

S-P 時間を用いた再解析によって明らかになった 1970年代の箱根群発震源域の特徴 —最近の群発震源域との比較—

本多 亮*・伊東 博*・行竹洋平*・原田昌武*・吉田明夫*

(2010年10月18日受付, 2011年1月14日受理)

Features of Hypocentral Area of Swarm Earthquakes in Hakone Volcano in 1970's Revealed by Re-Analysis Using S-P Data — Comparison with Recent Activities —

Ryou HONDA*, Hiroshi ITO*, Youhei YUKUTAKE*, Masatake HARADA* and Akio YOSHIDA*

The Hot Springs Research Institute (HSRI) has developed seismic observation network in Hakone volcano since 1968. In the first decade of the observation by the HSRI, hypocenters were determined by using S-P times and the Omori equation and were confined in the Owakudani geo-thermal area. This is remarkable, because earthquakes are known to occur in an extended area in the Hakone caldera recently. In this paper, we try to clarify whether the past hypocenters are real. For the purpose we introduce a fitness value to estimate the most probable location of swarm activity based on the S-P times. First, we calculate synthetic S-P times from every grid point that covers the Hakone caldera with a spacing of 500m for all observation sites. Then, Root Mean Square (RMS) between observed S-P times for each earthquake in a certain swarm activity and the synthetic S-P times is calculated for all the grid points. The fitness value given to grid points is defined as the summation of the inverse RMS for all earthquakes belonging to the swarm activity concerned. It is considered that the grid points with large fitness values exhibit the most probable area of the swarm activity. From the analysis we found that earthquakes in the period of 1970s occurred in an extended region from Mt. Kintoki to Motohakone, not confined to the Owakudani area. Some of the swarms seem to have occurred near Lake Ashi. In conclusion, we think that hypocentral distribution of swarm earthquakes in the past is not much different from that in recent years and swarm activities in the Hakone caldera have occurred in a similar way at almost the same region since 1970s.

Key words: Earthquake swarms, Hakone volcano, Historical earthquake distributions

1. はじめに

箱根火山は伊豆衝突帯の北部に位置し、直径10kmほどのカルデラ構造をもつ活火山で、過去何度も、鳴動やがけくずれなど地表変動を伴う群発的な地震活動が発生したことが知られている(例えば、萬年, 2003)。大森房吉は1917年の群発活動の際、箱根宮の下の富士屋ホテルに100倍微動計を置いて地震を観測し、箱根火山において初めて地震計データに基づく震源の推定を行った(温泉地学研究所, 1992)。観測された群発地震のS-P時間の平均は0.7秒で、これから大森係数を6と仮定して

震源距離を4.3kmと求めている。1959年から60年にかけての群発地震の際には、東京大学地震研究所の水上教授らによる地震観測が行われた。中央火口丘を囲む8点に速度型地震計を設置し、紙送り10~30mm/sで波形の記録を行った。震源は大湧谷から早雲山付近の海拔0~4km付近と推定されている(水上, 1960)。このときに展開された観測網の一部は、神奈川県土木事務所に引き継がれた。その後、1966年に再び大規模な群発地震活動が発生し、翌年に温泉の顕著な昇温現象が観測されて、温泉と火山活動を総合的に研究することの重要性が認識

* 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586
神奈川県温泉地学研究所
Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture.

586, Iriuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan

Corresponding author: Ryou Honda
e-mail: ryou@onken.odawara.kanagawa.jp

され、1968年に地震観測業務が神奈川県温泉研究所(現在の温泉地学研究所)に移管されて現在に至っている。

群発地震活動は、活発だった60年代から70年代前半にかけてと比べて70年代後半からいくぶん低調となっていた。しかし2001年に、近代的な地震観測を始めて以来、恐らく最大規模と推定される群発地震活動が発生した後、再びやや活動的な状態となっている(伊東他, 2009)。現在の観測網が整備された1989年以降、微小地震の震源は南北に並ぶ中央火口丘下とその西側に分布している。しかし、1970年代、80年代の震源は、大涌谷を中心とした領域に震源が決められていた(平賀, 1987)。箱根火山の群発地震活動は三宅島、伊豆大島の火山活動や伊豆半島周辺の地震活動と相関があるといわれる(平賀, 1987)。また近年のGPS観測網の充実により、比較的規模の大きい群発地震活動の際には地殻変動も同時に観測されていて、それはまた富士山周辺の地殻変動と連動している可能性も想定されている(原田他, 2010)。こうしたことから、箱根火山の地震活動は、伊豆から富士山にかけての伊豆衝突帯の広域応力場の変化を反映している可能性があり、その震源分布に長期的な変化が本当にあったかどうかは、伊豆衝突帯におけるテクトニクスの動態を考える上でたいへん興味深い。ただし、1970年代当時と現在では観測網や震源決定法が異なっており、その違いが、見かけの震源分布の差違を作り出している可能性もある。

現在、温泉地学研究所では、開設以来の震源データの再整備を進めていて、2009年までに、1968年-1978年の期間のS-P時間のデータをデジタル化し、当時の震源決定法により震源の再決定を行った。現在、紙記録として残されている1979年から88年までのP波及びS波の到達時刻のデータと、1989年に読み取り作業がデジタル化されたあと、1995年にWINシステムが本格的に導入されるまでの期間のデータについて再整備を行っているところである。本報告では、S-P時間を用いて決定された1968-1978年の期間の震源について、当時求められた分布が最近(特に、詳細な解析が行われている2000年以後)の地震活動の分布と異なっていることに注目し、実際に震源分布が変化しているのか、あるいは観測網や震源決定法の違いによる見かけ上のものか、詳細な検討を行った。

2. 温泉地学研究所の地震観測の変遷

1968年および現在の温泉地学研究所(以下、温地研)の地震観測点の分布を、図1に示す。温地研での観測開始当初は、水上教授らによる観測点及び観測装置等を継承しており、1968年から1989年まではセンサーや記録器に多少の変更があるものの、観測点の位置は変わって

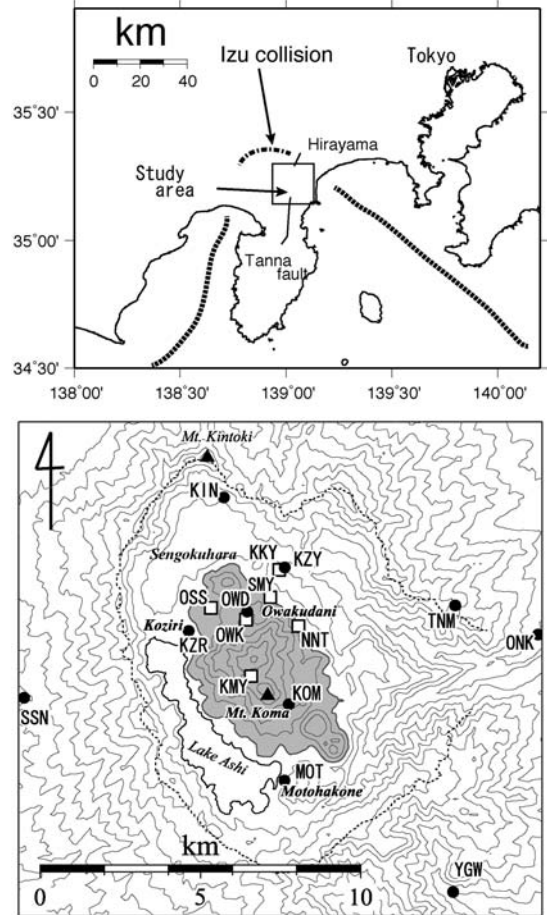


Fig. 1. Tectonic setting around the study area is shown in the top panel and the bottom panel shows observation sites of the seismograph network of the Hot Springs Research Institute (HSRI) of Kanagawa Pref. Solid circles and squares indicate observation sites at the present and those in 1970's, respectively. Dotted line shows caldera somma. Thick dotted lines indicate plate boundaries of the Philippine Sea Plate and solid lines represent active faults. A shadowed area represents central corn. Gray lines indicate contour lines at 100 m interval.

いない。観測開始当初から1989年までは、火山性の噴気がある大涌谷(OWK)を中心として、半径1 km程度の範囲に二ノ平(NNT)、神山(KMY)、小塚山(KKY)、温泉荘(OSS)、下湯(SMY)の5観測点が設置されていたが、1989年以後は外輪山まで観測点の配置が広がっている。センサーは1968年から1979年半ばまでは水平動1成分、固有周期1Hzの変位型地震計である。記録は、1968年から1971年までは紙送り2 mm/s、1972年から

1978 年までは紙送り 4 mm/s の煤書きで、時刻校正はラジオの時報で行っていた。このため絶対時刻の精度がよくなく、S-P 時間を基に大森公式を用いた作図法によって震源を決定していた（例えば、宇津，2001，p. 153）。大森係数は地震ごとに試行錯誤的に決定され、2~3 の間の値で一定していないが、2.5 もしくは 2.8 が多い（平賀，1987）。S-P 時間の読み取り精度は 0.1 秒であった。

1979 年から 1988 年の期間は、Lee and Lahr (1975) による hypo71 が導入され、P 波および S 波の到達時刻をデータとして逆解析法による震源決定が行われた。速度構造は箱根、丹沢、伊豆の 3 つの地域に分けた水平成層構造を用いており、箱根の構造については、地質構造なども参考にしながら、震源分布が 70 年代までとほぼ同様のものとなるようにチューニングされた（温泉地学研究所，1992）。また、観測点位置は変わらないものの、センサーが変位型から速度型に変更され、記録器は 82 年までにすべて煤書き記録からインク書きに変更された。

1989 年以降は観測網が大幅に変更され、速度型センサーで東西、南北および上下動の 3 成分の観測を行っている。データは専用線経由で温泉地学研究所の観測室に集められ、更新当初は専用の処理サーバーによって、1995 年以降は win システム（卜部・東田，1992）を利用して管理されるようになった。1995 年以降の震源決定には hypo71 で使用していた丹沢の速度構造と、ベイズ理論を導入した逆解析法である hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) が採用されている。丹沢の速度構造が選ばれた背景は明らかでないが、他の速度構造で箱根の地震の震源計算を行うと震源が地表から飛び出してしまうなど、安定した解が得られなかったためと考えられる（棚田，私信）。

次に震源分布の特徴について述べる。1978 年までの震源は地図にプロットされたものが温泉地学研究所報告に記載されているが、位置情報は残されておらず、生データである S-P 時間が残っているのみである。本多・伊東 (2009) は、その S-P 時間を使って、当時の震源決定法である大森公式を用いた作図法によって、震源の再決定を試みた。彼らは、なるべく当時の震源分布に近いものを得るために、部分的に残されていた当時の作業記録から S-P 時間の平均値と採用された大森係数の関係を導き、それを基に震源決定を行った。図 2 に、本多・伊東 (2009) によって再決定された 1968 年から 1978 年の期間の震源分布を、図 3 に 2000 年以降に発生した主要な群発地震の震源分布を示す。1968 年から 1978 年の期間の震源分布の特徴は、平賀 (1987) によれば、

1. 大涌谷の噴気地帯を中心に、半径 2 km 程度の範囲に集中。
2. 深さ 4 km より浅く、海拔 0 km 付近が多い。

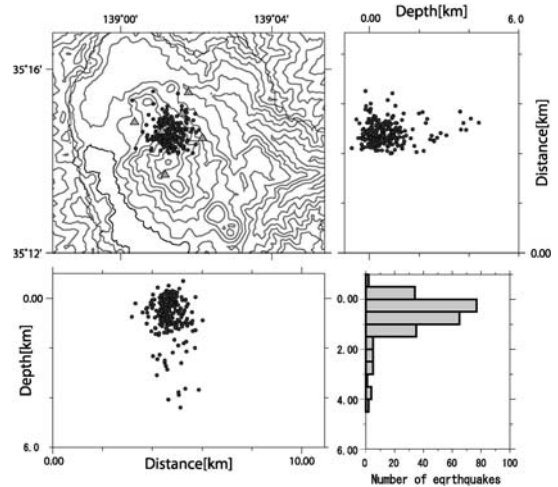


Fig. 2. Distribution of hypocenters relocated by Honda and Ito (2009) using a conventional method which is based on the Omori's equation and S-P times. Epicentral distribution is shown in the left top panel. The right top and left bottom panels represent cross sections in the N-S and E-W directions, respectively. The right bottom panel shows number of earthquakes in each depth range.

となっており、外輪山付近には震源は存在しない。再決定された分布はこの傾向を再現できている。1970 年の震源については、再決定した震源を当時の解析結果（温泉地学研究所，1992）と比較して、ほぼ同様の分布を示すことが、すでに確認されている（本多・伊東，2009）。このような震源分布の特徴は 80 年代になってからも認められる（平賀他，1986）。

一方、2000 年以降の震源域に注目すると、以下のような特徴が見られる。

1. 中央火口丘付近での地震活動が多く、北は金時山、南は元箱根付近まで群発地震の震源域が存在する。
2. 中央火口丘の東側では群発地震は発生していない。
3. 中央火口丘西側では、外輪山付近まで群発地震の震源域が広がっている。
4. 北側ほど震源の下限が浅い傾向がある。例えば中央火口丘に沿う活動は、南の駒ヶ岳の直下付近で約 5 km、北の大涌谷付近で約 2 km である。
5. それぞれの群発地震の震源域に空間的な相補性が見られる（2000 年以降）。

図 3 の (a) から (l) は群発地震のクラスターの位置を示しており、震源域は互いに重ならない傾向があることがわかる。2001 年の最大規模の活動の際には、ほぼ全域で地震が発生しており（図 3 のグレーで示した震源）部

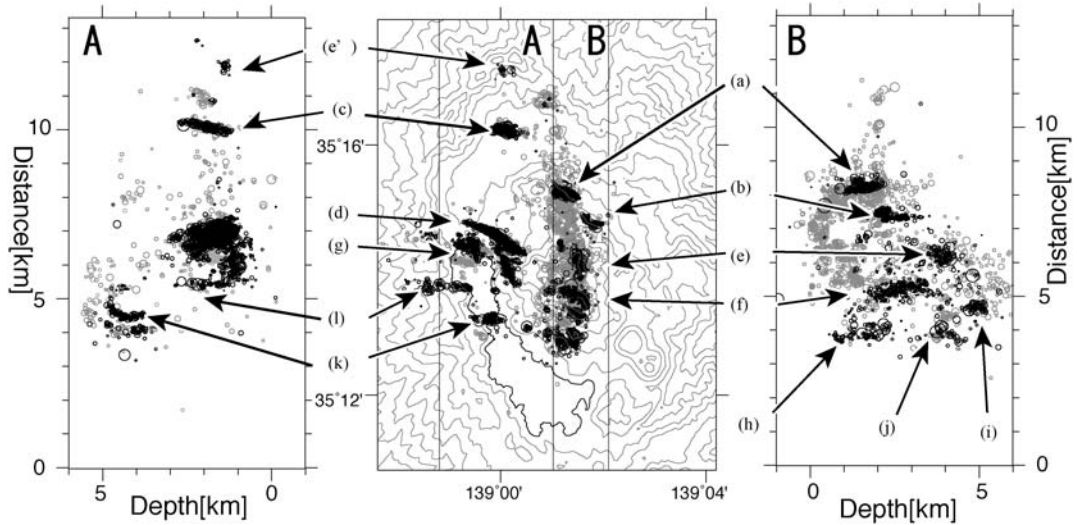


Fig. 3. Hypocentral distribution of swarm earthquakes occurred in the period from 2000 to 2009. The central panel is the map view. The left panel is the cross section in which earthquakes in region A are projected. The right panel is same as the left panel except that earthquakes in region B are projected. Gray circles represent the earthquakes occurred in the 2001 swarm activity which was the largest one since 1968. Black circles show the swarm earthquakes except for those in 2001. Remarkable swarm activities are classified into clusters indicated from (a) to (l). Occurrence data of each activity is shown in Fig. 5. Hypocenters of these earthquakes are determined based on the Double Difference method (Waldhauser and Ellsworth, 2000).

分的に重なっている領域もあるが、全体としてやはり相補的である。このように、70年代と00年以降では、震源分布に大きな違いが見られるが、もし、これが事実なら、箱根の群発地震活動の発生メカニズムやその長期的な変化を考察する上で、重要な手がかりとなるだろう。

3. 群発地震の震源域の推定

3-1 臨時観測によるS-P時間

1978年までの震源分布は、現在とは異なる観測網、データ、震源決定法によって得られたものであるため、最近の震源分布と直接比較することはできない。そこで、70年代の観測網（以下、旧観測網）と同じ配置で臨時観測を行い、臨時観測中に発生した地震の各観測点でのS-P時間の分布と、70年代のS-P時間の分布を比較することで、70年代の震源分布が実際はどのようなものであったかについて検討する。

臨時観測は2008年6月から2009年4月まで行われた。旧観測網の観測点のうち、NNT、KMYでは当時の地震計台をそのまま使用した。KKY、OSSは報告書にある緯度経度の記載から位置を割り出し、現地を調査して当時の観測点と思われる位置でGPSによって座標を決定した。OWKは当時の観測点であった大涌谷自然科学館が廃止され、駐車場となっている。そこで、ノイズをなる

べく避けるために約200m離れた現在使用中の観測点(OWD)で並行観測を行った。機材の関係で、SMYでは観測を行わなかった。センサーは1成分速度型2Hz計(L22D)を3台用い、記録器は白山工業製のLS7000を使用した。臨時観測期間中に発生した微小地震のうち、ルーティン処理によって震源決定された地震は1260個(図4a)で、そのうち旧観測網と同じ配置の臨時観測点3点以上で到達時刻の読み取りができたのは136個あった。そこで、これらの地震のS-P時間と、1968-1978年に発生した地震のS-P時間の差の二乗平均の平方根(RMS)を計算で求めた。RMSの値が小さいほど、比較した二つの地震の震源が近いことを意味するとみなして良い。全ての地震の組み合わせについてRMSを計算し、RMSが0.05秒以下となる組み合わせが得られた時、その組み合わせの震源がほぼ同じであると考えた。図4aの震源のうち、上の条件を満たした57個の地震の震源を図4bに示す。黒丸が臨時観測中に発生した地震のうち条件を満たした震源、白丸は条件を満たした70年代の地震の震源である。震源位置はそれぞれ、温地研のルーティン処理震源と作図法(本多・伊東, 2009)によって決められたものである。作図法では大涌谷周辺に震源が集まっているのに対して、ルーティン処理では、それらの地震の震源が芦ノ湖や駒ヶ岳の南側にも分布していることが分

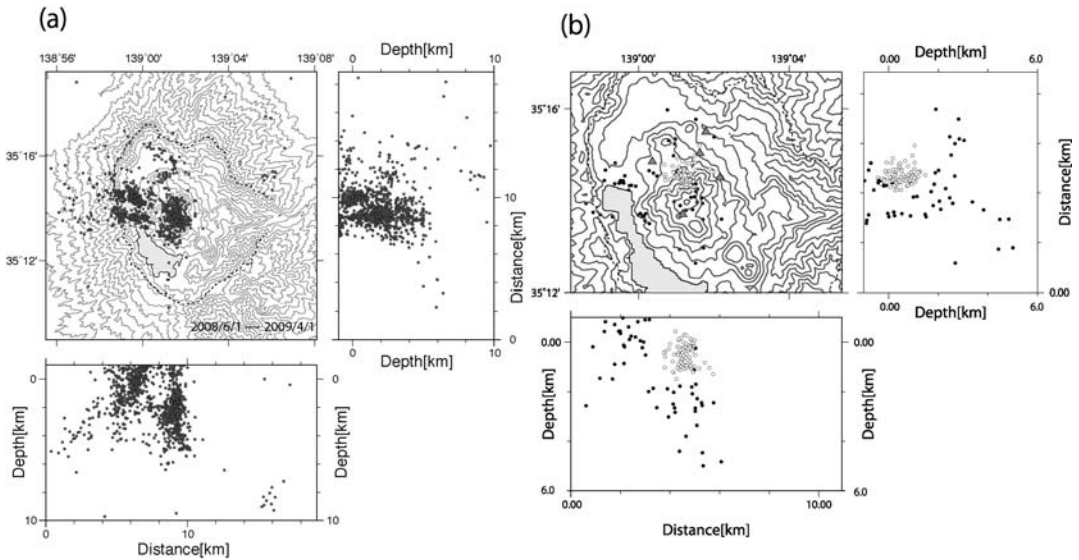


Fig. 4. (a) Hypocentral distribution of earthquakes determined by HSRI routine analysis in the period of temporary observation (Jun. 2008-Apr. 2009). (b) Solid circles show earthquakes for which RMS between S-P time of the observation and any one of the old record of S-Ps is less than 0.05 sec. Open circles represent hypocenters of the corresponding earthquakes determined by the conventional method that was used in 1970's (after Honda and Ito, 2009).

かる。つまり、70年代に S-P 時間を用いて大涌谷付近に決められていた地震は、現在の速度構造や震源決定法では芦ノ湖の南や西側に震源が求められる。

先に述べたように温地研の作図法震源決定で使用された大森係数は 2.0 からせいぜい 3 程度までであり、一般的に火山に適用される 3~5 程度にくらべると遅い地震波速度構造が仮定されていた。従って、小さな大森係数をかけることによって震央距離が抑え込まれ、しかも旧観測網では中央火口丘付近にしか観測点がないため、中央火口丘の外側の震源が拘束できていなかったことになる。図 5 に、図 3 の群発地震活動のうち主なものについて、KKY の近傍にある KZY での S-P 時間の頻度分布を示す。芦ノ湖の西岸で発生した 2008 年 9 月 12 日の活動であっても KZY での S-P 時間の平均は 1.1 秒程度であるので、大森係数を 2.5 とすると大涌谷付近に震源が求まる。図 6 にその例を示す。黒い星印がルーティンによって決まった震源、白い星印は作図法による震源である。左及び中央の図は臨時観測のデータのみで、大森係数をそれぞれ 2.5 及び 5.0 とした時の作図法の結果である。いずれの場合も、震源は大涌谷付近に求められる。単に大森係数を大きくしただけでは、誤差範囲が大きくなるだけで、正しい位置に震源が決まるとは限らない。右の図は定常観測網の SSN と KIN のデータも同時に使用した結果で、比較的ルーティン処理の震源に近い結果

となった。また、作図法では観測点の高度を 800 m で固定していた(平賀, 1987)が、実際には 600 m (KKY) から 1267 m (KMY) まで 600 m 以上の高度差を持っている。仮に 3 つの観測点で同じ S-P 時間であったとしても、それぞれの観測点の高度が異なっていれば、震源は必ずしもそれらの中心にはない。以上のことから、大涌谷に集中していた過去の震源分布は、速度構造や観測点高度などについて不適切な扱いをしたこと、及び、観測網の偏りによる人為的なものであり、実際には今回の臨時観測中に発生した微小地震のルーティン処理による震源の広がりと同程度の広がりがあったと考えられる。

3-2 理論 S-P 時間との比較

前節では、臨時観測によって得られた、過去の地震の S-P 時間とほぼ一致する地震について、1970 年代に用いられた震源決定法による震源とルーティン処理による震源を比較した。その結果、1970 年代の震源決定法では、大涌谷付近で起きていた地震でなくても、その付近に震源が求められてしまう傾向のあることがわかった。本節では、過去の群発地震は実際にはどのような分布をしていたか、その推定を試みる。その手法と考え方は次の通りである: 最初に、箱根全域にわたって 500 m 間隔で各観測点までの理論 S-P 時間を計算しておく。次に、過去の 1 個 1 個の観測 S-P 時間記録について、理論 S-P 時間との間の RMS を計算し、RMS が 0.05 秒以下となるグ

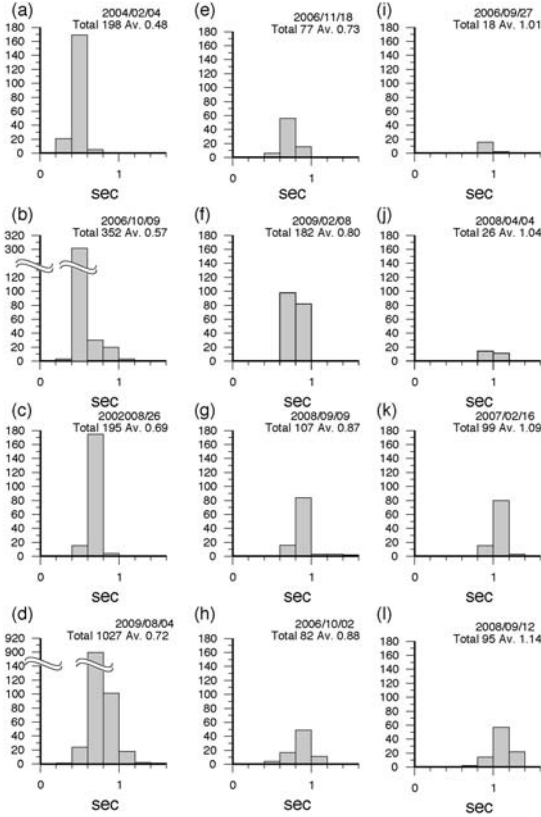


Fig. 5. Frequency distributions of S-P times at KZY for swarm activities occurred in the period from 2000 to 2009. Swarm activity (a) has the smallest average S-P times and activity (l) has the largest value. Locations of swarm activities are shown in Fig. 3. Occurrence date, total number of earthquakes and average of S-P times are given at the top of each histogram.

リッドに対して、その逆数を各グリッドに割り当てる。対象とする期間に発生した全ての地震について同様の計算を行って、各グリッドに割り当てられたそれらの逆数の和をフィットネス値とすれば、その期間中に発生した地震の震源域（活動度の高い領域）をフィットネス値の分布から推定できるだろう。なお理論走時の計算には、Joint Hypocenter Determination 法 (Kissling *et al.*, 1994) を用いてチューニングした速度構造 (図 7) と観測点補正值 (Yukutake, *et al.*, 2010a) を使用した (表 1)。ただし、観測点補正值は、旧観測網の各観測点と同じ表層地質の領域で最も近い位置にある現在の観測点の値から選んだ。

Table 1. O-C residuals of P- and S-wave arrival times used as the site correction at each station in 1970's. These O-C residuals are estimated from data observed at stations of recent observation network in the period from 2000 to 2009. We adopted those O-C residuals, which are obtained for the nearest station belonging to same geological structure, as the site corrections for old stations listed in the table.

	O-C (P)	O-C (S)
OWK	-0.040	-0.230
KKY	0.009	-0.106
KMY	-0.160	-0.491
NNT	-0.160	-0.491
SMY	0.009	-0.106
OSS	-0.016	-0.077

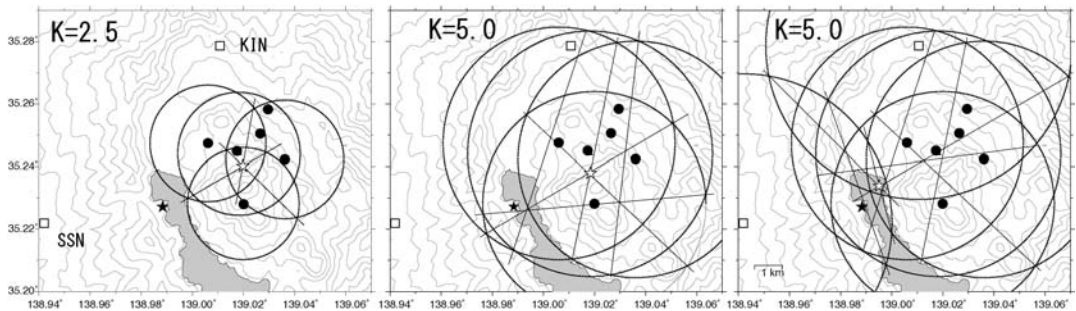


Fig. 6. An example of the conventional method for an earthquake in Sep. 12, 2008. The black star indicates epicenter obtained by the routine analysis. White stars are epicenters obtained with the conventional method. The left and center panels are results by data of the temporary observation at old sites (solid circles) only, and the right panel is those by data of old sites together with data of SSN and KIN. Omori's coefficient used for the examples are shown in the left top of each panel.

手法の妥当性をチェックするために、答えがわかっている震源についてフィットネス値の分布を計算し、それと実際の震源分布を比較してみる。図 8 は、前節で解析した、過去の地震の S-P 時間と一致した地震 (図 4b) について、フィットネス値を計算したものである。ただし、震源位置は理論 S-P 時間の計算に用いたのと同じ速度構造と補正值を使って再決定した。おおむね震源分布とフィットネス値の分布が一致している。ただし、深さ 3400 m より深い部分では両者の間かなりのずれが見られる。原因はいくつか考えられるが、一つは、箱根全体の地震について平均した観測点補正值を導入しているため、3 次元的に変化する速度構造に十分対応しきれていない可能性がある。また深くなると地震波速度が速く

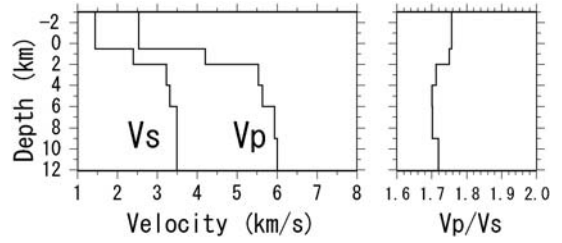


Fig. 7. Velocity structure model used for the calculation of S-P times (after, Yukutake *et al.*, 2010a).

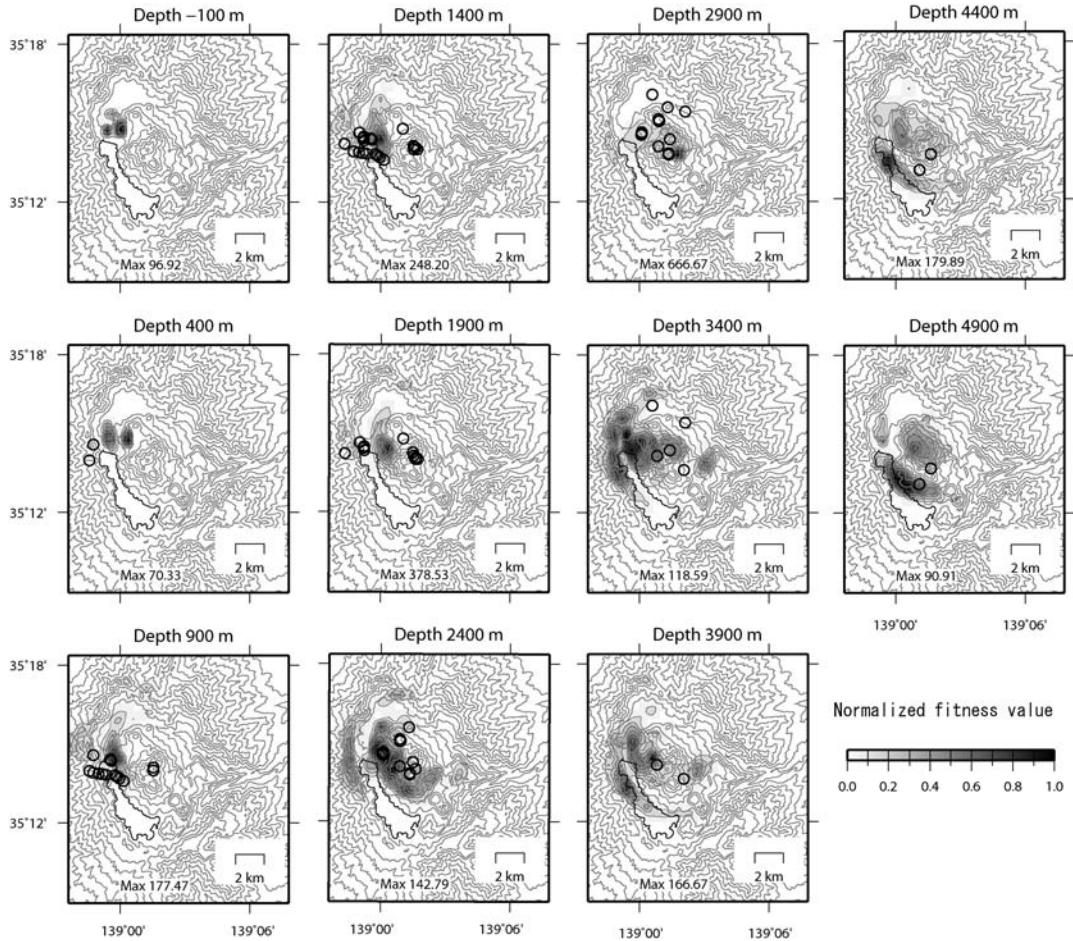


Fig. 8. Distribution of fitness values obtained by using S-P data observed in 1970's. Open circles show epicenters of earthquakes shown in Fig. 4b whose depths enter within ± 500 m from the depth indicated at the top of each map. Fitness values are normalized by its maximum value in each depth range. The max of the absolute fitness values in each depth range is given at the bottom of each panel. Note that distribution of the fitness value is similar to the epicentral distribution of earthquakes at depths shallower than 3400 m.

なるので、読み取りが0.1秒だと粗すぎるのかもしれない。しかし、3 km 以浅では震源分布との対応は良い。図9は、RMSの値が0.05秒以内という条件を満たすグリッドの位置が、実際の震源に対して、どの程度離れているかを示したものである。震源とのずれは水平方向と深さ方向でそれぞれ数百 m \pm 1 km, \pm 1.4 km 程度である。一方、それぞれの地震について、条件を満たすグリッドがいくつあるかを距離に変換して示したのが図10である。図10から、推定震源は、南北方向にはほぼ2グリッド(1000 m)以内、東西方向と深さ方向は4グリッド(2000 m)以内に求められることが分かる。従って、この手法での震源の解像度はほぼ2 km 以内とみてよいだろう。当時の読み取りの精度から考えれば、十分

妥当な範囲である。

以上の結果を踏まえ、1968年から1978年の調査対象期間中の個々の活動について、フィットネス値の分布と、最も記録が多いKKYのS-P時間を基に、群発地震震源域の再検討を行った。この期間中に発生した、温泉地学研究所の基準で群発地震と定義された活動は、1971年7月、1972年3月、1973年12月、1974年12月の4回である。

① 1971年7月の地震活動

KKYで1年間に観測されたS-P時間の頻度分布を図11に、7月の群発活動に対して得られたフィットネス値の分布を図12に示す。S-P時間の頻度分布のうち、グレーで示されているのが震源決定できた地震数である。

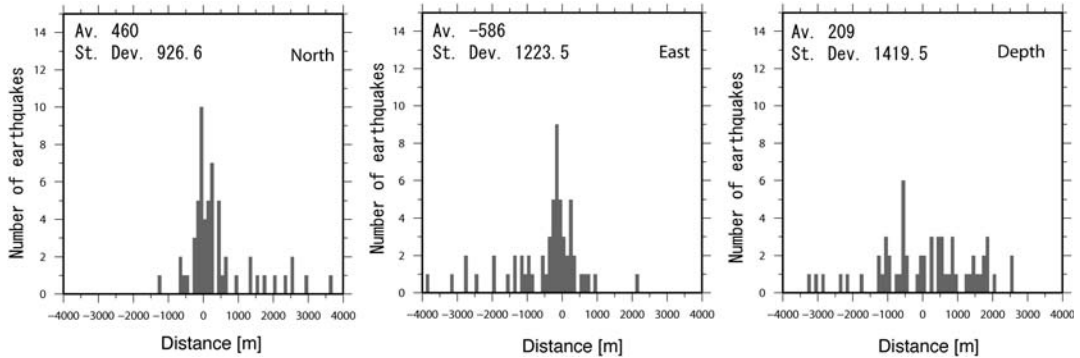


Fig. 9. Frequency distributions of the distance between the hypocenter determined by the routine analysis and the grids that satisfy the fitness criterion. Note that the hypocenters were relocated with the velocity structure and site corrections shown in Fig. 7 and table 1, respectively. The averages and standard deviations are given in meters at the left top of each panel.

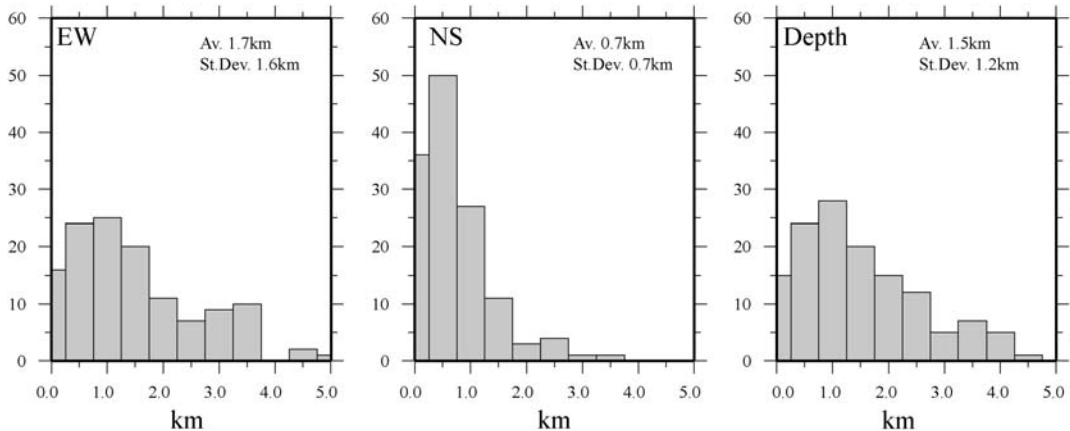


Fig. 10. Maximum distance distributions of grids on which fitness values are assigned. The distance is supposed to indicate the resolution in each of the direction. The averages and standard deviations are given in km at the right top of each panel.

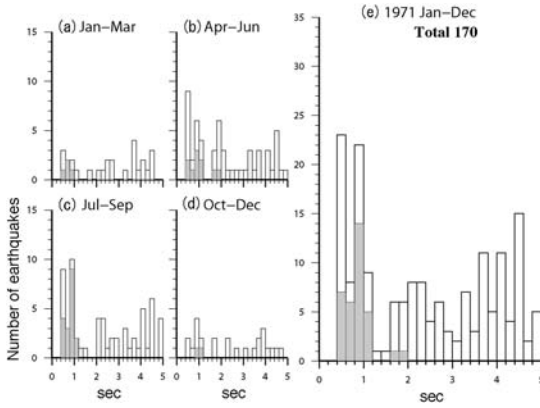


Fig. 11. S-P time distribution at KKY for earthquakes in 1971. Histograms of S-P times for each of three-month periods are shown in (a)-(d). That for the whole year is shown in (e). Gray bars represent S-P times for earthquakes whose locations were determined based on the Omori equation.

平賀他 (1972) の報告では、S-P 時間が 0.5 秒から 1.0 秒の地震が多く、その震源は大涌谷直下の海拔 0 km 付近とされている。しかし、年間の S-P 時間の 0.2 秒刻みの頻度分布 (図 11e) を見てみると、ピークが二つ (0.4~0.8 秒, 0.8~1.2 秒) あることが分かる。0.4~0.8 秒にピークを持つ活動は、7 月の群発地震活動よりも以前から起きていて S-P 時間が短い (近距離) 割に震源決定数が少ないことから、KKY 以外では観測にかからないような、マグニチュードの小さな地震活動であったと推測される。フィットネス値の分布 (図 12) から、S-P 時間の頻度分布に見られる二つの地震活動の震源域を推定すると、大涌谷直下の 2400 m 付近の活動が 0.4~0.8 秒のピークに対応し、芦ノ湖の西岸の深さ 3900 m 付近の活動が 0.8~1.2 秒のピークに対応すると考えられる。3 km より深いところではルーティン決定震源との一致がよくないと先に述べたが、芦ノ湖西岸では 2400 m からフィットネス値が大きいため、その付近に活動があったと見て間違いのないと思われる。ただし、KKY 近傍の KZY で観測された最近の群発活動 (l), (k) の S-P 時間 (1.0~1.2 秒程度) と近いことから、(l) や (k) と同じ領域の活動の可能性もある。

② 1972 年 3 月から 4 月にかけての地震活動

この群発地震は本報告で対象とする期間中で最大の活動であり、一月以上にわたって 200 回以上 (全観測点の波形記録の集計) の微小地震が観測された。S-P 時間が 0.5 秒から 1.0 秒が多く大涌谷付近が震源域とされているが (例えば、平賀他, 1973), 年間の S-P 時間の頻度分

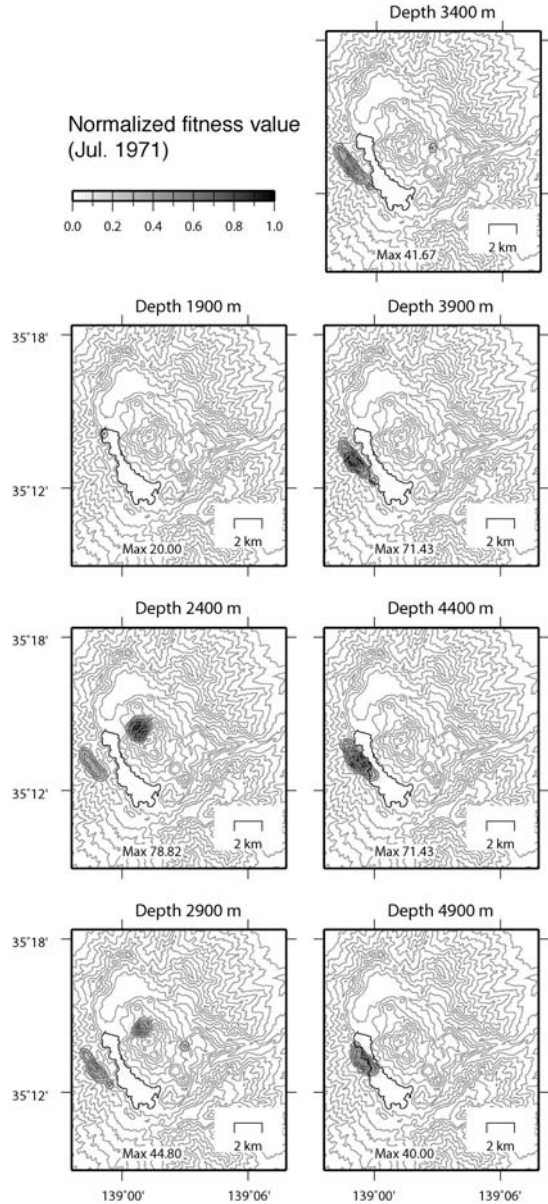


Fig. 12. Distribution of fitness values for the activity in July 1971. The fitness values are normalized by its maximum value. Two regions with large fitness values are clearly seen near OWD at the depth of 2400 m and in the west coast of Lake Ashi at the depth of 3900 m.

布 (図 13) を細かく見ると、0.2 秒から 1.2 秒まで幅広く分布している。さらに時間的な変化をみると 1 月~3 月のピークが 0.6~0.8 秒、4 月~6 月のピークが 0.8~1.0 秒にあることから、主たる活動域が移動した可能性もあ

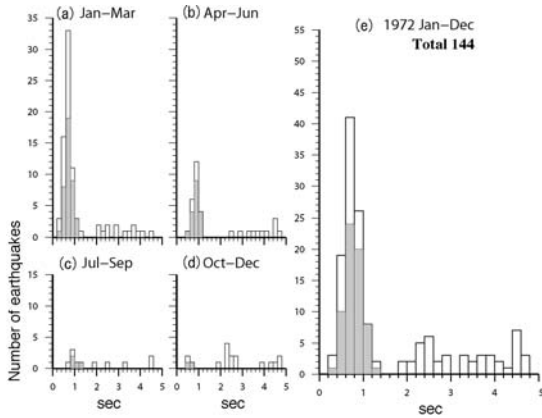


Fig. 13. Same as Fig. 11 except for the events in 1972.

る。群発活動期間中のフィットネス値の分布(図14)をみると、中央火口丘を中心として西は芦ノ湖の東岸、東はNNT付近まで、北は金時山、南は元箱根付近までの比較的広い範囲で高い値となっている。特に活動度が高く群発地震活動の中心と考えられるのは、大涌谷直下の深さ1900m~2400mと駒ヶ岳南麓の深さ2900mの二つの領域である。前者がS-P時間の頻度分布に見られる0.6~0.8秒のピークに、後者が0.8~1.0秒のピークに対応すると考えられる。

③ 1973年12月の地震活動

1973年以後は、それまでと比較して全体的に地震活動が少なくなっており、12月4日に発生した群発地震活動は、約40分で終息した(平賀他, 1974)。KKYで観測されたS-P時間の1年間の頻度分布(図15)には、0.4~0.6秒と0.8~1.2秒にピークが見られる。群発期間中のフィットネス値の分布(図16)では、KIN付近の深さ1900mに値の大きな領域があり、S-P時間0.8~1.2秒の活動はこの領域に対応する。一方、平賀他(1974)によれば、この年は「S-P時間が不明瞭で振幅の小さな地震」が39個観測されており、それらはカルデラの浅部で発生したものと推定されている。これらの地震は頻度分布に現れず震源決定もされていないが、振幅は他の観測点に比べてSMYで大きい傾向があることから(平賀他, 1974)、震源決定された地震から求めたフィットネス値の分布(図16)のうち大涌谷直下900m付近の活動であろうと推定される。また、このS-P時間が不明瞭な地震は4~6月に比較的多かったが年間を通して発生している(平賀他, 1974)。このことから、大涌谷付近にあった前年の活動が継続していたことも考えられる。従って、群発地震として記録のある12月の活動の震源域は金時山付近であったと見られるものの、年間を通した地震活動の中心は大

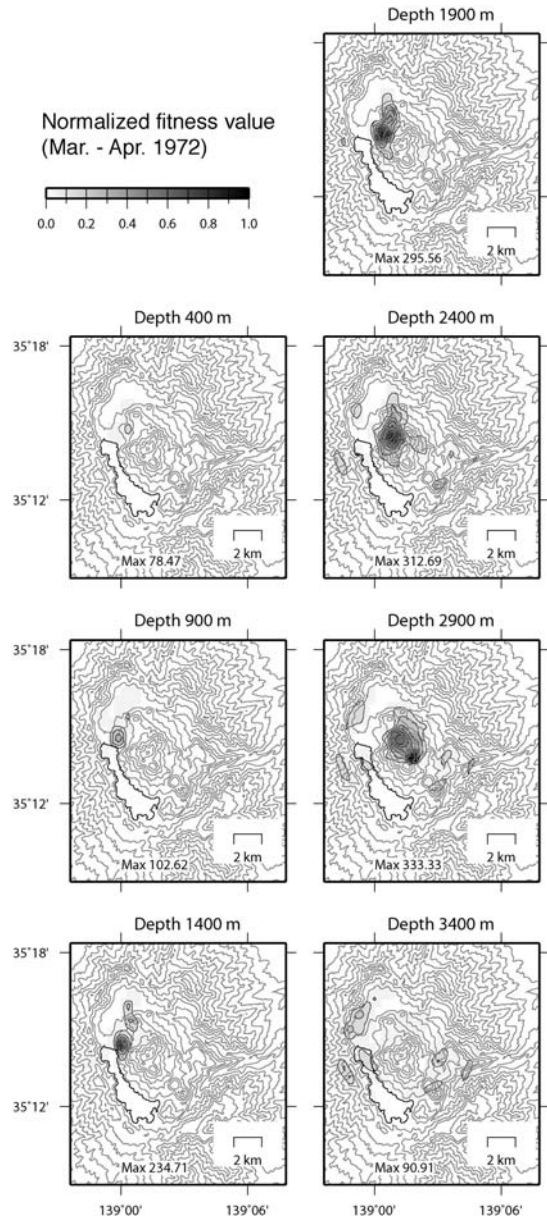


Fig. 14. Distributions of fitness values at various depths for events in March through April, 1972.

涌谷付近にあった可能性もある。

④ 1974年の地震活動

この年は、12月15日から16日にかけての90分間に合計15個の地震が観測された小規模な群発活動があった(伊東他, 1975)。KKYで観測されたS-P時間の1年間の頻度分布を図17に示す。ただし、12月の群発活動では、KKYでS-P時間の記録がとれたのは3回だけで

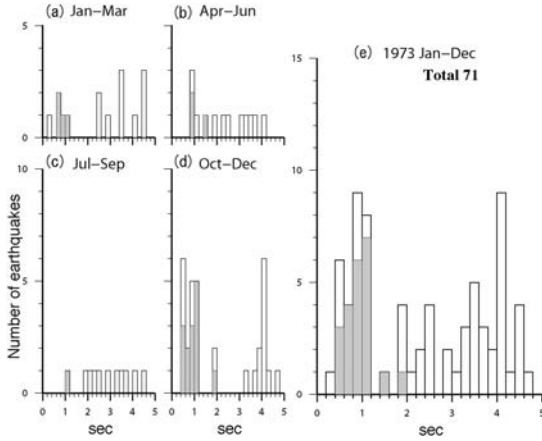


Fig. 15. Same as Fig.11 except for the events in 1973.

ある (伊東他, 1975). また, 12月の群発地震活動のうち震源が決まった (3点以上の S-P 時間がある) のは 5個, そのうちフィットネス値を計算できた (各グリッドとの RMS が 0.05 秒以内) のは 3個だけである. 群発地震の期間で, S-P 時間の読み取りが最も多いのは NNT で 11個の地震について読み取りがあり, ばらつきが 0.1 秒ほど (0.55~0.65 秒) である. 他の観測点ではどれも 3つ程度の S-P 時間の読み取りがあるだけで, しかも NNT に比べるとばらつきが大きい. 従って, NNT 以外の観測点で記録が得られた地震はおそらく群発地震の活動域のものではなく, 群発地震活動のほとんどは S-P 時間がはっきりと読み取れないほどの微小地震であったと考えられる. ここではフィットネス値を計算できた群発地震期間中の 3つの地震だけに注目するのではなく, なるべく多くのデータを使用して活動度の高かった領域を推定するという趣旨に則って, 1年間分のデータからフィットネス値の分布を求めた. 図 18 に見るように, フィットネス値が大きいのは KKY の北側 (1973 年の群発地震活動の少し南) の深さ 1900 m~2400 m 付近で, 1月から 3月にかけて見られる S-P 時間が 1 秒前後の活動である. 4~6月にある 0.4~0.6 秒のピークは, OWD の西側の深さ 400 m 付近のフィットネス値の分布に対応する.

⑤ 1968 年から 1970 年の地震活動

こまで, 70 年代の群発地震の震源域の検討を行ったが, 群発地震活動が記録されていない 1968 年から 1970 年も年間を通じて地震数が多かった. しかし, おそらくマグニチュードが小さかったため, 1968 年, 69 年は震源決定された地震数が少ない (図 19a, b). そこで 3 年間のうち比較的震源決定数が多い 1970 年についてその活動領域を調べた. 1970 年の KKY での S-P 時間の頻度分布

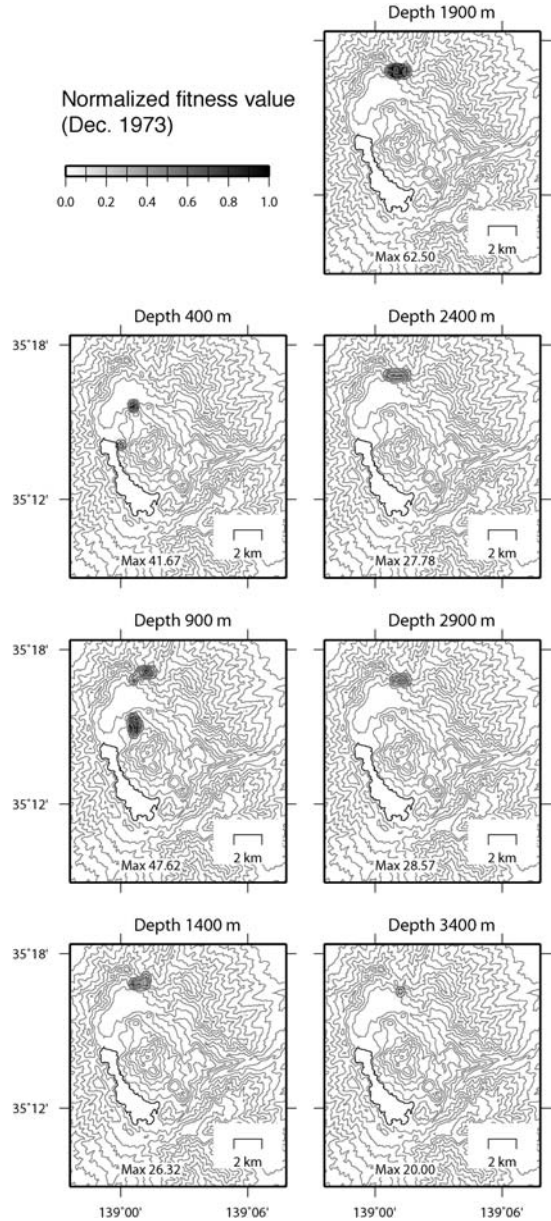


Fig. 16. Distributions of fitness values at various depths for events in December 1973.

からは, 0.4~0.8 秒の活動域と 0.8~1.2 秒の活動域の存在が推測される (図 20). 前者は 1 月から 3 月にかけて数が多く, 後者は年間を通じて活動があった. 年間のデータを用いてフィットネス値の分布を求めると, 図 21 のように, 湖尻付近から仙石原, および大涌谷付近で大きな値となる. 特に仙石原付近の深さ 1400 m 付近でフィットネス値が大きい. その付近の地震は, KKY で

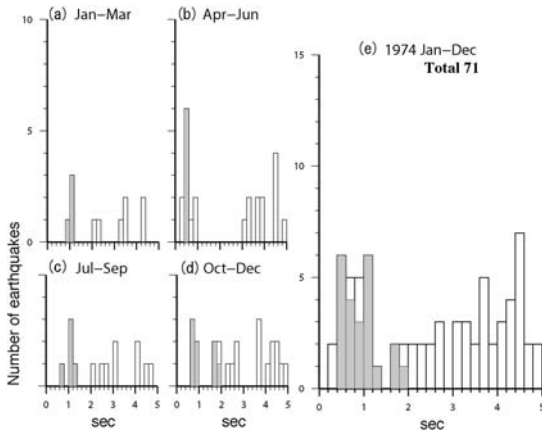


Fig. 17. Same as Fig. 11 except for the events in 1974.

の S-P 時間でちょうど 0.8~1.2 秒に見られるピークに対応することから、1970 年に地震活動の高かった領域の一つは仙石原付近であったと考えてよいだろう。一方、0.4~0.8 秒のピークについては、S-P 時間の読み取れた観測点が少ないため明確に領域を推定することは難しい。しかし、既存の微小地震の活動域の中で KKY の S-P 時間が 0.6 秒を切るところは大涌谷付近しかないことから、おそらく、それは大涌谷を中心とした領域でのマグニチュードの小さな活動を表していると考えられる。

1968 年、1969 年の活動の KKY での S-P 時間の頻度分布をみると、70 年と同様の傾向がみられる。すなわち、S-P 時間が 0.4~0.8 秒と、0.8~1.2 秒の活動域があり、震源決定できた地震は全体の 10% 程度で、ほとんど震源が決められていない。0.4~0.8 秒のピークについては、S-P 時間が短くかつ他の観測点でのデータがないことから大涌谷近辺のごく小さい地震を表していると推定される。0.8~1.2 秒のピークについては、1970 年と同じ領域という可能性もあるが、残念ながらこの地震に対応するか特定することは難しい。いずれにしても、68、69 年は 0.4~0.8 秒のピークが年間を通じて顕著であることから、大涌谷近辺が主たる活動域であったと考えられる。

4. 議 論

本研究では、1970 年代に発生した群発地震について、S-P 時間のフィットネス値という考えを新しく導入して、震源域の推定を行った。その結果、これまでの報告にあるように大涌谷に地震が集中していたのではなく、70 年代においても金時山から芦ノ湖、元箱根付近まで広い範囲で地震が発生していたことが分かった。図 22 に、本研究で推定した各群発期間の主たる活動域を重ねて示

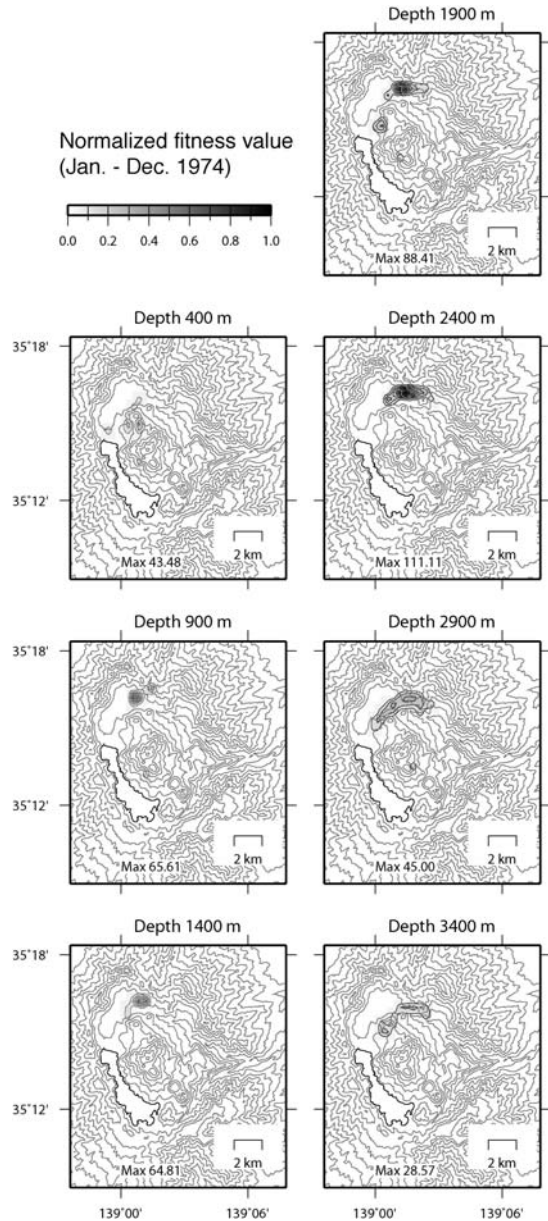


Fig. 18. Distributions of fitness values at various depths for events in 1974.

す。各々の活動域は重ならず、推定された震源域の深さは、その震源域近傍で最近発生した群発地震活動の深さ分布とほぼ一致しているように見える。また、中央火口丘の東の領域には群発地震が発生しないといった特徴も最近の活動と同様である。萬年 (2003) は、1917 年から 1959 年までの群発地震の震源域について、大涌谷の噴気地帯だけでなく元箱根付近あるいは中央火口丘の北側に

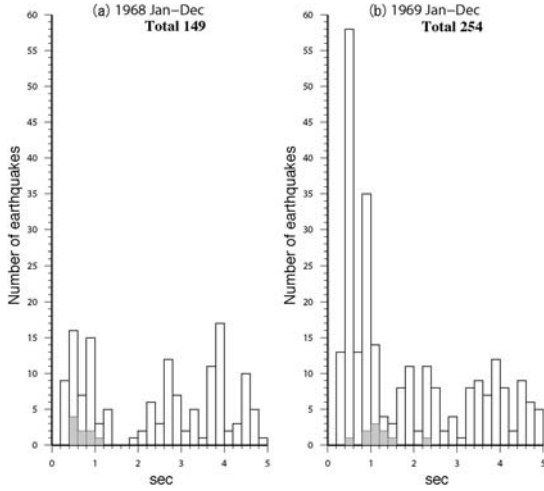


Fig. 19. Histograms of S-P times for (a) the events in 1968 and (b) the events in 1969.

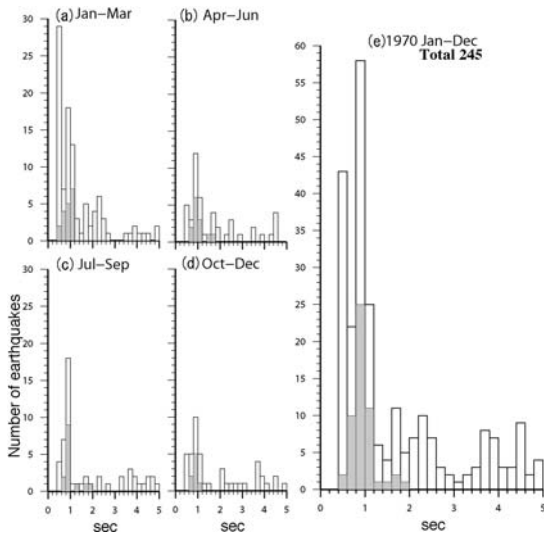


Fig. 20. Same as Fig. 11 except for the events in 1970.

も存在し、南北に広い範囲で分布していた可能性を指摘しており、本研究の結果もそれと調和的である。個別の群発活動の震源域をみると、1971 年の芦ノ湖西岸の活動は 2007 年 2 月の活動域と、また 1972 年の活動は 2009 年 2 月の活動域と近い。また 1973 年、74 年の群発活動の震源域は、2001 年の群発活動のうち KZY 観測点と KIN 観測点の間にある 2 つのクラスターに近い。

1978 年までの地震について、坪井 (1954) の式から変位波形の振幅を用いてマグニチュードを計算すると、ほとんどが M0 以下であり、M-0.3 にピークを持つような

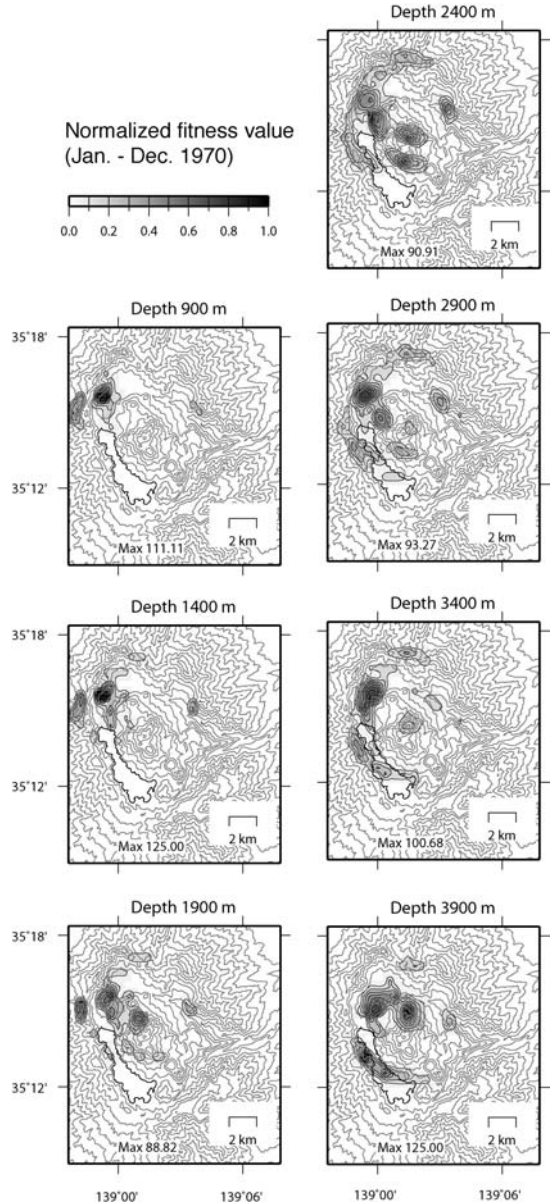


Fig. 21. Distributions of fitness values at various depths for the events in 1970.

分布をしている (図 23)。ただし、大森公式によって決定された震源であるため、震央距離が実際よりかなり短くなっていると想定される。そこで、震央距離が仮に 2 倍程度になったとすると、マグニチュードは 0.5 程度大きくなる可能性があるが、それでも M1 を超えるような地震はほとんど発生していなかったと推定される。図 24 に、図 3 に示した群発地震活動のマグニチュードの頻度分布を示す。どの活動でも M1 を超えるような地震もあ

るが、全体としては $M0.5$ 前後の地震が多い。従って、1978 年までの活動は、現在よりもややマグニチュードが小さかった可能性はあるが、ほぼ同程度の大きさの地震であったと考えてよいと思われる。

以上より、群発活動はある程度定まった領域で繰り返し発生しているように見えることや、マグニチュードの大きさもあまり変わっていないとみられることなどから、箱根火山における群発地震活動は、年間の地震数の増減はあるものの、その発生プロセスあるいは発生メカニズムは、長期にわたって大きく変化していないのではないかと考えられる。

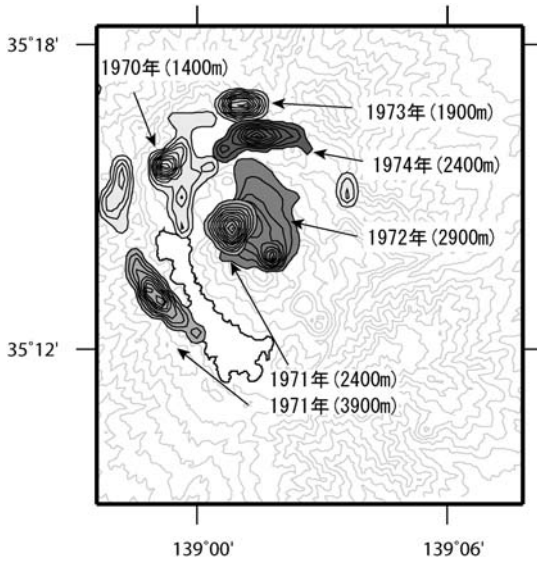


Fig. 22. Source regions of swarm activities obtained in this paper. The year of the events and depth of major activity are shown in the panel.

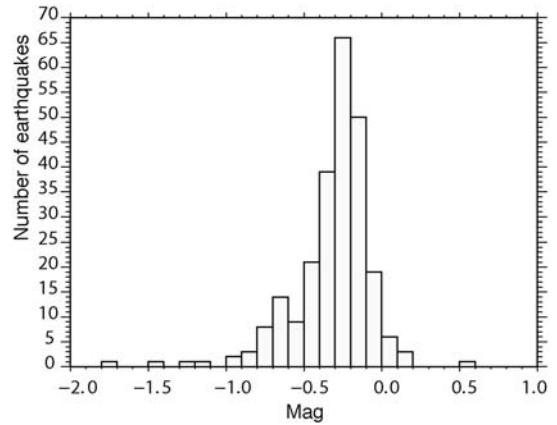


Fig. 23. Histogram of magnitude for earthquakes in the period from 1968 through 1978. Magnitudes of these earthquakes are obtained by the Tsuboi's formula using displacement amplitudes.

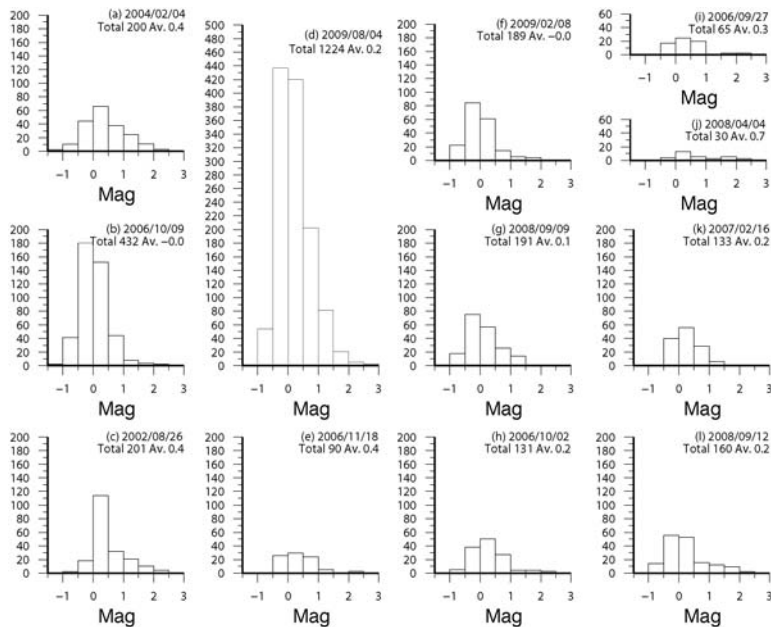


Fig. 24. Histograms of magnitude for earthquakes in each of the activities shown in Fig. 3.

1989 年の観測網の大幅更新以降、蓄積されてきた地震・傾斜データの解析によって、箱根火山内の群発地震について、詳細な特徴が明らかにされつつある。最近の研究の結果を総合的に判断すると、箱根火山の群発地震活動は、なんらかの原因（例えば地下深部でのマグマの膨張による応力場の変化）で間隙水圧が高まったり流体の移動が引き起こされたりすることによって、既存の破碎帯で繰り返し生じているのではないかと考えられる。Yukutake *et al.* (2010a) は震源の相対的な位置関係を精密に決定できる DoubleDifference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を用いて 2000 年以降の群発地震を詳細に解析した。その結果、多くの群発地震の震源が平面的な分布をしていて、その走向は東西もしくは北西-南東方向であることを示した。彼らは箱根の南側に丹那断層、北側に平山断層が存在することから、pull-apart 構造によってできた既存の破碎帯に沿って群発地震が発生していると考えている。また、Yukutake *et al.*, (2010b) は、2009 年 8 月に発生した芦ノ湖北岸での群発地震活動の特徴からその発生メカニズムについて考察し、流体が既存の破碎体内を拡散することによって微小地震が発生し、群発地震の震源域が形成されると推定している。

火山活動との関連について、萬年 (2003) は、1917 年から 1959 年の群発地震活動に関して、必ずしも噴気・地熱異常と相関があるように見えないこと、また熱水活動などの変化が報告されている場合でも群発地震の規模はさほど大きくないことなどから、箱根における群発地震は浅部へのマグマ貫入に起因するようないわゆる火山性のものでなく、構造的な地震が多く含まれていると結論している。2001 年の群発地震の際には、GPS によって比較的広域で捉えられた地下深部に起源をもつと考えられる地殻変動のほか、KOM および KZY の傾斜計でごく浅いところに源をもつとみられる変動が観測された。特に KOM では、微小地震が多発する前から変化が現れ、群発地震の活動と呼応して変動方向が時間的に変化した。代田他 (2009) は、傾斜計記録の解析から観測点近傍に北西-南東、北北西-南南東の開口クラックを仮定し、このクラックが徐々に開口していったと考えることで傾斜変動が説明できることを示した。ただし、伊豆や三宅島の群発地震活動に見られるような浅部へのダイク貫入に伴って震源が浅くなるような現象（例えば、酒井他, 2001）が見られないことなどから、深部の圧力源による応力変化によって既存のクラック周辺にあった流体がクラックに流入してクラックを押し広げたのではないかと解釈している。

本研究で得られた 1968-1978 年の群発地震震源域の分布から、この期間の群発地震のうちいくつかの活動は最

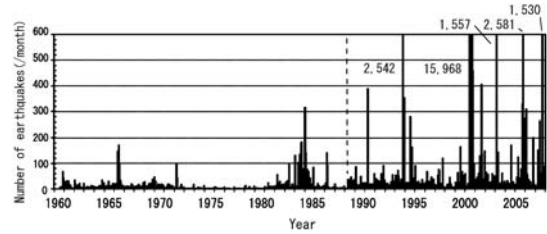


Fig. 25. Monthly number of earthquakes, whose S-P time is less than 2 sec, in the period from 1961 to 2008. Numbers of earthquakes in a year are shown for 1994, 2001, 2004, 2006 and 2008 because of huge number of earthquakes (the monthly number of earthquakes exceeded 600). A dotted line shows April 1989 in which the observation network was reconstructed.

近活動した領域と同じ場所で起きていた可能性がある。しかし、そのことは必ずしも最近の群発地震の研究結果と矛盾しない。一旦群発的な活動を起こした領域は、しばらく地震を発生させることができなくても、ある程度時間が経てばテクトニックな応力場によって歪がたまり、再び群発的な活動を起こすことが可能になると考えられるからである。箱根の山体内部に流体が存在して既存の破碎帯内に浸み込んでいると考えれば、通常の活断層地震と比べて非常に短い間隔で群発地震が発生してもおかしくない。

これまで述べたように、群発地震の震源域や発生プロセスは大きく変わってはならず、現在の活動はほぼ過去の活動の延長線上にあると考えられる。しかし、地震数に注目すると、70年代前半までと比較して70年代後半から80年代前半にかけて減少している。図25に、箱根において観測されたS-P時間が2秒以下の地震数の推移を示す（震源決定できないものも含む）。1967年までは、東京大学の水上 武教授らによる成果（例えば、水上, 1961）である。1960年から1979年までは、センサーや観測点の位置は変更されていない。箱根火山での群発地震活動が、上に述べたように何らかの原因による応力場の変化と既存の破碎体内の流体の寄与によるものだとすると、群発地震の回数の増減は、深部のマグマ活動の変化を反映している可能性もある。

近年のGPSを用いた地殻変動観測によって、2001年、2006年および2008年から2009年にかけて箱根火山の膨張が捉えられており、同時期の群発地震活動との関連が推定されている。原田他 (2009) は、GPSのデータを基に膨張源のモデル化を行い、いずれの場合も中央火口丘直下の深さ8 kmから10 kmに上端を持つ、南北走向

の長さ 5 km の開口割れ目を仮定することで観測された地殻ひずみを再現できることを示した。過去の大きな群発地震活動の際にも、山体を膨張させるような地殻変動を伴っていた可能性が考えられる。

このような開口割れ目とマグマ活動との関係はまだ分かっていないが、中央火口丘の東側の、群発地震が発生しない強羅^{ゴウラ}地区に湧出する温泉は、マグマ起源の熱水を含んでいると考えられており (Oki and Hirano, 1970; 板寺他, 2010; 菊川他, 2010), 深部にマグマだまりのようなものが存在しても不思議ではない。地震波を用いた地下構造の解析結果からは、箱根山直下の深さ 10 km 付近に low V_p , low V_p/V_s の領域があることが示されている (Nakamichi *et al.*, 2007)。また, Nakajima *et al.*, (2001a) は岩石に含まれる流体の地震波速度に対する影響を調べ、メルトは地震波速度の異常として見たときに low V_p , high V_p/V_s の領域として認識され、一方, low V_p/V_s となるのは、 H_2O がアスペクト比の高いクラックを満たしているような状態であると結論している。Nakajima *et al.* (2001b) は、東北地方の地震波速度構造から、活火山直下の low V_p , low V_s , high V_p/V_s 域に存在する部分熔融したマグマから H_2O がデハイドレートされる際に微小低周波地震を発生させ、その H_2O を含む領域が low V_p , low V_s , low V_p/V_s として見えていと解釈した。箱根でもマグマ活動に関係すると考えられる低周波地震が時折観測されている。気象庁一元化震源によれば、その震源域は KIN 直下のおよそ 25 km 付近にあって low V_p/V_s の領域よりもやや北に位置し、low V_p/V_s の領域よりも深い。

深部の圧力源、低周波地震、low V_p/V_s 域、温泉と群発地震活動の震源域などの位置関係の意味することも含めて、箱根火山の構造を総合的に解明するためには、地球物理的アプローチに加えて、温泉の分布やその成因など、地球化学的なアプローチも合わせた解析が、今後重要となると思われる。

5. ま と め

1968 年から 78 年までの温泉地学研究所観測網で観測された地震の S-P 時間からフィットネス値の分布を計算し、それを基に当時の震源域の推定を行った。その結果、これまで大涌谷周辺に集中すると考えられてきた震源は、実際には現在の微小地震の震源分布と同程度の広がりをもっていたことがわかった。また、1971 年から 73 年の群発地震活動の震源域は、最近の震源分布と同様に、互いに相補的な傾向を持っていたことも分かった。地震のマグニチュードは、当時、震源距離が小さめに見積もられていたことを考慮すると、およそ M 0.0~0.5

程度の範囲のものが多かったとみられるので、現在とあまり変わらないと推定される。

謝 辞

本研究は平成 20 年度神奈川県地域科学技術振興事業 (重点基礎研究) の一部として実施されました。臨時観測の際の観測点設置及びデータ回収には、箱根温泉供給株式会社・箱根登山鉄道株式会社・伊豆箱根鉄道・神奈川県企業庁箱根水道営業所にご協力をいただきました。臨時観測用のセンサー及びロガーは名古屋大学の田所氏よりお借りいたしました。本稿を改善するにあたり、青山裕氏と匿名の査読者には大変有益なご指摘をいただきました。ここに記して、感謝いたします。

引用文献

- 代田 寧・棚田俊收・丹保俊哉・伊東 博・原田昌武・萬年一剛 (2009) 2001 年箱根群発地震活動に伴った傾斜変動と圧力源の時間変化, 火山, **54**, 223-234.
- 原田昌武・小林昭夫・細野耕司・吉田明夫 (2009) 2001 年箱根群発地震活動以後の箱根から富士山にかけての地殻変動, 温地研報告, **41**, 7-14.
- 原田昌武・細野耕司・小林昭夫・行竹洋平・吉田明夫 (2010) 富士山及び箱根火山の膨張歪と低周波地震活動, 火山, **55**, 193-199.
- 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, **4**, 125p.
- 平賀士郎・伊東 博・稲葉勝利 (1972) 箱根火山における地震活動調査, 1971, 温地研報告, **3**, 1-24.
- 平賀士郎・伊東 博・袴田和夫・上妻信夫 (1973) 箱根火山における地震活動調査, 昭和 47 年 (1972), 温地研報告, **4**, 1-22.
- 平賀士郎・伊東 博・袴田和夫・上妻信夫・小林泰一 (1974) 箱根火山における地震活動, 昭和 48 年 (1973), 温地研報告, **5**, 1-14.
- 平賀士郎・伊東 博・小鷹滋郎・袴田和夫 (1986) 箱根火山における地震活動調査, 昭和 59 年 (1984), 温地研報告, **17**, 1-60.
- Hirata N. and Matsu'ura M. (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50-62.
- 本多 亮・伊東 博 (2009) 1970 年代に箱根で発生した地震の震源再決定, 温地研報告, **41**, 81-84.
- 板寺一洋・菊川城司・吉田明夫 (2010) 1960 年代に箱根の温泉で観測された温度上昇, 地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集, SVC061-10.
- 伊東 博・袴田和夫・平賀士郎 (1975) 箱根火山における地震活動調査, 昭和 49 年 (1974), 温地研報告, **6**, 67-78.
- 伊東 博・棚田俊收・本多 亮・原田昌武・行竹洋平・杉原英和・吉田明夫 (2009) 神奈川県温泉地学研究所の地震観測網の歴史—箱根火山活動の監視—, 日本火

- 山学会 2009 年度秋季大会講演予稿集.
- 菊川城司・板寺一洋・吉田明夫 (2010) 箱根火山強羅カルデラに湧出する温泉の特徴と経年変化, 日本温泉科学大会講演要旨集, 81–82.
- Kissling E., Ellsworth W.L., Eberhart-Phillips D. and Krabolfer U. (1994) Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.* **99**, 19635–19646.
- Lee, W.H.K. and Lahr J.C. (1975) HYPO71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological survey Open File Report, 75–311, 113p.
- 萬年一剛 (2003) 文献による箱根群発地震活動の再検討 (1917~1960); 箱根群発地震活動の地学的意義, 火山, **48**, 425–443.
- 水上 武 (1960) 箱根火山, 神山附近の群発地震及び鳴動に関する調査観測報告. 29p.
- 水上 武 (1961) 箱根火山の地震, 地中温度並びに地形変動の調査, 観測報告. 30p.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001a) Three-dimensional structure of V_p , V_s and V_p/V_s beneath the northern Japan arc: implications for arc magmatism and fluids. *J. Geophys. Res.* **106**, B0, 21843–21857
- Nakajima J, Matsuzawa T., Hasegawa A. and Zhao D. (2001b) Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan, *Toctonophysics*, **341**, 1–17.
- Nakamichi H., Watanabe H. and Ohminato T. (2007) Three-dimensional velocity structures of Mount Fuji and the South Fossa Magna, central Japan., *J. Geophys. Res.*, **112**, B03310, doi: 10.1029/2005JB004161.
- Oki, Y. and Hirano T. (1970) The geothermal system of the Hakone Volcano. *Geothermics SP. Iss.* **2**: 1157–1166.
- 温泉地学研究所 (1992) 神奈川県温泉地学研究所 30 年のあゆみ (特集号), 温地研報告, **23**, 316p.
- 酒井慎一・山田知朗・井出 哲・望月将志・塩原 肇・卜部 卓・平田 直・篠原雅尚・金沢敏彦・西澤あずさ・藤江 剛・三ヶ田均 (2001) 地震活動から見た三宅島 2000 年噴火時のマグマの移動, 地学雑誌, **110** (2), 145–155.
- 坪井忠二 (1954) 地震動の最大振幅から地震の規模を求めることについて, 地震. 第 2 集, 7, 185–193.
- 宇津徳治 (2001) 地震学 (第 3 版), 共立出版, 376p.
- 卜部 卓・束田進也 (1992) win- 微小地震観測網波形験測支援のためのワーク・ステーションプログラム (強化版), 地震学会講演予稿集, NO. 2, 331.
- Yukutake, Y., Tanada T., Honda R., Harada M., Ito H. and Yoshida A. (2010a) Fine fracture structures in the geothermal region of Hakone volcano, revealed by well-resolved earthquake hypocenters and focal mechanisms, *Tectonophysics*, **489**, 104–118, doi: 10.1016/j.tecto.2010.04012.
- Yukutake Y., Ito H., Honda R., Harada M. and Yoshida A. (2010b) Complicate seismic pattern of swarm earthquake sequence induced by fluid flow within fault damage zone, *Jour. Geophys. Res.*, submitted.
- Waldhauser, F. and Ellsworth W.L. (2000) A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.

(編集担当 青木陽介)