

局所地震の入射角と震央距離との関係について

赤 松 純 平・古 沢 保

ON THE RELATION OF THE ANGLES OF INCIDENCE OF P WAVES FROM LOCAL EARTHQUAKES TO THE EPICENTRAL DISTANCES

By *Junpei AKAMATSU and Tamotsu FURUZAWA*

Synopsis

The particle motions of seismic waves obtained from the short period observational system and the system of automated analysis at the Amagase Crustal Movement Observatory are analyzed to examine the relation of the angles of incidence of P waves from both quarry blasts and local small earthquakes to the epicentral distances. The velocity of the surface layer of the local crust and the accuracy of hypocentral determination of local earthquakes are discussed.

1. は じ め に

天ヶ瀬地殻変動観測室では、短周期地震波観測システムにより、アナログ磁気テープに地震波データが自動的に編集されている¹⁾。この地震波データのうち、PS時間が約8秒以内の局所地震を対象に、電子計算機を用いて、地震波の識別とデータ解析のための自動処理システムが開発され、P波初動、入射方位と入射角、P波継続時間、およびSH, SVの識別等地震波の読取りに関するデータと、P, S初動部分の particle motion やスペクトル等波形解析のデータとが自動的に得られている^{2), 3)}。この観測および処理システムにより得られるデータをもとに、これまで、初動入射方位の偏奇、スペクトルの地域的特性、SH, SVの onset の差およびS波の polarization 等が、震央位置との関係で議論されてきた^{2), 3), 4), 5)}。しかしながら、入射方位の偏奇は、観測点近傍の横方向での不均質により生じていると考えられるので、これを定量的に検討するには入射角への依存の様子を吟味する必要がある。また、地震波のスペクトルやS波の polarization 等は震源での応力の解放のされ方を反映していると考えられるので、震源の深さの影響も問題になる。すなわち、これまで議論されてきた問題を地殻構造や応力状態と結びつけて考えていくには、観測点に於る波の入射角および震源の深さをも考慮する必要がある。

地殻内部で発生する局所地震の震源決定に於る深さの精度は、震央位置の精度に比して悪いとされている。しかしながら、天ヶ瀬附近にはPS時間が1～2秒の非常に近いところに数多くの地震が集散的に発生する領域があり、先に述べた自動処理システムではPS時間の読取りは0.2秒以内の精度があるので、このように震央距離と震源の深さが同程度の場合、深さを入射角から精度よく推定することが期待できる。

以上のような観点から、ここでは、PS時間が6秒以内の局所地震のP波の入射角と震央距離との関係を吟味する。更に、震源決定に用いられた速度構造に於て、震源位置から観測点に到る波線により計算される入射角と、観測値とを比較検討する。3成分観測による地震波データから particle motion diagram を描き、その傾きから入射角を求めるには、各成分の総合特性が揃っていて、安定に保たれていなければならない。これは附近の採石場での発破震動の particle motion の解析により検定されているが、そこで得られた地表附近の速度構造についても報告する。

2. データと解析方法

解析に用いたデータは、1969年から'72年までの毎年約1カ月間のデータレコーダによる臨時観測、および短周期地震波観測システムによる'74~'75年の観測データのうち、阿武山地震観測所の微小地震観測網

Table 1. Models for the crustal structure used in hypocentral determination.

No.	V Km/sec	H Km	No.	V Km/sec	H Km
1	5.5	5.5	1	4.5	0.5
			2	5.5	4.5
2	6.2	25.5	3	6.0	15.0
3	7.7		4	6.7	10.0
			5	8.0	



Fig. 1. Location of epicenters of local small earthquakes. Open circles show the epicenters determined using the structural model consist of five layers and dots, three ones, respectively. The parameters of the models are listed in Table 1.

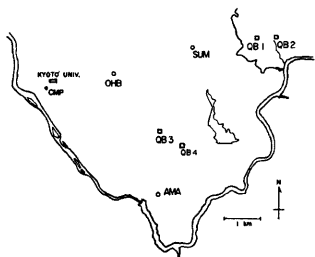


Fig. 2. Location of observational points (circles) and quarry sites (squares).

による震源情報の得られている地震53個、附近の採石発破26個である。震源決定は、'74年までは3層構造により、'75年は5層構造により行なわれている(Table 1)⁶⁾。これらの地震のマグニチュードは1~2.5であり、深さは5~20kmの範囲に求まっている。震央の分布をFig. 1に示す。

観測期間が長期に亘っており、観測装置も種々変更されているので、各成分の calibration が重要になってくる。これは、附近の採石場などの発破を利用して行なっている。Fig. 2 に、観測点 AMA と採石場や土木工事場の発破点 QB の位置を示す。Fig. 3 に同一の発破点から伝播してくる波の再現性を見るために、立ちあがり

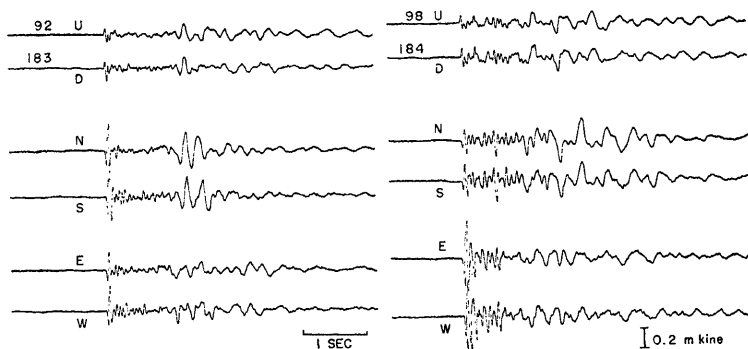


Fig. 3. Examples of three components of seismograms of quarry blasts, showing the good reappearance of the waves.

を一致させて成分ごとに記象が並べてある。採石場内での発破地点の移動、段発のかけ方の違いなどにより phase の出方にわずかな違いはあるが、発破点に対応した波形をしており再現性も良好である。Fig. 4 に P 初動の水平面内および垂直面内の particle motion の例を示す。Nos. 44, 129 と Nos. 92, 183, 222 は QB1, QB2 であり Nos. 98, 119, 184, 237 は QB5 である。水平面内に於ては $2^{\circ}\sim 3^{\circ}$ の精度で発破点の方向を向いている。このことから、波が発破点から横方向に偏奇せずに伝播してきたこと、水平 2 成分の総合特性もほぼ同一であったことが判る。さらに、垂直面内に於ても、波の再現性は非常に良好であり、3 成分とも特性が安定に保たれていたことを示している。垂直面内の particle motion は初動後 1 サイクルの直線性は非常に良く、 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}$ の精度で傾きが読みとれる。このようにして得られた見掛けの入射角 i が Fig. 5 に発破点ごとに示してある。QB1 のデータは、'69年から'75年までを含んでおり、この間観測装置は変更されているが、値のバラつきは $\pm 3^{\circ}$ 以内である。QB5 は、'75年の一時的な土木工事である。このように同一システムでの観測では差は認められない。以上のことから、波の入射方位、上射角は、観測計器の変更にとまなう誤差を考慮しても、 $\pm 3^{\circ}$ 以内で求まることが判る。

観測点 AMA は坑道内にあるため見掛けの入射角と真の入射角との関係は、周波数によって変化することが予想される。また震源から観測点に到る波の伝播経路での構造の変化が波におよぼす影響は、構造の大きさと波長との関係で異なった現われ方をする。解析に用いた局所地震の初動の見掛けの周波数は 15Hz 前後であるが、P 波部分の卓越周波数は震源の地域に関係して変化している^{2), 3)}。従って、particle motion の方向を議論するためには、その周波数成分を検討しておく必要がある。データ処理の面から云

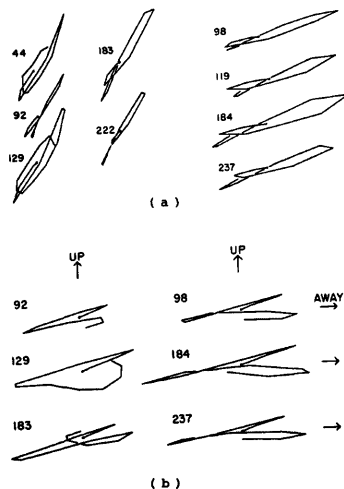


Fig. 4. Particle motion diagrams of P initial motions from quarry blasts in the horizontal plane (a) and in the vertical plane (b).

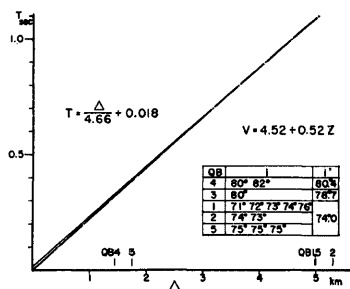


Fig. 5. Travel time of P waves from buary blasts and angles of incidence of P initial motions.
 i : observed angle, i' : calculated angle.

うと, ground noise と地震波の卓越周波数とが違うので, 周波数成分に分けることによって SN 比が大きくなり, 解析の精度が上がる。以上のような理由により, 自動処理システムでは, 5Hz から 25Hz まで 5Hz きざみの 4 種の周波数帯に分けて, particle motion の性質 (直線性, 継続時間, 方向) が求められている。

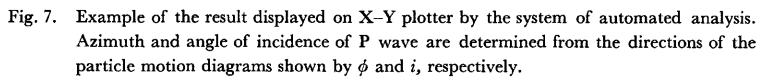
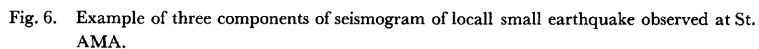
Fig. 6 にデータレコーダ から再生された局所地震波の例を, Fig. 7 に自動処理により XY プロッター に描き出された上下動の各周波数成分ごとの波形と, 水平面内, 乗直面内の particle motion diagrams の一部を示す。この例では P 初動はパルス的であるので, 各周波数成分での diagrams の直線性は良好であり, 波の入射方位, 入射角ともほぼ同じ値に求まる。しかしながら地震によっては, 周波数帯によって, 直線性の良否, 継続時間, 入射方向等が変化することがある。従って, 入射方向を決定する上で重要な波の直線性と継続時間を吟味しておかなければならない。

自動処理に於ては, 各周波数成分ごとに, 上下動と radial 成分の波形の 1 サイクル区間の 相関を計算区間を移動させながら求めておき, その係数 $P_{rP}(t)$ の値が 0.8 以上である時間を継続時間 T_P として求めている。Fig. 8 は T_P の頻度分布である。横軸は時間ではなく, 各周波数帯の中心周波数に相当する周期を単位にとってある。particle motion diagram の方向を求めるには, 実用上 onset から 1 周期以上直線性が良好であればよい。図には T_P が 1 周期以上継続した時間の割合が示されている。10~15Hz, 15~20Hz の周波数帯でこの値は大きい。分布の様子をみると, 15Hz 以上では 0.4 以下にピークがあるが, 10~15Hz にはそれがない。このようなことから, onset 後 1 サイクルの particle motion を用いて方向を決めるには, 10~15Hz の周波数帯を用いるのが適当と考えられる。Fig. 9 は, このようにして求めた水平面内の波の入射方向の震央方向からの偏奇を示す。既に述べたように, この傾向は構造の横方向の不均質を反映していると考えられる³⁾ ので, 入射角 i_{obs} は震央方向ではなく波の入射方位 ϕ を含む乗直面内の particle motion diagram の傾き i から求める。Fig. 7 の例には, 10~15Hz の周波数帯の particle motion diagram に読取った ϕ, i が示されている。

3. 解析結果と議論

3.1 発破震動の P 初動の入射角と地表附近の速度構造

Fig. 5 の図中の表の, 発破点ごとの入射角 i は震央距離 Δ が 1.4~1.8km の QB3, 4 で 80°~82°, 5km の QB1, 2, 5 で 71°~76° である。この違いは入射角の決定精度を越えており, Δ の増加にともなって入射角が減少する傾向を表わしている。観測点と発破点とを含む領域の地表附近の速度構造は, この発破震動の走時解析から 4.66km/sec の均一層と求まっている³⁾ が, 入射角の変化のしかたは, 深くなるに従って速度が大きくなっていることを示している。速度が深さと共に直線的に増加する場合, i.e. $V = V_0 + kz$, 走時 T , 入



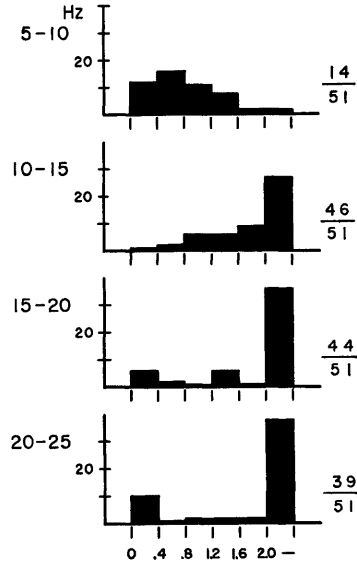


Fig. 8. Histograms of durations of P motions. Unit of abscissa is normalized by the period of pass band.

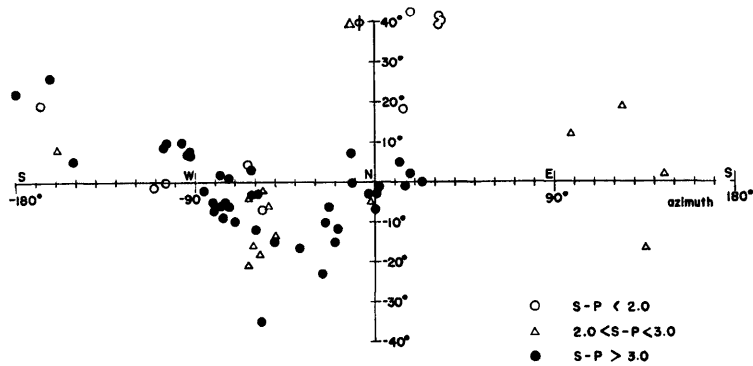


Fig. 9. Deviation of the arrival directions of P waves from the directions of source in the 10-15 Hz band, as a function of azimuth.

射角 i 、波線の最深点の速度 V_m の間には次の関係がある、

$$T = \frac{2}{k} \sin^{-1} \left(\frac{kD}{2v_0} \right), \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\sin i = \frac{V}{V_m}, \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$V_m = V_0 \sqrt{1 + \left(\frac{kD}{2v_0} \right)^2}. \quad \dots\dots\dots (3)$$

いま、QB1 の値を用いて、 $\Delta = 4.98\text{km}$, $T = 1.09\text{sec}$, $i = 74^\circ$ とすると

$$V = 4.52 + 0.52z \quad \dots\dots\dots (4)$$

となる。この値を用いて、(2)式から求める QB3, 4 に対応する入射角 i' が Fig. 5 に観測値 i と並べて示してある。違いは 2° 以内であり、観測値とよく一致する。また走時解析で得た走時と (1) 式による走時とが示されているが両者の違いは Δ が 1.5km で 8msec である。走時解析ではその精度が 1/100 秒程度であるので、ミラージュ現象として解釈することは困難であるが、入射角を吟味することにより、速度構造を厳密に議論することが出来る。

3.2 局所地震の P 初動の入射角

局所地震の P 初動の particle motion diagram から求めた入射角 i_{obs} と震央距離 Δ との関係が Fig. 10 に示されている。全体として、 Δ の増加に伴ない i_{obs} の増加が見られる。 Δ が 15km 以内では Δ の小さな変化に対して i_{obs} は 15° から 50° まで大きく変化している。15km から 25km まででは 50° の両側 10° に分布している。更に Δ が増加するに従い約 60° に収束する傾向がある。このように Δ の増加に伴ない i_{obs} が増加し、しかも分布する範囲が小さくなると言うことは、地震の深さの分布する範囲が Δ によらず同じであることを示すものと考えられる。

Δ が 40 km で震源の深さが 5~20 km の範囲にある場合、震源決定に用いられている 5 層構造では ray path から入射角は $54^\circ \sim 62^\circ$ (3 層構造では $43^\circ \sim 49^\circ$) に収まり 8° の範囲に入る。Fig. 10 の Δ が 30km 以上での i_{obs} の分布は 10° 以内に収まっており、値そのものは違うが予想される分布範囲にほぼ等しい。このことから、局所地震の場合の入射角 i_{obs} の決定精度は $\pm 5^\circ$ 以内と考えられる。

Fig. 10 の下側に、 i_{obs} と、震源決定に用いられた構造での ray path から求める入射角 i_{model} との差 $\Delta i (= i_{obs} - i_{model})$ が示されている。'74 年以前と '75 年とでは震源決定に用いられた阿武山地震観測所の観測網、記録方式および構造モデルが異なっているので、区別して示してある。'75 年のデータ (白丸) は 0° から 20° の範囲に分布するが、'74 年以前のデータ (黒丸) は -18° から 13° に分布し、両者の分布範囲が大きく異なっている。これは 5 層構造につけ加えられている 4.5 km/sec の表層より i_{model} が小さくなることに帰因する。いずれの場合も Δ が 30km 以上では分布する範囲は 10° 以内であり、先に述べた i_{obs} の精度 $\pm 5^\circ$ に一致する。 Δ が 20km 以内では値のバラつきは i_{obs} を越えて大きくなっている。

天ヶ瀬の近くでは、2ヶ所で群発して地震が発生する⁵⁾。Fig. 1 の分布図には、北東約 6km に 2 個、南西約 8km に 2 個、それぞれグループの地震の震央が示されている。既に報告したように、1972 年の観測期間中の例では、北東のグループは 8 月 3 日から 28 日までの期間に 11 個、南西のグループも 8 月 6 日から 31 日までに 11 個発生している。いずれのグループに属する地震も観測点 AMA と亀岡市内の臨時観測点 (AMA の北西約 36km) との 2 地点において、PS の間の phase の出方 (振巾と初動からの時間) が逐一对応づけられ、それぞれほぼ同じ地点で発生していることを示している。PS 時間でみると、北東グループは AMA に於て 1.21 又は 1.22 秒であり、南西グループはやや速くて 1.53 又は 1.54 秒である。いずれのグループの地震も、データのサンプリングタイム 0.01 秒以内で一致している。このことから、大森係数を 8.2 ($V_p = 6.0\text{km/sec}$, $V_p/V_s = \sqrt{3}$) とすると、グループの地震はそれぞれ 80m 以内の領域で発生していると考えられる。また北東のグループの地震の震央方位は $30^\circ \sim 33^\circ$ であるが、particle motion から求めた波の到来方向は 70° であり、入射方向の偏角が他の地震に比べて異常に大きい (Fig. 8) すなわち、これらのことは、Fig. 1 の

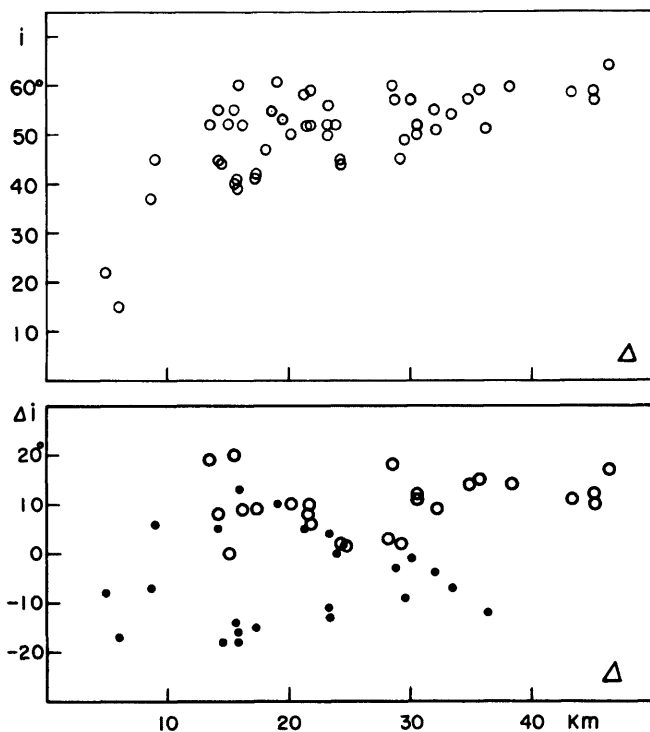


Fig. 10. Relation of apparent angles of incidence of P waves to epicentral distances (upper) and differences of the apparent angles and calculated ones (lower) assuming the ray paths from sources to the station in the five layers model (open circles) and in the three layers one (dots).

震央分布図に示されるごとく、これらのグループの地震は震源決定に用いられた観測網（十印）の外に位置するため、震源の精度が悪くなっていることを反映したものと考えられる。 Δ が20km以内の範囲で、 Δi が大きくバラつく傾向 (Fig. 10) にあるのも、上と同じ事情によるものと解せられる。

以上述べてきたように、 Δ が小さい地震は、particle motion の方向と PS 時間とにより震源位置、特に入射角が小さく、波線の立っている場合深さについて議論できる。しかしながら、発破震動の場合走時解析の結果と particle motion の解析結果とは良好な一致を見たが、地震の場合は走時解析で得られている震源では観測された入射角の値が Δ の大きい範囲に於ても説明できない。このことは、水平面内に於る P 初動の入射方向の偏奇が発破震動には見られず地震の場合にだけ生じると云うこと、すなわち 4.66 km/sec の地表面層の下部に深の構造の横方向の不均質の存在と云うことに関係していることが考えられるので、入射角に於る site 特性、特に方位への依存関係を、データを増すと同時に、もう少し Δ の大きい地震をも合わせて検討する必要がある。

これまでの議論では、 i_{obs} を地震波を地表面で観測する場合の見掛けの入射角としてではなく、入射波の真の入射角として扱ってきた。これは、10Hz 以上に卓越周波数を有する微小地震の場合、抗道内の観測点

AMA の振巾が、露岩上の点 SUM の半分以下であることから、振巾については AMA は表面効果をほとんど受けない観測点と見做せること、従って入射角 i_{obs} も表面効果を受けていないとしたためである。しかしながら、地中で観測する場合は見掛けの入射角と真の入射角の関係は周波数に依存して変化することが予想されるので、△の大きい、従って卓越周波数の低い地震を扱う場合の問題点となる。今後炭山地震観測室 SUM のデータをも合わせて検討していく。

3. ま と め

天ヶ瀬地殻変動観測室で観測される発破震動および局所地震の P 波初動部分の particle motion の解析により、次のことが得られた。

- (1) 採石発破の P 初動の入射角は震央距離と共に小さくなり、地表附近の波の伝播速度が (4) 式で表わされるように深さと共に増大することを示している。
- (2) 発破震動の走時解析では 4.66 km/sec の速度値しか求まっていない。このことから構造の詳細な議論に particle motion の吟味が有効であることが判る。
- (3) 震央距離が 50 km 以内で発生する局所地震の観測点に於る P 初動の入射角は、10~15Hz の周波数帯の particle motion diagram により、 $\pm 5^\circ$ 以内の精度で求めることが出来る。
- (4) 局所地震の入射角は震央距離の増加に伴って増加し、その分布する範囲は距離の増加と共に小さくなり一定の値に収束する。これは、距離によらず震源の深さの分布する範囲が同じであることおよび近距離で深さの違いが現われやすいと云うことを反映したものと考えられる。
- (5) 震源決定に用いられている速度構造に於て、震源から観測点までの ray path を考えて得られる入射角と particle motion diagram から求める入射角とは一致しない。震央距離が 20 km 以内ではその差が非常に大きくなる。このことは、波の入射方向についての site 特性を、もっと遠い地震のデータをも加えて検討する必要があることを示すと同時に、極く近い地震の震源位置が particle motion の方向と PS 時間とで議論できることをも示している。

終りに、震源についてのデータを下さった平野 勇氏はじめ京大阿武山地震観測所の方々には深く感謝の意を表します。また観測を手伝っていただいた広野秋男氏に厚くお礼申し上げます。なお、データ処理に於て京大理学部地震予知センターの AD 変換機 DATAC-2000T および防災研究所資料センターの電子計算機 FACOM230-25 を使用した。

参 考 文 献

- 1) Furuzawa, T.: Some Problems of Seismic Data Processing, Part 1. Observational Systems and Instrumentation, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, No. 1, 1974, pp. 49-66.
- 2) Furuzawa, T.: Some Problems of Seismic Data Processing, Part 2. Data Processing Techniques for the Detection and Analysis of P and S Waves of Local Earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, No. 3, 1974, pp. 127-145.
- 3) Furuzawa, T.: Some Problems of Seismic Data Processing, Part 3. Particle Motion Analysis of Local Earthquake Waves and the Underground Structure beneath Recording Sites, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 26, No. 1, 1976, pp. 1-15.
- 4) 赤松純平・古沢 保・入倉孝次郎：天ヶ瀬地殻変動観測所で観測される局所地震の S 波の性質について、京都大学防災研究所年報，第18号 B, 1975, pp. 11-21.
- 5) 古沢 保・入倉孝次郎・赤松純平：京都府南部で発生する微小地震の Body Waves のスペクトルの地域的特性について，地震第 2 輯，第26巻，1973, pp. 275-284.
- 6) 平野 勇：私信