

加藤・平澤モデル

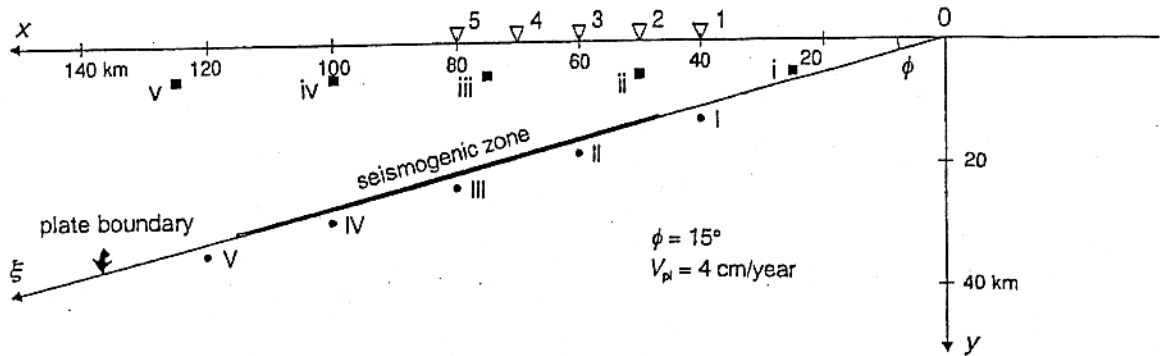
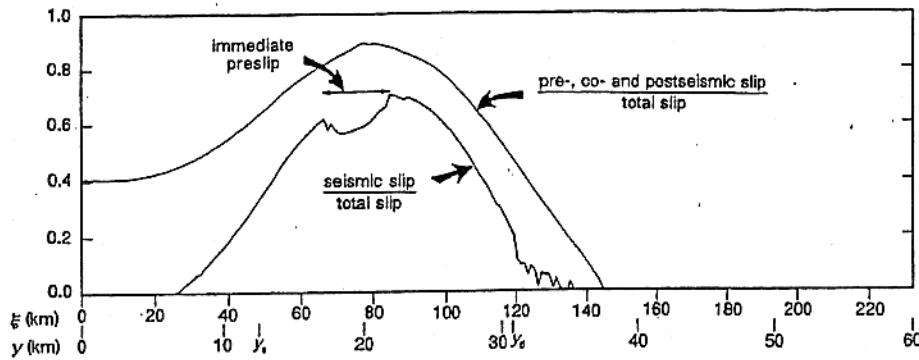
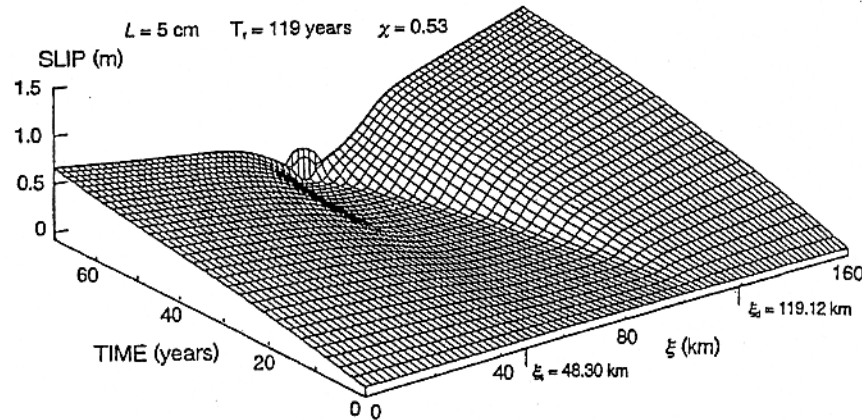


図2 プレート沈み込み域の2次元弾性体モデル. 座標原点は海溝軸に一致. バックスリップベクトルを地表に投影した方向にx軸を, 深さ方向にy軸をとる. 傾斜角 ϕ の断層面をプレート境界とみなし, プレート境界に沿って ξ 軸をとる. プレート境界の太線部分はすべり速度弱化領域. 地表の三角(▽1~5)は図5~7で地殻変動を示した点. 黒四角(■i~v)及び黒丸(●I~V)は図8で応力の時間変化を示した点.



(上) 図3 サイスマチックカップリングの深さ分布. 内側の実線はサイスマチ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 $\xi_s \leq \xi \leq \xi_d$ の領域で $a-b < 0$.

加藤・平澤(1996)より抜粋

松浦・芝崎モデル

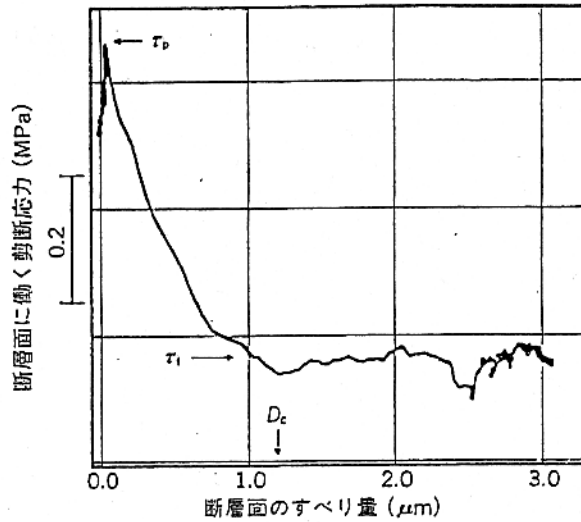


図1 断層面の構成関係⁽¹⁰⁾。岩石の固着すべり実験で直接測定された断層面に働く剪断応力と相対変位の間の関係(構成関係)。断層面に働く剪断応力は、すべりが進行しはじめると、いったんピーク応力 τ_p まで急激に上昇した後、徐々に動摩擦応力レベル τ_s まで低下する。応力が動摩擦応力レベルまで低下するのに要するすべり量 D_c を臨界変位量と呼ぶ。

松浦(1995)より抜粋

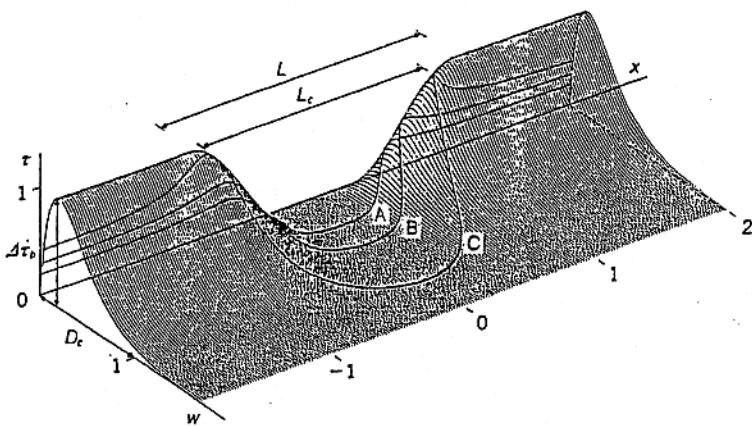


図2 準静的な破壊核の形成過程⁽¹¹⁾。外部応力が増大するにつれて、断層中央の弱い部分で生まれた破壊核(地震の種)は徐々に成長していく。曲線Cの臨界状態を超えると、破壊核は不安定となり、動的破壊(地震)が開始する。このときの破壊核のサイズ L_c を破壊核の臨界サイズと呼ぶ。断層面に働く剪断応力(τ)、断層面のすべり量(w)、断層面に沿った距離(x)は、それぞれ、破壊応力降下量($\Delta\tau_0 = \tau_p - \tau_s$; 図1参照)、臨界変位量(D_c)、核形成領域のサイズ(L)で規格化されている。

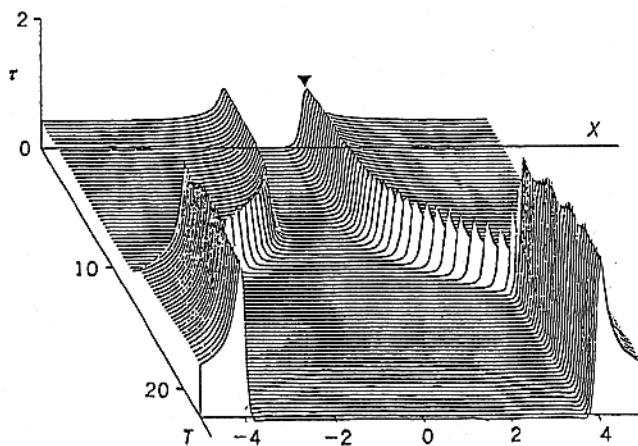


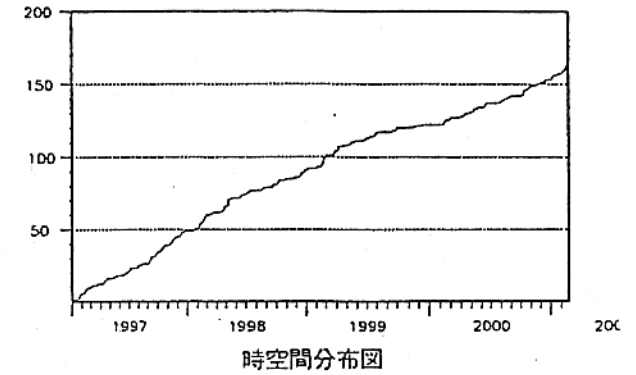
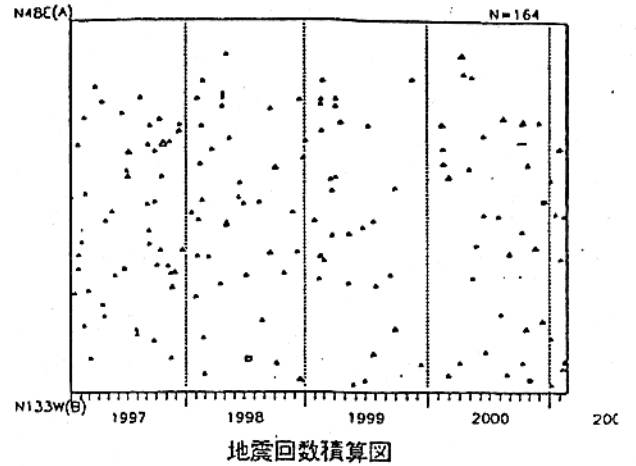
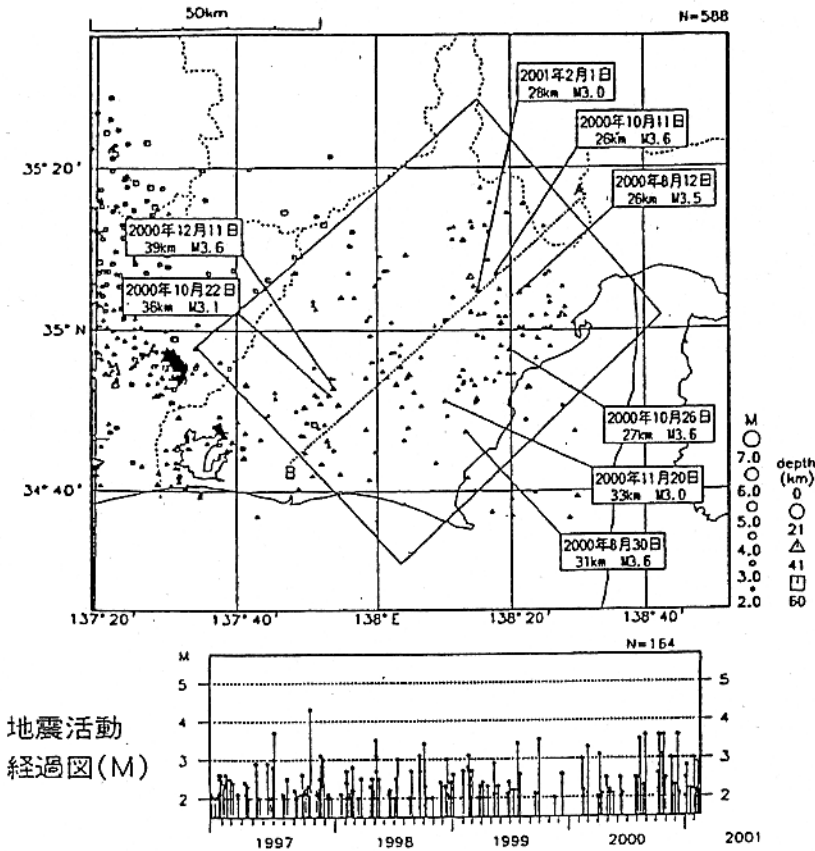
図3 動的破壊の開始-加速-高速伝播-停止⁽¹²⁾。時刻 $T=0$ に図2の臨界状態(C)を超えて動的破壊がスタートした後の断層面上の応力場の時間変化。動的破壊は、最初は非常にゆっくりと成長するが、やがて急激に加速され、高速で伝播するようになる。断層面に働く剪断応力(τ)、断層面に沿った距離(x)は、それぞれ、破壊応力降下量($\Delta\tau_0$)、核形成領域のサイズ(L)で規格化されている。また、時間 T は L/V_s (V_s はS波速度)で規格化されている。

固着域周辺の地震活動 (フィリピン海スラブ内 1997 年以降)

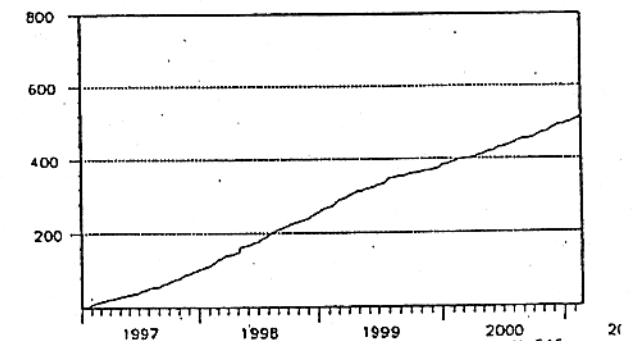
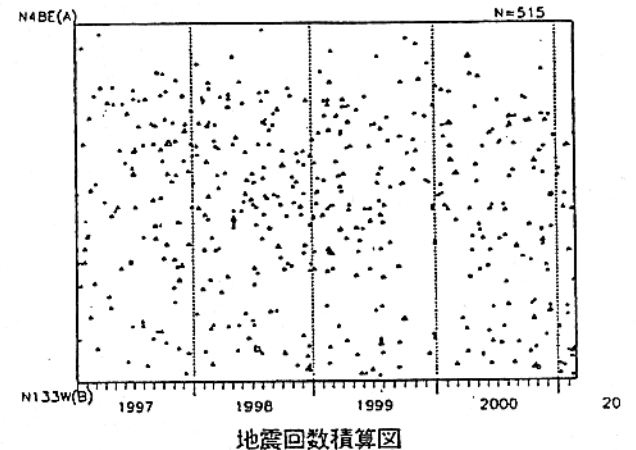
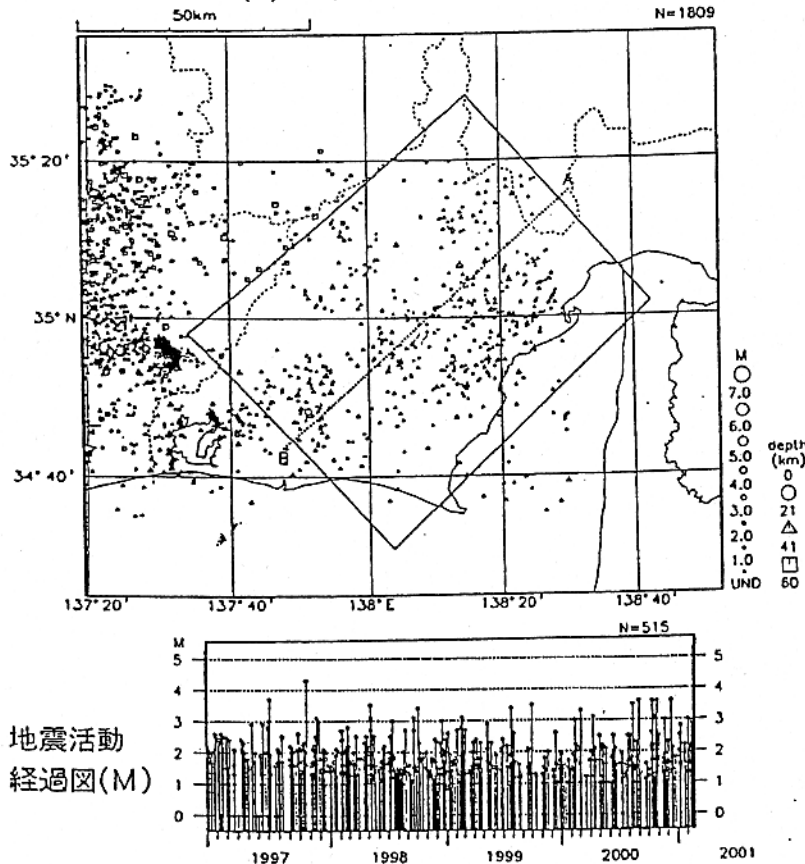
1997 年 1 月 1 日 ~ 2001 年 2 月 21 日

時空間分布図

(1) $M \geq 2.0$



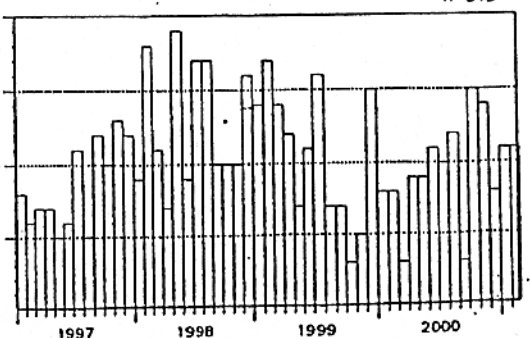
(2) Mすべて



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

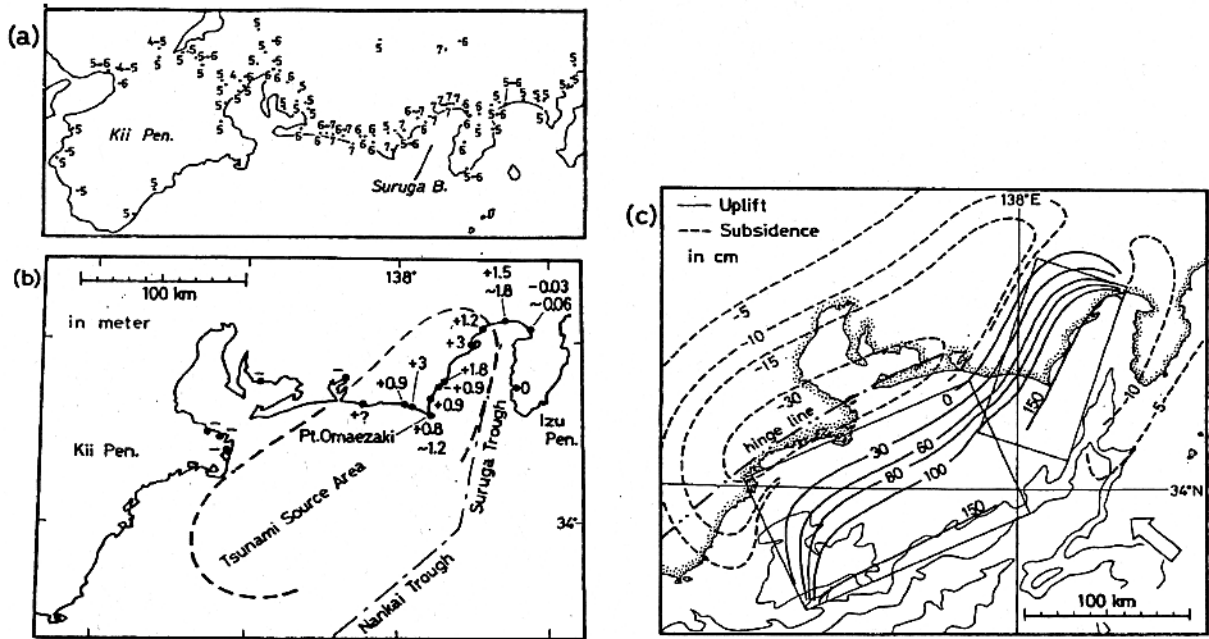


図1-1. 1854年安政東海地震

- (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)。

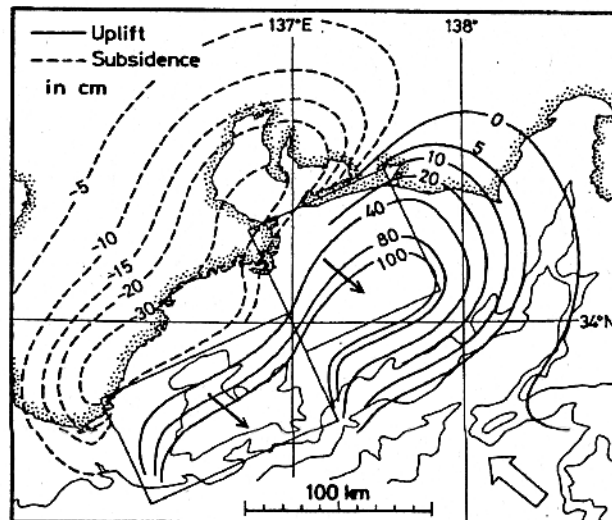


図1-2. 1944年東南海地震の断層モデルによる

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)。

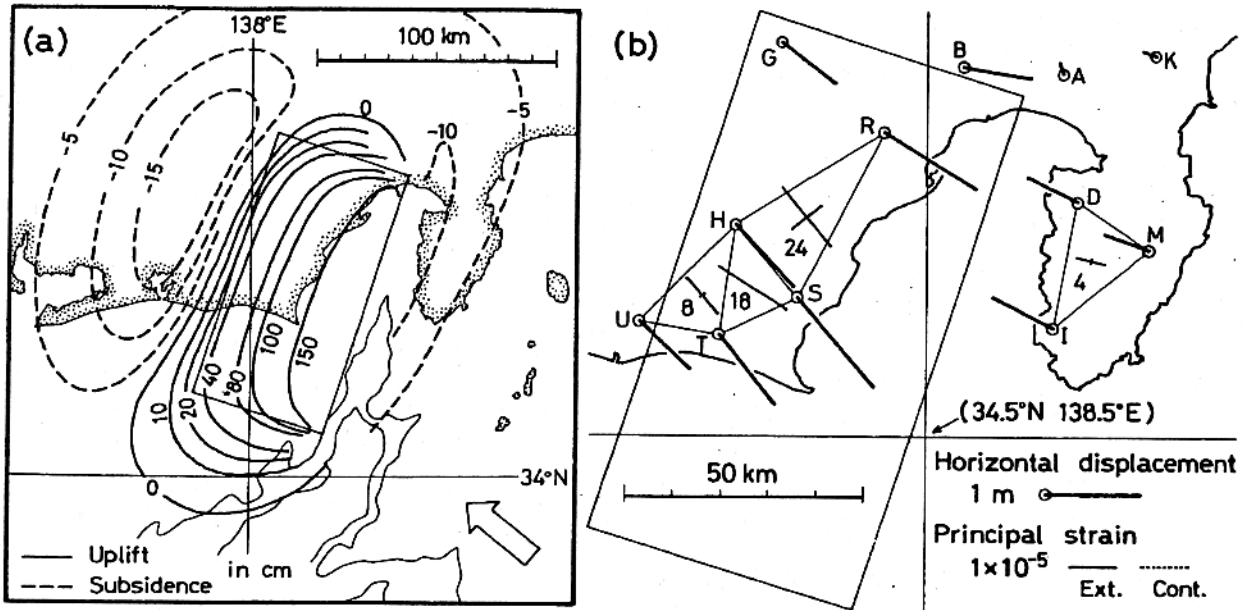


図1-3. 想定東海地震の断層モデルによる地殻変動

(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^{-6})で表されている。

1944年東南海地震の余震分布

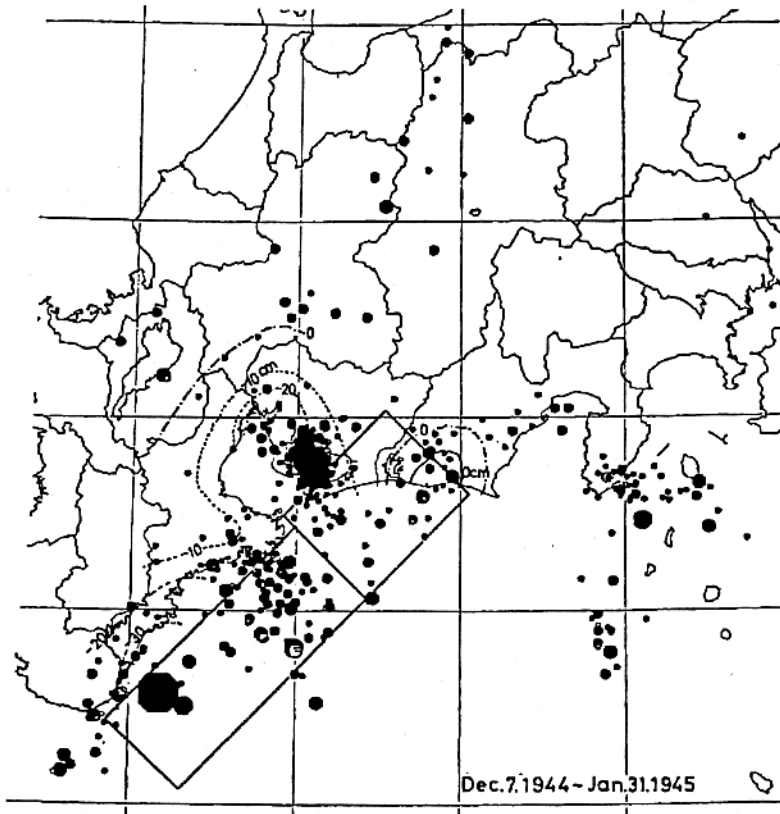


Fig. 9. Compilation of epicenter distribution, crustal movement and a fault model of the Tonankai earthquake. All the hypocenters with focal depths less than 90 km for the period from December 7, 1944 to January 31, 1945 are in the plot. Crustal movement and the fault model are after INOUCHI and SATO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

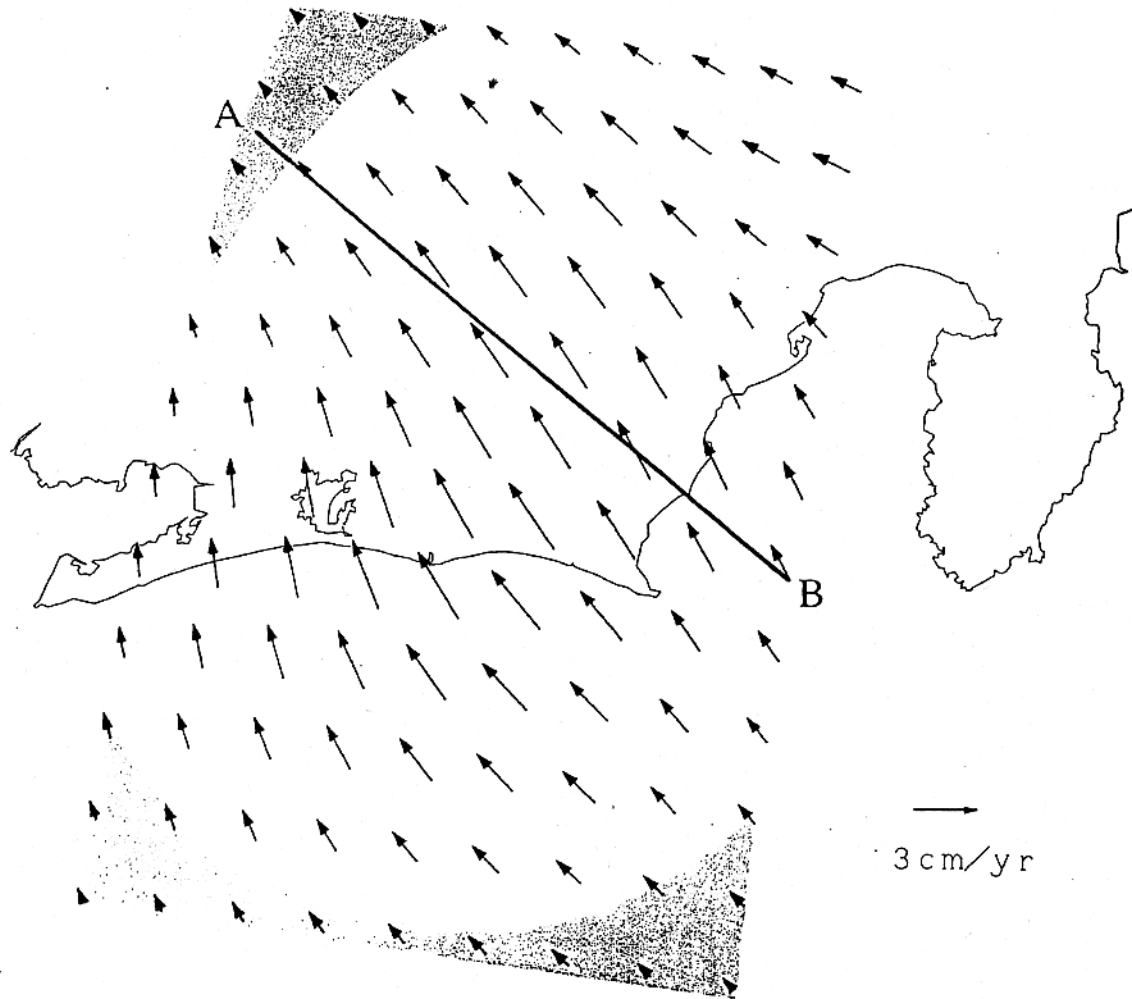


図2-1. プレート境界面上でのバックスリップ分布

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。