東北大学における地震・地殻変動の 検知能力について

(I) 微小地震

東北大学理学部地震予知観測センター 石井 紘・高木 章雄

(昭和 53 年 8 月 17 日受理)

On the Detectability of Earthquakes and Crustal Movements in and around the Tohoku District (Northeastern Honshu)

(I) Microearthquakes

Hiroshi ISHII and Akio TAKAGI

Observation Center for Earthquake Prediction,
Faculty of Science, Tohoku University

(Received August 17, 1978)

Fifteen seismological observation stations operated by Tohoku University are distributed in the Tohoku district, northeastern Japanese arc. The accuracy of the determination of hypocenters and origin times of microearthquakes in the Tohoku district is investigated applying the method of prediction analysis.

Contour maps of the estimated standard errors in the hypocenters parameters and origin times are calculated and plotted for several magnitudes and event depths assuming the crust-upper mantle structure and errors in the data, taking into account ground noise level of the observation stations.

1. 序 論

地震学において、地震波の到達時刻を用いて震源や発現時を求めることは最も基本的な問題の一つである。東北大学においては、昭和 49 年度からテレメータによる集中処理方式により震源決定を実施し、それまでのものと比較してその精度が非常に向上した。そこで東北大学の観測網により決定される震源の決定精度や検知能力について調べることを試みた。これは微小地震のサイスミンティを考えたり、今後、観測点を効果的に増設する場合に非常に有用である。日本付近の震源決定精度については、すでにいくつかの論文、〔安芸 (1964), 市川 (1967), SATO, OCHI and KOTAKE (1967), 岸尾・山川 (1969)〕により興味ある結果が報告されている。特に SATO, *et al.* (1967), はシミュレーションを採用し、観測網の配置による観測誤差

昭和 51 年 5 月 11 日発表

を調べている．この論文では，解析的に種々の誤差を見積るために **WOLBERG (1967)** による予測解析法を適用した．この方法は **PETERS and CROSSON (1972)** が既に震源決定に用いている．我々はより現実的なマグニチュード別の震源決定精度を見積るために各観測点の平均的グラウンドノイズを測定し，計算に取り入れた．震源決定は4点以上のP波の発現時によるものとし，層構造を考慮して行うものとした．

2. 東北大学における微小地震観測網

観測網は現在 15 個所の観測点から構成されており，各点のデータはテレメータにより伝送されている．**Fig. 1** に観測点配置が示されている．日本海側の男鹿 (OGA)，二ツ井 (FUT)，仁別 (NIB)，沢内 (SAW)，本荘 (HOJ) のデータは秋田市にある秋田サブセンターに伝送され，太平洋側の階上 (HSK)，姫神 (HKMK)，宮古 (MYK)，三陸 (SNR)，北上 (KGJ) のデータは北上サブセンターに，また，東北南部地域の温海 (ATM)，川渡 (KWT)，釜房 (KMF)，金華山 (KNK)，青葉山 (AOB) のデータは地震予知観測センターに伝送記録される．

回線は電々公社 D1 規格で伝送方式は FM 方式で 4ch が送られる．さらに，秋田—青葉山，北上—青葉山間は4線式の D1 回線により結ばれ，秋田と北上に集中された各観測点の上

Fig. 1. Locations of seismological observation stations employed for the computation of detectability and accuracy of hypocenters and origin times of earthquakes.

下動1成分と HOJ, KGJ の各水平動1成分，合計6成分ずつの地震記録が青葉山にオンラインで集中記録される．このように，青葉山に送られてきた地震信号は紙送り 2 mm/sec のモニター記録として多成分ペン書き記録計に常時記録される．また，全観測点の上下動成分は地震判定に用いられ，全点のうち3点以上が規定の振幅以上に達した場合，トリガー信号を秋田と北上サブセンターに送る．青葉山と各サブセンターの早送り (15 mm/sec) 多成分記録計とアナログデーターレコーダーがこのトリガー信号により駆動され，遅延時間 22.5 sec の遅延装置を通つ

た地震信号を2分間記録する。この早送り多成分記録計の記録が人間により XY 座標読取り装置により読取られ、計算機とオンラインで結ばれて震源決定に用いられる。

3. 震源決定精度の計算方法

この論文では、種々の観測点配置に対してある地点で発生した地震の震源決定精度を推定するために **WOLBERG (1967)** による予測解析法を適用した。この方法は既に **PETERS and CROSSON (1972)** によつて地震観測点の局地的配置と震源決定精度の関係に対して適用されている。観測点 i における発震時 t_i 、観測点の座標や地下構造モデルのパラメータなどを x_{ji} 、震源要素などの未知のパラメータを a_k としこれらの関係を

$$t_i = f(x_{1j}, x_{2j}, \dots, x_{mj}; a_1, a_2, \dots, a_p) \quad (1)$$

と表わす。観測値を T_i , X_{ji} などとし、残差を次のように定義する。

$$R_{ti} \equiv T_i - t_i \quad (2)$$

$$R_{xji} \equiv X_{ji} - x_{ji}$$

残差の二乗に重み w_{ti} と w_{xji} を掛けた和 S は

$$S \equiv \sum_{i=1}^n \left[w_{ti} R_{ti}^2 + \sum_{j=1}^m w_{xji} R_{xji}^2 \right] \quad (3)$$

最小二乗法による震源決定は S を最小にするような a_k を求めることである。関数 F^i を

$$F^i \equiv t_i - f(x_{1i}, x_{2i}, \dots, x_{mi}; a_1, a_2, \dots, a_p) \quad (4)$$

と定義すると (1) より

$$F^i = 0, i=1, 2, \dots, n \quad (5)$$

また、関数 F の微分を添字によつて次のように表わす：

$$F_{xji}^i \equiv \frac{\partial F^i}{\partial x_{ji}}; F_{ti}^i \equiv \frac{\partial F^i}{\partial t_i} = 1; F_{a_k}^i \equiv \frac{\partial F^i}{\partial a_k} \quad (6)$$

データや未知パラメータの第一近似 a_{k0} から推定される F^i の値を F_0^i とすると

$$F_0^i \equiv T_i - f(X_{1i}, X_{2i}, \dots, X_{mi}, a_{10}, a_{20}, \dots, a_{p0}) \quad (7)$$

ここで F_0^i はゼロに等しくない。未知パラメータの補正値を A_k ;

$$A_k \equiv a_{k0} - a_k \quad (8)$$

とすると A_k は次の連立方程式を解くことによつて得られる。

$$\begin{aligned} A_1 C_{11} + A_2 C_{12} + \dots + A_p C_{1p} &= V_1 \\ \vdots & \\ A_1 C_{p1} + A_2 C_{p2} + \dots + A_p C_{pp} &= V_p \end{aligned} \quad (9)$$

ここで

$$C_{ki} \equiv \sum_j L_i^{-1} F_{a_k}^i F_{a_i}^i,$$

$$V_k \equiv \sum L_i^{-1} F_{a_k}^i F_0^i,$$

$$L_i \equiv \frac{(F_i^i)^2}{w_{ii}} + \sum_{j=1}^m \frac{(F_{xj}^i)^2}{w_{xji}} \quad (10)$$

$$k=1, 2, \dots, p$$

$$l=1, 2, \dots, p \quad (10')$$

$$i=1, 2, \dots, n$$

WOLBRG (1967) によると未知数 a_k の標準偏差 σ_{a_k} の予測値は,

$$\hat{\sigma}_{a_k} \sim \left(\frac{S}{n-p} \right)^{1/2} \cdot (C_{kk}^{-1})^{1/2}, k=1, 2, \dots, p \quad (11)$$

より推定される。 S が x 二乗分布に従うならば S の平均値 $\hat{S}$ は

$$\hat{S} = n - p \quad (12)$$

となり, (11) 式より σ_{a_k} の予測値 $\hat{\sigma}_{a_k}$ は

$$\hat{\sigma}_{a_k}^2 = C_{kk}^{-1} \quad (13)$$

から推定できる。従つて, 我々は実際のデータの逐次近似によつて解を求めることなしに与えられたデータの組だけから未知量の標準偏差を計算することができる。以上の結果を用いて震

Fig. 2. Flow chart employed for the computation of detectability and accuracy of hypocenters and origin times of earthquakes.

源決定精度を試算した。震源決定は初動によるものとし, 4 点以上で観測された場合のみ計算するものとした。震源を北緯 $37^\circ \sim 41^\circ$, 東経 $138^\circ \sim 144^\circ$ の範囲の 0.1° ごとに仮定し, その全てに対して決定精度を計算した。計算のブロックダイアグラムが Fig. 2 に示されている。まず, 仮定した震源に対して, 各観測点で期待される速度振幅を村松 (1964) の式により計算し, それと各観測点における平均的グラウンドノイズと比較し, 計算された振幅がグラウンドノイズの 2 倍より大きい場合に初動が読取れるとした。村松の式は最大振幅に対するものであるが, 種々の条件を課した場合の結果と実際の決

Fig. 3 (a), (b), (c), (d). Maps showing detectability and accuracy of hypocenters and origin time for earthquakes with the magnitude of 3.0 and the depth of 10 km, assuming a semi-infinite elastic medium with P wave velocity of 6 km/sec. Alphabets, T, X, Y and Z mean origin time, E-W component, N-S component and depth respectively. Accuracies are represented by the signs shown below the figures. Question marks mean that a seismic P wave larger than the ground noise level can not be caught at the stations more than four stations.

定を比較し、経験的に上述の条件を採用した。

初動の読み取りには 0.05 秒の標準偏差を仮定し、地下構造の速度には 0.1 km/sec、深さには 0.1 km の標準偏差を仮定した。

4. 震源決定精度と検知能力

(a) 全体的特徴

第1段階として地下構造は半無限弾性体で P 波の速度を 6 km/sec と仮定し、4 点以上で検知されたものについて発現時 (P time) を用いて震源を決定するものとした。Fig. 3 は $M=3$ で、深さ $h=10$ km の地震に対する震源決定精度を計算したものである。X, Y, Z は、それぞれ東西、南北、深さの方向の震源決定精度の標準偏差を示し、T は発震時のそれを示す。記号は X, Y, Z に関しては標準偏差が次のような意味をもつ。Blank ≤ 1 km, 1 km $< B \leq 3$ km, 3 km $< B \leq 5$ km, 5 km $< B \leq 10$ km, $B > 10$ km, ? = 4 点以上では検知不能。また、T に関しては $0 \leq A < 0.5$ 秒, $0.5 \leq A < 1.0$ 秒, $1 \leq A < 2$ 秒, $A \geq 2$ 秒を意味する。これらの記号は後の図においても同様に用いられる。このような半無限弾性体によつても観測点配置の特徴が大体理解できる。X, Y, Z と T は単純なパターンを示しているが、深さ Z は複雑なパターンを示している。東北大学の観測点配置が南北に伸びているため、東西方向の震

Fig. 4 (a), (b). Maps showing detectability and accuracy of depth (Z) and origin time (T) for earthquakes with the magnitude 2.0 and the depth of 10 km, assuming the same elastic model as Fig. 3. Meaning of the marks is shown below the figures and the same as Fig. 3.

Fig. 5 (a), (b), (c), (d). Maps showing detectability and accuracy of hypocenters and origin time for earthquakes with the magnitude of 3.0 and the depth of 10 km, assuming a crust-upper mantle model with a P wave velocity of 6.3 km/sec in the crust and 8.0 km/sec in the mantle, and a thickness of the crust of 31 km. Alphabets, T, X, Y and Z mean origin time, E-W component, N-S component and depth. Meaning of the marks is shown below the figures and the same as Fig. 3.

Fig. 6 (a), (b). Maps showing detectability and accuracy of depth (Z) and origin time (T) for earthquakes with the magnitude of 3.0 and the depth of 20 km, assuming the same elastic model as Fig. 6. Marks have the same meaning as Fig. 5.

源決定精度の図は南北に長くなり、南北方向の決定精度は東西方向に伸びる傾向がある。発震時に関しては X と Y の平均的な図になっている。深さ方向の精度の図は複雑で全体的に X や Y よりも精度が悪くなっているのがわかる。

(b) マグニチュードによる相違

地震のマグニチュードの相違による検知能力の変化を調べるため半無限弾性体で深さ 10 km にマグニチュード 2.0 の地震が起こった場合の震源決定精度が Fig. 4 に示してある。Fig. 3 と比較してみるとわかるように検知可能な範囲が非常に小さくなるのがわかる。しかしながら、震源決定精度についてみると内陸部においては $M=3$ と $M=2$ の場合でほとんど差がない。

(c) 地下構造による相違

震源決定の際に用いる地下構造モデルにより震源決定精度がどの程度影響されるか調べてみる。地下構造として一層ある場合で、層における P 波の速度が 6.3 km/sec で下の半無限媒質における速度が 8.0 km/sec で層の厚さが 31 km というモデルを採用した。Fig. 5 はこの地下構造で Fig. 3 と比較するために震源の深さ 10 km でマグニチュードは 3.0 の場合の震源決定精度を計算したものである。Fig. 3 と比較してみると次のことがわかる。すなわち、検知可能な範囲やパターンはほとんど同じであるが、決定精度のよい領域が全体的に広がっている。この特徴は深さの決定精度の図に対して特に顕著であり、Fig. 1 と比較すると精度が

Fig. 7 (a), (b). Maps showing detectability of depth (Z) and origin time (T) for earthquake with the magnitude of 1.5 and depth of 30 km, considering all stations and assuming the same elastic model as Fig. 3. Marks have the same meaning as Fig. 5.

Fig. 8 (a), (b). Maps showing detectability of depth (Z) and origin time (T) for earthquakes with the magnitude of 1.5 and depth of 30 km, not considering the NIB station and assuming the same elastic model as Fig. 3. Marks have the same meaning as Fig. 5.

非常に向上し、かつその領域の拡大しているのが明白である。

(d) 震源の深さによる相違

震源の深さが震源決定精度に及ぼす影響を次に調べる。Fig. 5 と比較するために同じ一層構造で深さが 20 km の震源の場合の決定精度の図が Fig. 6 である。X, Y と T の図では震源の深さが異なっても検知可能範囲も、決定精度もほとんど変らない。しかるに、深さに関する決定精度の図 Z をみると精度の高くなる領域が拡大し、東北地方内陸のほとんどで 1 km 以内で深さが求まるのがわかる。震源の深さは深さ方向の決定精度に非常に影響している。

(e) 観測点の貢献度

全体の観測網の中で、ある観測点がどの程度貢献しているかを調べてみる。これは今後観測点を増設する場合にどの程度検知能力が向上するかを予測し、最適の観測点を決める場合などに重要である。半無限媒質で、震源の深さが 30 km, マグニチュード 1.5 の場合の決定精度が Fig. 7 に示してある。マグニチュードが小さいので検知可能範囲が非常に狭くなっている。全体の観測網の中で NIB (仁別) 観測点がない場合の震源決定精度を示したのが Fig. 8 である。男鹿半島や秋田市沖の地震がほとんど検知できず、内陸の西側の地震の決定精度も悪くなっているのがわかる。

内陸太平洋側の地震に関しては、他の観測点で充分であり、NIB 観測点のない影響はほとんどない。このような数値実験を試みることは、観測点の増設場所を決める際になどに有用である。

Fig. 9. Epicenter distribution of shallow earthquakes with depth less than 20 km in the Tohoku district for a year of 1976.

5. 議論

1976 年と 1977 年に東北大学の地震観測網により観測され震源決定された微小地震の震央分布が Fig. 9 と Fig. 10 に示してある。深さは 20 km までの浅い地震である。この震源決定に用いられている地下構造は地殻の中で P 波の速度が 1 次的に増加しているようなモデル (長谷川武司他 (1974)) で震源決定には AKI (1965) の方法を適用している。東北地方の浅い地震の震央分布に関して次のような特性が見られる。すなわち、三陸沖から aseismic

front までの微小地震活動の活発な地域がある。これは沈み込む海洋プレートと大陸プレートとの相互作用により起こると考えられる。次に、東北地方内陸に発生している微小地震は火山フロントと一致している。青森県にみられる活動地域は岩木山の火山性地震活動と陸奥湾の群発地震活動である。また、日本海側では男鹿半島や秋田沖付近において活動域があり、新潟地震(1964 年)の余震とみられる活動も顕著である。

前述の図からわかるとおり、日本海側の NIB や HOJ の観測点はグラン

ドノイズが他より小さく、そのために、特に日本海側の検知能力がよくなっていることから、日本海のはるか沖には微小地震活動はないことが明らかである。東北地方南部、福島県南部は検知能力の限界付近であることによりほとんど震源が決まっていない。

決定された震央分布が前述の $M=3$ の場合の検知可能範囲と同様な形をしているのがわかる。Fig. 9 と Fig. 10 の震源決定は人間がアナログ記録を直接みて、P 波の到達時を判定したものであり、ノイズの比較的大きい場合でも、種々の判断が可能である。したがって、ノイズと信号の比の条件で作成した前述の検知能力図よりも検知範囲が広がっている。また、実際には地下構造の水平方向の異方性なども考えられるから計算された図とは若干の相違が考えられる。以上のことから、東北大学のネットによつて $M=2.5$ 以上ならば確実に、 $M=2$ 以上の地震ならば、ほぼもれなく検知されていると考えられる。

6. 結 論

東北地方に配置された 14 個所の微小地震観測点 (現在は 15 個所) により決定される震源の決定精度について調べた。用いた方法は、PETERS and CROSSON (1972) に既に適用している WORBERG (1967) の予測解析法である。震源決定は 4 点以上で観測された P 波初動を用いるものとし、地下構造は地殻とマンツルの成層構造を仮定した。震源を北緯 $37^{\circ} \sim 41^{\circ}$ 、東経 $138^{\circ} \sim 144^{\circ}$ の範囲で 0.1° ごとに仮定した。異なるマグニチュードに対する震源決定精度

Fig. 10. Epicenter distribution of shallow earthquakes with depth less than 20 km in the Tohoku district for a year of 1977.

を得るために各々の震源に対して各観測点で期待される速度振幅を村松 (1964) の式により計算し、各観測点のグラウンドノイズと比較してあるレベルよりも大きい場合に初動が読み取れるとした。また、初動の読み取りには 0.05 sec 、地下構造の速度には 0.1 km/sec 、層厚には 0.1 km の標準偏差を仮定し、次のような主な結果が得られた。

(1) 東西方向、南北方向、深さと発震時に対する震源決定精度の分布図が得られ、観測点配置と各点のグラウンドノイズを反映した特徴を示していることがわかった。

(2) マグニチュードの相違により検知可能範囲は著しく変わるが、東北地方内陸部に関しては震源決定精度はほとんど差がない。

(3) 用いた地下構造が半無限の場合よりも一層構造の場合の方が震源決定精度は非常に向上する。

(4) 震源の深さが 10 km 程度では、深さの方向の決定精度の分布図が著しく複雑になる。

(5) この方法により観測点の貢献度が調べることが容易であり、一例として NIB 観測点のない場合を調べた。観測点の廃止や増設を検討する際に有効である。

(6) 実際に決定された震源分布と比較することによりマグニチュード 2.0 以上の地震は検知可能であると考えられる。

謝 辞

この研究を進める過程において討論と有益な助言をしていただいた地震予知観測センターの平沢教授はじめ、地震・地殻変動観測所の皆様に心から感謝致します。

また、論文のタイプや図の作成を手伝っていただいた榊乃理子嬢にもここに記して感謝致します。

文 献

- AKI K., 1964, Accuracy of Origin Time, Epicenter and Focal Depth of Local Earthquake Determined Routinely by the Japan Meteorological Agency, Bull. Earthq. Res. Inst. **43**, 23-38.
市川政治, 1967, 日本における地震波の走時および振幅, 気象庁技術報告, 第 55 号, 1-42.
村松郁栄, 1964, Magnitude の定義式について, 地震 II, 210-221.
PETERS, D. C. and R. S. CROSSON 1972, Application of Prediction Analysis to Hypocenter Determination Using a Local Array, Bull. Seism. Soc. Amer., **62**, 775-788.
SATÔ, Y., I. OCHI and Y. KOTAKE, 1967, Accuracy of the Determination of Earthquake Source Parameters in and around Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., **45**, 1-5.
WOLBERG, J. R., 1967, Prediction Analysis, D. Van Nostrand Co. Inc., Princeton, N. J.