

地震波に含まれる後続相の解析により得られた 2001(平成 13)年 箱根群発地震活動域の構造的な特徴について

村瀬 圭*、棚田俊收*

The structural characteristics of the seismic zone of the 2001 Hakone earthquake swarm obtained
by the analysis for the later phases included in the seismic waves

by

Kei MURASE* and Toshikazu TANADA*

Abstract

Between June, 2001 and October, 2001, an active earthquake swarm occurred in Hakone caldera, central Japan. In this activity, a large amount of seismic wave data was obtained by the seismic network of Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture. Some of these seismic waves had clear later phases which were identified as the reflected S-waves. Generally, a later phase is useful to estimate the crustal structure. In this study, we analysed these later phases, in order to investigate the structural characteristics of the seismic zone in this earthquake swarm.

The characteristics found by this analysis are as follows;

- (1) Beneath the central cones, the reflecting points were distributed over the lower part of the seismic zone. It is considered that there were the reservoirs of water in this area.
- (2) Beneath the northern coast of Lake Ashinoko, there was the distribution area of reflecting points in a deeper place than the bottom of the seismic zone. It is thought that a influence of geological or thermal structure prevented the earthquake occurrence.

1. はじめに

2001(平成 13)年 6 月中旬から 10 月にかけて、箱根カルデラ内において、活発な群発地震活動が生じた(棚田ほか、2002)。主な活動域は中央火口丘直下と芦ノ湖北岸直下の 2 つに分かれ、いずれも 7km より浅い領域である。この群発地震活動における地震発生数は極めて多かったが、すべての地震は微小または極微小地震で、最大地震(2001 年 7 月 21 日、11 時 40 分)の規模は $M_{JMA} = 2.8$ であった(M_{JMA} は気象庁により決定されたマグニチュード)。また、これらの地震はすべて P 波と S 波が明瞭な A 型火山性地震に属し、火山活動に特有な B 型火山性地震、火山性微動、浅部低周波地震などは含まれていなかった。これは、この群発地震活動を構成した各地震が、単純な断層運動によるものであったことを意味する(宇津、1987)。また、この群発地震活動に関連して、箱根火山の山体が膨張する地殻変動(代田ほか、2002)および蒸気井の暴噴(辻内ほか、2003)が生じ、火山活動と関係した可能性がある。

これらの活動原因を解明するためには、地下構造を把握していることが必要である。箱根火山における地下構

造については、神藤ほか(1996)、棚田(1999b)、小田ほか(2002)による調査がある。しかし、これらの調査における分解能は数 km で、十分な精度とはいえず、さらなる高分解能の調査が必要である。

今回の群発地震活動については、温泉地学研究所の地震観測網により、多数の地震波形記録が得られた。一般に、観測点に到達した地震波形は、震源および伝搬経路の物性に関する情報を含んでおり、それらの調査に利用することができる。このとき、震源距離が長いと、経路上の情報を過度に重合して擾乱される。今回の場合、観測点との震源距離が数 km と短く、このような擾乱の程度は小さいと期待できる。これらのうち、いくつかの地震では、顕著な後続相が見られた。後続相は、震源から放射された後、岩石物性の境界面で反射、屈折あるいは変換され、初動より遅れて観測点に到達した地震波である。このため、後続相の走時と波形は、地下の物性境界の性質や位置の情報を持ち、その解析は、地下構造調査における一般的な手法の一つである。後続相を用いて地下構造を調査した例としては、反射波により日光白根火山周辺の地下構造を調査した松本、長谷川(1997)などがある。

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586
論文, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第 35 巻, 1 - 8, 2003.

この研究では、2001(平成13)年箱根群発地震活動において観測された地震波形データに含まれる後続相を検出し、その解析により群発地震活動域の構造的な特徴について調査した。

2. 資料

この解析には、温泉地学研究所の地震観測点のうち、群発地震活動域直上にある駒ヶ岳(以下、KOM)、小塚山(KZY)、湖尻(KZR)、大涌谷(OWD)の4観測点で得られた地震波形記録を用いた。これらの地震波形記録は、すべて地動速度記録であり、120 Hzサンプリングでデジタル収録されたものである。なお、解析において震源と観測点の位置情報が必要となるため、震源が決まった地震

のみを対象とした。これらの観測点と震源の分布を、図1に示す。

3. 解析方法

3.1. 後続相の検出と同定

後続相とは、地震波形中で、初動に続いてパケット波として現れる地震波である。ここで、パケット波とは、際立って大きい振幅を持つひとまとまりの波群を指す。後続相は、地震波速度が異なる岩石の境界に入射した地震波が、反射、屈折あるいは変換されることにより生じる。ここで変換とは、岩石の境界面において、入射した元の地震波から振動方向の異なる地震波が生成される現象である。すなわち、P波からS波、あるいはS波からP波

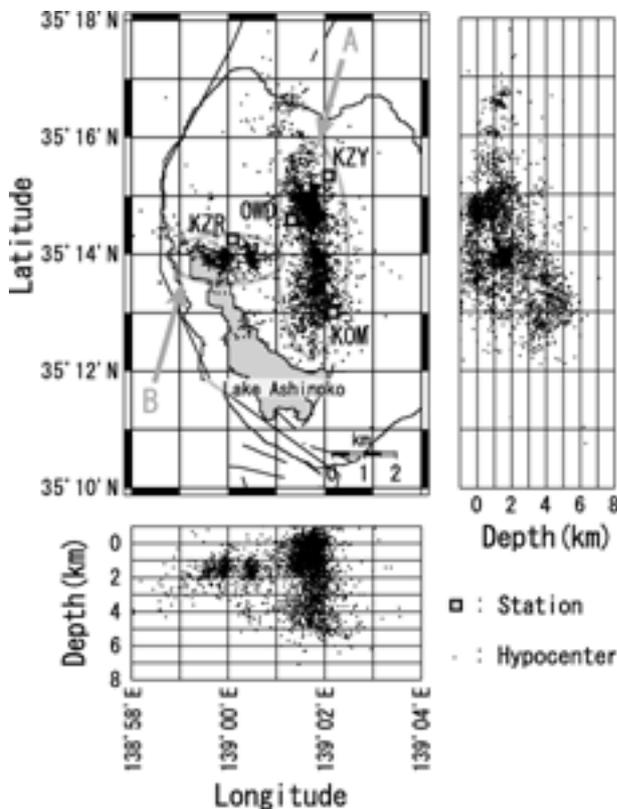


図1 解析に使用した観測点および震源分布(2001/06 - 2001/12)。2001(平成13)年箱根群発地震活動における主な活動域は、中央火口丘直下(図中A)および芦ノ湖北岸直下(図中B)。

Fig.1 Spatial distribution of the stations and the hypocenters used in this study (2001/6-2001/12). The 2001 Hakone earthquake swarm had the two main seismic zones. One of them was beneath the central cone (shown by "A"), and the other was beneath the northern coast of Lake Ashinoko ("B").

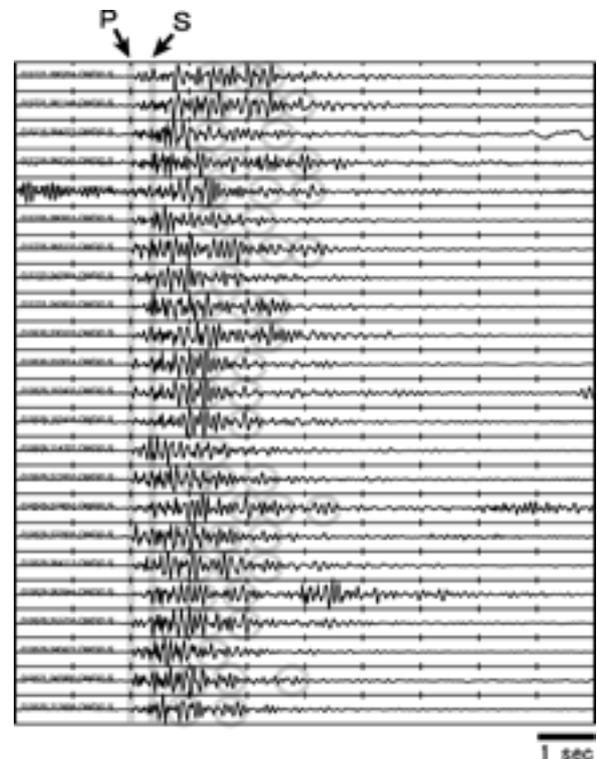


図2 波形プロットの例。OWD直下の震源クラスターで生じた地震の波形を、OWDで得たもの。P、SはそれぞれP波初動とS波初動の位置を示す。Sの後に丸で囲ったパケット波が続く。

Fig.2 The example of the waveform plots. These waveforms were collected by the OWD station for the earthquakes which occurred in the hypocenter cluster beneath OWD. P and S show the first arrival time of P-wave and S-wave, respectively. The circled packet waves follow the S-waves.

が生じることであり、地震波が境界面に斜め方向から入射したときに生じる。したがって、後続相の解析により、地下の境界面の存在を調べることができる。一般に、後続相は震源から直達するP波やS波より経路が長く、経路上で擾乱を受けやすい。また、別の地震による地震波や雑振動などの、後続相と似た波形の波が混入することもある。したがって、後続相の解析をおこなうときには、第一に確実に後続相のみを検出し、第二にその発生原因(元となった波、境界面の位置など)を推定するという二段階の作業が必要となる。

まず、後続相の検出について、震源がほぼ同じ位置の地震を同一観測点で捉えた地震波形を、初動とタイムスケールを揃えてプロットすることにより、後続相を見分けやすくできる。これは、後続相の経路および走時がほぼ同一となるからである。図2は、OWDにおいて、その直下で起こった地震の波形を、初動とタイムスケールを揃えてプロットしたものである。このとき、複数の地震波中に現れた、走時、波形共に似た後続相を、同種の原因で生じた後続相とした。なお、今回検出された後続相は、すべてS波初動の後に到達したものである。

次に、後続相の生成原因について考える。今回の活動および観測の条件で生成し得る後続相としては、(1)P波が震源から下向きに放射され、震源の下にある境界面で

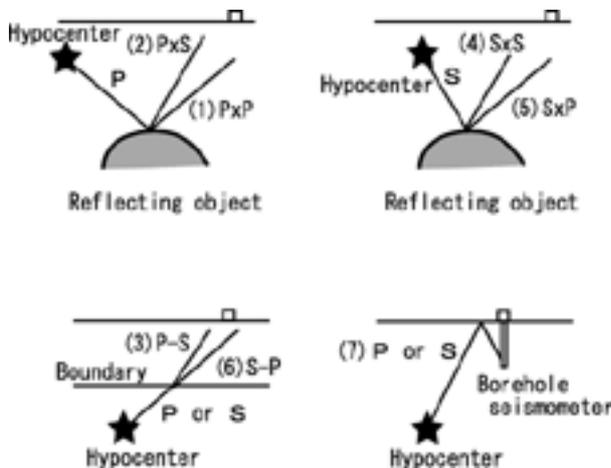


図3 地震波経路の模式図。
すべての例について、地震の進行方向は左から右。各波線の番号は、本文中で説明したパターンを示す。

Fig.3 The models of the seismic rays.
In all cases, the directions to which the earthquake waves travel are from left to right. The number tagged on each ray shows the pattern which is explained in the text.

P波として反射したP×P波、(2)P波が震源から下向きに放射され、震源の下にある境界面でS波として反射したP×S波、(3)P波が震源から上向きに放射され、震源の上にある境界面でS波に変換されたP-S変換波、(4)S波が震源から下向きに放射され、震源の下にある境界面でS波として反射したS×S波、(5)S波が震源から下向きに放射され、震源の下にある境界面でP波として反射したS×P波、(6)S波が震源から上向きに放射され、震源の上にある境界面でP波に変換されたS-P変換波、さらに(7)震源から上向きに放射され、地表面で反射し埋設式地震

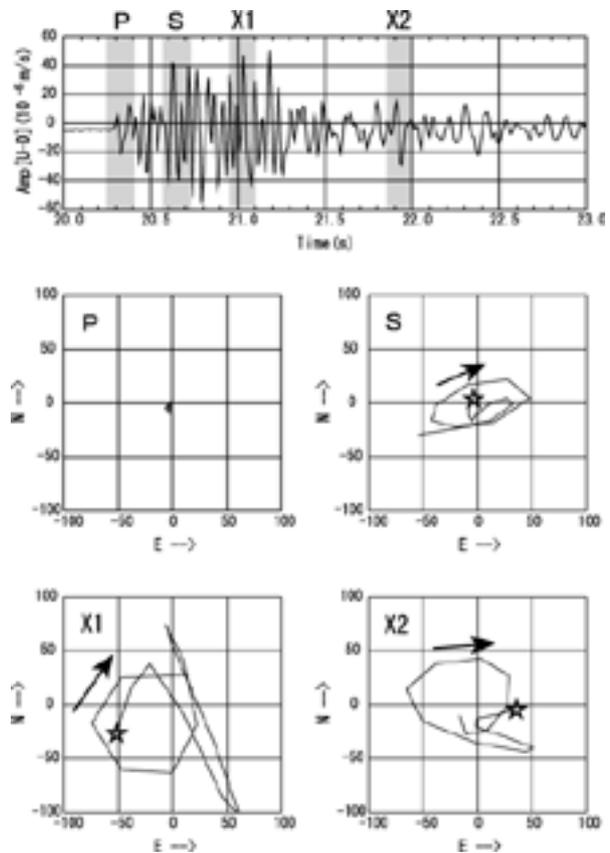


図4 パケット波と地動速度の軌跡の例 (軌跡の単位は $\mu\text{m/s}$)。波形プロットは上下動、軌跡は水平動成分をそれぞれ示す。と矢印はそれぞれ、軌跡の起点と運動方向を示す。X1とX2がパケット波に相当し、S波と似た形態を持つ。

Fig. 4 The example of the packet waves and the orbits of ground motion velocity (orbit unit in $\mu\text{m/s}$). The vertical component of seismic wave and the horizontal orbits are plotted. and arrow show the starting point and the movement direction of the orbit, respectively. X1 and X2 are the later phases, and they are similar in the orbits to S-wave.

計に捉えられたP波またはS波、などが挙げられる(図3)。これらのうち、(3)と(6)はS波初動より前に観測されるべき波なので、今回は却下できる。また、(7)は初動走時との差が地震計の埋設深度の関数となるため、容易に除去できる。その他については、周波数特性および地震計設置点の地動速度軌跡の解析によって推定できる。このうち、周波数特性については、使用した地震波形中の後続相の出現時間がサンプリング周波数に対して短か過ぎるため、今回は解析をおこなわなかった。図4に、後続相とその地動速度軌跡の例を示した。図4において、PとSで示した波はそれぞれP波初動とS波初動、Xで示したものは今回扱う後続相である。これらの後続相は、S波初動と似た地動速度軌跡を持ち、P波的な波である(1)と(5)は却下できる。また(2)の場合、生じる波はSV波(反射面に垂直な偏波)となり、S波初動と似た地動速度軌跡とはならないため、却下できる。したがって、図4のXは、(4)に挙げたSxS波であると推定できる。

以上の2つの処理により、後続相のうちS波初動と似た波形を持ち、ほぼ同じ走時で到達したものを、SxS波として扱った。今回見られたSxSは、後続相の中でも比較的振幅が大きく、取り扱いが容易であるという利点を持つ。

3.2. 地震波反射点の位置の推定

地震波反射点の位置の推定は、反射波の走時および地下の速度構造を用いておこなった。反射波の走時は、波形記録から読み取った。速度構造モデルは、当所の震源決定に用いられたものと同じ、丹沢水平成層構造(平賀、1987)を用いた(図5)。

この解析では、SxS波を生成した反射点は、観測点と震央を両端とする線分の真下に存在すると仮定した。これは、反射体表面が曲面ならば、その最も地表に近い部分の接触平面は水平面となり、そこで真上に反射した波がSxS波の先頭として捉えられるためである。地震波が速度境界を透過するときは、スネルの法則に従い屈折するとした。また、反射点の位置は、震源と観測点の組み合わせにより異なるとして、個々に位置を推定した。

推定された反射点の位置は、数学的に、震源と観測点の位置の誤差、およびSxS波の走時の読み取り誤差、速度構造の精度により生じる誤差を含む。このうち、観測点位置については、地表の固定点であり直接計測されるため、その誤差は事実上無視できる。また、速度構造の精度は、震源位置の誤差に現れているため、これを参考にする。読み取り誤差は、SxS波の立ち上がり不鮮明なため、0.1秒程度と仮定する。このとき、誤差は0.6km

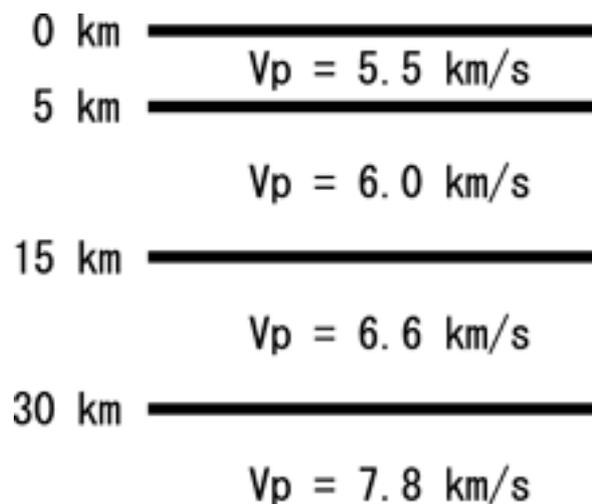


図5 解析に使用したP波速度構造モデル。

Fig. 5 The P-wave velocity structure model used in this study.

程度となる。震源位置の精度は、棚田(1999a)によれば、箱根カルデラ内において、南北・東西・上下方向共に、1km以内とされる。さらに、一般に反射波の経路は、震源決定に用いる直達波より数十%長いいため、この効果も考慮する必要がある。これらの要素から、反射点の位置決定誤差は、最大で2km程度と見積もられる。

4. 解析結果

この解析で、451個の反射点位置が決定された。反射点および震源の分布を、図6に示す。決定された反射点の位置は、震源と観測点の位置関係により、中央火口丘直下と芦ノ湖北岸直下、およびそれらの間に限られ、中央火口丘の東側、北側、南側には決めることができなかった。また、OWD西側とKZR南側に決められた反射点は、クラスター状分布となっているが、これらは観測点と震源の位置関係のため、特定の地震波経路上にある反射点しか決めることができず、見かけ上現れたものである。

反射点の分布は、中央火口丘直下のものと、その西側のものとの、異なる特徴を持つ。まず、中央火口丘直下では、震源分布域の下部とほぼ一致する。さらに、震源分布域の下限と反射点分布域の下限も、概ね一致する。これらを明瞭にするため、図7に、中央火口丘直下のみを反射点および震源の分布を示した。中央火口丘直下の中でも、その北部に当たるOWD-KZY間の直下の領域において、特に多数の反射点がある。また、反射点分布には全体に密集度差があり、特に密集度の高いところはクラスターを形成している。個々の反射点クラスターの

大きさは、直径1km程度である。反射点と同様に、震源分布にもクラスター構造が見える。反射点と震源のクラスターは、ほぼ重なって分布する傾向がある。また、OWD直下では、震源、反射点共に下限の深さは3km程度と、他より顕著に浅くなっている。

次に、中央火口丘の西側では、震源分布域は深さ0~4kmに対し、反射点分布域は2~5kmである。震源の分布には強いクラスター性があり、ほとんどの地震が芦ノ湖北岸直下の深さ1~2kmに集中している。この震源の集中域と反射点の分布域とは重なっていない。反射点の

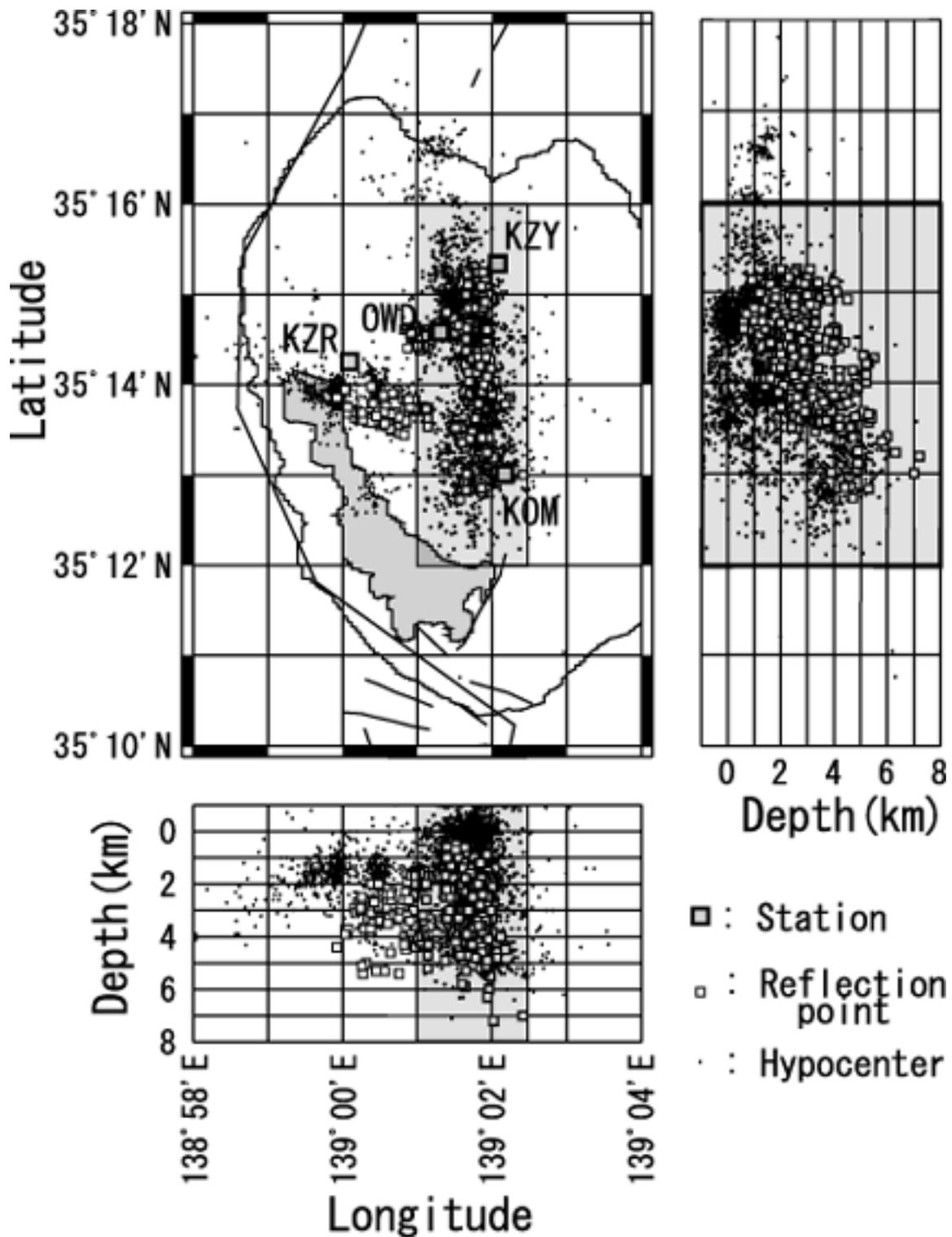


図6 震源と反射点の空間分布 (灰色の部分については、図7を参照のこと)。

Fig. 6 Spatial distribution map of the hypocenters and the reflecting points(About a gray part, see Fig.7).

深さ分布の傾向として、中央火口丘に近付くほど、分布上限が浅くなる。また、OWDのすぐ西側の反射点の分布下限は深さ4kmを越え、OWD直下の浅い反射点分布下限の領域の西側境界となっているように見える。

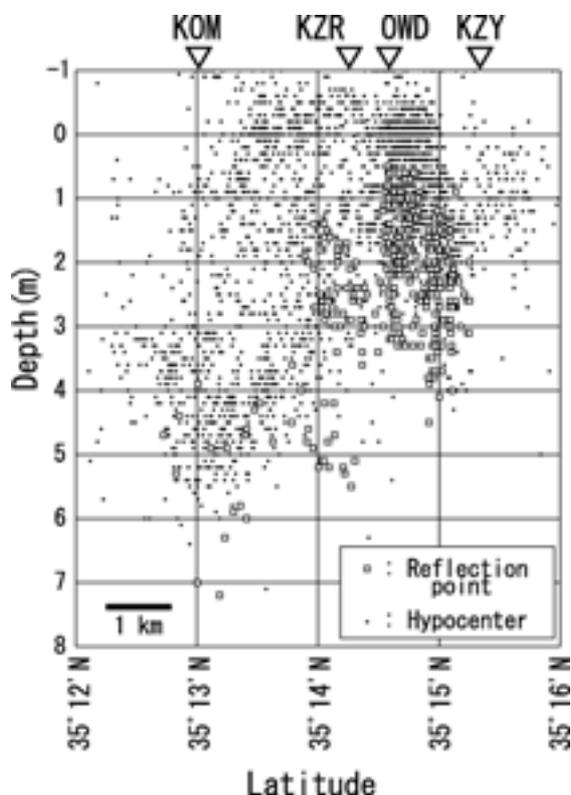


図7 中央火口丘直下(図6の灰色部)における震源と反射点の南北断面。

Fig.7 The N-S cross section of the hypocenters and the reflecting points beneath the central cones (the gray area in Fig.6).

5. 考察

地震波が反射される現象は、音響インピーダンスの異なる岩石同士の境界面に、地震波が入射した場合に生じる。ここで、音響インピーダンスとは、岩石の密度とその岩石中での地震波速度の積である。一般に、岩石の密度と地震波速度には正の相関があり、音響インピーダンスの違いは、これらのいずれか一方の違いと見なすことができる。そして、これらは岩石の種類や、間隙率、相などの状態により変化する。したがって、反射点は、このような物性の異なる岩石同士の境界に沿って分布すると期待できる。特に、今回の解析で扱ったS波を強く反

射する場合、反射面を挟んだ反対側に、水や溶融体などの流体を多く含んだ物体が存在する構造を持つことが多い。これは、S波が流体内部を伝搬できない性質を持ち、固体から流体への境界で自由端反射するためである。この性質のため、S波反射波は、火山直下や下部地殻の溶融体分布を調査する手段として利用されることが多い(例えば、松本、長谷川、1997)。以上の性質をふまえて、この解析で得られた反射点の分布領域の構造的な特徴について考察する。

また、今回得られた反射点は、震源分布形状に対応して、中央火口丘直下および芦ノ湖北岸直下に分布している。しかし、それぞれの領域で、反射点分布域と震源分布域の位置関係が異なる。すなわち、中央火口丘直下の反射点分布域は震源分布域の下部と重なり、芦ノ湖北岸直下の反射点分布域は震源分布域の下方に離れている。両領域の間では、このため、両領域における物理条件が異なっている可能性がある。したがって、両領域について個別に考察を進める。

5.1. 中央火口丘直下の反射点および震源分布について

この解析で得られた反射点の大半は、震源分布域下部に分布している。反射点は、震源分布域の上部ではまったく見られないが、反射波とS波初動の時間差が極めて短いことによる両者の分離の困難さが影響した可能性がある。したがって、震源分布域上部に反射点、つまり反射波を生じる構造が存在しないとはいえない。また、反射点および震源の分布下限は、KOMの直下では6km前後あるのに対して、OWDの直下で3km前後と浅い。これらの特徴は、反射点と震源の位置精度を考慮しても有意といえる。

震源と反射点の分布域が重なることから、地震の発生と反射波の生成との間に物理的な関係があると考えられる。まず、この領域は、S波を反射する物理条件を満たす構造を持つ。このため、この領域には、流体が多く含まれると考えられる。ここで、今回扱っている領域では、内部で地震が発生するため、脆性破壊できる必要がある。一般に、岩石の脆性破壊は、溶融体が存在する程度の高温下では起こらないため、この領域では溶融体は存在し得ない。また、この震源分布域については、地震波の波形周波数解析により個々の地震の断層パラメータが得られており、地震発生における水の関与が指摘されている(村瀬、棚田、2002a; 村瀬、棚田、2002b)。したがって、この領域に含まれる流体は、水であると考えられる。

以上より、中央火口丘直下の反射点分布域は、水の貯

留体で構成されると考えられる。また、この貯留体は、反射点および震源がクラスター構造をとることから、これらに対応して複数の領域に分かれて分布していると考えられる。図8に、この領域について推測される構造の模式図を示す。なお、震源と反射点の分布域の下側については、地震が起こらず音響インピーダンスのばらつきが小さい物理条件にあると考えられるが、そこから放射された、あるいはそこを通った地震波が観測されなかったため、具体的な物性は不明である。

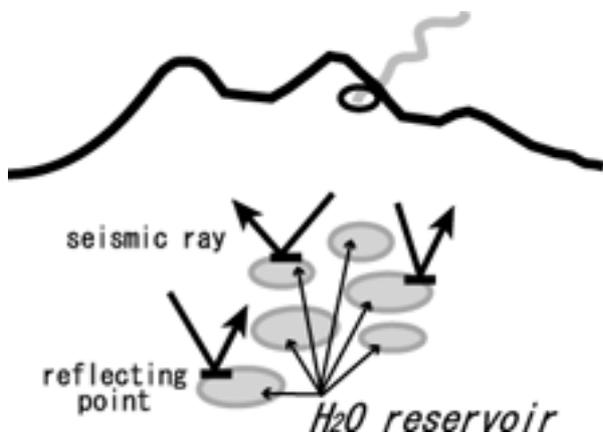


図8 中央火口丘直下(図6の灰色部)の構造の模式図。水の貯留体がいくつか存在する。それらは、群発地震の震源クラスターに対応した。また、その外周で反射波が生じた。

Fig. 8 The structure model beneath the central cones (the gray area in Fig.6). There are several H₂O reserving areas. This areas corresponded to the hypocenter clusters in the swarm earthquakes, and their outside edges generated the reflected wave.

5.2. 芦ノ湖北岸直下の震源および反射点分布について

この領域の反射波分布域と震源分布域は、明瞭に上下に分離しており、中央火口丘直下の構造とは異なるように見える。すなわち、反射点分布域は震源の分布域よりも深い場所まで続き、その上限は芦ノ湖北岸直下の震源分布域の下面に達しない。また、中央火口丘に近付くほど分布上限が浅くなる。ここで、反射点が震源分布域内に存在しない理由は、中央火口丘直下の上部域と同様に、S波と反射波の区別が困難なことによるといえる。特に芦ノ湖北岸直下では、震源は深さ1kmから2kmに集中し

ている。震源分布域の深さの幅が1kmの場合、S波速度が3km/sと仮定して、震源分布域内で反射した地震波が後続波として到達するのは、最大でもS波初動の0.67秒後であり、大半の反射波ではさらに時間差が短いといえる。このため、震源分布域内部で発生したすべての反射波はS波群と識別しにくく、震源分布域内部の反射点は見落とす可能性が高い。これに対して、中央火口丘に近い部分では、中央火口丘直下のごく浅い地震を用いて反射点を推定できるため、S波初動と後続波の時間差が十分に長く、浅い反射点まで容易に検出できたといえる。これらのことから、芦ノ湖北岸直下における震源分布域の中に反射点が分布しないと断定することはできない。

今回見出された芦ノ湖北岸直下の反射点分布域については、その周囲でほとんど地震が発生していない。地震の発生を妨げるには、(1)地震を生じにくい構造である、(2)差応力が小さい、(3)岩石の破壊様式が延性的となる物理条件がある、のうちいずれかの条件があればよい。このうち、(1)については、地質学的な違いが挙げられる。(2)については、箱根火山周辺域において、より深い領域まで広域応力場による地震が起こるため、却下できる。(3)については、温度と地震発生との関係がよく知られており、200~400℃で延性破壊に転移し地震が生じなくなることが見出されている(例えば、田中、伊藤、2002)。したがって、この反射点分布域は、地震を生じない程度に高温である可能性がある。しかし、具体的な温度は、今回の解析では特定できない。また、反射点分布域に流体が存在するとした場合、その種類を特定することはできない。

6. おわりに

地震波中の後続相を解析することにより、2001(平成13)年箱根群発地震活動の特徴の解明を試み、以下の結果を得た；

- (1)中央火口丘直下において、反射点分布域は、震源分布域の下部に概ね一致していることが見られた。この領域は、水の貯留体により構成されると考えられる。
- (2)芦ノ湖北岸直下について、反射点分布域は震源分布域に比して深い位置まで決定された。この領域は、地質学的に地震を起こしにくい性質、あるいは地震を生じない程度の高温を持つ可能性があるが、詳細な環境は不明である。

本研究は、平成13、14年度温泉地学研究所経常研究によってなされたものです。

参考文献

- 代田 寧、棚田俊收、伊東 博（2002）2001(平成13)年箱根群発地震活動に関連した地殻傾斜変動，温地研報告，34，35-44．
- 平賀士郎（1987）箱根火山と箱根周辺海域の地震活動，温地研報告，18(4)，149-273．
- 神藤史明、棚田俊收、伊東 博、飯塚 進（1996）箱根火山およびその周辺地域の3次元速度構造 地球惑星科学関連学会 1996年合同大会予稿集．
- 松本 聡、長谷川 昭（1997）日光白根火山周辺域におけるS波反射面の分布，火山，42，127-139．
- 村瀬 圭、棚田俊收（2002a）2001(平成13)年箱根群発地震の地震波形解析手法，温地研報告，34，45-50．
- 村瀬 圭、棚田俊收（2002b）地震波形解析により得られた2001年箱根群発地震活動域の特徴について，地球惑星科学関連学会 2002年合同大会講演予稿集．
- 小田義也、棚田俊收、八巻和幸、伊東 博（2002）箱根火山の3次元速度構造と震源の再決定，物理探査，55，145-156．
- 棚田俊收（1999a）温泉地学研究所の地震観測網における震源決定精度と検知能力，温地研報告，29，47-56．
- 棚田俊收（1999b）神奈川県西部地域における地震発生層の厚みについて，温地研報告，31，31-43．
- 棚田俊收、代田 寧、伊東 博、袴田和夫（2002）2001(平成13)年箱根火山の群発地震活動について，温地研観測だより，52，1-4．
- 田中明子、伊藤久男（2002）長野県西部地域における地殻内地震の下限深度とその場の温度，地震2，55，1-10．
- 辻内和七郎、鈴木征志、栗屋 徹（2003）箱根大涌谷で2001(平成13)年に発生した蒸気井の暴噴事故とその対策，温地研観測だより，53，1-12．
- 宇津徳治編著（1987）地震の事典，朝倉書店，568 p．