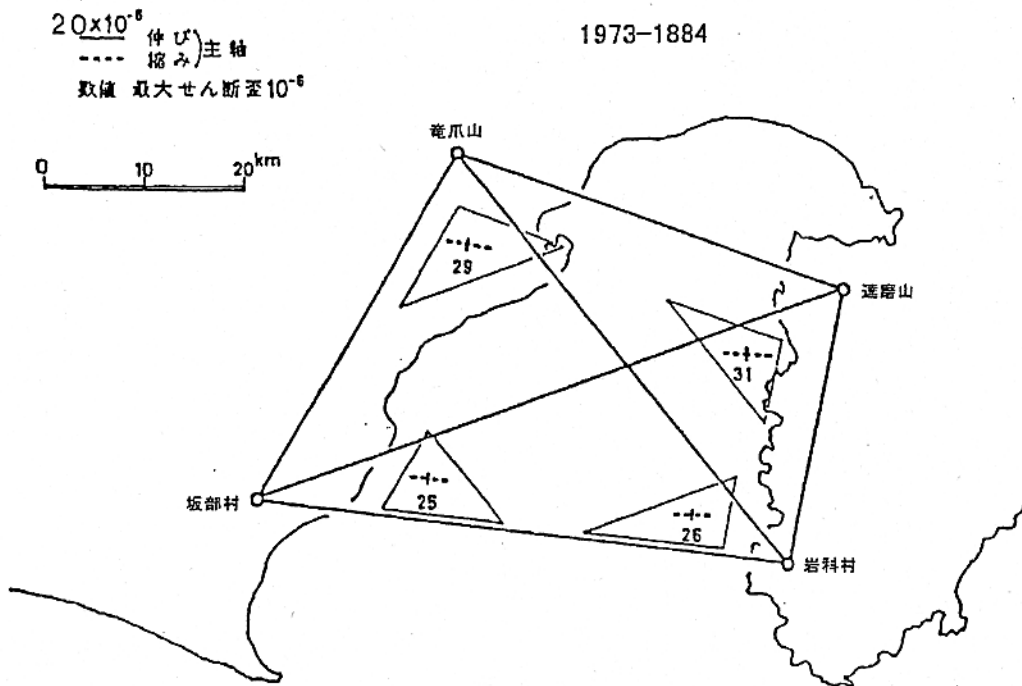


判定会発足当時(左：1978-1981)と最近(右：1997-2000)のP軸(上)及びT軸(下) 水平面投影図
(気象庁資料)





東海地域の地殻変動図（上下変動）

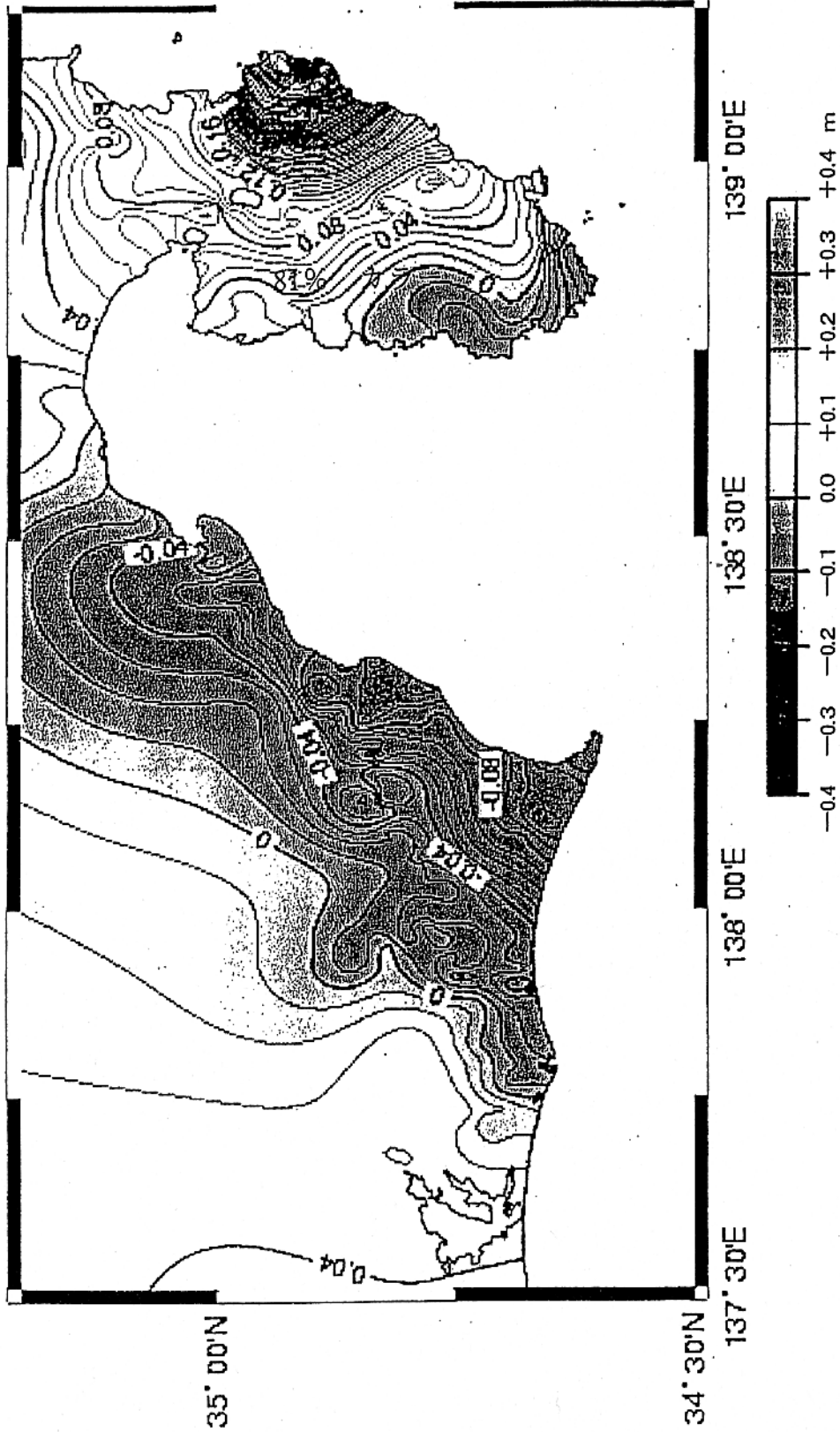


東海地域の地殻変動図（水平歪）

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)

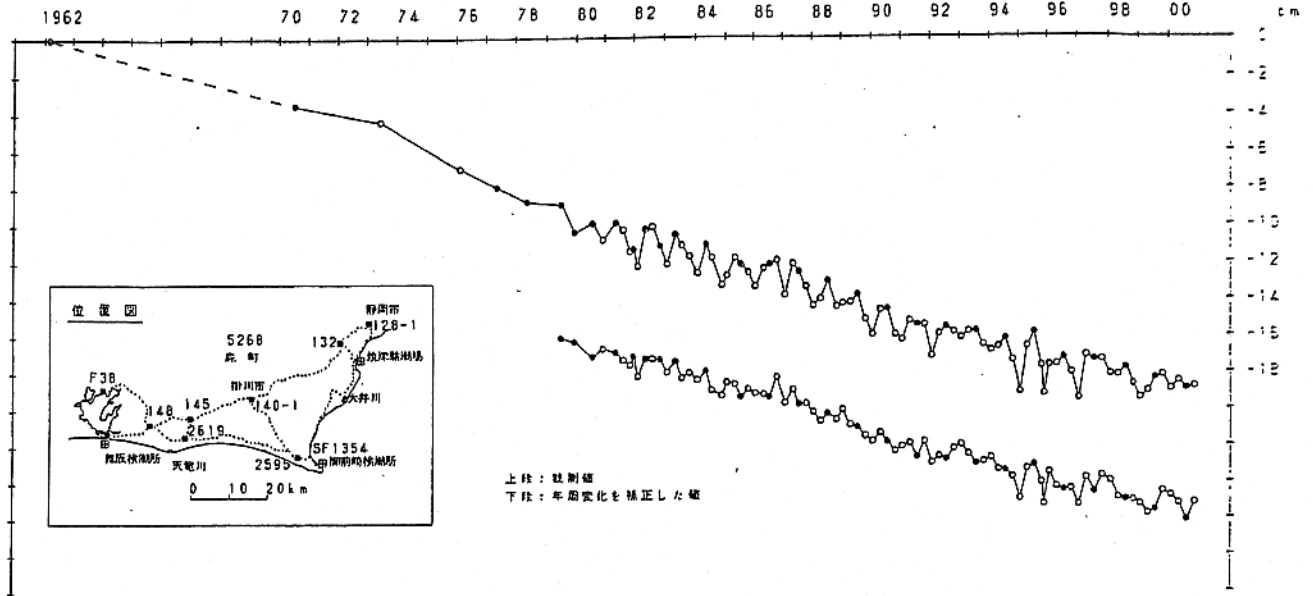


水準測量から求めた最近20年間の東海地方の上下変動(1)

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

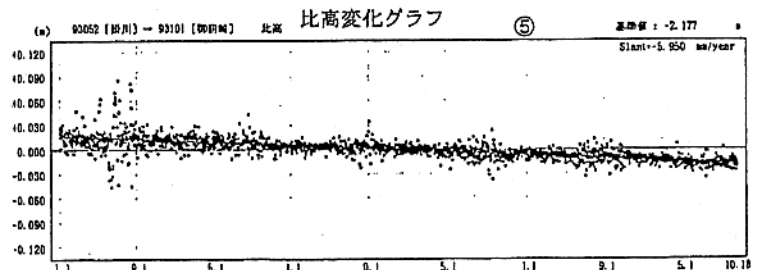
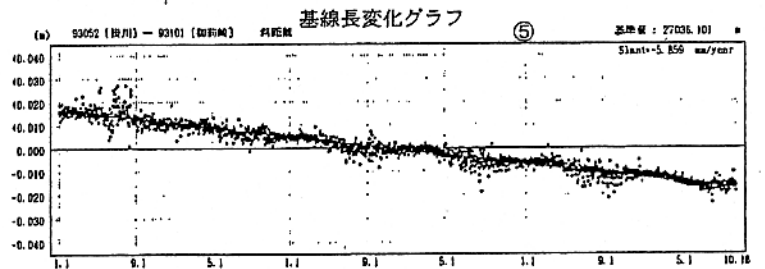
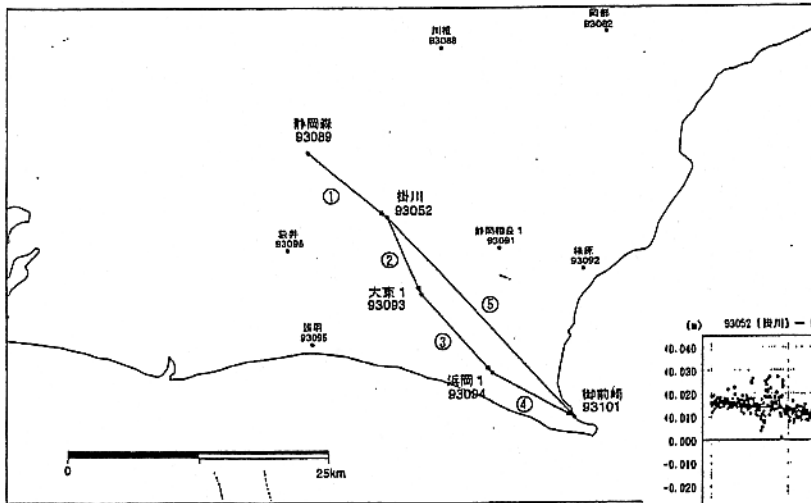
基準：140-1 基準年：1962

●：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

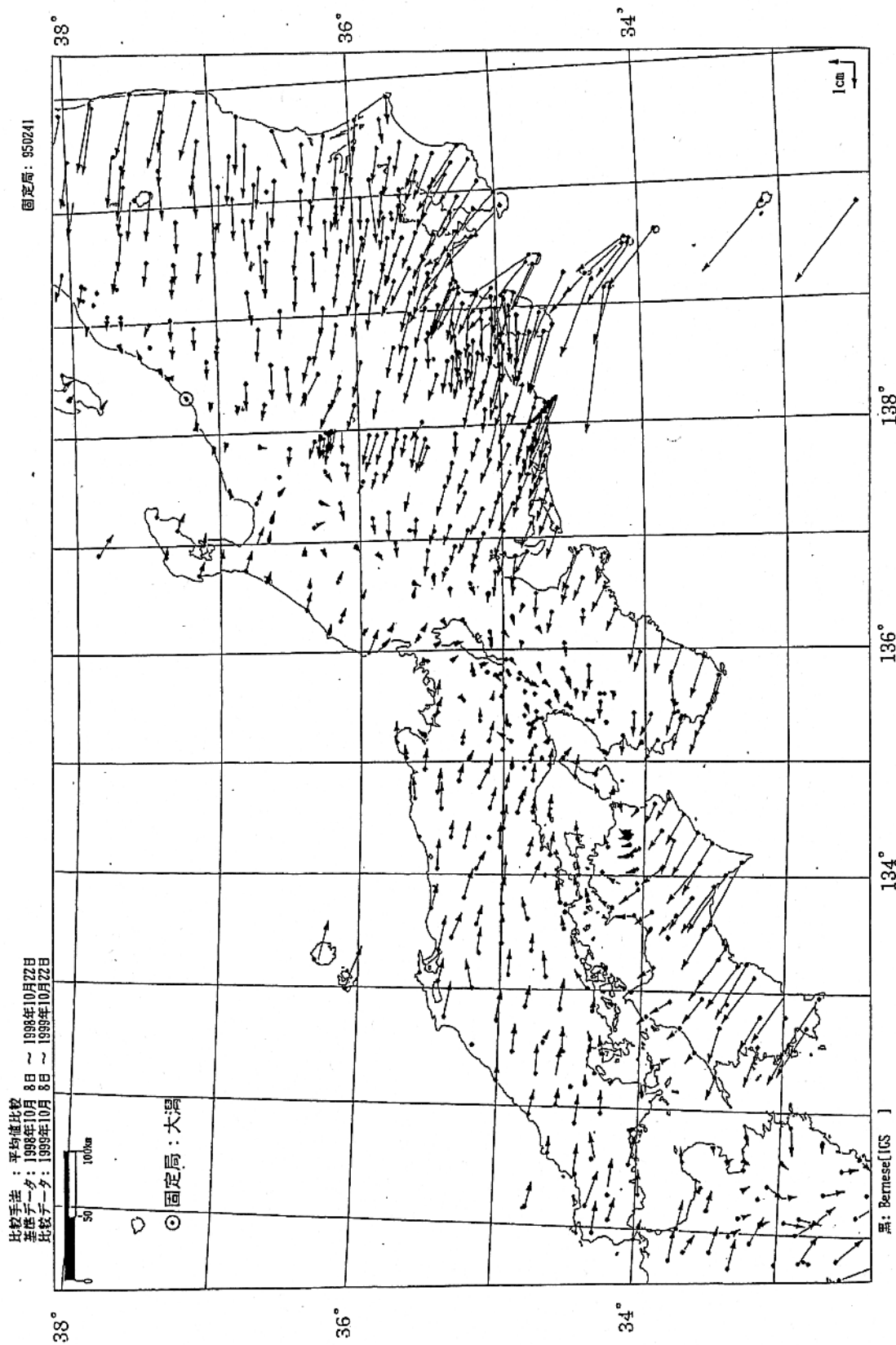
御前崎GPS連続観測基線図



2000年1月1日分データより基線解析プログラム設定変更

● --- Bernese[IGS用]

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へのし上げられているとしている。

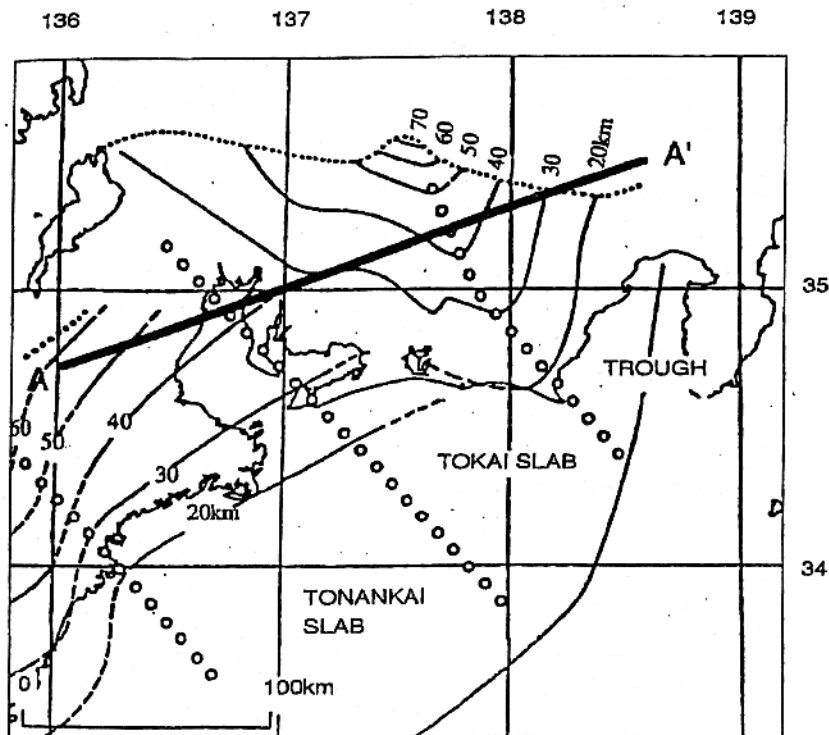


図 1-1 名古屋大学で収録されている地震観測網から推定されたフィリピン海プレートの形状をあらわす等深線。[Yamazaki *et al.* (1989), 山岡(1996)]

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。

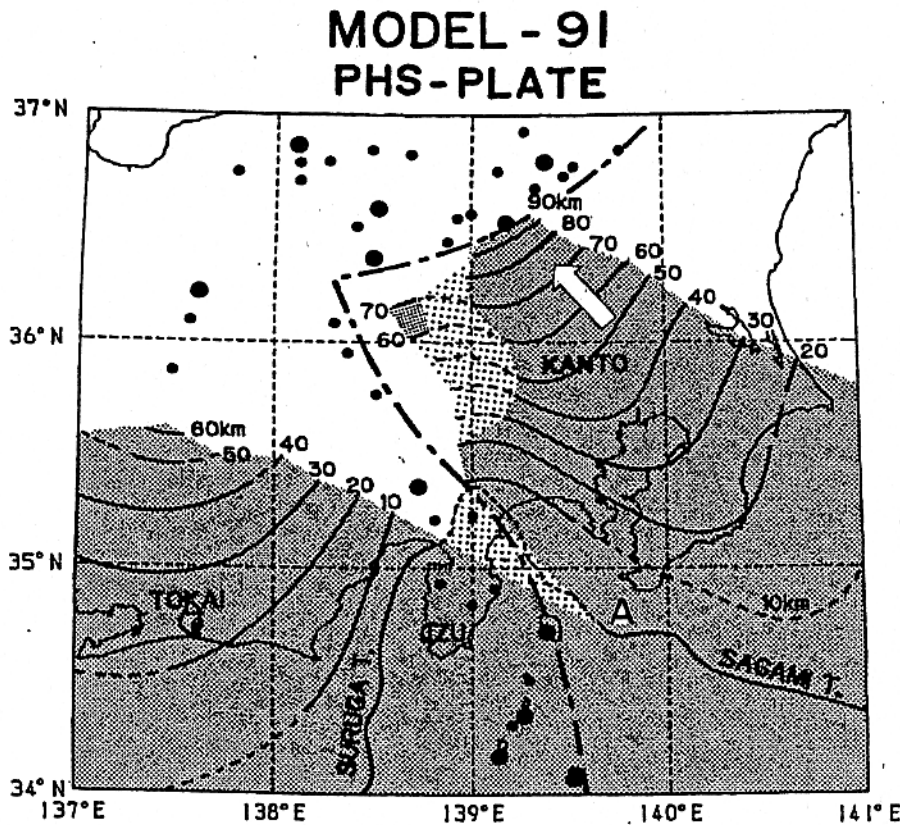


図 1-2 Ishida(1992)によるフィリピン海プレートの上層深度分布(実線および影の部分)。破線は観測された地震が少なく不確実な部分。一点鎖線は火山フロントを示す。

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。

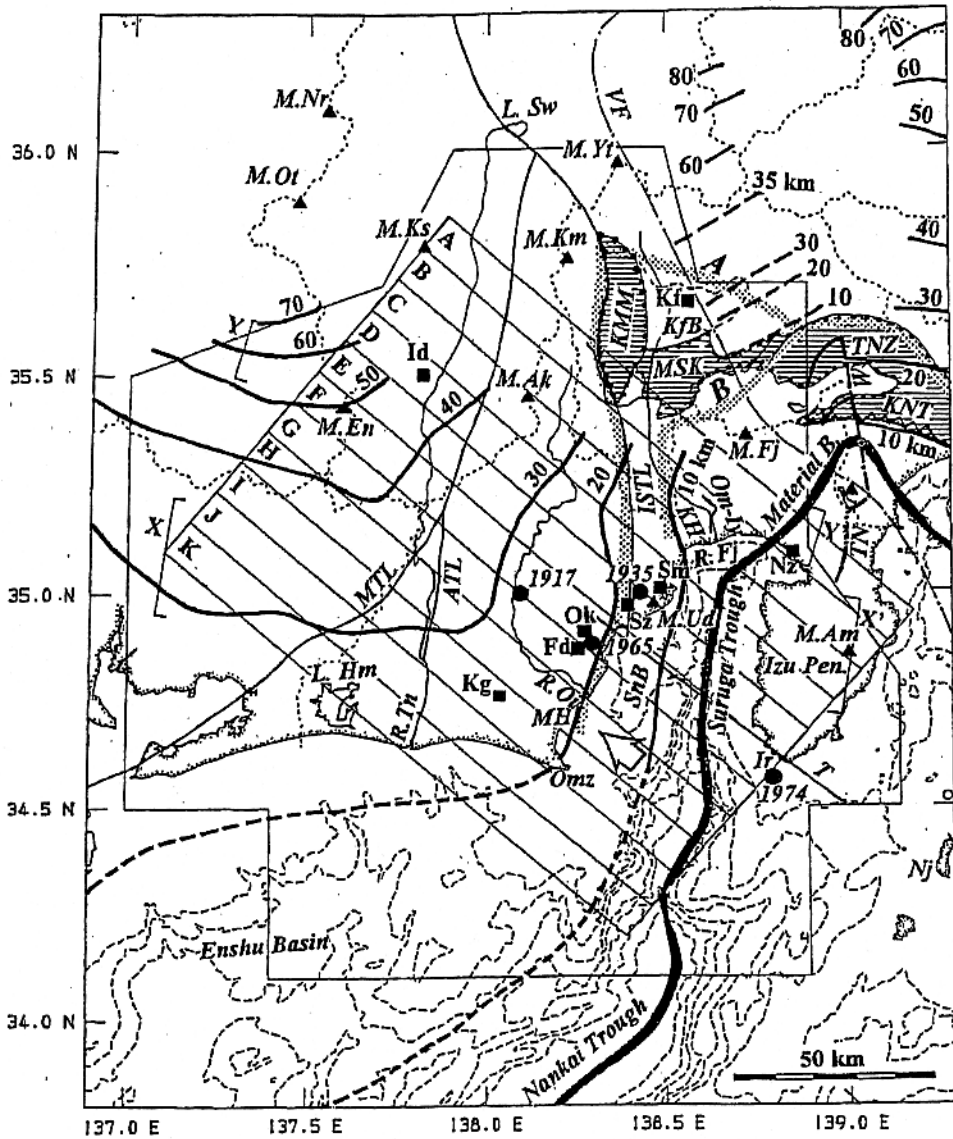


図 1-3 野口(1996)によるフィリピン海プレートの上面深度分布(太線で示す)。細い線で示した多角形域が解析領域であり、他の研究結果をまとめたもの。

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。

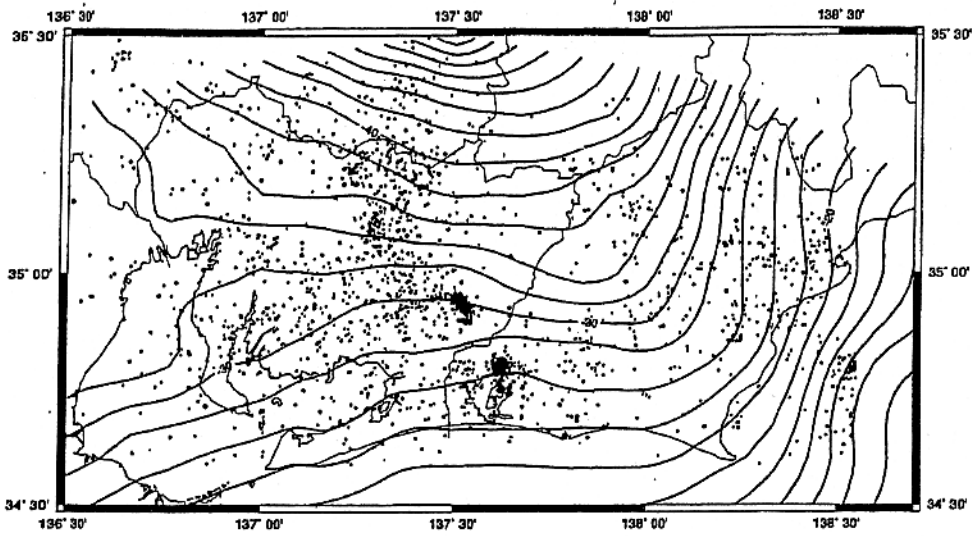


図 1-4 原田ほか (1998) によるフィリピン海プレートの上層深度分布。黒丸はスラブ内で発生した地震の震央を示す。

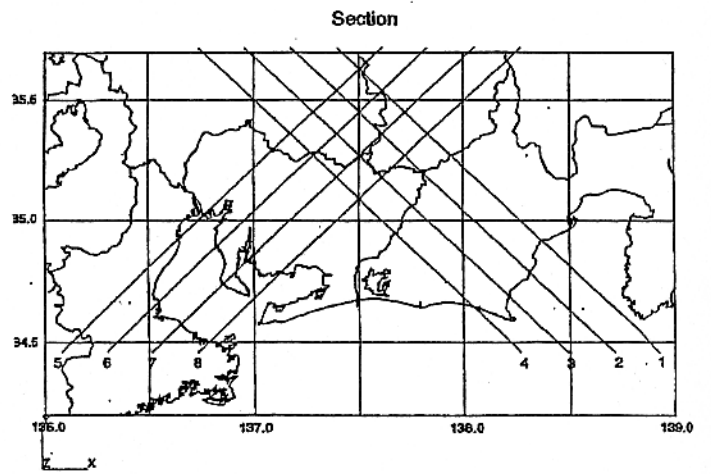
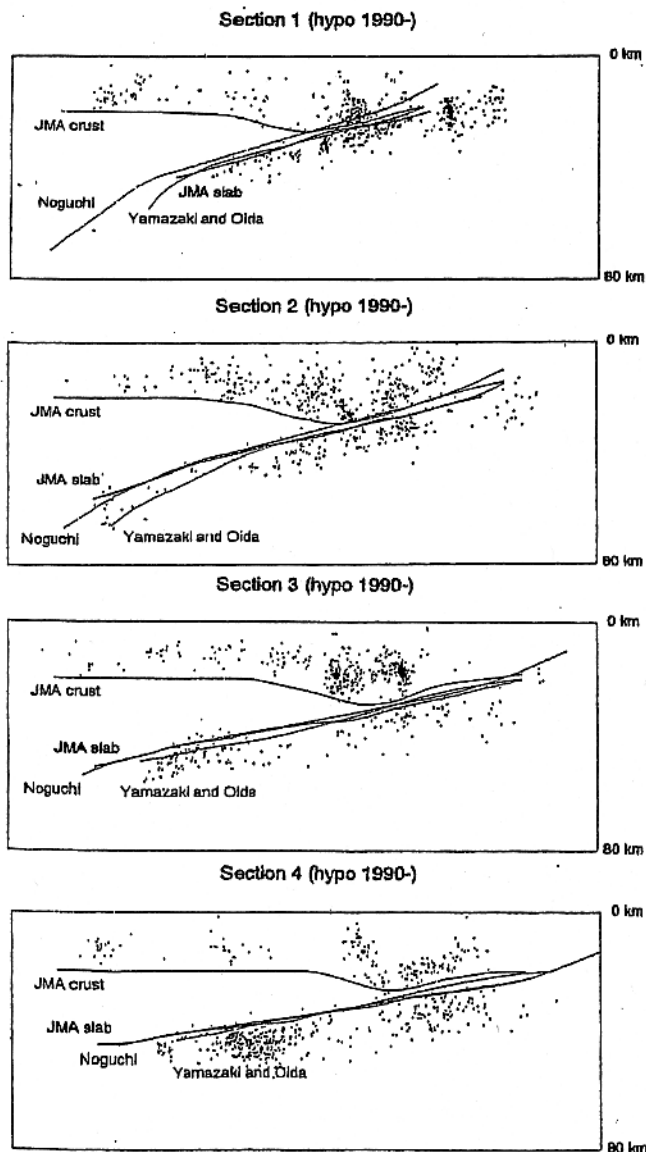


図 1-5 原田ほか (1998)、野口 (1996)、山崎・大井田 (1985) によるフィリピン海プレート上面の比較。黒丸は気象庁による震源分布。

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。

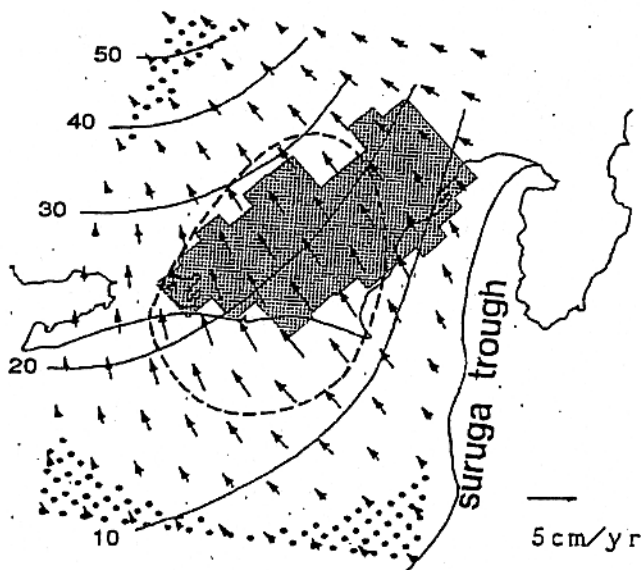


図2-1 松村(1996)による固着域と、Yoshioka *et al.* (1993)によるバックスリップ分布。破線はバックスリップの大きさが3cm/yrを超える範囲。細線はIshida(1992)によるフィリピン海プレートの上面の等深線。

- 山岡耕春, 1996, 沈み込んだフィリピン海プレートの形状と東海地震, 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。

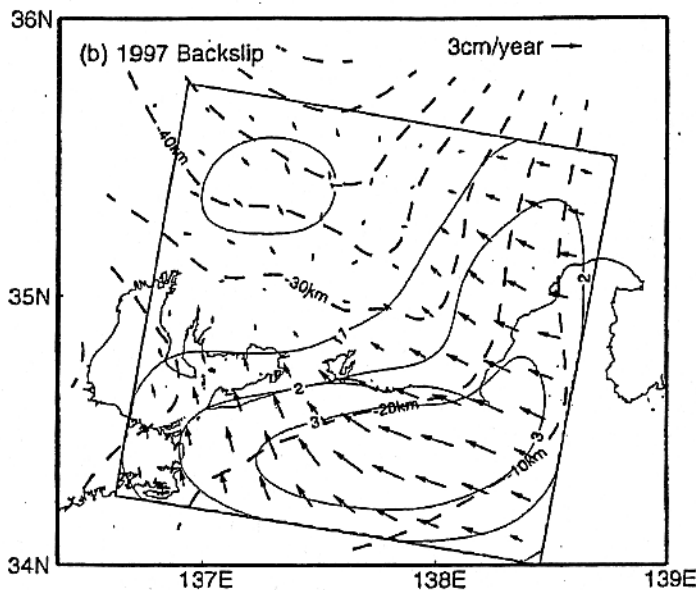


図2-2 鷲谷(1998)により推定されたプレート境界面におけるバックスリップ分布。

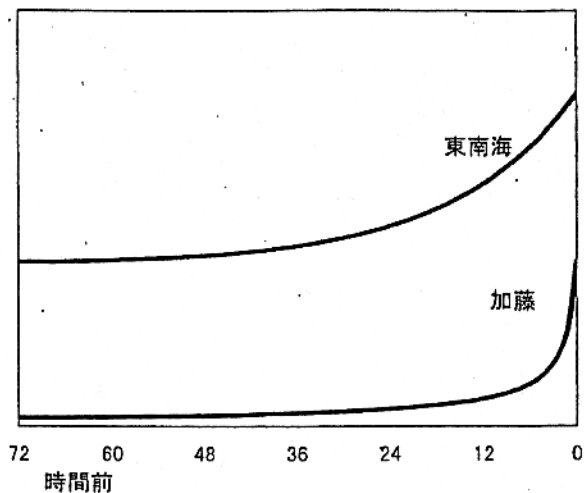
2-4 バックスリップ分布と微小地震による固着域との違いについて

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。

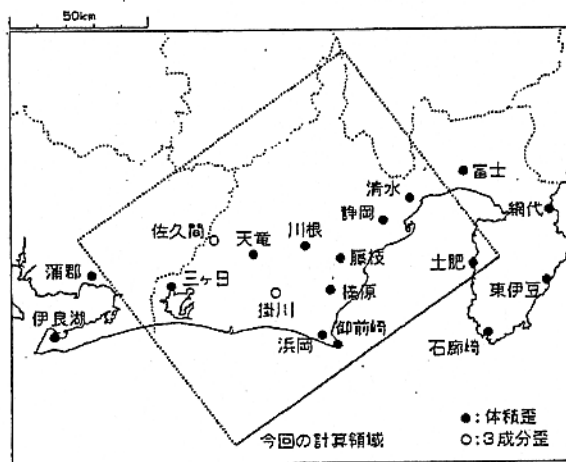
《文献》

- 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.

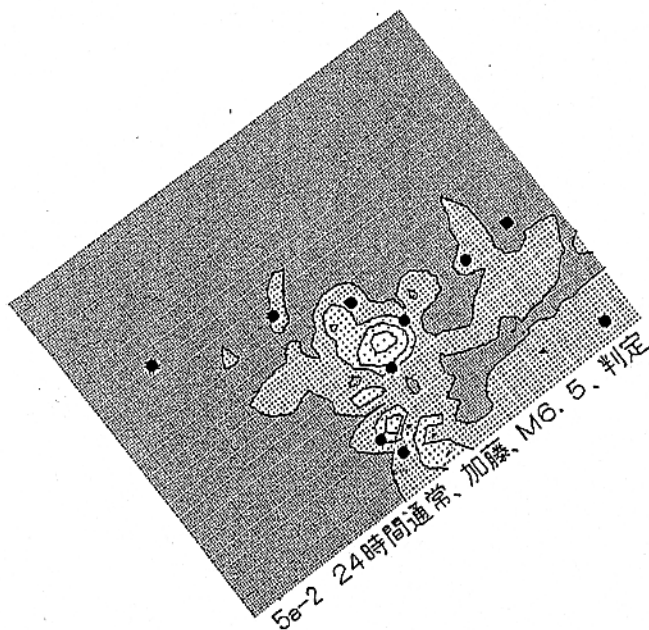
(前ページへ続く)



想定した時間変化の関数系



気象庁の歪計分布

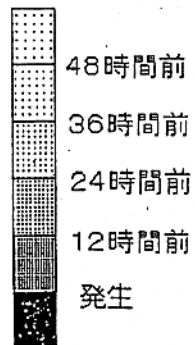


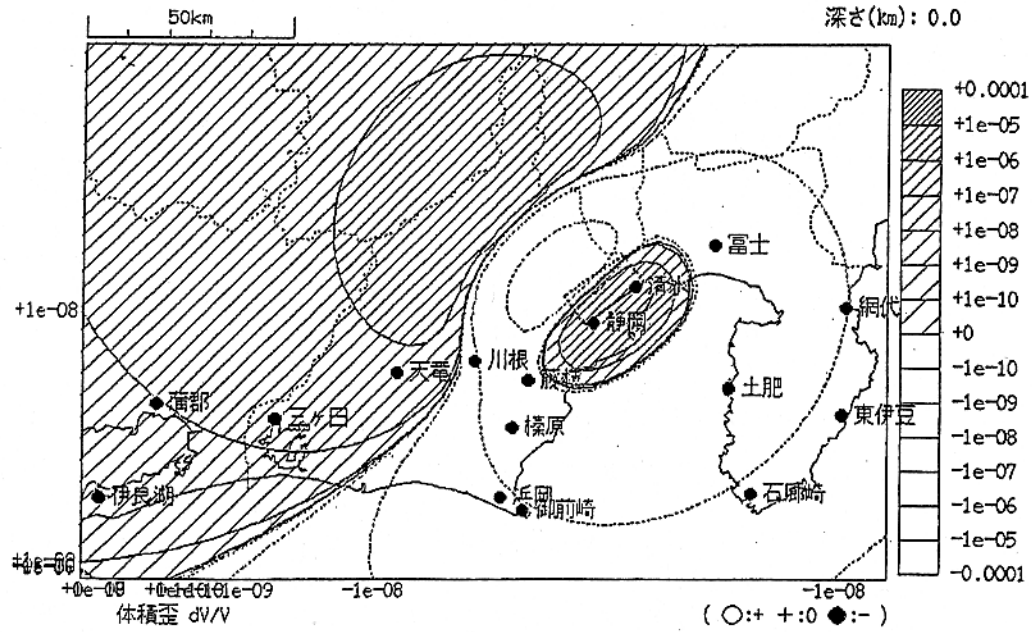
異常検出能力

(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

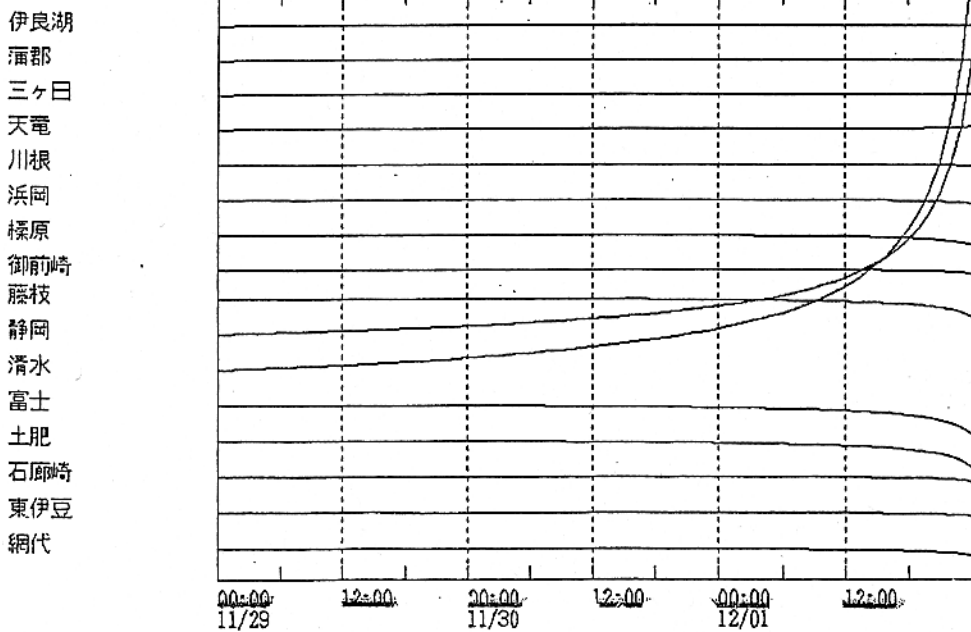




仮定したプレスリップの断層面 (Mw6.2 相当) と
理論体積歪分布

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

EXP. 2.0E-07 strain



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

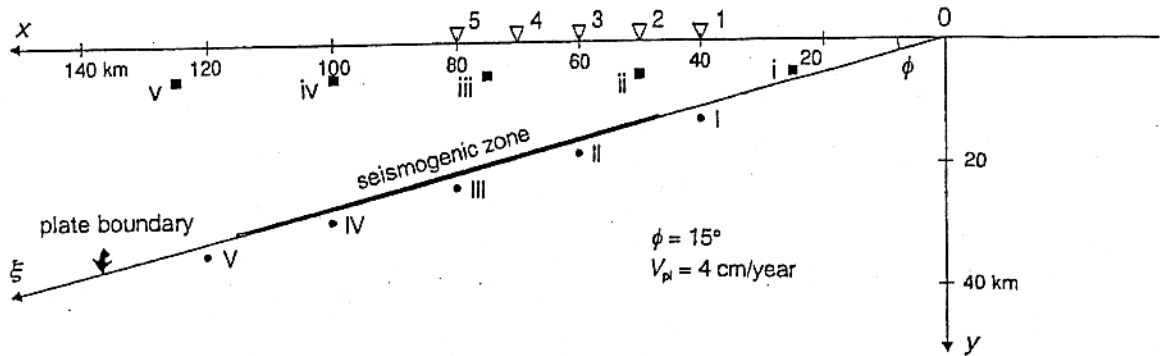
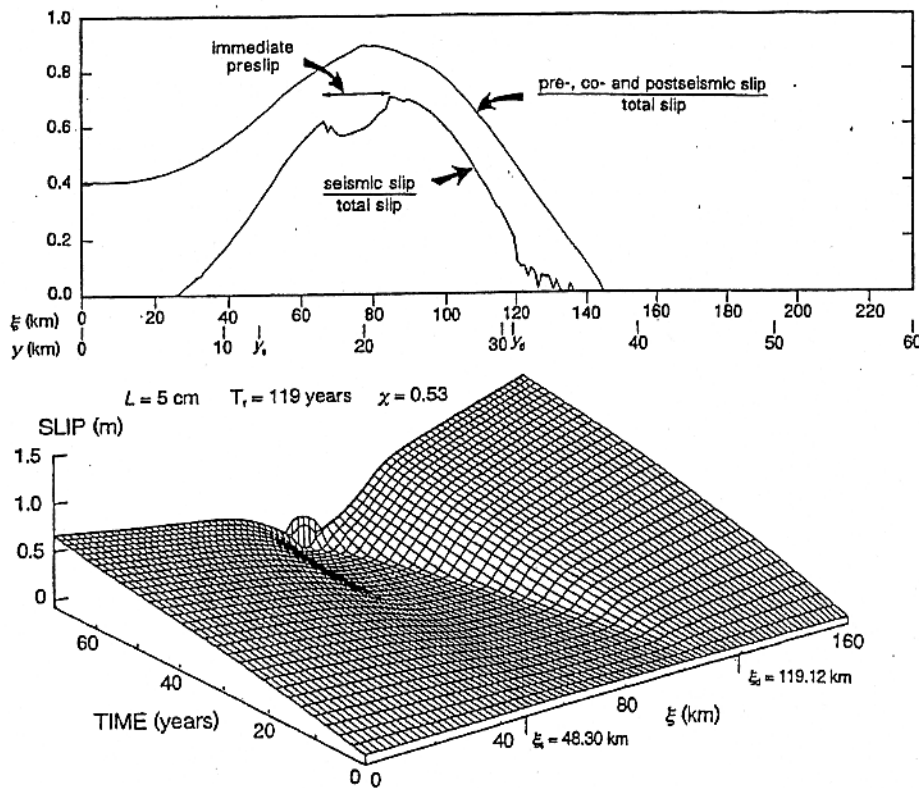


図2 プレート沈み込み域の2次元弾性体モデル. 座標原点は海溝軸に一致. バックスリップベクトルを地表に投影した方向にx軸を, 深さ方向にy軸をとる. 傾斜角 ϕ の断層面をプレート境界とみなし, プレート境界に沿ってz軸をとる. プレート境界の太線部分はすべり速度弱化領域. 地表の三角(▽1~5)は図5~7で地殻変動を示した点. 黒四角(■i~v)及び黒丸(●I~V)は図8で応力の時間変化を示した点.



(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 $\xi_a \leq \xi \leq \xi_d$ の領域で $a-b < 0$.

加藤・平澤(1996)より抜粋

松浦・芝崎モデル

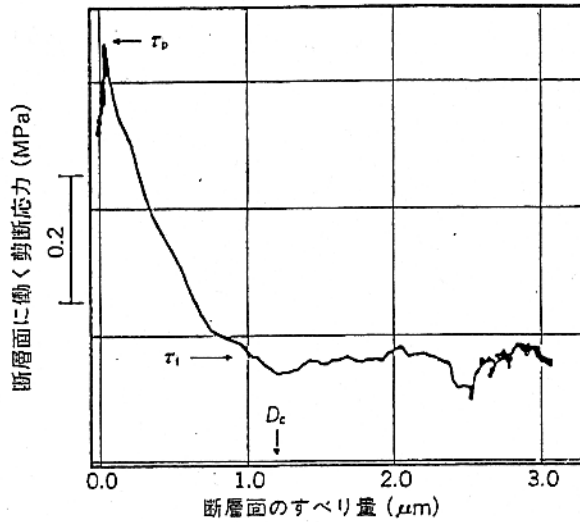


図1 断層面の構成関係⁽¹⁰⁾。岩石の固着すべり実験で直接測定された断層面に働く剪断応力と相対変位の間の関係(構成関係)。断層面に働く剪断応力は、すべりが進行しはじめると、いったんピーク応力 τ_p まで急激に上昇した後、徐々に動摩擦応力レベル τ_s まで低下する。応力が動摩擦応力レベルまで低下するのに要するすべり量 D_c を臨界変位量と呼ぶ。

松浦(1995)より抜粋

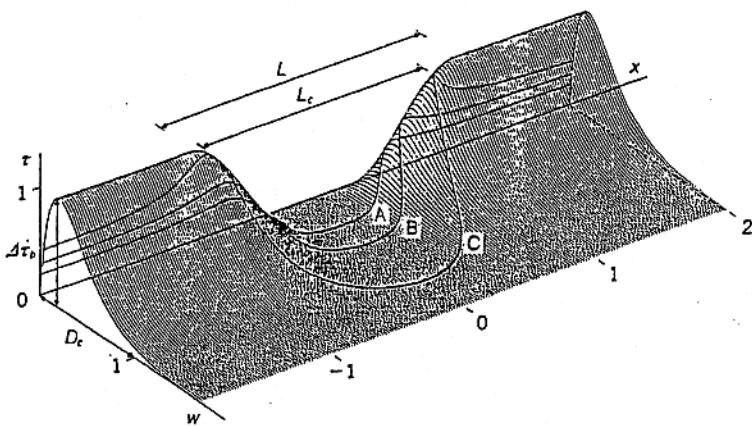


図2 準静的な破壊核の形成過程⁽¹¹⁾。外部応力が増大するにつれて、断層中央の弱い部分で生まれた破壊核(地震の種)は徐々に成長していく。曲線Cの臨界状態を超えると、破壊核は不安定となり、動的破壊(地震)が開始する。このときの破壊核のサイズ L_c を破壊核の臨界サイズと呼ぶ。断層面に働く剪断応力(τ)、断層面のすべり量(w)、断層面に沿った距離(x)は、それぞれ、破壊応力降下量($\Delta\tau_0 = \tau_p - \tau_s$; 図1参照)、臨界変位量(D_c)、核形成領域のサイズ(L)で規格化されている。

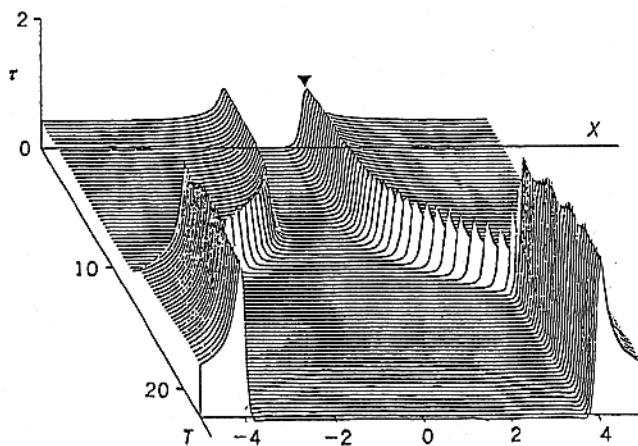


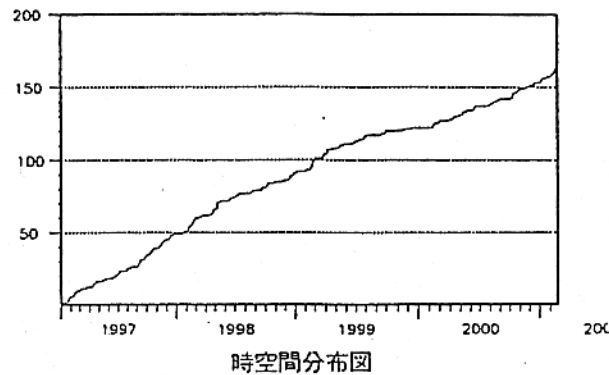
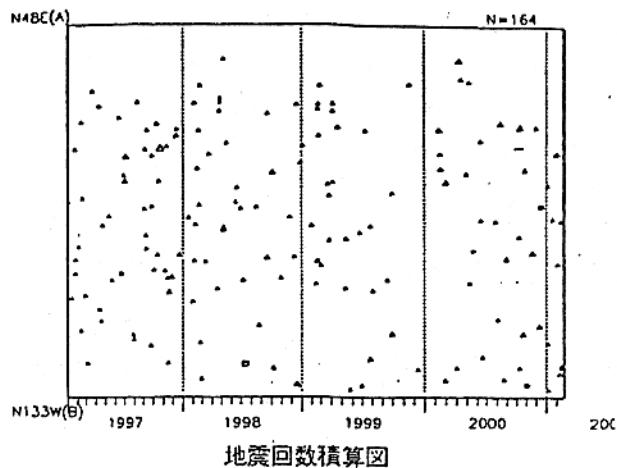
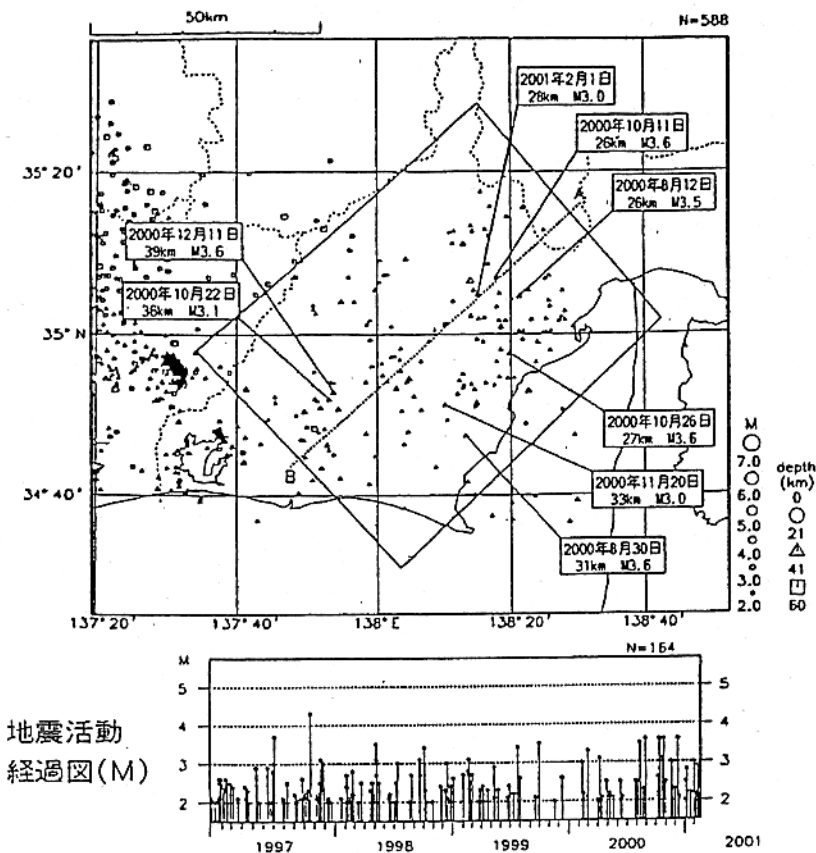
図3 動的破壊の開始-加速-高速伝播-停止⁽¹²⁾。時刻 $T=0$ に図2の臨界状態(C)を超えて動的破壊がスタートした後の断層面上の応力場の時間変化。動的破壊は、最初は非常にゆっくりと成長するが、やがて急激に加速され、高速で伝播するようになる。断層面に働く剪断応力(τ)、断層面に沿った距離(x)は、それぞれ、破壊応力降下量($\Delta\tau_0$)、核形成領域のサイズ(L)で規格化されている。また、時間 T は L/V_s (V_s はS波速度)で規格化されている。

固着域周辺の地震活動 (フィリピン海スラブ内 1997 年以降)

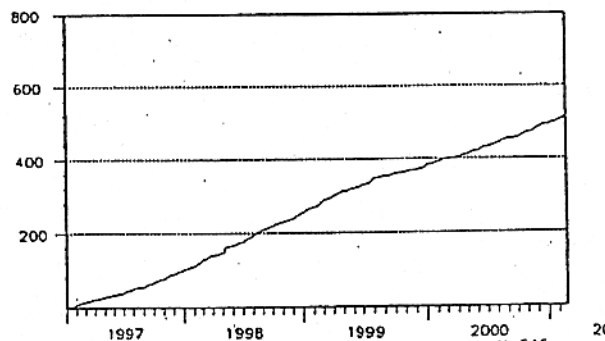
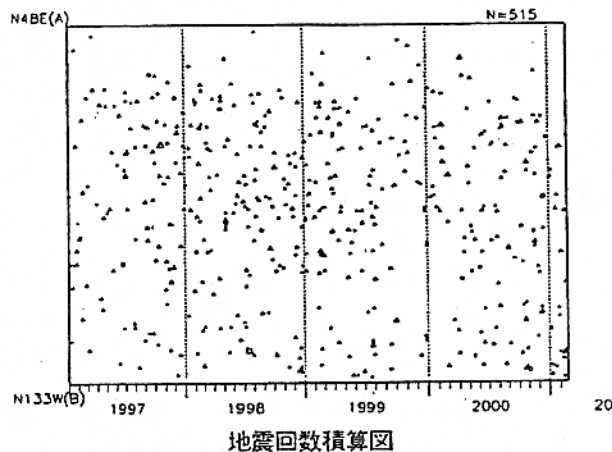
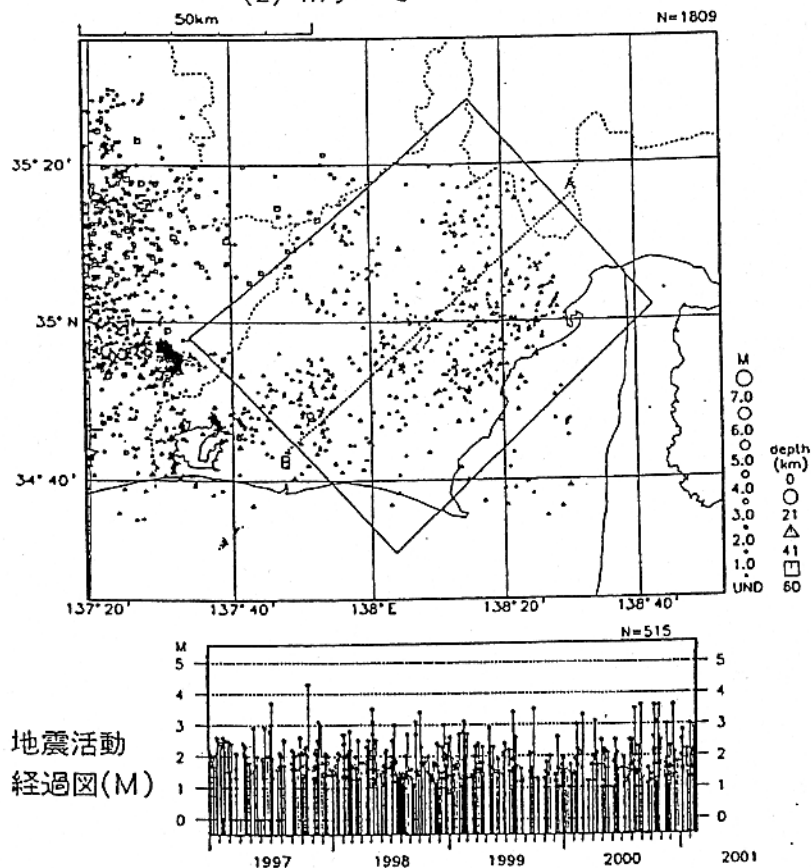
1997 年 1 月 1 日 ~ 2001 年 2 月 21 日

時空間分布図

(1) $M \geq 2.0$



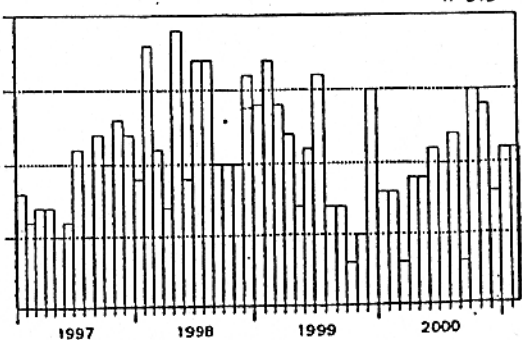
(2) Mすべて



地震活動経過図(M)

スラブ内
月別地震回数

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)。



Ishibashi(1981)による断層モデルについて

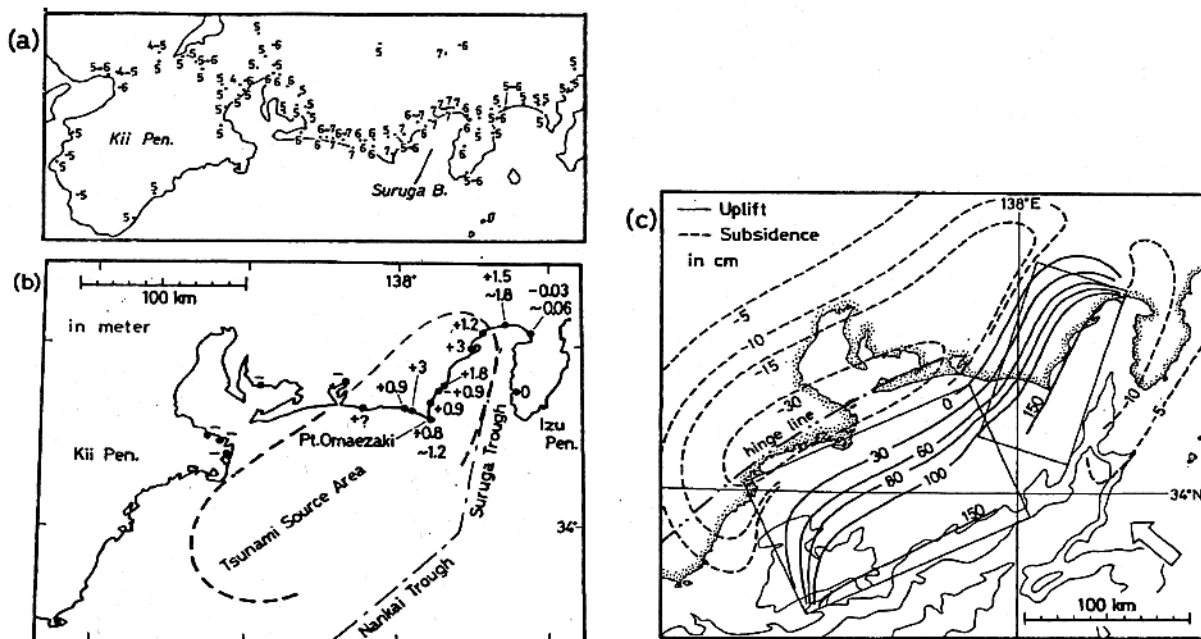


図1-1. 1854年安政東海地震

- (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)。

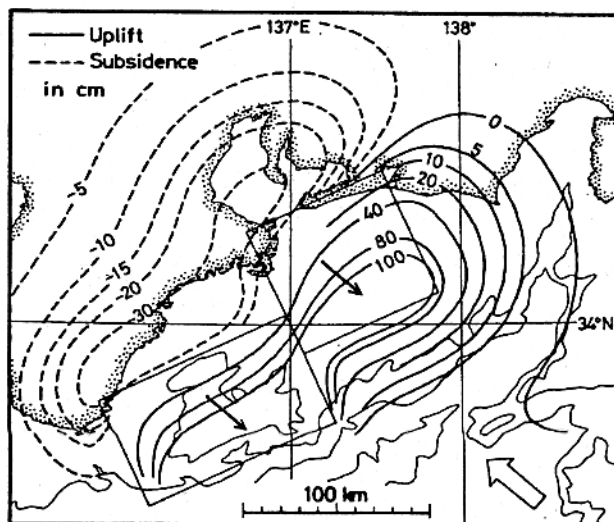


図1-2. 1944年東南海地震の断層モデルによる

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)。

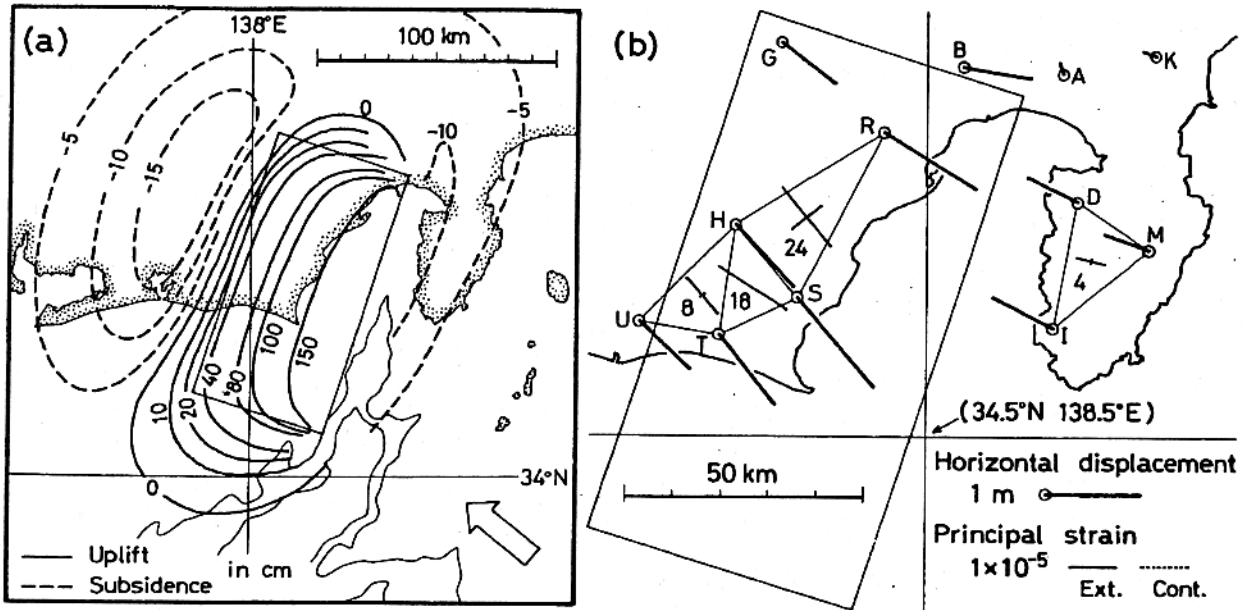


図1-3. 想定東海地震の断層モデルによる地殻変動

(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

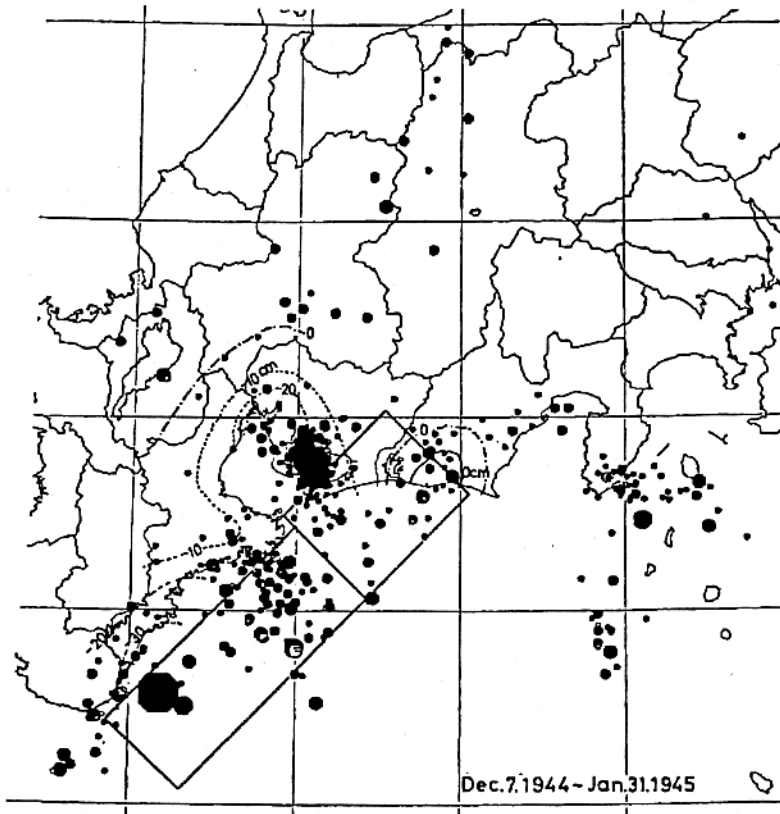


Fig. 9. Compilation of epicenter distribution, crustal movement and a fault model of the Tonankai earthquake. All the hypocenters with focal depths less than 90 km for the period from December 7, 1944 to January 31, 1945 are in the plot. Crustal movement and the fault model are after INOUCHI and SATO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

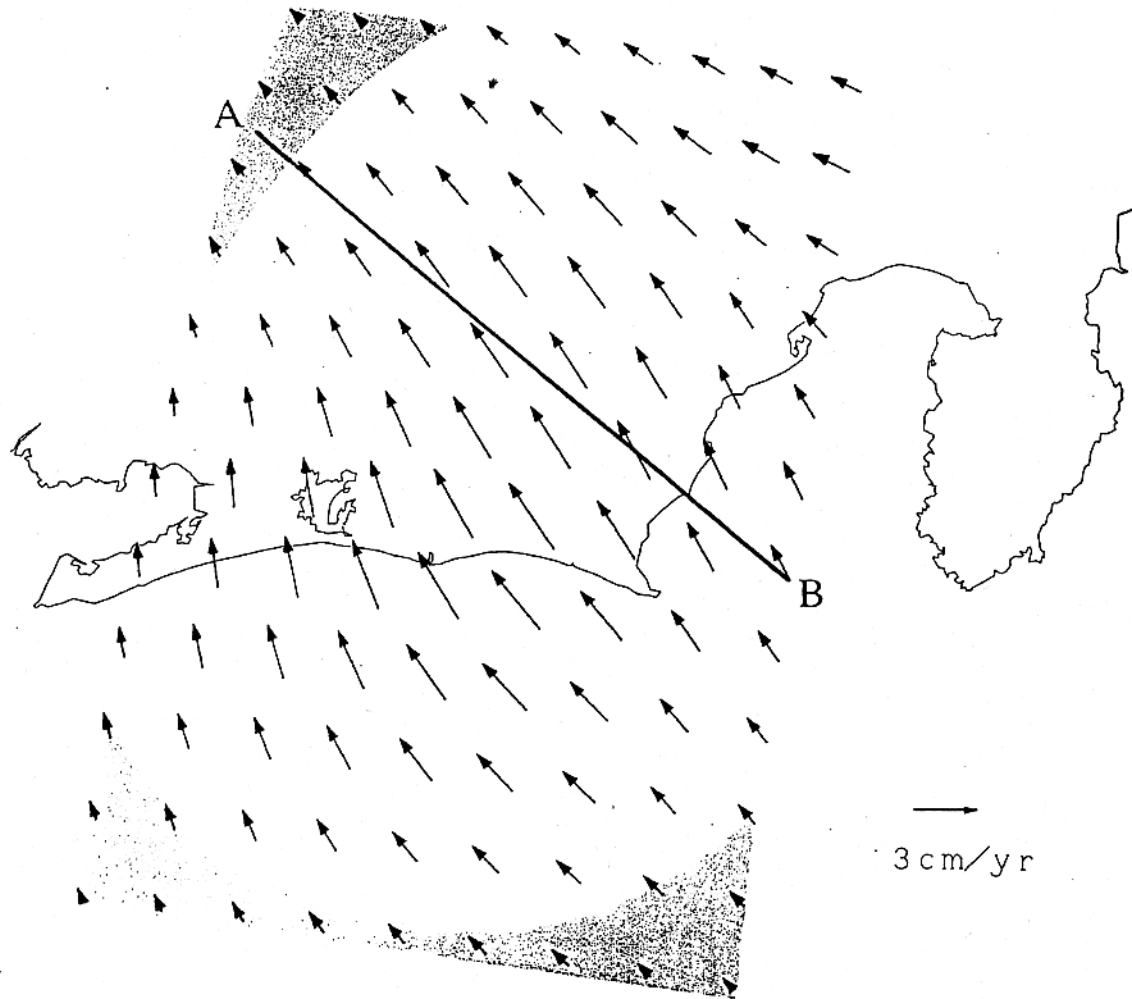


図2-1. プレート境界面上でのバックスリップ分布

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。

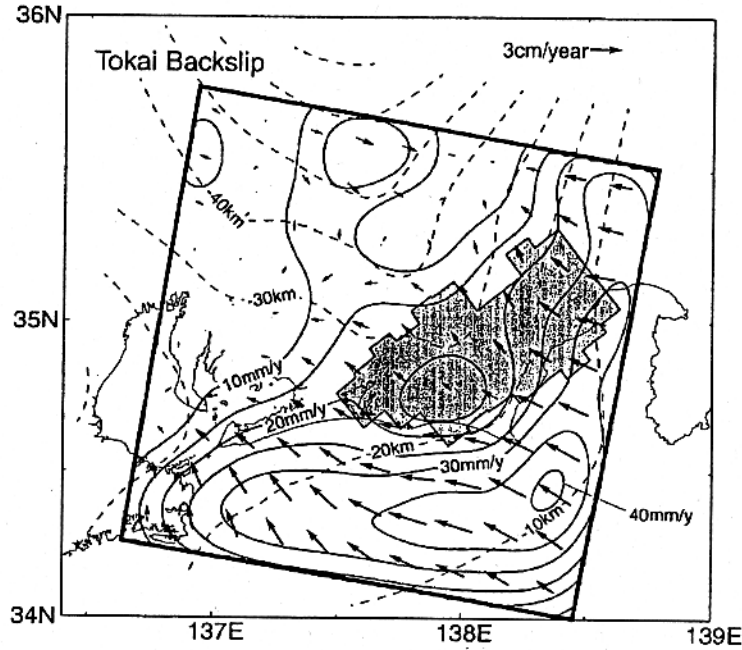


図3-1. 東海地域のバックスリップ分布

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)。

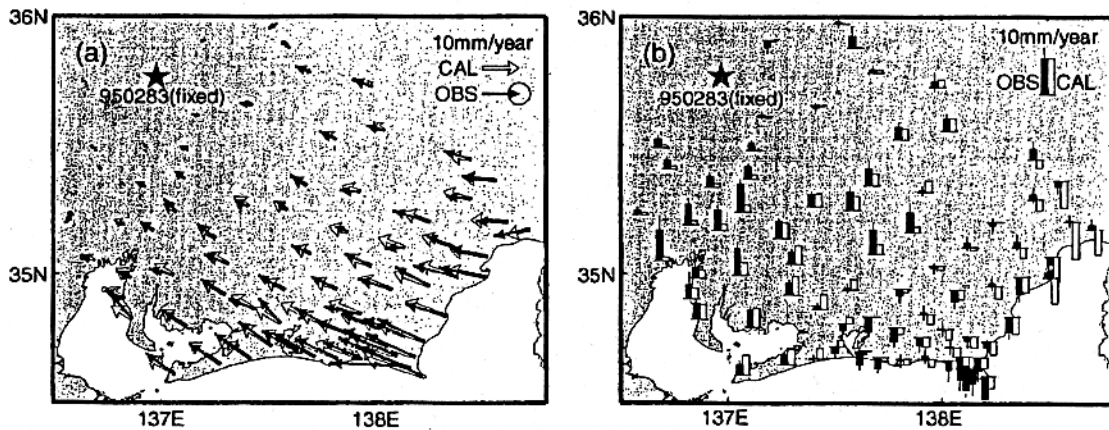


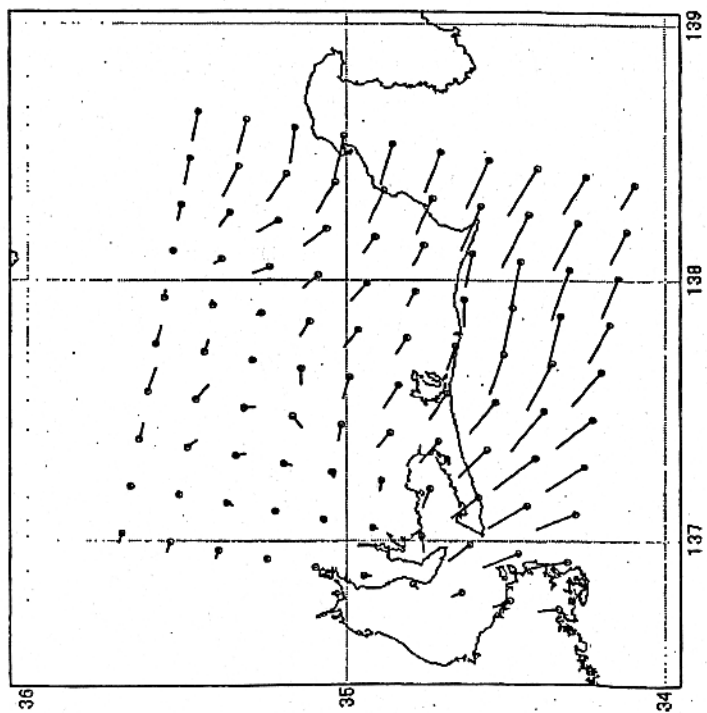
図3-2. バックスリップモデルと観測値の比較

(a) 1年あたりの水平地殻変動。

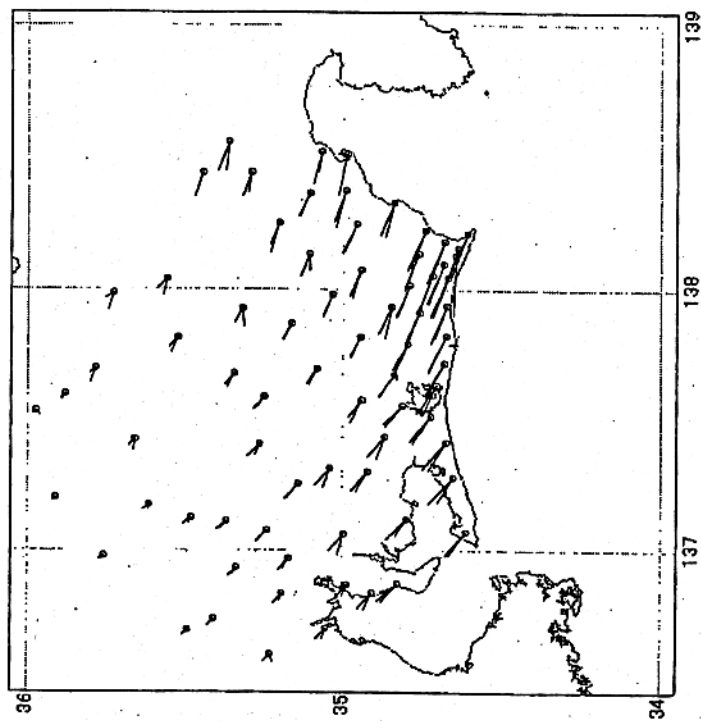
黒矢印は GPS による観測値、白矢印はモデルによる計算値ベクトル。ベクトルは星印で示される観測点 950283 に対する相対値。楕円は信頼限界 95%の誤差楕円。

(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。

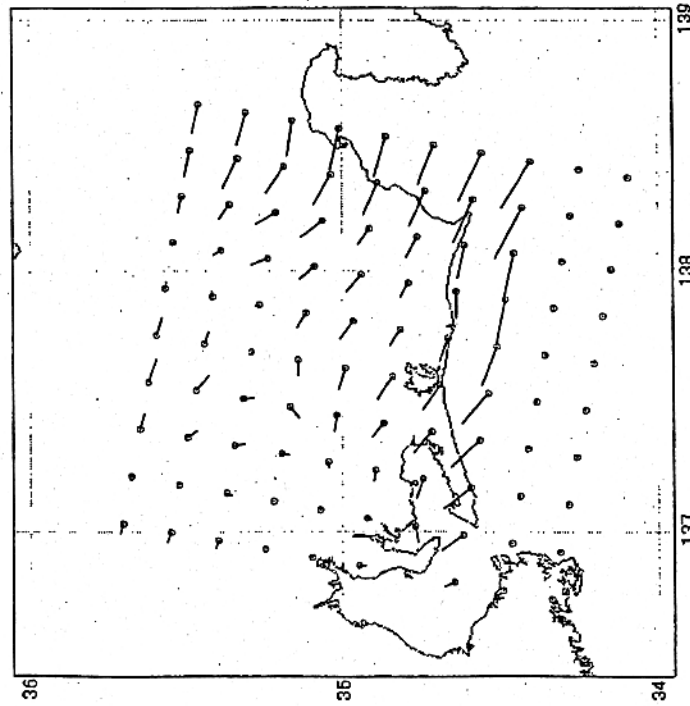
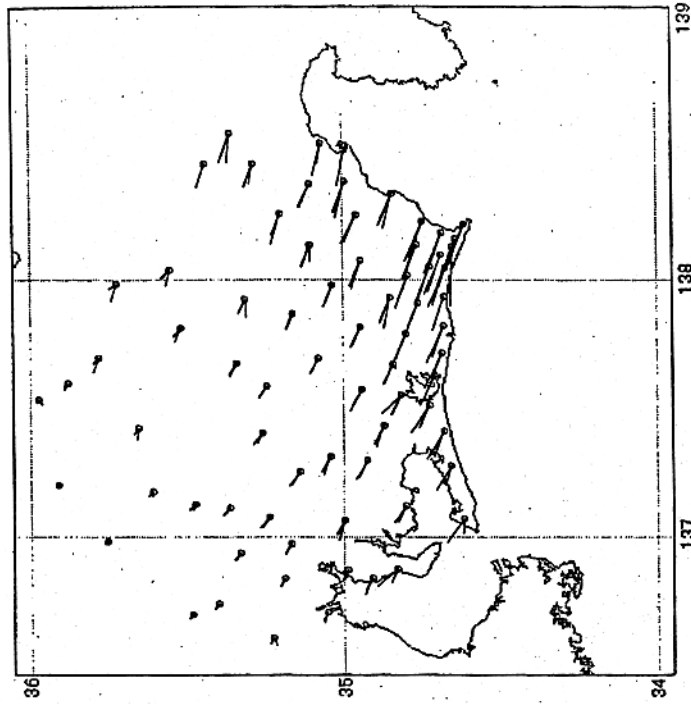


model A (slip)



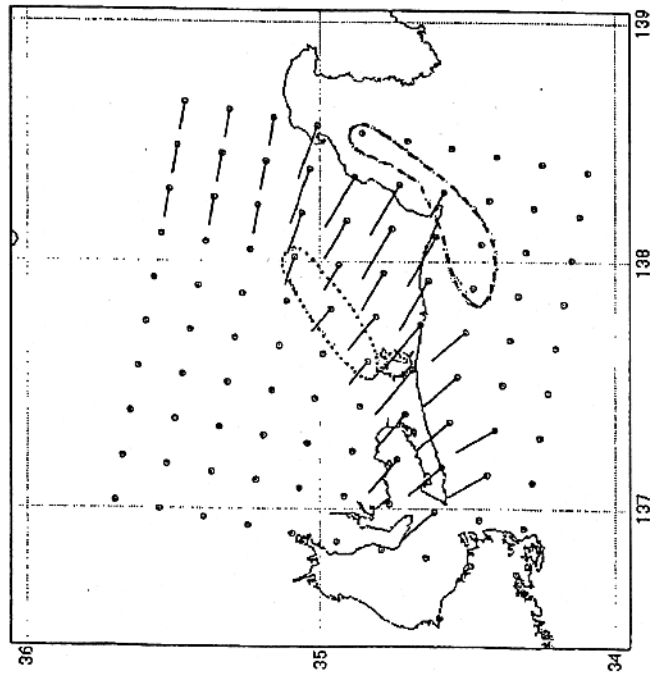
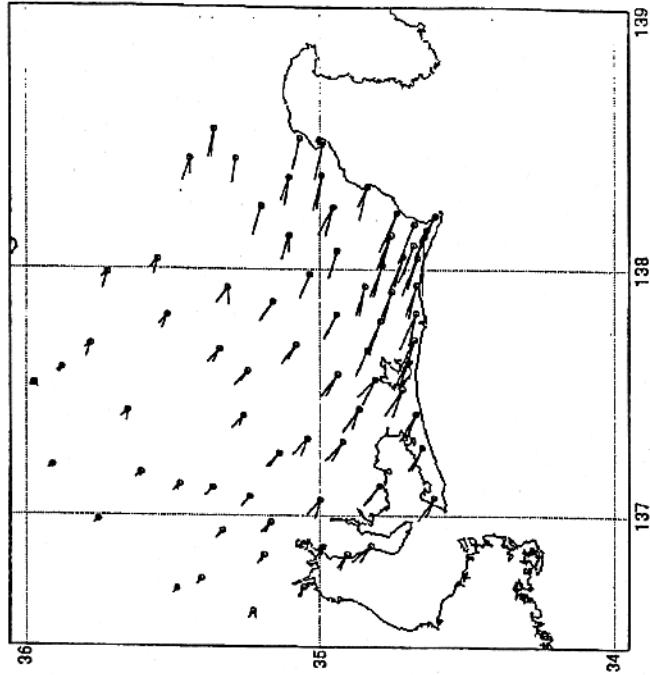
model A (displacement)

モデルA : Sagiya(1999)が得た結果に相当するモデル。

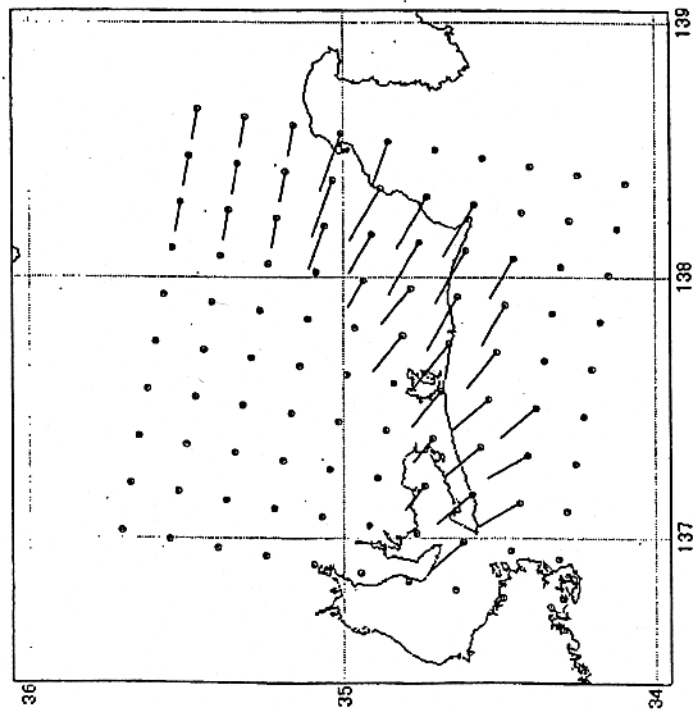


モデルB：モデルAから最南部に分布するすべりを取り去ったモデル。

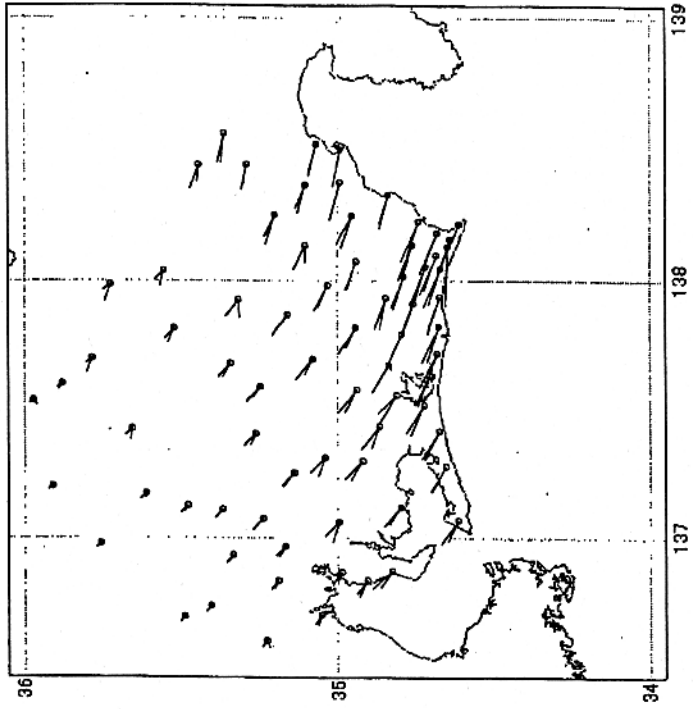
残差が小さくなる観測点がある一方、より大きくなる観測点のために全体としては悪化する。ただし、これは取り去ったすべり分布と観測点が近い渥美半島にある観測点で残差が大きくなる影響が強く、この点を考慮すればモデルAからの悪化の程度はそれほど大きくないとも言える。



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 (slip)



model D (displacement)

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

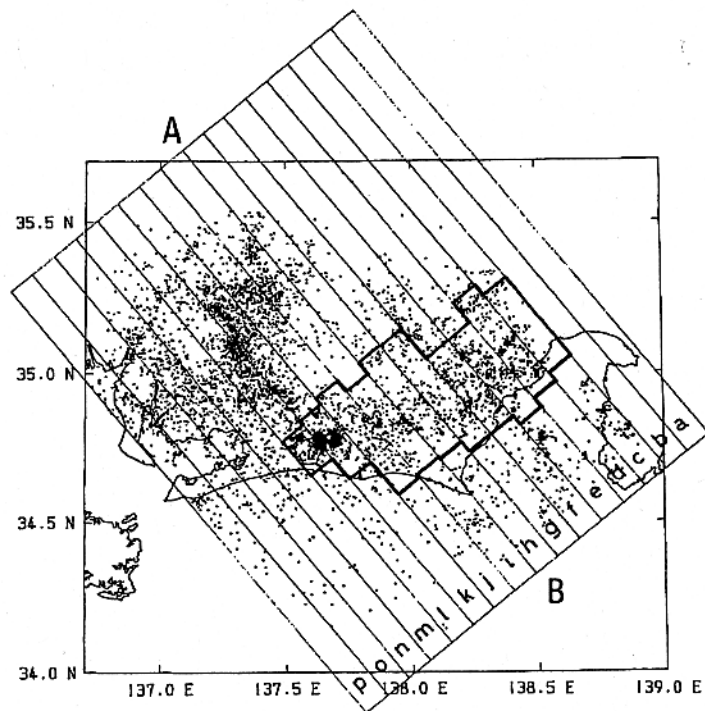


図4-1. フィリピン海プレート内の微小地震分布と固着域。
黒点は微小地震の震央位置。太い実線で囲まれた領域が固着域。

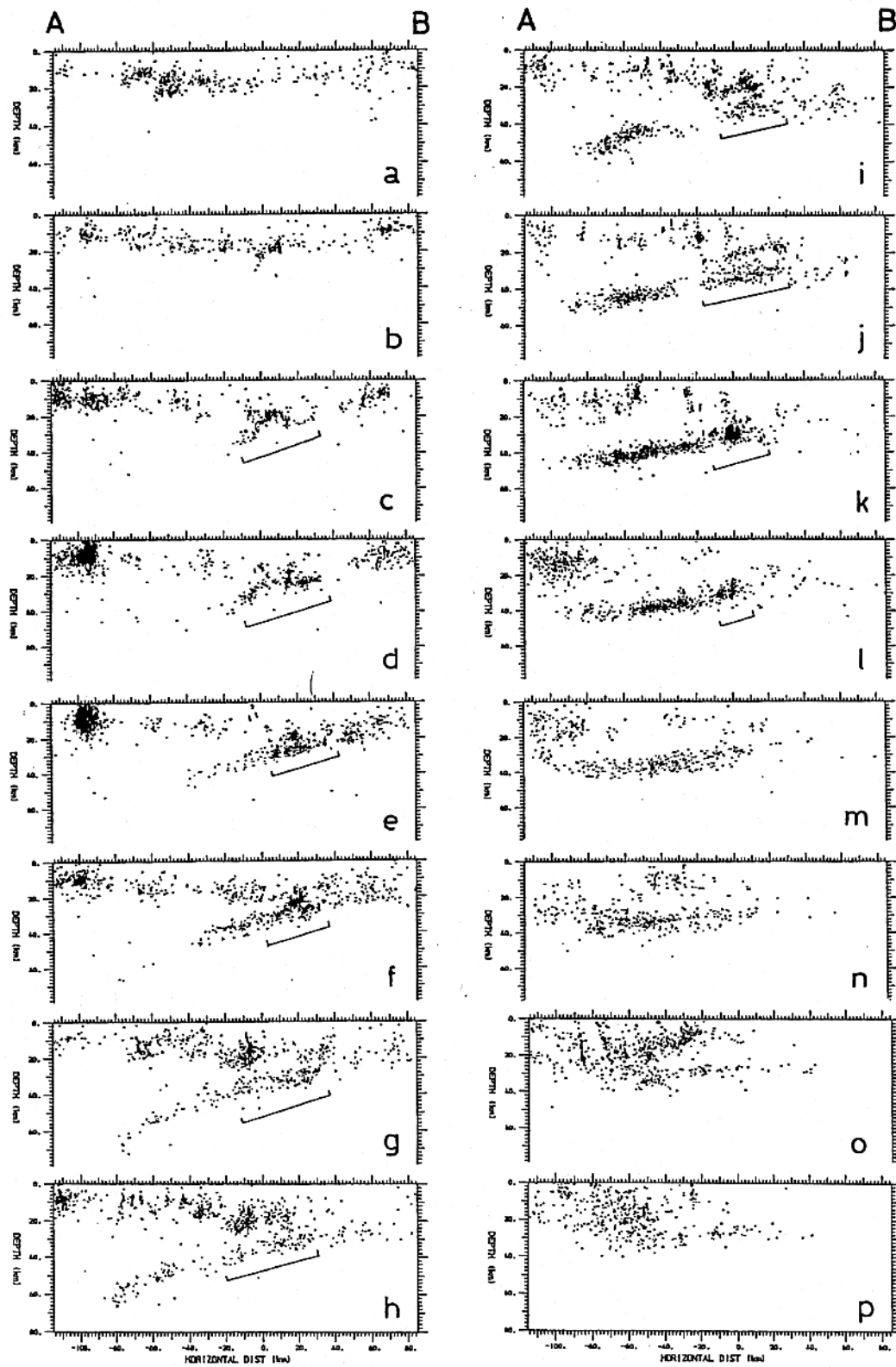


図4-2. 微小地震分布の鉛直断面図

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。

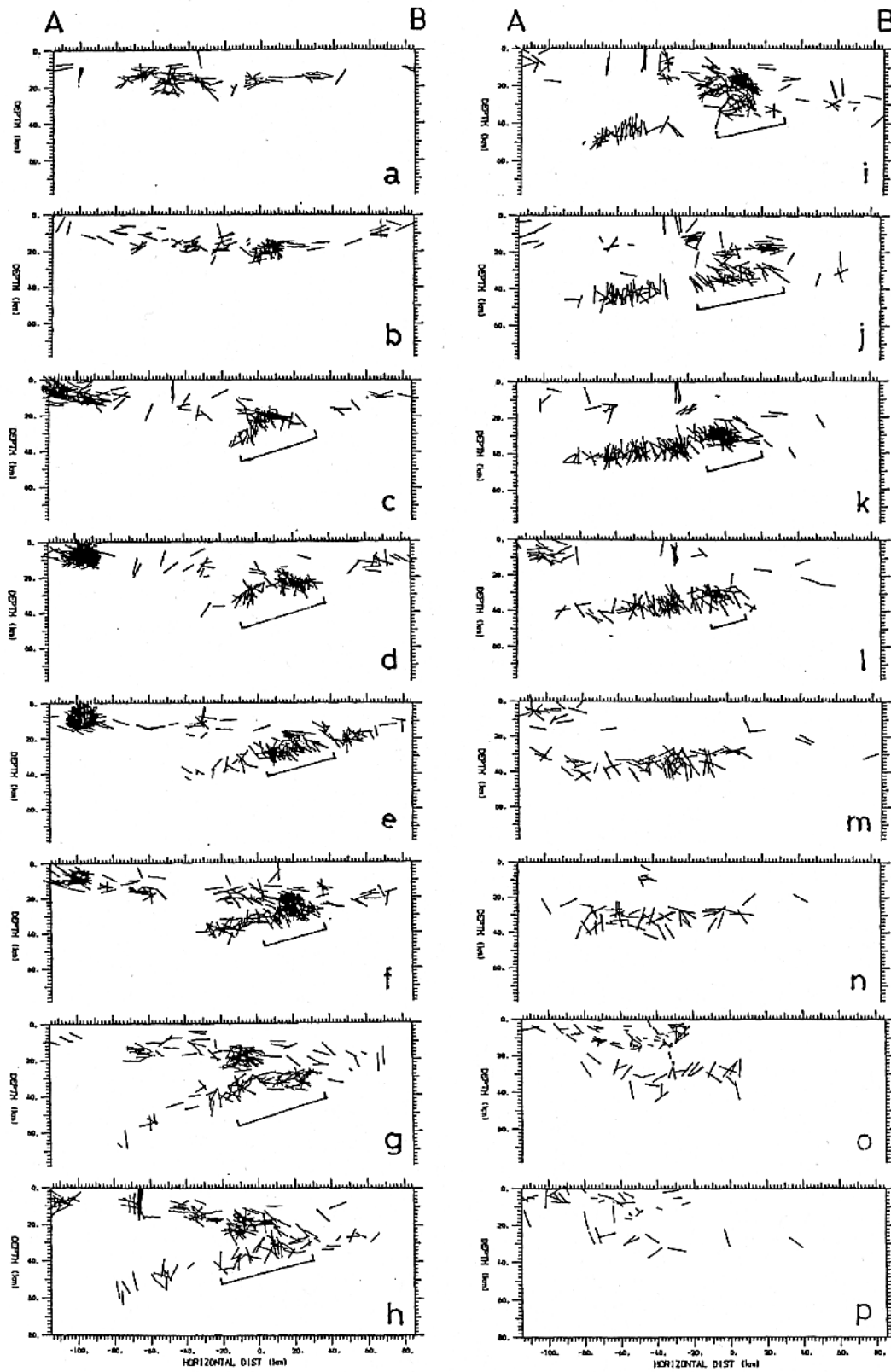


図4-3. 鉛直断面に投影したP軸の分布

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。

②「東海地震」の震源域の想定にあたっての考え方（たたき台）

1. 1854年安政東海地震の震源域のうち、1944年東南海地震で割れ残った領域に大地震を発生しうる歪みが残っていると考えられている。また、この付近で構造帯が異なるとの指摘もある。よって東海地震の想定震源域は浜名湖よりも東側としてはどうか。
(なお、東南海地震、南海地震についての地震対策については、別途震源域等の想定を行い、必要な対策等を検討すべく準備中。)
2. 大震法が制定された1979年当時からすると、東海地域の観測体制強化が図られ、地震・地殻活動観測のデータ、解析の蓄積が進んだ。これらを背景に、フィリピン海プレートの上面の形状、プレート間カップリング領域等に関してより詳細な解析が可能となってきた。具体的には下記があげられる。
 - a. フィリピン海プレートの上面の形状
東海地域においては、高密度微小地震観測網からのデータの解析により、プレートの形状が詳細に明らかになりつつある。(Yamazaki(1989), 山岡(1996), Ishida(1992), 野口(1996), 原田ほか(1998))
 - b. 地震活動からみたカップリング領域（固着域）
プレート境界付近の震源分布及び地震の発生メカニズムを解析することで、2つのプレートが固着している領域を調べ、想定震源域の解明にアプローチした研究。(Matsumura(1997))
 - c. 地殻変動からみたカップリング領域（バックスリップ）
水準測量やGPS測量による地表変位データからプレート境界付近のバックスリップを逆変換し、バックスリップの大きい領域からカップリング領域を推定した研究。(Yoshioka et al.(1993), Sagiya(1999))

3. これらの研究成果を考慮して、「東海地震」の想定震源域について、以下のよう
に考えてはどうか。

(案1) b を主体とした震源域モデル

Matsumura(1997)の固着域を主体とする。ただし、カップリング領域としての固着域に限定すると GPS 観測結果を十分に説明しないこと（気象研究所の解析による）を考慮して海側（御前崎付近まで）にやや広めて考える。

なお、この範囲は Yoshioka et al.(1993)のバックスリップの大きい領域を概ね含んでいる。

(案2) 津波の発生及び c の Sagiya の解析によるカップリング領域を考慮した震源域モデル

案1では安政東海地震のような津波が発生しない可能性が高く、防災対策上は実際に発生した津波を十分考慮する必要があることから駿河トラフ境界付近までの地殻変動を考える必要がある。

また、Sagiya(1999)の解析によるバックスリップ領域は主として海域にあり、バックスリップの大きな領域は上の固着域を含まない。

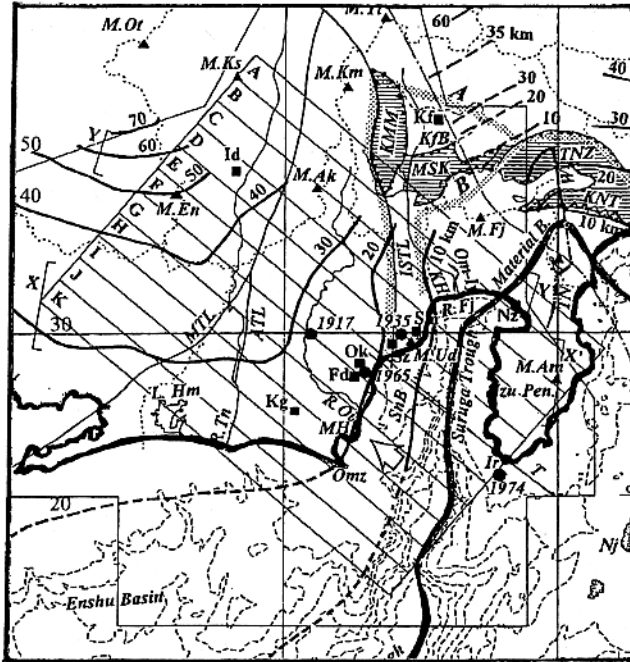
以上のことを考慮したモデルについても検討することとする。

なお、厳密な固着域の大きさはバックスリップからは判断できないため、想定震源域の面積は案1のモデルと同じ程度を考える。

4. 震動予測を行う際に、アスペリティーを設定する方法があるが、どこにどのくらいの大きさのものをおくのが適当かについては未解明部分がある。アスペリティーをおくか、ある程度一様な変位をおくかについては、専門調査会で検討することとしたい。
5. なお、防災上の観点から、案1、2それぞれについて強震動予測や津波予測を行い、いずれか大である被害を前提に防災対策を考えることではどうか。

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

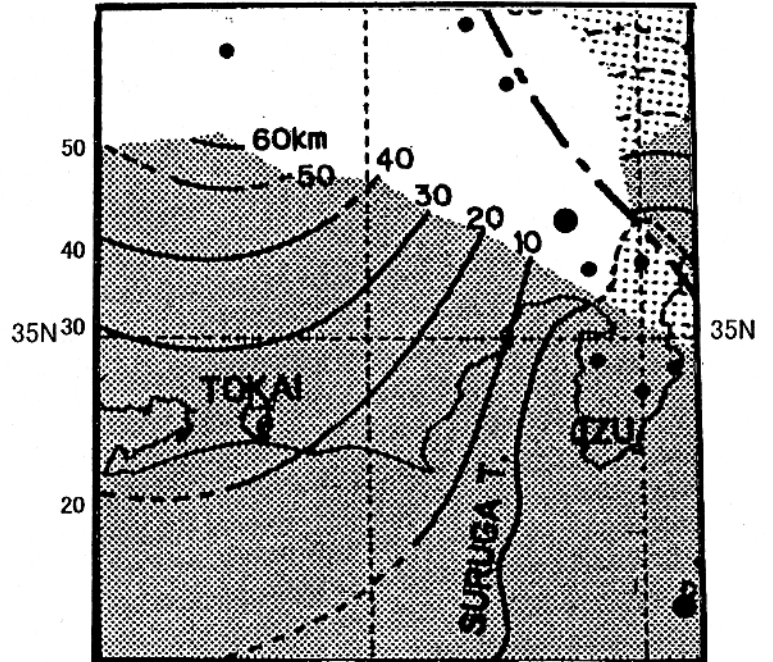
138E



トラフ

野口 (1996)

138E

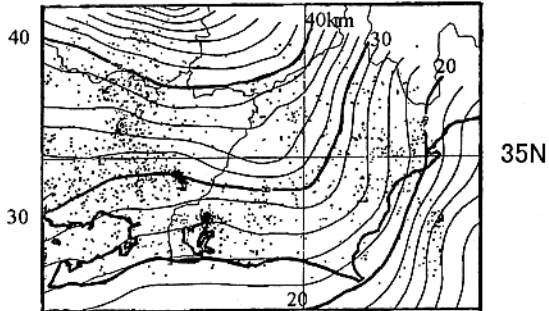


10

トラフ

Ishida (1992)

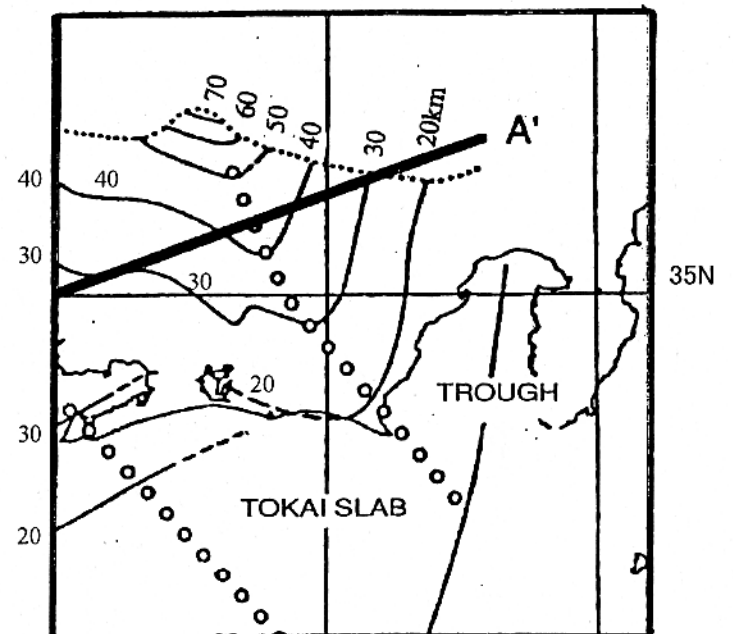
138E



35N

原田ほか(1998)

138E



トラフ

Yamazaki *et al.* (1989), 山岡(1996)