

体積歪計観測網による東海地震の前兆すべりの検知能力

小林昭夫*

Detectability of Precursory Slip Expected to Occur Before the Tokai
Earthquake as Measured by the Volumetric Strainmeter Network

Akio Kobayashi

(Received June 29,1999 : Accepted November 22,1999)

JMA installed volumetric strainmeters at 16 sites in the Tokai region, and they comprise the core of the Tokai observation network. Data has been watched 24 hours a day at JMA headquarters. We have expectations that precursory crustal deformation caused by a slow slip will appear before the Tokai earthquake and that this deformation can be detected by strainmeters. One of the criteria for convening the Earthquake Assessment Committee for the Tokai earthquake is to observe significant changes in data at its three sites. Therefore it is important for the Tokai surveillance to comprehend the detectability of the precursory crustal change using the volumetric strainmeter network.

This paper investigated the ability of the volumetric strainmeter network to detect when a slip starts at a point somewhere in or around the locked region estimated by Matsumura (1996). Two cases were used to determine the acceleration rate of the slip. In one case, the slip rate was assumed to be the same as the growing rate of the precursory crustal deformation prior to the 1944 Tonankai earthquake as estimated by Mogi (1984). For the other case, the result of mathematical simulation of the seismic cycle from Kato and Hirasawa (1996) for the Tokai earthquake was used. The detectability of the volumetric strainmeter network depends on the S/N ratio of each stations. To evaluate this ability, this study relied on research regarding noise levels measured by volumetric strainmeters from Kobayashi and Matsumori (1999).

One result of the study was detection of a slip on the plate boundary 24 hours prior to the main shock. This reading a seismic moment equivalent to an M6.5 earthquake occurs at a point on the southeastern part of the estimated locked region. The investigation showed as well, however, that when the slip starts at a point on the northwestern extension of the locked region, there is little or no time until the main shock occurs. On the other hand, it is appeared that in the early stage of the slip, there can be the cases that a significant change in strain should be observed at only one station near the source of the slip or with a low noise level. Expectations are that when the slip grows as large as an M6.0 earthquake, the change in strain would exceed the noise level at two or more stations.

This calculation is based on the assumption that the medium is elastic and that the volumetric strainmeters will record the elastic strain change as it is. Results obtained here are felt to be useful for constructing a surveillance scheme to detect a slow slip on the plate boundary.

*Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency

*気象庁地震火山部地震予知情報課

1. はじめに

気象庁では東海地域において16地点の体積歪計（末廣，1979）による観測を実施している。これらのデータは24時間体制で監視され，東海の観測網の中で中心的な役割を担っている。また平成9（1997）年度には掛川に，平成10（1998）年度には佐久間にそれぞれ3成分歪計（石井・他，1992）を設置し，観測の強化を図っている（第1図）。

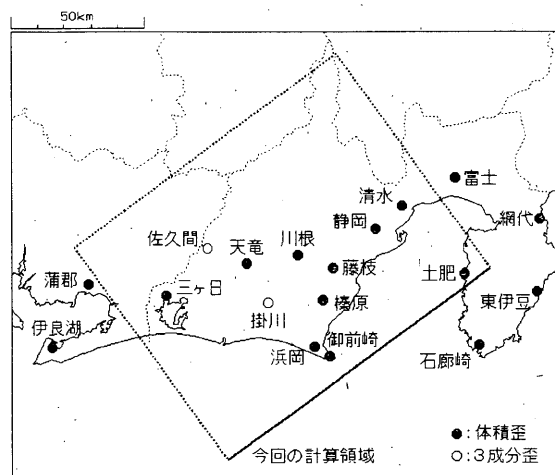


Fig.1 Solid and open circles represent sites of the volumetric and three-component strainmeters, respectively. Investigation of slip detectability have been focused on situations where it occurs at a point in the rectangular region shown in the figure.

現在の地震予知体制は，東海地震の直前に前兆的な現象が観測されることが前提となっている。前兆現象の有力な候補は，東海地震の想定断層及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したすべりである。地震防災対策強化地域判定会（以下，判定会）招集要請基準の一つは，3箇所の体積歪計で有意な変化が観測された場合となっている。このため現在の体積歪観測網でどのくらい小さなすべりまで検知可能か，検知から本震発生までに残された時間はどの程度か，これら体積歪計による前兆的な地殻変動の検知能力を前もって把握しておくことは，東海監視にとって重要なことであり，今後の観測をより効果的にする上でも重要である。

本論では，すべりの位置については松村（1996）による推定固着域の中あるいはその周辺とし，すべりの時間的推移については，1944年東南海地震直前に観測された前兆的地殻変動（Mogi, 1984）を基にしたものと，東海地震を想定した地震サイクルに関する数値シミュレーション結果（加藤・平澤，1996）に基づくものとの二つの

場合について体積歪計観測網の検知能力を考察した。個々の体積歪計の検知力については，小林・松森（1999）による体積歪計のノイズレベル調査結果を用いた。また，すべりが発生して初期の段階では，その発生場所に近い観測点，もしくはノイズレベルの低い観測点においてのみ有意な変化が現れて，ある程度すべりが拡大するまで一つの観測点でのみ変化が継続することもある。このような孤立変化の発生条件についても合わせて報告する。

本調査は媒質が弾性的で，体積歪計はすべりによる弾性歪を記録すると仮定している。この意味で，得られた数値をそのまま受け取ることはできないが，この調査結果は，プレート境界面上でのすべりの発生を監視する上で有用な基礎的資料になると考える。

2. 前兆すべり検知可能時刻の算出方法

前兆すべりの検知可能時刻を算出する上で必要となる条件は以下の4つである。

- (1) すべりの位置
- (2) すべりの最終規模
- (3) すべりの時間経過
- (4) 体積歪計の検知力と検知条件

2.1 すべりの位置

東海地震の震源域となるプレート境界域は，通常固着して地震発生時に急激に大きくすべるのに対し，それより深部では定常的にゆっくりとすべっていて，地震波を放射するような歪エネルギーを蓄えることができないと考えられている（加藤・平澤，1996）。石橋（1977）の提唱した東海地震の想定震源域は，地震予知の監視の上で一つの拠り所となってきたが，その後想定震源域に関して各方面から研究が進められている。第2図は，推定されるプレート間の固着域を示したものである。松村（1996）は微小地震の震源分布及び発震機構解分布から，プレートが強く固着している領域（図中ハッチ部分）を推定している。一方，Sagiya（1998）はGPS観測データから，この地域のバックスリップ速度の分布（図中矢印）を求めている。ここでバックスリップとは，上盤側のプレートが海洋プレートの沈み込みに伴って引きずり込まれる量を意味する。第2図に示すように，Sagiya（1998）のGPS観測データの解析結果からは，駿河湾から遠州灘にかけての海域でバックスリップ速度が大きいという結果が得られている。この領域は松村（1996）に

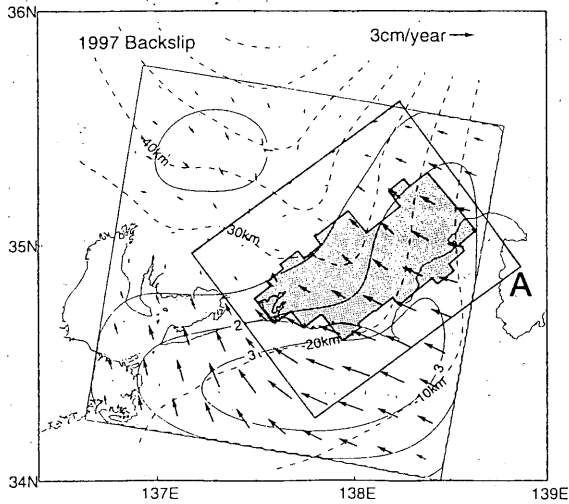


Fig2 The shaded zone represents the locked zone estimated by Matsumura(1996) on the basis of seismic data. Arrows and solid lines show the distribution of the back-slip rate evaluated by Sagiya(1998) using GPS measurement data. Broken lines indicate the configuration of the plate interface. The rectangle 'A' is the same as that in Fig.1 and superposed on the original figure of Matsumura (1999).

よる推定固着域よりも明らかに海側にある。このずれについて松村 (1999) は、バックスリップ速度の大きな領域が必ずしも高応力領域を意味するのではなく、大きな歪エネルギーが蓄えられているのは固着域であると考えている。

ところで、地震の前兆すべりの発生機構を理解する上で、岩石実験で見られる非地震性すべりと類似性を考えることは有用である。これまでに、岩石実験によってすべり面に働く摩擦力がどのような法則に支配されているのかに関して多くの研究が行われてきた (加藤, 1996)。加藤・平澤 (1996) は東海地域のプレート境界を想定して、Ruina (1983) による、すべり面に働く摩擦力はすべり量やすべり速度に依存するというすべり速度/状態依存摩擦法則を鉛直面内の2次元弾性体モデルに適用し、東海地震の発生サイクルに関する数値シミュレーションを行った。この結果、巨大地震の発生が近づくにつれて固着域の周辺からゆっくりとしたすべりが侵入し、巨大地震直前に最後まで固着していた領域を中心として顕著な前兆すべりが発生するという結果を得た。このモデルは鉛直2次元平面内のものであるため、水平方向の広がりについては改めてシミュレーションを行う必要があるが、固着域とその周辺のすべりの発生・成長過程に関しては共通の挙動を示すことがこの結果から想定できる。

ここでは、推定固着域を含んで、それを周辺に広げた矩形領域 (長さ120km, 幅100km, 第2図中のA領域) を計算領域とし、計算領域内の36×36の各格子点を中心に前兆すべりが十分小さな規模で発生し、拡大した場合を調査した。このときすべりの面積及びすべり量は、

$$\text{地震モーメント } M_0 \text{ (dyn}\cdot\text{cm)} : \log M_0 = 1.5M + 16.1$$

$$\text{断層面積 } S \text{ (km}^2\text{)} : \log S = 1.0M - 3.9$$

$$\text{断層の長さ } L \text{ (km)} : \log L = 0.5M - 1.8$$

$$\text{断層のすべり量 } D \text{ (cm)} : \log D = 0.5M - 1.3$$

及び地震モーメントの式

$$M_0 = \mu DS \quad (\mu \text{ は剛性率, } \mu = 3 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2 \text{ を使用})$$

より、Mから M_0 を算出した後、断層の長さL, 幅 $W=S/L$, すべり量Dの比が標準的なスケール法則と同じになるよう各値を求めた。断層のパラメータは、松村 (1996) による推定固着域を参考に走向234度, 傾斜角15度, すべり方向は石橋 (1977) から107度とした。

2.2 すべりの最終規模

地震発生直前の前兆現象の例としては、1944年東南海地震 ($M_w=8.1$) 前に観測された傾斜変化 (佐藤, 1970; Mogi, 1984) がある。この地震の前2~3日間の変化量は、地震時の変化量の3割程度に相当する。同じプレート間巨大地震である1960年チリ地震 ($M_w=9.5$) についても、自由振動等の解析により、本震に匹敵する規模の前兆すべりが前震 ($M=7.8$) と共に本震の15~20分前から発生したと考えられている (Kanamori and Anderson, 1975; Cifuentes and Silver, 1989)。一方、カリフォルニア地域の多くの地震に対する歪計や傾斜計の観測結果から、前兆すべりは存在したとしても非常に小さく、本震の1%未満との報告がなされている (Kanamori, 1996)。

Scholz et al. (1972) は室内の岩石すべり実験から、急激なすべりに先行する準安定的なすべりが存在し、その大きさは急激なすべりの2.5%であるとしている。また、Lorenzetti and Tullis (1989) は、すべり速度/状態依存摩擦法則を用いて San Andreas断層で発生する地震サイクルの数値シミュレーションを行い、地震直前の前兆の大きさは本震の0.5%未満との結果を得ている。加藤・平澤 (1996) による東海地域の地震サイクルに関するシミュレーションには、前兆すべりの大きさについて

の直接の見積もりはなく、計算時に与えるパラメータの値によってその規模は変わるが、地震発生の数日～数時間前に広域に顕著な異常地殻変動が現れることは共通に見られたとしている。

東海地震の前兆すべりが実際にどの程度の規模のものになるか、現状では判断が難しい。しかし監視という観点からは厳しい状況を想定しておくことが必要であろう。想定されている東海地震の規模はM8クラスであるが、ここでは前兆すべりの規模を本震の1%程度あるいはこれ以下であると仮定し、すべりの最終規模として、M6.5及びM6.0相当の場合を考える。

2.3 すべりの時間経過

現在の体積歪変化の監視は、一定時間（階差時間）内の歪変化量を算出することにより行っている。すべりの最終規模が同じ場合でも、すべりによるモーメントの解放量の時間経過が異なれば、体積歪計による検知可能な時刻も変わってくる。例えばモーメントの総解放量が同じ場合でも、それが長い時間をかけて解放されれば、一定時間内の歪変化量が小さくなるため検知しにくくなる。一方、地震発生の直前に急激に解放量が大きくなるような場合は、事前に検知はできても対応のために残された時間はほとんどないということにもなる。

ここではすべり拡大の時間経過のモデルとして、Mogi (1984) によって推定された1944年東南海地震直前の傾斜変化の時間経過を指数関数で近似したもの（以下、東南海モデル）、及び加藤・平澤 (1996) の数値シミュレーション結果に基づく直前の歪変化量の時間経過を地震発生までの時間の逆数で近似したもの（以下、加藤モデル）を用いた。これらはいずれもある特定の地点における傾斜及び歪の変化を基にしたもので、他の地点ではすべりの領域拡大に伴い変化量の時間経過が若干異なってくるが、ここではこれらの近似関数がすべり自体のモーメント解放量の時間経過を表すとみなすことにする。

これら2つのモデルそれぞれについて、最終規模で規格化したときのすべりの相対的な時間経過を第3図に示す。いずれも地震発生の2～3日前からすべりが加速的に大きくなっており、加藤モデルでは特に地震発生の数時間前からの急激な増加傾向が目立つ。

なお、地震サイクルのシミュレーションにおいて、パラメータの取り方によっては、すべりの最終規模や時間経過がいつも同じになるとは限らないが、橋本・他

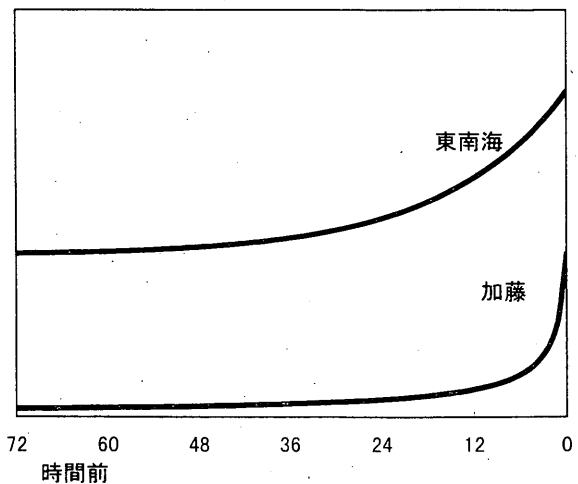


Fig.3 The temporal increase of the slip is shown for two models. The magnitude of the slip is normalized so that the final slip is the same for both cases.

(1997) は加藤・平澤 (1996) のモデルの安定性について調査し、地震発生間隔、カップリング強度の深さ分布に関して、実際の観測結果に合うように制約条件を付けた場合、摩擦法則のパラメータを多少変化させても直前のすべりのパターンはそれほど変わらないことを確認している。ここでは数値シミュレーションから得られた1つの代表的な変化パターンを採用した。

2.4 体積歪計の検知力と検知条件

小林・松森 (1999) は、東海地震の前兆としての体積歪異常変化（シグナル）を、通常の変動（ノイズ）から区別してより小さな早い時点で検知することができるようにとの目的で、各観測点について一定時間（階差時間）内における通常の変動量（ノイズレベル）の調査を行った。体積歪データのノイズレベルは観測点毎に異なるため、前兆すべりによる歪変化が現れたとき、ある観測点では有意な量として認められても、別な観測点ではその変化量がノイズレベル以下で有意と認められないこともありうる。調査は降水の影響がない期間（以下、通常期間）、及び降水の影響を含む期間（以下、降水期間）それぞれについて行われ、その結果は現在の判定会招集要請基準、及びこの基準に至らない状況下で一定以上の歪変化があった場合に音声で監視者にデータの確認を促すための基準（以下、音声報知基準）として活用されている。本論で用いた各観測点の3時間及び24時間階差における体積歪変化量のノイズレベル値を第1表に示す。

前兆すべりの検知条件としては、以下の組み合わせに

ついて調査した。

- (1) すべりの最終規模：M6.5；M6.0相当
- (2) すべりの時間経過：東南海モデル；加藤モデル
- (3) ノイズレベル値：通常期間；降水期間
- (4) ノイズレベル値：3時間階差；24時間階差
- (5) 検知基準：
 判定会招集要請基準（3時間，24時間ノイズレベル値の各2倍が3地点）；
 音声報知基準（3時間ノイズレベル値なら1.2倍，24時間ノイズレベル値なら1.8倍）が2地点

Table 1 Noise levels in the study.

時間	通常期間のみ		降水期間を含む	
	3時間	24時間	3時間	24時間
伊良湖	1.8e-08	2.7e-08	3.0e-08	5.5e-08
蒲郡	1.5e-08	2.5e-08	3.0e-08	5.0e-08
三ヶ日	1.4e-08	3.1e-08	2.5e-08	4.3e-08
天竜	1.4e-08	2.4e-08	8.0e-08	1.3e-07
川根	8.6e-09	3.0e-08	7.9e-08	2.0e-07
浜岡	9.0e-09	2.0e-08	5.0e-08	8.0e-08
椋原	2.0e-08	3.0e-08	5.0e-08	1.1e-07
御前崎	1.9e-08	4.3e-08	6.0e-08	9.0e-08
藤枝	6.7e-09	9.0e-09	5.0e-08	7.4e-08
静岡	1.0e-08	2.0e-08	5.0e-08	7.0e-08
清水	1.3e-08	2.3e-08	1.3e-07	2.1e-07
富士	1.3e-08	5.0e-08	1.0e-07	1.8e-07
土肥	2.2e-08	2.6e-08	4.7e-08	7.0e-08
石廊崎	3.7e-08	4.8e-08	4.3e-08	1.0e-07
東伊豆	1.8e-08	2.4e-08	5.0e-08	1.2e-07
網代	2.1e-08	3.4e-08	5.5e-08	1.1e-07

単位 strain

2.5 検知可能時刻の算出手順

まず2.1節で与えた各格子点位置を中心に，すべりを十分小さな規模（M4.0相当）から小刻みに大きな規模まで変えていったときの，各観測点での理論的な体積歪変化量を，有限矩形断層による半無限弾性体の応答に関するOkada (1992) の式により計算する。2.4節の検知条件のうち量的基準を満たすすべりの規模M'；例えば判定会招集要請基準ならば，ノイズレベル値の2倍の体積歪変化量を超える地点が3地点現れるようになるすべりの規模M'を求める。この時点では，すべりの最終規模と時間経過は考慮されておらず，求められたすべりの規模M'は，この規模より小さなすべりが地震のように瞬時に発生したとしても検知条件を満たさない；即ちどんな時間経過を仮定しても検知できないすべりの規模を意味している。

第3図はすべりが始まってから時間的にそれが拡大していく様子を示したもので，縦軸は最終的なすべりの規模で規格化した時の，それぞれの時点でのすべりの相対的な大きさを表している。先に述べたように，これは各

観測点における歪変化の時間経過をも表しているとみなす。これに対して2.4節の検知条件は，一定時間あたりの歪変化量を基としたものになっている。第4図はこれら2つの量の関係を例示したもので，図中上側の曲線はすべり始めからの総変化量A，下側の曲線は一定時間あたりの階差変化量Bで，3時間あたりもしくは24時間あたりの歪変化量が，時間的にどのように大きくなっていくかを模式的に示す。すべりが拡大して規模M'に達したとき（図中①），総変化量Aは検知条件の量的基準に達するが，検知条件に用いている階差変化量Bの値は総変化量Aよりも小さく，まだ検知には至らない。検知可能となるのは，一定時間内のすべりの規模の拡大分，即ち階差変化量Bが，すべりの規模M'に対応する値に達した時刻（図中②）である。最終規模が小さければ最終規模とM'の差も小さくなり，検知時刻は遅れる。最終規模が更に小さい場合で，地震発生直前の階差変化量Bの値がすべりの規模M'に対応した値より小さければ，地震発生まで検知基準を満たさないということになる。

実際の地震に伴うコサイスマックなステップの観測値は，極性，ステップ量とも理論値と必ずしも一致するとは言えないものの，比較的よく一致している場合もある。一致しない原因としては，周辺媒質が完全弾性体として振る舞わないことが考えられ，このような現象は房総半島の観測点に多く見られる。（気象庁地震予知情報課，1983；佐藤・他，1986；山田・佐藤，1988）また，上垣内（1994）は遠地地震波を用いて観測点毎に固有の増幅率（観測振幅/理論振幅）を求め，増幅率が地震の規模や深さ，方位角等との相関はなく，ほぼ観測点毎の定数として扱うことができ，かつ東海地域の観測点については3～4倍の観測点が多いことを示した。これらのこ

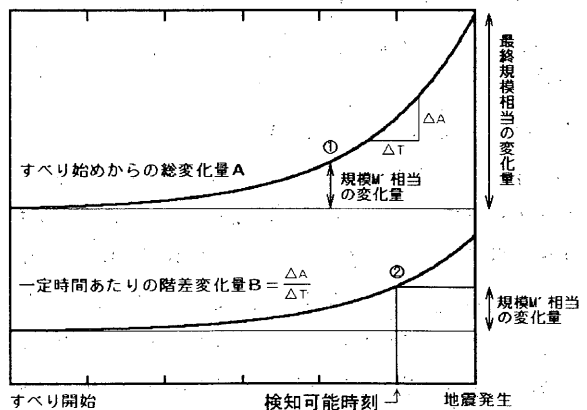


Fig4 Procedures for searching the time when the precursory slip has been detected.

図の上側が領域北西側に対応

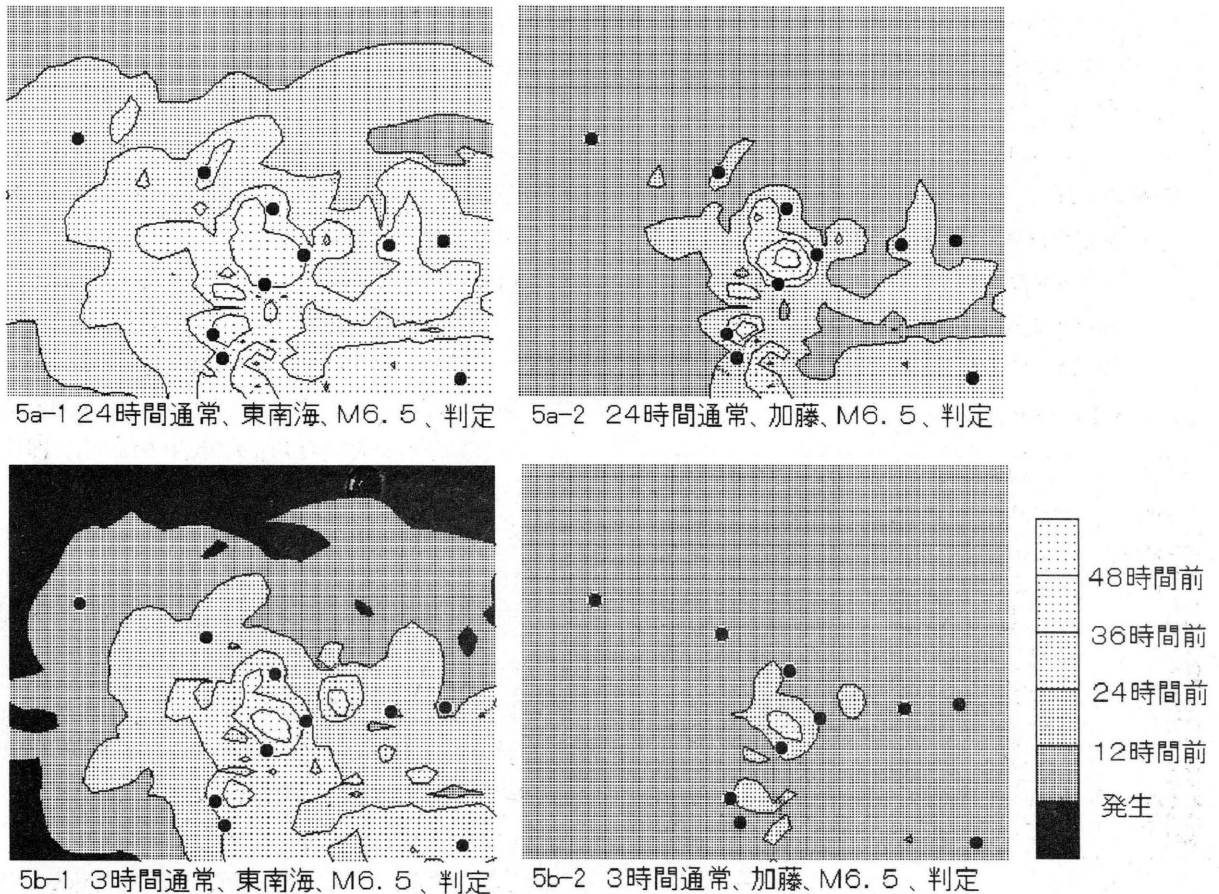


Fig.5 Figs.5a and 5b show the distribution of time when changes in the strain reach the criteria for convening the Earthquake Assessment Committee for the Tokai earthquake on the basis of strain rates at 24 hours and 3 hours, respectively. Figs.5c and 5d indicate the distribution of time when changes in the strain reach the criteria for voice alarm, on the basis of strain rates at 24 hours and 3 hours, respectively. Fig.5e shows the distribution of time for convening the Earthquake Assessment Committee when the previous criteria have been adopted.

This area represents the rectangle shown in Fig.1 and top of each figure corresponds to the northwest. Solid circles indicate the locations of strainmeters.

とから、前兆すべりに伴う体積歪変化量は Okada (1992) の式による理論値通りになるとはいえないとしても、上記方法による検知可能時刻が一応の目安として使えることが期待できると考えられる。

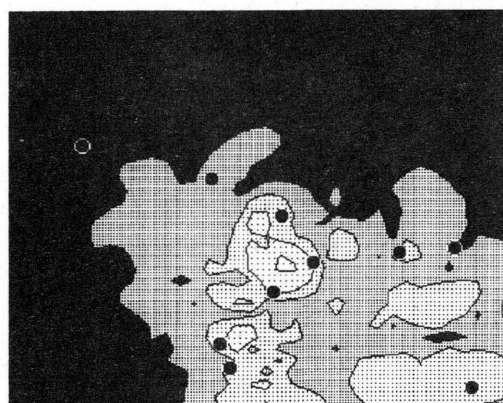
3. 検知可能時刻の分布 (結果)

2.4節で示した検知条件の組み合わせのうち主なものに対する結果を示す。さらに検知基準として、旧判定会招集要請基準のうち歪変化のみに関する項(体積ひずみ観測点のうち1箇所)で3時間以内に 0.5×10^{-6} 以上の変化が発生し、ほぼ同時時間帯において少なくとも他の3箇所)で明瞭な変化が発生した場合)の必要条件である「3時間で 0.5×10^{-6} 以上が1地点」に対する結果も合わせて示す。

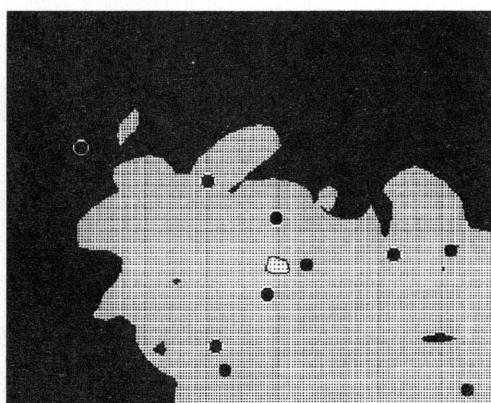
実際には3地点において、3時間または24時間階差のどちらかの基準を満たせば判定会招集要請基準に達することになるが、ここでは3時間または24時間階差での監視による検知時刻の差を見るため、それぞれ独立に調査した。音声報知基準に関しても同様である。

また、3.1節と3.2節については、すべりの範囲とすべり量を宇津(1987)による標準的な関係に基づいて2.1節の手順で決めている。しかし通常の地震に関して得られた標準的な関係が、そのまま前兆すべりにも適用できるかどうかは不明である。3.3節では一例として、同じ規模でも標準的な関係から得られるより広い範囲がすべった場合(モーメントは同じとするからすべり量は小さくなる)の結果を示す。

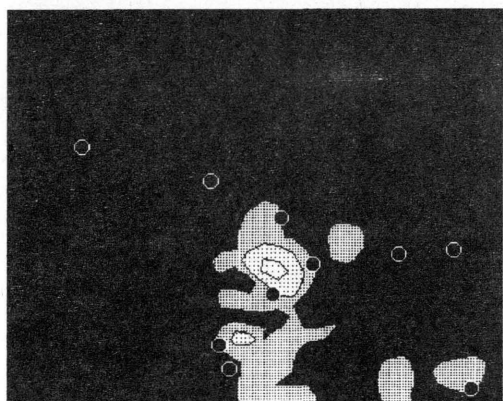
図の上側が領域北西側に対応



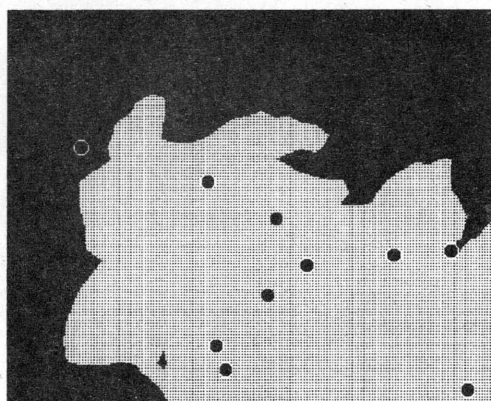
5a-3 24時間通常、東南海、M6.0、判定



5a-4 24時間通常、加藤、M6.0、判定



5b-3 3時間通常、東南海、M6.0、判定



5b-4 3時間通常、加藤、M6.0、判定



3.1 通常期間

第5図に通常期間の検知可能時刻の分布を示す。各図の上側が第1図で示した計算領域の北西側にあたり、図中の●印は体積歪観測点の位置である。図を上下方向に3分割した中央部分がおよそ松村(1996)の推定した固着域に相当する。

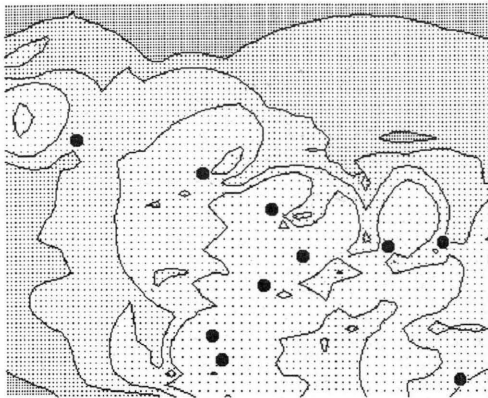
24時間階差を基にしたときの判定会招集要請基準に達する時刻を、東南海モデルの時間経過で、前兆の最終規模がM6.5相当の場合(第5a-1図)について見ると、固着域付近では本震発生のほぼ24時間前に、また、前兆の発生場所によってはより早い時点で基準に達することがわかる。しかし、他の条件が同じでも時間経過の様式が加藤モデルによる場合(第5a-2図)は、多くの領域で検知条件を満たすもののその時刻は本震直前であり、条件の良い特定の場所で前兆すべりが発生しない限り検知から本震発生までに残された時間はわずかしかなることになる。また、時間経過の様式が東南海モデルでも最終規模がM6.0相当(第5a-3図)になると、計算領域北西部

の深い領域及び南西側の領域ですべりが発生した場合は本震発生まで検知条件を満たさず、固着域付近でも広い範囲で12時間未満となる。

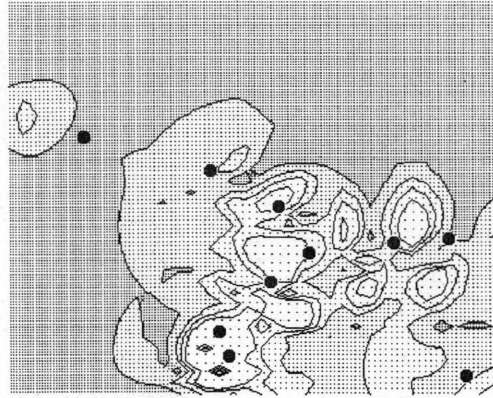
次に3時間階差を基にしたときの判定会招集要請基準に達する時刻を見ると、24時間階差による場合と比較してより一層切迫したものになる。最終規模M6.5でも加藤モデルの時間経過(第5b-2図)ではほとんどの領域で条件を満たす時刻が本震発生直前となり、東南海モデルの時間経過でも最終規模がM6.0のとき(第5b-3図)は、広い領域で本震発生まで検知条件を満たさない。

音声報知基準に達する時刻は、当然のことながら判定会招集要請基準の場合より全体的に早く、24時間階差による、東南海モデルの時間経過で前兆の最終規模がM6.5相当の場合(第5c-1図)は、判定会招集要請基準による場合(第5a-1図)と比較して、24時間前に条件を満たす範囲がより北西側の深部と南西側に広がっている。3時間階差による場合(第5d各図)も、音声報知の条件がノイズレベル値の1.2倍と、判定会招集要請基準の6割に

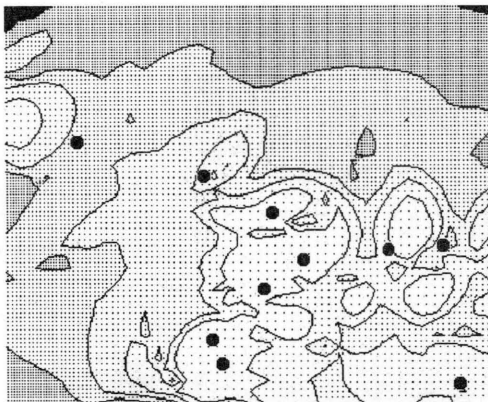
図の上側が領域北西側に対応



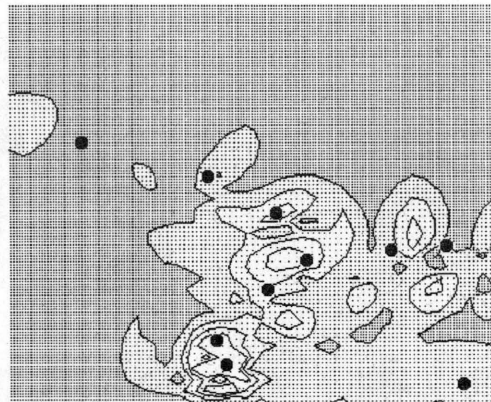
5c-1 24時間通常、東南海、M6.5、音声



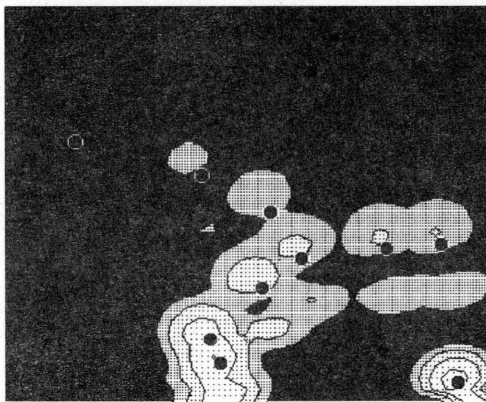
5c-2 24時間通常、加藤、M6.5、音声



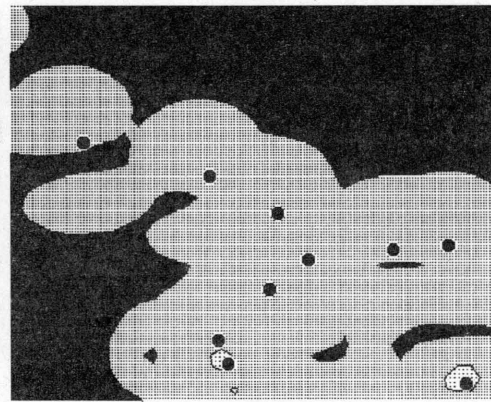
5d-1 3時間通常、東南海、M6.5、音声



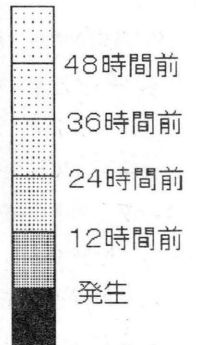
5d-2 3時間通常、加藤、M6.5、音声



5e-1 旧基準、東南海、M6.5



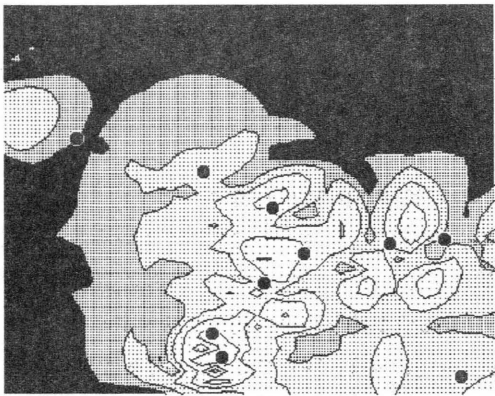
5e-2 旧基準、加藤、M6.5



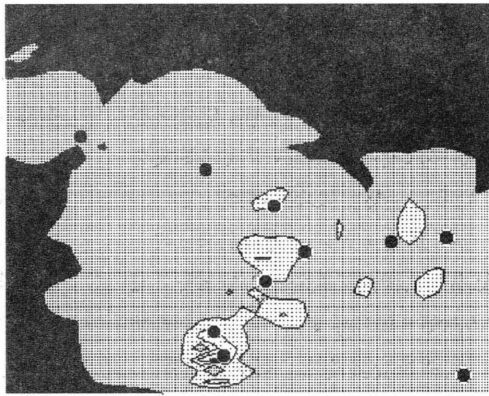
なっていることから、判定会招集要請基準による結果(第5b各図)と比較すると検知時刻が明らかに早くなっている。

一方、旧判定会招集要請基準による場合(第5e各図)は、固着域付近のほとんどの部分で本震発生まで条件を満たさず、たとえ満たしたとしても発生直前である可能性が極めて高いという結果となる。

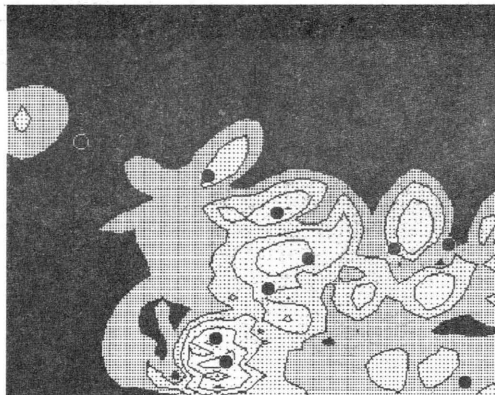
図の上側が領域北西側に対応



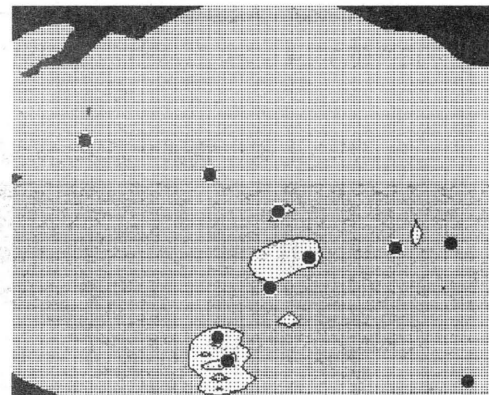
5c-3 24時間通常、東南海、M6.0、音声



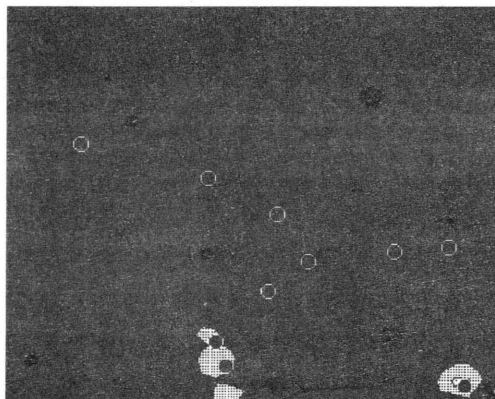
5c-4 24時間通常、加藤、M6.0、音声



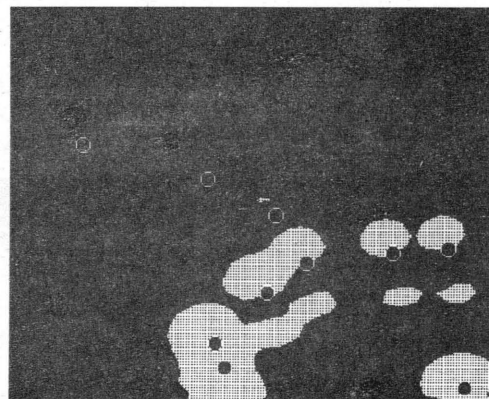
5d-3 3時間通常、東南海、M6.0、音声



5d-4 3時間通常、加藤、M6.0、音声



5e-3 旧基準、東南海、M6.0



5e-4 旧基準、加藤、M6.0



3.2 降水期間

早い時期に設置した体積歪計は埋設深度が比較的浅いため、観測データは降水による影響を受けている。この降水による影響についてはリアルタイムで補正処理を行っておらず、通常期間と降水期間とで基準値を自動変更してデータ監視をしている(小林・松森, 1999)。

降水期間のノイズレベル値をもとに、通常期間に対するのと同様な手順で算出した検知可能時刻の分布を、最終規模M6.5についてのみ第6図に示す。ノイズレベル値以外は同じ条件(判定会招集要請基準, 東南海モデル)である第5a-1図と第6a-1図を比較すると、通常期間では固着域付近で本震発生の24時間前に検知できるところが、降水期間では発生直前から12時間前前後となることがわ

かる。音声報知基準では、東南海モデルの場合(第6c-1図等)は固着域付近に12時間前以上の領域があるものの、加藤モデル(第6c-2図等)ではほとんどの領域で本震発生直前まで条件を満たしていない。

3.3 すべりの範囲が広範囲の場合

これまでの計算では、すべりの規模が十分小さい時点から次第に成長してゆく過程で、すべりの領域は宇津(1987)による標準的な関係に従って拡大すると仮定した。しかし通常地震に関して得られた標準的な関係が、そのまま前兆すべりにも適用できるかどうかは不明である。一例として、同じモーメントのすべりが標準的な関係から得られるより広い範囲で発生した場合に検知能力

図の上側が領域北西側に対応

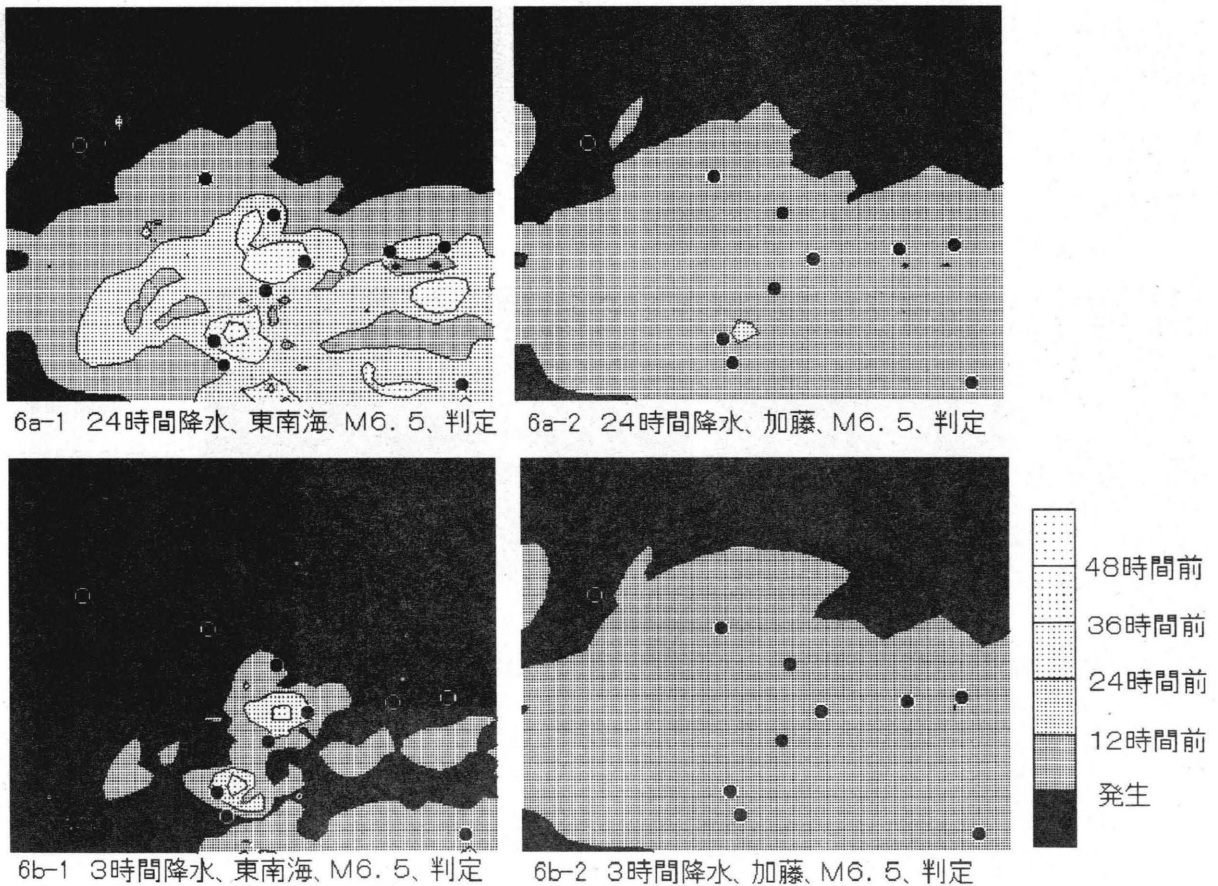


Fig.6 The distribution of time when the noise level includes periods of rain. Figs.6a and 6b show the distribution of time when changes in the strain reach the criteria for convening the Earthquake Assessment Committee for the Tokai earthquake on the basis of strain rates at 24 hours and 3 hours, respectively. Figs.6c and 6d indicate distribution of the time when strain changes reach the criteria for voice alarm on the basis of strain rates at 24 hours and 3 hours, respectively.

This area represents the rectangle shown in Fig.1 and top of each figure corresponds to the northwest. Solid circles indicate the locations of strainmeters.

がどう変わるかを見てみる。計算方法は 2.5 節に示されている手順と同様だが、すべりのモーメントは剛性率、すべり量、すべりの面積の積であることから、同じすべりモーメントに対しては、すべりの範囲が大きいとすべり量は小さくなる。

第 7 図に、すべりの面積を規模 M6.5 のときの標準的な領域である長さ 24.6km、幅 12.3km に固定した場合の、24 時間階差による判定会招集要請基準に達する時刻分布を示す。他の条件が共通の第 5a 図の各図と比較すると、分布に大差は見られないので、すべりの面積がこの程度違っても検知時刻に大きな影響はでないことがわかる。

4. 孤立変化調査方法と結果

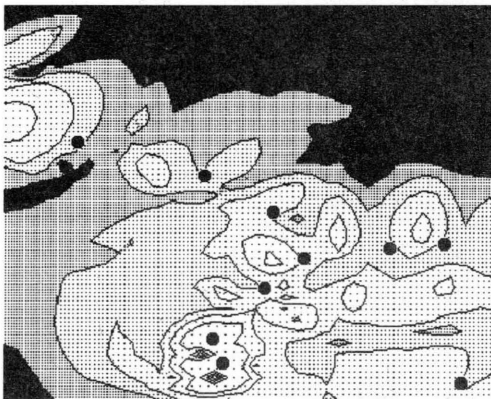
ある観測点において検知基準を越す変化が現れた場合、その変化の原因が観測点近傍にあるか想定断層面上のすべりによるものであるかを見極めることは、データ監視の上で重要である。変化の原因がある観測点近傍の局所的なものである場合には、そこでの変化量が大きくなっ

ても他の観測点には変化が現れないことが考えられる。一方、想定断層面のすべりが拡大していった場合には、すべりの拡大に応じて他の観測点でもやがて検知基準を満たす変化が現れると期待される。しかし、プレート境界面上のすべりであっても、その発生場所によっては、最初の観測点で検知基準を超える変化が現れた後、しばらくの間は他の観測点で検知基準を満たさず、1 観測点のみの変化が継続する場合がある。ここではこれを「孤立変化」と呼び、以下、観測点毎に孤立変化が発生するすべりの場所及び規模について考察する。

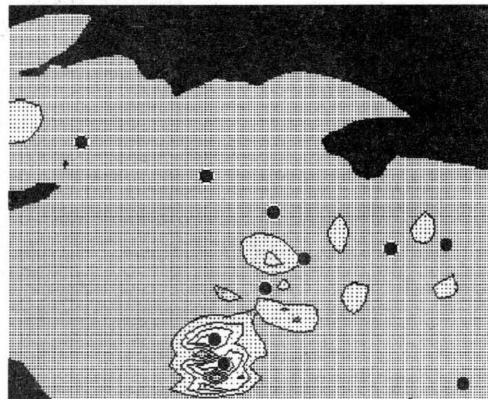
4.1 調査方法

第 1 図に示した計算領域内の 100×100 の格子点を中心に、すべりが十分小さな規模 (M4.0 相当) から拡大していったとき、すべりの範囲とすべり量を宇津 (1987) による標準的な関係に基づいた 2.1 節の手順により決め、各観測点での理論的な体積歪変化を Okada (1992) の式により計算する。そしてある観測点における変化量が

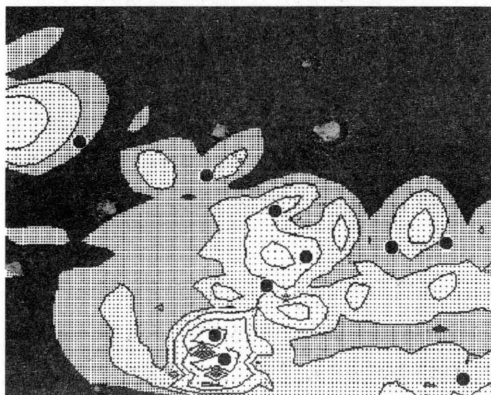
図の上側が領域北西側に対応



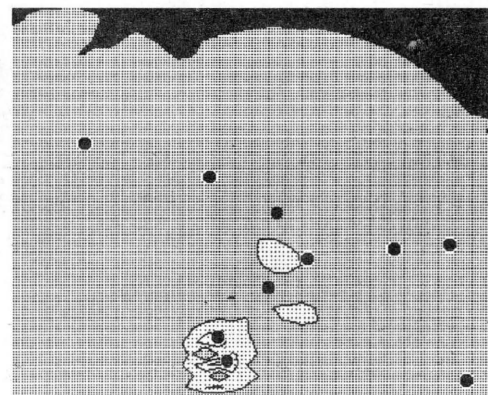
6c-1 24時間降水、東南海、M6.5、音声



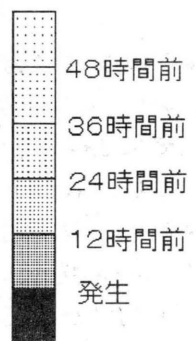
6c-2 24時間降水、加藤、M6.5、音声



6d-1 3時間降水、東南海、M6.5、音声



6d-2 3時間降水、加藤、M6.5、音声



図の上側が領域北西側に対応

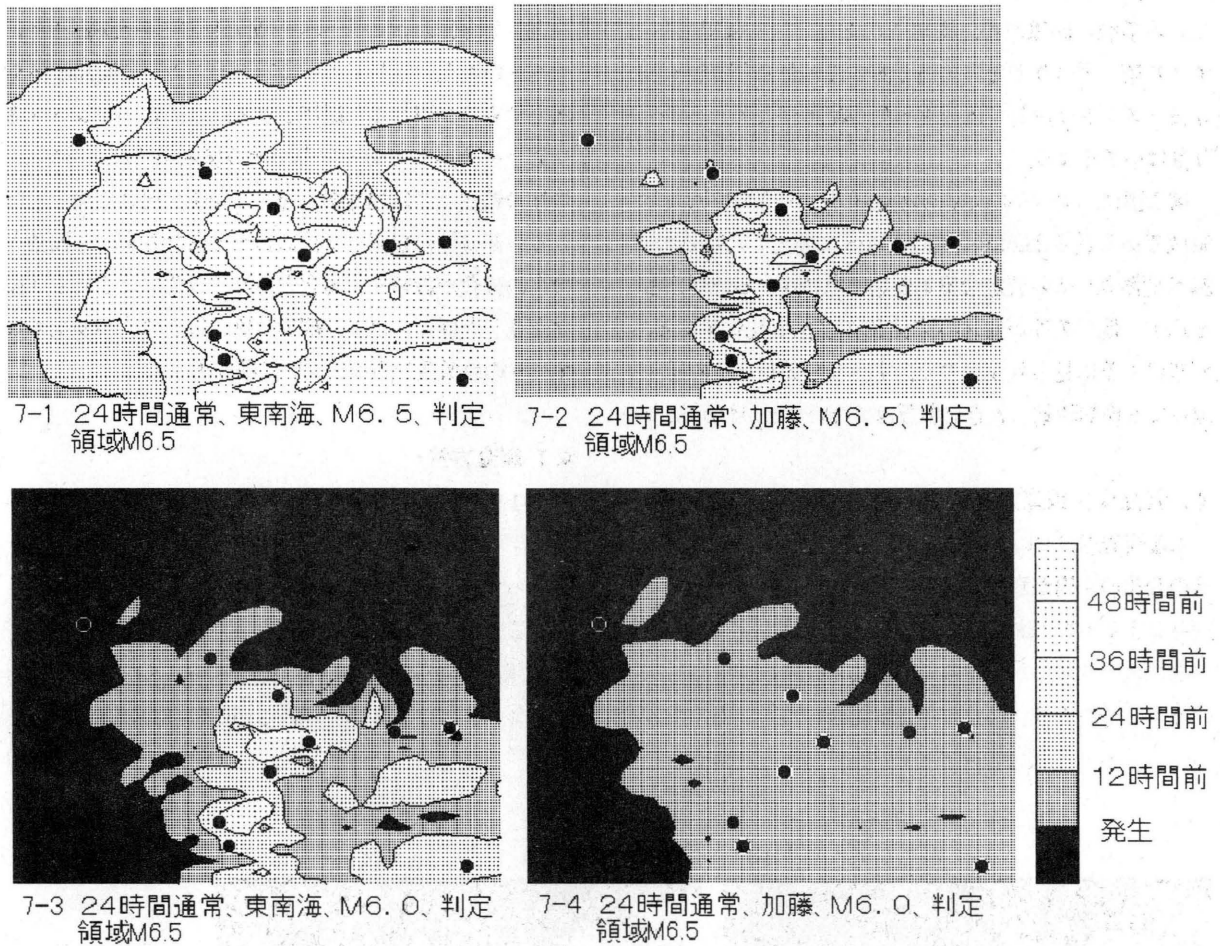


Fig.7 The distribution of time for convening the Earthquake Assessment Committee when the slip occurs in a fixed zone of $24.6 \times 12.3\text{km}$ corresponding to the fault area of an M6.5 earthquake based on a strain rate of 24 hours.

This area represents the rectangle shown in Fig.1 and top of each figure corresponds to the northwest. Solid circles indicate the locations of strainmeters.

この地点における24時間階差のノイズレベル値の2倍(判定会招集要請基準相当量)または10倍を超え、他の観測点ではそれぞれのノイズレベル値未満となる条件を満たす格子点及びすべりの規模を求める。ここでは観測点毎の特徴の定性的な把握にとどめて、すべりの時間的経過は考えない。

4.2 孤立変化の発生条件

観測点毎に孤立変化が発生する格子点数及びすべりの規模の範囲を、体積歪の伸び(+)縮み(-)別にまとめて第2表に示す。また、孤立変化の発生する格子点位置の分布、及び孤立変化発生時の代表的な体積歪変化パターンを観測点別に第8図に示す。

第2表を見ると、特に藤枝で孤立変化が発生する可能性が高いことがわかる。これは東海地域16地点の24時間

階差のノイズレベル平均値 2.9×10^{-8} に対し、藤枝の値が 0.9×10^{-8} とかなり低いことが主要因である。同様に可能性の比較的高い観測点は、ノイズレベル値が平均値以下である傾向が見られる。孤立変化の生じる可能性の高い地点は、異常を検出したときに、その原因が局所的なものであるか想定断層面上のすべりによるものかの見極めが最初困難であるという一方、すべりの規模がより小さな段階でそれを捉えることができるという側面も持つ。これはまた、限られた場所ではあるが、すべりがM5相当程度から監視を強化することができることを意味している。

ノイズレベル値の2倍を超える孤立変化の場合、すべりの規模がM6相当になるとどの観測点でも孤立変化はなくなり、他の観測点でもノイズレベル値を超える変化が現れてくると想定される。しかしすべりの最終規模が

Table 2 Number of grid points and magnitude range of slip producing single changes.

We consider such cases that precursory slip grows at each of 100×100 grid points in the rectangle of Fig.1. Single change $\times 2$ ($\times 10$) means volumetric strain change at one station exceeds twice (ten times) of the noise level at the station, and changes at the other stations do not exceed the noise level at each station. Number of grid points and the range of magnitude are shown for each station classified by polarity.

観測点	24時間 ノイズ値	孤立変化2倍 格子点数 (M範囲)	孤立変化10倍 格子点数 (M範囲)
伊良湖	2.7e-8	なし	なし
蒲郡	2.5e-8	130 + (M5.6-6.1) 13 - (M5.7-6.0)	25 + (M6.1-6.1) なし
三ヶ日	3.1e-8	359 + (M5.4-6.0) 313 - (M5.5-6.0)	なし なし
天竜	2.4e-8	319 + (M5.3-5.6) 84 - (M5.3-5.5)	なし なし
川根	3.0e-8	145 + (M5.3-5.8) 1 - (M5.5-5.6)	なし なし
浜岡	2.0e-8	191 + (M4.7-5.7) 171 - (M4.7-5.9)	43 + (M5.3-5.6) 7 - (M5.3-5.7)
榛原	3.0e-8	73 + (M5.0-5.4) 40 - (M5.1-5.5)	なし なし
御前崎	4.3e-8	19 + (M4.8-5.7) 62 - (M4.9-5.9)	2 + (M5.4-5.4) 2 - (M5.4-5.4)
藤枝	0.9e-8	453 + (M4.8-5.7) 755 - (M4.8-6.1)	32 + (M5.3-5.7) 44 - (M5.3-5.6)
静岡	2.0e-8	194 + (M5.0-5.9) 109 - (M5.1-5.5)	15 + (M5.5-5.8) なし
清水	2.3e-8	244 + (M5.1-5.8) 122 - (M5.1-5.5)	35 + (M5.6-5.8) なし
富士	5.0e-8	12 + (M5.5-5.7)	なし
土肥	2.6e-8	171 + (M4.6-5.5) 32 - (M4.7-5.4)	73 + (M5.1-5.4) 5 - (M5.2-5.3)
石廊崎	4.8e-8	なし	なし
東伊豆	2.4e-8	なし	なし
網代	3.4e-8	なし	なし

M6未満の場合、1観測点のみの孤立変化状態のまま本震に至る可能性も考えられる。

想定断層面上のすべりによる体積歪の理論的な変化パターンは、第8図に示されているように伸び・縮みの明瞭な領域の中間に体積歪変化量の小さなところが存在するため、孤立変化が発生しやすいといえる。平成9(1997)年度に掛川、平成10(1998)年度に佐久間に設置した3成分歪計では、直接観測される3方向の線歪の他に、これら3成分から主歪、せん断歪等を計算できるため、ノイズレベル値にもよるが、近隣の体積歪観測点の孤立変化発生条件をより厳しく制限することができると思われる。

5. 終わりに

本調査では、前兆すべりの発生場所によっては、検知

から本震までの時間が24時間以上ある場合もある一方、ほとんど時間がない場合もありうるという結果が得られた。本調査において用いた前兆すべりの性質やすべりに対する体積歪計の応答の不確定さを考慮すると、ここで得られた結果の絶対的な数値をそのまま監視の基本に置くことはできないが、異常現象の発見から本震発生までの間にほとんど時間がないケースも想定して防災対策を検討しておくことは是非とも必要と思われる。

気象庁では、東海地震の予知に向けてその観測能力の最善を尽くすため、平成10(1998)年4月に判定会招集要請基準を、小林・松森(1999)による体積歪計のノイズレベル調査結果を基に改正している。

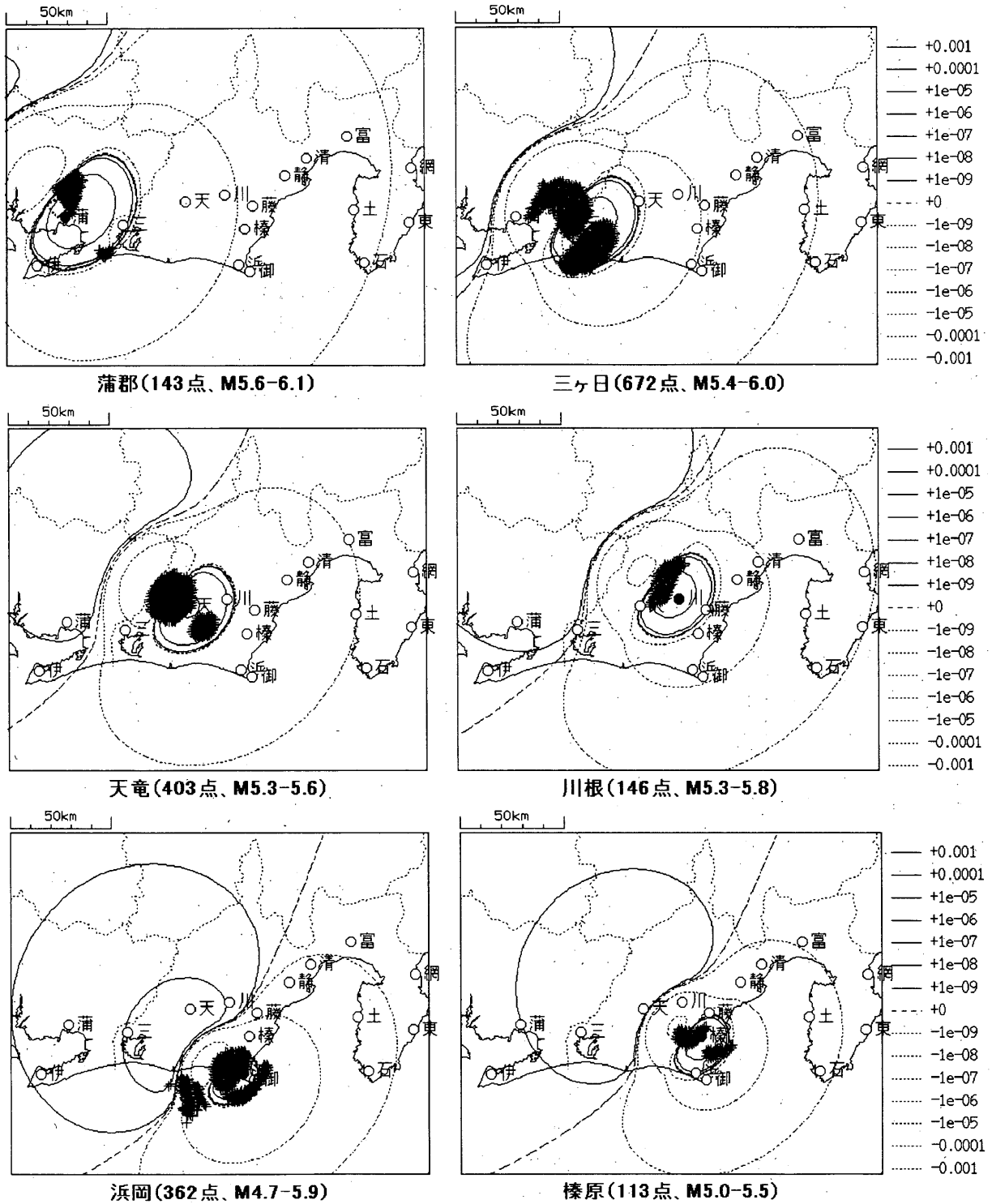
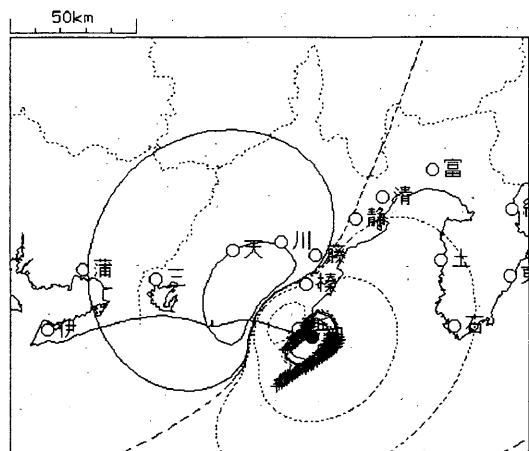
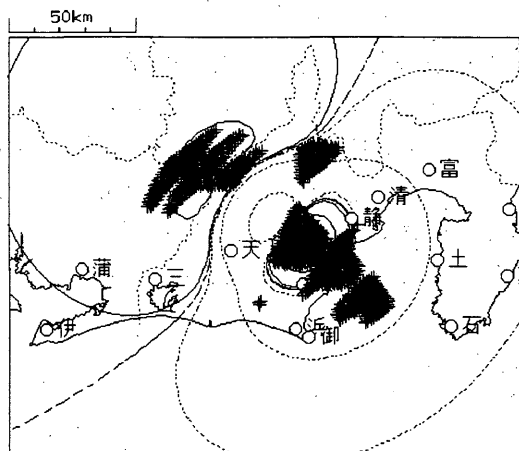


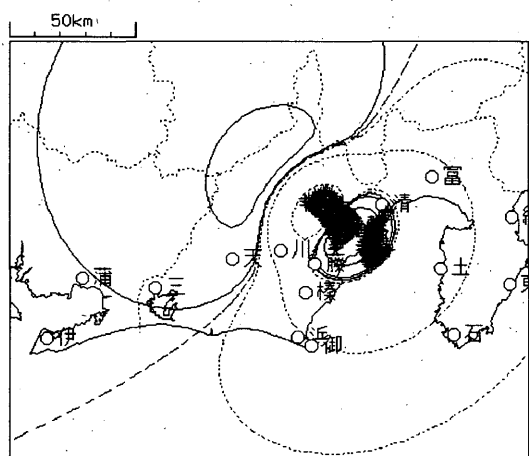
Fig.8 Greek crosses indicate the slip locations that have significant single changes exceeding twice of the noise level for each station. The indicated contours are typical pattern of volumetric changes for the station representing single changes. The number of grid points and the range of the magnitude of slips that produced single changes are shown in parentheses after the station names.



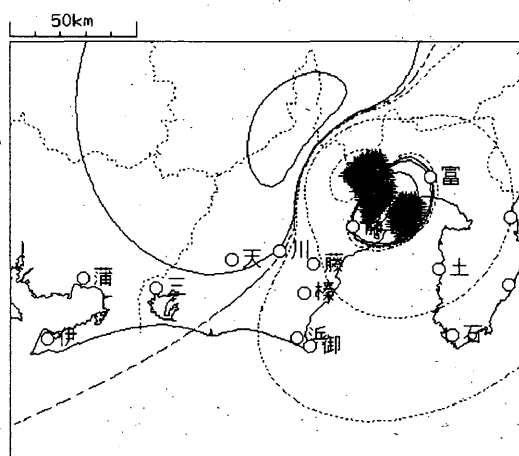
御前崎(81点、M4.8-5.9)



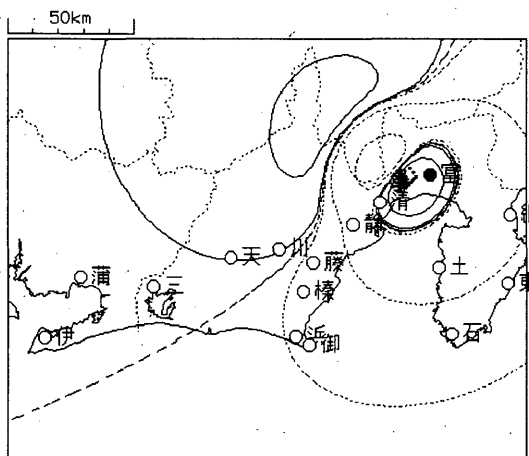
藤枝(1208点、M4.8-6.1)



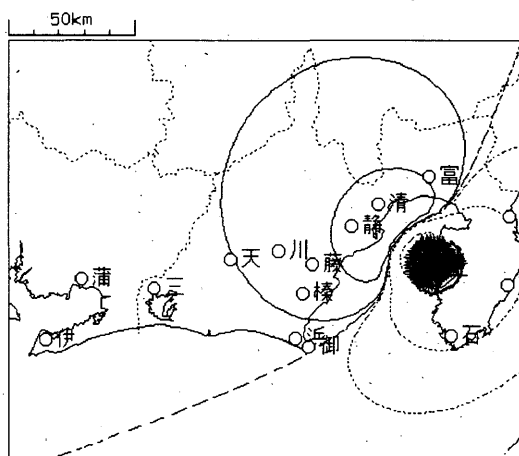
静岡(303点、M5.0-5.9)



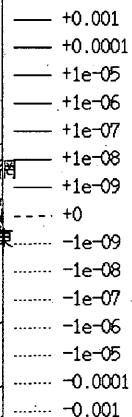
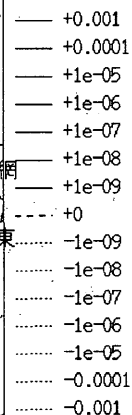
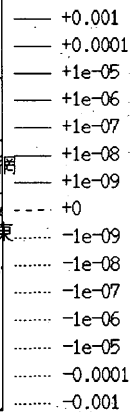
清水(366点、M5.1-5.8)



富士(12点、M5.5-5.7)



土肥(203点、M4.6-5.5)



謝 辞

本調査は、平成9、10年度に地震防災対策強化地域判定会委員打ち合わせ会において報告したものを元に再調査したものである。調査には松森プログラマー作成の各種ツールを使用させていただき、吉田明夫前地震予知情報課長には有意義な指導をいただいた。また2名の匿名査読者には、本稿の内容を改善する上で有益な意見をいただいた。

以上、記して感謝します。

参考文献

- 石井紘, 松本滋夫, 平田安廣, 山内常生, 高橋辰利, 鈴木喜吉, 渡辺茂, 若杉忠雄, 加藤照之, 中尾茂 (1992) : 新しい小型多成分ボアホール歪計の開発と観測, 地球惑星科学関連学会1992年合同大会予稿集, C22-03.
- 石橋克彦 (1977) : 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾地震の可能性—, 地震予知連絡会会報, 17, 126-132.
- 宇津徳治総編集 (1987) : 地震の事典, 朝倉書店, 568pp.
- 加藤尚之 (1996) : 非地震性すべりの発生機構, 地震2, 49, 257-275.
- 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, 「東海地震とその予知問題」, 126-132.
- 上垣内修 (1994) : 長周期地震計としての気象庁体積歪計の特性, 地震学会講演予稿集, 1994, 2, 12.
- 気象庁地震予知情報課 (1983) : 東海・南関東地域における歪観測結果, 地震予知連絡会会報, 30, 236-252.
- 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, 駿震時報, 62, 17-41.
- 佐藤馨, 二瓶信一, 福留篤男, 上垣内修, 高橋博 (1986) : 昭和59年(1984年)長野県西部地震調査報告 第3章地殻変動観測 3.1体積歪計による観測, 気象庁技術報告, 107, 36-43.
- 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, 177-179.
- 末廣重二 (観測部地震課) (1979) : 地殻変動連続観測と埋込式歪計 (I), 測候時報, 46, 9-25.
- 橋本徹夫, 小林昭夫, 伊藤秀美, 吉田明夫, 加藤尚之 (1997) : プレートサブダクション過程のシミュレーションと東海地域における前兆的地殻変動の検知力, 地震学会講演予稿集, 1997, 2, A18.
- 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, 「東海地震とその予知問題」, 81-92.
- 松村正三 (1999) : Back-slip分布と固着域との関係, 地震2, 52, 105-108.
- 山田尚幸, 佐藤馨 (1988) : 千葉県東方沖の地震に伴った体積歪計の記録について, 駿震時報, 52, 25-38.
- Cifuentes, I.L. and P.G. Silver (1989) : Low-Frequency Source Characteristics of the Great 1960 Chilean Earthquake, J. Geophys. Res., 94, 643-663.
- Kanamori, H. (1996) : Initiation process of earthquakes and its implications for seismic hazard reduction strategy, Proc. Natl. Acad. Sci., 93, 3726-3731.
- Kanamori, H. and D.L. Anderson (1975) : Amplitude of the Earth's Free Oscillations and Long-Period Characteristics of the Earthquake Source, J. Geophys. Res., 80, 1075-1078.
- Lorenzetti, E. and T.E. Tullis (1989) : Geodetic Predictions of a Strike-Slip Fault Model: Implications for Intermediate- and Short-Term Earthquake Prediction, J. Geophys. Res., 94, 12343-12361.

- 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, Pure Appl. Geophys., 122, 765-780.
- Ruina,A.L. (1983) : Slip Instability and State Variable Friction Laws, J.Geophys.Res., 88, 10359-10370.
- Sagiya,T. (1998) : Interplate Coupling in the Tokai District, Central Japan, Deduced from Continuous GPS Data, Proceedings of the Second Joint Meeting of the UJNR. Panel on Earthquake Research, 247-263.
- Sagiya,T. (1999) : Interplate Coupling in the Tokai District, Central Japan, Deduced from Continuous GPS Data, Geophys. Res. Lett., 26, 2315-2318.
- Scholtz,C., P.Molnar, T.Johnson (1972) : Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for the earthquake mechanism, J.Geophys.Res., 77, 6392-6406.