



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	人工地震の広帯域地震観測による霧島火山群の浅部構造
Author(s)	松田, 裕也; MATSUDA, Yuya; 蓬田, 清 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 64, 1-19
Issue Date	2001-03-27
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.64.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14288
Type	departmental bulletin paper
File Information	64_p1-19.pdf



人工地震の広帯域地震観測による霧島火山群の浅部構造

松田 裕也

広島大学理学部地球惑星システム学科

蓬田 清

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

前田 実利

株式会社パスコ・名古屋支店

及川 純

東京大学地震研究所

(2000年11月27日受理)

Shallow Structure in the Kirishima Volcanic Area, Japan, by Broadband Seismic Observation of Artificial Sources

Yuya MATSUDA

Department of Earth and Planetary Systems Science, Faculty of Science, Hiroshima University

Kiyoshi YOMOGIDA

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

Mitoshi MAEDA

Nagoya Branch, Pasco Corporation

Jun OIKAWA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(Received November 27, 2000)

We conducted broadband seismic observation of artificial explosions on November 28, 1996, in the Kirishima volcanic area, southern Kyushu, Japan. This was the second broadband seismic observation in this region, following the one in 1994. We installed two broadband seismometers (STS-2) in the north and south of six explosions, in order to study the shallow structure of the Kirishima volcanic region. At the two observation sites (KVO and SNY), seismometers could record all the six explosions. First, we compared waveforms and spectral data at the two observation sites. This comparison implies the complexity of both source and site factors. Next, we measured apparent P-wave velocity using arrival times of the initial P wave. Although some previous studies showed that Karakuni-Dake has high velocity

anomaly, we do not find high velocity anomaly there. Assuming a simple two-layered model, the observed travel time can be explained better. Thirdly, there is a secondary wave in seismogram at SNY whose amplitude is larger than the initial. Its spectrum, particle motion and travel time imply that it is originated from the existence of a nearly vertical strong reflection interface in the south of SNY. Finally, using the coda-normalization method, we estimated the attenuation of the initial and secondary P waves. The frequency characteristics in the whole area do not indicate significant lateral variations, similar to the velocity structure. After the studied area is divided into the northern and southern parts, the value of Q_p^{-1} has the maximum around 3Hz in the northern part of Iwo-Yama, which indicates that the representative size of heterogeneity is about 1km and/or larger than this size. Q_p^{-1} values obtained from transverse seismograms agree with those from vertical ones, implying the possibility to estimate Q_p^{-1} well only by vertical component seismometers that are widely used in explosion observation in volcanic areas.

I. はじめに

1996年11月28日に霧島火山体において人工地震の観測が行われた。本観測地域での人工地震の観測は1994年(鍵山ほか, 1995)に続いて2度目であり、先の観測でも広帯域地震計は用いられている(前田ほか, 1995)。今回の観測は6回の人工爆破地震を固有周波数2 Hzの上下動地震計(L-22D)を用いて288観測点で記録すると同時に、広帯域地震計(STS-2)を用いてL-22Dの設置場所とは異なった2観測点(1994年の観測と同じ東京大学霧島火山観測所KVO(前田ほか, 1995)の他に、大浪池の南約3 kmのSNY(Fig. 1))で記録した。記録計は(株)白山工業製のデータロガー(LS 8000 SH)を用いた。サンプル間隔は4 msである。爆破地点はKVOとSNYの間をほぼ東北東-西南西に伸びる形で配置され(Fig. 1, Table 1, Table 2)、6回の爆破は11月28日午前1時2分から約10分ごとに行われた。

これまでの霧島火山群の探査からこの地域の構造について、以下のような特徴が明らかになっている。硫黄山、新燃岳などの火山では約10 km以深に数 $\Omega \cdot m$ の低比抵抗層が広く分布している。この層は火口直下では深さ2~3 kmまで浅くなっており、マグマあるいは火山ガスの上昇経路と考えられている(鍵山ほか, 1996)。一方、韓国岳周辺の深さ4~5 kmには地震波が大きく減衰する領域が認められ、この領域が韓国岳直下まで達している可能性がある(及川ほか, 1994)。さらに、1994年の探査のデータを用いたはざとり法によって、高千穂河原周辺にほぼ東西方向に延びる速度不連続面(筒井ほか, 1996)の存在する可能性が指摘されており、それは西(1997)によって低速領域として検出されている。

今回の爆破地震観測では硫黄山直下の構造探査を目的としてL-22D地震計は配置されているが、本研究で用いたサーボ式速度地震計STS-2はこれらの測線をささむように設置された。本研究では広いフラットな周波数応答域(約0.02-120秒)と広ダイナミックレンジ(140 db)で3成分を記録するSTS-2の特徴を活かし、(1)サイト特性、(2)大まかな速度構造、(3)観測された後続波からの反射面の同定、(4)散乱・減衰の周波数依存性などを解析する。

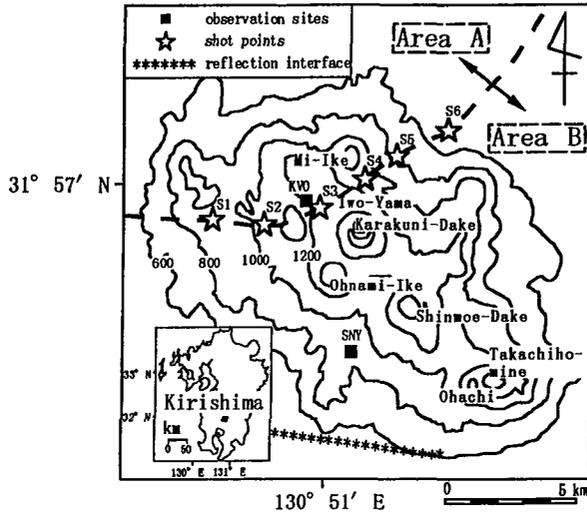


Fig. 1. Location of six shot points (S1-S6) (represented by stars), two STS-2 observation sites (KVO and SNY) (solid rectangles) of the 1996 Kirishima explosion experiment, the proposed vertical reflection interface (asterisks) and regionalization (Area A and Area B) for attenuation of the initial P wave.

Table 1. Shot time, location and charge of all the six explosions. (Kagiya, et al., in preparation.)

	Time (JST)	Latitude (N)	Longitude (E)	Altitude (m)	Charge (kg)
Shot 1	01 : 02'01.748"	31°56'15.7452"	130°48'10.152"	849	300
Shot 2	01 : 12'00.210"	31°56' 8.7216"	130°49'26.9256"	1056	250
Shot 3	01 : 22'01.014"	31°56'28.5108"	130°50'48.966"	1193	250
Shot 4	01 : 32'00.521"	31°57' 4.32"	130°51'55.4544"	1151	250
Shot 5	01 : 42'01.006"	31°57'31.1832"	130°52'39.4536"	826	250
Shot 6	01 : 52'00.343"	31°58' 3.36"	130°53'52.6596"	563	300

Table 2. Locations of two observation points.

Site	Latitude (N)	Longitude (E)	Altitude (m)
KVO	31°56'37.32"	130°50'29.52"	1190
SNY	31°53'31.43"	130°51'37.30"	920

II. 波形の特徴

Fig. 2はKVO, SNYにおいて観測したSHOT 1とSHOT 4(以下, SHOTをSと表す)の速度波形記録である。水平2成分を回転させ、地震波の伝播方向がラディアル成分(直交するのがトランスバース成分)とする。各々の爆破について両観測点の速度波形の上下成分をFig. 3に

示す。ノイズを除くため、1~20 Hzのコサインバンドパスフィルター（トランジションバンド幅は1.5 Hz）をかけている。また、比較しやすくするために各爆破ごとに振幅スケールを統一した。

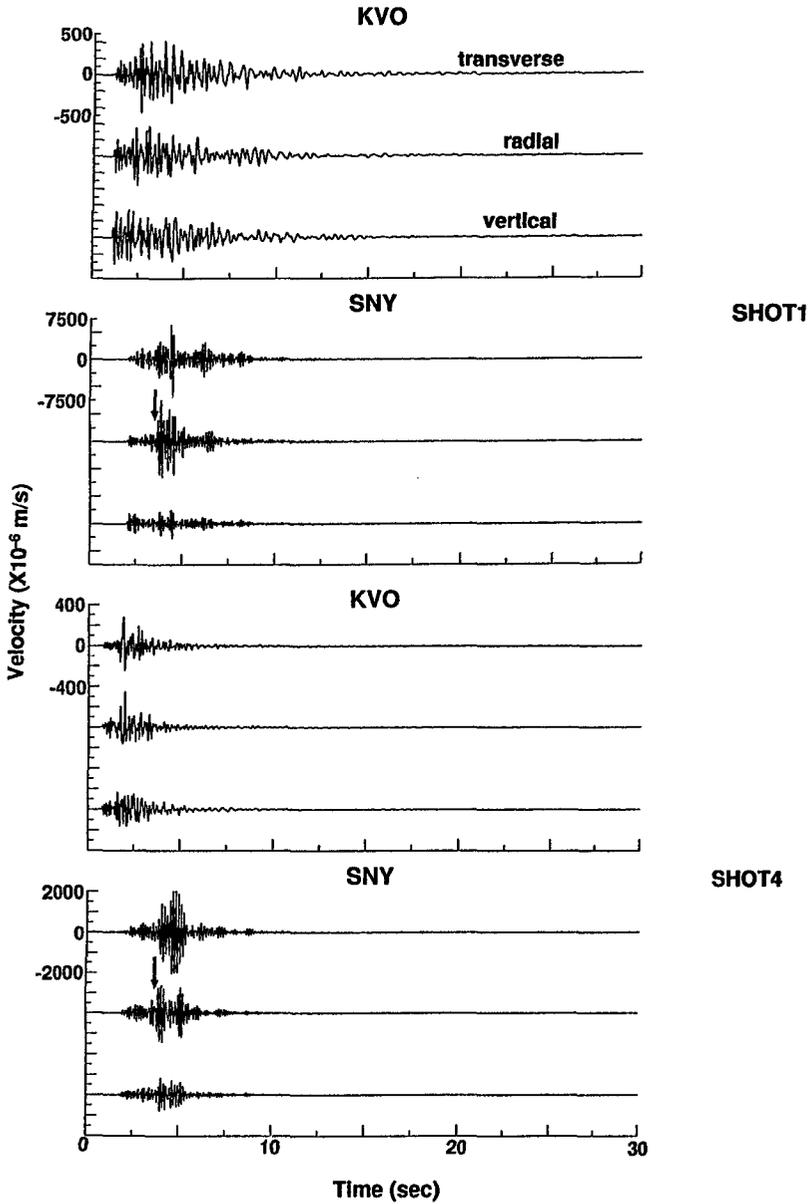


Fig. 2. Velocity seismograms recorded at KVO (first and third panels) and SNY (second and forth) for SHOT 1 (upper two panels) and SHOT 4 (lower two). The initial time of each seismogram represents the shot time. In each panel, transverse, radial and vertical components are shown from top to bottom. Arrows indicate the arrivals of the secondary wave at SNY.

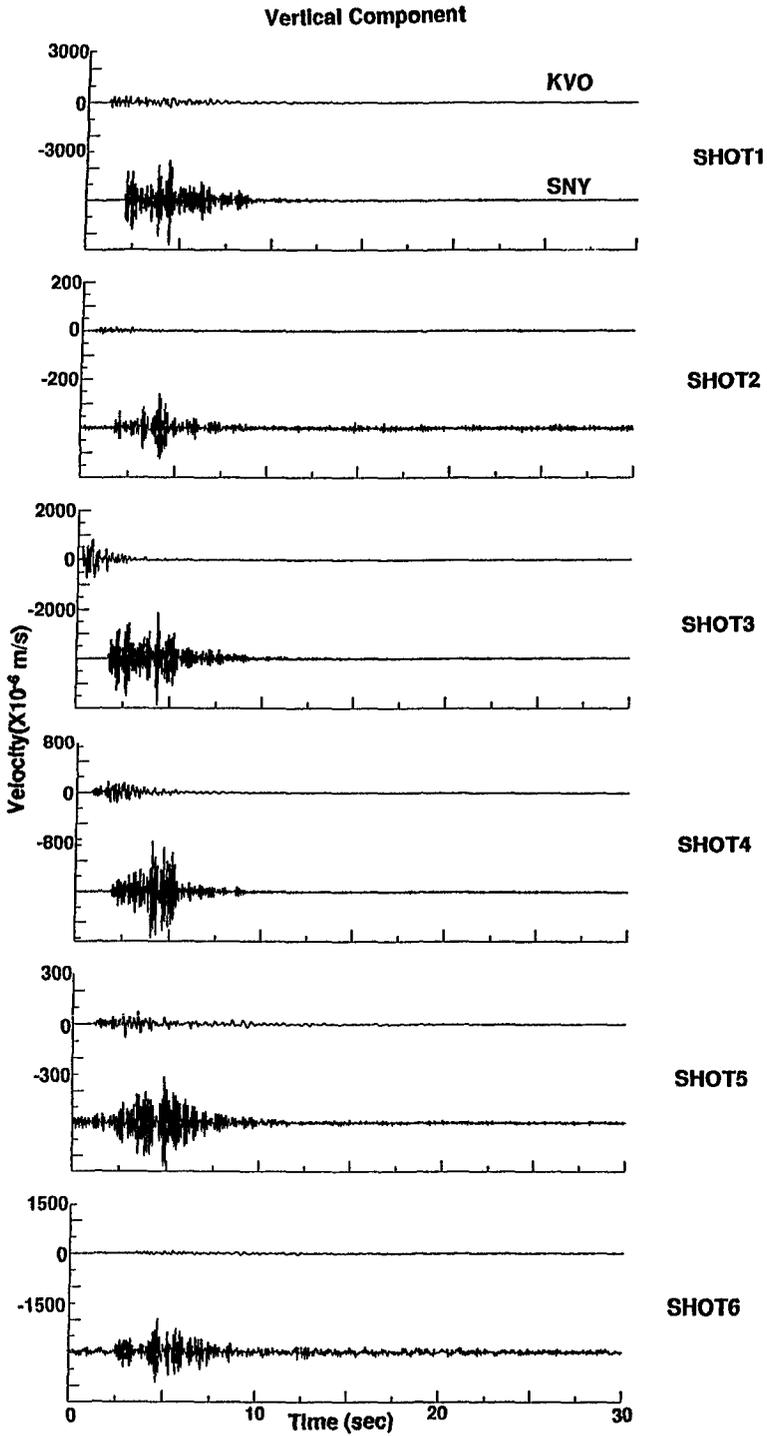


Fig. 3. Velocity seismograms (vertical component) at KVO (upper) and SNY (lower) with the same scale for each shot.

各爆破においてKVOはSNYに比べて震央距離が短いにもかかわらず、波形振幅が明らかに小さい。また、両観測点でS1とS3の振幅は他の爆破に比べて大きく記録されている。S3のKVOでの振幅が大きい原因は震央距離が短いことによると考えられるが、SNYでも振幅が大きいので、S1とS3の大きな振幅は爆破地点の地盤の違いを反映しているものと考えられる。例えば、S1と距離がほぼ等しいS5は火山噴出物で覆われているのに対し、S1の地盤は古期の安山岩類であるために(井ノ上, 1988; Kobayashi et al., 1981) 励起された波が強かったのであろう。

Fig. 2やFig. 3の波形には、伝播する間の反射、散乱や減衰の影響が含まれている。それらの周波数特性を調べるために、Fig. 3に示された地震波形記録(爆破後30秒間の上下成分)に対する速度スペクトルをFig. 4に示す。KVO-S3は距離が近いため例外的に高周波の波が記録されているので、1から35 Hzの範囲を示す。Fig. 4に示された爆破のスペクトルは、観測された波形が実体波であり、震源距離に反比例して振幅が減少すると仮定して、距離を乗じることによって規格化している。このスペクトルにはPからS波への変換波や表面波、ノイズなどが含まれており、まずノイズの性質を調べる必要がある。

KVO, SNYの上下成分のノイズ(各爆破以前の任意の5秒間)のスペクトルもFig. 4に示す。KVOの爆破スペクトルには目立ったピークがなく、ほぼフラットだが、S4やS6では2 Hz周辺と4~6 Hzの領域に弱いピークが見られる。一方、SNYではすべての爆破について6~10 Hzに顕著なピークを持っていて、スペクトル全体で振幅がKVOの10倍以上大きい。また、ピークの強度は爆破ごとに大きく異なっている。KVOでの記録と比較すると、5 Hz以下の低周波の波が5~15 Hz領域に比べて著しく弱くなっている事も明瞭である。

ノイズスペクトルの振幅の大きさを比較すると、SNYではS2とS6について6~10 Hz付近のノイズは観測された信号の20~30%の大きさであり、さらにスペクトルの形が類似しているので、Fig. 4のSNYの爆破スペクトルを論じるときには、このノイズを除去する必要がある。SNYのノイズ部分のスペクトルで顕著なように時間変化がみられ、ノイズ源の強さがすべての記録で同じとはみせないので、これらのスペクトルだけからサイト特性を正確に見積もることは困難である。それでも、SNYのどのノイズ部分でも6~7 Hzのピークが存在するので、サイト特性によって常にこの周波数領域は大きく増幅されている結論づけられる。観測される波の特性から地下構造を論じるには、サイト特性を何らかの方法で考慮する必要がある。

今回の観測では2 Hz地震計による観測を同時に行わなかったので直接比較は行えないが、前田ほか(1995)やMaeda et al. (1997)と同様に低周波領域(<2 Hz)の波が観測されており、爆破でも2 Hz以下の低周波の波が励起される事がわかる。ただし、1 Hzより低周波領域では広帯域地震計の感度は十分によいが、爆破が小さいせいaka定量的な解析に耐えうるだけのエネルギーは観測されなかった。一方、爆破点がKVOに近いS2, S3, S4については12 Hz付近の高周波領域のピークは減衰せずに観測されている(Fig. 4)。また、距離が極めて近いKVO-S3は20 Hz以上の波もはっきりと存在し、今回の規模や様式の爆破では20 Hz以上の高周波の波も十分に励起されていると結論できる。20 Hz以上の高周波領域では減衰と散乱の効果が著しく、特に火山地

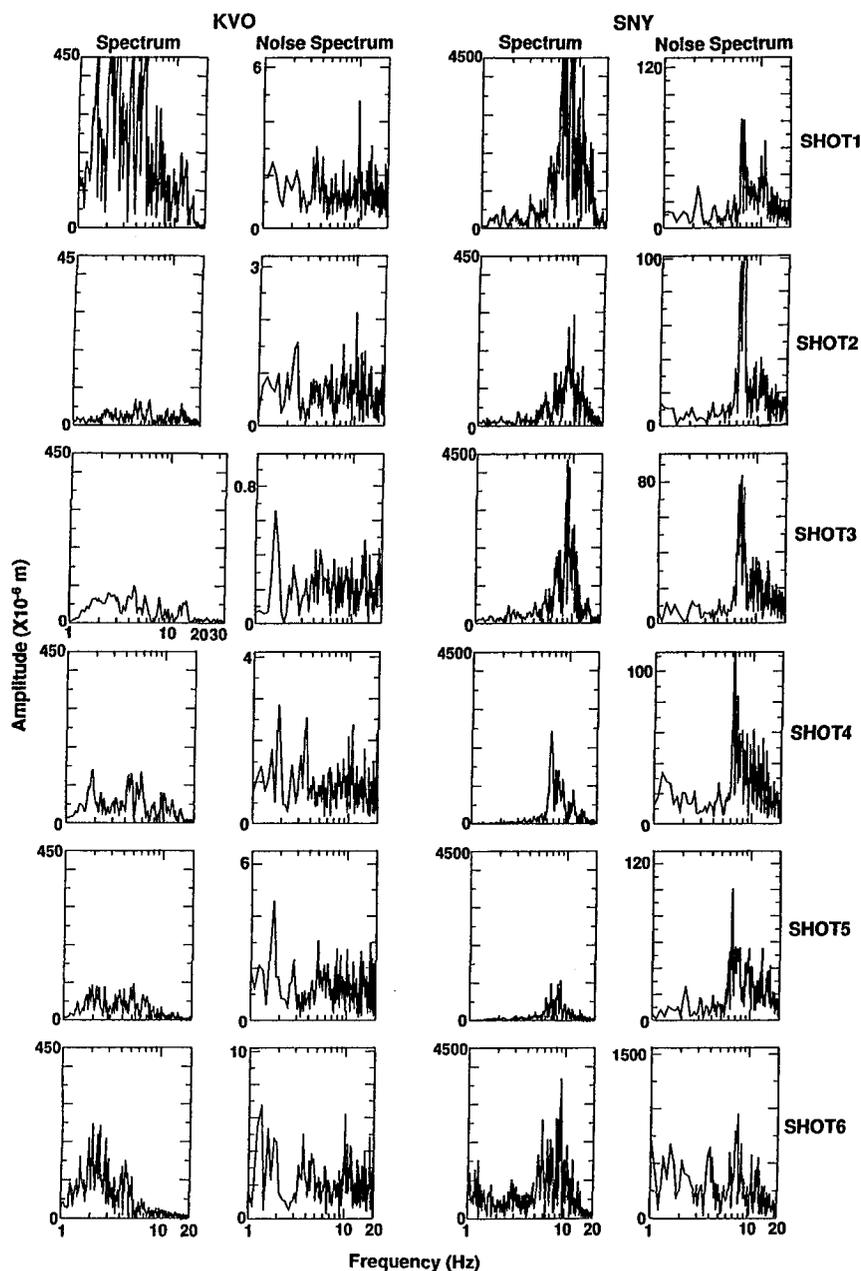


Fig. 4. Spectra of the vertical component of the velocity for the waves excited by explosions (first column: KVO and third: SNY) and for the background noise (second: KVO and fourth: SNY). For signals, the seismic records for 30 seconds after the shot time, which correspond to the seismograms shown in Fig. 3 are used. The arbitrary five seconds data prior to the shot times are used for estimating the noise spectra. Vertical scales for signal spectra are normalized by epicentral distance and scales for the noise spectra represent original amplitudes. Note that the amplitude scale for excited waves for KVO is ten times larger than that for SNY.

帯ではその傾向が強いので、定量的な測定が困難であるが、解析の分解能をあげるためにも 1 Hz 以下の低周波領域とあわせて、より強力な爆破による今後の新たな研究の可能性を示唆している。

III. 見かけの P 波速度

霧島火山群の速度構造については、これまでいくつかの研究がある。韓国岳の北西に位置する硫黄山の下にはマグマ溜りがあるとされ（歌田ほか, 1994）、韓国岳の表層部の高速度異常（山本・井田, 1994）も指摘されている。西（1997）は 1994 年の人工地震探査のデータと地震波トモグラフィーの手法を用いて 3 次元 P 波速度構造を求め、筒井ほか（1996）の地下構造不連続面を低速度領域として検出している。

本研究では、観測点から爆破点まで震央距離が 10 km 以下と比較的短いので、最初に到達する波を直達 P 波と仮定して（Maeda et al., 1997）、震源から観測点までの見かけの P 波速度を計算した。結果を Table 3 にまとめる。震央距離が極めて小さいためにごく表層の速度を示している S3-KVO 以外は見かけの P 波速度は約 3.3~3.9 km/s となり、雲仙火山では大きなばらつき（2.4~4.2 km/s）が見られた（Maeda et al., 1997）のと対照的に、水平方向の大きな速度異常が存在しないを示している。

Table 3. Epicentral distance, travel time and apparent P-wave velocity at each source-receiver pair.

SHOT-Site	Distance (km)	Travel time (s)	Velocity (km/s)
S1 - KVO	3.7200	1.13	3.29
S2 - KVO	1.8660	0.50	3.73
S3 - KVO	0.57869	0.22	2.63
S4 - KVO	2.4050	0.76	3.16
S5 - KVO	3.7938	1.07	3.55
S6 - KVO	5.9566	1.66	3.59
S1 - SNY	7.4323	2.00	3.72
S2 - SNY	5.9332	1.73	3.43
S3 - SNY	5.5999	1.66	3.37
S4 - SNY	6.5747	1.84	3.57
S5 - SNY	7.5631	—	—
S6 - SNY	9.1008	2.32	3.92
mean			3.45

そこで、垂直方向のみに速度が変化する平行 2 層モデルを仮定し、その走時曲線と観測結果を比べた (Fig. 5)。観測される初動の走時はこのモデルで十分に説明でき、走時曲線の傾きと切片から、上部層の速度は 3.4 km/s で厚さが 1.4 km、下部層の速度は 5.1 km/s と推定される。筒井ほか（1996）のはぎとり法の結果のうちで、ごく薄い低速度の表層を除いた厚さ 1.5 km の第 2 層 (3.6 km/s) と第 3 層 (5.8 km/s) によく一致している。

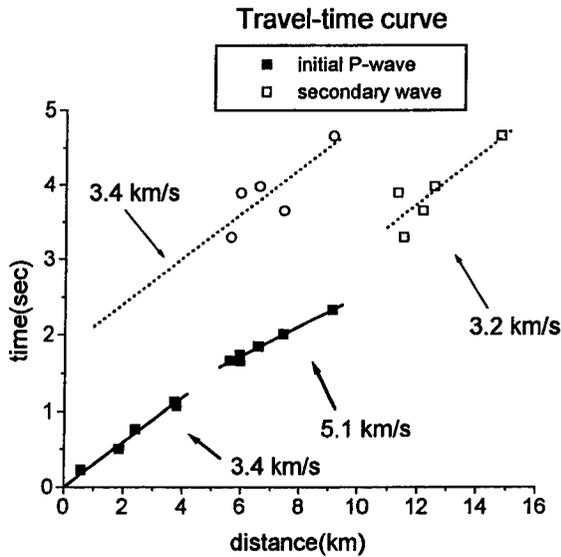


Fig. 5. Travel times of the initial P wave (solid rectangles) and the secondary wave at SNY (open rectangles), with the travel-time curve (solid lines) for a flat two-layer model with upper and lower velocities of 3.4 km/s and 5.1 km/s and the thickness of the upper layer of 1.4 km. Travel time of the secondary wave (broken line) at SNY is obtained by assuming the average P-wave velocity of 3.2 km/s and P-to-P reflection by a vertical interface about 4 km in the south of SNY, as represented by asterisks in Figure 1. Another travel curve of the secondary wave is given by open circles, assuming that the wave comes directly from each shot, as for the initial P wave.

IV. 後続フェーズ

爆破による人工地震では単純なP波のみを励起するはずにもかかわらず、SNYではほとんどの記録で小さな初動に続いて振幅の大きな第2波が観測される (Fig. 2)。前田ほか (1995) の記録では不明瞭であるが、鍵山ほか (1995) の記録のいくつかにもこのような第2波が観測されている。以下にこの第2波の特徴をまずまとめ、続いてその成因について推定する。

第2波の観測された特徴を以下にまとめる。

- (1) SNYの記録のみに顕著に認められる (Figs. 2, 3)。
- (2) 振幅は第2波の方が初動P波より5倍以上大きい場合もある (Figs. 2, 3)。
- (3) 初動P波の偏向面は、最初の0.1秒くらいは上下成分がやや大きいものの、すぐにばらばらになる。第2波はある程度一定の方向にまとまっていて、水平成分も大きく、さらにラディアル成分が比較的大きい (Fig. 6)。
- (4) 卓越周波数、あるいはスペクトルの形は初動P波とほぼ同じである (Fig. 6)。

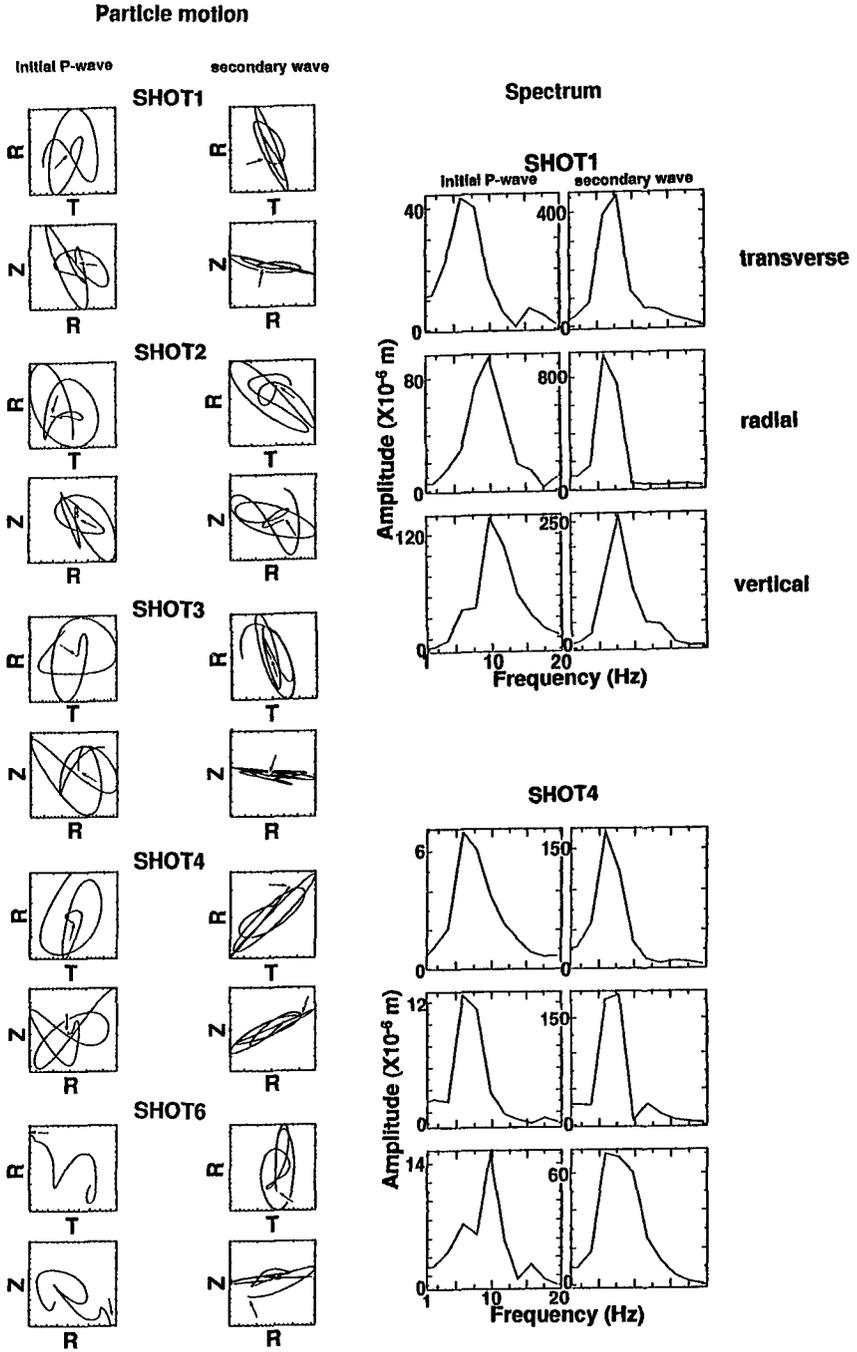


Fig. 6. Particle motions of the initial P wave and secondary wave with the time window of 0.4 sec for each shot at SNY (left figures) and their spectra of three components for SHOT 1 and SHOT 4. Arrows in the left figures indicate the starting points.

(5) 波形をみる限りは分散はなく、むしろ立ち上がりは鋭い(Figs. 2, 3)。

(6) 初動 P 波との走時差はどの記録も約 2 秒近くで、もし震央距離で走時曲線上に載せると (Fig. 5 の○), 見かけ速度が遅く (3.4 km/s), かつ y 切片が 1.85 秒と大きな値になる。

まず (1) から震源や KVO 付近の地下構造によるものではない。また (6) のように初動から 2 秒以上も遅れているので、SNY 表層近くのサイト特性であることは否定できる。見かけ速度が遅いようなので S 波や表面波とも考えられるが、初動 P 波と同じような爆破点から伝播経路を通ってきたとしたら、(6) の走時での有意に大きい y 切片は説明できない。特に (5) より、表面波については全面的に否定できる。(3) のように偏向面が比較的まとまっていることから、SNY 周辺の特別な地下構造によって反射・散乱された波であると結論できる。

爆破震源なので、原則的に P 波のみが励起され、P-P 反射(散乱)か P-S 反射が可能性として残る。(2) の特徴は極めて重要と考えられ、初動 P 波よりもはるかに大きい S 変換波は考えにくい。また、S 波の非弾性減衰 (intrinsic Q^{-1}) は P 波より一般大きい、それは高周波領域でより顕著に現われる (例えば、Yoshimoto et al., 1993)。地表近くではその傾向がさらに強いはずであるので、もし第 2 波が S 波なら 1 Hz 以上の一般的な短周期地震波形記録に見られるように卓越周波数が初動 P 波よりも低くなるはずであるが、(4) のようにほぼ等しい。SNY 直下の深い反射面での変換波なら S 波でも減衰は小さいので、これらの観測事実を説明できるかもしれない。そこで、(6) の走時を考えると、見かけ速度 3.4 km/s を採用すると深さ 7 km 以上の反射面なら矛盾はしないが、実際にこの深さでは S 波速度でも 5 km/s 近くになるし (筒井ほか, 1996)、また観測領域の大きさと比較すると KVO でも同様に記録されるべきである。いずれにせよ表面近くを伝播する初動 P 波と 2 秒近くの走時差は深い反射面で反射された S 波であっても説明が困難である。(3) の水平成分がやや大きいことは S 波に有利ではあるが、初動 P 波がそれほどまとまっていないことから強い証拠ではなく、入射角の大きい P 波と考えても矛盾しない。

以上のことから、その他の可能性(例えば、深い反射面からの S 波)は完全に排除できないものの初動 P 波とほぼ同じような比較的浅い層をほぼ水平に伝播し、ある垂直に近い反射面から長い伝播距離のため遅れて SNY にやってくる P 波と本研究では仮定する。以下にその反射面の位置を推定する。SNY のみに観測され、初動 P 波から 2 秒も遅れることから、SNY より南側と考えるのが自然である。こうすると (3) のラディアル成分とも調和的になる。深さ方向の伝播についてはただだか 2 km 程度なので、走時としては水平方向の距離のみとし、ほぼ東西方向に走向を持っていると仮定して、その位置を最小自乗法により求める (Fig. 5 の□)。みかけ速度は 3.2 km となり、前節の上部層の速度 (3.4 km/s) とほぼ一致する。さらに、反射面の位置は SNY の南約 3.4 km を通る N 83°W の走向となり (Fig. 1)、筒井ほか (1996) で指摘された南千穂河原周辺にほぼ東西に延びる速度不連続面の位置とおおよそ一致する。

このようにこの仮説では多くの観測結果を説明できることがわかったが、(2) の大きな振幅については、あまり深くない部分に薄い低速度層が広がっていて、そこに P 波がトラップして伝播したり、あるいは反射面がちょうど凹型になって SNY ではたまたま増幅されたなど、特殊な地下

構造が必要である。また、Fig. 2 の KVO の波形には第 2 波らしき波もみられるが、初動 P 波との走時差は 2 秒以下などの特徴があり、SNY の第 2 波とは異なる成因と思われる。これらの構造の可能性を絞っていくためには、今回とは爆破点と観測点の配置の異なる観測が今後必要となる。

V. P 波の減衰 (Q_p)

火山地域の内部構造は大変複雑であり、マグマ等による非弾性減衰の著しく大きな部分も存在するはずである。ここでは、初動 P 波と第 2 波の Q 値の周波数特性を考慮して霧島火山群における減衰の特徴を定量的に解析する。

波の振幅は $\exp(-\omega r/2\nu Q)$ に比例して減衰する。ここで、 r は伝播距離、 ω は角周波数、 ν は地震波速度である。幾何学的な広がり ($1/r$) を考慮すると観測点における実体波の振幅スペクトルは

$$A(\omega) = S(\omega) R(\omega) \exp(-\omega r/2\nu Q)/r \quad (1)$$

と表せる。 $S(\omega)$ は震源スペクトル、 $R(\omega)$ は観測点直下のサイト特性である。本観測は広帯域地震計を用いているため、測定する周波数帯 (1~16 Hz) 内では地震計の特性についてはほぼフラットとみなしてよい。

本研究ではサイト特性を見積もるためにコーダ正規化法 (Aki, 1980) を用いる。コーダ波は観測領域全体の不均質性による散乱波なので、細かな伝播経路などにはよらず平均的なサイト特性を与えることを利用する。自然地震のコーダ波は主として S-S 散乱波と考えられるが (Aki and Chouet, 1975; 佐藤, 1984; Sato and Fehler, 1998), 本研究のような爆破では原則として P 波のみが励起されるので、初動 P 波直後の P コーダ波を用いることも考えられるが、この波の性質は十分にはわかっていない (Sato and Fehler, 1998)。特にローカル地震の上下成分は震源近くの S-P 散乱波で直達 P 波とほぼ等しい伝播経路を通ってくる (Kuwahara et al., 1997) ために、サイト特性の評価には使えない。爆破では P-P 散乱波とは思われるが、その性質は不明である (特に上下成分は伝播経路が直達 P 波とほぼ同じと推定される)。P-S 散乱は P-P 散乱よりも一般に強くかつ波の coherency が落ちる (Sato and Fehler, 1998) ので、lapse time が十分長い水平成分の波形をコーダ波として用いた方が領域全体からの寄与とみなすことができる。これでは S 波のサイト特性になってしまうが、後で示すように Yoshimoto et al. (1993) のように P 波の推定にも十分信頼出来る結果が求まることがわかっているので、本研究で用いるサイト特性評価のためのコーダ波とは、lapse time が十分長い主に S 波に散乱された波として自然地震と同様に扱う。

地震発生からの時間 t のコーダ波スペクトルの振幅 $A_c(\omega, t)$ は、

$$A_c(\omega, t) = S_c(\omega) R_c(\omega) P(\omega, t) \quad (2)$$

と表される。ここで、 $S_c(\omega)$ はコーダの震源項、 $R_c(\omega)$ は観測点直下のコーダに対するサイト特性の項、 $P(\omega, t)$ はコーダの時間変化も含めた伝播効果を表した項である。マグニチュード 6 以

下の地震について震央距離 100 km 以下では、十分長い lapse time (一般的には直達 S 波の走時の約 2 倍) において $P(\omega, t)$ はほぼ一定に指数関数的に時間減衰するので (Aki and Chouet, 1975; Yoshimoto et al., 1993), 式 (1) と式 (2) から

$$\ln(A(\omega)r/A_c(\omega, t)) = B - Cr \quad (3)$$

を導き出せる。コーダの始まる時刻を同じとすると、 $P(\omega, t)$ がどの震源-観測点でも一定となるので、 B と C は周波数のみに依存し、

$$C = \omega/2vQ = \pi f/Qv \quad (4)$$

となる。

まず、4つの帯域 (1~2, 2~4, 4~8, 8~16 Hz) のコサインバンドパスフィルター (トランジションバンド幅はそれぞれ 1 Hz, 1.5 Hz, 1.5 Hz, 1.5 Hz) を地震波形記録にかける。各帯域で上下成分の P 波の立上りから 1.5 秒間の最大値と最小値の絶対値の平均をとって振幅 $A(\omega)$ とする。このデータ幅は、後続フェーズの節で述べた第 2 波がどの記録にも含まれないように定めた。次に、コーダスペクトル $A_c(\omega, t)$ は十分大きな lapse time ということで、爆破の 10 秒後から 5 秒間のトランスバース成分の自乗平均とした。ただし、爆破からの経過時間が短いと第 2 波と重なってしまい、大きな誤差を生じるので、そのようなデータは排除した。式 (4) の P 波速度 v は Table 3 で示した値の平均値 3.45 km/s とした。

結果を Table 4 と Fig. 7 にまとめる。我々の人工地震の観測では震源が少なく、1つの観測点でのデータ数は限られているので、まず観測領域の平均の Q_p 値を求める。8 Hz 以上の高周波領域では S/N 比が悪いために測定数が少なく、 Q_p 値は求められない。本研究ではデータ数が Yoshimoto et al. (1993) などに比べて少ないので、サイト特性の微妙な方位依存性を十分平均化できない心配もあるが、Fig. 7 の結果をみると、距離にしたがって直線的に減少するので、得ら

Table 4. Amplitude attenuation Q^{-1} of the initial P wave and secondary wave of SNY with their standard errors. The upper row represents values for coda amplitude with transverse component while vertical component in the lower.

	Frequency range (Hz)	Average (initial)	Area A (KVO) (initial)	Area B (SNY) (initial)	(secondary)
Transverse for coda	1-2	0.24(±0.084)	0.30(±0.19)	— (—)	— (—)
	2-4	0.10(±0.048)	0.32(±0.095)	0.011(±0.041)	0.081(±0.0098)
	4-8	0.082(±0.016)	0.11(±0.029)	0.080(±0.061)	0.053(±0.028)
	Frequency range (Hz)	Average (initial)	Area A (KVO) (initial)	Area B (SNY) (initial)	
Vertical for coda	1-2	0.29(±0.19)	0.48(±0.27)	— (—)	
	2-4	0.072(±0.061)	0.29(±0.13)	0.080(±0.063)	
	4-8	0.053(±0.029)	0.11(±0.023)	— (—)	

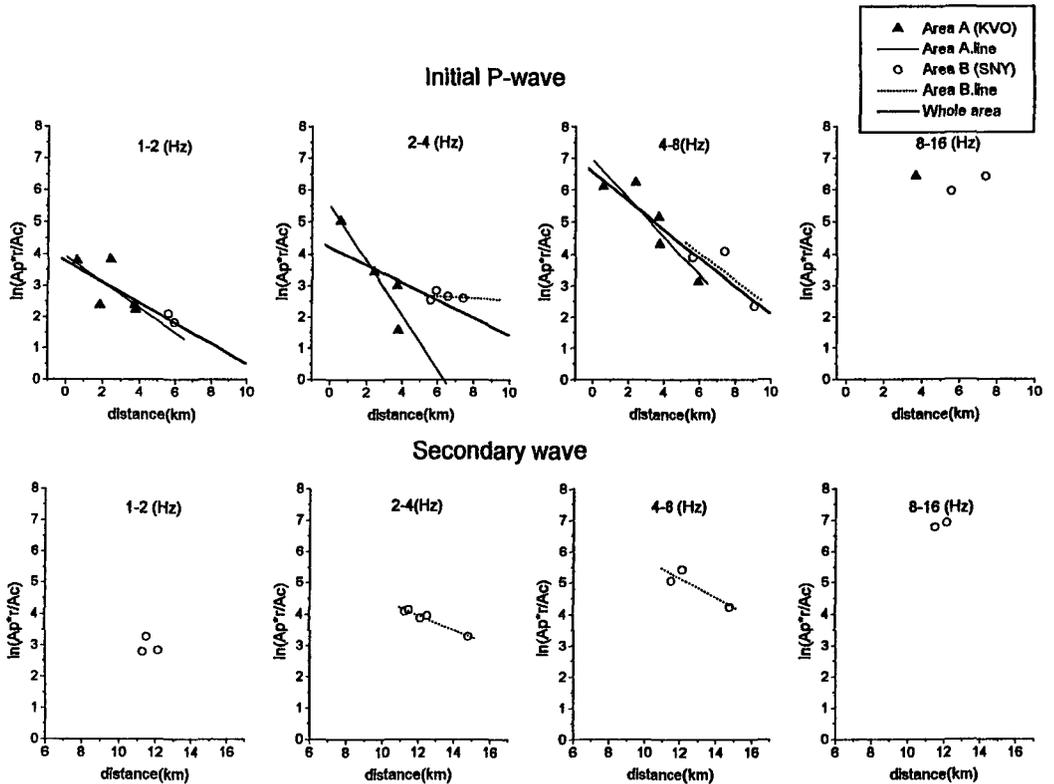


Fig. 7. Peak-to-peak amplitude of the initial P wave (upper figures) and secondary wave of SNY (lower) as a function of epicentral distance for the four frequency bands (1-2, 2-4, 4-8, and 8-16 Hz). The amplitude is corrected by the coda normalization method. Solid triangles and open circles represent the data for Area A (KVO) and Area B (SNY), respectively. P-wave amplitude are measured with the vertical component while the transverse component is used for coda amplitude. Thin solid, dashed, and thick solid lines represent the lines fitted by the method of least squares for Area A, Area B and the whole area, respectively. For the secondary wave of SNY, the distance represents the total travel distance from each shot to SNY via the reflection interface of Fig. 1, as in Fig. 5.

れた Q_p^{-1} 値は信頼できる。Yoshimoto et al.(1993) が関東地方の自然地震を解析した結果と同様に、回帰直線に対するデータの分散は低周波側の方が若干大きくなっている。Yoshimoto et al.(1993) はこの原因を高周波領域での発震機構の複雑さ (Liu and Helmberger, 1985) と散乱を起こす微細な不均質の分布の複雑さが十分に大きく、観測される振幅の減衰が逆に平滑化されるとした。すると、数 Hz より高周波の地震波に対しては本研究の地域内の不均質の空間分布は比較的一様で特別な構造の影響がないことを示唆している。また、雲仙普賢岳の同様の解析結果 (Maeda et al.(1997) の Fig. 7) と比べると、すべての周波数帯でデータの分散が有意に小さいので、P 波の見かけの速度の結果とも合わせて霧島火山群では不均質の分布がより一様であると考

えられる。また、Maeda et al.(1997) による雲仙普賢岳の解析結果（低周波側で0.016）と比べて2 Hz以下で0.24とかなり大きい（Table 4）。カルデラ直下では著しく減衰が大きい領域がある事が報告されているので（Roberts et al., 1995），この著しく大きな Q_p^{-1} 値は妥当かもしれない。2 Hz以下の Q_p^{-1} 値が大きいのはごく浅い人工地震を用いているために自然地震を用いたコーダ正規化法に比べて表面波がより大きく励起しているため、コーダ波に混入したためかもしれない。しかし、コーダ部分の波形は分散性を見かけ上は増していないし（Figs. 2, 3），用いたコーダ部分は継続時間が十分に長いので、1 Hzより高周波の表面波は地表近くの大きな非弾性減衰の影響で十分に減衰してしまっていると考えられる（例えば、Aki and Chouet, 1975）。

次に、 Q_p^{-1} 値の周波数依存性を直線回帰によって求めると、

$$Q_p^{-1} = 0.30 f^{-0.77} \quad (5)$$

となる（Fig. 8の□）。べき乗指数が-1より大きいので、ある一定時間での減衰は高周波の方が大きいことを示している。一般に散乱による減衰の強さは散乱体の空間的大きさと地震波の波長と同程度の時に顕著になる（佐藤, 1984）。Maeda et al.(1997) の雲仙での結果では4~10 Hzに Q_p^{-1} 値のピークが存在し、これに対応する0.2 km程度の大きさの不均質が卓越していると結論している。これに対して、本研究の Q_p^{-1} のべき乗則からはある特徴的な大きさの不均質の存在を示唆しない。ただし、関東地方で求められたべき乗指数-0.95よりも大きい（Yoshimoto et al., 1993）ので、数Hzより高周波領域の減衰が相対的に大きい事となり、その波長に対応する0.1

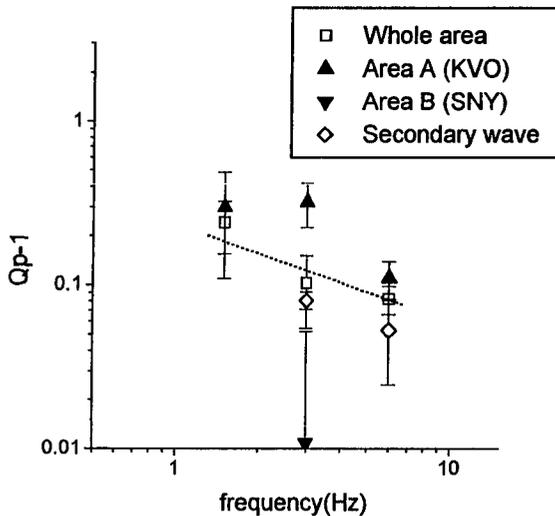


Fig. 8. Q_p^{-1} versus central frequency diagrams of the initial P wave for whole area (open rectangles), Area A (solid triangles) and Area B (reversed solid triangles) as well as the secondary wave of SNY (open diamonds). Dashed lines represent the results of the least-squared fitting with error bars.

km以下の微細な不均質が相対的に多く存在することを示している。火山地域の近地での地震波減衰の研究は Goldstein and Chouet (1994) や Chouet et al. (1997) など、近年始まったばかりでその分解能は十分でなく、局所的に Q_p^{-1} 値が極端に小さい部分が多く存在する可能性もあり、今後の研究に値すると考える。

次に、KVO, SNY それぞれのみの記録から Q_p^{-1} 値を求めた (Table 4, Figs. 7, 8)。S1 から S6 を結んだ線の北側の領域 A と南側の領域 B の 2 つの領域に分けて (Fig. 1), 各々の領域の Q_p^{-1} 値を求めたとおおまかに考えてよい。Fig. 8 に示すように領域 A は中心周波数 3 Hz の Q_p^{-1} 値がやや大きい。領域 A で Q_p^{-1} 値が 2~4 Hz 付近で大きくなることは、この波長に対応する 0.9 から 1.8 km 程度の不均質が卓越して存在する可能性を示している。具体的には地震波散乱効果のある火砕物あるいは帯水層 (三ヶ田, 1996) などが考えられる。

一方、領域 B の韓国岳付近では減衰の大きな領域がほぼ地表付近まで達している (及川ほか, 1994) とされている。本研究では、震央距離がほぼ一定であり、さらにデータ数が少ないため、 Q_p^{-1} 値はほとんど求められないが、SNY で観測された波は KVO で観測された波より減衰が若干小さい (Fig. 8)。これは、地域差ばかりではなく SNY の震央距離は系統的に大きいので、 Q_p^{-1} 値の測定に用いた P 波は深い部分をより長く伝播し、そこでの減衰が小さいことによると考えられる。

最後に、SNY での第 2 波の Q_p^{-1} 値についても、Fig. 5 で求めた第 2 波の平均速度 3.2 km/s を用いて、同様の解析を行うことによって求めた (Table 4, Figs. 7, 8)。Fig. 1 の反射面での反射も入れた Fig. 5 と同様な伝播距離を用いた。すべてのデータでは反射面での反射係数は同じであるとみなし、式 (3) をそのまま適用した。SNY の第 2 波はデータ数が少ないので十分な比較はできないが、SNY の初動 P 波と第 2 波の減衰の特徴や値に著しい違いはない (Fig. 8 の◇)。この結果は第 2 波が例えば地下深くからの反射波や S 波というよりは初動 P 波と大部分は同じ領域を伝播してきた P 波である事を示している。つまり、第 2 波は Fig. 5 の走時からみて深さ 2 km より浅い部分を伝播し、SNY の南のほぼ垂直な構造で反射した P 波であるという我々の仮説をさらに支持する結果が得られた。

今回のような爆破震源では原則的に P 波のみが励起されるので Q_p^{-1} 値を測定するのに適している。コーダスペクトル $A_c(\omega, t)$ を水平成分(ここではトランスバース成分)ではなく上下成分を用いた場合の Q_p^{-1} 値を Fig. 9 と Table 4 に比較した。領域 A に限っても、データが少ないながら低周波側を除けばほぼ一致している。このようにコーダ部分についても上下成分からの Q_p^{-1} 値がほぼ正しいことが示されれば、地震計の特性を考慮することによって、火山地域の人工地震観測で 2 Hz 上下動地震計のみで Q_p^{-1} 値をある程度の精度で測定可能となり、減衰について飛躍的なデータ量を与えてくれることになるはずで、さらに多くの広帯域地震計による観測によるこの種の検討が望まれる。

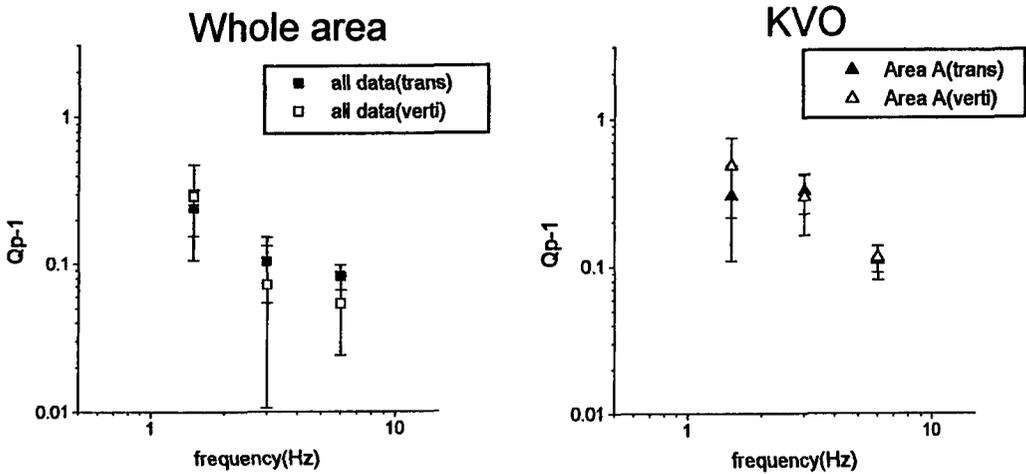


Fig. 9. Comparison of Q_p^{-1} versus central frequency diagrams with transverse component (solid marks) and vertical component (open marks) with coda amplitude for the initial P wave in the whole area (left) and KVO (right). Vertical component is used for P-wave amplitude.

VI. 結 論

本研究では、霧島火山群の浅部構造を知るために、まず、広帯域地震波形とスペクトルからそれぞれのサイト特性と特徴的な構造を推定し、次に、初動を用いて本観測地域の速度構造を求めた。SNYで観測される第2波の原因となる地下構造を推定し、さらに、拡張されたコーダ正規化法によるP波の減衰の周波数依存性を求めた。

見かけのP波速度は雲仙普賢岳 (Maeda et al., 1997) の観測と比べると、領域全体としてはほぼ一様とみなせ、平行2層モデルを仮定すると初動P波の観測データをよく説明できる (Fig. 5) ので、火山地域にもかかわらず水平不均質は比較的小さいと結論される。SNYでの観測波形に振幅の大きな第2波が明瞭に見られたが、走時や周波数特性からSNYの南側約4 kmに地表面に対して垂直に近いほぼ東西方向の反射面から来たP波と考えられる。一方、初動P波の減衰は全領域ではべき乗則の周波数特性とみなすことができ、特定の規模の不均質の卓越は見られないが、領域Aでは中心周波数3 Hzで Q_p^{-1} 値が最大になり、約1 kmの規模の不均質が卓越して存在することが推定される。硫黄山の下には帯水層が存在する (鍵山ほか, 1996) とされており、帯水層の強い地震散乱効果に対応しているかもしれない。それでも、雲仙の同様な解析結果 (Maeda et al., 1997) と比較すると、霧島火山群の浅部構造は全体的にほぼ一様であるのが大きな特徴である。最後に、 Q_p^{-1} 値の推定には通常はコーダ部分として水平成分を用いるが、上下成分を用いてもだいたいの傾向は一致した。つまり、上下成分だけの観測でも火山地域の Q_p^{-1} 値をかなりよく推定できる可能性がわかった。

本研究によっても本観測地域の南部には不連続面が存在する可能性が示されたが、今後、このような構造に焦点を絞ったより密な広帯域の観測網によって、より詳細な構造が明確になると考える。

謝辞 本観測に際しては、東京大学霧島火山観測所に地震計等の設置場所を提供して頂いた。また、STS-2 の設置には、萩原道徳、青山裕(東京大学地震研究所)、高木朗充(気象庁)の各氏に多大な助力を頂き、鶴我佳代子(核燃料サイクル開発機構・東濃地科学センター)、本多亮(北海道大学)、吉澤和範(Australian National Univ.)の各氏にはいくつかの有効なコメントを頂いた。東京大学地震研究所の鍵山恒臣助教授には原稿を丁寧に読んで頂き、有意義な御助言を頂いた。広島大学の岩瀬康行氏には原稿の投稿に際して有益な注釈を頂いた。京都大学火山研究センターの筒井智樹氏には速度不連続面についての解釈を頂いた。ここに記して厚く御礼申し上げる。本研究は東京大学地震研究所特定共同研究(A)「火山体構造探査」(1996-A 0-09, 代表者井田喜明)に併せて実施された。

文 献

- Aki, K. and B. Chouet, 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322–3342.
- Aki, K. 1980, Attenuation of shear-waves in lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **21**, 50–60.
- Chouet, B., G. Saccorotti, M. Martini, P. Dawson, G. D. Luca, G. Milana and R. Scarpa, 1997. Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, **102**, 15129–15150.
- Goldstein, P. and B. Chouet, 1994. Array measurements and modeling of sources of shallow volcanic tremor at Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **99**, 2637–2652.
- 井ノ上幸造, 1988. 霧島火山群・高千穂複合火山の噴火活動史, *岩鉱*, **83**, 26–41.
- Kobayashi, T., S. Aramaki, T. Watanabe and M. Kamada, 1981. Kirishima volcano. In *field excursion guide to Sakurajima, Kirishima and Aso volcanoes*, Volcanol. Soc. Japan., 18–32.
- 鍵山恒臣・筒井智樹・三ヶ田均・森田裕一・松島健・井口正人・及川純・山岡耕春・熊谷博之・西村裕一・宮町宏樹・渡辺了・西村太志・高木朗充・山本圭吾・浜口博之・岡田弘・前川徳光・大島弘光・植木貞人・橋本恵一・仁田交一・茂原諭・中道治久・汐見勝彦・中原恒・青木重樹・青地秀雄・井田喜明・渡辺秀文・鬼澤真也・長田昇・行田紀也・辻浩・山口勝・増谷文雄・西富一平・井上智広・伊藤渉・奥田隆・宮島力雄・柴田元衛・鬼頭直・鶴我佳代子・前田実利・清水洋・松尾のり道・馬越孝道・内田和也・奥村貴史・柴田学・須藤靖明・吉川慎・山田年広・森健彦・松本良浩・高山鐵朗・ムハマッド・ヘンドラスト・平野舟一郎・八木原寛・上野寛・石原和彦・森博一・平林順一・大場武・野上健治・森俊哉・佐藤雅規・富永貞男, 1995. 霧島火山群における人工地震探査—観測および初動の読みとり—, *地震研究所彙報*, **70**, 33–60.
- 鍵山恒臣・歌田久司・上嶋誠・増谷文雄・神田径・田中良和・増田秀晴・村上英記・塩崎一郎・市来雅啓・行武毅・茂木透・網田和宏・大志万直人・三品正明, 1996. 霧島火山群中南東部の比抵抗構造, *火山*, **41**, 215–225.
- Kuwahara, Y., H. Ito, H. Kawakatsu, T. Ohminato and T. Kuguchi, 1997. Crustal heterogeneity as inferred from seismic coda wave decomposition by small-aperture array observation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **104**, 247–256.

- Liu, H. L. and D. V. Helmberger, 1985. The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake : more evidence for an asperity, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **75**, 689–708.
- 前田実利・鶴我佳代子・及川純・松島健・馬越孝道・奥村貴史, 1995, 霧島火山群における人工地震の広帯域地震観測, *地震研究所彙報*, **70**, 91–102.
- Maeda, M., K. Yomogida, K. Umakoshi, N. Okamatsu, Y. Fujii and T. Matsushima, 1997. Broadband Seismic Observation of 1995 Explosion Experiment in the Unzen Volcano, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **42**, 331–343.
- 三ヶ田均, 1996. 霧島火山群構造探査データの反射法処理, *火山*, **41**, 159–170.
- 西潔, 1997. 構造探査データを用いた霧島火山体浅部の3D速度構造, *火山*, **42**, 165–170.
- 及川純・山本圭吾・井田喜明, 1994. 霧島火山における地震波減衰領域, *地震研究所彙報*, **69**, 291–307.
- Roberts, P. M., K. Aki and M. C. Fehler, 1995. A shallow attenuating anomaly inside the ring fracture of the Valles Caldera, New Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **67**, 79–99.
- 佐藤春夫, 1984. リソスフェアにおける地震波の散乱と減衰 —ランダムな不均質構造による一次散乱理論—, 国立防災科学技術センター研究報告, **33**, 101–186.
- Sato, H. and M. C. Fehler, 1998. *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*, Springer-Verlag, New York, pp. 308.
- 筒井智樹・鍵山恒臣・三ヶ田均・森田裕一・松島健・井口正人・及川純・山岡耕春・熊谷博之・西村裕一・宮町宏樹・渡辺了・西村太志・高木朗充・山本圭吾・浜口博之・岡田弘・前川徳光・大島弘光・植木真人・橋本恵一・仁田交一・茂原諭・中道治久・汐見勝彦・中原恒・青木重樹・青地秀雄・井田喜明・渡辺秀文・鬼澤真也・長田昇・行田紀也・辻浩・山口勝・増谷文雄・西富一平・井上智広・伊藤渉・奥田隆・宮島力雄・柴田元衛・鬼頭直・鶴我佳代子・前田実利・清水洋・松尾のり道・馬越孝道・内田和也・奥村貴史・柴田学・須藤靖明・吉川慎・山田年広・森健彦・松本良浩・高山鐵朗・ムハマッド・ヘンドラスト・平野舟一郎・八木原寛・上野寛・石原和彦・森博一・平林順一・大場武・野上健治・森俊哉・佐藤雅規・富永貞男, 1996. 人工地震探査による霧島火山群の地震波速度構造 —はざとり法による解析—, *火山*, **41**, 227–241.
- 歌田久司・鍵山恒臣・霧島火山電磁気研究グループ, 1994. 霧島火山の深部比抵抗構造(1), *地震研究所彙報*, **69**, 241–255.
- 山本圭吾・井田喜明, 1994. やや遠地地震を用いた霧島火山群の3次元P波速度構造解析, *地震研究所彙報*, **69**, 267–289.
- Yoshimoto, K., H. Sato and M. Ohtake, 1993. Frequency-dependent attenuation of P and S waves in Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method, *Geophys. J. Int.*, **114**, 165–174.