

## 17. Seismometer Array による地震波動の研究

第1報 1961年8月19日北美濃地震の余震について

地震研究所 安芸敬一

(昭和36年12月19日発表—昭和37年3月30日受理)

### §1. 方 法

ある狭い区域内に3点以上地震計を設置し、同時記録を行い、各点の記録波形をくらべて、波のみかけの速度と方向を求め、それから震源の位置と深さを推定する方法は、1つの重要な地震観測法として近年、多くの人々によつて開発されつつある<sup>1-7)</sup>。この方法の長所は、記録の整理を迅速に行ひ得ること、また狭い区域しか用いないので良好な低雑音の場所を求めやすいこと、および波形の対応しうるいろいろの波群についてその性質をくわしく調べ得ることである。したがつて、数の多い微小地震の震源決定などには最も効果的である。また観測点近傍の細かい地下構造をしらべるのにも役立ち得る。

この種の多点観測で求める波の伝播速度と方向の精度は、勿論地震計相互の距離が大きい程高い。しかし距離を大きくすると、波形の対応がわるくなる。もし初動の立上りだけを使うならば、波形の対応をぎせいにして距離を大きく、また地震計のレスポンスを高い周波数にもつて行くのがよい。しかし、初動の立上りというものは、地震により、はつきりしない場合がしばしばある。またP～S間の波群や、特にS波のみかけ速度と方向を知るには、波形の対応をよくして波のいくつかの山谷を各点間で相関させ得るようにしなければならない。

われわれの経験では、大体1波長以上はなれた2点間の記録波形を眼で見て対応をとることは難しい。筑波山のように見た所同質の granite の上に地震計をおいてもそうであり、また日本だけでなくカリフォルニア・パロマ山における経験でも同様であつた。そういう場合には、以前われわれの行つたような相関函数の計算<sup>3,4)</sup>を実施する以外精度のよい方向の測定はできない。しかしその計算は、特別の電子装置を用いても、なお莫大な労力を要求する。そこで、残された方法として、初動の立上りの鋭さを多少ぎせいにしても、波形の対応をよくするため、地震計の周波数レスポンスを低い方に伸し、短い波長の波を抑えるようにすることが望まれる。こうすることによつて、眼による波形の対応で精度のよい速度・方向の測定を行うことができると予想される。われわれが1961年8月19日の北美濃地震の余震観測において用いた測定装置と解析法は、このような考えに基くものである。

用いた装置の概略については宮村撰三その他<sup>7)</sup>によつて報告されており、その詳細は松本英照・辻浦賢によつて報告される予定であるので、ここでは極く簡単にふれる。地震計

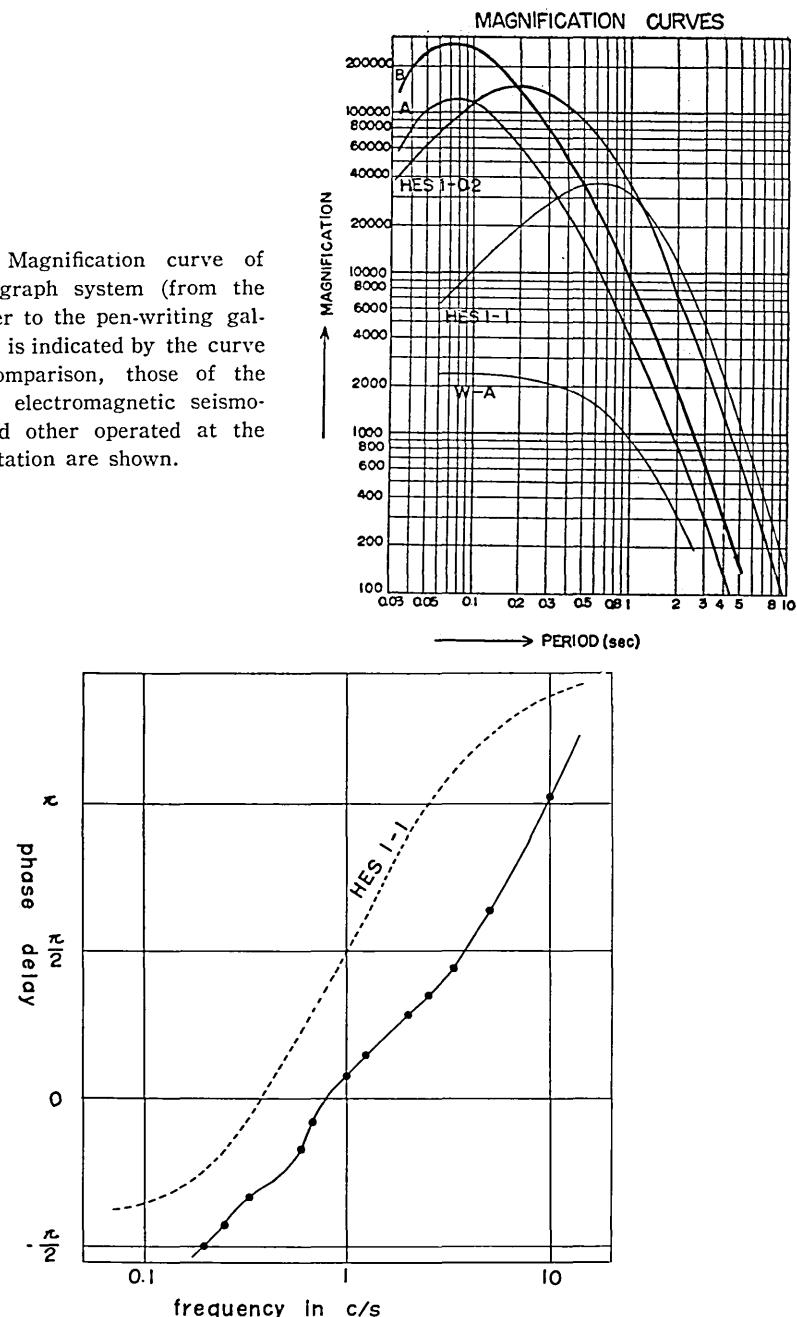


Fig. 1. Magnification curve of our seismograph system (from the seismometer to the pen-writing galvanometer) is indicated by the curve B. For comparison, those of the HES type electromagnetic seismographs and other operated at the Tsukuba station are shown.

Fig. 2. Phase delay spectrum of our seismograph system (from the seismometer to the pen-writing galvanometer). For comparison, the phase delay spectrum of the HES type electromagnetic seismograph ( $T_0=1$  sec,  $T_g=1$  sec.) is also shown.

の振子の周期は 1 秒, 減衰常数  $h$  は 2 とした。増巾器は 0.2 c/s から 15 c/s まで平らな振巾特性をもつ。地震波シグナルは周波数変調をうけ, 遅延トリガー方式によつて磁気テープに録音され, ペン書き電流計によつて再生される。地震計から電流計までの総合的な変位振巾特性を第 1 図に, 同じく位相特性を第 2 図に示す。比較のため, 直結式電磁地震計 HES ( $T_0 = 1$  秒,  $T_g = 1$  秒) についてのものを示した。位相特性は, かなり複雑な曲線を示しているが, どの channel でも同じになつており, channel 間での位相差は,  $\pm 5^\circ$  以内におさえられている。位相特性は図示された周波数の外側では, HES に対するものとの食違が大きくなるが, 高い周波数の方では, それがすべて積分回路によるものであるので, 初動パルスの向きの判定の障害とはならない。

地震計は, 岐阜県郡上郡八幡町の郡上高校近傍の岩盤の露出している所にコンクリートをうつてその上においた<sup>7)</sup>。観測点は 3 点で, 1 点に 3 成分, 他の 2 点に上下成分 1 台ずつが置かれた。3 点のつくる 3 角形の辺は夫々 626, 830 および 914 米である。地震波シグナルは, 有線によつて記録室に送られ, 磁気テープに記録され, 5 成分ペン書き記録器により 1 秒 120 mm の送り速度で再生された。

おくり速度がはやいので, 記録上でかりに 0.5 mm の読み取り誤差があつても, (われわれの観測網による北美濃余震に関しては), 波のみかけ速度で 4 %, 方向について  $3^\circ$  の誤差しか生じない。したがつて, 波形の対応さえよければ速度・方向はかなり精度良く測定

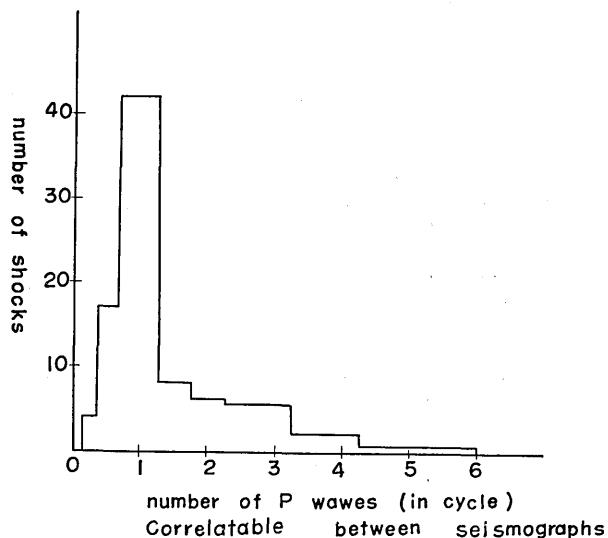


Fig. 3. Frequency distribution of the number of waves for which the wave form agrees among the three seismometers constituting a tripartite net of 1 km span.

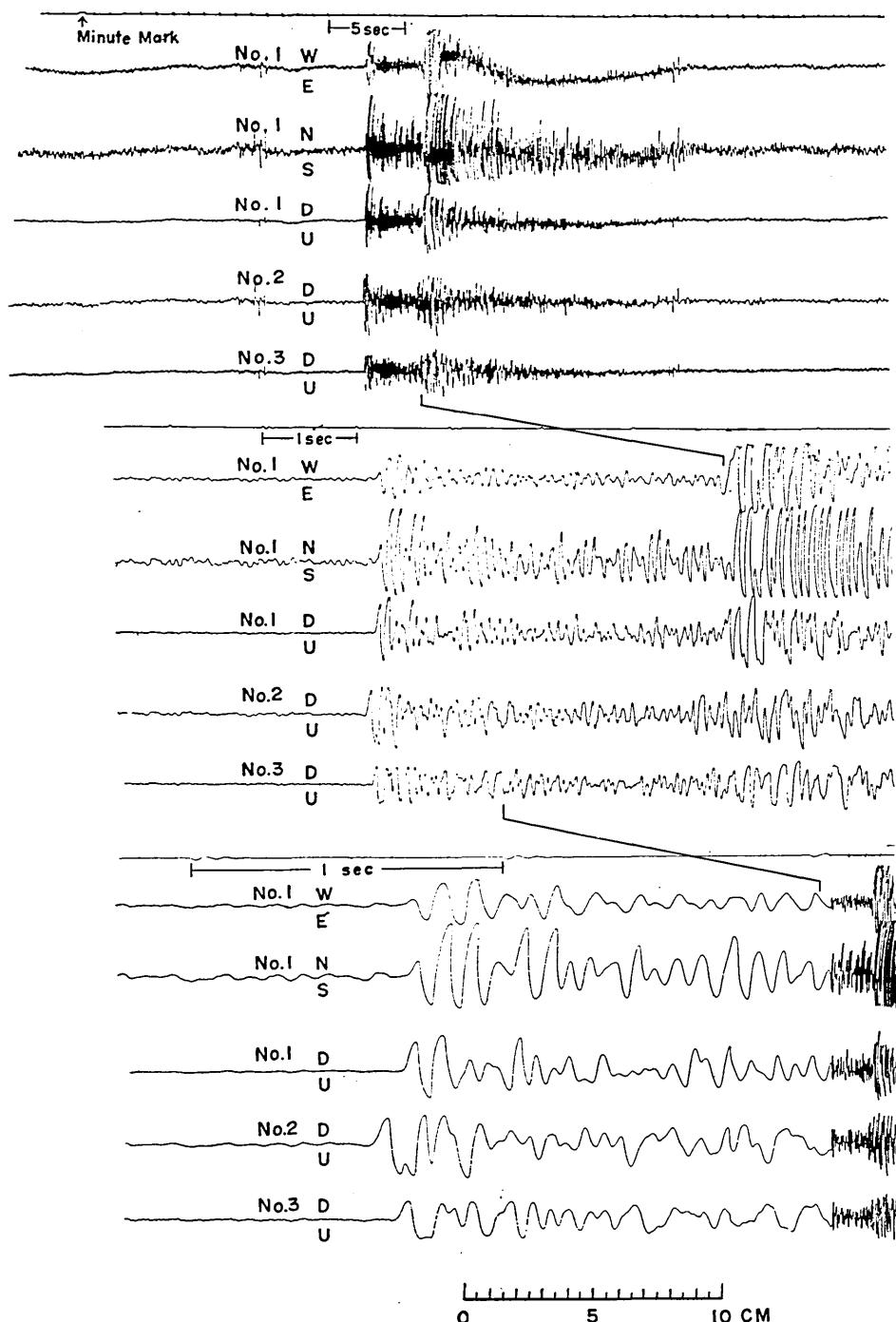


Fig. 4. Example of the records of aftershocks. The upper traces are reproduced from magnetic tape at the paper speed of 6mm/sec and used to identify the shock on the monitor drum recorder, the middle are reproduced at paper speed of 36 mm/sec and used to locate the beginning of the S phase. The lower traces are reproduced at paper speed of 120 mm/sec, and is used to determine the apparent velocity and direction of propagation.

できる。波形の対応の良さは、周期にもよるが、波の性質にも大きく依存する。今回の八幡における観測では、S波の波形が3点間で対応できた地震は1つもなかつた。(今回は上下動成分を3点においたが、水平成分をおけば良い対応が得られたかも知れない。現在観測中の筑波では、上下成分でも対応のよいS波がしばしば観測されている。) S以後では、例外的な場合に、周期の比較的長いレーリー波と思われる波が対応した他、使える波は全く見出されなかつた。近地地震の短周期(約3c/s以上)の波では、面倒な相關の計算をしても、Sを除いたS以後の波群からは、殆んど震源に関する情報が得られないことは、安芸・辻浦<sup>4)</sup>によつて結論されている。

北美濃余震の場合、波形がどの程度対応せしめ得たかを示すものとして、P波初動部分の波について、3点間で対応できた波数の頻度分布を求めた。それを波数を横軸に、地震数を縦軸にとって第3図に示した。図で波数1/4という場合がプロットしてあるが、これは初動の立上りから最初の山あるいは谷までしか波形をあわせることができなかつた場合である。波形の対応には記録を重ねて眼で調べた。これらの余震は、八幡から震央距離30~40杆のものであり、10c/s程度の波が卓越している。一般に10c/s程度では、波形の対応は余り良くない。5c/s以上になると、殆んど常によい対応が得られる。5c/sの波はこの場所では波長が約1.2杆より必ず大きく、3点が1波長内に含まれることになる。

地震記録の一例を第4図に示した。上の記録はモニター記録と比較するためのもので、送り速度6mm每秒である。次が36mm每秒の記録で、振動方向をしらべてS相を判定しS~P時間を読みとるのに用いた。最後が120mm每秒の記録で、波形を対応させて、みかけの速度と方向を求めるのに用いた。

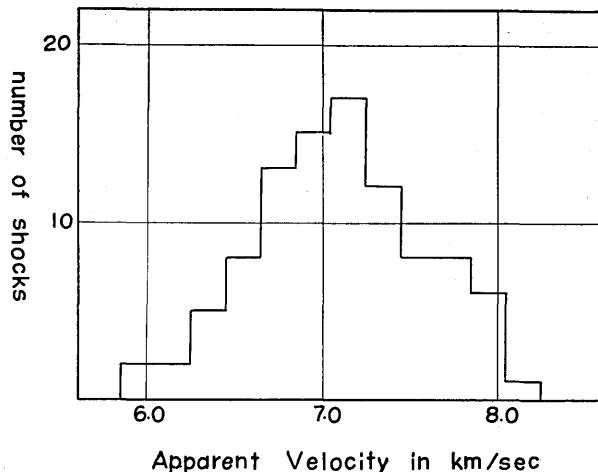


Fig. 5 Frequency distribution of the apparent velocity of P waves from the aftershocks observed at Hachiman.

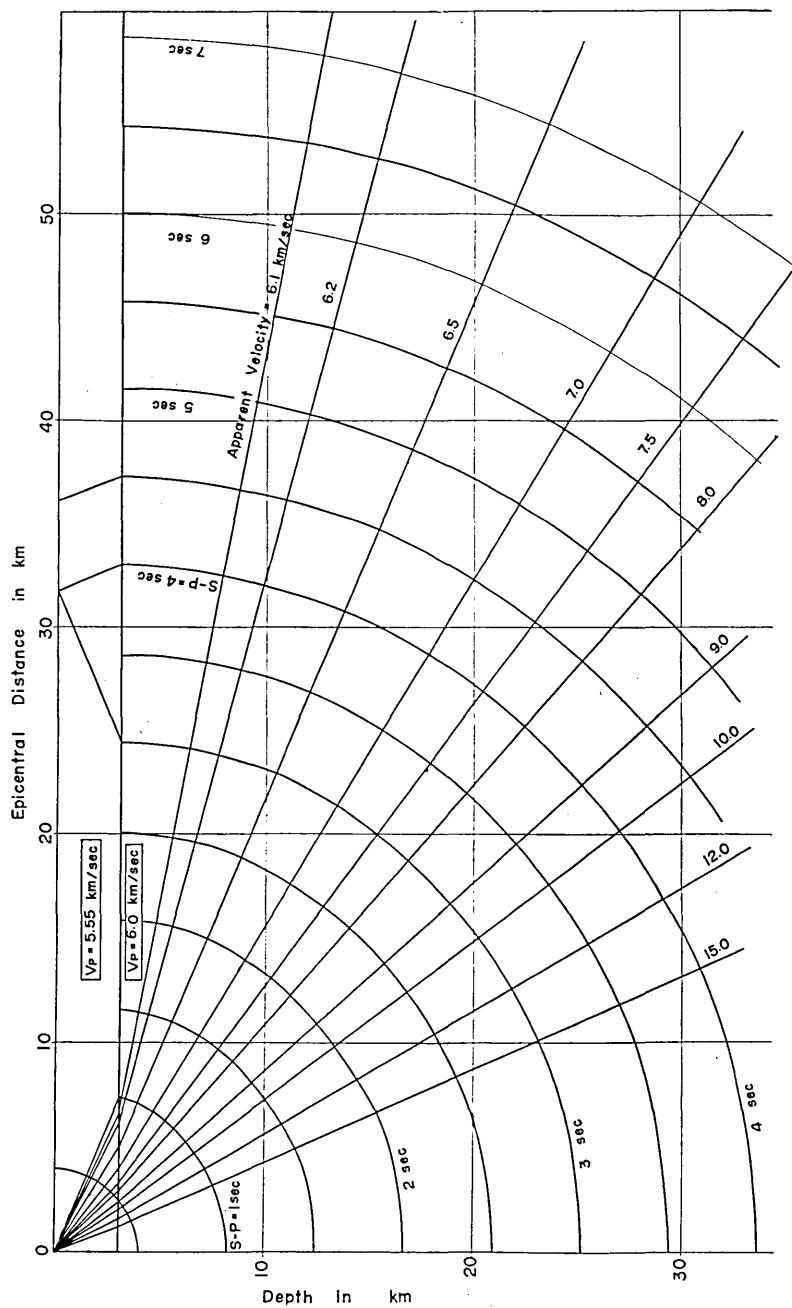


Fig. 6 Assumed crustal structure based upon a refraction result. Iso-  $S$  minus  $P$  time curves and Iso-apparent velocity lines are also shown.

## § 2. 初動部分のみかけの速度

概報<sup>7)</sup>において宮村その他により述べられているように、八幡での約一ヶ月の観測で、初動部分のみかけ速度方向を精度よく求め得た余震は約 100 個であつた。第 5 図に、これら初動部分のみかけ速度の頻度図を示す。前節で述べたように、記録上時間のよみとりに、0.5 mm (約4 m sec) の誤差があつても、速度の測定誤差は約 4 %であるが、大部分の地震はこの程度、あるいはそれよりよい精度で測定された。したがつて、頻度図が示しているように、みかけ速度が 6~8 km/sec の範囲内にあること、及びその平均値が約 7.1 km/sec であることは信頼すべき結果であると考えられる。

観測点近傍の地殻構造は幸いにも爆破グループ<sup>8)</sup>によつて研究され、三雲<sup>9)</sup>その他によつてそのモデルが与えられている。それによると、 $V_p=6.0 \text{ km/sec}$  の層がかなり浅い所まで来ており、 $V_p=5.55 \text{ km/sec}$  の層が所により高々 5 km 位の厚さで存在する。モホロビッチ境界面は約 28 km の深さにあると推定されている。かりに、 $V_p=5.55 \text{ km/sec}$  が一様に 3 km の厚さをもつ水平構造であると仮定して、P 波について波線図をかくと第 6 図のようになる。図中波の道すじに附けられた数はみかけ速度を km/sec であらわしたものである。一方ポアソン比を 0.25 として、等 P~S 時間の線がかき入れてある。このモデルが正しいとすると、観測された P~S 時間とみかけ速度から、震源の深さが求められる。概報にのべられているように、八幡での余震の P~S 時間は極めて狭い範囲にあり、平均は約 4.8 秒である。このことと、みかけ速度の平均が 7.1 km/sec であることから、余震震源の平均の深さは 22 km 平均の震央距離は 34 km ということになる。みかけの速度の範囲が 6~8 km/sec であるということは、震源の深さにして大体 0 から 30 km の範囲に対応する。観測の精度からみて、もし採用したモデルが正しければ、この推定は信頼すべきものである。

上の推定が正しいかどうかを検定するため地震研究所の他の余震観測班によつて得られた結果を利用することができる。われわれの解析した地震の内 13 個は、蛭ヶ野および勝原におかれた HES 型電磁式地震計によつて記録されており、表ら<sup>10)</sup>によつて P~S time を用いて適当な地下構造の仮定のもとに震源が決定されている。ところが、これらの震源の深さは、われわれの推定した深さと系統的にくいちがつている。これら 13 個の余震の八幡におけるみかけ速度の分布は、第 5 図に示した全体の分布とほぼ同じで、余震全体を代表していると見做される。平均の深さは約 20 km である。しかるに、蛭ヶ野・勝原・八幡の大三点の P~S 時間から求められた深さは、0 から 12 km の範囲にあつて平均約 7 km である。このどちらが正しいかを検定するために、いくつかの地震を選んで次のようなことを行つた。すなわち、大三点の P 波発現時を用いて、これら 2 つのどちらが観測とよくあうかを調べた。第一表に、大三点の P~S 時間から求めた震源が正しいとした場合と、八幡でのみかけ速度から求めた震源が正しいとした場合とについて、観測点間の P 波発現時の差を計算したものを見た。実測値とくらべると、両者の優劣は明らかで大三点からの震源は、かなりよく実測と一致するが、八幡でのみかけ速度から求めた震源は

Table 1. The observed and computed differences in P wave arrival time between stations. PHI, PHA and PK are the arrival time at the station Hirugano, Hachiman, and Kadohara respectiverty.

Shock number	Computed from the hypocentre determined by the seismometer array	Computed from the hypocentre determined by the large network	Observed
	PHI - PK PHA - PK	PHI - PK PHA - PK	PHI - PK PHA - PK
63	-0.7 sec +1.3	-0.7 sec +2.0	-0.6 sec +2.2
	+0.5 +2.5	+1.3 +4.8	+1.0 +4.6
69	+1.7 +2.7	+1.7 +5.3	+3.0 +5.5
	+2.5 +3.2	+1.1 +4.4	+1.2 +4.1

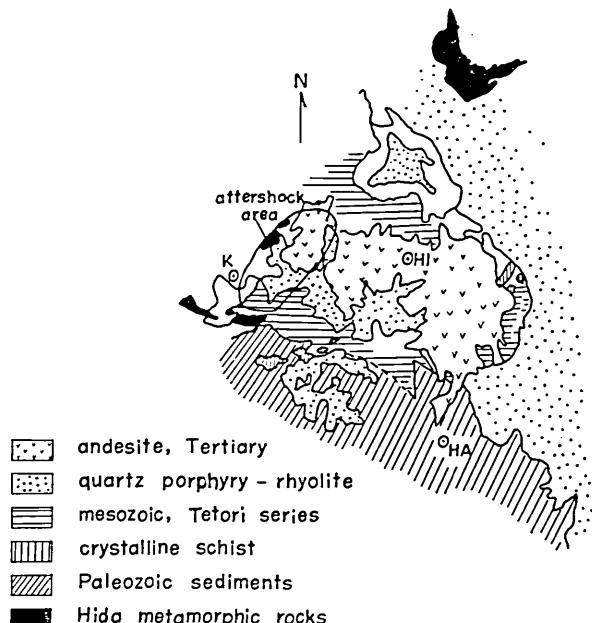


Fig. 7 Geological Map. HA : Hachiman, HI : Hirugano, K : Kadohara. Our multi-seismometer station is located at Hachiman. The aftershock area is indicated.

誤差の範囲をこえて実測と矛盾する。したがつて、余震の深さの平均が約 20 粕であるというには明らかに誤りであつて、10 粕前後より浅いとするのが正しいと結論できる。一方われわれのみかけ速度の測定は充分の精度をもつているのであるから、この結論は当然仮定した地下構造のモデル（第 6 図）の修正を要求することになる。どういう風に修正すればよいかというと、例えば 7 km/sec のみかけ速度をもつ波線を上向きにわん曲させて、P～S 時間 5 秒のあたりで深さ 10 粕のあたりを通るようにすればよい。その仕方はいくらでもあつて、一意的には決らない。しかし地質図を考慮に入れると、次のような修正が考えられるようである。

地質図（第 7 図）に示されているように、八幡附近には、古生代の堆積岩（二疊系）が分布している。一方余震域の附近には、飛騨变成岩の露出がみられる。これは飛騨地方のものに、なんらかの形でつながつているものであろう。余震域と八幡の中間には、中生代の手取層と濃飛流紋岩が分布し、一部を第三紀の安山岩が掩つている。この濃飛流紋岩は八幡の東の方には広く分布している。これらの地層のうち、われわれの地震波線が関係するのはおそらく、古生代の地層と流紋岩体であろう。安山岩はうすく掩つているだけであろうし、中生代の手取層もわれわれの波線に影響する深さ（5～10 粕）までは達していないだろう。手取層の下にある古生代の地層は、附近に飛騨片麻岩や crystalline schist がでていることからみて、かなり变成作用をうけていると予想される。したがつて、われわれの波線図に影響する地層として、この手取層の下の古生層と、八幡附近の古生層と、濃飛流紋岩体と 3 つを区別する必要がある。

地質図にしたがつて波線図を修正するためには、岩石の地質学的性質と弾性波速度との関係がわかつていなければならない。弾性波速度（ここでは P 波速度  $V_p$  のみについて議論する）は、岩石の組成が basic になる程大きくなる傾向があるが、その値が 6 km/sec 以下の範囲では、組成の如何よりも porosity が大きく影響するといわれている。同じ堆積岩でも時代が古く深い所にあれば  $V_p$  は大きくなり、又变成作用をうけると穴がつまつて  $V_p$  が大きくなる。日本の岩盤について服部<sup>11)</sup> がまとめた結果もこのことをよく示している。服部の用いた資料は、屈折法によつて求めた岩盤の表面の  $V_p$  である。それによると、日本全国での  $V_p$  の平均値は、古生層について  $4.40 \pm 0.13$  km/sec. 中生層について  $4.20 \pm 0.12$  km/sec, crystalline schist について  $4.74 \pm 0.14$  km/sec, また quartz porphyry については、 $4.36 \pm 0.19$  km/sec となつてゐる。われわれの問題としている区域のものについては、八幡附近と同系統の古生層の平均が 4.02 km/sec, 濃飛流紋岩地帯の quartz porphyry の平均が 4.28 km/sec となつて、いずれも全国平均より小さくなつてゐる。飛騨片麻岩は、服部の資料のなかに含まれていないが、おそらく、crystalline schist の  $V_p$  の平均  $4.74$  km/sec より大きい値をもつものであろう。われわれの問題とする 3 つの地層を  $V_p$  の大きさの順序で並べると、手取層の下の古生層、濃飛流紋岩、八幡附近の古生層という順序になるであろう。しかし服部の資料は、これらの地層の表面に近い所の値であり、これら 4 km/sec 代の値が深い所へ行つて爆破グル

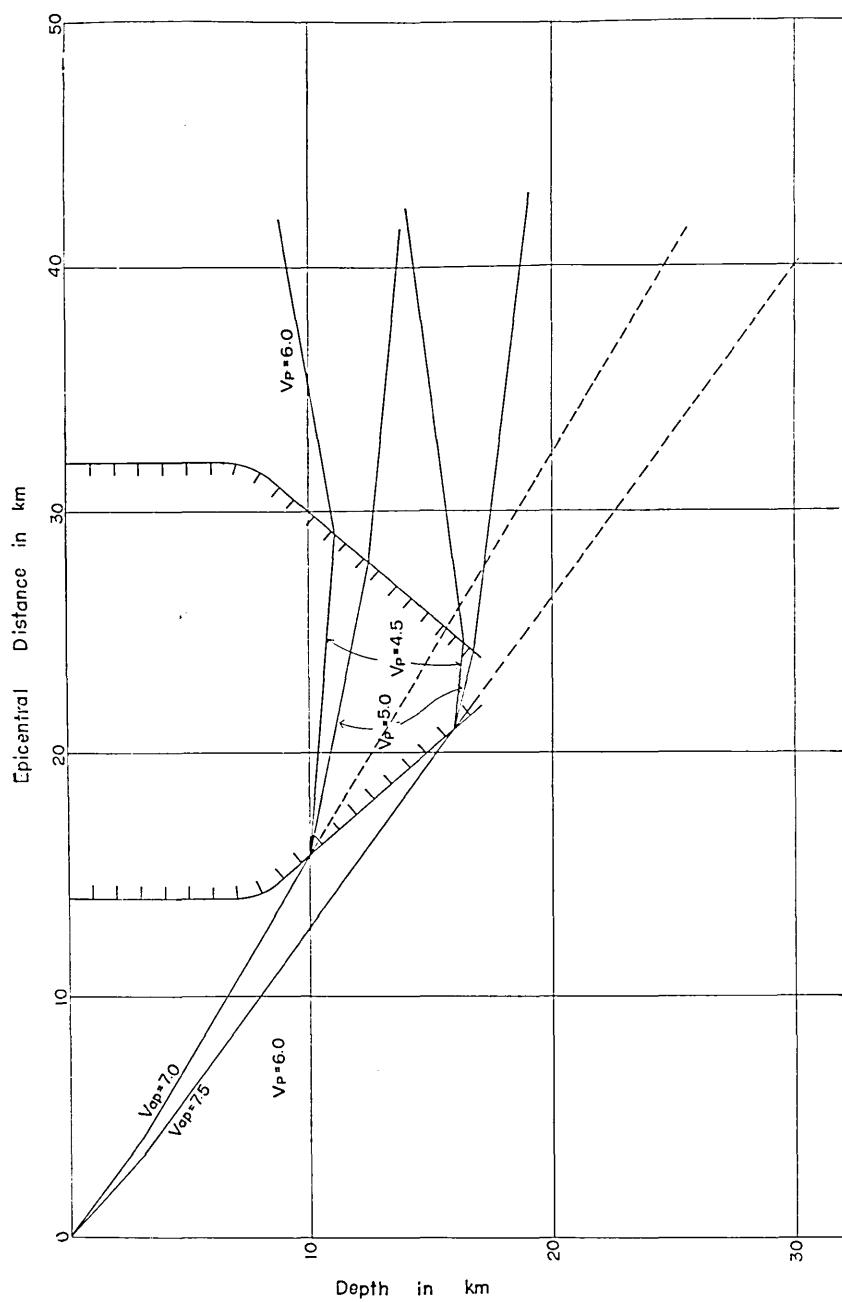


Fig. 8 Modified crustal structure which gives better focal depth estimation from the observed apparent velocity.

ープの得ている 5 km/sec 代から 6 km/sec になる所まで、この順序が保たれるかどうかわからない。むしろ深い所では、あの 2 つの順序がかわるのではないかと思われる。この濃飛流紋岩は、八幡の東側には広く分布しているが、八幡における余震以外の地震の初動みかけ速度をしらべると、第 9 図に示すように、東側のものが 6 km/sec より小さいことがしばしばある。このことは、東側では、かなりの深さまで 5 km/sec 程度の  $V_p$  をもつ層が存在することを示すとみてよいであろう。したがつて、かなりの深さでは八幡と余震域の中間にある流紋岩体の  $V_p$  も、古生代の変成岩は勿論であるが、堆積岩よりも小さいと考えてよいであろう。そこでこの流紋岩体が、地下で第 8 図のような形に分布していると仮定してみた。そうすると、第 6 図の波線は、図のよう流紋岩体の  $V_p$  を 4.5 km/sec および 5.0 km/sec と仮定した。このようなものがあれば、余震の震源の深さが 10 斤前後であつても、八幡での初動のみかけ速度が 7.0 km/sec 程度になり得て、われわれの観測事実を説明することができる。

表らは<sup>10)</sup>、勝原・蛭ヶ野・八幡での P～S 時間から震源をきめるとき、八幡の P～S 時間を少しほらす必要があることを見出し、その補正時間として 0.25 秒を用いている。第 8 図に示したような速度のおそいさびの存在は、この補正時間をよく説明する。すなわちボアソン比 0.25 として、 $V_p = 5 \text{ km/sec}$  の部分を波が約 13 斤すすむと、 $V_p = 6 \text{ km/sec}$  とした場合とくらべて 0.25 秒だけ P～S 時間が大きくなる。

この P～S 時間の補正は、八幡附近の古生代堆積岩が、かなり深い所まで小さい  $V_p$  をもつとしても説明できるが、八幡で観測されたみかけ速度を同時にうまく説明するのは一寸むづかしい。

第 8 図に示した地下構造のモデルは、このようにいろいろな意味で妥当に見える。しかし先にものべたように、これだけが唯一つの可能なものだと結論を下すことはできない。

### § 3. 初動部分のみかけの方向

八幡で観測した北美濃余震の初動部分の伝播方向は、概報<sup>11)</sup>でも述べられているように、北 30° 西と北 70° 西の間の狭い範囲に限られている。第 10 図にその方向の頻度分布を示した。個々の地震についての方向の誤差は、前に述べたように、±3° 程度か、それより良いと思われるが、頻度図の北 30° 西あたりでの急激な立上り方は、この高い精度を裏づけるものである。気象庁発表による本震の位置は、八幡から見て、北 28.5° 西の

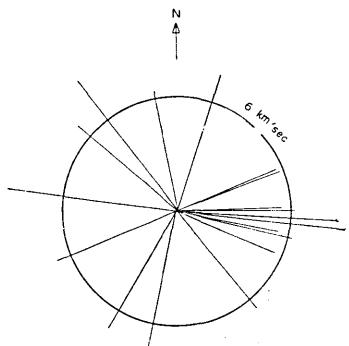


Fig. 9 The apparent velocity of P waves from earthquakes other than the aftershocks of the Kita-Mino earthquake.

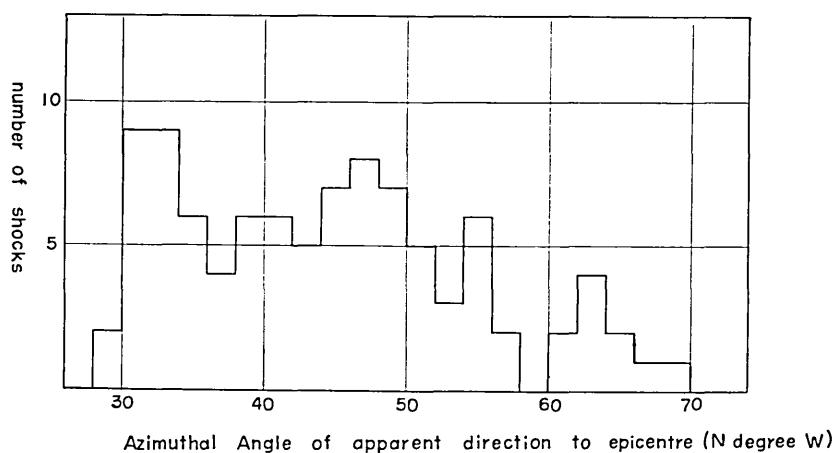


Fig. 10 Frequency distribution of the direction of propagation of  $P$  waves from the aftershocks observed at Hachiman.

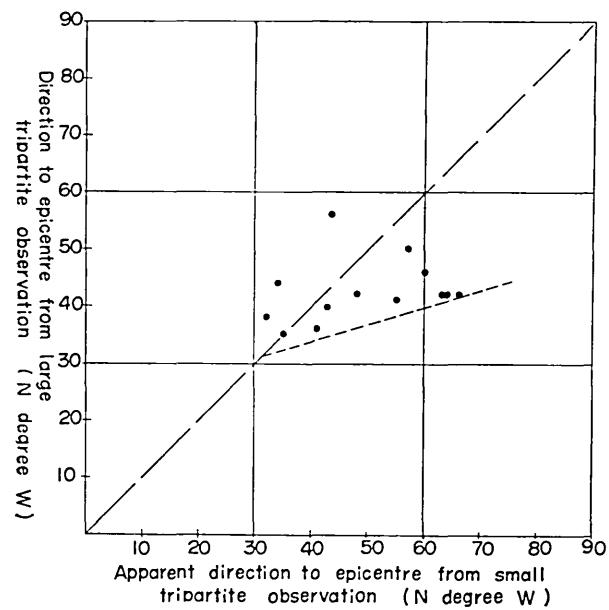


Fig. 11 The direction of propagation of  $P$  waves observed at Hachiman as compared to the direction toward the epicentre determined from the  $S-P$  times obtained at the large tripartite stations.

方向であり、余震がそこを起点として、すべてそれより西側に起つてゐることは著しい。これは松沢<sup>12)</sup>以来しばしば指摘されている“地震波観測によつて決められた本震の位置は余震域の端にある”ということに一致する事実である。

波のみかけの伝播方向をいくら精度高く測定しても、必ずしもその方向が真の震源の方向を指すとはいえない。地下構造の水平異常があれば当然系統的誤差を生じる。この誤差は系統的であるから、一度補正值が求められれば修正できる性質のものである。これを調べるため、蛭ヶ野、勝原、八幡の大三点のP～S時間から震源のきめられた地震について、そうして決められた震源への方向と、八幡におけるみかけ方向との関係をしらべた。その関係を第11図に示す。図はかなりのばらつきと共に、1つの系統的なずれ方を示している。それは、北60°西以西のみかけ方向をもつ地震については、大三点からきめた震源への方向が北45°西のあたりになることである。どちらが真の震源への方向に近いかを知るため、前節同様に、大三点間のPの発現時の差を用いた。但し、八幡でのみかけ方向から震源を推定するとき、震源の深さとしては大三点のP～S時間から得られたものを用いた。その結果を第2表に示す。大三点のP～S時間から求めた震源も、余り実測とよく一致しない場合があるが、少くとも、八幡でのみかけ方向から求めたものよりは実測に近い結果を与える。つまり、八幡で観測されるみかけ方向のうち、北60°西以西のものは誤った震源方向を与え、真の震源はそれよりも北東よりであると結論される。これは、八幡からみて北60°～70°西のあたりに速度のはやいchannelがあつて、初動はそ

Table 2. The observed and computed differences in P wave arrival time between stations. PHI, PHA and PK are the arrival times at the stations Hirugano, Hachiman and Kadohara respectively.

Shock number	Computed from the hypocentre determined by the seismometer array (the focal depth is corrected)	computed from the hypocentre determined by the large network	Observed
	PHI - PK PHA - PK	PHI - PK PHA - PK	PHI - PK PHA - PK
67	+3.4 sec +4.8	+0.9 sec +4.3	+0.9 sec +4.0
69	+4.0 +5.3	+1.7 +5.3	+3.0 +5.5
71	+3.3 +5.3	+1.5 +4.9	+2.1 +4.9
82	+3.1 +4.3	+1.1 +4.4	+1.2 +4.1
83	+1.8 +3.1	+1.1 +3.4	+1.5 +4.3

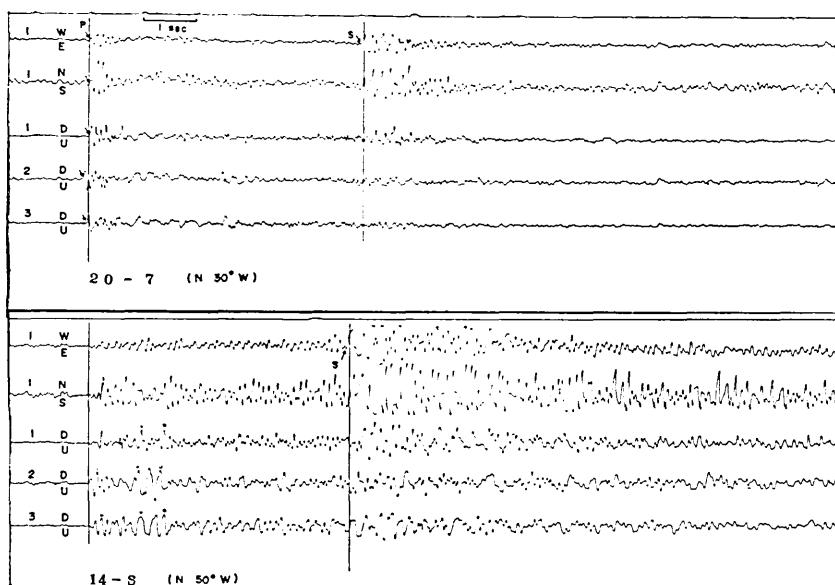


Fig. 12 Comparison of the records for different wave paths. The record is simpler for the geologically simpler path.

これを通つて直接波よりもはやく先返りしてくる波と思われる。あとに述べるように、初動のあとに続く波群が、真の震源に近い方向をとれており、この考え方を裏づける。また地図も、その channel に当るものがあることを示しているようである。すなわち、八幡から北  $60^{\circ}$  西の方向に沿つて、吉生層と手取層との境附近に crystalline schist や旧期吉生代層がでている所もあり、前節で仮定した深所における流紋岩の切れ目になつているとすれば速度がはやくなつているということは充分に考えられる。

更に、地質との関係では次のような興味深い事実がある。地質学的に見ると、八幡と余震域を結ぶ道すじは、東北ほど簡単で、西南へ行くにつれてもめり複雑な構造を示している。この影響が地震記象の上に明らかに現われている。第 12 図は、北  $30^{\circ}$  西の方向をとつて八幡に到達した地震の記録と、北  $50^{\circ}$  西の方向のものとを比較したものである。前者では、初動がはつきり現われ、その後 P～S 間には、これに匹敵する大きな波群はなく、Sにおいて再び大きく振動する。一方後者では、初動は比較的小さく、次第に振幅を増し、P～S 間に大きな波群がひきつづき現われて、S をみわけるのに困難する場合もある。つまり地殻構造の簡単な道すじでは、余震記象は簡単であり、複雑な道すじでは地震記象も複雑になることを示していると思われる。

#### § 4. later phase について

前にも述べたように、今回の観測では、S も含めて S 以後に 3 点間で波形の対応する波

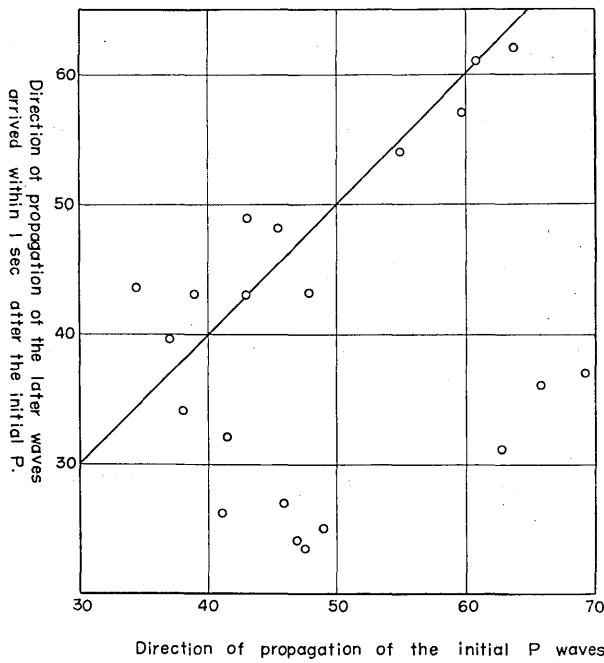
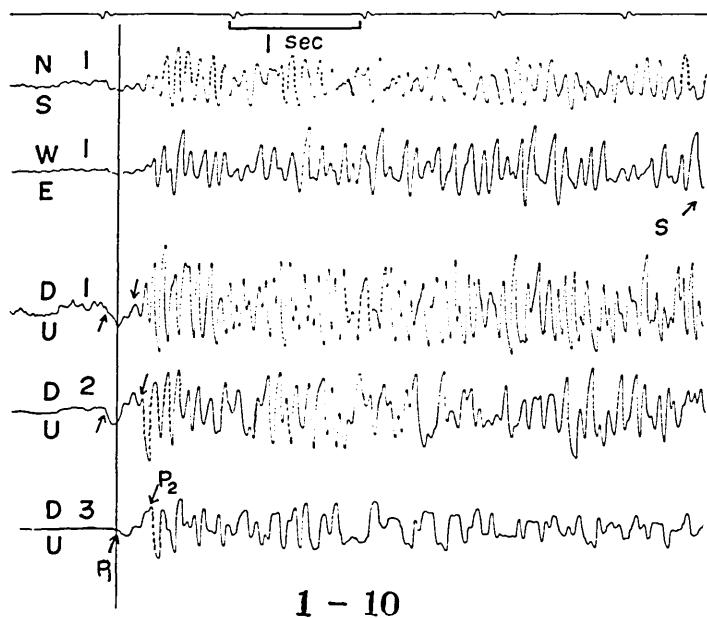
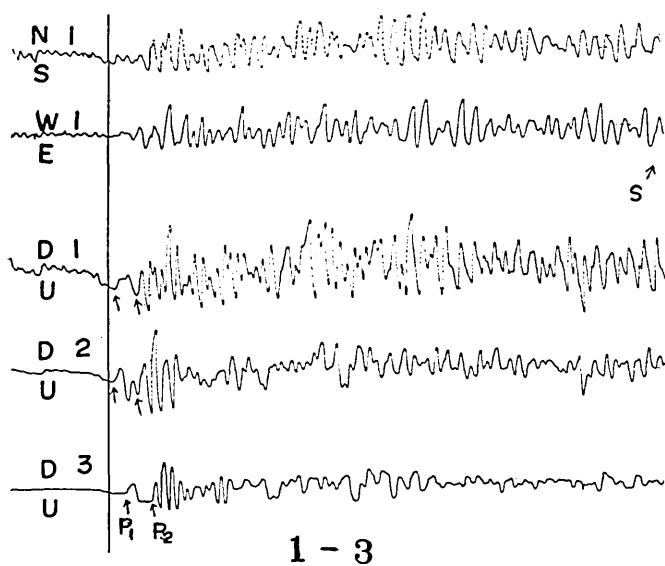


Fig. 13 The direction of propagation of later longitudinal waves as compared to that of the initial P waves.

群は殆んど得られなかつたが、P～S間には、いくつか、よい対応を示して、みかけの速度方向を精度よく測定できる波があつた。初動の立上りから測つて1秒以内に現われた波に限つて、求められた伝播方向を初動部分の方向と比較してみた。（これらの波は、すべてその振動方向と伝播速度〔約6 km/sec以上であつた〕からみて縦波であることは間違ひない。）その結果を第13図に示す。図から明らかなようにこれらの波は3つに分類することができる。第1は、初動部分と同じ方向をもつ場合、第2は初動が北40°～50°西の方向を示すのに対して、北25°西の方向をもつ場合、第3は初動が北60°～70°西の方向を示すのに対して、北30°～40°西の方向をもつ場合である。第2、第3の場合には、波群の到来時刻は初動の立上りから0.2乃至0.3秒後であり、第一の場合は、0.3から0.8秒後となつてゐる。第一の場合は、初動とほぼ方向が同じであるから、初動と異なる深さの道すじをたどつたものであろう。第2、第3の場合は、方向がちがうのであるから、当然水平面内で道すじがちがう。第3の場合は、前節でのべた初動方向が真の震源方向と一致しない場合であつて、あとからきている波の方が真の震源に近い方向を示している。したがつて、この初動は八幡からみて、北60°～70°西の方向にある速度のはやいchannelを通つて先まわりして来たものと思われる。第14図に示した地震記録(1-10)はこの一例であつて、ぬらつとした初動( $P_1$ )が、いかにも直接波らしい波( $P_2$ )



Ffg. 14 Example of the records in which the direction of propagation of later longitudinal waves disagrees with that of the initial  $P$  waves.  $P_1$  may be the waves refracted horizontally along a high velocity channel and  $P_2$  may be the direct waves.

の前に現われているのがよくわかる。屈折波（例えば  $P_n$  のような）がこういう blunt pulse になることは、理論的<sup>13)</sup>にも経験的<sup>14)</sup>にもよく知られていることである。

第 2 の場合の一例を第 14 図に示した(地震 1-3)。この場合にも同じような記録が得られているが、初動とあとの波とどちらが真の震源方向を与えているのかきめるべき資料がなかつたので、なにも結論できない。

#### § 4. 結 論

1 km 程度の span で、三点観測を行い、P 波初動部分のみかけの速度・方向を精度よく求めることができても、それだけから求めた震源の深さと位置には、かなりの系統的誤差があり得る。今回の観測が行なわれた地域には、爆破グループによつて概略の地下構造がわかっているのであるが、それをもとに簡単な水平構造を仮定してみかけ速度から震源の深さを推定すると、誤った結果を与える。みかけ速度から余震の深さの平均値は、22 km と推定されたのに、実は約 10 km より浅いというようなことが生じた。またみかけ方向についても、速度のはやい channel などが存在すると真の方向から 15° 位違つて了う場合がある。したがつて、小さい 3 点で得られるみかけの速度・方向だけから震源を決める場合には、どうしてもこれらの系統的誤差を補正しなければならない。そのためには大きな観測網は、補正值をきめるに必要な期間だけ行なえば充分で、一旦決つて了えればあとは小三点だけでかなりの精度の震源決定がなされると期待される。小三点の観測では、結果の整理が迅速に行ひ得るので、特に数の多い微小地震の震源決定に有効である。また、本論文でも示したように、みかけの速度・方向の系統的なたよりは、観測点のまわりの細かい地下構造についての情報を与えるものとなる。たとえば、火山地帯のマグマ溜りの存在などは、この方法で有效地に検出されると期待される。

#### 謝 辞

記録の解析に当つて、協力して頂いた地震研究所堀実、松本英照、安藤誠一、森章子の諸氏に心から感謝する。また宮村摂三助教授からは絶大な便宜と有益な助言を得た。地質構造との関連については、松田時彦氏の示唆に負う所が大きい。

### 17. Study of Earthquake Waves by a Seismometer Array.

#### Part 1. Aftershocks of the Kitamino Earthquake of Aug. 19, 1961.

By Keiti AKI,  
Earthquake Research Institute.

As reported in a preliminary paper by Miyamura and others, a multi-channel magnetic recording seismograph system was effectively used in locating small aftershocks of the Kita-Mino earthquake of Aug. 19, 1961. The seismograph system consists

of a tripartite net of vertical component seismometers having the span of about 1 km and two horizontal component seismometers placed at one point. The seismic signals are sent to the recording station by cable, and recorded on a single 6 mm magnetic tape by the use of a delayed trigger mechanism. The records are reproduced on a paper by pen writing galvanometers with the paper speed of 120 mm per second. The amplitude and phase characteristics of the system (from the seismometer to the galvanometer) are shown in Fig. 1 and Fig. 2 respectively. The phase differences among the channels are reduced to less than 5 degrees for the frequency range from 0.2 to 20 c/s. The accuracies of determination of the apparent velocity and direction of propagation are estimated as better than 4% and 3 degrees respectively for P waves from the aftershocks.

In order to determine the epicentre and the focal depth of these aftershocks from the obtained apparent velocities and directions of propagation, we used a crustal model based on the refraction result by the Research Group for Explosion Seismology.<sup>8)</sup>

This model has a horizontally homogeneous structure (Fig. 6). The average apparent velocity of P waves was 7.1 km/sec for the aftershocks (Fig. 5). This value combined with the average P-S time of 4.8 sec gives the average focal depth of 22 km for these shocks.

The Earthquake Research Institute also operated other two temporary stations, which together with our station, make a large tripartite network covering the aftershock area. The P and S arrival times at these stations are used to check the validity of our estimation of the focal depth of the aftershock. It was found that the true depths of these shocks can be no deeper than about 12 km.

The failure of correct depth estimation from the apparent velocities must be attributed to the improper choice of the crustal model. A modification of the model is proposed (Fig. 8), which gives better depth estimation and seems to be supported from other seismological and geological evidence.

We found for certain earthquakes that the apparent direction of the propagation of P waves must also be corrected for systematic error up to as much as 15 degrees. This correction can also be correlated with the detail of the local geology. Fig. 14 shows an example of these seismograms in which the initial P waves ( $P_1$ ) are the waves refracted horizontally along a possible high velocity channel and the later waves ( $P_2$ ) are the direct waves.

It was emphasized that a careful examination of the systematic error is necessary in locating the hypocentre by the use of the apparent velocity and direction of propagation of P waves obtained at a single multi-seismometer station. Once the systematic error is corrected, however, this method of locating the hypocentre is very effective especially for very small earthquakes.

### References

- 1) T. Asada and Z. Suzuki: Bull. Earthq. Res. Inst., 28 (1950) 415~420.
- 2) S. Miyamura and M. Tsujiura: Bull. Earthq. Res. Inst., 37 (1959), 347~358.
- 3) K. Aki, M. Tsujiura, M. Hori and K. Goto: Bull. Earthq. Res. Inst., 36 (1958), 71~98.
- 4) K. Aki and M. Tsujiura: Bull. Earthq. Res. Inst., 37 (1959), 207~232.
- 5) T. Matumoto: Tesikaga Earthquake of Jan. 31, 1959, Bull. Earthq. Res. Inst., 37 (1959), 531~544.

- 6) S. Suyehiro: Papers in Meteorology and Geophysics, **10** (1960), 178~196, 11 (1960), 97~143.
  - 7) S. Miyamura, M. Hori, K. Aki, H. Matumoto and S. Ando: Bull. Earthq. Res. Inst., **39** (1961).
  - 8) Research Group for Explosion Seismology: Bull. Earthq. Res. Inst., **39** (1961), 285~326.
  - 9) T. Mikumo, M. Otsuka, T. Utsu, T. Terashima and A. Okada: Bull. Earthq. Res. Inst., **39** (1961), 327~349.
  - 10) S. Omote, N. Nakajima, S. Saito, I. Karakama, I. Kayano and K. Kaminuma: Bull. Earthq. Res. Inst., **39** (1961).
  - 11) Y. Hattori: A study on the interpretation of the time-distance curves of refraction waves. Nippon Butsuri-Tanko K.K., Engineering Geology, Ser. 2. (1962).
  - 12) T. Matuzawa: Bull. Earthq. Res. Inst., **14** (1936), 38~67.
  - 13) M. Newlands: Phil. Trans. Roy. Soc. (London), A, **245** (1952), 213~308.
  - 14) C. F. Richter: Elementary Seismology, Freeman Co., San Francisco, 1958, p. 282.
-