

えびの、吉松町における地盤の震動特性の調査 (I)

吉川 宗治・島 通保・後藤 典俊
入倉 孝次郎・赤松 純平

INVESTIGATION ON VIBRATIONAL CHARACTERISTICS OF THE GROUND IN THE REGION OF EBINO AND YOSHIMATSU (I)

By *Soji YOSHIKAWA, Michiyasu SHIMA, Noritoshi GOTO,*
Kojiro IRIKURA and Junpei AKAMATSU

Synopsis

The observation of earthquakes and seismic prospecting were carried out in the damaged area by Ebino Earthquakes in March, 1968. The method to estimate the vibrational characteristics of the ground and earthquake motions at the basic layer were investigated. The spectra of incident waves to basic layer were computed on the basis of those at the surface by use of inverse filters. Inverse filters were respectively estimated on the basis of actually measured *S* waves' distribution and assumed depth of the basic layer. The incident waves were computed by use of simultaneously observed seismograms at more than two places, 0.1–2.0 km apart from each other. In order that the amplitude spectra of incident waves coincide at those observation points, the geological structure in respect to *S* waves and the basic layer must be appropriately assumed. This procedure was made by computer program.

1. 序

昭和43年2月21日おこった Magnitude 6.1 の“えびの地震”は、宮崎、鹿児島県境のえびの町、吉松町において、山くずれ、家屋の倒壊など多大の被害をひき起した。この震害を受けたのは、川内川流域の加久藤盆地および盆地周辺のシラス台地の非常に狭い地域に限られている。震害地の特徴は、河川敷、或は火山灰地からなる軟弱地盤と、古加久藤湖に堆積した新しい「シラス」層からなる急傾斜の不安定な崖面をなしている山地である。その後も震度4～5を含めて、かなり大規模な群発性の地震が発生した。

我々は3月7日より一週間、震害地であるえびの、吉松地区で地震観測および地震探査を行ない、この地区の地盤の震動特性、地震基盤面の問題の検討を試みた。

筆者等は松代にてPおよびS波探査によって地下構造をもとめた地点で、地震の地表および地中観測を行ない、地震時の地盤の震動特性を説明するのに、S波探査が非常に有効であることを示した¹⁾。しかしながら、S波探査は現在のところ小規模であり、好条件にめぐまれないと、たかだか20mの深さまでしか構造を決められない。ボーリング孔を利用して探査を行なえば、現在の方法でも、もう少し深い所まで知ることができるが、震害地の調査に際してはボーリング孔を得られない場合が多い。

耐震工学上、震動特性を論じる際、実際にどの程度の深さの地下構造まで考慮する必要があるのかが問題である。最近地震基盤という問題が注目され、S波速度を一つの基準とすることが研究されている²⁾。

半径2km程度の地域に対して、地震基盤面を設定し、その震動特性を決めるには、何地点か地下数百米

の地下構造を求め、地震観測を地表と地中で行なうことが必要である。そして実際に観測された地震波の地中振巾分布と S 波速度分布の関係を調べ、震動特性に影響する深さとその S 波速度値を検討せねばならない。さらに S 波速度分布の有効性、粘性などによる減衰常数の項の check も行なわねばならない。

もともと地震基盤の問題は、確定された構造に於いて、どの深さを地震基盤とするのかの問題であるが、今回の調査では、S 波探査も小規模で、浅い所の構造しか求まらず、地震観測も地表のみでしか行えなかった。そこで我々は地表付近の S 波探査の資料と、深部の弾性常数の推定値および、地表で観測された地震波記録を基にして、地震基盤の定義そのものを用いて、地震基盤を推定する方法を考えてみた。

ここでは、地震基盤の条件として、ある程度の広がりを持った地域を考えた時、表層の構造は、その地域内でいろいろ異なっているが、ある深さになると、表層における S 波速度の変化に比して、S 波速度の余り変化しない、かなり様な層があり、そこへ入射する地震波は震源からの距離の余り変わらない地点では、ほぼ同じ振巾スペクトルを持つと考える²⁾。

地震基盤面を推定するには、まず前もって P 波および S 波探査で地下構造の求められている二つ以上の観測点で同一地震を観測する。各観測点で実測された地下構造の弾性常数の分布および観測された大小いくつかの地震の平均スペクトルから、それぞれの地点で独立に *inverse filter* を推定し、基盤入射の波を計算する。それらの計算された基盤入射波の *spectra* が異なっている時は、一致するように少し深い層を推定して、順次 *inverse filter* をつくりなおし、基盤入射波を計算しなおし、どの程度の深さ、および *velocity* 分布まで考慮する必要があるかを計算しつづける。

ある地域の地震基盤面を決める *process* としては、はじめに余り離れていない、表層の異なる 2 地点間の比較を行ない、表層の効果をとり除く。この場合は、比較的浅い所の層構造を考慮するだけで、入射波の一致するような面を見出し得ると考えられる。

次に少し離れた 2 地点間の比較を行なう時には、さらに深い層を考慮して *inverse filter* を作り、入射波が一致するように基盤面の深さ、およびその面までの S 波速度分布を推定出来ればよい。ただし基盤面入射の波を 2 地点間で同一を考えるためには、震源の *radiation pattern*, 震源から基盤面までの *pass* の影響は殆ど変わらないという条件が必要である。

京大防災研、東大震研の観測によると、えびの地震の余震の震源の深さは、5 km ~ 20 km の間に分布している。我々の観測点間の距離は 2 km 以内、P-S time は 2 地点の比較観測で殆ど変わらず 1 ~ 2 秒であるから、どの観測点でもほぼ真下に近い方向から波がやって来ていると考えられる。従って 2 地点間では震源と伝播経路の効果は余り変わらないと考えてもよい。震源からの *azimuth* の違いによる影響を除くには、2 地点で入射方向の余り変わらない地震を用いる必要がある。

inverse filter の *parameter* は層状地盤において、各層の厚さ、密度、弾性定数、粘性係数、基盤面への入射角などである^{(3),(4)}。各地点でこれらの *parameter* の決定に際して、10 m 程度の深さまでの各層の厚さと弾性定数は、地震探査による既知の量であるが、それ以上の深さにおける震探のデータのない所は、Fig. 3 に示される *computer flow* の出発値として、観測された大小地震波のスペクトルの平均、雑微動のスペクトルなどを説明するような値を採用した。

現在のところ、解析は続行中で、実際上えびの町、吉松町一帯の基盤面の推定は出来ていないが、方法としてはかなり有効であると思われる。

2. 観測点の概況と観測方法

Fig. 3 はえびの町、吉松町一帯の地図であり、観測点は図中■印で示されている 4 地点である。

我々は観測点を倒壊家屋が最も多く、被害の中心となった加久藤盆地の川内川の東岸沿いにある京町、鶴丸と、その対岸にある般若寺、および主としてシラス段丘の斜面崩壊によって被害を受けた盆地南縁の弊田に設置した。

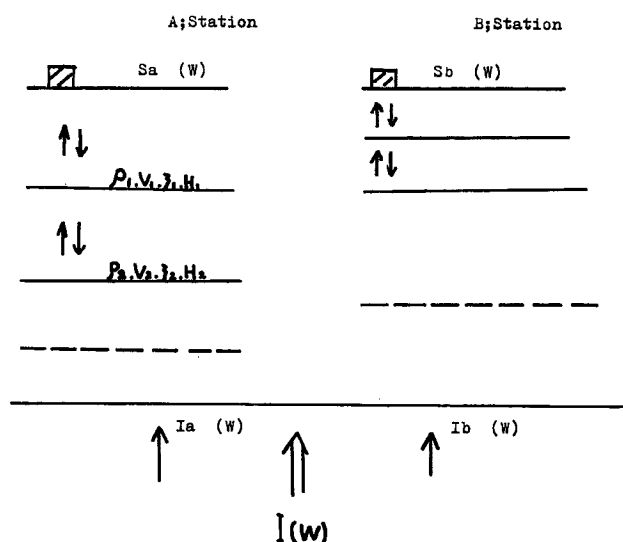


Fig. 1

近い2点間の比較観測をするために，鶴丸，般若寺において，表層の明らかに異なる2点，小高い住宅地と100mほど離れた，低くなっている田んぼで同時観測を行なった。さらにもう少し離れた2地点間の比較をするために，京町の観測点を固定して，他の観測点一鶴丸，般若寺，弊田一を次々に移動させ，京町ともう一点の2地点間で同一地震の比較観測を行なった。

鶴丸，般若寺での近い2点間の比較観測は水平動地震計を用い，同一方向の水平成分のみで行ない，遠い2点間の比較観測は，各観測点共，垂直および水平2成分の3成分をもちいて行なった。使用した地震計は固有周期1secのmoving coil，速度型の垂直動地震計と水平動地震計である。

京町の観測は，地震計一直流増巾器—Pen Recorder，他の移動観測点は地震計一直流増巾器—Data RecorderのSystemで行なった。

3. 解析の方法

耐震工学上最も重要と考えられるSH波入力の場合に限って議論を進める。

基盤から地表まで*i*層の層状媒質を伝播してきた地震波から，表層の効果を取り除き，基盤入射波のスペクトルを求めるためのinverse filter F は

$$F = F(\rho_1, \dots, \rho_i, v_1, \dots, v_i, \xi_1, \dots, \xi_i, h_1, \dots, h_i, \dots, \theta, \omega)$$

の形であらわされる。

ここで ρ_i, v_i, ξ_i, h_i はそれぞれ *i* 層目の密度，S波速度，粘性係数，層の厚さであり， θ は基盤入射の角度， ω は角周波数である。

これらのparameterのうち，filterの形に大きく影響するのは，S波速度と層の厚さである。もちろん粘性係数，密度，入射角も今後検討していく必要があるが，ここでは $\rho_1 = \dots = \rho_i = 1.0$ ， $\xi_i = 0.0$ ， $\theta = \pi/2$ として計算する。

S波探査で求められた深さまでのS波速度および層の厚さは既知の量とし，それ以上の深さはprocessの中で適当に近似して決めている。

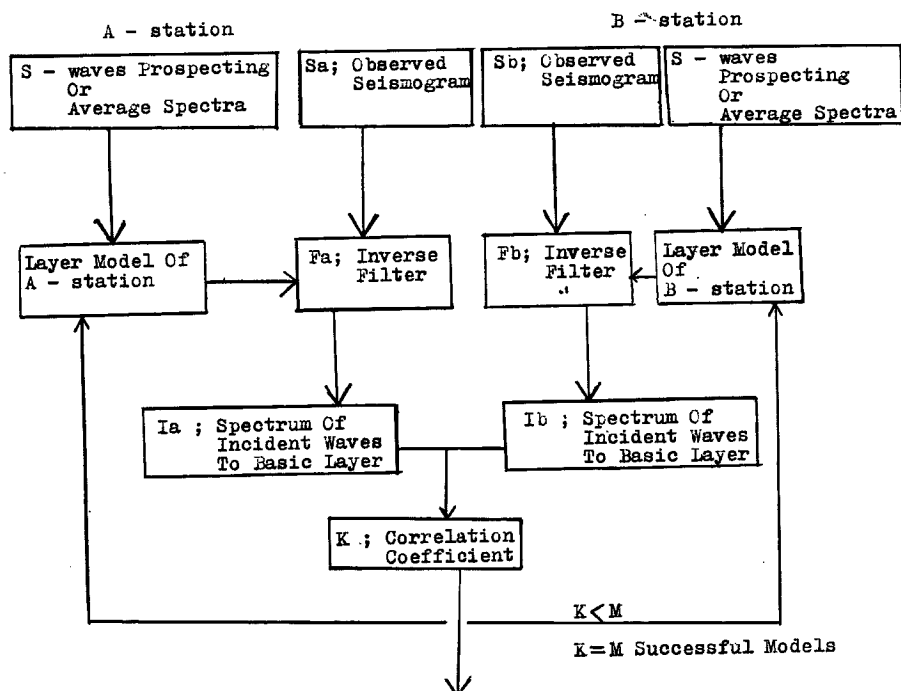


Fig. 2 Computer flow diagram

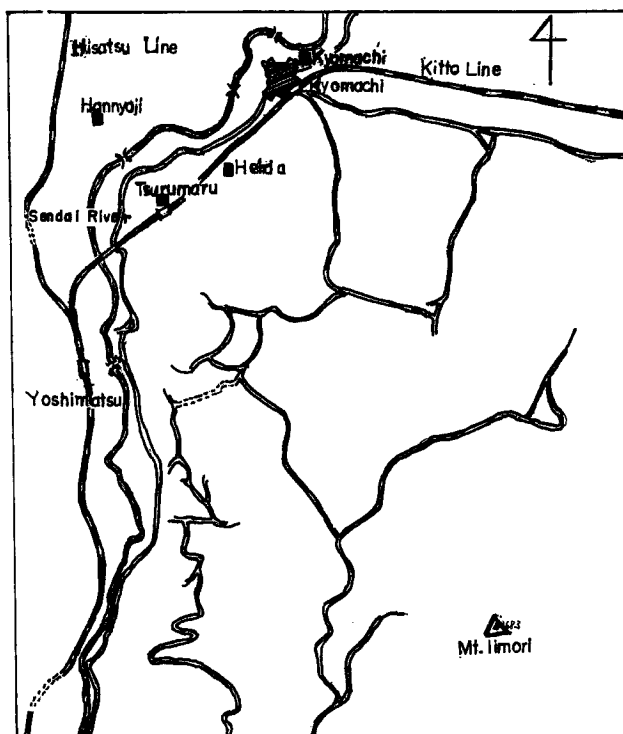


Fig. 3 Rough map in the region of Ebino and Yoshimatsu

比較観測をする地点を A, B とし，表層の構造と基盤層を模式的に Fig. 1 の如く示す。A, B 2 地点で同時観測された地震波の S 波部分の振巾スペクトルを $S_A(\omega)$, $S_B(\omega)$ とする。表層の効果を取り除く inverse filter を $F_A(\omega)$, $F_B(\omega)$ とすると，基盤入射波のスペクトルは，

$$I_A(\omega) = F_A(\omega) \cdot S_A(\omega)$$

$$I_B(\omega) = F_B(\omega) \cdot S_B(\omega)$$

で計算することができる。

はじめに $F_A(\omega)$, $F_B(\omega)$ は computer flow の出発値として，地震探査のデータを基にして推定し，入射波の振巾スペクトル $|I_A(\omega)|$, $|I_B(\omega)|$ を求め，2 地点間の相関係数を計算する。次に相関係数が 1 に近付くように順次近似を補正しながら， $F_A(\omega)$, $F_B(\omega)$ の最適値を求める。

computer flow diagram は Fig. 2 に示されている。相関係数 K は 1 になればよいが，観測誤差や model を単純化したための誤差などがあるため，實際上 1 にはならない。Fig. 3 の下方に描かれている M は，1 からこれらの誤差を差引いた値を意味している。

4. 解析結果

Fourier spectra

各地点で観測された地震は A-D converter と一部 comparator による読み取りにより，0.01 秒間隔で digital 化し，S 波部分 256 個のデータ，すなわち 2.56 秒間の Fourier spectra を計算した。観測された震度 1～2 の地震の継続時間は，2～3 秒間程度であり，Fourier 解析の分解能として 2.56 秒間で十分と考えられる。

Fig. 4 は鶴丸で観測された震度 2 の 2 つの地震の seismogram と，NS 成分の S 波部分の Fourier spectra である。2 つの地震の spectra の形は地震によってかなり異って見えるが peak の位置だけみるとほぼ一致しているのがみられる。Fig. 4 に示されているものと同じ地震を京町で観測したものが Fig. 5 に示されている。同一地震の spectra の形は傾向として京町でも鶴丸でもよく似て見えるがシャープな peak の位置は，むしろ観測点によってずれてきている。京町で観測された地震の spectra は低周波の peak

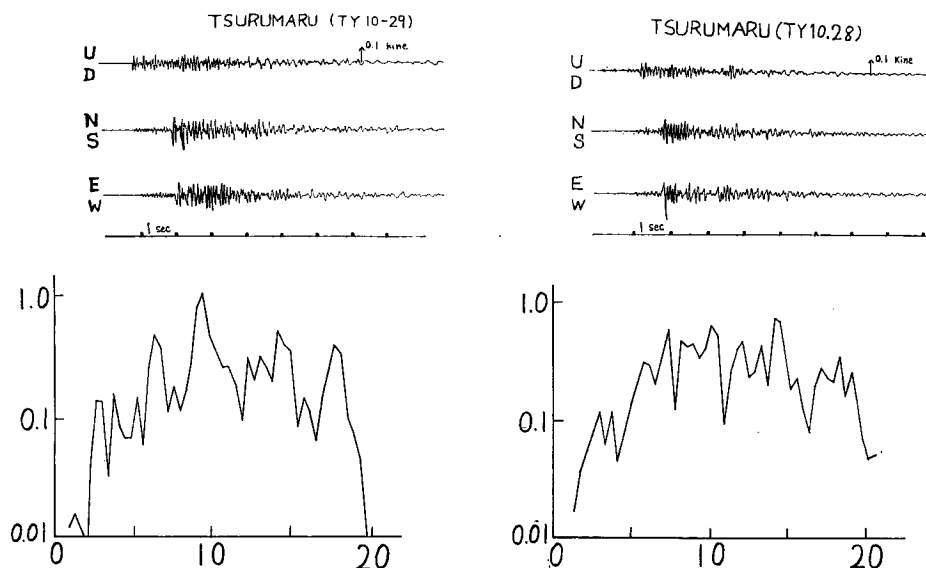


Fig. 4 Seismograms at Tsurumaru and their S parts' velocity spectra of horizontal NS component

がはっきりしていて、15 cps 以上には peak がなくなっているなど地盤の特徴が現われている。

Fig. 6 は般若寺で観測された震度1の地震の例であり、Fig. 7 は幣田で観測された震度1の地震の例である。

震度1～2程度の地震では、3～20 cps の間にも peak が現われ、それより低周波の特性の議論は出来ない。

Average spectra

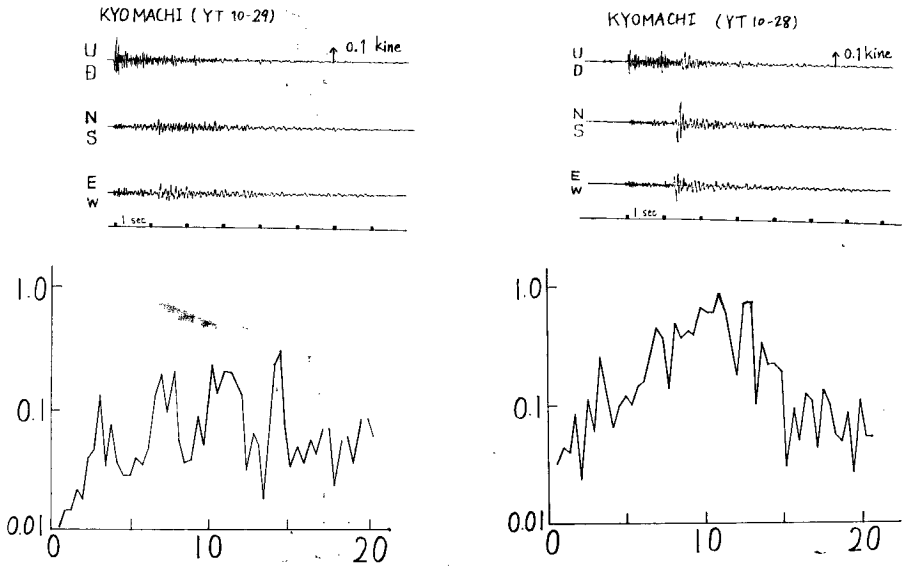


Fig. 5 Seismograms at Kyomachi and their *S* parts' velocity spectra of horizontal *NS* component

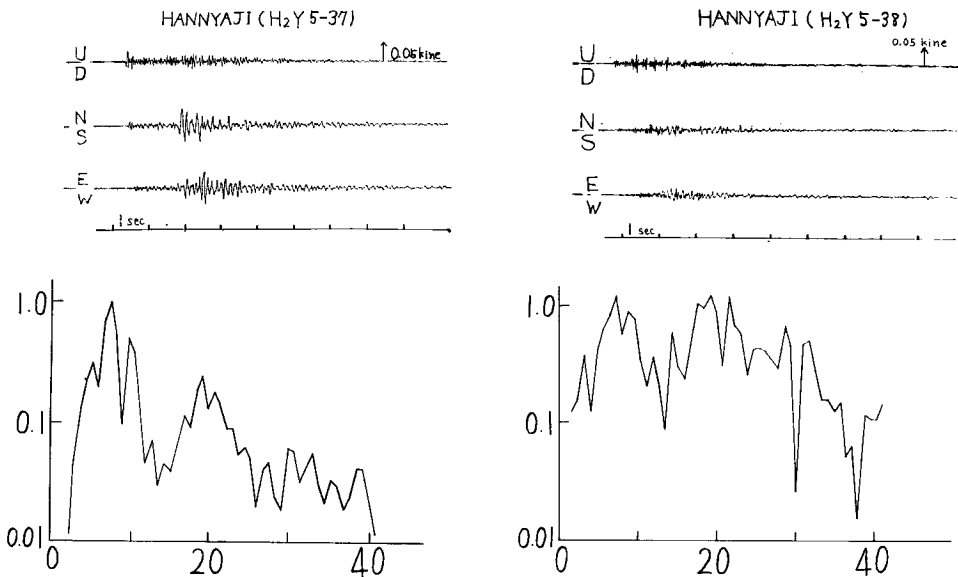


Fig. 6 Seismograms at Hannayaji and their *S* parts' velocity spectra of horizontal *NS* component

各観測点で観測された震度 1～2 の 5 つの地震の spectra 相乗平均した Average spectra が Fig. 8～11 に示されている。

個々の地震の震源や伝播径路による spectra の違いが random であるとする、いくつかの地震の相乗平均をとることにより、地盤の震動特性を強調することができる。点線が S 波探査結果から計算された理論 spectrum である。10 cps 前後の peak は理論 spectrum とよく一致するが、観測された平均 spectra は、もっと低周波にも peak がある。これらの peak を説明するには、観測された地下構造より、さらに深い

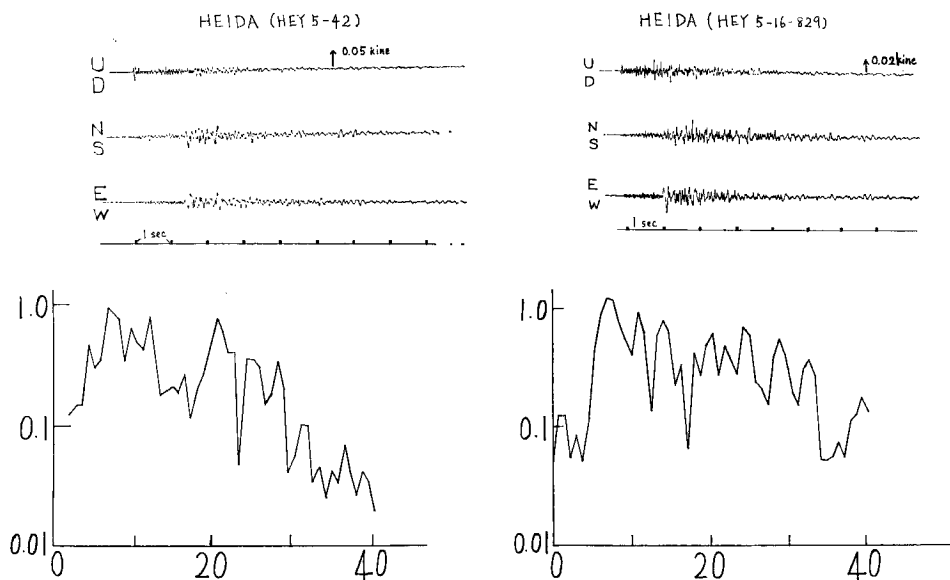


Fig. 7 Seismograms at Heida and their *S* parts' velocity spectra of horizontal *NS* component

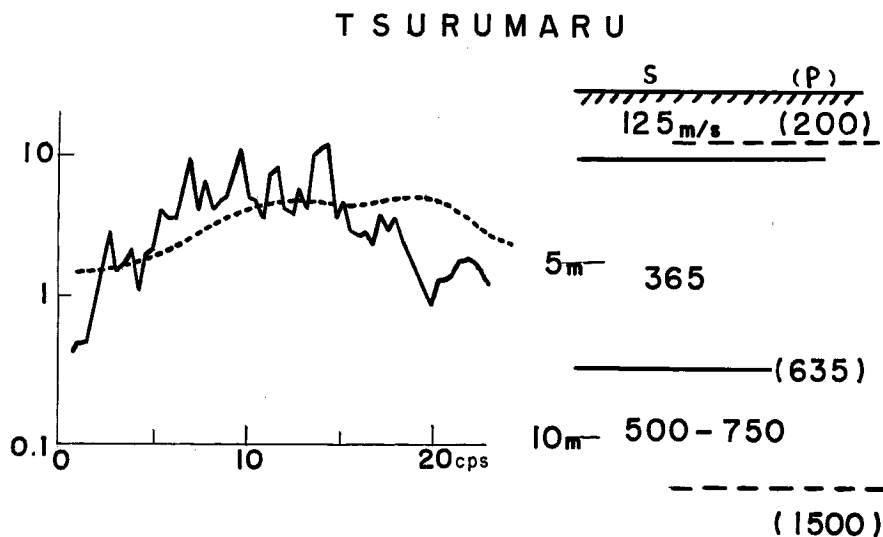


Fig. 8 Average velocity spectra of 5 earthquakes (*S* parts, *NS* components) and geological structure measured by *S*-waves' and *P*-waves' prospecting at Tsurumaru (In left figure, dotted line shows theoretical spectrum computed by measured geological structure.)

層構造を推定する必要がある。

これらの平均 spectra が地盤の震動特性を近似的にあらわしていると考え、inverse filter の parameter の推定の際の有力な資料とした。鶴丸の平均 spectra は住宅地の庭で観測された地震についてである。

余り離れていない2地点間(約 100 m)の比較観測

鶴丸において住宅地の庭と 100 m 程離れたところにある田んぼで同時観測を行なった。

Fig. 12 が解析にもちいた地震の seismogram である。下側が住宅地の庭の NS 成分, 上側が田んぼの NS 成分である。

田んぼの seismogram は, より低周波数の波が長く続いている。これはS波探査の結果をみても, 田んぼがS波速度の非常に遅い層からなっていることより予想される。庭でのS波探査の結果によると約 8 m の

K Y O M A C H I

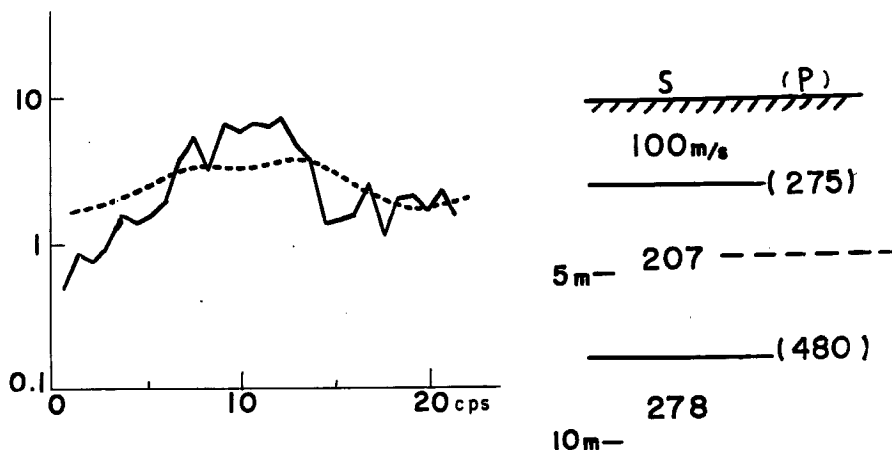


Fig. 9 Average velocity spectra of 5 earthquakes (S parts, NS components) and geological structure measured by S-waves' and P-waves' prospecting at Kyomachi (In left figure, dotted line shows theoretical spectrum computed by measured geological structure.)

H A N N Y A J I

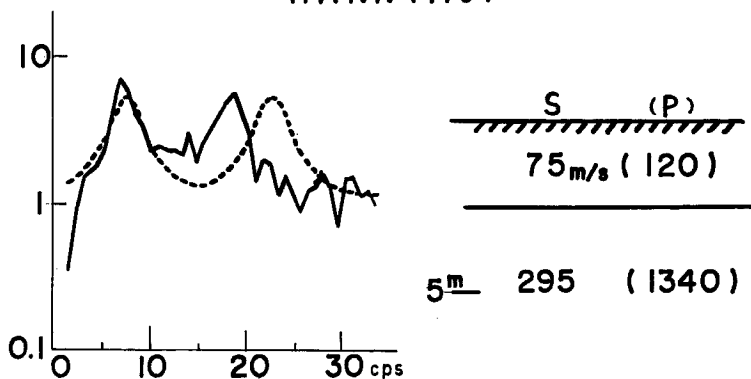


Fig. 10 Average velocity spectra of 5 earthquakes (S parts, NS components) and geological structure measured by S-waves' and P-waves' prospecting at Hannyaaji (In left figure, dotted line shows theoretical spectrum computed by measured geological structure.)

深さより下に 500~750 m/s の S 波速度をもつ層がみられる。一方，田んぼでは表層が非常に遅く 210 m/s より速い速度をもつ層は実測されていない。Fig. 14 に示されている地下構造のうち（ ）つきでない量は S 波探査で実測されたものであり，（ ）つきの量は後に述べる process で推定された量である。

Fig. 13 に 2 地点の auto-power spectra とその coherence が示されている。coherence は φ_{11} , φ_{22} , φ_{12} をそれぞれ，2 地点での観測された地震の auto-power spectra と，その 2 つの cross-spectra としたとき， $\varphi_{12}/\sqrt{\varphi_{11}^2 + \varphi_{22}^2}$ で表わされる量で，2 つのスペクトルの違いをみる量である。Fig. 15 によると庭と田んぼのスペクトルは，3~4 cps と 6~7 cps で大きく違っている。

S 波探査を基にして，第一近似としてつくられた inverse filter が Fig. 14 に示してある。この 2 つの filter が Fig. 13 の coherence をうめるような形を有するように推定出来れば，Fig. 3 の flow diagram に従って basic layer が求まる。

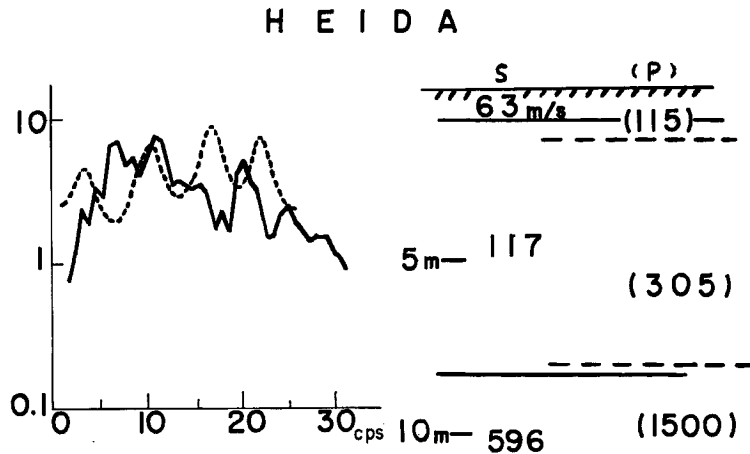


Fig. 11 Average velocity spectra of 5 earthquakes (S parts, NS components) and geological structure measured by S-waves' and P-waves' prospecting at Heida (In left figure, dotted line show theoretical spectrum computed by measured geological sturcture.)

TSURUMARU

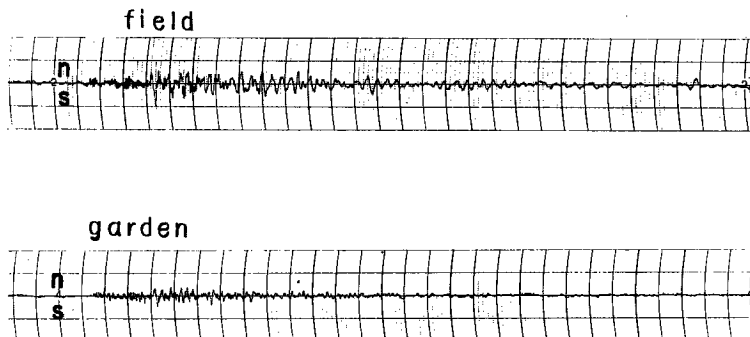


Fig. 12 Analyzed seismograms of horizontal NS component at Garden and Field, Tsurumaru.

ここでは田んぼの 210 m/s の層の厚さを $5 \sim 14 \text{ m}$ まで変化させ、basic layer の速度を $400, 550, 750 \text{ m/s}$ としたとき、庭と田んぼの seismograms からそれぞれ計算された基盤入射波の相関係数の変化が Fig. 15 に示されている。点線が filter されていない時の2つの auto-power spectra の相関係数の値を示す。

$1 \sim 9 \text{ cps}$ の相関係数は、田んぼの 210 m/s の層の厚さが 11 m で、その下に basic layer として 550 m/s があるとした時に最大となり、 0.86 の値をもつ。 $10 \sim 18 \text{ cps}$ の相関係数は全く異った値を示す。 10 cps 以

TSURUMARU

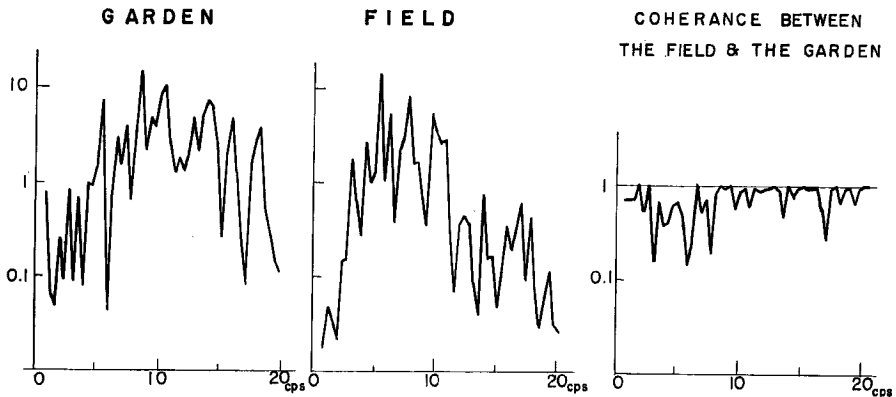


Fig. 13 Velocity spectra of the same earthquake observed at the two places, Garden and Field at Tsurumaru 100 m apart from each other and coherence between them, Garden and Field at Tsurumaru

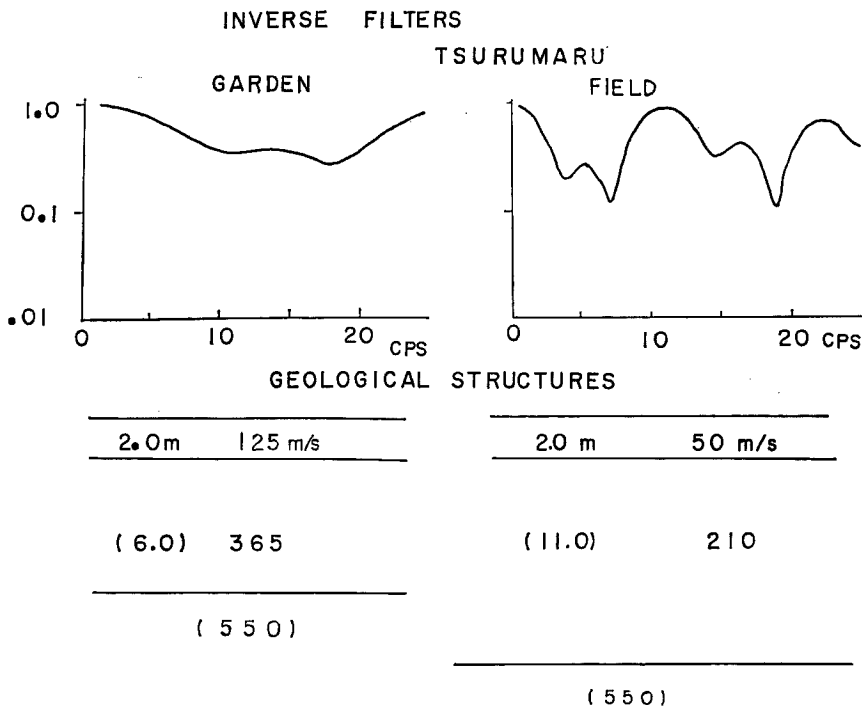


Fig. 14

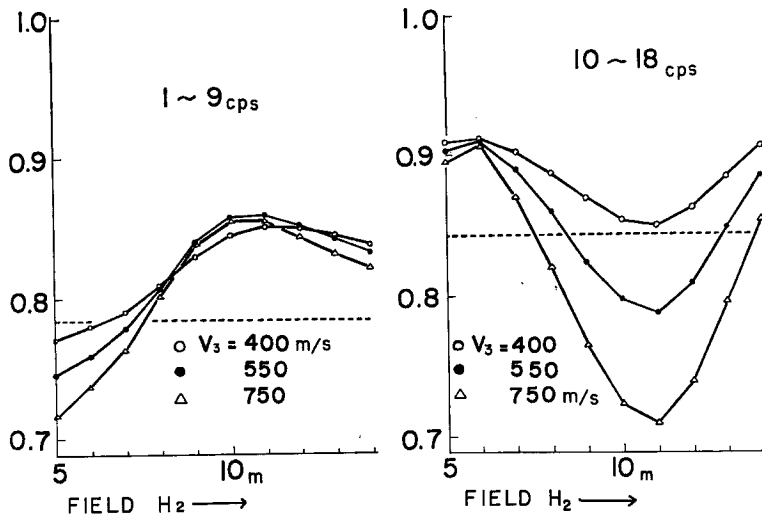


Fig. 15 Correlation coefficients of inverse seismograms, at Garden and Field, Tsurumaru

TSURUMARU (YT 10-28)

KYOMACHI (YT 10-28)

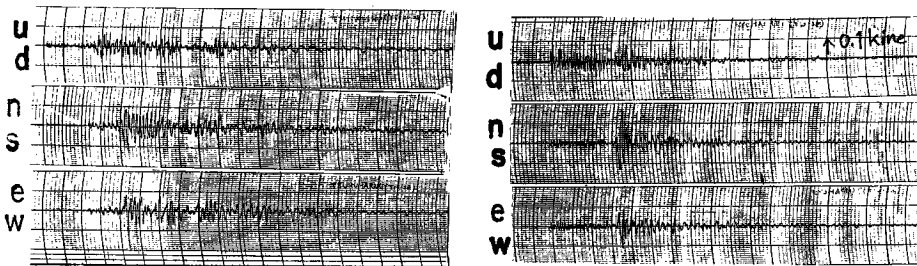


Fig. 16 The seismograms of the earthquake simultaneously observed at Tsurumaru and Kyomachi.

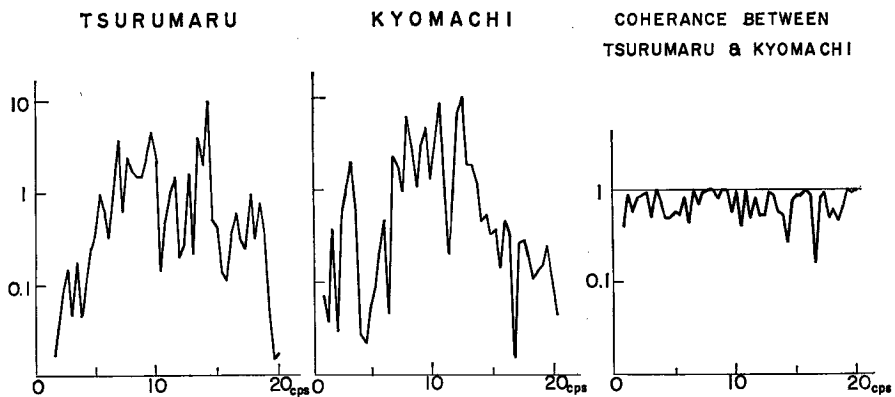


Fig. 17 Velocity spectra at of the same earthquake observed at the two places, Tsurumaru and Komachi places, 2000 m apart from each other and coherence between them

上になると粘性の項や、もっと微細な構造が影響してくるため、弾性的な性質のみ考慮し、かなり単純化したmodel でつくった inverse filter は有効でなくなってしまうと思われる。

より遠く離れた2地点間(約 2 km)の比較観測

京町と鶴丸(庭)にある2つの観測点の同時観測した地震の例が Fig. 16 に示されている。NS 成分の S 波部分の power spectra が Fig. 17 に示されている。Fig. 17 の左端はその2つの spectra の coherence である。

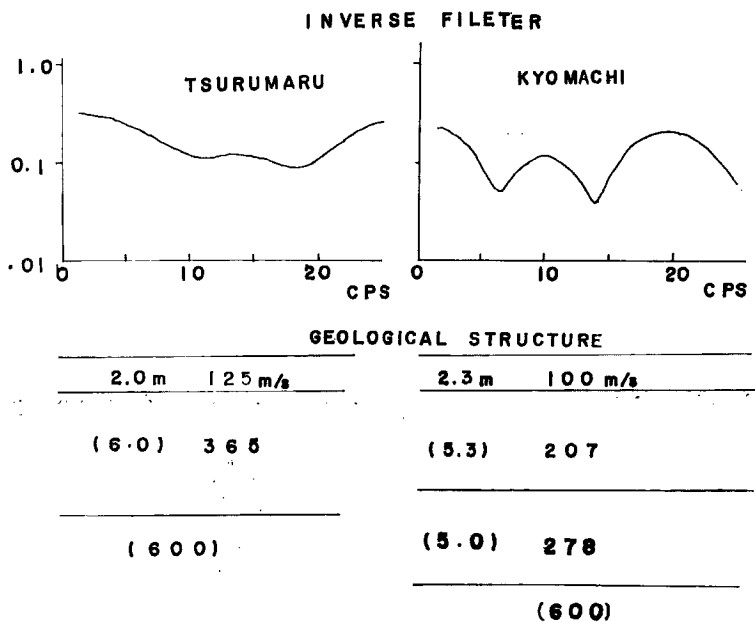


Fig. 18

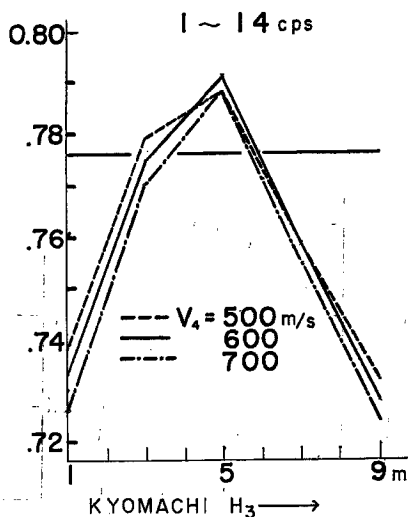


Fig. 19 Correlation coefficients of inverse seismograms, at Tsurumaru and Kyomachi

この2地点は2 kmほど離れているが，解析にもちいた地震のPS timeは1.2秒と1.3秒で殆ど変わらないので，震源からの距離は余り変っていないと思われる。

S波探査で地下構造は，京町で278 m/sの層まで，鶴丸は500～750 m/s（精度の上でははっきりした値に決められない）までしか決っていない。

解析の方針としてまずはじめは，京町の278 m/sの層の下に基盤層があると仮定して計算した。Fig. 19に基盤層の速度を500 m, 600 m, 700 mとした時に278 m/sの層の深さを1～10 mまで変化させて，それぞれ基盤入射波を計算した時の相関係数の変化が示されている。

これだけの考慮では，計算された基盤入射波の相関係数の最大値は0.79であるから，さらに深い層も考慮して計算する必要がある。鶴丸で100 m程離れた2地点で0.86の相関係数が得られているから，0.79はまだ小さ過ぎる値である。

5. 結 び

計算は進行中であるので，詳細の議論はまだ出来ない。現在までの所，inverse filterを作るのに，10 cpsまでの低周波数領域では弾性の性質を考慮するだけでよいが，10 cps以上は粘性係数なども考慮しないとかえてerrorを生じてしまっている。

“えびの地震”，直後の被害地での観測であるので，S波探査の場所としては，地形的にも測線のとりにくいところが多く，ボーリング孔も利用できなかったため，極めて浅い所しかS波構造が決まらなかった。そのため，既知として扱える量が少ないことが議論を困難にしている。

S波探査資料を補う意味で，地震波の平均 spectra，雑微動の spectra を説明する構造を検討し，さらに温泉用のボーリングの資料，地質調査の資料と合せ検討して，地震基盤面の設定の方法を考察していくつもりである。

本研究の数値計算には，京大計算センター，KDC II および東大大型計算センター HITAC 5020 を使用した。

謝 辞

今回の観測を手助けしていただいた西正男技官，小林年夫技官および解析，図表作成にあたって協力していただいた松尾和子氏に厚く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) S. Yoshikawa, M. Shima and K. Irikura “Vibrational characteristics of the Ground in the Region of Matsushiro II” 京都大学防災研究所年報, 11, 1968, pp. 179-192
- 2) H. Ohta and E. Shima 地震, 20巻, 4号, 1968, pp. 293-304
- 3) I.N. Gupta “Standing Waves in a Layered Half Space” Bull. Seism. Soc. Am., 1965, pp. 1153-1161.
- 4) Haskell, Norman A. “Crustal Reflection of Plane SH Waves” J. Geophys. Res., 1965, pp. 4147-4150.