

# P波の到来方向から傾斜計の設置方位を求める試み

平野 憲 雄

## AN EXPERIMENT TO DETERMINE SET DIRECTION OF A TILTMETER BY THE ANGLE OF P WAVE INCIDENCE

By *Norio* HIRANO

### Synopsis

The Hokuriku Microearthquake Observatory is planning to set a vertical pendulum-type tiltmeter on the bottom of a 25 m bore-hole at a satellite station Mihama (MHJ). This tiltmeter is composed of a vertical pendulum oscillating in mutually perpendicular directions, and so usable as a two component horizontal seismograph.

As it is difficult to set the tiltmeter exactly in some determined direction, we intend to obtain the direction of tiltmeter by *P* wave amplitudes of the earthquake with known hypocenter observed by a vertical pendulum.

As the first step of this intent, this tiltmeter was set in the observation tunnel of the Observatory, so as for two pendulums to oscillate in NS and EW directions, respectively, in order to check whether the direction of *P* wave incidence determined by the tiltmeter deflects from the direction of epicenter determined by the seismic network or not. As a result 15 degrees were obtained as the average of 35 earthquakes.

Four reasons were investigated as the probable cause of this deflection. Namely, 1) the manner of setting of the tiltmeter, 2) difference in sensitivities of two components, 3) anisotropy of seismic waves in underground media in the Hokuriku region, and 4) complexity of the crustal structure in the same area. The average deflection of 15 degrees is too large to explain by reasons 1), 2), and 3). By reason 4), the observed deflection may be explainable, if we consider somewhat complicated structure.

Finally a method to determine the direction of setting of the tiltmeter was proposed.

### 1. はじめに

北陸微小地震観測所では、地かく活動総合観測線の観測点、美浜（MHJ；福井県美浜町松屋）に、深さ25 mのボーリング孔を掘り鉛直振り子型傾斜計を設置する予定である。

傾斜計の孔底への固定についてはすでにテストを終えたが<sup>1)</sup>、方位の制御が困難なため、固定後に何らかの方法で傾斜計の向きを知る必要が生じた。傾斜計は直交する2成分が1台に組み込まれており<sup>2)</sup>、固有周期1秒の水平動変位地震計2台と考えることも可能である。そこで、震源決定された自然地震のP波を傾斜計で観測することにより、その到来方向から計器の固定された方位を求めることが計画された。それに先立ち、傾斜計によって得られるP波到来方向と震央方向とのずれがどの程度であるかをテストするため、同じ傾斜計を用いて北陸微小地震観測所の観測坑内で、約1年間観測を行なった。

本論文では、このテストの結果を報告するとともに、得られた到来方向が、震源の方向とずれる場合について考察を行なった。

### 2. 観 測

観測場所は北陸微小地震観測所観測坑内<sup>3)</sup>、観測期間は1981年12月より1982年11月までの1年間である。

2.1 鉛直振り型傾斜計<sup>2)</sup>

この傾斜計は、2枚の直交する板バネによって吊り下げられた固有周期1秒の振子の動きを差動トランスで検出する方式で、Fig. 1に構造を示す。外部のコントローラーは電力の供給を行なうと同時に、センサー

からの信号電圧の直流レベルを広い範囲にわたって調整できるように設計されている。センサーの傾斜に対する感度は  $0.5 \text{ mv}/10^{-6} \text{ radian}$  であるので、直流レベルの調整により、 $\pm 5 \times 10^{-3} \text{ radian}$  の範囲の傾斜をキャンセルできることになる。したがって、センサーの設置は比較的容易である。Fig. 2に傾斜変動量と出力の関係を示す。この傾斜計を互いに直交する2成分の水平動地震計として使用すると、短周期に対しては変位計となり、その感度は  $2.5 \text{ volt}/\text{mm}$  程度である。

マグニチュード2クラスまでの近地地震を捕えるためには、傾斜計の出力信号を1000倍に増幅する必要がある。

2.2 計器の構成

M2以上の地震を観測するため、トリガー装置と遅延装

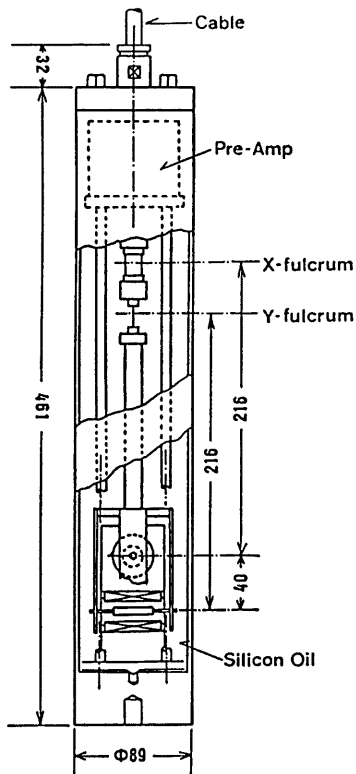


Fig. 1 The vertical pendulum-type tiltmeter.

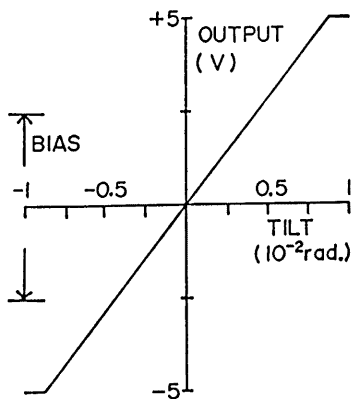


Fig. 2 Relation between tilt movement and output voltage of the tiltmeter.

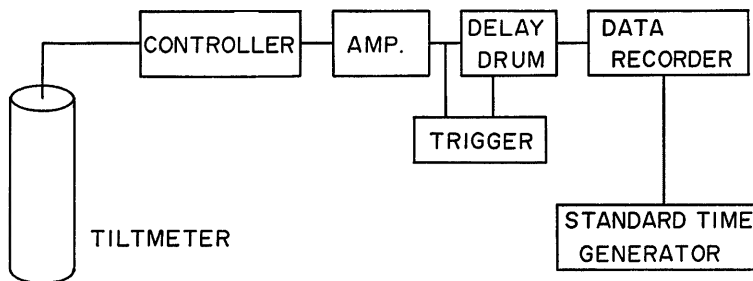


Fig. 3 Block diagram of the observation system.

置を使ったため込み方式を採用した。遅延時間は30秒、周波数特性 DC~25 Hz までフラットの遅延ドラムを使い、記録時間を1分間とした。傾斜計からのX成分（東西方向）、Y成分（南北方向）の出力を直流アンプで1000倍に増幅し、4ch データレコーダーに記録した。なお、直流アンプ、データレコーダーの周波数特性のフラットな範囲は、前者が DC~150 Hz、前者は DC~1250 Hz である。トリガーはY成分の信号を0.5 Hz~20 Hz のバンドパスフィルターに通し、両振幅の電圧が0.6 V、すなわち、地動変位にして $2.4 \times 10^{-4}$  mm の動きがあれば記録するように設定した。時刻信号は微小地震観測テレメーターシステム<sup>4)</sup>の親時計から入力した。これらの構成図を Fig. 3 に示す。

### 2.3 設置方法

設置場所は、断面が巾5m、高さ3mの観測坑道内に作られたコンクリート台上である。このコンクリート台は、3m×5m四方の広さで、岩盤の動きを忠実に伝えるようにアンカーボルトが打ち込まれている。この場所は湿度を下げる目的で除湿機が常時運転されており、除湿効果を上げるためにビニールシートで長さ10mの空間が仕切られている。傾斜計本体の方位合せは、直径89mmの円柱（Fig. 1）の頭上に刻まれた線をもとにのこで合わせたので、真の方位と3~4度以内の誤差が生じているものと思われる。

コンクリート台上には、接着剤等で固めずそのまま動かないように置いた。このような設置では、地かく変動を観測するには適していないし、コンクリート面への接触状態がP波の到来方向に影響を与える恐れがある。また、同型傾斜計の個体差による影響も考えられる。これらの点に関しては後の5.1節で述べる。

## 3. 記録解析

### 3.1 再生

データレコーダーのテープスピードは録音再生とも3 $\frac{1}{4}$  IPS で行なった。再生記録例を Fig. 4 に示す。遠地地震や深発地震を捕える場合、地震波の入射角が小さくなるので Fig. 4 のようにP波の振幅がS波より小さくなる。したがって、P波のS/N比の良いものを選ぶためには、ある程度大きな地震を用いなくてはならない。

ペンレコーダーの記録紙再生速度は500 mm/sec とした。

### 3.2 読取・作図

読取からローカスを描くまでの一連の作業は、観測所のミニコンピューター HITAC 10 II を利用した。震源情報をタイプライターから入力し、波形をXY デジタイザーで読みとって震央方向とP波のローカスをXYプロッターに出力した。震源情報のうち、震央距離が150 kmまでの地震については観測所がルー

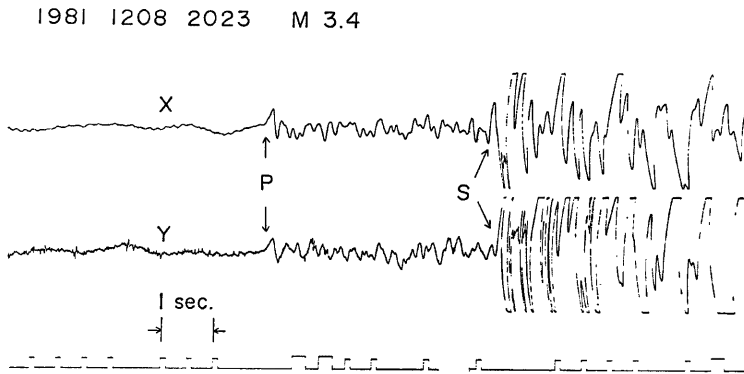


Fig. 4 Seismograms of an earthquake of M 3.4 observed by the tiltmeter.

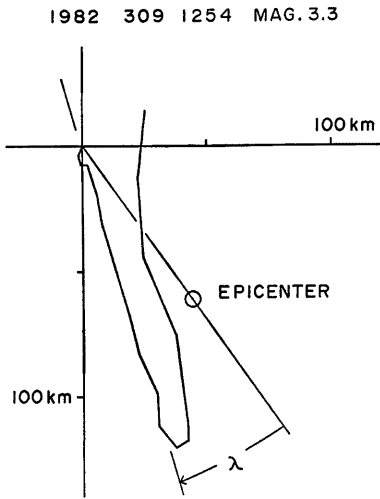


Fig. 5 An example of particle motion of P wave.

○ ; Epicenter,  
 $\lambda$  ; Deflection angle, which is the difference between the azimuth of the epicenter and the direction of incidence of P wave derived from its locus.

向であって、震央方向とP波の到来方向とのずれの角度を数字で示してある。後述するずれは震央方向とP波の到来方向との違いのことである。ずれのない地震が2個あるが、全体としてずれの方向が南北軸方向に向っている傾向がある。ずれ角の量は大きなもので $28^\circ$ 、平均 $16^\circ$ であり、また▲と●とも同じ傾向を示している。

次に震央距離が150km以上の場合をFig. 7に示す。表示方法はFig. 6と同じである。ずれのほとんど生じなかった地震3個を除くと、全体的にずれ角はやはり南北軸方向にずれるように見える。このようにFig. 6, Fig. 7とも同じ傾向を示し、5月7日以前と以後の違いもなさそうである。

## 5. ずれ角の原因について

上記のようなずれが生じる原因として、次の4つが挙げられる。すなわち、(1) 傾斜計本体の設置状態、(2) 計器感度の違い、(3) 地震波伝播速度の異质性、(4) 地下速度構造である。これらについて以下に検討してみる。

### 5.1 傾斜計本体の設置状態

この傾斜計は地殻変動を捕える目的で造られているので設置方法の如何によらず、数週間にもわたってドリフトをする。今回は、地震波を捕えるのが目的であるのでドリフトを軽減する設置方法は採らず、単に、水平なコンクリート面上に置いただけであった。このため、設置面の状態によりP波の到来方向に影響を与える可能性があると考えられたので、上述の如く6ヶ月後に設置場所を同じコンクリート台上の1.5m北へかえてみた。その時、計器の個体差も心配されたので別の同型傾斜計に交換し、かつ、向きを $180^\circ$ 回転して観

測業務として求めた震源を使い、これより遠い地震についてはJMAのリストに示された値を採用した。

読取はX成分、Y成分とも1/100秒間隔で、P波の立上りの少し前から1/2波長をめぐりに読み取った。読取区間は、短いもので1/10秒、長いもので7/10秒であった。また、スケールアウトしている記録については、スケールアウトするまでを読み取った。ディジタイザーの分解能は公称0.1mmであるため、時刻の読取精度は十分である。XYプロッターへのローカスの出力プログラムは、ローカスの最大振幅が常に120mmとなるように作られている。

こうして得られたP波初動のローカスにより到来方向を求め、震央方向とのずれの角度( $\lambda$ )を測った。1例をFig. 5に示す。P波の立上りから1/4周期までのローカスを1本の直線で近似できる場合、その方向をもって到来方向とするので、 $2^\circ \sim 3^\circ$ 以内の誤差が生ずるのはやむをえない。また、直線で近似が不可能な記録は、ここでは用いないことにした。

## 4. 結 果

震央距離が150km以内の22個の地震の場合をFig. 6に示す。1982年5月7日までに観測された地震の震央を▲で、これ以後の震央を●で示した。この分け方に関しては後の5.1節に述べる。P波の到来方向は、観測点(十印)と震央から伸びた矢印の先端とを結んだ方

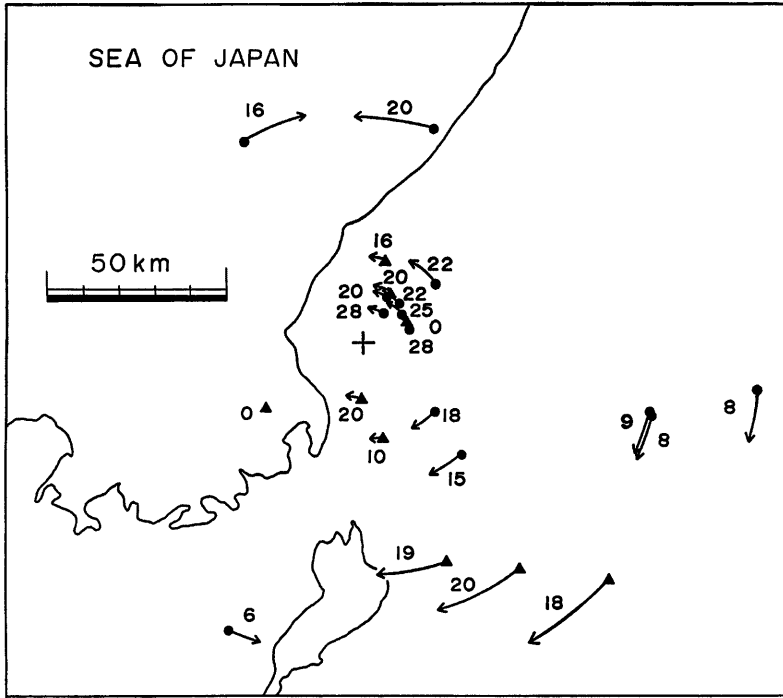


Fig. 6 Distribution of the deflection angles obtained by the method shown in Fig. 5.

- ▲; Epicenters during the period from Dec. 1981 to April 1982, obtained by the telemeter network of the Hokuriku Microearthquake Observatory.
  - ; Epicenters during the period from May to Nov. 1982, obtained in the same manner.
- The arrow attached to the epicenter indicates direction of the deflection, and its amount is shown by attached numeral.

測を続行した。

4節で述べたように Fig. 6, Fig. 7の結果をみると、これらの変更にもかかわらず▲と●に有意の差は認められない。したがって、計器の個体差、設置面の状態など、計器の設置に関する条件は、P波の到来方向を乱す要因にはなっていないと考えられる。

### 5.2 計器感度の違い

傾斜計の傾斜に対する感度を自作の検定台で検定した。この検定台は鉄アングルを組合せた細長い三角形の台で、この上に傾斜計をのせ、台の一方の端にとりつけたマイクロメーターによって傾斜を与えるものである。マイクロメーターに $10^\circ$ の回転、すなわち5/18秒の傾斜を与えて測定したところ、全体として入出力特性の直線性が成立つが、マイクロメーターの1回転に同期したドリフトが約17%生じた。これは自作の検定台の限界で、もっと精度の良い検定台を用いれば、さらに微小な傾斜量に対しても直線性を示すものと思われる。全体としての感度を求めると、 $0.57 \text{ mv}/10^{-6} \text{ radian}$ であった。

それぞれの計器についてチェックしたところX成分とY成分との感度の誤差は10%~20%以内であった。

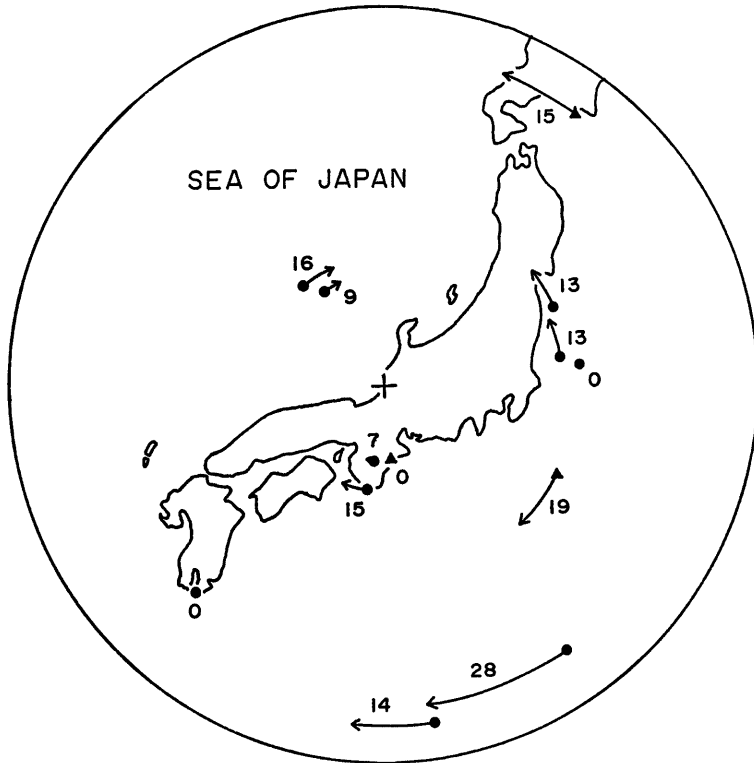


Fig. 7 Distribution of the deflection angle in the case of relatively distant earthquakes. Epicenters were determined by JMA. Notations are the same as in Fig. 6.

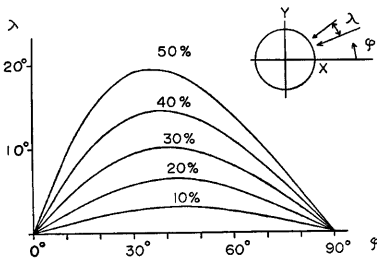


Fig. 8 Relation between the deflection angle,  $\lambda$  and direction of the epicenter,  $\varphi$  for various differences in sensitivity between two components of the tiltmeter.

そこでX成分とY成分との感度の違いがP波のみかけの到来方向にどう影響するか調べて、Fig. 8に示した。到来方向はX成分とY成分との振幅比で決まるので、Yの振幅が比べXの振幅が10%から50%小さい場合を仮定する。横軸は震央方向 $\varphi$ (対称性なので東から北までの $90^\circ$ についてのみ示した。)、たて軸は、 $\varphi$ の角度とXYの振幅比から求められた到来方向の角度との差、すなわちずれ角 $\lambda$ である。これから、5節に述べた平均のずれ角 $16^\circ$ が生ずるには感度の違いが50%近く必要であり、しかも $\varphi$ が $40^\circ$ 近傍でなければならぬ。したがって、10%~20%の感度の違いは、Fig. 6、Fig. 7のずれの原因にはなっていない。

### 5.3 地震波伝播速度の異方性

Fig. 6、Fig. 7において、真北と震央方向とのなす

角をE、真北とP波の到来方向とのなす角をPとすると、震源が観測点より北にある場合、PはEに比べて小さめに、震源が南にある場合、PはEに比べて大きめになる傾向を示している。この原因の1つとして、地震波速度の異方性を想定することができる。しかも、ずれの傾向は遠い地震だけでなく近い地震でも同じなので、速度の異方性が深さ数kmまでの表層にあると考え、東西方向に3.0 km/sec、南北方向に3.3 km/secと、10%の違いを仮定してみた。Fig. 9に異方性によるずれを示す。横軸を震央の方向 $\varphi$ 、たて軸をずれ角 $\lambda$ とし、異方性のある領域を半径R kmの円状とする。 $\varphi$ はFig. 8と同じとり方をした。P波は平面波で到来し円内では簡単にするため直線で伝わるものと仮定した。この限りでは、ずれは半径Rに無関係である。真北（あるいは真南）からの到来方向ではずれが生じないが、北（あるいは南）から $10^\circ$ 以上離れた角度で到来する場合は $10^\circ$ 程度南北軸方向に向ってずれる。したがって、地震波速度の異方性によっても観測された大きなずれ角を説明することはできない。

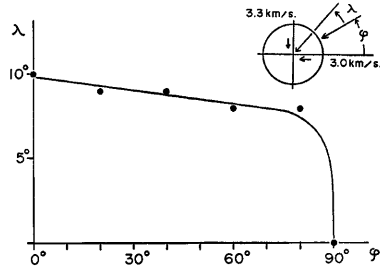


Fig. 9 The deflection caused by the velocity anisotropy of underground medium. An inserted small figure shows the velocities in two perpendicular directions, angle of incidence of P wave  $\varphi$ , and deflection angle,  $\lambda$ .

### 5.4 地下構造

以上のように、(1)~(3)の原因によっては、観測された大きなずれ角を説明することができない。最後に(4)の地下構造について検討しよう。北陸微小地震観測所で採用しているP波速度構造をFig. 10に示す<sup>9)</sup>。このような水平成層構造の場合には、P波は鉛直面内では屈折して進むが、その方位は変化しない。境界面が傾いている層構造の場合、この境界面において鉛直成分と水平成分の合成された方向に屈折して進む。したがって、地下構造によってずれが生ずるとすれば、層構造が水平ではなく傾きを持っているからだといえる。そこで、以下にずれと層構造の傾斜との関係を調べてみる。このような傾斜層構造は、北陸地方の重力測定<sup>6)</sup>からも、また、爆破観測の結果<sup>7)</sup>からも推定されるものである。

#### 5.4.1 境界面の傾き

P波が屈折波として地表のセンサーへ届く場合を考える。簡単に2層構造を仮定して、あらゆる方向から到来する屈折波の伝播路を集めると、Fig. 11(a)のような境界面の一部を底円とする円錐の斜面になる。この円錐の高さは地表から境界面までの深さである。一方、円錐の底円の直径は境界面の上下のP波速度によって決まるが、P波が境界面に対して臨界角で上の層へ入射する場合は、この直径は最大となり、境界面に鋭角で入射する場合は、前者の場合と比べて直径は小さくなり、入射角が零に近づけば直径も零に近づき円錐にならなくなる。

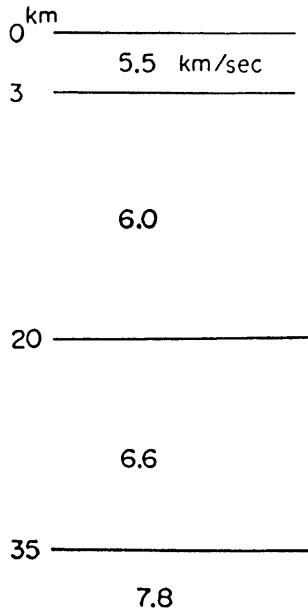


Fig. 10 Velocity structure assumed in this analysis.

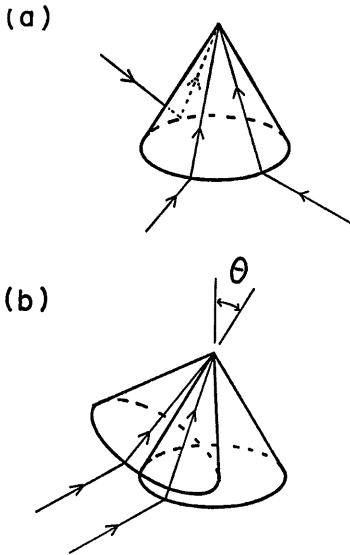


Fig. 11 (a) Transmissions of P wave in the case of one boundary.  
(b) Transmissions of P wave when the boundary tilts at an angle,  $\theta$ .

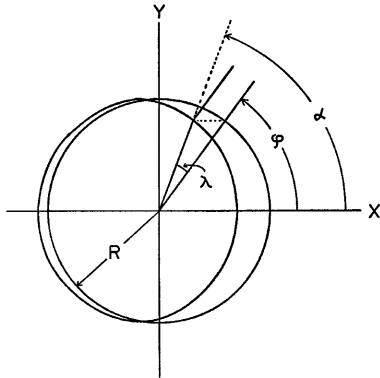


Fig. 12 Projection of Fig. 11(b) on the horizontal plane. R; The radius of base of the cone.

この論文では、簡単にするため、2層構造の境界面をモホ面とし、このモホ面に傾き  $\theta$  を与え、さらに、モホ面に対する入射角が  $90^\circ$  だけの場合に限って、震央方向とP波の到来方向とのずれを計算した。ここで高さ H km, 底円の半径 R km の円錐を考え、**Fig. 11 (b)** のような水平のときと  $\theta$  傾いたときの円錐底円を水平面に投影したのが **Fig. 12** である。

傾きを持った円錐底円の投影図は楕円形となり、水平面上のX軸から  $\varphi$  の角度で入射したP波は楕円の円周上で角度  $\lambda$  ずれて、X軸となす角は  $\alpha = \varphi + \lambda$  となる。 $\alpha$  は次のように表わされる。

$$\alpha = \tan^{-1} \{ R \sin \varphi / (-H \sin \theta + R \cos \theta \cdot \sqrt{\sin^2 \varphi - 1}) \} \quad \left( -\frac{\pi}{2} \leq \varphi < \frac{\pi}{2} \right)$$

$$\alpha = \tan^{-1} \{ -R \sin \varphi / (H \sin \theta + R \cos \theta \cdot \sqrt{\sin^2 \varphi - 1}) \} \quad \left( \frac{\pi}{2} \leq \varphi < \frac{3\pi}{2} \right)$$

$\varphi$  は対称より 0 から  $\pi$  までをとれば良い。したがってずれ角  $\lambda$  は

$$\lambda = \alpha - \varphi$$

で求めることができる。

地殻をP波速度 6.6 km/sec の1層で代表し、モホ面を伝わる速度を 7.8 km/sec とした場合の  $\lambda$  を計算し、**Fig. 13** に示す。モホ面は東の方へ  $\theta$  の傾きで下がっていると、P波の到来方向は真東を零として  $\theta$  が  $5^\circ, 10^\circ, 15^\circ, 20^\circ, 30^\circ$  の各々の場合のずれ角  $\lambda$  を示してある。この図から、ずれ角は、モホ面の傾きの角度より小さく、かつ、P波の進行方向に直交方向のモホ面の傾きに比例することが判る。また、ずれる方向は **Fig. 12** より傾きを持ったモホ面の登り斜面へ向うことが判る。傾き  $\theta$  を  $30^\circ$  にするとモホ面を伝播してくるという仮定があやしくなってくるので、この仮定のもとでは、 $\theta$  の最大値を  $20^\circ$  としてよいであろう。したがって、1つの境界面の傾きでもって  $20^\circ$  に近いずれ角の観測値を説明するのは難しい。ただし、**Fig. 13** の理論値は、モホ面は起伏なく一様に傾いていて、かつモホ面より上に別の境界面があってもその傾きは水平である、と仮定した結果である。



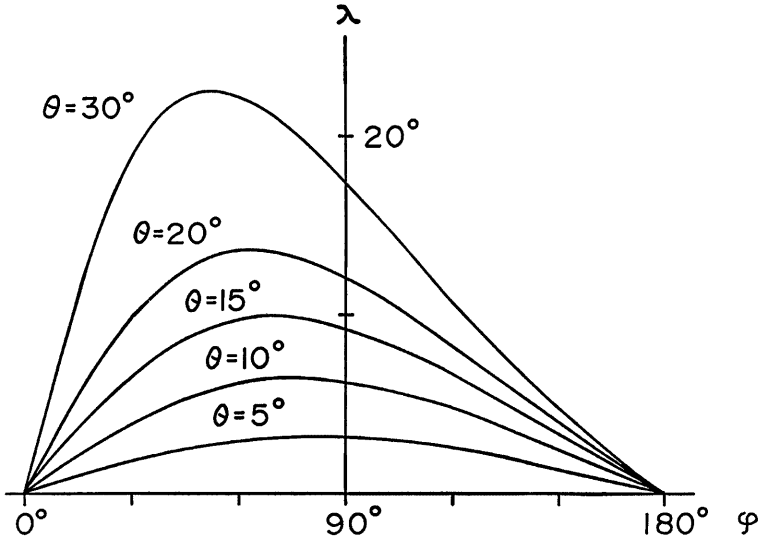


Fig. 13 The deflection caused by tilting of the Moho, where  $\lambda$ ,  $\varphi$ , and  $\theta$  indicate the deflection angle, angle of incidence of P wave measured from E direction, and tilting angle of the Moho measured from the horizontal, respectively.

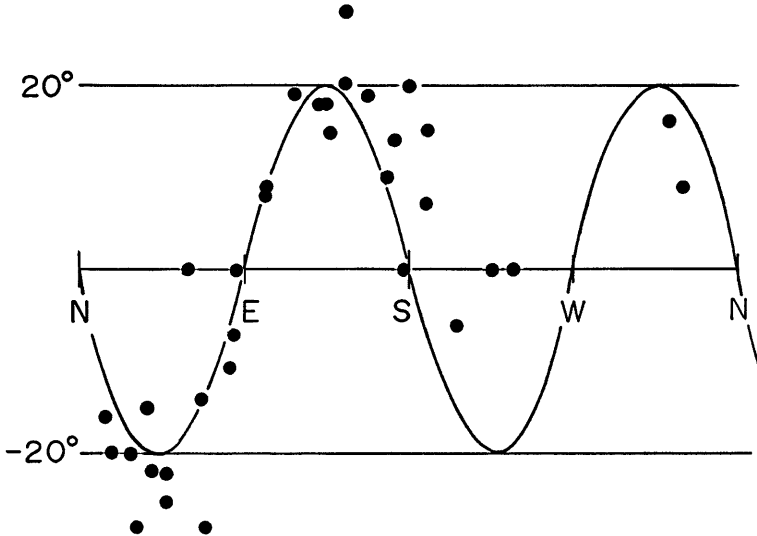


Fig. 14 Azimuthal distribution of the deflection angle, where clockwise rotation is taken as plus.

5.4.2 地下構造の推定

観測された到来方向を横軸にとり、観測点からみた時計方向へのずれをプラスとしてプロットしたのが Fig. 14 で、これらの観測値に合うようにサイン波形を重ねてみると、周期は  $\pi$ 、片振幅が  $20^\circ$  になった。もし境界面が一様に傾いているならば、Fig. 13 より、このときのずれに合う波形の周期は  $2\pi$  となる。Fig. 14 のサイン波形から、ずれの生じない到来方向は 4 つあることになる。これから、ずれをモホ面の傾きだけで説明するならば、モホ面は、あたかもなだらかな山の尾根のごとく、南北方向には水平であり、それぞれ東と西に向って下り斜面であると推定される。このときのずれに合う波形の周期は  $\pi$  となる。もし、モホ面の上の境界面も水平ではなく、モホ面の起伏に沿った傾きを持つと仮定するならば、P 波の到来方向はモホ面でずれ、さらに上の境界面でずれる。したがって  $20^\circ$  を越えるずれ角の説明も可能になるが、傾きを持った境界面に対して、下から  $90^\circ$  より小さい入射角で到来する場合のずれを計算していないので、これ以上、構造の推定を進めるのは無理である。

5.5 広域トリパタイト観測による到来方向との比較

P 波の到来方向にみられるずれが、モホ面の傾きによるものであるならば、北陸微小地震観測所のテレメーターネットワークリによっても、検知することができるはずである。幸い、衛星観測点のうち福井 (FKJ)、勝山 (KAJ)、今庄 (IMJ) の 3 点は、ちょうど観測所本所を囲む形の三角形をしており、一辺が 30 数キロメートルである。したがって、ほぼ 200 km 以上の震央距離を持つ地震に対しては、トリパタイト法により、波線の到来方向を求めることが可能である。計算に用いたのはルーチンのモニター用 14 ch ペンレコーダーの記録である。記録紙の送り速度は 8 mm/sec で、読取誤差は 1/20 秒以内に収まる。求められた到来方向の角度の誤差は  $0.7^\circ$  以内となる。トリパタイトによって求められた到来方向と震央方向とのずれを  $\blacktriangle$  で、また、同じ震央に対して傾斜計によって得られたずれを  $\bullet$  で、Fig. 14 と同じようにプロットしたのが Fig. 15 である。

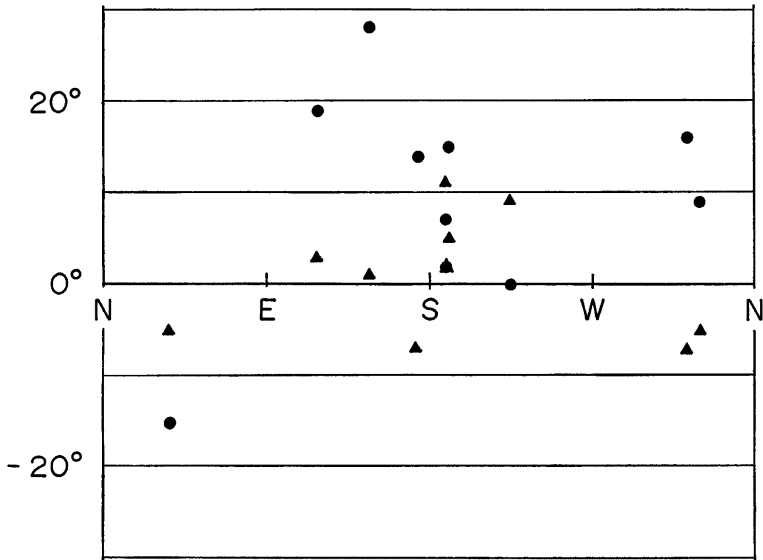


Fig. 15 Azimuthal distribution of the deflection angle. ●; Deflections derived from the tiltmeter observation. ▲; Deflections derived from the tripatite method.

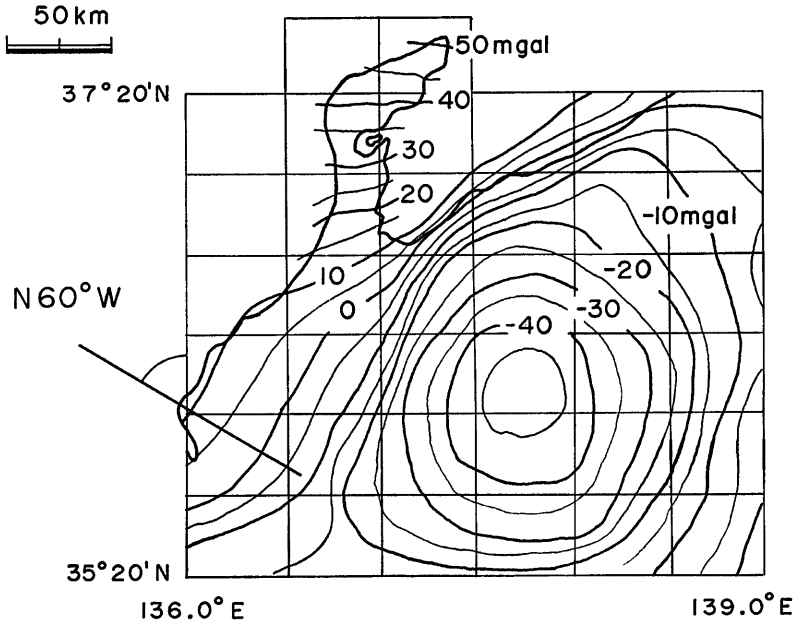


Fig. 16 Conterminous map of Bouguer anomaly. A straight line indicates the direction of the maximum increment.

全体的に傾斜計によるずれよりトリバタイトによるずれの方が小さい。このトリバタイトは30数キロメートルのスパンを持つので広範囲の構造を反映しているものと思われる。一方、今回の傾斜計による場合のように1点の観測点で到来方向を決める場合は、より局所的な構造に影響を受けていると考えられる。

ここで、広範囲の平均的な構造を推定してみよう。Fig. 16は $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ メッシュに切った平均ブーゲ異常図(単位 mgal)<sup>8)</sup>である。この図より、トリバタイトの3つの観測点を含む50 km四方におけるモホ面の平均勾配と、その最大傾斜方向を求めてみる。Fig. 16のブーゲ異常がモホ面の起伏だけによるものとみなすと、最大傾斜方向はN 60°Wであり、その勾配は約30 mgal/50 kmである。この勾配を、モホ面の傾きに換算すると、約2.5 km/50 kmとなり、約3°の傾斜になる。ただし、モホ面をはさむ2層の密度差を0.3 gram/cm<sup>3</sup>と仮定した。密度差をもっと小さく見積っても、傾斜はたかだか5°程度である。Fig. 17に、トリバタイトによって求められたずれのうち、みかけ速度がほぼ8 km/sec、すなわち、P波がモホ面を伝わってくると考えられるものを選んで、Fig. 14の場合と同じ手法でプロットした。図中の曲線は、モホ面の傾き $\theta$ を5°、10°、15°とした場合の計算値をつないだものである。Fig. 17から判ることは、平均的なモホ面の傾きは5°から15°の範囲に収まることである。したがって、モホ面の形は、平均的には5°から15°の傾きを持ちながら局所的には、もっと起伏に富んだ曲面をなしていると推定される。

## 6. まとめと今後の課題

5節で傾斜計によって求められたずれ角が地下構造を反映している可能性を示した。しかし、今回のように1点の観測による場合は、局所的な構造の影響を大きく受けることもわかった。したがって、P波の到来

FKJ,KAJ,IMJ TRIPARTITE OBSERVATION

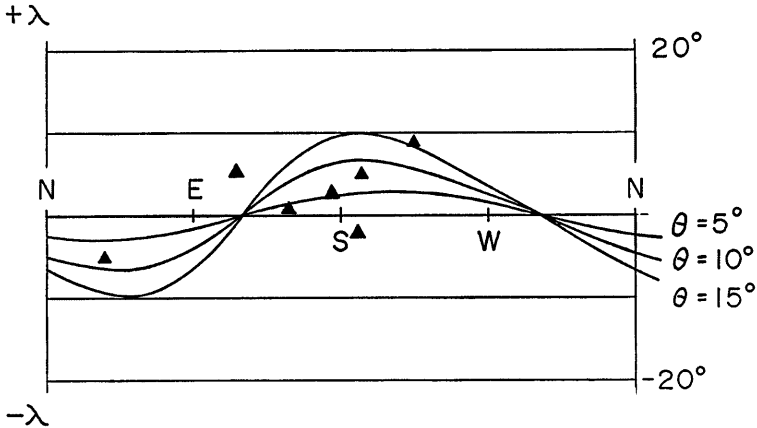


Fig. 17 Azimuthal distribution of the deflection angle derived from the tripartite method. In this figure, the earthquakes used are restricted to those of which P waves seem to have been transmitted along the Moho.

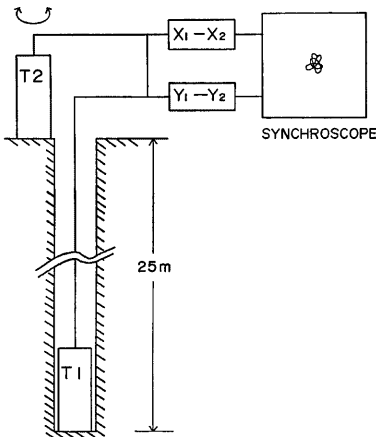


Fig. 18 An idea to detect directions of oscillations of two vertical pendulums of tiltmeters, T1, set on the bottom of the bore-hole.

方向だけから傾斜計の方位を定めると、 $10^\circ$ 以上の大きな誤差を覚悟しなければならぬ。もっとも、次のような方法によれば、この誤差は小さくすることができよう。Fig. 18 にその様子を示した。ボーリング孔底に傾斜計を固定し、もう1台の同型の傾斜計を地上に置き、2台の傾斜計の出力の差をもっとも小さくなるように地上の傾斜計を回転させる。このときの地上の傾斜計の向きが、すなわち、孔底のものと同じ振動をしていること前提である。今回の実験では、2台の傾斜計の比較は行っていないので、今後、2台の傾斜計を適当な距離だけはなして同時観測を行い、方位決定の誤差を小さくできるかどうか検討する予定である。

この研究に当たり、最初に主題の御教示を頂いた尾池和夫博士に深く感謝致します。又論文作成に当って種々御教示下さった岸本兆方教授、観測から解析まで暖かい御援助を頂いた竹内文朗氏、およびいろいろ議論をして頂いた見野和夫氏を始め微小地震部門の各位と

北陸地震研究会の各位に感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- 1) 平野憲雄・竹内文朗・尾池和夫・松尾成光・渡辺邦彦：ボアホール用鉛直振子型傾斜計の設置方式について，京都大学防災研究所講演会発表，1982，2月2日。
- 2) 尾池和夫・渡辺邦彦・中村佳重郎・谷口慶祐・岸本兆方：山崎断層地震予知テストフィールド連続観測システムについて，京都大学防災研究所年報第24号 B-1，1981，pp. 29-40。
- 3) 岸本兆方・田中豊・尾池和夫・義江修二：鯖江地殻変動観測室観測序報，京都大学防災研究所年報第13号 A，1970，pp. 109-119。
- 4) 岸本兆方・尾池和夫・渡辺邦彦・佃為成・平野憲雄・中尾節郎：鳥取および北陸微小地震観測所のテレメータ・システムについて，地震，Ser 2，Vol. 31，No. 3，1978，pp. 265-274。
- 5) 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本兆方：北陸地方のサイスミスシティ，地震，Ser 2，Vol. 31，No. 1，1978，pp. 35-48。
- 6) Yoshiteru KONO, Takeshi HIBI, Masayuki KUBO, Osamu MICHIGAMI, Kyoji SHIBUYA, Motoaki SUNAMI, Keijiro SUZUKI, and Nobuhiro FURUSE : Gravity Anomaly over the Northern Part of the Central Japan. (1), Sci. Rept. Kanazawa Univ., Vol. 27, No. 1, pp. 71-83, June 1982.
- 7) 松村一男・見野和夫・渡辺邦彦・竹内文朗・平野憲雄：北陸地方南部の地殻構造について—手取ダム砕石発破および琵琶湖発破—，京都大学防災研究所年報第22号 B-1，1979，pp. 1-10。
- 8) 日比猛：中部日本北部の重力異常，金沢大学地学教室特別研究卒論，手稿，1982年3月。