

葛根田 (滝ノ上) 地熱地帯での微小地震データの再解析

当舎利行*・杉原光彦*・西 祐司*

TOSHA Toshiyuki, SUGIHARA Mituhiko and NISHI Yuji(1995) Relocation of microearthquakes in the Kakkonda (Takinoue) Geothermal Field. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 46(9), p. 483-495, 8figs., 2tables.

Abstract : Kakkonda (Takinoue) geothermal field is one of the most active seismic areas in Japan. Over 7000 microearthquakes, which occur mainly in swarm, are observed per year. Hypocentres of the microearthquakes are calculated by new seismic velocity models, which have recently been proposed based on explosion seismic studies. Relocated hypocentres are quite close to those proposed in a previous study but most of them are shallower due to a high velocity surface layer of the seismic model.

The number of the hypocentres decreases rapidly 2 km below sea-level. A conceptual model with probability density of hypocentre and energy distribution is presented to indicate active seismic regions. A contour map for the lower boundary of the region is concordant with that for the top of a neo-granitic pluton, which is estimated from well data and associated with the deep geothermal resources. Deep microearthquakes in Kakkonda are considered to be spatially related to the neo-granitic pluton.

要 旨

岩手県にある葛根田 (滝ノ上) 地熱地帯は, 微小地震活動が活発な地熱地帯として知られている。年間 7000 個以上の微小地震が観測されるが, それらの多くは群発性の地震である。近年, 発破観測による新しい地震波速度構造モデルが公表されたので, それらのデータを用いて震源位置の再解析を実施した。再解析された結果は, 従来の震源分布と大方では一致しているが, 表層付近の速度が早くなったために震源の深さが若干浅くなっている。

震源分布では, 海面下 2 km 以深で急激な地震の数の減少が見られる。震源の確率分布とエネルギー分布を用いて地震活動が活発な領域のモデルを作成し, 地震活動の底面の等深度図を求めた。この地震活動が減少する深

さは, 坑井データなどから推定され深部地熱資源と関連があると考えられている新期花崗岩体上面の形状と調和的である。このことから, 葛根田における深部の微小地震の発生はこの花崗岩体に規制されていると推定される。

1. はじめに

地熱地帯では, 人体に感じない微小~極微小地震が発生している。これらの地震は, わが国では主に地熱発電所立地のための環境モニタリングとして収録されてきた。地質調査所では, 1982 年に工業技術院の委託研究「還元メカニズムに関する研究」で使用された地震観測システムを引き継ぎ, 新たに「SE (Seismic Emission) 法の研究」として研究を開始した。この「SE 法の研究」はその後, 「微小地震法の研究」「微小地震による構造の解析」

* 地殻熱部

Keywords: hypocentres, microearthquakes, Kakkonda, geothermal field, neo-granitic pluton

として研究が引き継がれている。これらの研究では、従来まで環境モニタリングの枠を出なかった地熱地帯の微小地震を、資源探査という側面からの利用を目標として研究が行われた。

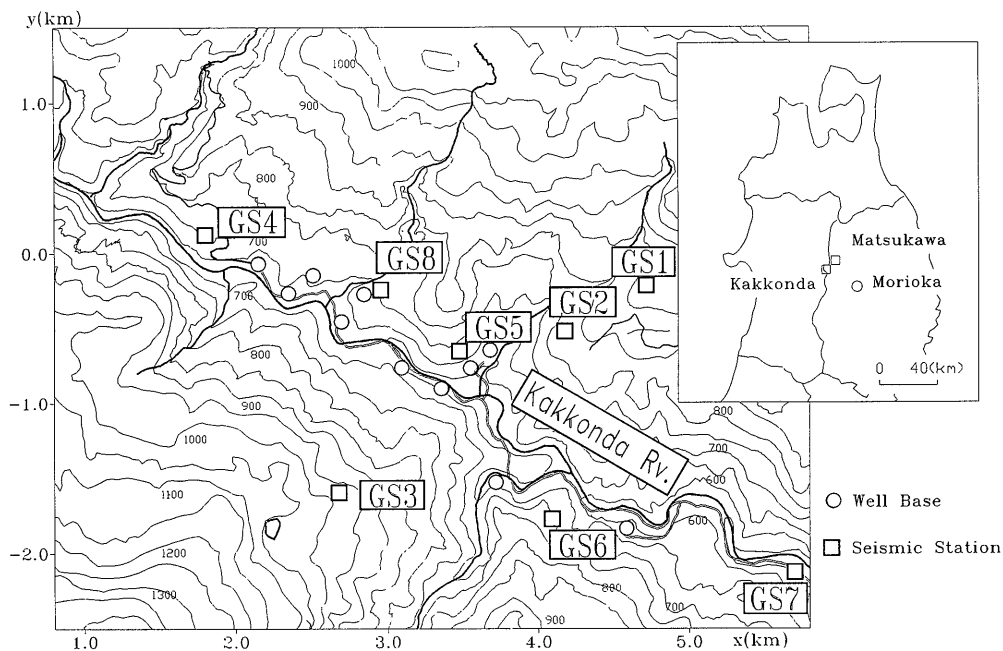
葛根田地熱地帯は、盛岡の北西方約40 kmの葛根田川流域に位置し、秘境として知られる滝ノ上温泉がその中にある(第1図)。葛根田は、数多くの地熱地帯がある東北地方・仙岩地域の一角を占めており、北方約5 kmにある松川地熱地帯とともに日本重化学工業(株)がその開発に携わってきた。ここでは、葛根田地熱発電所が出力5万kwで発電を行っているが、1996年3月には葛根田発電所2号機が出力3万kwで運転を開始する予定である。近年、この葛根田地帯で地表から2000 mを超える井戸の掘削が行われ、従来の1500 mまでにある地熱貯留層の深部に優勢な地熱流体を含む断裂群があることが判明した。深部断裂群は、この地熱地帯に貫入した新期花崗岩体の縁辺部に発達していることから、この岩体との関係が注目されている。地熱地帯の微小地震は、その多

くが熱水流動に関係して起こっており、震源位置そのものが断裂系を示すと考えられる。このため、微小地震を探査に使う方法は、他に有効な地表調査が見つからない深部の地熱貯留層探査のための有効な手法として考えられている。葛根田地熱地帯での微小地震データは、長く地質調査所にて研究用データとして蓄えられてきたが、近年発破観測による速度構造が発表されたので、その結果を参考にして観測データの再解析を行った。また、深部断裂群の形状を明らかにする目的で、地震活動の分布を表す方法についても考察を加えた。

2. データ

2.1 観測点

1982年の「SE法の研究」が開始された当初は4地点の観測点にて観測を行っていたが、順次観測点を増強していった。これらの多くは地表のノイズを避けて良質なデータを取得するために、50 m程度の観測坑を掘削してその坑底に地震計を設置した。しかし、地中の温度が高



第1図 滝ノ上地熱地帯周辺の地形図。等高線の間隔は50 mである。地震観測点を四角印で坑井を丸印で示す。8観測点のうち5観測点は葛根田川の北側にあり、残りの3点は南側にある。横軸(X)ならびに縦軸(Y)の原点は、北緯39°50′、東経140°50′にある。

Fig. 1 Map showing the location and the topography of the Kakkonda Geothermal Field. Seismic stations and well bases are also shown as open squares and circles, respectively. Five stations are located on the north bank of the Kakkonda river and other three are on the south bank. Each topographic contour is drawn every 50 m apart. X and Y are the Cartesian coordinates based at the point of 39° 50' N and 140°50' E.

温になることが予想される地点では、50 m よりも浅い観測坑の坑底や地表に地震計を設置した。観測点は8地点まで増強が行われたが、その後地震計の不調などの原因により観測点数は減少していった。8観測点のうち7点については、伊藤・杉原(1987)にまとめられているので、ここではその後付け加えられた観測点について概略を紹介する。

1987年12月に観測体制の強化を図るために、1観測点を増強した。葛根田地熱地帯では、葛根田川の上流(北西)側が生産ゾーンとして位置づけられる。このため、新しい観測点はなるべく上流側に設置したいという意図で、GS3, GS4, GS5の各観測点に囲まれる地点(GS8)に設定された(第1図)。このGS8では、約50mの深度にまで坑井を掘削しその坑底に地震計を設置した。また、地震計はアメリカ・マークプロダクツ社製で、固有周波数2Hzの速度型地震計であるL22Eと同じく4.5Hzの速度型地震計であるL15Aとが同じパッケージに入っているボアホール型地震計を使用した。ただし、本解析では他地点と同一のL22Eの信号のみをデータとして扱った。地震計設置坑は、それまでの観測坑と同様な掘削方式にて掘削を行った。すなわち、地表より $7\frac{5}{8}$ インチビットで6.03m深度まで掘削して6インチケーシングを挿入した後、 $5\frac{5}{8}$ インチビットで50.3mまで掘削を行った。他の坑井では孔芯傾斜(最終穴曲がり)はお

おむね1°以内であったが、GS8はやや大きく1°20'であった。また、地震計を坑底に設置した後、上下動成分の不調のため引き上げて調整することとなり、当初予定していた1987年8月の運用開始が半年ほど延びる結果となった。8観測点の位置、地震計の種類、ノイズレベル、観測点補正值などを第1表にまとめる。

2.2 収録・処理システム

各観測点に設置されている2Hzの速度型地震計により電気信号に変換された地震波は、観測点におかれた送信装置にて36dBの増幅と基準周波数1kHzのV-F変換がなされて日本重化学工業葛根田事業所内の収録装置に伝送される。収録装置ではFM伝送された信号を再びアナログ信号に戻した後、サンプリング周波数500Hz、4ビットゲイン付きの12ビットデジタルデータとして磁気テープに記録される。磁気テープに記録された地震データは、地質調査所内の処理システムにて初動検測などの処理と解析が行われる。また、8地点中任意の3地点の振幅が数居値を超えたことによりトリガーがかけられて、記録が行われる。

波形記録は、1回のトリガー記録ごとに1ファイルとして主地震番号が与えられるが、1ファイル内に複数の地震が混在している場合には、0から9までの副地震番号にて識別する。また、主地震番号は月別の連番となっ

第1表 葛根田地熱地帯での観測点リスト。LatitudeとLongitudeは緯度(北緯)と経度(東経)であり、X, Yは北緯39°50', 東経140°50'を基準とした座標系で、Zは海水面からの標高を表す。Correct Pは観測点補正值(池内ほか, 1994)であり、AltitudeとDepthはメートル単位での観測井の坑口の標高と深度である。地震計の形式とノイズレベルを右端に記す。

Table 1 List of seismic stations in the Kakkonda Geothermal Field. Latitude and Longitude are North Latitude and East Longitude, respectively. X and Y are the Cartesian coordinates based at the point of 39°50' N and 140°50' E. Z indicates the altitude of the seismometer above sea level. CorrectP represents the station correction for each station in second (after Ikeuch *et al.*, 1993). Altitude and depth are the elevation of the well head and depth of well in meter, respectively. Types and noise levels of the seismogram are also shown at the rightmost columns.

Name	Latitude (N) deg min sec	Longitude (E) deg min sec	X (km)	Y (km)	Z (km)	CorrectP (sec)	Altitude (m)	Depth (m)	Seismo- meter	Noise μkine
GS1	39 49 53.112	140 53 18.420	4.718	-0.211	0.871	-0.007	917.7	46.3	L22E 3DS	17
GS2	39 49 43.140	140 52 55.560	4.175	-0.519	0.760	-0.005	807.3	47.5	L22E 3DS	13
GS3	39 49 08.220	140 51 52.632	2.678	-1.596	0.933	0.003	981.3	48.2	L22E 3DS	9
GS4	39 50 04.092	140 51 15.588	1.798	0.126	0.717	0.000	745.3	28.8	L22E 3DS	27
GS5	39 49 38.892	140 52 26.220	3.477	-0.651	0.718	0.010	717.5	-----	L22E 3DL	40
GS6	39 49 02.532	140 52 52.068	4.093	-1.772	0.699	-0.042	698.6	-----	L22E 3DL	17
GS7	39 48 51.048	140 53 59.640	5.700	-2.124	0.453	-----	502.9	49.7	L22E 3DS	17
GS8	39 49 52.212	140 52 04.188	2.953	-0.240	0.678	-0.005	726.1	48.1	L22E 3DS	22

ている。初動験測は、処理システム上の専用プログラムにてオペレーターによる手動験測が行われたが、マグニチュードを決めるための最大振幅や継続時間は計算機による自動処理である。このデータ収録及び処理については、それぞれ他に詳しく報告されている(伊藤・杉原, 1987; 杉原・伊藤, 1986) ので、それらを参照していただきたい。

2.3 再解析データ

本報告にて解析するデータは、1988年1年間に地質調査所の微小地震観測システムに記録されたデータである。この観測システムでは、前述のように1982年よりデータの収録が行われていたが1987年末にそれまでの7地点から8地点の観測となった。また、観測システムのトラブルや変更などからシステムの停止を余儀なくされ、1年間という長期にわたって均質なデータを取得することが不可能な年が多かった。1988年は観測点数が最も多く、また1年間にわたり均質なデータが収録された数少ない1年間であり、この年のデータを再解析の対象として選択した。

第2図は、1988年の日別の地震発生の頻度分布である。この図から推定できるように、一日に100個を超えるような群発性の地震活動が特徴的に見られる。このうち、6月の中旬(13日~16日)には群発活動が続く時期があった。この時期は、地熱発電所の定期点検に伴い生産井のバルブを締めてビルドアップテストを実施した時期である。この時の微小地震は、日を追って発生の位置が

貯留層の中心から周辺部へと移動する動きがみられ、貯留層内の圧力変動が伝搬していくものと解釈された(Sugihara *et al.*, 1994)。このほか、1988年のデータを用いて従来までの速度構造モデルによる解析は、微小地震の発生位置と新期花崗岩体の関係、震央分布の深さ方向の変化、北西部の深部断裂の性状などの報告がなされている(杉原ほか, 1994; 当舎ほか, 1995a など)。

3. 再解析

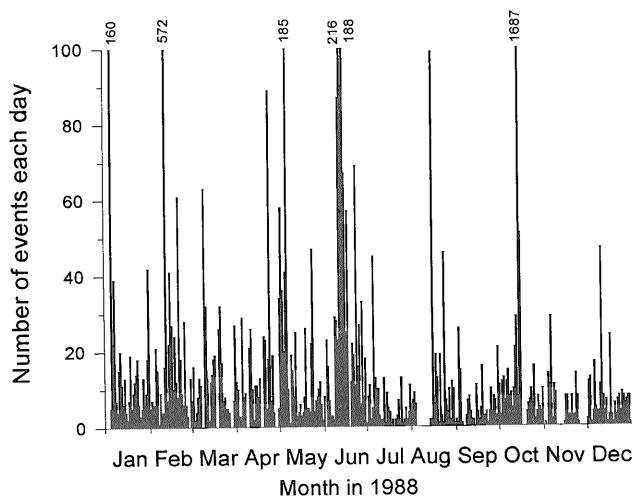
3.1 速度構造

速度構造は、震源位置特に地震の深さの決定に大きく影響する。したがって、微小地震データを解析して断裂系の位置を把握するためには、信頼の高い速度構造モデルを用いなければならない。速度構造モデルを作成するのに最も有効な情報は、発震時刻が正確に把握されている発破観測によるデータである。

杉原ほか(1987)は、1984年に行われた葛根田地域の発破データを解析した。かれらは、初期モデルとして2つのモデルを選択して構造解析を行い、各々の初期モデルに対して最終モデルを導いた。このうち、初期モデルとの差の小さなモデルからP波速度の深さ依存性として、

$$Vp(z) = 2.38z + 4.57 \quad (1)$$

が得られた。ただし、 z は海水準面を基準として深さ方向を正にとっている。杉原ほか(1988)では、上記のようにして求められたP波速度の深さ依存性から、10の初期モデルを仮定して自然地震を使った3次元インバージョン



第2図 1988年1年間の日別地震発生頻度分布
Fig. 2 Daily number of microearthquakes in 1988.

を行うことにより、葛根田地域の3次元地震波速度構造を求めている。この10の初期モデルはいずれも速度構造の収束解を与えたが、走時残差の小さな解を与えたモデルを参考にすると、(1)式の数値勾配は -0.1 km (海水準面上100 m)まで成り立つ。かれらの結果から得られる速度構造モデルを第3図(a)にGSJ 2として示す。このモデルでは、従来震源位置の解析に用いられてきたモデル(第3図(a)のGSJ 1)に比較して、地表付近が速い速度値で求められた。

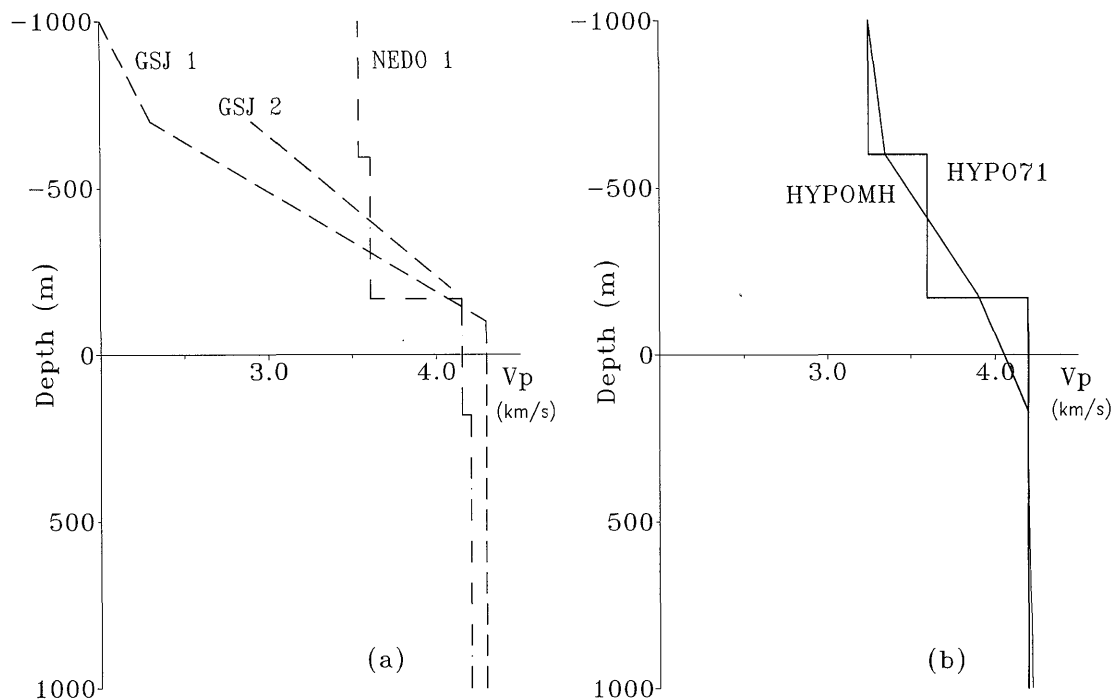
池内ほか(1994)は、1993年にNEDO(新エネルギー・産業技術総合開発機構)が葛根田で行った発破観測データをまとめて、2種類の速度構造モデルを提唱した。速度構造モデルでは各層の厚さと速度値を与えるが、このモデルでは各層の厚さは地質学的な地層の厚さを当てはめている。2種類のモデルの差は、各地層境界を正確に当てはめた4層モデルと4層を2層にまとめた2層モデルとの違いである。第3図(a)のNEDO 1は、このうちの4層モデルである。しかし、図からも明らかなように4層モデルの第1層と第2層、および第3層と第4層の求められた速度差はきわめてわずかであるので、池内ほかのモデ

ルは本質的に2層モデルと考えられる。このモデルでは、今までのGSJ 1およびGSJ 2という二つのモデルに対して、海水準面よりも深いところではほぼ同様の速度値を与えているが、地表付近ではより速い速度で求まっている。この地表付近の速度構造の違いの原因は特定できないが、杉原ほか(1987)の指摘にあるように水平方向の大きな不均質性によるものかもしれない。このほか、AE(Acoustic Emission)計測では、地表付近の地震波速度を 3.5 km/sec として解析を行っており(Niitsuma *et al.*, 1985)、この値は池内ほか求めた値に近い。

このように新しく提唱された速度構造モデル(GSJ 2とNEDO 1)は従来使用されていたモデルと浅部で著しい違いが生じている。しかし、新しいモデルの間でも浅部の速度値は同一ではないので、本報告ではGSJ 2とNEDO 1との中間的な速度を地表で持つモデル(第3図(b))を速度構造モデルとして使用した。

3.2 震源計算プログラム

観測データから震源位置を求める震源計算プログラムはさまざまな種類のものが公表されているが、ここでは



第3図 従来の研究で使用されたP波速度構造モデル(a)と本報告にて使用した速度構造モデル(b)。階段状のモデルはHYPO71に対応したモデルであり、非階段状のものは、HYPOMHに対応したモデルである。

Fig. 3 (a) P-wave velocity models proposed in the previous studies and (b) velocity models used in this study. Stepwise and slant lines represent the models for HYPO71 and HYPOMH, respectively.

従来より筆者らが使用してきた HYPOMH* (Hirata and Matsu'ura, 1987) と広く震源計算に使われている HYPO71 の改良版 (Lee and Lahr, 1975) の両方を震源計算プログラムとして使用した。

HYPOMH は、ベイジアン統計に基づき震源位置の分布を事前確率として与えて事後確率としての震源位置を計算するため、余震などの震源分布に適するプログラムとされている。したがってプログラムでは、計算を進める前に事前確率として推定震源の位置並びに分散が必要となる。これらは地震ごとに与えることもできるが、本報告ではすべての地震に対して葛根田地熱地帯の中心、海水準面下 500 m に推定震源位置を設定し分散は 2.5 km とした。一方、HYPO71 は多くの観測で使用されており、標準的な震源計算プログラムとされている。しかし、このプログラムでは観測点の標高を使用していないので、観測点補正值の中に標高値を入れ込んだ。また、出力結果は走時残差などをもとに信頼度がランクとして位置づけられている。本報告ではランク A と B を信頼ある震源として採用した。

双方のプログラムとも沈み込み帯での地震など、より

大きな規模での地震を計算することを本来の目的として作られたものであるため、狭い地域の微小地震の震源を計算するには不適切な部分がある。そこで、プログラムを微小地震観測の震源位置計算に適するように、観測点位置の座標や初動読みとり精度など入出力の部分を中心として桁数の拡大などの改良を施した。また、最も精度よく微小地震の震源が決まるように標準値から大幅にずらしたパラメーターもあり、マグニチュードの計算など独自に付け加えた計算ルーチンもある。速度構造は、HYPOMH と HYPO71 とで与え方が異なるため HYPO 71 用の速度構造モデルは、第 3 図(b)に示すように HYPOMH 用の速度構造に近くなるような階段状の構造を与えた。第 2 表に各層の厚さと速度値を示す。また、観測点補正は、池内ほか (1994) で求められた値を用いた (第 1 表)。HYPOMH および HYPO71 で求められた震源分布をそれぞれ第 4 図と第 5 図に示す。いずれの震源計算プログラムでも震源計算上の基準点は、北緯 39°50'、東経 140°50' の地点に置き、各図ならびに震源データはこの点を基準として X (東)、Y (北)、Z (下) として表示した。なお、北緯 40°00'、東経 140°50' を基準点とする国家座標系の第 X 系とは Y (北) 方向に 18.5 km のずれがある。また、以下の解析ではすべて HYPOMH での計算結果を用いたが、この震源プログラムによる全震源のリストは研究資料集として別報告 (当舎ほか, 1995 b) にまとめた。

第 2 表 使用した速度構造モデル。

Table 2 Velocity models for HYPOMH and HYPO71 used in this study.

1)HYPO71

	Depth		Width (km)	Velocity (km/sec)
	Top (km)	Bottom (km)		
Layer 1	-1.00	-0.60	0.40	3.25
Layer 2	-0.60	-0.17	0.43	3.60
Layer 3	-0.17	99.00	99.17	4.20

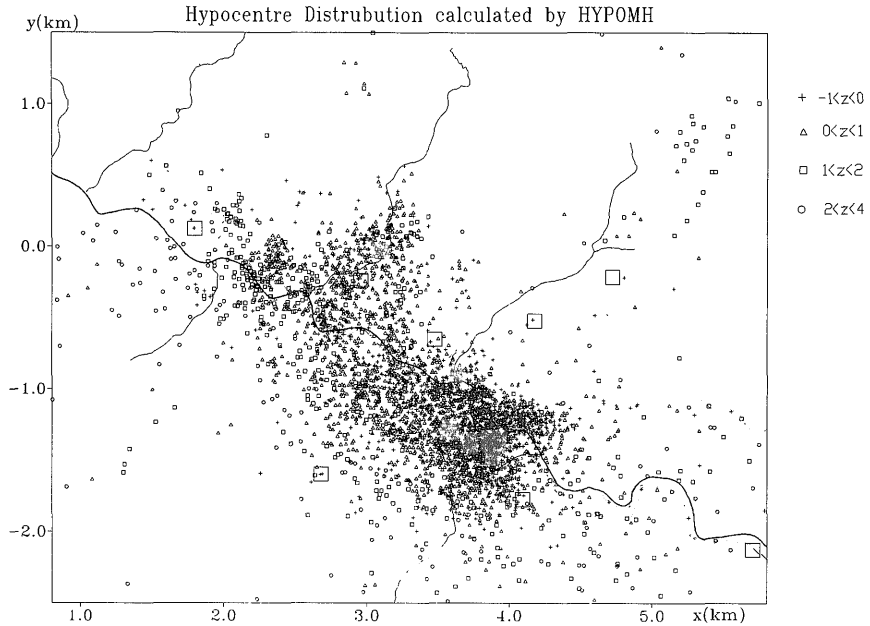
2)HYPOMH

	Depth		Width (km)	Velocity	
	Top (km)	Bottom (km)		Top (km/sec)	Bottom (km/sec)
Layer1	-1.00	-0.60	0.40	3.25	3.35
Layer2	-0.60	-0.18	0.42	3.35	3.90
Layer3	-0.18	0.17	0.35	3.90	4.20
Layer4	0.17	99.17	99.00	4.20	4.30

3.3 震源位置の誤差

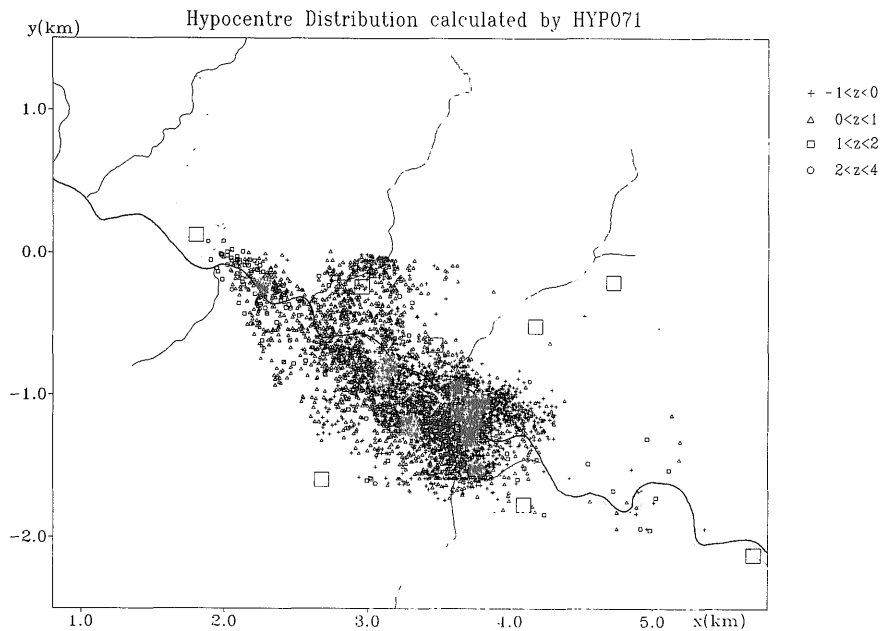
求められた震源位置はさまざまな要因によって、実際に地震が起こった位置とは「ずれ」ている。この「ずれ (誤差)」は、初動観測の時の誤差、震源計算上の誤差、速度構造や速度値の誤差などさまざまな原因が考えられる。とくに、葛根田地熱地帯のように急峻な山岳地帯では、水平方向にも大きな速度構造の不均質性が予測され、それらは震源位置の誤差や走時残差となる。HYPOMH と HYPO71 では水平成層構造を仮定して計算を行うが、このように不均質性が高い地域の場合には、3次元の速度構造解析を行いつつ震源計算をすることが、より精度の高い震源位置を求めるためには必要となってくるであろう。ここでは、第 4 図や第 5 図のような水平成層構造により計算され、点によって表される震源を解釈する上で、各点で表されている震源位置がどの程度の誤差を含むものであるかを検討してみる。HYPOMH では、震源を確率過程として平均値 μ からの分散 S で表すことができる。したがって、ひとつの地震に対して震源が分布する確率 P は、 x を位置ベクトルとして、

* Hirata and Matsu'ura (1987) では、震源計算プログラムは HYPNLI (Hypocenter determination by a nonlinear inverse method) として紹介されているが、本報告ではかれらのプログラムコードに現れる HYPOMH という名称を使用する。



第4図 HYPOMHで計算した震源分布図。使用した記号は深さを表し、十字(海面上), 三角(海面から深度1 km), 丸(深度1 kmから2 km), 四角(深度2 km以深)である。

Fig. 4 Hypocentre distribution calculated by HYPOMH. Crosses symbolized hypocentres with depth above sea level. Closed triangle and circles show those with depth between 1km b.s.l.(below sea level) and sea level, and between 2km b.s.l. and 1km b.s.l., respectively. Closed squares denote hypocentres below 2km b.s.l. X and Y coordinate are the Cartesian systems as the same as in Fig. 1.



第5図 HYP071で計算した震源分布図。図の記号は図4のものと同じ。

Fig. 5 Hypocentre distribution calculated by HYP071. Symbols are the same as in Fig. 4.

$$p(x) = c \exp\{-f(x)/2\} \quad (2)$$

となる。ここで、 c は規格化のための定数であり、

$$f(x) = (x - \mu)^T S^{-1} (x - \mu) \quad (3)$$

である。ただし、 $(x - \mu)^T$ は $(x - \mu)$ の転置行列であり、 S^{-1} は S の逆行列である。この関係式を用いることにより、震源を点でなく確率分布を持った楕円体として表すことができる。一般に、分散行列 S は非対角成分を含んでいるので、楕円体は軸の方向が X, Y, Z という地理的な軸には一致しない。しかし、多くの場合対角成分が非対角成分に比べて大きく、楕円体の軸と地理的な軸との差はわずかである。地理的な軸方向の平均値からの推定誤差は、分散行列 S の対角成分平方根として求められる。したがって、ある震源の推定値(震源位置)からの地理的軸方法の推定誤差 σ_i は、

$$\sigma_i = \sqrt{S_{ii}}, \quad i = x, y, z \quad (4)$$

である。 σ_i は、震源の位置や深さにより大きく変わり、中心部や浅部で起こった地震では小さな値であり、深部では大きくなる。第6図に震源の深さに対する X 方向と Z 方向の σ_i の分布を示した。

3.4 マグニチュード

マグニチュード (m_b) は、地振動の最大振幅値と震源距離から計算する方法と地振動の継続時間から計算する方法とがある。葛根田で起こる地震のように震源距離が短い微小地震に対して、最大振幅と震源距離から計算する式として渡辺(1971)は、

$$0.85m_b - 2.50 = \log A_v + 1.73 \log r \quad (5)$$

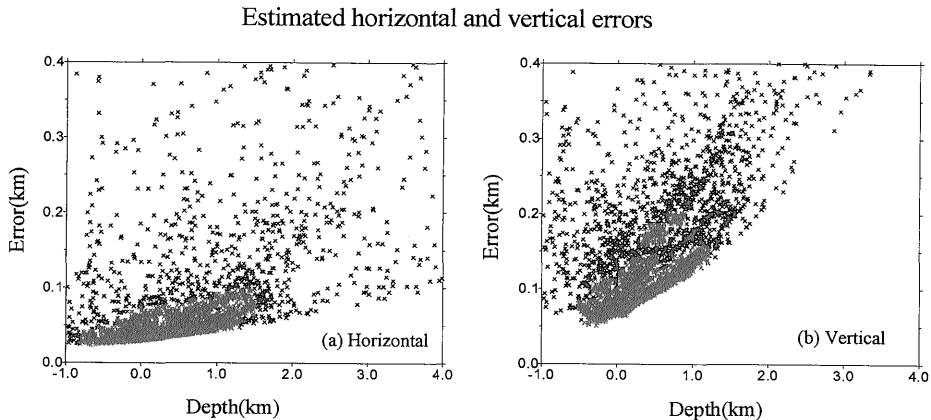
を示した。ここでは、 A_v はカイン ($kine = 10^{-2} m/sec$) 単位で図った上下動最大振幅であり、 r は震源距離 (km) である。また、継続時間から算出する方法では、

$$m_b = -2.36 + 2.85 \log T_d \quad (6)$$

により計算される(津村, 1967)。ここで T_d は、継続時間(sec)である。

葛根田地熱地帯の地震の処理では、この二つの方法を併用して計算機で自動的に算出される。継続時間を用いる方法では、地震波動の終了付近は振動の振幅が小さいものなかなか減衰しないので、地震が終了する時間を判定するのに曖昧さが残る。また、同じ最大振幅を持つ地震でもノイズレベルによって m_b の値が違ってくるが、震央距離が短い ($\Delta < 200 km$) 場合は、震源の位置を決めなくともマグニチュードを計算できるという利点を持つ。本報告では、地震発生前のノイズレベルの3倍を終了基準として用いた。これに対して最大振幅を用いる方法では、初動から継続時間内で最大振幅を探すので曖昧さは少ない。しかし、群発性の地震など短い間に多くの地震が重なって起こる場合には、すべての地震に同じ最大振幅を与えてしまうこともある。

(5)式および(6)式の係数は葛根田以外の地域で求められたものである。葛根田で起こる地震についてはそれらの係数を決め直す必要がある。しかし、いくつかの大きな地震は気象庁にてマグニチュードが公表されており、この値と(5)式および(6)式の係数を用いて計算された値とはほぼ等しかった。したがって、ほかの小さな地震



第6図 水平方向(a)と鉛直方向(b)の計算誤差。実際の震源誤差は、この誤差に他の要因が加わりより大きなものとなる。
Fig. 6 Computed horizontal(a) and vertical(b) errors versus depth.

についても係数の変更は行わずに使用している。

4. 考察

4.1 震源分布と誤差

HYPOMH と HYPO71 にて震源計算を行った結果をそれぞれ第4図と第5図に示す。図の中心部では、計算した結果は双方のプログラムともほぼ同じように、北西-南東方向に流れる葛根田川に沿った形で地震が多発する震源域が広がっており、特に下流域(南東側)で1 km よりも浅いところに多くの地震が発生している。しかし、周辺部では食い違いも見られ、震源計算プログラムの個性を表すものと考えられる。最も特徴的な相違は、HYPOMH で計算されたものは周辺部にまで震源が点在しているにも係わらず、HYPO71 では図の中心部だけに局在している。また、GS 8 よりも北の松沢沿いの地震群やGS 4 よりも西の地震群が第5図のHYPO71の結果では見られないことである。

HYPO71 では、震源の誤差としてランク A から D までを設定しているが、このランクの計算には走時残差ならびに震源と観測点との位置関係も加えられている。このため、観測網の外側の地震はすべてランク C 以下と判定されて、ランク A と B を採用した第5図には現れてこなかったものと考えられる。また、HYPO71 では全体的に浅く震源が求まっており、当舎ほか(1995 a)に指摘されているような深部断裂に起因する葛根田地域北西部の深い地震は見られない。HYPOMH で計算された震源位置も、従来のモデル(第3図(a)のGSJ1)と比べて、表層に近い部分が速い地震波速度となったのに対応して浅くなっている。特に、北西域での深部への地震の並びが従来より指摘されていたが、それらが海水準面下2 km から3 km 程度の深度にまとまった。しかし、他の部分では、観測点補正値を導入したため速度構造の変化は相殺されて大きな差異は見あたらなかった。

震源計算プログラムでは、インバージョンの解を安定させるためにダンピングを入れて計算を行っているために、震源位置の誤差をゼロにすることは出来ない。したがって、第6図に示すように、推定される震源は最低でも水平方向に20 m 程度の誤差を含み、この誤差は震源深度が深くなるに従って増大してゆく。また、鉛直方向の誤差は水平方向の誤差に比較して数倍大きいことがこの図から判る。たとえば、海水準面下1 km(地表からおよそ1700 m)に起こった地震では、水平方向の誤差は50 m 程度であるが鉛直方向の誤差は100 m を超えてしまう。このような状況は、観測点が求めたい震源よりも上方にのみあるという震源計算の制約上やむを得ないものであ

る。したがって、通常震源位置は「点」で表されるが、その点で表される震源は真の震源とは第6図で表されるような「ずれ」が有ることを常に注意しなければならない。なお、HYPOMH での計算結果では、ほとんどすべての震源に対して事前情報の寄与は少ないことを示しており、図に示される誤差の傾向は各地震ごとに異なる事前情報が提供されたり、マスターイベント法などの処理ではこの震源誤差の傾向も変わってくる。

4.2 震源確率分布

葛根田地熱地帯では1年間というような長いスケールで地震活動を捕らえると、ほぼ定期的に地震が発生している。また、震源域(地震が多発する領域)と非震源域(めったに地震が発生しない領域)に明瞭な差がある。震源の平面分布図からは震源域の平面的な分布を見ることができる。しかし、深さ方向の分布を見るためには3次元的な表示が必要となり、平面的な震源分布図からは直感的な全体像を得ることは難しい。したがって、地震が発生する領域を定量的に表すことができれば、新期花崗岩体などとの関係を整理して議論できる。このため、まず震源位置の確率分布(2)式を考える。ある震源位置の確率分布を求めるために(3)式を(2)式に代入して成分にて表示すると、

$$p^k(x) = \frac{|a_{ij}^k|}{(\pi/2)^{3/2}} \exp\left\{-\frac{1}{2} \sum_i \sum_j a_{ij}^k (x_i - \mu_i^k)(x_j - \mu_j^k)\right\} \quad (7)$$

のようになる。ここで、 a_{ij}^k は k 番目の地震に対する分散行列 S の逆行列 S^{-1} の (i, j) 成分であり、 $|a_{ij}^k|$ は a_{ij}^k の行列式である。(7)式をすべての地震について足し合わせることで震源位置の確率分布を求めることができる。しかし、第6図に示したように、 σ_i は深さと共に増加するので $|a_{ij}^k|$ は深さと共に減少する関数となっている。したがって、確率密度は浅い方ほど高い値となり、地震が発生する場所を定量的にとらえて深さ分布を出す本報告の目的には不都合である。

4.3 エネルギー分布

(5)式の $p^k(x)$ は統計量であるので、 $p^k(x)$ に地震動のエネルギーをかけた積もまた統計量となる。この統計量 ($e^k(x)$ と表す) は地震により開放されたエネルギーの分布を表す量となる。地震が発生するとき放出されるエネルギー (E) は、地震のマグニチュードと関係づけられており、

$$\log E = 1.5M_s + 11.8 \quad (8)$$

が表面波マグニチュード (M_s) とのあいだに求められている。実体波マグニチュード (m_b) と表面波マグニチュードとの間には、経験的に

$$m_b = 0.63M_s + 2.5 \quad (9)$$

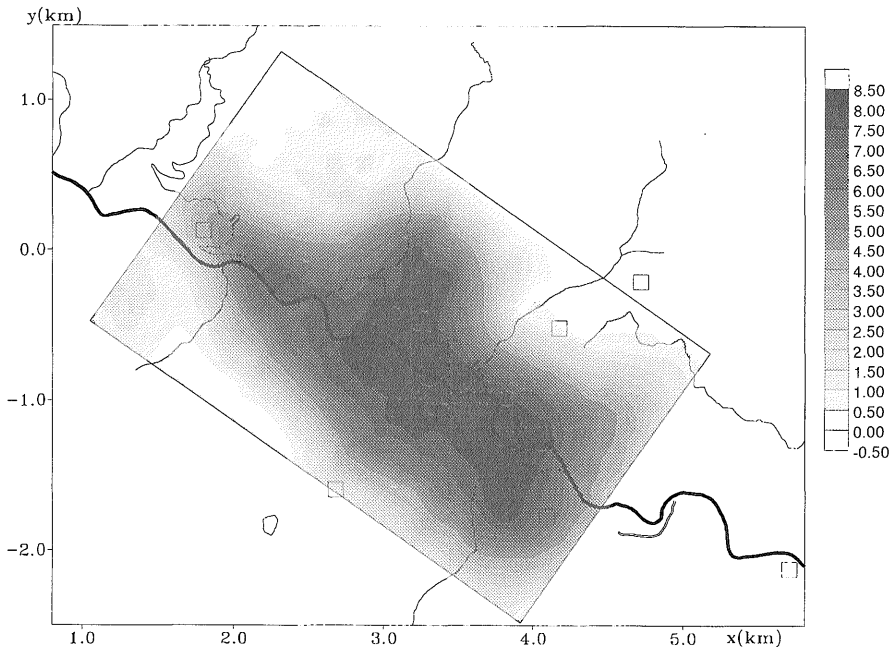
が成り立つとされていることから、実体波マグニチュードと地震が放出するエネルギーとの関係は、

$$\log E = 2.38m_b + 1.78 \quad (10)$$

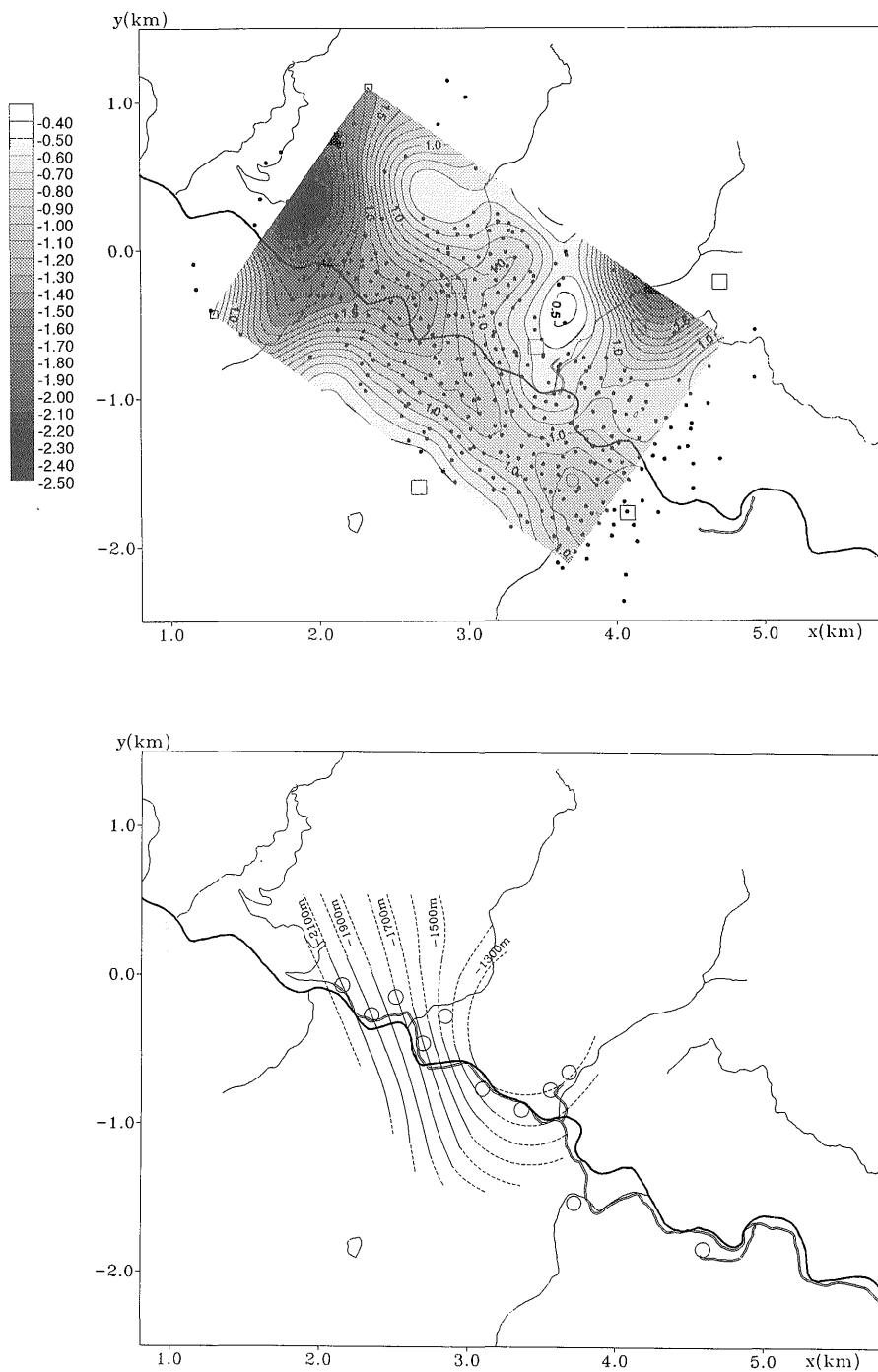
となる。この実体波マグニチュードは、葛根田地熱地帯で起こっている地震よりも周波数の低い中周期地震について求められたものであるが、(10)式の関係式が短周期地震のマグニチュードについても成り立つものとする。マグニチュードはすでに(5)式でみたように、検知できる地震に対しては深度が深くなれば大きくなることから、エネルギーも深さと共に増大することが予想される。(10)式から求められるエネルギー E と震源確率分布係数 $p^k(x)$ から $e^k(x)$ を求めて分布を計算する。本報告では、 $e^k(x)$ のかわりに $\log e^k(x)$ の分布を見ることにする。また、解析対象は $3\text{ km} \times 2\text{ km}$ 程度の広さを 100 m のメッシュに分けた領域であり、第6図より σ_i は 100 m 前後である

ので $p^k(x)$ は震源位置にのみ確率密度を与える $p^k(x)\delta(x-\mu^k)$ にて代用した。

第7図は、このようにして求められたエネルギー密度の平面図である。ただし、解析は図中の四角の枠で示したように、北西-南東方向に伸びた $3.5\text{ km} \times 2.2\text{ km}$ の範囲内で行った。また、深い地震のマグニチュードの分布と浅い地震のマグニチュードの分布とは観測システムの検知能力の違いから異なっている。したがって、得られた解析結果は深さ方向には均質な分布とはなっており、浅部に対しては過大評価で深部に対しては過小評価となっている。これを避けてどの深さに対しても均質な評価を行うためには、深部でも検出される地震のマグニチュードの下限値を決めて、そのマグニチュードよりも大きな地震のみを解析対象として選択することが必要となる。しかし、本報告では深部のエネルギー分布を求めることを目標としているので、この選択を行わずに全地震データを用いた。第7図より、高いエネルギー密度の分布は、北西-南東方向に伸びた形をしているが、葛根田川とは斜行していることが判る。また、震源分布図(第4図、第5図)と同じように図の中心部から下流域(南東方向)に最もエネルギー密度の高い部分が分布し、浅部の地震が多発している領域に対応している。また、この高いエネルギーの分布は比較的深い地震が発生する北西



第7図 (11)式により計算される弾性波エネルギーの平面分布。
Fig. 7 A contour map of seismic energy distribution calculated by eq. (11).



第 8 図 (a)弾性波エネルギーが高い領域の下面の深さ。図中の点は解析に用いた震源の位置を表し、等高線の数値は海水面下の深さ(km)である。(b)新期花崗岩体が出現する深度(Kato and Doi, 1993より)。

Fig. 8 (a) A contour map of bottom boundary of the high seismic energy area. Labels indicate the bottom depth b.s.l. and dots represent hypocentres of the earthquakes used in the analysis. (b) A contour map for the top level of neo-granitic pluton body estimated by well data after Kato and Doi (1993).

方向にも延びている。このように、微小地震が多発する領域(地震エネルギーが高い領域)をエネルギー密度という数値で表し、震源域を区分することができる。

葛根田地熱地帯の高い地震エネルギー密度領域の底面を等高線で表したものが第8図である。ここでは、第7図と同じ解析領域を水平2方向に対して100m×100mの小領域に分け、それぞれの小領域内の地震についてエネルギー密度を計算した。この小領域内のエネルギー分布に対して、ある数値を持って深さの上限と下限を定めることができるが、本報告ではより簡便な方法として数値以上のエネルギー密度を持つ地震の中で最も深い地震を選び出して、その震源深度を小領域内での震源域(高エネルギー領域)の下面の深度とした。この図から判るように、葛根田地域の中心部では震源域が浅くなっており、ここより北西方向および南東方向に震源域は深くなっている。震源域が浅くなっている部分は、葛根田の微小地震が多発している領域から北方向に約500mほど外れている。また、葛根田川の南側では震源域は浅くなっているが、北側では深くなるどころか浅くなる場所がある。しかし、図中に点で示したように、用いた震源の数が多いのでそのうちのいくつかは計算し出さなかった山、谷である可能性もある。

近年、葛根田地熱地帯では2kmを超える深度の坑井が掘削されており、そのうちのいくつかからは新期花崗岩体の試料が採取されている。この新期花崗岩体は微小地震の震源域との関連で議論がされている(Sugihara *et al.*, 1994)。第8図(b)は坑井データなどから推定される新期花崗岩体上面の深度である(Kato and Doi, 1993)。この第8図の(a)と(b)とは、葛根田川の南側の流域では様相が異なっているが、北側流域では似たパターンを有する。すなわち、震源域が浅くなる場所で花崗岩体も盛り上がり、西に向かってその出現深度は深くなっていく。微小地震の震源域は、川の南側で震源域が上昇しているために深くなる方向は北西方向である。しかし、北側の微小地震が多く発生する地震域に限って議論をすれば西に向かって深くなっており、両者の結びつきを示唆させる。しかし、この両者は最浅部の位置や深くなる方向は類似しているが、その深度には差がある。第8図の(a)と(b)から、微小地震の震源域の下限は花崗岩体の出現深度よりも300mほど上方にあることが判る。この深度の差は、新期花崗岩体が貫入したときの熱により花崗岩体周辺に物性の違いをもたらした結果と推定される。

5. まとめ

葛根田地熱地帯において、観測点数が最も多い1988年

一年間の微小地震データを新しい速度構造モデルにより再解析を行った。震源決定プログラムとして2種類のプログラム(HYPOMHとHYPO71)を使用した。大方において同じ計算結果が得られたものの細部では差異が生じた。この差は、HYPO71の計算結果のうちランクBまでを採用した場合には、震源位置は観測網の中のみに限られてしまうことから発生している。また、HYPO71での計算では深度方向にも上限が設定され、求められた震源はすべて4kmよりも浅いものであった。

震源の誤差は、震源深度が1km程度の場合水平方向で50m程度であるが鉛直方向では100mを越えてしまう。したがって、震源が点で表される震源分布図であっても実際の震源は誤差を含むのもであり、結果の利用についてはこの誤差を考慮に入れなければならない。

震源位置の確率分布とマグニチュードから計算されるエネルギーとを合わせて求めたエネルギー密度分布では、高エネルギー密度の領域は地熱地帯の北西-南東方向に延びた形をしているが、葛根田川の流れとは斜行している。また、中央部から南東部にかけて特に高い密度分布が観測される。このような、エネルギー密度分布から高エネルギー分布の下限、すなわち地震の多発する震源域の下限の等高線を求めることができる。このようにして求めた下限の等高線は、坑井データから推定される新期花崗岩体の形状と調和的であり、微小地震の発生がこの花崗岩体に規制されていることが推定される。

謝辞：葛根田地熱地帯での微小地震データの収集ならびにそれに基づく研究は、主に工業技術院の指定研究「サンシャイン計画」の中の「深部地熱資源探査法の研究」「断裂系地熱貯留層探査法の研究」の中で行われた。この微小地震データの収集の初期は、地殻熱部伊藤久男技官の尽力によるところが大きい。また、データの収集には日本重化学工業(株)探査部の方々をはじめ関係各方面の方々へ便宜を図っていただいた。環境地質部佐藤隆司技官には本稿に対する有益な助言を頂いた。改めてここに感謝の意を表す。

文 献

- Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using non-linear inversion technique, *Phy. Earth Planet. Inter.*, vol. 47, p. 50-61.
- 池原 研・花野峰行・三塚 隆・横山仁志・村岡洋文・安川香澄(1994) 深部地熱資源調査に

- よる葛根田地域における坑内発破を使用した地震波速度構造調査. 日本地熱学会平成6年度学術講演会講演要旨集, P7.
- 伊藤久男・杉原光彦(1987) 岩手県滝の上地域における微小地震観測システム. 地調月報, vol. 38, p. 247-264.
- Kato, O. and Doi, N. (1993) Neo-granitic pluton and later hydrothermal alteration at the Kakkonda Geothermal Field, Japan. Proc. 15th NZ Geotherm. Workshop, vol. 15, p. 155-161.
- 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.Geol. Surv. Open-file rep. p. 75-311.
- Niitsuma, H., Nakatsuka, K., Chubachi, N., Yokoyama, H. and Takanohashi, M. (1985) Acoustic emission measurements of geothermal reservoir cracks in Takinoue (Kakkonda) field, Japan. Geothermics, vol. 14, p. 525-538.
- 杉原光彦・伊藤久男(1986) 地質調査所における微小地震解析システム. 地調月報, vol. 37, p. 525-553.
- ・—————・西 祐司(1987) 発破データによる滝ノ上地域の地下構造解析. 昭和61年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, p. 35-63.
- ・—————・—————(1988) 滝ノ上地域における微小地震データによる3次元速度構造解析. 昭和62年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, p. 31-55.
- ・西 祐司・当舎利行(1994) 微小地震解析による深部地熱資源調査. 地質ニュース, vol. 477, p. 37-41.
- Sugihara, M., Toshi, T. and Nishi, Y. (1994) Application of microearthquakes to exploration of the Kakkonda Geothermal Field. Ext. abstr. Workshop on Deep seated and magma-ambient geothermal systems, p. 61-70.
- 当舎利行・杉原光彦・西 祐司(1995 a) 断裂型地熱貯留層における微小地震探査法. 地調報告, No. 282, p. 255-271.
- ・—————・—————(1995 b) 1988 葛根田地震リスト. 地調研究資料集, No. 221, p. 153.
- 津村建四郎(1967) 振動継続時間による地震のマグニチュードの決定. 地震2, vol. 20, p. 30-40.
- 渡辺 晃(1971) 近地地震のマグニチュード. 地震2, vol. 24, p. 189-200.

(受付: 1995年7月28日; 受理: 1995年9月4日)