

松代地域弾性波探査の周波数分析に現れた異常

——人工地震波の周波数分析(Ⅱ)*——

熊谷貞治・鈴木宏芳・幾志新吉

国立防災科学技術センター

Studies on Anomaly of the Power-Spectra of Explosion

Seismic Wave in Matsushiro Area

——Frequency Analysis of Explosion Earthquake (Ⅱ)——

By

Teiji Kumagai, Hiroyoshi Suzuki and Shinkichi Kishi

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

Investigation is made into the possibility of assuming the variations of geological structure and geological conditions, by comparison of the power-spectra of earthquake waves taken at two observation points.

Presently are reported the cases of the explosion earthquakes for seismic prospecting which were carried out in Matsushiro area in 1967.

As the result, an obvious difference of the peak of the power-spectrum was found between the observational points in the vicinity of and far away from the explosion shot point. This seems to come from the anomaly of geological conditions around Mt. Minakami.

1. ま え が き

この研究は、たがいに離れた地点で観測した人工地震波動を、周波数分析をすることにより、地点間の構造や岩質の状態あるいはその変化を知ること役立てようとするものである。この研究は簡単に成果がえられるものでなく、基礎となる資料を十分に蓄積することが必要と考え、人工地震の行なわれる度ごとに積極的にデータの収集を行なっている。

この研究は、1966年6月に行なわれた爆破地震動研究グループの共同観測から着手し、第1報として報告¹⁾したように、中央構造線をはさんでたがいに17.1 kmはなれた2地点間

* 昭和44年11月地震学会で発表

でよく似たパワースペクトルがえられ、顕著な差は認められなかったが、詳細にみると卓越周波数の出方にややちがいがみられ、特にエネルギーの大きさに2番目の周波数に差が認められた。この結果から岩質や地下構造のもっとよく分かっており、爆破点と観測点が比較的近く、地震波の経路が分かりやすいと思われる所で実験したいと考えていたところ、1967年

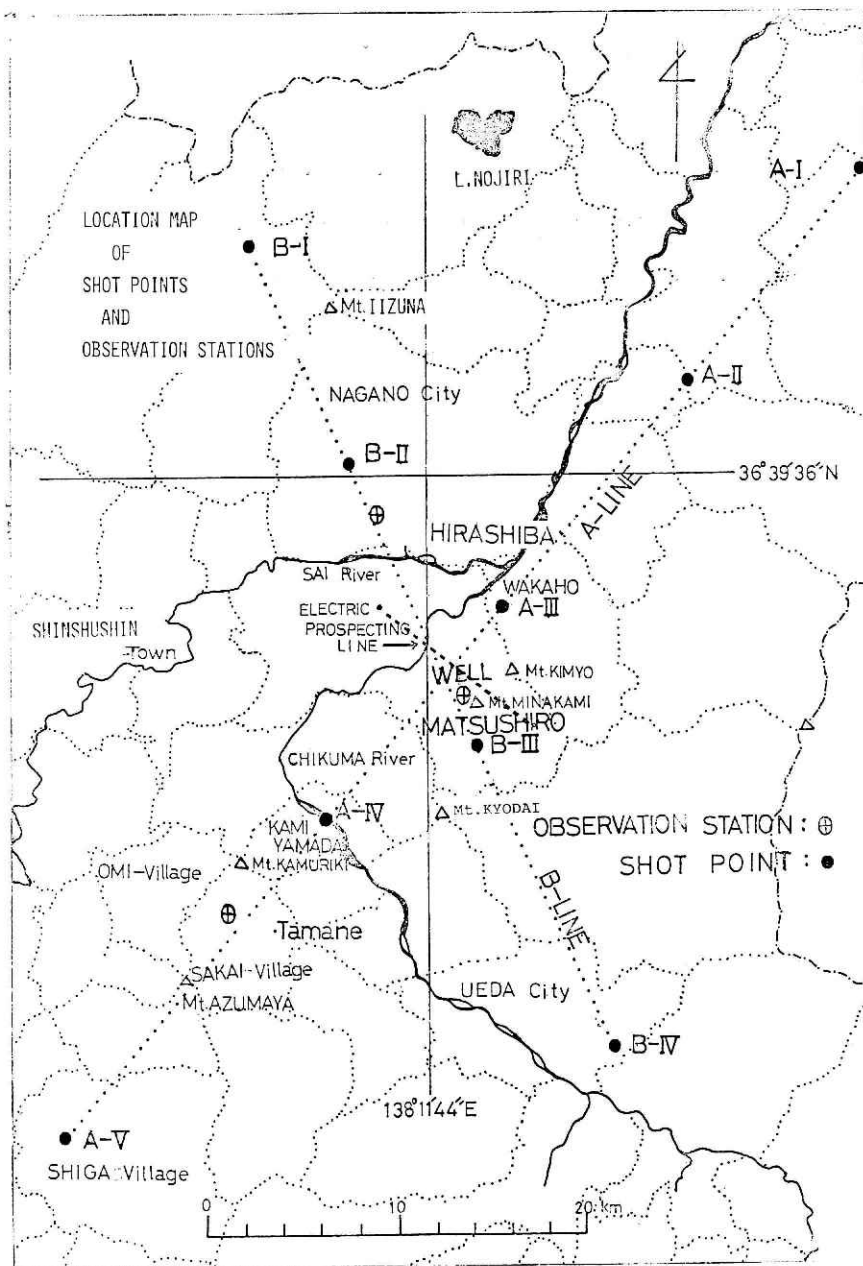


図1 爆破点・観測点位置図

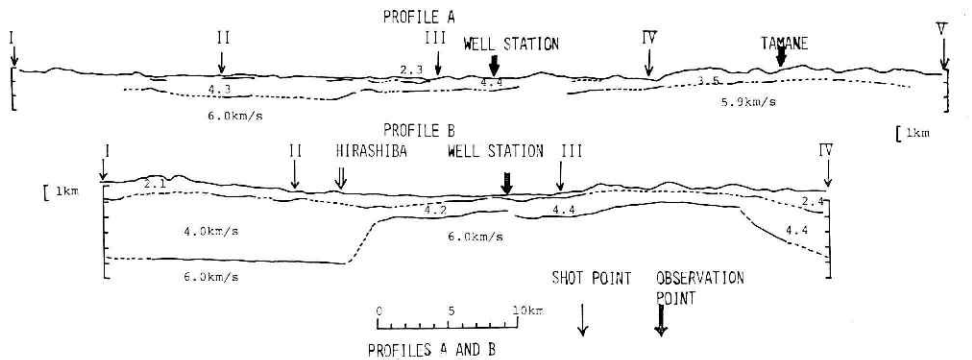


図 2 A, B 測線断面図 (原図は浅野ほか, 1969 による.)

11 月, 12 月に松代群発地震の特別研究第 5 次として, 松代において中規模の弾性波探査が行なわれたので, その際観測した爆破地震動の周波数分析の結果について報告する。(測線, 爆破点の位置は図 1 参照)

2. 探査地域の地質構造

地域の地形は, 善光寺平の沖積低地とその西側および東側の山地からなり, それぞれの地質は大きく異なっている。²⁻⁵⁾

すなわち, 善光寺平は陥没性の盆地で, 主として沖積層からなり, 沈降とたい積が平行して進んで今日にいたっていると考えられている。^{6,7)}

西側の山地は, 新潟県下の油田地帯からつづく NE—SW 方向の軸をもったいわゆる油田しゅう曲地域で, 中新世から第四紀初めにかけての厚いたい積岩からなり, 所によりこれを貫いて飯縄山などの火山が噴出している。

東側の山地 (河東山地) は中央隆起帯⁸⁾と呼ばれ, フォッサマグナの陥没帯中に火山活動を伴いつつ最初に隆起した所で中新世初期～中期の火成活動を伴った海底たい積物および石英せん緑岩等の貫入ならびにこれらをおおう第四紀の火山岩の広い分布で特徴づけられる。

このように両山地の地質の著しい違いから善光寺平を構成する沖積層の下には大きな構造線 (不連続面) が存在するものと考えられてきた。1966 年～1967 年に行なわれた重力,^{8,9)} 電気,^{10,11)} 弾性波探査の結果, その不連続面の存在状態がしだいに明らかになってきた。すなわち, 重力探査および電気探査によってこの断層線 (図 2) かまたはその平行断層と思われる不連続面が現在の千曲川のほぼ下に見いだされた。次に行なわれた弾性波探査によると,¹²⁾ 第三紀層の基盤と思われる 6 km/sec の速度層が善光寺平の下部において急激に西から東にむけて上昇し, 松代町付近では地表から約 1 km の深さにまで近づいていることが明らかになった。

弾性波探査の結果によると, A 測線では, 単調で全体でほぼ平行な層状構造をなし, 基盤

(6 km/sec 速度層の意) の深度が北部においてやや深くなっている。上山田付近千曲川沿いに川と同じ方向 (NW—SE 方向) の不連続面の存在が地質上考えられるが弾性波探査結果にはあらわれていない。また、松代南部にみられる 6 km/sec 層の深さのくいちがいが、地質構造上の何に相当するかはこれから検討されなければならない。探査測線南部坂井村観測点付近の地質は、やはり中央隆起帯の延長と考えられている。その基盤の弾性波速度は 5.9 km/sec, その深度は約 1 km で、弾性波速度からみると松代付近と同じ構造断面をもつ。

次に、NW—SE 方向の探査測線 (B 測線) の弾性波探査によると前述のように弾性波速度 6.0 km/sec の基盤が長野市付近で急激に北西方向に深度を増し (深度約 4 km), その上の 4 km/sec の速度層 (第三紀層) の厚さを増している。

東側山地では基盤の深さが地表より 1 ~ 2 km 程度と非常に浅く、地形にはほぼ平行に隆起しており、その東側においては予想されていたとおり、山地東縁で急激に深くなっている。なお、電気探査重力探査によって皆神山の北側のふもとの扇状地の下に見いだされた陥没状構造は基盤深度の不連続面として表現されているが、期待されたような明りょうなものはあくはできない。観測点付近の地質は皆神山観測井付近では基盤は約 1 km, 4 km/sec 速度層が 0.2 km の深さにある。この場合表層の地質は皆神山の安山岩である。⁴⁾

H 観測点においては基盤が約 4 km と深く、4 km/sec 層の深さは約 0.8 km とされている。

3. 観測の概要

探査測線は 図 2 に示したようにその目的から松代群発地震震央域の長軸方向と短軸方向にもうけられた。長軸方向の測線は A 測線と呼ばれ、NE—SW の方向をもち、北端は湯田中の近くから須坂・松代・戸倉・坂井村を経て南端は四賀村に至る約 65 km の測線で、中央隆起帯の西縁近くに設定され、爆破点は北から 5 点 (I, II, …, V) もうけられている。短軸方向は B 測線と呼ばれ、NW—SE の方向をもち、北西端は戸隠山のふもとから、松代で A 測線と交差し、中央隆起帯をこして上田市に至る約 47 km の測線で、当地の主要な構造線を横断し、爆発点は、北西端から 4 点 (I, II, …, IV) 設けられている。(爆破の条件は文献 12 を参照)。観測点を両測線の交差する皆神山のボーリングによる観測井 (観測井観測点)、A 測線については、戸倉付近の千曲川下に存在すると思われる断層線の南側の坂井村 (玉根観測点)、B 測線については、善光寺平の下構造線の西側として、長野市平柴 (平柴観測点) にもうけた。いずれも、データレコーダによって記録が振切れにならないように、また信号が小さくなりすぎないように、3 成分観測を行なった。換振器は各点とも N—S, E—W, U—D 方向に設置し、その固有周期は 1 Hz, 3 v/kine である。増幅器には、国際電子製 G P A 201 型 (前置増幅器), G M A 301 型 (主増幅器) を使用した。次に各観測点における観測の概要を記す。

表 1 観 測 点 お よ び 観 測 者

Observation points and observers

Observation point	Latitude	Longitude	Elevation	Observers
Well Station	36°33'16" N	138°13'03" E	371 m	M. Takahashi
Hirashiba Station	36°38'48" N	138°10'32" E	456 m	T. Kumagai, S. Kishi, S. Kinoshita
Tamane Station	36°28'42" N	138°04'17" E	680 m	T. Kumagai, S. Kishi

玉根観測点は長野県東筑摩郡坂井村玉根（篠井線坂井駅南東 800 m）である。換振器の設置場所の地質は 20 万の 1 長野県地質図²⁾によると、中新世小川累層に属するたい積岩であり、地震計はその上にたい積したがいすい中に掘られた横穴（深さ 3 m）の床におかれた。データレコーダは TEAC 製の R-351 F を使用した。

観測井は、長野市松代町屋地の大日堂前の当センターの松代地震観測井のすぐ裏の（北方 100 m）皆神山溶岩のがいすい中に掘られた横穴中深さ 3 m の床に前記地震計を設置した。データレコーダは TEAC 製 S-66049 C 型を使用し、記録速度は $7\frac{1}{2}$ in/sec、刻時には水晶時計 TXC-131-1 型を使用した。

平柴観測点は、長野市平柴阿弥陀堂で付近の地質は裾花川凝灰岩層に属する砂質凝灰岩層²⁾とされており、地震計はその上に建立された境内の石碑の台上に設置した。観測機器は全部坂井村観測点で使用したものである。

観測点の位置および観測者は表 1 に示すとおりである。なお、平柴観測点と観測井観測点、玉根観測点と観測井観測点の距離はそれぞれ約 11 km と約 17 km である。

使用した資料は、周波数分析のために設けた観測点でも爆破点が近い場合、記録が振切れとなって解析に使用できなかった場合もある。また初動の到達時刻は、記録を振切れにしないようにしたため構造解析に使えるほど厳密には得られていない。

データ処理及び周波数分析の方法は第 1 報に記してあるので、ここでは第 1 報との相違点と補足を述べる。第 1 報では、データレコーダの振動記録を AD 変換する際のサンプリング間隔は TOSBAC-3400 の計時割込みによる 1/60 秒であったが、今回は TOSBAC-3400 の外部割込機能に接続された水晶発振器の計時によってサンプリングし、その間隔は 1/1000 秒とした。

AD 変換されたデータに含まれるヒゲ状のノイズを自動的に除くために、時系列を微分し、微分して得られた数列のごく短い範囲で絶対値が非常に大きく符号が反転するところをさがす。ここがヒゲ状ノイズのある部分と考えられるから、もとの時系列の対応する数値を落とし近接の値で補間した。

この時系列から、重複しない近接 10 個の数値の和を順に作り、以下の計算で使う時系列とした。

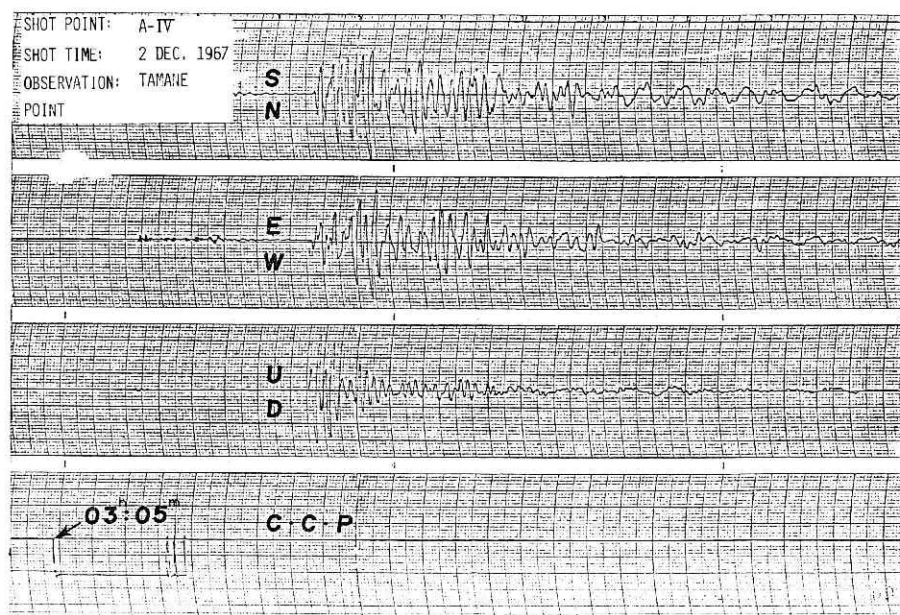


図 3.1 実験の再現性を示す記象例，A 測線 IV 爆破における玉根観測点の観測記録，第 1 回 12 月 2 日の例。

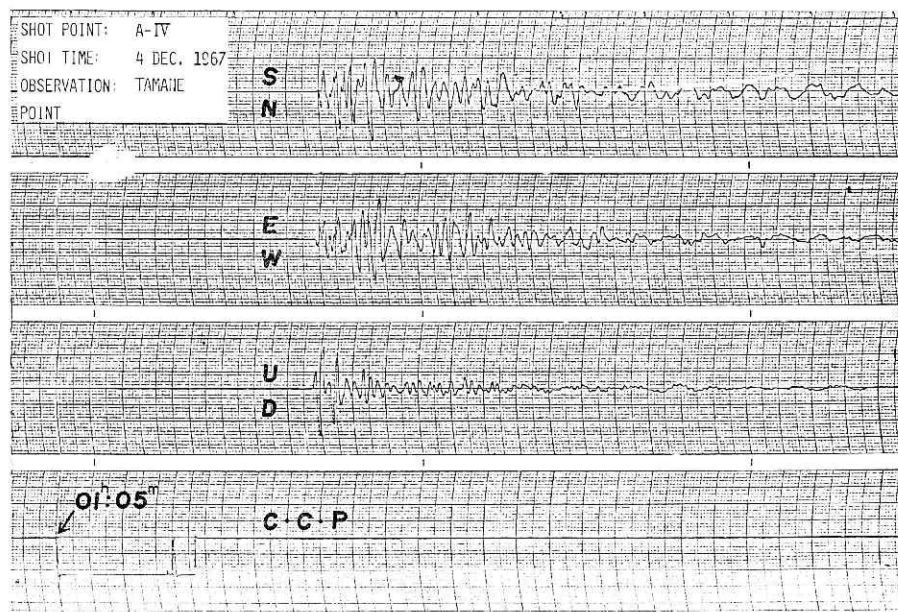


図 3.2 第 2 回 12 月 4 日の例

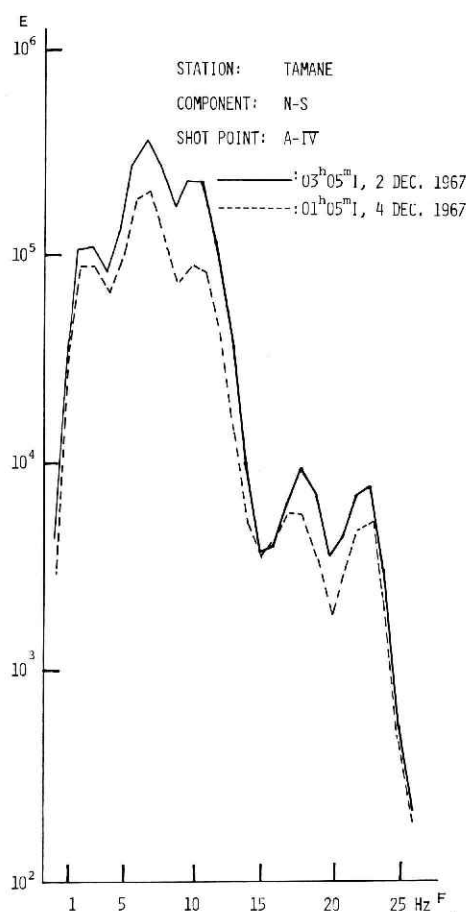


図 4.1 A 測線 IV 地点における 2 回の爆破地震を玉根観測点で観測した記録のパワースペクトル。N-S 成分。

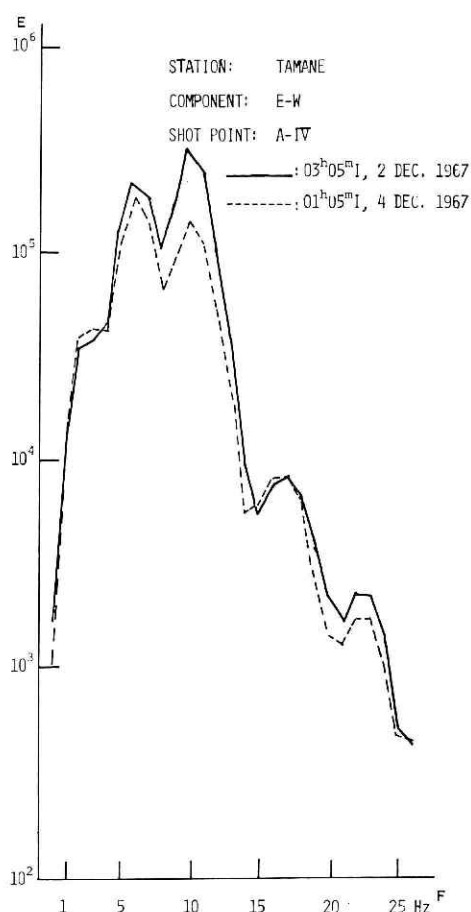


図 4.2 E-W 成分

これは、移動和を作って 10 個おきに抽出したのと同じことで、サンプリング間隔 1/100 秒の時系列に相当するが、直接 1/100 秒間隔でサンプリングした数値に比べて、電圧の相対誤差が $1/\sqrt{10}$ になるという利点がある。

地震波到達時から 20 秒間の時系列についてオートコログラムを算出し、そのフーリエ変換を求め、さらにウィンドウと呼ばれるウェートを掛けて移動平均し、パワースペクトルの推定値を出した。

また地震波到達直前のノイズのパワースペクトルを計算し、地震波到達後のスペクトルの中にあって、ノイズによるものと思われるピークを知る目安とした。

なお、ここで用いたパワースペクトルの計算方法については、文献 13 を参照されたい。

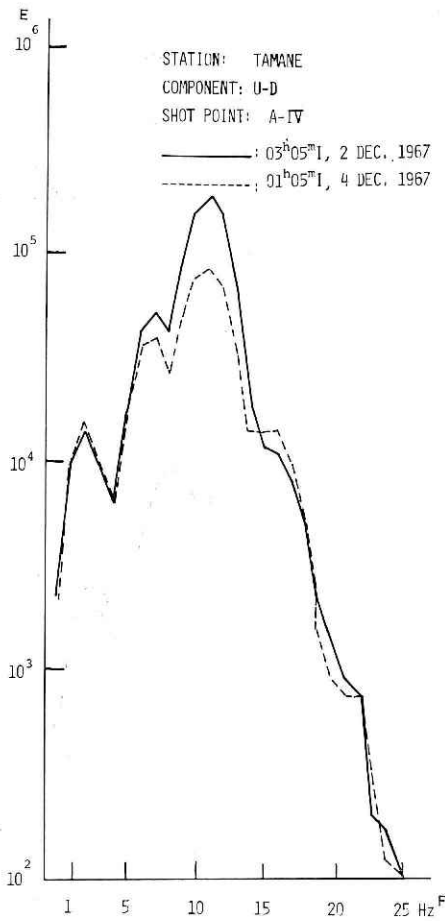


図 4.3 U-D 成分

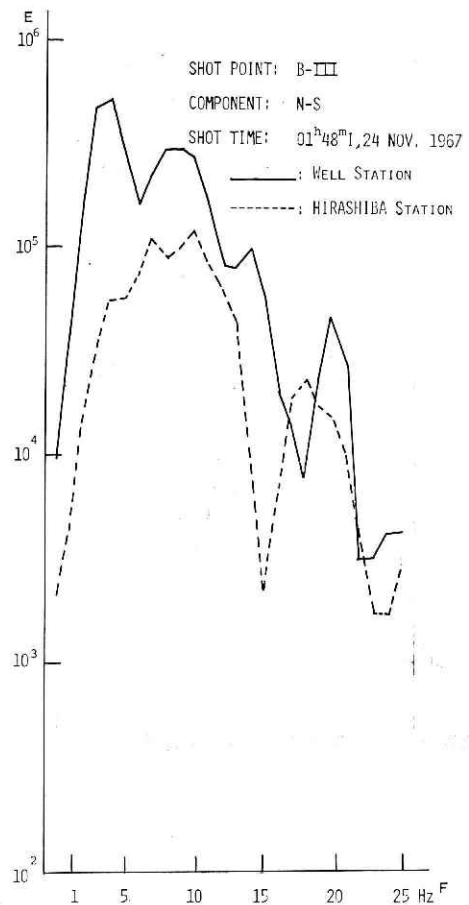


図 5.1 B 測線 III 地点における爆破地震の観測井観測点と平柴観測点のパワースペクトル. N-S 成分.

4.1 実験の再現性

同一地点で同じように行なった爆破地震動をまったく同じ条件で観測すれば同じ結果が得られるはずである.¹⁴⁾

松代地域弾性波探査において、ほぼ同一条件で爆破が3回行なわれたが、これらのうち A 測線の IV 爆破の地震波動が玉根観測点において2度とも完全に観測できた。その記象は図 3 に、そのパワースペクトルを図 4 に示す。ともに非常によく似ており、実験の再現性はかなりよいものと考えられる。なお A-IV の爆破地震波の到着直前に図 4 にみられるように自然地震があり、これがパワースペクトルに多少影響を与えたかもしれないが、いずれにしても再現性上問題となるようなものではない。

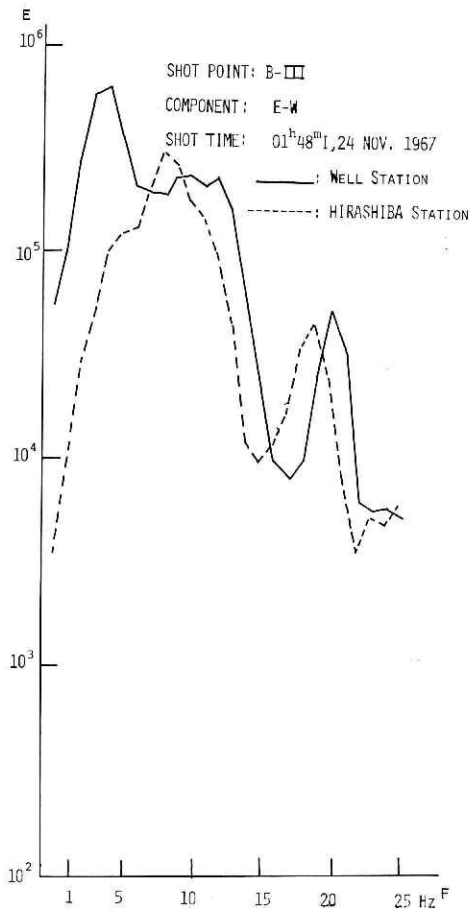


図 5.2 E-W 成分

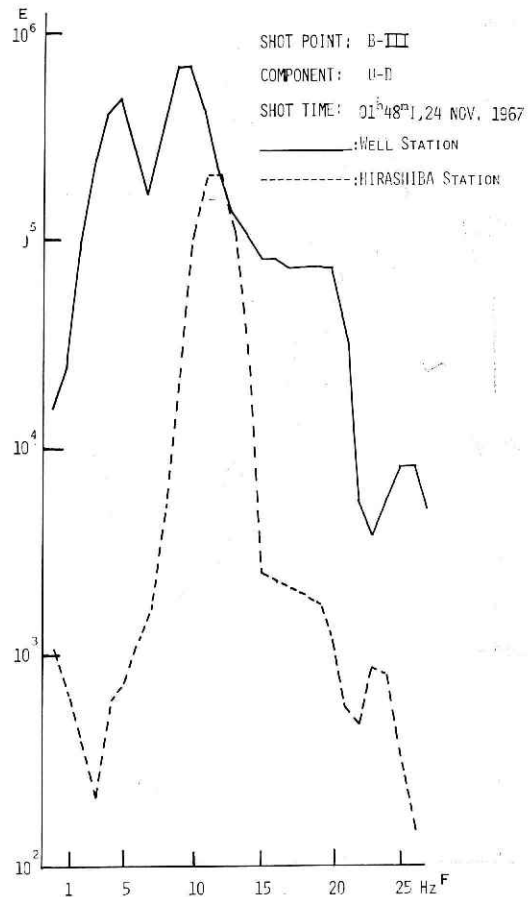


図 5.3 U-D 成分

4.2 全体的傾向

1) 爆破点から観測点が遠くなれば、地震波の卓越周波数が低くなるといわれているが、少なくとも 1966 年 6 月に行なわれた渥美沖人工地震、今回の松代地域弾性波探査の分析結果では著しく低くはならない。すなわち数十 km～百数十 km では卓越周波数のずれは 1～3 Hz である。

2) 松代地域弾性波探査の爆破地震については、爆破点に近いものの卓越周波数はピークが分かれ、遠くなるとピークの数が減ってくる。

上下動成分と水平動成分を卓越の仕方について比較すれば、水平動成分の方が単純な形を示す。

同一爆破地震を同一地点で観測しても上下動成分の方が水平動成分よりも卓越周波数は高くなる。

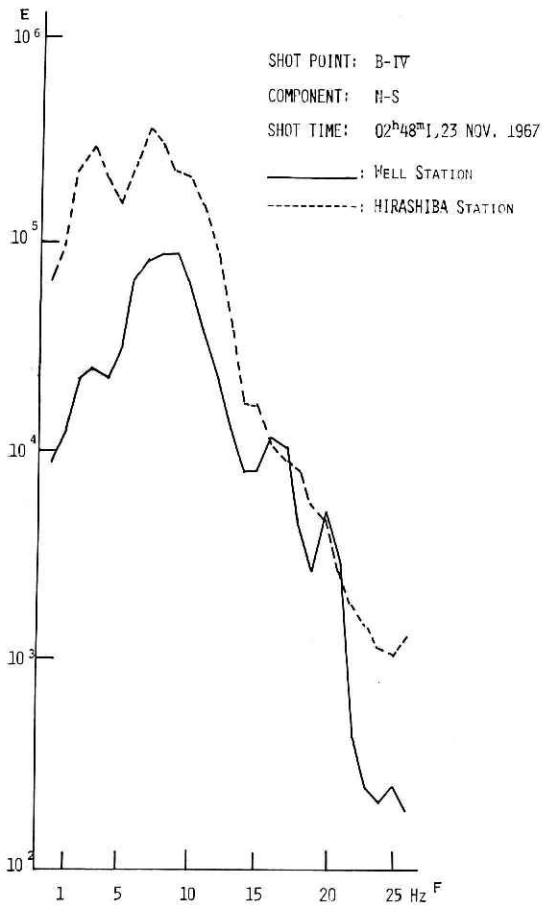


図 6.1 B 測線 IV 地点における爆破地震の観測井観測点と平柴観測点のパワースペクトル. N-S 成分.

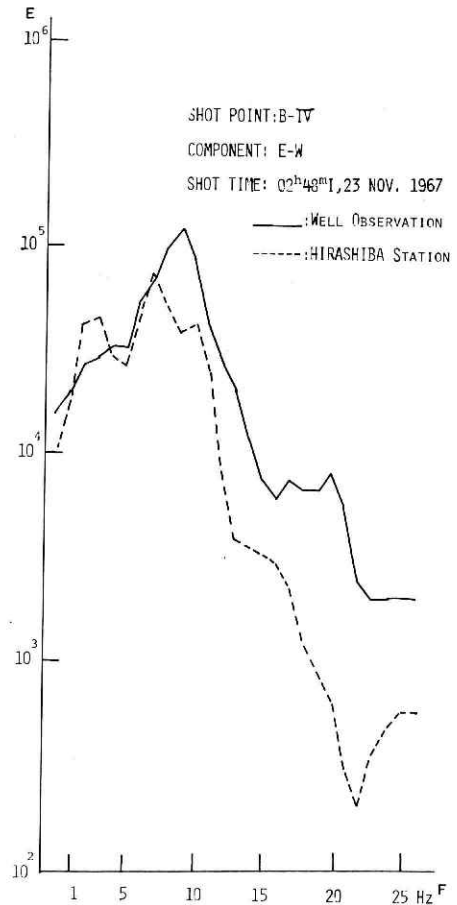


図 6.2 E-W 成分

測線別にみると、A 測線の卓越周波数は玉根観測点が観測井観測点より高く、B 測線では平柴観測点が観測井観測点より低くなる。これは観測点の地形、地質によるものか、測線の地質構造によるものか、現在の資料では不明である。

4.3 各爆破地震に対する両観測点の比較

A 測線の I, II, III, B 測線の I, II の爆破地震では W において波形がほう和などして完全波形のパワースペクトルが得られないで A 測線の IV, V および B 測線の III, IV について求めたパワースペクトルの結果について検討する。

4.3.1 同一爆破に対する両観測の比較

B-III (図 5) は距離の近い観測井観測点に平柴観測点より低い周波数の卓越が 3 成分と

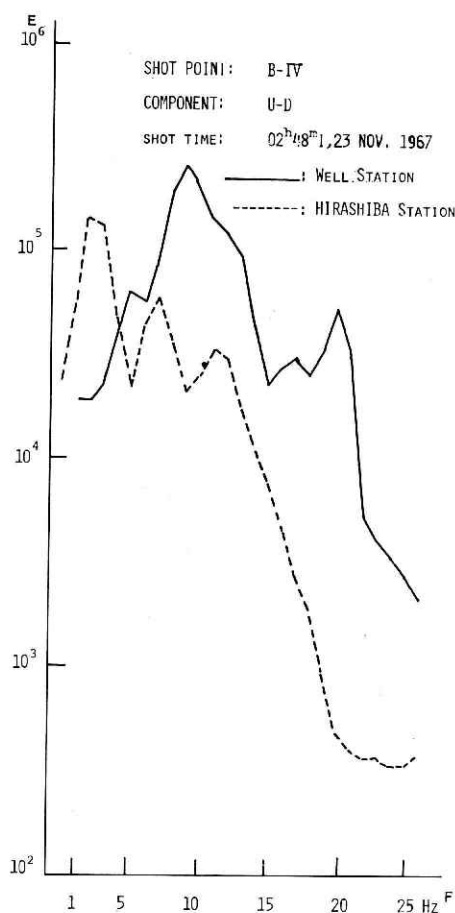


図 6.3 U-D 成分

もみられる。図2の地質構造をみると平柴観測点は6 km 層の大きくくいちがっている上部地震波が通過しているが *W* はそうではないという差がある。平柴—*B-III* 間に4~5 Hz 前後の波を吸収するような実体的又は地質構造上の(数値フィルターの意味ではない)フィルターの役目を存するなんらかがあるのであろうか。

B-IV (図6) についてみると、3成分とも爆破点から遠い距離にある平柴観測点が観測井観測点より低い周波数に卓越しているのがみられる。これは *B-III* の結果と逆になり、通説では *B-IV* の分析結果が正常といえる。

B-III, IV の爆破に対する平柴、観測井両観測点の結果を検討したが、松代地域弾性波探査(1967)による構造では前述の結果を説明できない。現在考えられるのは、平柴—*B-III*、間に実体的フィルターが存在し、しかも *B-IV* から平柴観測点に伝搬する場合、フィルターを通過しないということである。

次に各成分別に検討してみると、*B-III* に対する平柴観測点のU—D成分のエネルギーが異なった分布をしている。すなわち11~12 Hz が8 Hz 以下、15 Hz 以上と比較し、2けた程度卓越している。水平成分のエネルギー分布はあまり変わらず、ただ卓越周波数のずれあるいは一部消失がある。

前述の考えにさらに付加すれば、*B-III*—平柴間にU—D成分がより強調されるか11~12 Hz 以外はカットされるフィルター、例えば帯域フィルターのような実体的フィルターも考えられる。

両者をまとめると、水平成分に関しては、低い(4~5 Hz) 周波数に対しては効果的であるが、高い方(15 Hz 以上) には有効でない。しかし上下成分に対しては低い方、高い方を通過させ、帯域フィルターのようなフィルターが*B*測線の*W-H*間に存在しているのではないかと考えられる。

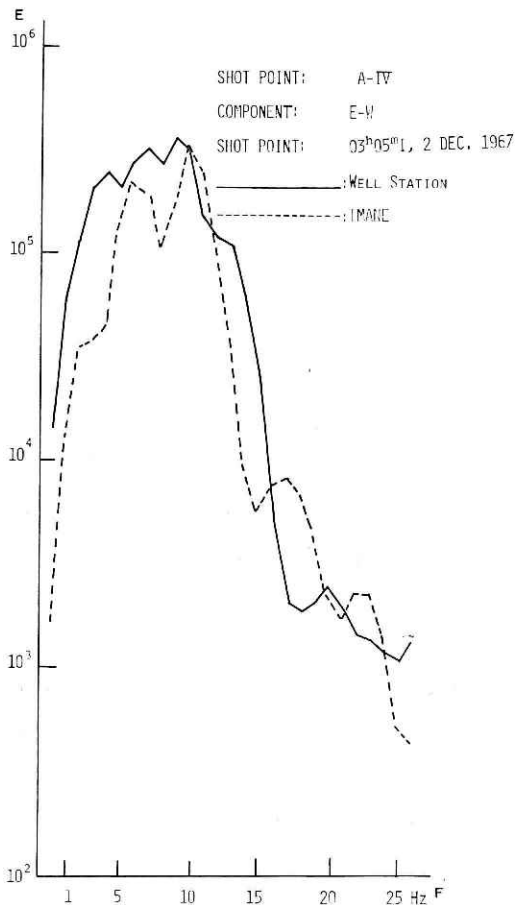


図 7.1 A 測線 IV 地点における爆破地震の観測井観測点と玉根観測点のパワースペクトル. N-S 成分.

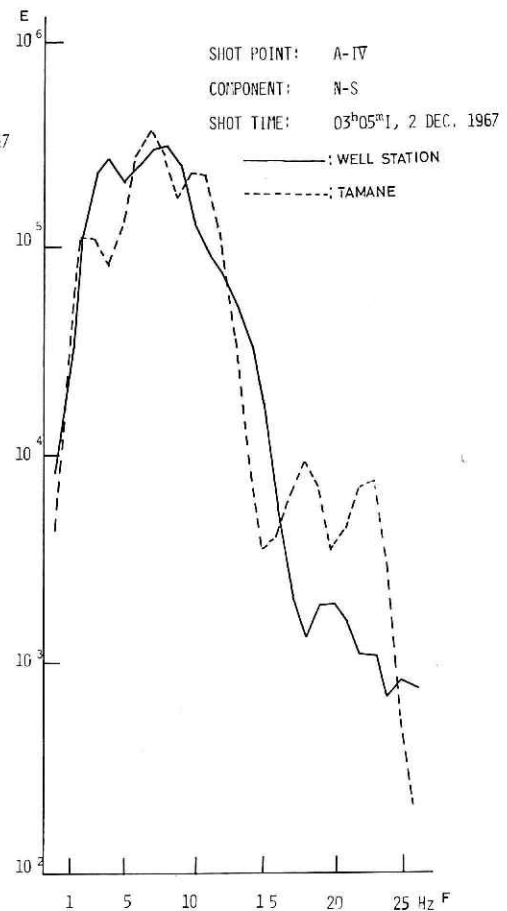


図 7.2 E-W 成分

4.3.2 A 測線について

A-IV (図 7) の爆破に対しては観測井観測点、玉根観測点ともエネルギー分布はあまり変わらないが、水平成分の卓越の仕方に差が認められる。すなわち玉根観測点が二つないし三つのピークに明確に分かれているが、観測井観測点はそうでない。爆破点は図 5 でも分かるようにほぼ両観測点で中間にあり経路としては観測井と爆破点 A-IV 間にくいちがう層がみられるが、これははっきりしていない。(上下成分は玉根観測点が欠測。)

A-V (図 8) については上下成分をのぞいてほとんど同じようなエネルギー分布を示し、卓越周波数の差もみられない。上下成分は明らかに玉根観測点の卓越周波数は二つに分かれている。A-V と玉根観測点の間には弾性波探査の結果をみる限り A-V と玉根観測点、A-IV と玉根観測点の間、二者にとくに差があるとは思われないが、A-V に対する玉根観測点

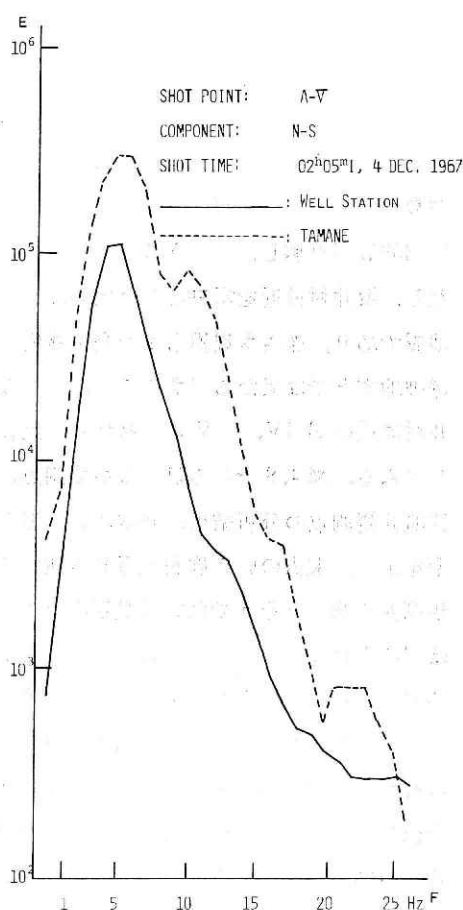


図 8.1 A 測線 V 地点における爆破地震の観測井観測点と玉根観測点のパワースペクトル, N-S 成分.

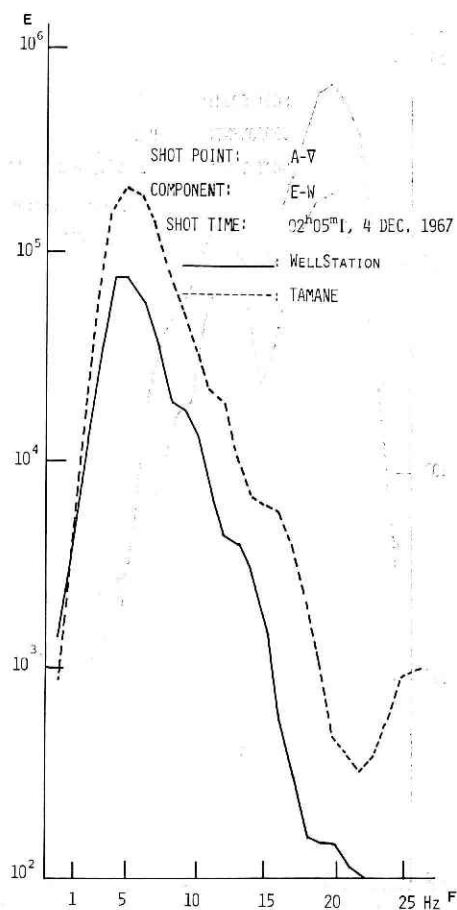


図 8.2 E-W 成分

の上下成分の周波数分析値に差が認められる。エネルギー分布は異なるが B-III に対する玉根観測点の上下成分も他とは著しく差のある分布を示している。

5. 考察および問題点

1) B 測線, III, IV の爆破に対する平柴観測点のパワースペクトルが逆の結果となった。現在筆者らの有する資料ではこの結果に対する説明はできない。説明しようとすれば前述のような特殊なフィルターを考えなければならないし、この考え方は地震波伝搬経路において問題がある。しかし末広¹⁵⁾によれば、松代地震観測所において観測された A の 1964 年 1 月 23 日, 12 h 22 m 18 s, S-P 2.2 sec の地震と B の 1967 年 1 月 17 日, 08 h 54 m 07 s, S-P 1.7 sec の坂井村付近を震央とする地震の周波数特性が著しい差があると報告されている。

すなわち A において、大略 50 Hz 以上の波形が B においてはほとんど認められずに、

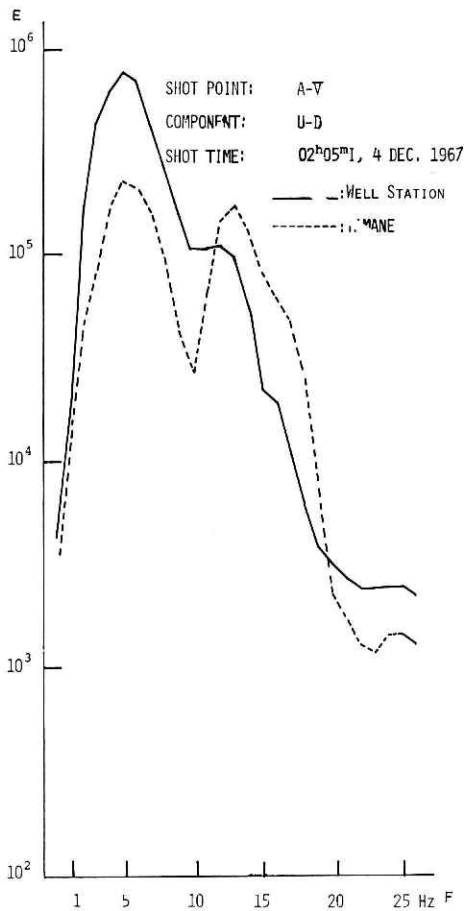


図 8.3 U-D成分

Aにおいて比較的少なかった8~40 Hz付近の波形が多いということである。松代群発地震発生前と群発地震の終息期について周波数特性を比較すると、発生前は高い周波数が卓越していたが、発生終息期には低い周波数が卓越したということである。ただし、坂井村付近を震央とした地震は自然地震であり、深さも規模もまた発生機構も爆破地震とは異なるであろうが、一応坂井村に近いA-IV, A-Vの爆破地震と比較してみる。図4,8でみる限り玉根観測点と観測井観測点の分析結果は非常によく似た型を示し、末広のいう群発地震発生地域の観測井観測点とそうでない玉根観測点に差は認められない。しかしこれは爆破地震が群発地震の末期のみで発生前のものとの比較はできないが、爆破地震に関する限りでは群発地震発生地域もそうでない地域の観測値もその周波数特性は同じであると今回の資料についていえる。

次に爆破点をB-III, IVについてみると、

ここでは、観測井観測点、平柴観測点で観

測した結果の周波数特性はかなり異なっているのが認められる。坂井村の地震を地震観測所で観測した地震波の径路とは異なるが、前述のように爆破点、観測点の位置関係によって周波数特性が異なるという点で末広のいうような傾向が認められた。

しかしこれは、現段階では浅い部分のごく狭い地域が今回の爆破地震の資料からは実体的フィルターの役目をしていると考えられ、群発地震発生地域全体のひずみ変化による割れ目などという広い地域の影響による周波数特性の差とは考えにくい。ただ、実体的フィルターの役目をするような何かがあるとは言える。

爆破点B-IIIと観測井観測点間のフィルターの役目を地質的なものとすれば、観測井観測点の地震計を設置した場所は皆神山安山岩中のほら穴内であり、この安山岩は試錐調査¹³⁾によってきわめて破碎されていることが明らかになっており、地震探査の結果でもP波速度が2 km/secとこの種のp波速度に比べてもおそい速度を示しており、これは岩体が著しく破碎シクラックが多くなっていることを示しているものと思われる。ゆう水が大量にわき出し

たこともこのことを裏付けている。爆破点 $B-III$ は観測井観測点からみると、ちょうどこの皆神山岩体の裏側にあたり、 $B-III$ で発生した地震波は皆神山岩体の中央を通過して観測井観測点に到達すると思われる。このため地震波は皆神山岩体を通過中に著しいフィルター作用をうけて高い周波数成分が減衰してフィルター作用をうけない低い周波数のみが周波数分析の結果としてあらわれたと思われる。平柴観測点にはこのようなフィルター作用をする地層を通過することなく地震波が到達したために通常の周波数特性が出たものと思われる。もし地質的条件によってこのような結果が生じたとすれば、本研究の目的である 2 点間の構造、岩質あるいは岩質の状態を知る可能性があると考えてよいであろう。

2) 第一報の渥美沖爆破と今回の結果から「爆破点から遠くなれば高い周波数が減衰し低い周波数が卓越する」と従来言われていたが、数十 km～百数十 km 程度の距離では必ずしもそうは言えない。

3) 増幅器以外は、爆破の薬量、爆破点までの距離がかわっても変わることがないが、増幅器の利得は薬量、距離に応じて変えて観測している。パワースペクトルを求める場合、利得の差がどの程度特性の差として出てくるか、検討の必要がある。ただし、経費があれば同一爆破点に同一薬量で実験できるが、そのようなことは現在期待できないのでいわゆる「かけや打ち」で実験を行なったので将来報告する予定である。

終わりに臨み、御協力を頂いた次の方々に対し、ここに記して、感謝いたします。

松代地震センターの相原奎二氏、長野市松代支所の若林実氏、長野県平柴阿弥陀堂の宮本秀慶氏、坂井村の玉井彦一郎氏、気象庁地震課および気象研究所地震研究部の方々、国立防災科学技術センター前所長菅原正巳氏、国土庁の木下舜氏、観測当時国立防災科学技術センター第 3 研究部の大村一夫氏、八十島久氏、八十島八重子氏ならびに TEAC K.K.

参 考 文 献

- 1) 熊谷貞治、鈴木宏芳、八十島久、高橋末雄 (1967): 渥美沖人工地震波の作手における観測と周波数分析—人工地震波の周波数分析 (I). 国立防災科学技術センター研究速報, No. 5, 1—26.
- 2) 長野県地学会 (1957): 20 万分の 1 長野県地質図, 内外地図.
- 3) 飯島南海夫 (1962): フォッサマグナ北東部の火山層序学的ならびに岩石学的研究 (その 1). 信州大学教育学部紀要, No. 12.
- 4) 沢村孝之助、垣見俊弘、曾我部正敏、小林勇、長谷紘和 (1967): 松代震源域の地質と地質構造. 防災科学技術総合研究速報, No. 5, 3—11.
- 5) 沢村孝之助、大沢穠 (1969): 松代—須坂地域の地質と地質構造. 防災科学技術総合研究報告, No. 18, 3—7.
- 6) 飯島南海夫、斉藤豊 (1966): 長野盆地の地盤, 長野県防災会議震災対策部会.
- 7) 飯島弘 (1969): 長野盆地および周辺の地盤条件. 防災科学技術総合研究報告, No. 18, 99—102.
- 8) 瀬谷清 (1967): 松代群発地震地域における重力調査概要. 防災科学技術総合研究速報, No. 5, 13—22.
- 9) 瀬谷清 (1969): 松代群発地震地域における重力異常について. 防災科学技術総合研究報告, No. 18, 9—21.
- 10) 小野吉彦 (1967): 松代地域の電気探査 (I). 防災科学技術総合研究速報, No. 5, 23—27.
- 11) 小野吉彦 (1968): 松代地域の電気探査 (II). 防災科学技術総合研究報告, No. 18, 23—28.
- 12) Shuzo Asano, Susumu Kubota, Hiroshi Okada, Mitsuo Nogoshi, Hiroyoshi Suzuki, Kanenori Ichi-

- kawa and Hideo Watanabe (1969): Explosion seismic studies of the Matsushiro Earthquake Swarm area. *Spec Rep., Geological Survey of Japan*, No. 5, 3—201.
- 13) 菅原正巳, 勝山ヨシ子 (1967): 耐震実験装置に関する試験研究報告 (第1報). 国立防災科学技術センター研究速報, No. 6, 1—52.
 - 14) 飯田汲事, 服部定育 (1969): 火薬爆発による地震波動の再現性と方向性. 物理探鉱, **22**,
 - 15) Suehiro, S. (1968): Change in earthquake spectrum before and after Matsushiro Swarm. *Pap. Meteorol. and Geophys., Tokyo*, **19**, No. 3. 427—435
 - 16) 高橋博, 高橋末雄, 鈴木宏芳 (1967): 試錐による松代群発地震地域の地下構造. 防災科学技術総合研究速報, No. 5, 57—69.

(1975年7月28日原稿受理)