とする (例えば, $T_4 = R_4/(v_P \text{ or } v_S) + L/C_1 + W/C_2$).

$$T_0 = \text{DMIN1}(T_1, T_2, T_3, T_4)$$

とする時 (変数は全て double precision である), SUBROUTINE MOVE は, 時間 $t \geq T_0$ の時呼び出し, $U(t)$ の east-, north-, vertical-components $U(1), U(2), U(3)$ を計算するものである.

IND=1...P 波, IND=2...S 波,

$$X1 = x, Y1 = y \cos \delta + z \sin \delta,$$

$$Z1 = -y \sin \delta + z \cos \delta,$$

x, y, z は観測点の座標 (図参照). 観測点の方向を $N\varphi_0 E$, 震央距離を r とすると, $x = r \cos(\varphi_S - \varphi_0)$, $y = r \sin(\varphi_S - \varphi_0)$,

$$T = t(\geq T_0),$$

VPS=P波速度 (v_P), あるいはS波速度 (v_S),

$$\begin{aligned} \text{FPS} &= (v_S/v_P)^3 / (2\pi v_S t_0) \cdots P \text{ 波}, \\ &= 1/(2\pi v_S t_0) \cdots S \text{ 波}, \end{aligned}$$

これは, 自由表面の影響として振幅を2倍するようにとつてある,

ALG=断層の長さ (L),

AWD=断層の幅 (W),

$$\text{DR} = \text{DMIN1}(R_1, R_2, R_3, R_4)/\text{FCTR},$$

これは, 断層の幅方向について数値積分する時の分割の数 (NWD) を, 観測点が遠い時は少なく, 近い時は多くとるためのもので, FCTR は, 例えば 20 とか 50 とかにすれば良い (大きい程分割数は多くなり, 計算時間がかかることになる),

$$\text{VC1} = 1/C_1, \text{VC2} = 1/C_2,$$

unidirectional では, この何れかを零にとる,

$$A1 = \cos \lambda, B1 = \sin \lambda, SD = \sin \delta, CD = \cos \delta,$$

$$\text{SST} = \sin \varphi_S, \text{CST} = \cos \varphi_S,$$

NWD=分割数,

これは, この subroutine のなかで計算される,

$$Z12 = Z1 * Z1, \text{VC12} = \text{VC1} * \text{VC1},$$

$$\text{VC22} = \text{VC2} * \text{VC2},$$

$$\text{XL} = X1 - \text{ALG}, \text{YW} = Y1 - \text{AWD},$$

$$\text{IT} = i \cdots T_i = T_0 \quad (i=1 \sim 4).$$

文 献

SATO, R., 1975, Fast computation of theoretical seismograms in an infinite medium I. Rectangular fault, J. Phys. Earth, in press.

地震 第 2 輯
地 第 28 巻 (1975) 489-491 頁

東南海地震 (1944) による東海地方の上下変動

国土地理院

佐藤 裕・井内 登

(昭和 50 年 10 月 17 日受理)

Vertical Land Movement in Tokai District
Associated with the Tonankai
Earthquake of 1944

Hiroshi SATO and Noboru INOUCHI

Geographical Survey Institute

(Received October 17, 1975)

現在, 東海沖は地震活動の空白域として, 地震予知連絡会で観測強化地域に指定されている. この東海沖地震の可能性, 規模等を考える上で, 1944 年の東南海地震による地殻変動は重要な資料となる. しかし, この地震による地殻変動は, 紀伊半島東岸の驗潮資料や, 静岡県掛川市附近の水準測量による変動など, 部分的にしか報告されておらず, つぎの東海沖地震を考える上で重要な東海地方の変動の様

Fig. 1. Mean subsidence velocity of the bench marks in Nobi plain, Tokai district. Downward arrows indicate the time of the Tonankai Earthquake.

Fig. 2. Vertical movement of the coastal area in Tokai district associated with the Tonankai Earthquake.

相は未だ明らかにされていないようである。

筆者等は、濃尾平野の地盤沈下の調査をしている過程で、東南海地震による地殻変動は、東海地方にも広く及んでいることを見出した。

Fig. 1 は、一宮市、名古屋市、四日市市にある水準点の平均沈下速度を示したものであるが、いずれの点も東南海地震をはさむエポックについて沈下速度が異常に大きい。この附近は比較的地盤がよく地震動による地盤のコンパクションは考えにくく、地震による地殻変動を反映したものと考えられる。

以上のことから、1948 頃、東海地方や紀伊半島について実施された一等水準測量の結果と、名古屋港における潮位変化の資料、掛川市附近で地震の直前、直後に実施された水準測量結果を総合して、東南海道地震による東海地方の上下変動図を作成した。

Fig. 2 は、上記のようにして得られた上下変動を示したコンター図である。静岡県の掛川市から袋井市にかけての隆起と、伊勢湾北部の沈下の目玉が特徴的である。なお、この隆起域は地震の被害の激甚地とかなり一致している。Fig. 2 には三河地震の影響も含まれるが、変動のパターンが長波長であるので大部分は東南海地震による変動と思われる。

この東海地方の上下変動は従来の断層モデル、例えば、ANDO (1975) による断層モデル (C 領域) では説明困難であり、断層の北東部が遠州灘の沿岸部に達していると考えer 必要がある。計算によると、前記のモデルに、長さ 80 km、幅 70 km の延長部 (スリップベクトルは縦に 3 m、横に 1 m) を北東端に加えると、一応上下変動のパターンは説明できる。しかし、このモデルでは、東海沿岸の水平変動はうまく説明できない。類似の現象は南海地震による足摺岬にも見られ、断層の端、エッジ部分については単純なスラストモデルは適用できないのかも知れない。

1944 年の地震の地殻変動を安政の地震による変

Fig. 3. North-Eastern part of the earthquake fault, estimated from the data of seismic (A), tsunami (B) and crustal movement (C).

動と比較するとパターンの類似性が見られる。即ち、安政の地震では御前崎が 1 m の隆起、伊勢湾で 60 cm の沈下、熊野灘沿岸で 60 cm の沈下があつたと言われるが、東南海地震では変動量は約半分であるが、パターンは似ている。ただ、東南海地震では御前崎附近の隆起が相対的に小さいが、これは東南海の場合は断層が安政地震ほど東北東に伸びなかつたためと考えられる。

Fig. 3 は地震、津波、地殻変動のデータから推定される東南海地震の断層北東端を、それぞれ、A, B, C で示したものである。A は、KANAMORI (1972), B は羽鳥 (1974) による。A, B, C は変動速度の大きさの順になつている。もし、それぞれの推定が正しければ、A~C, または B~C の部分では、ゆつくりしたアサイスミックな変動が起きたということになる。

文 献

- ANDO, M., 1975, Possibility of a Major Earthquake in the Tokai District, Japan and its Pre-estimated Seismotectonic Effects, *Tectonophysics*, **25**, 69-85.
 羽鳥徳太郎, 1974, 東海・南海道沖における大津波の波源, *地震* **2**, **27**, 10-24.
 KANAMORI, H., 1972, Tectonic Implications of the 1944 Tonaikaido Earthquake and the 1946 Nankaido Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **5**, 129-139.

地 震 第 2 輯
 第 28 卷 (1975) 491-492 頁

コンピューターによる 走時曲線解析の一方法

東京大学理学部地球物理学教室

竹内 均・横倉隆伸

横浜市立大学文理学部

菊 地 正 幸

(昭和 50 年 10 月 31 日受理)

A Method of Travel-time Curve Analysis
 by Electronic Computers

Hitoshi TAKEUCHI and Takanobu YOKOKURA
 Geophysical Institute, Faculty of Science,
 University of Tokyo

Masayuki KIKUCHI

Faculty of Literature and Science,
 Yokohama City University

(Received October 31, 1975)

走時曲線の解析には、それぞれ弾性波速度の連続および不連続分布を仮定する Herglotz-Wiechert 法と屈折波法とがある。地球内部の深い部分の構造決定には前者が、地殻のような浅い部分および物理探鉱法には後者が使われている。物理探鉱法でよく使われる萩原の表層除去法 (1938) は、原理的には後者に属するものである。

しかしこの表層除去法を実際におこなうにはかなりの手数を要する。可能な限りコンピューターを使う、表層除去法にかわる新しい有効な方法を、われわれは長い間さがし求めてきた。このような努力の末に得られたのが、以下に述べる方法である。

この方法では、震央距離 x の関数として得られた走時 $T(x)$ の x 点における勾配 P を求め、これと x 点へやつてきた波線の最深点における弾性波速度 $v(z)$ とを

$$P(x) = \frac{dT}{dx} = \frac{1}{v(z)} \quad (1)$$

のように対応させる。ただし z は地表面からの深さを表わす。地表に平行な構造を仮定する場合には、(1) は $(x/2, z)$ 点における弾性波速度が v であることを示している。

この関係は、最初に説明した走時曲線の 2 つの解析法のいずれでも使われている。そこでわれわれの方法でも、この関係をそのまま使うことにした。したがつて残る問題は、 x と z とをどのように対応させるかということである。

これについては、著者の 1 人である菊地が考案した折衷法と呼ぶべき方法を使うことにした。この方法では、問題の $x/2$ 点の下で、弾性波速度 v が深さ z とともに、ある簡単な解析的關係で表わされるような変化をしていると仮定する。多くの場合

$$v = v_0 + \alpha z \quad (2)$$

のような線形関係を仮定すればよい。(2) から

$$z = \frac{1}{2} (\sqrt{x^2 + x_0^2} - x_0) \quad (3)$$

$$T = T_0 \log \left(\frac{x}{x_0} + \sqrt{\left(\frac{x}{x_0} \right)^2 + 1} \right) \quad (4)$$

のような関係が得られる。ただし