

## 霧島火山における地震波減衰領域

及川 純・山本圭吾・井田喜明

東京大学地震研究所

(1994年9月12日受理)

### *High Attenuation Region of Seismic Waves beneath Kirishima Volcanoes*

Jun OIKAWA, Keigo YAMAMOTO and Yoshiaki IDA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(Received September 12, 1994)

#### Abstract

The seismograms of 51 earthquakes around the Kirishima volcanoes are classified according to degree of attenuation of the waveform. The paths of seismic rays are assumed to be straight lines from the hypocenters to the seismic stations and the region which the rays of attenuated seismic waves mainly crossed, which correspond to the high attenuation region, is found from the distribution of seismic rays. As a result, the high attenuation region from the depth of 4-5 km to the surface beneath Karakuni-Dake is shown.

#### 1. はじめに

霧島火山は、九州南部に位置する20数個の火山の群であり、特に、約22000年前の入戸火砕流以後の新しい火山が北西-南東方向に並んでいる(Imura, 1992) [Fig. 1]。歴史時代に入っても火山活動はさかんであり、御鉢火口や新燃岳は噴火を繰り返すし、硫黄山は1768年には溶岩を流出させている。現在でも火山活動は活発で、地熱活動もさかんである。この火山は、火山学的にみれば、地質学的なタイムスケールではほぼ同時期にあちこちの火口から噴火するのが特徴であり、そのような噴火形態を示すようなマグマ供給システムを解明することが、重要な課題となっている(鍵山, 1994a)。

霧島火山やその周辺では、群発地震を含む地震活動が継続して起こっている。東京大学地震研究所霧島火山観測所では、これらの地震活動をとらえるため、微小地震観測網を常設しているが(井田ほか, 1986)、この観測網でとらえられる地震波形に関して、霧島火山の周辺で起こった地震の波線が山体直下を通るとき、異常に波が減衰する場合があることが以前から知られていた。活動的な火山直下を通る地震波の減衰には多くの観測例があり、とくにS波の減衰はいろいろ知られている。Katmai火山(Kubota and Berg, 1967; Matsumoto, 1971)やLong Valley(Sanders, 1984)ではS波の減衰領域が

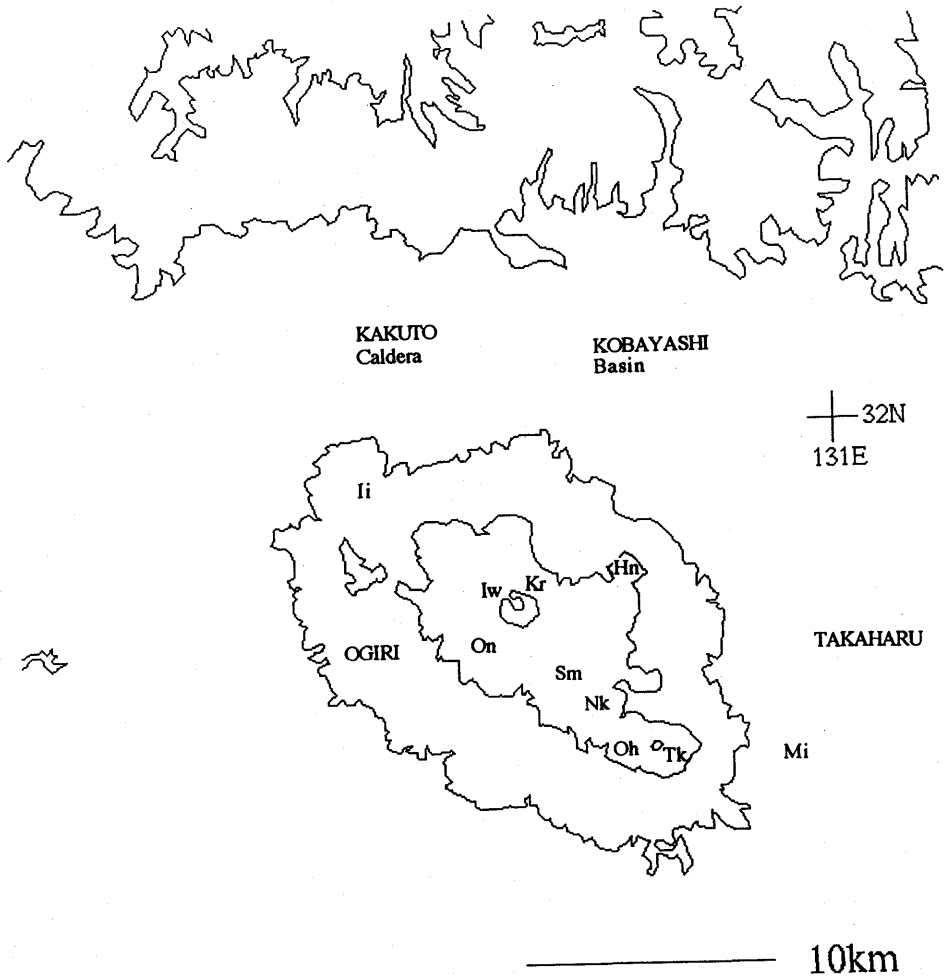


Fig. 1 Topographic map of the Kirishima volcanoes. Contour interval is 500 m. Kr: Karakuni-Dake, Iw: Iwo-Yama, Sm: Shinmoe-Dake, On: Ohnami-Ike, Oh: Ohachi, Tk: Takachiho-no-Mine, Mi: Mi-ike, Hin: Hinamori-Dake, Nk: Naka-Dake, Ii: Iimori-Yama.

みつけられ、マグマ溜まりの存在が議論された。本研究では、こうした背景から、霧島火山を囲むように発生する地震の波線の減衰する度合いを調べ、地震波の減衰領域を推定したので、その結果を報告する。

## 2. 地震観測網とデータ

本研究に用いたデータを収録した霧島火山観測所の常設観測点の配置を Fig. 2 に、その緯度、経度、標高を Table 1 に示す。設置してある地震計はすべて固有周期 1 秒の速度型である。得られた地震波形データは観測所にテレメータされ、トリガー方式により、送り速度 20mm/s で熱ペン式チャートレコーダーに記録された後、ディジタイザーを用いて、P 波、S 波の着震時刻と、振動の継続時間が読みとられ、P 波、S 波の着震時刻に基づいて、震源の位置が決定される。

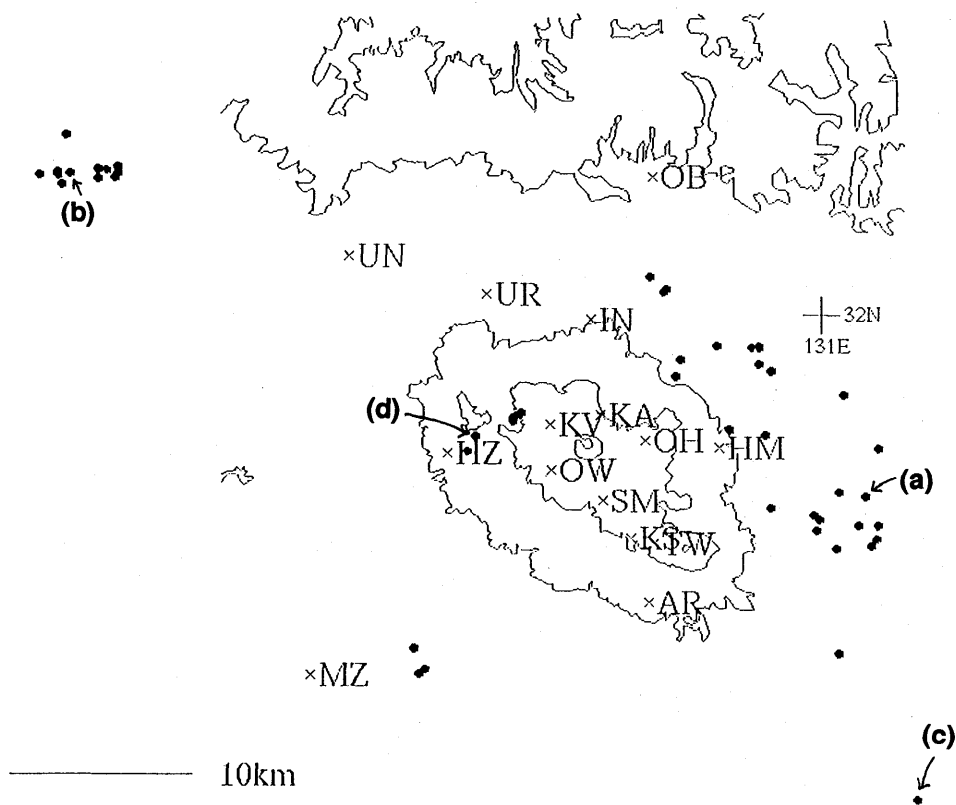


Fig. 2 Location of seismic stations of permanent network of Kirishima Volcano Observatory. Each station represented by  $\times$  has a velocity-type seismograph. Solid circles represent epicenters of earthquakes used in this study. (a), (b), (c) and (d) indicate the epicenters presented in Fig.3.

Table 1. Permanent seismic network of Kirishima Volcano Observatory.

Station	Name of station	Longitude	Latitude	Altitude
OB	Okobira	130°54'3.1"	32°4'9.6"	420m
UN	Uono	130°43'22.6"	32°1'43.0"	550m
UR	Ura	130°48'14.6"	32°0'36.7"	340m
IN	Iino	130°51'54.9"	31°59'48.7"	470m
HM	Hinamori	130°56'23.2"	31°55'58.0"	580m
MZ	Mizobe	130°42'6.0"	31°49'6.0"	290m
KA	Karakuni	130°52'16.0"	31°56'57.6"	1,100m
OH	Ohhata	130°53'47.4"	31°56'12.6"	1,080m
KV	KVO	130°50'29.7"	31°56'38.4"	1,080m
HZ	Hizoe	130°46'51.1"	31°55'47.0"	677m
OW	Ohnami W.	130°50'33.0"	31°55'17.9"	1,180m
SM	Shinmoe	130°52'21.9"	31°54'21.7"	1,100m
KS	Kirishima S.	130°53'20.0"	31°53'15.2"	1,010m
TW	Takachiho W.	130°54'6.3"	31°53'4.5"	995m
AR	Araso	130°53'58.1"	31°51'17.6"	650m

Table 2. Hypocenters of earthquakes corresponding to Fig. 3

	Longitude	Latitude	Depth
(a)	131.026°	31.909°	10.9km
(b)	130.56°	32.069°	5.72km
(c)	131.057°	31.756°	56.3km
(d)	130.798°	31.938°	3.1km

本研究ではレコーダー記録から地震波の減衰を調べるため、データとする地震としては、多数の観測点に地震波が到達したもので、記録紙上で波形が振り切れている観測点が少ないものを選んだ。また、用いた地震の震源位置は、地震波線ができるだけ全方向から霧島火山を横切るように選んだ。データとして選んだ地震は、1986年から1994年までに起こった地震のうちの51個で、それらの震央位置をFig. 2に示す。

### 3. 減衰の判定

本研究で用いた地震波形の例をFig. 3(a), (b), (c)及び(d)に示す。それぞれの地震の震源の位置をTable 2に、震央をFig. 2に示してある。これらのような波形データを用いて、どの観測点でとらえられた地震波が減衰しているかを、以下の基準によって場合分けしていく。

Level A：波形がほぼ消えている。

Level B：波形はとらえられているが、明らかに振幅が小さい。

Level C：見かけ上、振幅は減衰を受けていないが、立ち上がりを読めない、S波の振幅が小さい、高周波成分が消えている、等の波形の変化から、若干、減衰を受けていることがわかる。

Level D：減衰を受けていない。

この基準によると、Fig. 3の波形例でいえば、(a)ではKV, HZがLevel A, OWがLevel B, (b)ではHMがLevel A, (c)ではKV, HZがLevel A, (d)では全点Level Dとなる。ここで注意しなければならないのは、減衰が発振機構の節面の影響でないことを確かめることと、距離減衰を考慮することである。(a)を例にとると、初動の上下方向の分布をみれば(Fig. 4), KV, HZおよびOWの減衰は明らかに節面の影響ではないことがわかる。本研究では、減衰しているのが節面の影響によるものでないデータのみを選んである。また、距離減衰に関しては、(a)を例にとれば、OB, UN, MZは見かけ上振幅は小さいが、これは震源から遠いためであると考えられるので、すべてLevel Dとしている。同様に、距離減衰と認められるものは、すべてLevel Dとする。

以上の判定基準にしたがって、データとした地震に関して、全観測点に対する地震波の減衰を判定をする。

### 4. 地震波の減衰領域

ここでは、前節の手順で得られた減衰のデータを元にして、地震波の波線を考慮して、どの領域を通る地震波が減衰を受けているかを調べる。簡単のため、本研究では、地震波線を震源の位置と観測点を結ぶ直線と仮定する。この仮定の下に、全波線を描いたものがFig. 5(a)である。ここでは、霧島火山付近を海拔1.5kmから深さ方向に4km

ORIGIN TIME: 92 7 20 23H 27M 6.03S

HYPOCENTER: 131.026E 31.909N 10.9KM [ TAKAHARU ]

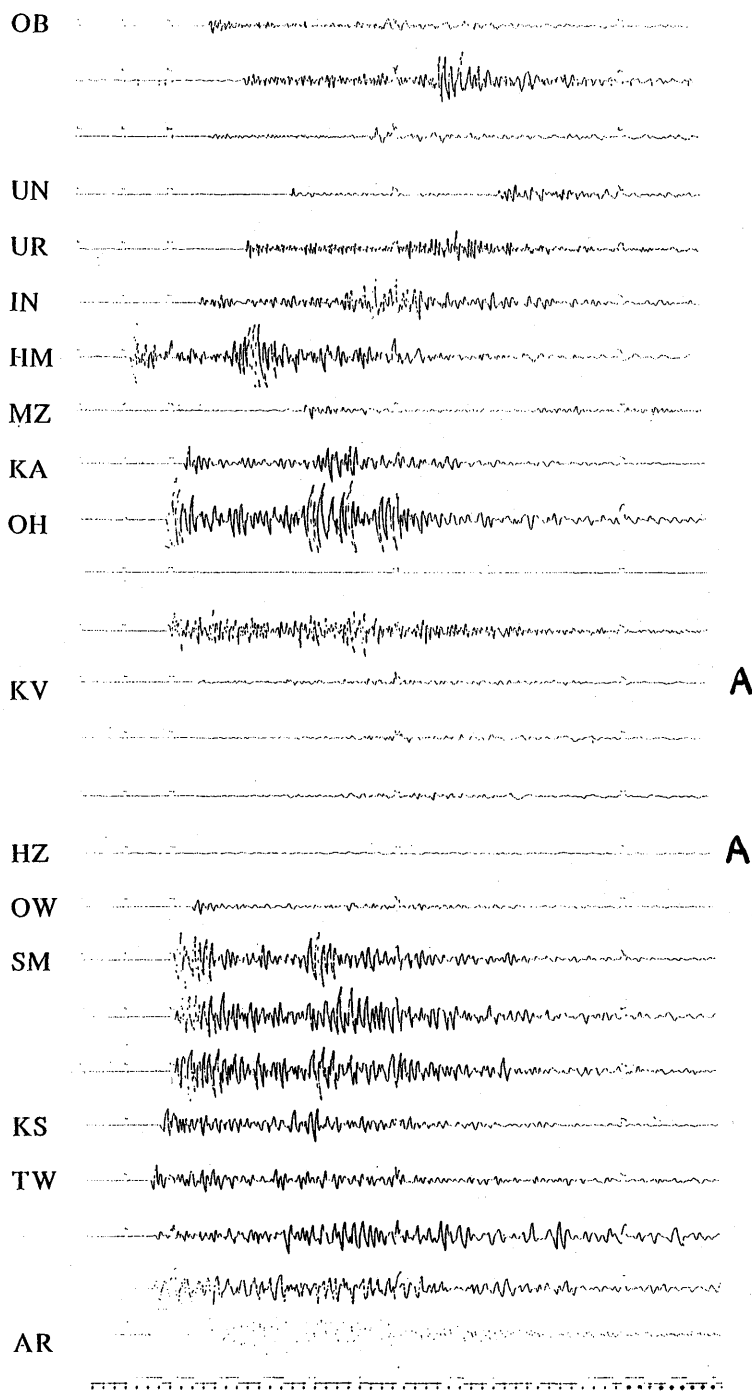


Fig. 3 a

Fig. 3 Examples of seismograms. Each hypocenter of earthquakes is indicated in Table 2.

ORIGIN TIME: 94 2 13 3H 45H 45.68S

HYPOCENTER: 130.561E 32.069N 5.72KM [OKUCHI ]

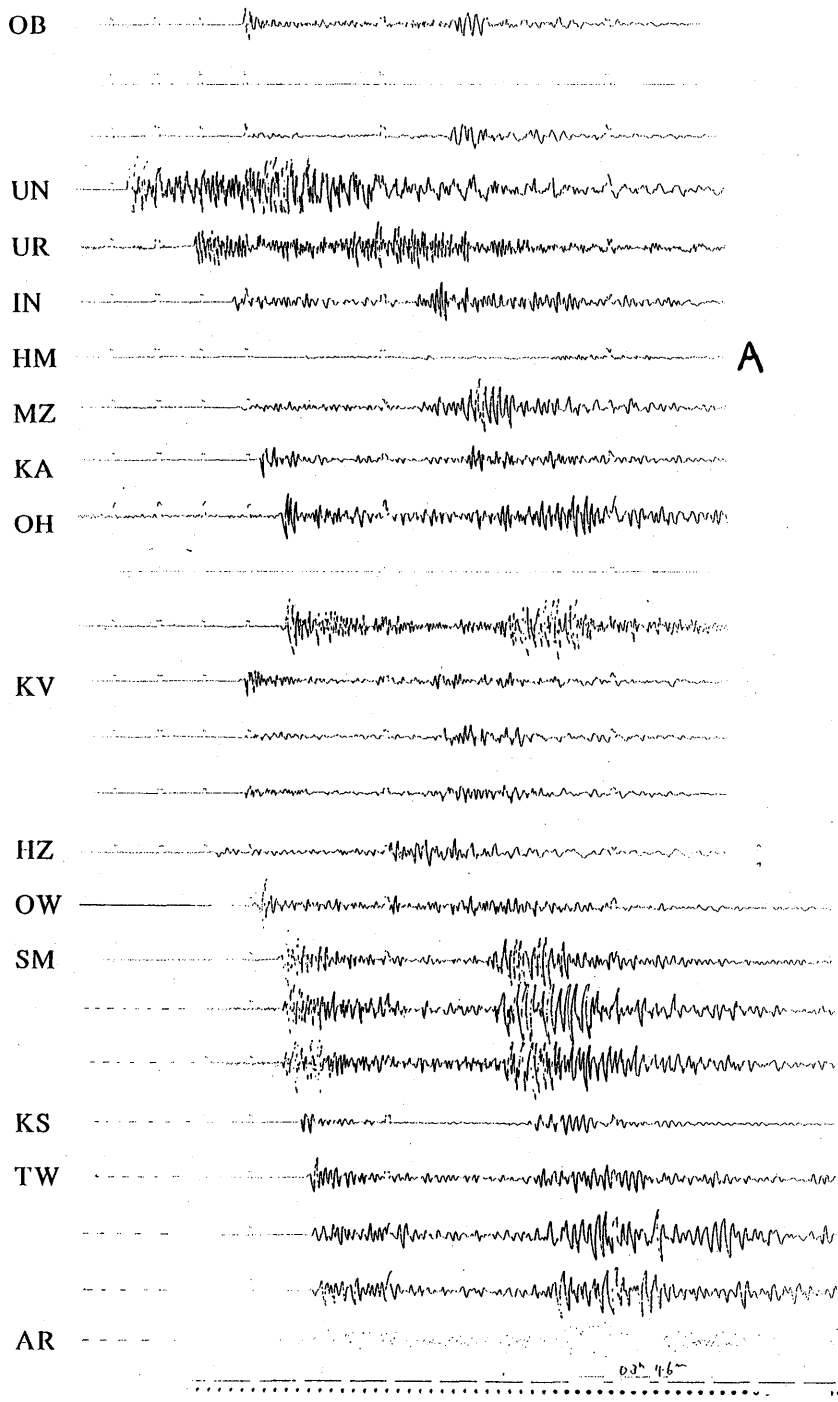


Fig. 3 b

ORIGIN TIME: 89 12 18 11 30M 52.68S

HYPOCENTER: 131.057E 31.756N 56.3KM [ MIYAKONOJOYO ]

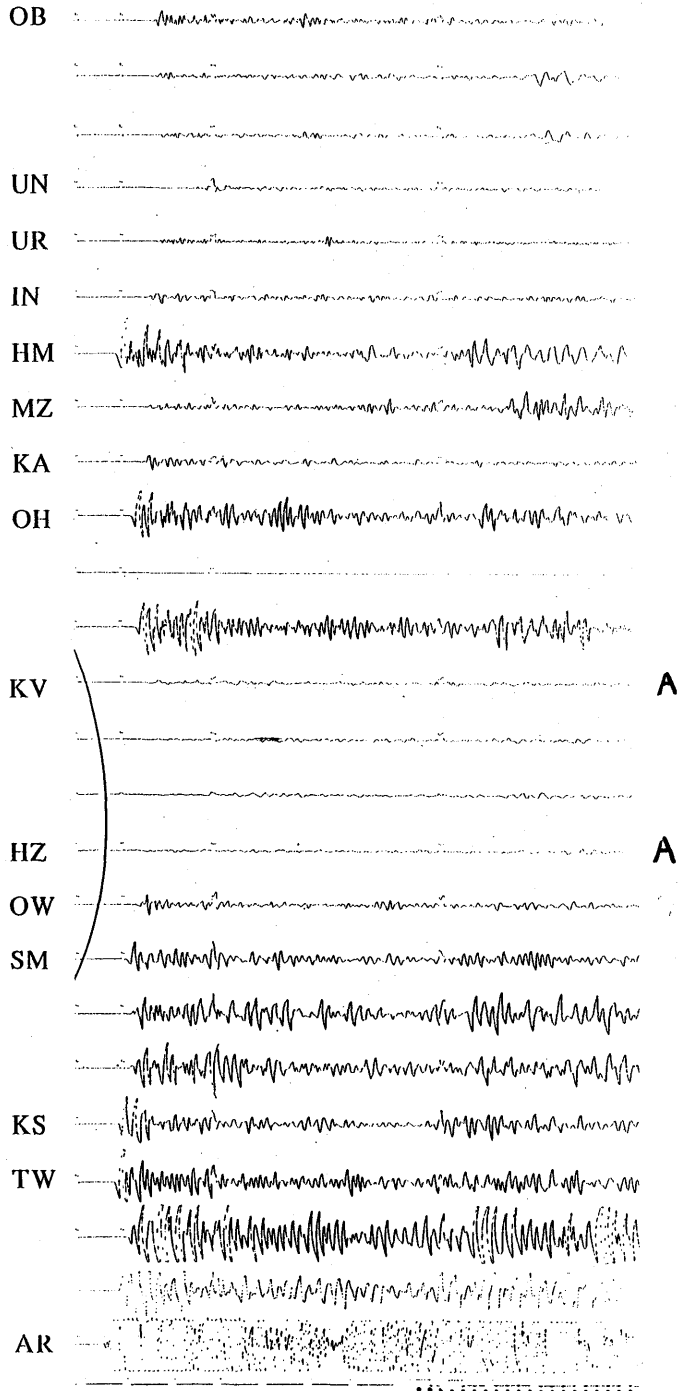


Fig. 3 c

ORIGIN TIME: 91 3 15 18H 58M 47.90S  
HYPOCENTER: 130.798E 31.938N 3.1KM [TEARAI]

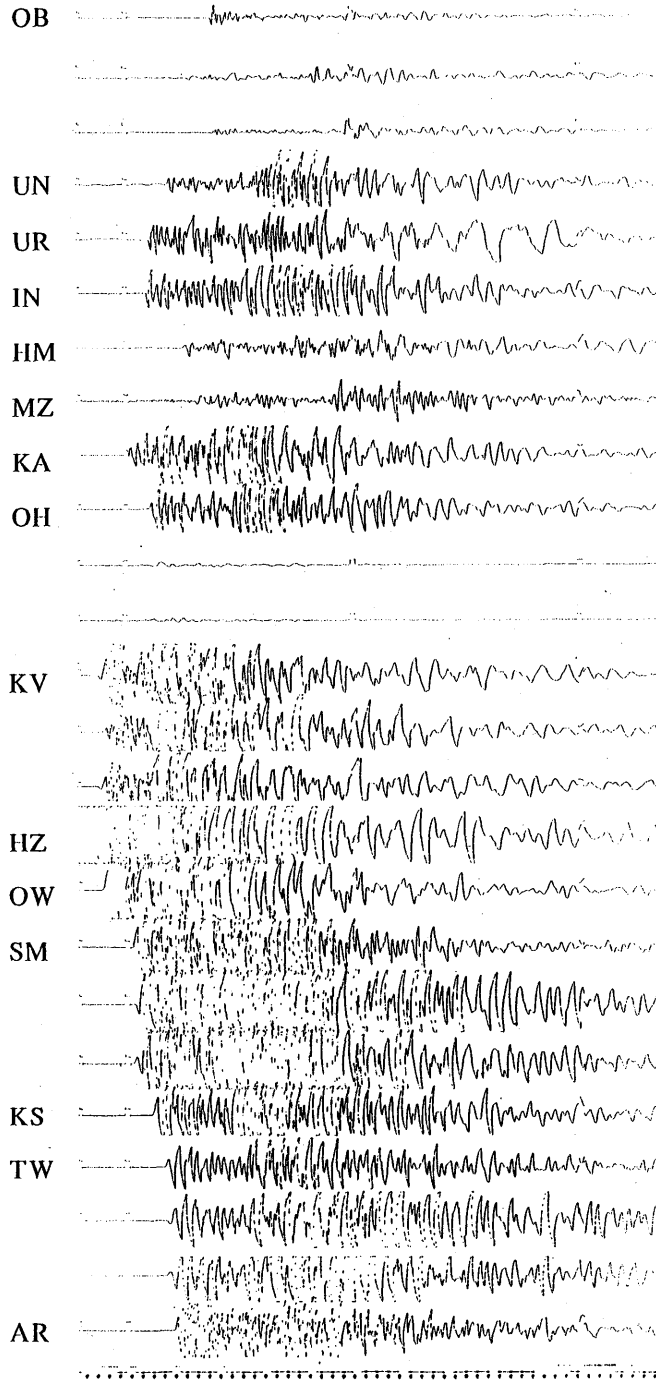


Fig. 3 d



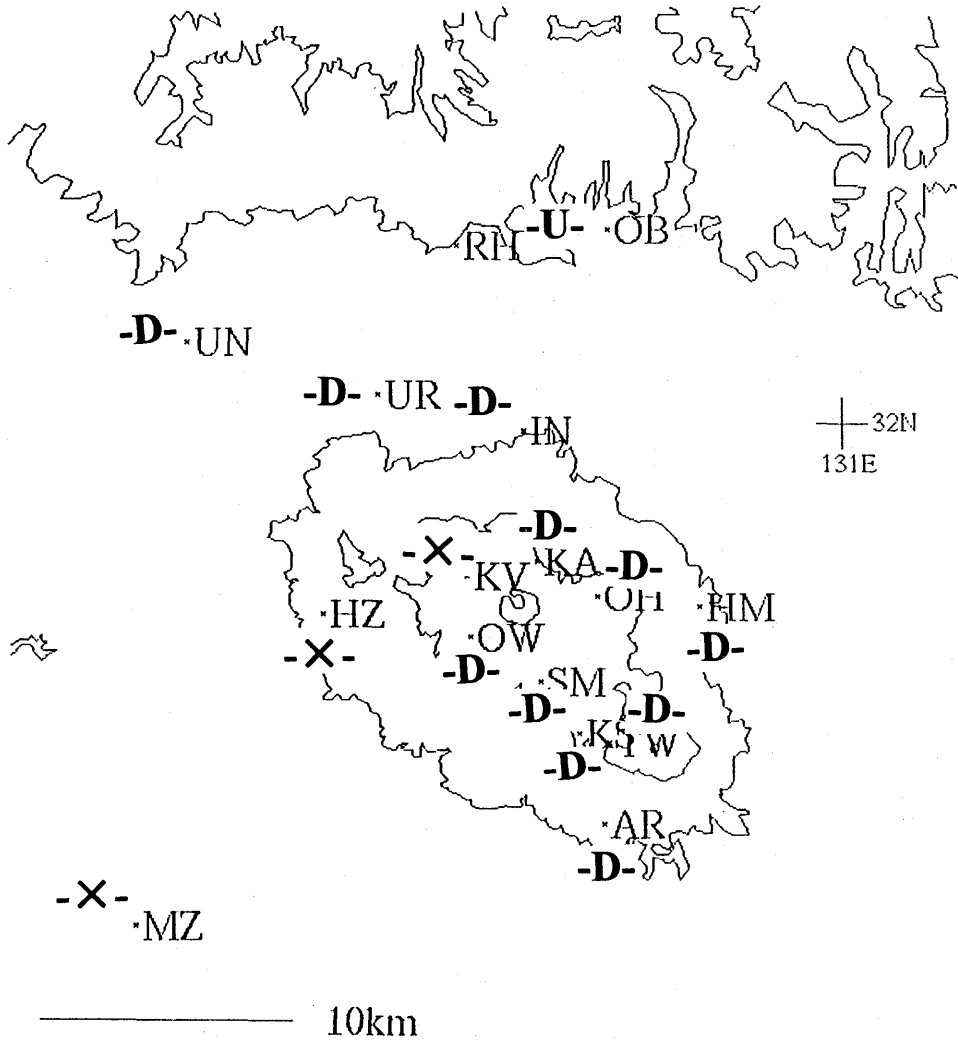


Fig. 4 Polarity distribution of initial motion of seismograms corresponding to the event of Fig. 3(a).

づつの三層に分け、それぞれを横切る波線を表示している。また、断面図は、平面図中に太線で示した行（または列）中の波線について表示してある。減衰の有無は線の濃淡で表しており、Level A, Level B, 及び Level C は黒、Level D は灰色で表してある。したがって、黒の波線が目立ち、かつ灰色の波線が通らない領域は、地震波の通りが悪い、すなわち、地震波減衰領域である可能性が大きいということになる。比較のため、減衰している波線のみを表示した図を Fig. 5(b)に、減衰していない波線のみを表示した図を Fig. 5(c)に示す。

Fig. 5(a)をみると、韓国岳が入るブロック（左から4番目、下から3番目）の第1層下部から第2層にまたがって減衰波線の卓越した部分がみられる。この領域は、Fig. 5(c)に示すように減衰を受けない波線がほとんど通っておらず、また、Fig. 5(b)に示すように減衰する波線が全方位より入射していることから、この部分が、地震波減衰領域であることがわかる。この部分を詳しくみると、東側からみる断面図において、減衰域

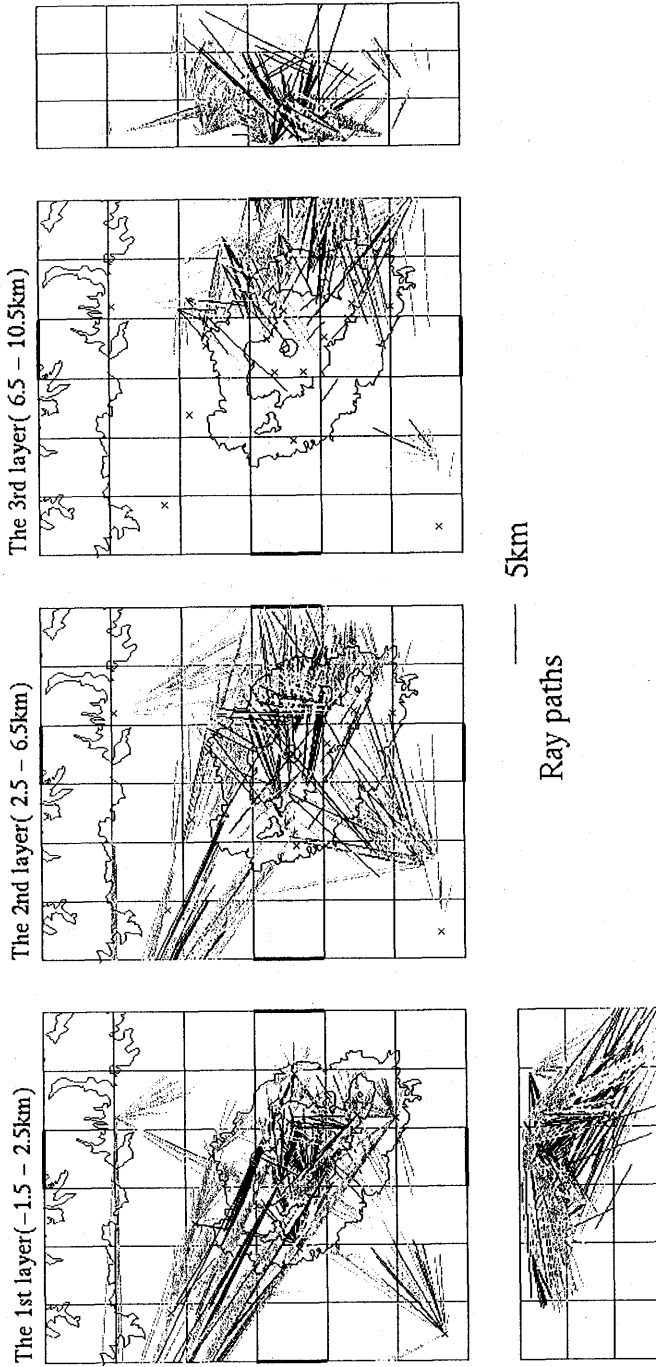


Fig. 5 a

Fig. 5 Seismic rays for all the 51 events. Dark lines indicate the rays with attenuation for level A, level B and level C. Light lines indicate rays without attenuation for level D. (a) contains both sets of lines, (b) contains dark lines only and (c) contains light lines only. Each plan is shown by the layer with the depth range in the brackets. Each cross-section displays the rays in the column or the row indicated by the heavy lines in the plans.

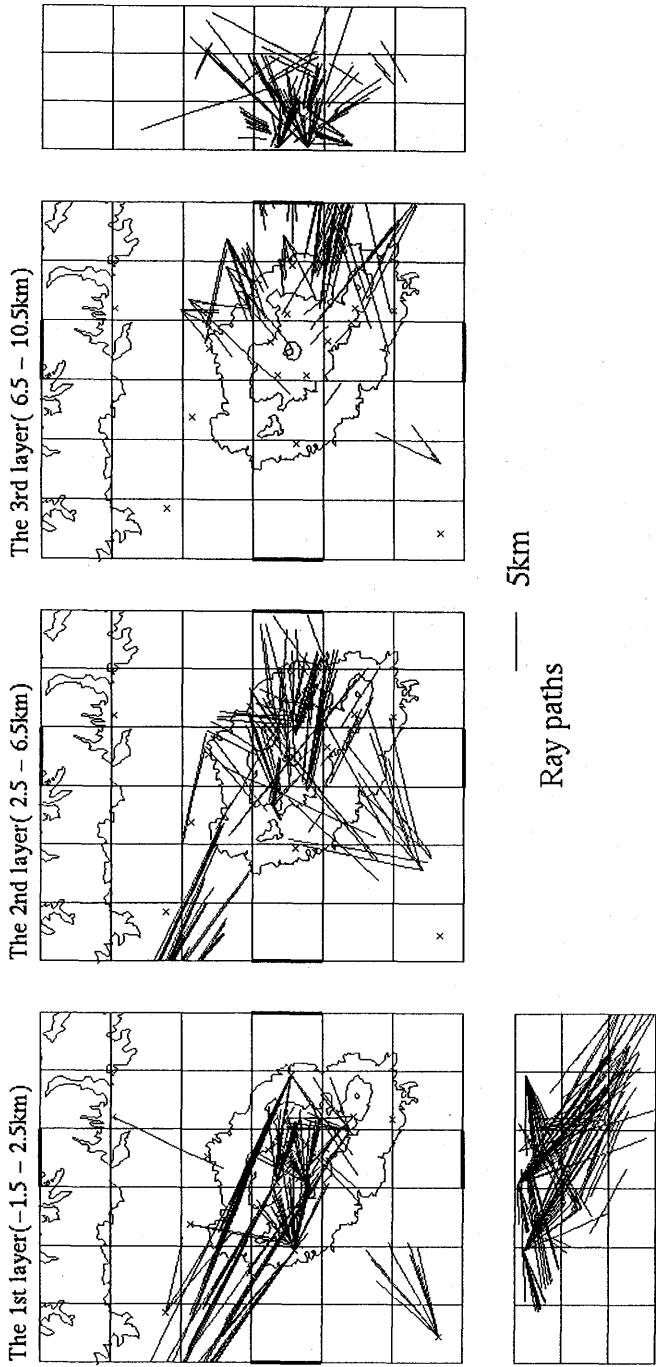


Fig. 5 b

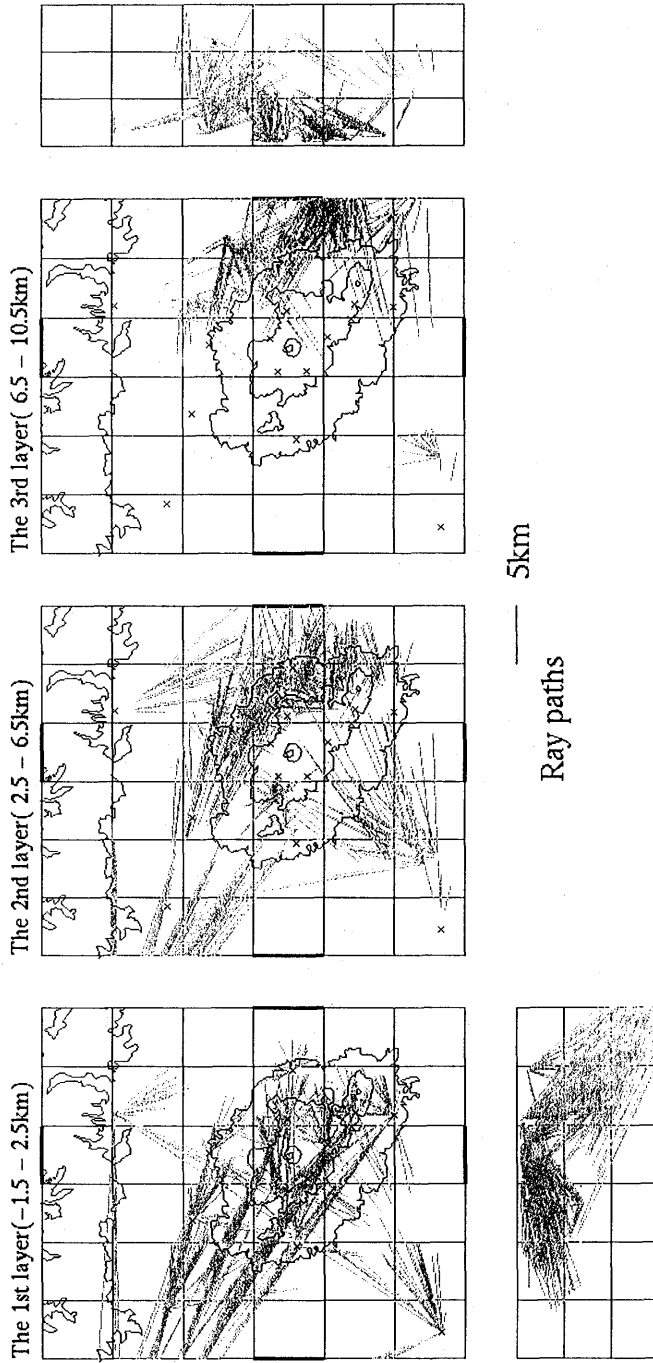


Fig. 5 c

が、韓国岳付近ではほぼ地表付近まで達しているように見える。霧島火山観測所の観測網は、観測点間が5km以上離れており、このような地域の地下構造を決定する場合の分解能は、Fig. 5のブロック程度であると考えられるが、韓国岳周辺には、KV, KA, OWなどが比較的密集しており、これらが減衰された地震波をとらえるために、韓国岳およびその近傍の硫黄山直下の減衰領域をとらえることができたと考えられる。なお、減衰領域は、ここで得られた位置より深い方へ続いている可能性があるが、本研究で用いた地震が近地のものであることと用いた観測網の分布の限界から、深い部分の波線の通りが悪く、減衰領域の特定ができない。

本研究で用いた減衰の判定基準のうち、Level Cは、ある程度主観的な部分が大きく不確定性が残る。そこで、その影響をみるため、Level CをLevel Dと同様に減衰なしとみなして表示したものがFig. 6である。これらをながめると、若干、減衰しない波線が通ってしまうものの、やはり前述したものと同一ところに減衰領域がみえる。このように、減衰の判定基準を厳しくした結果においてもほぼ同様にみえることから、Level Cの不確定性は、結果にほとんど影響していないことがわかる。

## 5. 議論

本研究では、霧島火山周辺で起こる地震において、波線が山体直下を通るものの中に強度の減衰を受ける波線があることに着目して、地震波減衰領域を推定した。地震波の減衰の強度を分類し、波線の分布を調べることによって、韓国岳周辺の高さ4, 5kmに地震波減衰領域が存在することを明らかにした。また、この領域が韓国岳直下まで達していることを示した。

霧島火山の地下構造に関しては、電磁気や地震を用いたいくつかの研究がされている。歌田ほか(1994)は、硫黄山や新燃岳周辺では深さ10km付近に電気抵抗の低い層があり、火口直下ではそれが浅くなっていること、および、御鉢ではこのような低抵抗層がないことを示した。岩石学からは、霧島火山群のうち、中岳以北の火山のマグマはより低温・浅部でつくられ、御鉢から御池にいたる高千穂の火山群のマグマはより高温・深部でつくられる、という結果(宮本, 1994)が得られており、鍵山(1994b)はこれらから、中岳以北の火山群では深さ10km付近にマグマの層があり、各火山へはここからマグマが供給される、高千穂の火山群ではこのようなマグマの層は存在せず、もっと深部よりマグマが供給される、というモデルを提唱している。また、山本ほか(1994)は、遠地地震を用いた3次元P波速度構造解析により、韓国岳を中心にした霧島火山にそって広がる深さ10km程度の低速度層の存在を明らかにした。この低速度層がマグマに対応していると仮定すれば、鍵山(1994b)のマグマ供給モデルとよく符号する。

本研究で得られた地震波減衰領域は、データや観測網の限界から韓国岳付近の深さ4, 5km以浅に限られてはいるが、歌田ほか(1994)の中岳以北の火山群に特徴的な結果と調和的である。現在、硫黄山や新燃岳において、噴気や熱水活動が活発であることから、火山活動の原因となるマグマやマグマ由来の水蒸気などの火山ガスの上昇経路が、韓国岳周辺の地下浅部における低電気抵抗や地震波減衰を示す不均質構造を形成していると考えられる。歌田ほか(1994)の結果は、さらに御鉢の直下には同様の経路がないことを示し、噴火するマグマの違いと対応しているが、本研究では、観測網の限

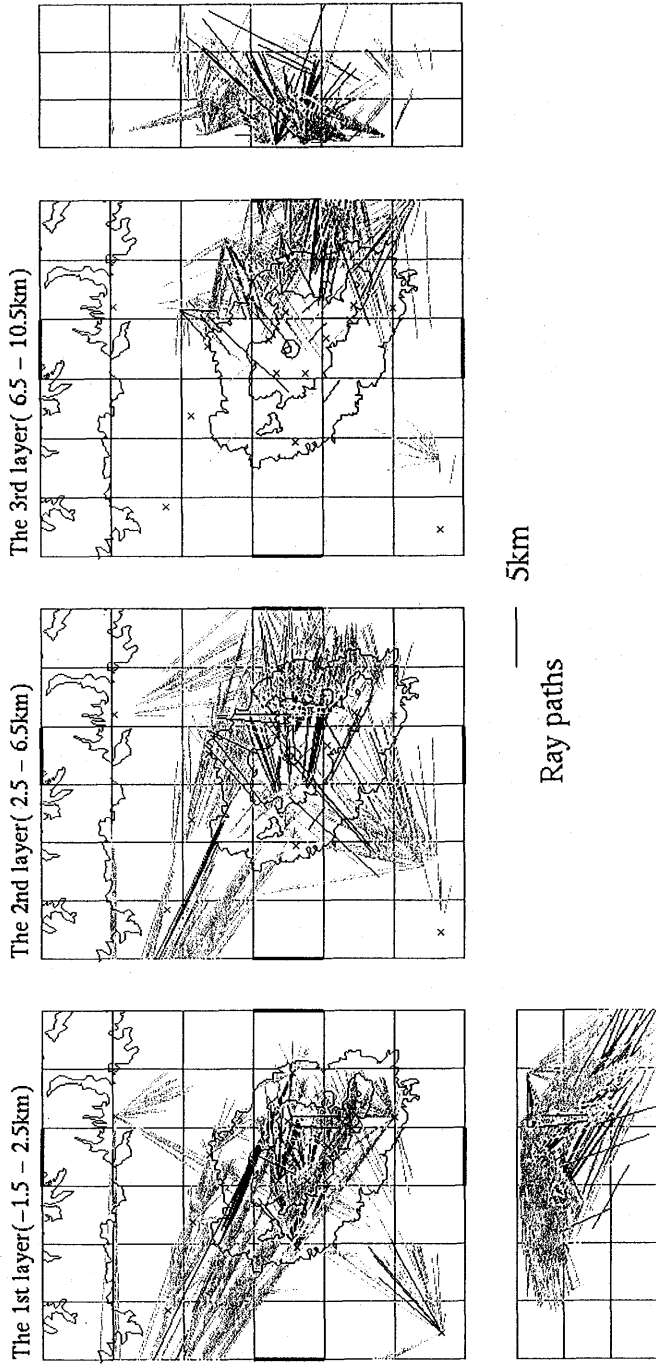


Fig. 6 a

Fig. 6 Seismic rays for all 51 events. Dark lines indicate rays with attenuation for level A and level B. Light lines indicate rays without attenuation for level C and level D. (a) contains both sets of lines, (b) contains dark lines only and (c) contains light lines only. Each plan is shown by the layer with the depth range in the brackets. Each cross-section displays the rays in the column or the row indicated by the heavy lines in the plans.

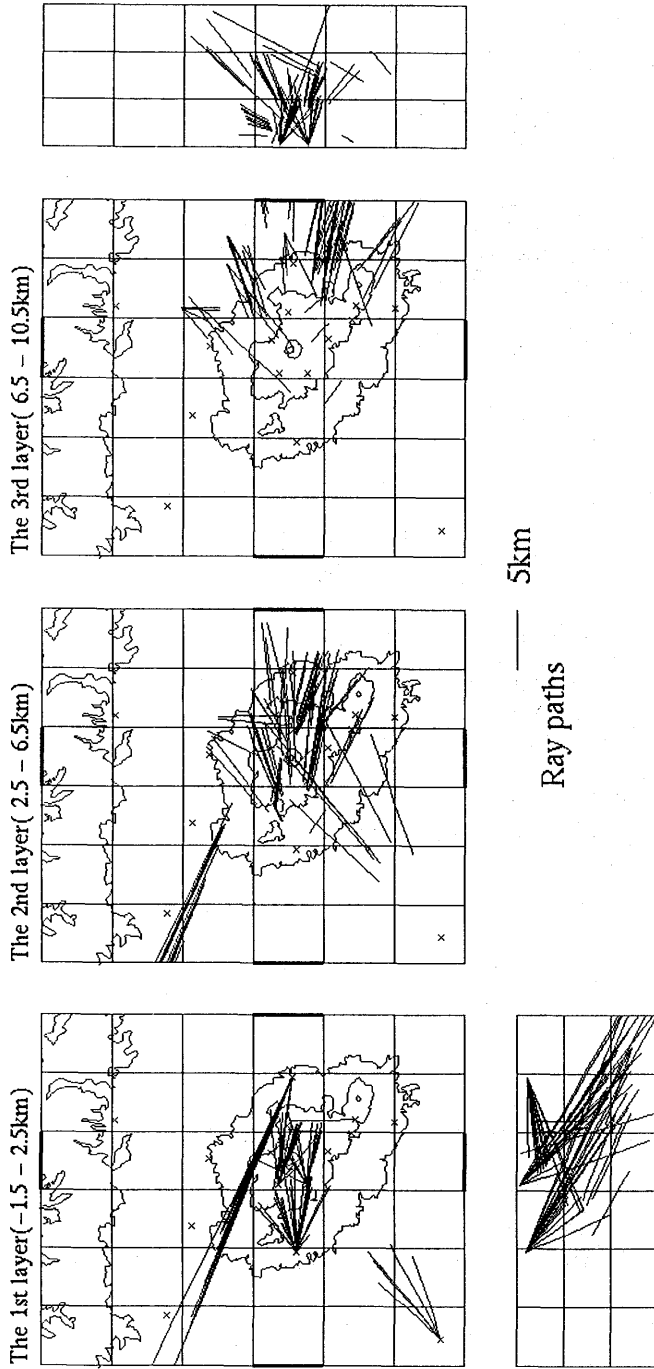


Fig. 6 b

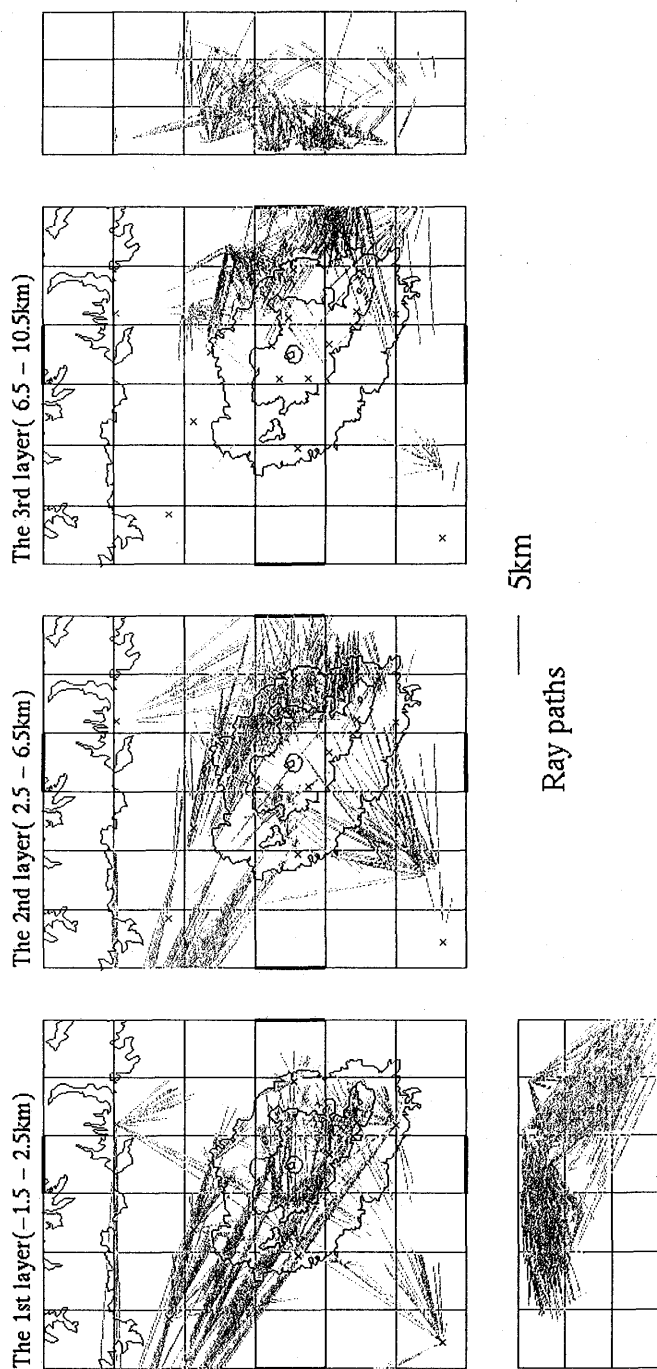


Fig. 6 c



界から、その違いは示せない。

山本ほか (1994) が明らかにした霧島火山下の低速度層には、本研究の地震波減衰領域に対応するものはみられない。しかしながら、これは両者が無関係であることを示しているのではない。山本ほか (1994) は、インバージョンに地震波の初動の到達時刻を用いているため、本研究で示した地震波減衰領域を通る減衰の激しい波線はデータとしては用いていない。したがって、本研究で示した地震波減衰領域を通る波線は山本ほか (1994) のデータには入らず、この領域に速度異常が存在しても、とらえることができないことになる。また、本研究の限界から、低速度層が見つかった深さ 10km 付近までの減衰領域の推定はできない。こうした困難は、減衰領域が存在することの多い火山ではさげられないのが現状であるが、火山下におけるマグマや火山ガスの状態を知るためには克服しなければならない問題であり、速度異常領域や減衰領域の関係を明らかにして、同時に調べることが今後の重要な研究課題である。

## 謝 辞

東京大学地震研究所の鍵山恒臣助教授には、貴重な助言をいただくとともに、本研究を進めるにあたり、格別な配慮をしていただいた。東京大学地震研究所霧島火山観測所の山口勝氏および増谷文雄氏には、地震波線の減衰に関する貴重な情報をいただき、また、波形データの収集を手伝っていただいた。ここに感謝いたします。

## 文 献

- 井田喜明・山口 勝・増谷文雄, 1986, 霧島火山における最近の地震活動と応力場, *地震*, **39**, 111-121.
- Imura, R., 1992, Eruptive history of the Kirishima Volcano during the past 22,000 years, *Geographical Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **27**, 71-89.
- 鍵山恒臣, 1994a, 霧島火山群構造研究の意義, 本書, 投稿中
- 鍵山恒臣, 1994b, 霧島火山-やや張力的応力場に生成した火山群, *地学雑誌*, 投稿中
- Kubota, S. and E. Berg, 1967, Evidence for magma in the Katmai volcanic range, *Bull. Volcanol.*, **31**, 175-214.
- Matsumoto, T., 1971, Seismic body waves observed in the vicinity of Mount Katmai, Alaska, and evidence for existence of molten chambers, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 2905-2920.
- 宮本毅, 1994, 霧島火山群噴出物の活動に伴う組成変化, *地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集*, 71.
- Sanders, C.O., 1984, Location and configuration of magma bodies beneath Long Valley, California, determined from anomalous earthquake signals, *J. Geophys. Res.*, **89**, 8287-8302.
- 歌田久司・鍵山恒臣・井上智広・霧島火山 MT グループ, 1994, 霧島火山の深部比抵抗構造, *地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集*, 378.
- 山本圭吾・井田喜明・飯高隆, 1994, 霧島火山の地下構造, *地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集*, 378.

## 要 旨

霧島火山周辺で発生する地震波形を用いて、地下の地震波減衰領域を推定した。地震波の減衰の強弱を分類し、それらの波線分布を調べることにより、韓国岳周辺の深さ 4, 5km より韓国岳火口直下にいたる地震波減衰領域の存在がわかった。