

西南日本内帯における地震発生層の厚さ変化と内陸大地震

伊藤 潔・中村 修一*

* ㈱三菱総合研究所

要 旨

高感度地震観測網で長期間にわたって観測されてきた微小地震の震源約 60,000 個を用いて、統計的な方法で、西南日本の内帯における地震発生層の地域的な変化を調べた。結果を地形、活断層、過去の大地震および熱構造と比較することによって、地震発生層の地域的な変化が、内陸地震発生と深く関わっていることがわかった。地震の下限の深さが急変する地域で大きな地震は発生しやすい。また、そのような地域は活断層と対応している。

キーワード：地震活動，地殻構造，地震発生層，内陸大地震，活断層，西南日本

1. はじめに

内陸大地震の発生は地殻の強度分布に関連すると考えられる。地殻の強度分布は熱構造に深く関与している。また、温度の相違は地震発生層の深さの変化に関連することが分かってきた。このような地殻の不均質構造調査を基にして、内陸大地震の発生との関連を明らかにしようという試みがなされてきている（伊藤，1994；梅田・山下，1994；梅田・伊藤，1998a）。地震分布から得られる地震発生層の地域的な変化は、地殻のレオロジカルな性質，すなわち、力学的な強度を支配する要素の1つである（Ito, 1992）。地殻の強度の大部分は脆性的な地震発生層が担っている。したがって、地震発生層の地域的な変化を明らかにすることは、地殻の強度分布を知るための基礎として重要だと考えられる。防災研究所地震予知研究センターでは、中国、近畿および中部地方の内陸における、地震観測データが蓄積されている。これらのデータには、震源の精度の良いものと悪いものが混じっている。本報告では、現在得られているデータから深さの精度のよいものを選んで、地震発生層の地域的な変化を広域にわたって、統計的に調査する方法を検討した。まず、長期間の微小地震観測による多数の震源データを用いて、地震発生層の地域的な変化を調べ、以前に行われた結果（Ito, 1990；伊藤・他，1995）と比較する。これによっ

て、観測データのみでどの程度、地震発生層の分布の調査が可能かを調べる。次に、広域にこの方法を適用し、地震発生層の分布図を作成する。さらに、その結果を地殻の熱構造、過去の大地震および活断層の分布と比較し、それらとの関係を見ることで、結果の有効性について考察する。

2. データ

Fig. 1 に示すように、京都大学防災研究所には、西南日本から中部日本の内帯に、上宝(KTR)、北陸(HOK)、阿武山(ABU)および鳥取(TOT)の4観測所がある。この4つの観測所は、それぞれの地域において設置目的をもって設立され、微小地震観測をはじめいくつかの項目の観測がなされてきている。それぞれの観測所が、独立の方法で地震などの観測を実施することで、当初はその役割を果たしてきた。また、個々の観測所の役割だけでなく、複数の観測所のデータを利用することにより、広域にわたるテクトニクスなどの研究もなされてきている。

最近では、京都大学における観測網の統合が進められている。それと並行して、従来独立に処理されてきた震源データを収集し、広範囲に内帯の地震活動を把握しようとする試みもなされている（松村・他，1993；伊藤・他，1995）。

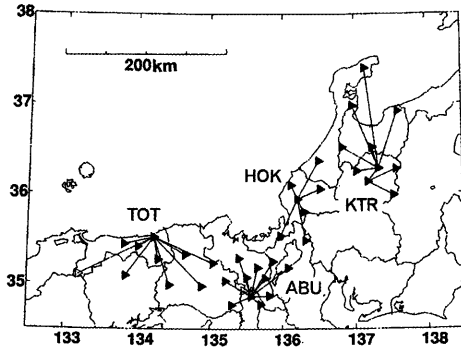


Fig.1 Observation networks of Kyoto University, of which data are used for this study. TOT, ABU, HOK, and KTR, Indicates Tottori; Abuyama; Hokuriku;and Kamaitakara Observatories, respectively.

本研究においては、これらの統合された震源データに加えて、読みとりデータ（験測データ）を用い、観測網全域の地震活動を解析した。Fig. 1 の観測点以外に、周辺の観測網と隣接交換網が形成され、それらのデータも処理されているが、本報告でを使用した他機関のデータは、上宝観測所とローカルに交換網がつけられている、名古屋大学高山観測所の3観測点のデータ

のみである。データは次のようにして処理した。まず、各観測所で決定された震源データを集めた。その際、松村・他(1993)の震源データを利用し、その後のデータを追加した。このデータセットでは、各観測所で決定された震源データを時間順に並べ、3秒以内に10km以内で発生した地震を同じ地震として判定している。複数の観

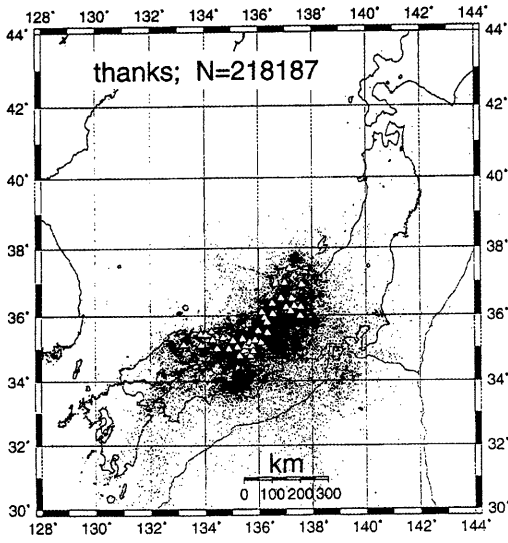


Fig.2 All earthquakes determined by 4 networks in Fig. 1. Triangles show stations.

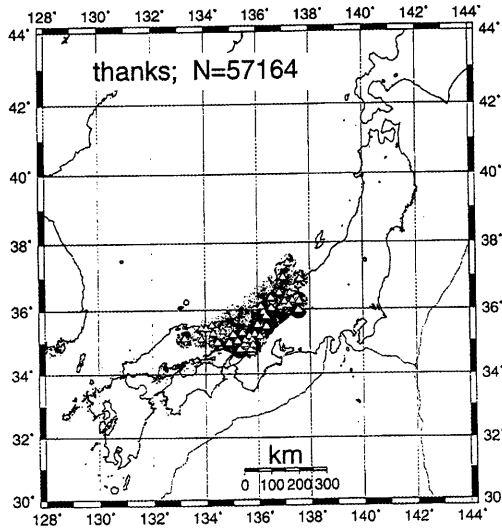


Fig. 3. Selected earthquakes to determine D10%, 50% and D90%.

測所で震源が求められている場合は、震源から最も近い観測点が属する観測網による震源を選び、全地震のファイルを作成した。ただし、今回の解析には、収集された震源を全部用いた。したがって、複数の観測点で決定された震源は、複数の地震として用いられている。これらの震央を Fig. 2 に示す。データは 1976-1997 年 10 月の間で総数 21 万 8 千個を越える。この震源データおよび、観測された相の読みとりデータを用いて、それぞれの地震について、震央距離の最大値、最小値および震源を見込む観測点間の最大の空き角を計算した。最後のパラメータは震源が観測網の内部にあるか

どうかの判定に用いられ、前 2 者と併せて深さの精度の判定に有効である。これらに震源決定に用いた P および S 波の着震時の数、仮定した構造との走時差の標準偏差を加えて精度のよい震源を選ぶことができる。全域をおおってある程度の数を確保するという点から、実際には P 波の着震時 4 個以上、S 波の着震時 1 個以上、震央と観測点の最小距離 30km 以内のデータを選んだ (Fig. 3)。総数は約 6 万個である。

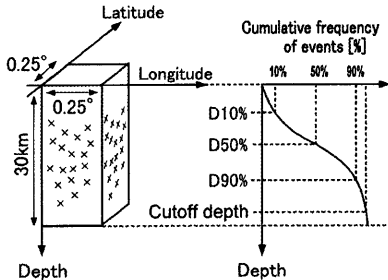


Fig. 4 Schematic view for the determination of, D10%, D50% and D90%, the depths above which 10, 50 and 90% shocks occur.

各観測所では、それぞれ異なった地殻の速度構造を用いて震源決定を行っている。(橋爪・岸本, 1967; 前田・渡辺, 1984; 尾池, 1975; 竹内・平野, 1979; 和田・岸本, 1974; 和田・他, 1979; 渡辺・他, 1978; 浅野・他, 1986)。震源決定に用いる P 波の速度構造も各観測網ごとに違いますが、これは人工地震などによる結果を参照しており、それぞれの地域における特徴的な地殻構造を示している。一般に、成層構造を用い、層の速度は一定としているが、上宝観測所だけは層の間で速度が直線的に変化する多層構造を用いている。S 波の速度についてはどの観測所も V_p/V_s を 1.73 と仮定している。震源時については、和達ダイアグラムを用いて固定している場合と、未知数として解いている場合がある。全部の地震について同じ方式で震源を再決定することが必要だが、その際には地域的な構造の相違を十分反映できる方法を考えなければならない。その点、従来の方法で地域的な特徴を生かした結果が得られているので、本報告では各観測所の結果をその

まま用いることにした。再決定しても震源位置は大きくは変化しないと考えられる。これらのことについての詳細、およびデータの内容などは、伊藤・他(1995)、SATARN グループ(1998)にまとめられている。

3. 解析方法および結果

これらの震源について、Fig.4 に示す方法で地震発生層の地域の変化を統計的に決定した。すなわち、対象地域を緯度、経度それぞれ0.25度で区切り、その中の地震数を浅い方から積算し、その数が10%、50%、90%になる深さをそれぞれD10%、D50%およびD90%とする。ただし、数が10個以下のブロックはデータから省いた。

Fig.5には一例として、北緯35.00~35.25度の東西断面図を示す。この図でわかるように、D90%は誤差を考慮すれば、地震の下限を代表する値であると考えられる。また、D10%は地震の上限ともいべきものである。

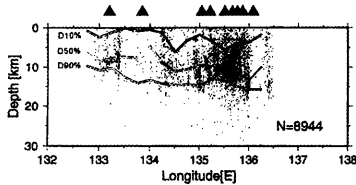


Fig.5 An example of cross section showing D90%, D50% and D10% in west-east depth section of the events in latitudes of 35.00-35.25 N. Triangles show the stations in the area.

Fig.6には今回の方法で決定したD90%をIto(1990)による地震の下限と比較して示した。比較した地域は、近畿中北部で、ここには観測点密度が最も高い阿武山観測網があり、震源の深さの精度が最もよい地域である。この結果、両者の地域変化の傾向は同じであるが、D90%は2-3kmほど深さの下限より浅いことがわかる。したがって、本論のD90%は相対的には地震発生層の下限の変化を表すが、下限はこれよりやゝ深いことに注意すべきである。

上記のようにして求めたD90%およびD50%をFig.7に示す。この図から次のようなことがわかる。ただし、北陸地方北部から、能登半島にかけては、観測点の密度が荒く、系統的に震源が深くなる傾向にあることが分かっているので(伊藤・他, 1994)、今後の議論から省くことにする。地殻内におけるD90%の変化を50~

100kmの波長でみると、地域によって4~25kmの範囲で変化する。D90%は中国地方では中国山脈沿いに浅く、日本海側および瀬戸内海に向かって深くなる。D90%は山崎断層付近で深く、琵琶湖周辺では特に深く16km程度になる。特に、顕著なのは根尾谷断層付近で深くなることである。逆に、白山付近、中部山岳地域では浅くなり、飛騨山脈では6kmと非常に浅くなる。

D50%の変化はD90%とよい相関があるように見える。D10%についても、D90%と相関がみられる。これらのことについては次節で考察する。

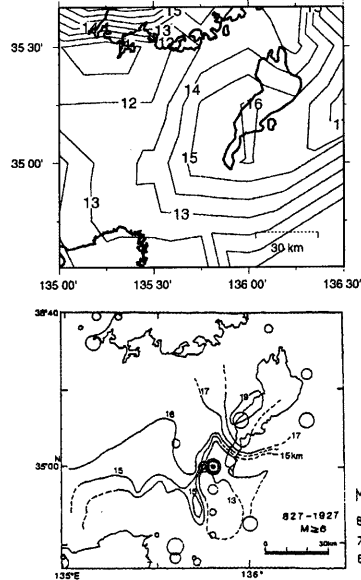


Fig.6 Comparison of Contours of D90% (upper figure) with those of cutoff depths (lower figure, after Ito, 1992). Although general tendency is similar to each other, the depths of the cutoff are 2-3km deeper than those of D90%. Large earthquakes during 827-1927 are shown in the lower figure.

4. 考察

Fig.7によると、D90%は中国地方では中国山脈沿いに浅く、日本海側および瀬戸内海に向かって深くなる。同様な傾向はさらに西の中国地方でも、東京大学広島観測所観測結果で得られている(浅野・他, 1986)。また、四国山脈付近でも地震の下限が浅くなることが、

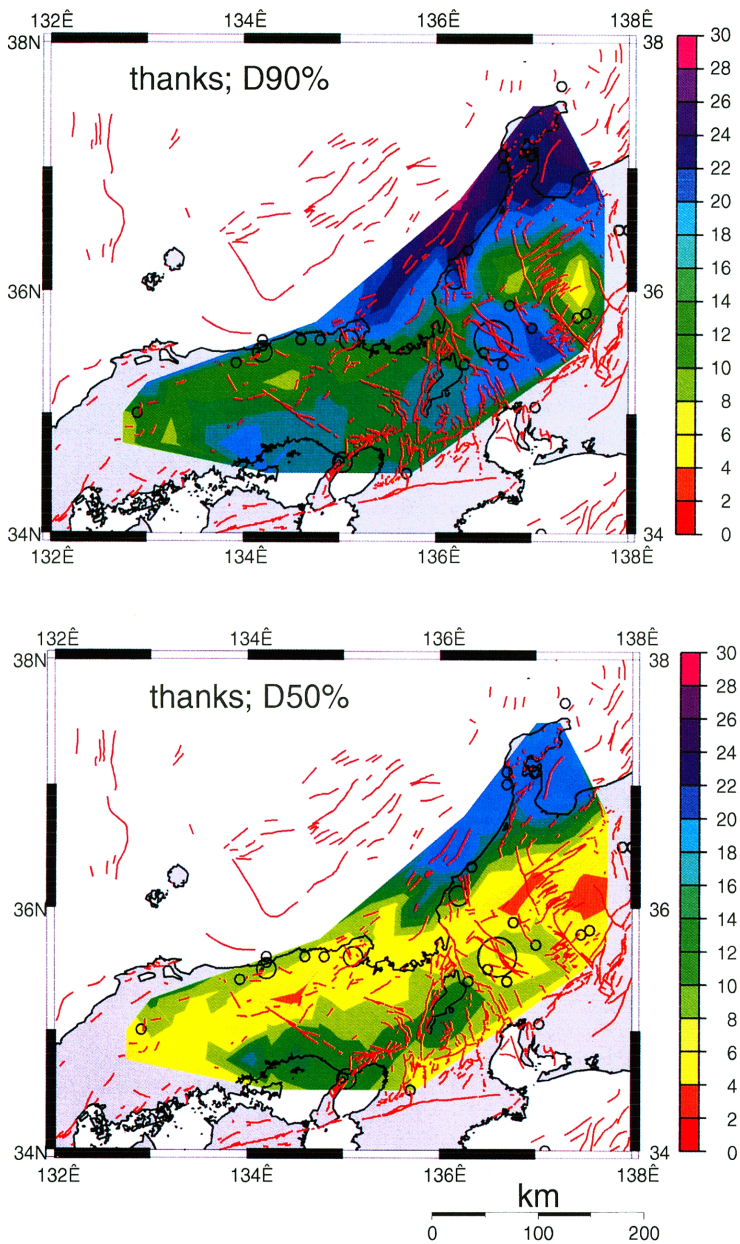


Fig.7 Distribution of D90% (upper figure) and D50% (lower figure). Color scale indicates depth in km. Active faults (red lines) and large earthquakes with magnitude 6 or larger (open circles) are also shown.

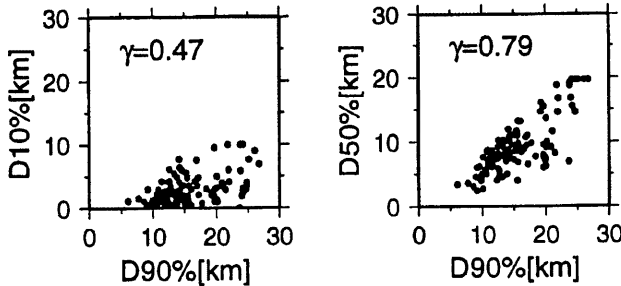


Fig.8 Plots of D10% and D50% against D90% with correlation coefficient γ . The correlation are fairly good. This suggests that the seismogenic layer has a definite thickness of about 10-15km and that the upper cutoff is correlated with the lower cutoff depth.

徳島観測所（許斐・他, 1992）及び高知地震観測所（岡野・他, 1985）の結果で知られている。白山付近, 中部山岳地域では浅くなり, 飛騨山脈では 6 km と非常に浅くなる。このような変化は地形の変化と非常によく対応している。これは, 内陸における地形の高まりが, 火山など熱構造と深く関連していると考えことで理解できる。

Fig.7 には活断層（活断層研究会, 1991）を示したが, D90%の急変地域に活断層が発達しているように見える。実際には, 活断層によって地形の急峻な変化が形成される場合が多い。これは D90%の急変地域が活断層に対応することと調和的である。したがって, 活断層の形成が, 地震発生層の地域的な変化に関連していると考えることができる。つまり, 地震発生層の厚さ変化, すなわち, 地殻の強度変化が大きい地域で, 地震がくり返し発生し, 活断層が形成されると考えることができる。

歴史的な大地震（宇佐見, 1987）を Fig.7 に示した。大地震は D90%の急変地域から, D90%が大きい地域で発生している。特に, 根尾谷断層, 福井平野にかけては, 1891 年濃尾地震 (M8.0), 1948 年福井地震 (M7.1) など大地震が発生している。

地殻の温度構造が Fig.7 の分布とよく対応する。全域における地殻熱流量は測定値が少ないので, 十分な相関がとれないが, 測定値がある地域ではよく対応している。キュリ一点深度分布 (Okubo, 1989) も概略的には非常によく対応している。キュリ一点深度分布は種々の仮定を含んでいるので, 深さの絶対値には問題があるが, 相対値は熱構造の指標になると思われる。したがって, Fig.7 のスケールでの地震発生層の深さ変化は概略的には, 地殻の温度構造に支配されている

と考えられる。

Fig.7 には D50%の分布も示すが, D90%とよい相関があることが分かる。Fig.8 には近畿北部のデータについて, D90%と D50%および D10%の相関を示した。その結果 D10%も D90%と相関があることがわかった。これは地震がある深さに集中する傾向があり, 地震発生層が一定の厚さを持つ傾向があることを示している。つまり, 地震発生層の下限が深いところでは, 上限も深くなる傾向がある。D10%と D90%の相関から, D10%と D90%の間の厚さは約 10km, そのばらつきは ± 3 km 程度であることがわかる。

上記の結果から, 次のような内陸地震発生モデルをつくることのできる (Fig.9)。地震発生層以深の部分は長期間の応力に対して流動変形すると考えられるので, 地震発生層は地殻の強度を担っていると考えられる。したがって, 地震発生層の厚さの変化は地殻の強度変化を表すと考えられる。強度の変化は応力に対する応答の変化を生じ, 内陸大地震の発生と関連すると思われる (長谷川, 1991; Ito, 1990; Sibson, 1984)。過去における大地震の震央 (宇佐見, 1987) および活断層の分布と地震発生層の厚さ変化と対応させる (Fig.7) と, 過去の大地震は地震発生層の厚さが変化している地域と対応することを述べた。これは地殻の強度が変化する付近で歪みの蓄積解放がなされるためだと考えられる。このように地震発生層の変化をさらに詳細に調査することは, 内陸地震のポテンシャル評価, 大地震の震源核形成過程解明のために重要だと思われる。

本報告では, 定常観測でこれまでに蓄積された結果をほとんどそのまま利用している。これ以外に多数の臨時観測などがなされており, これらのデータを加え

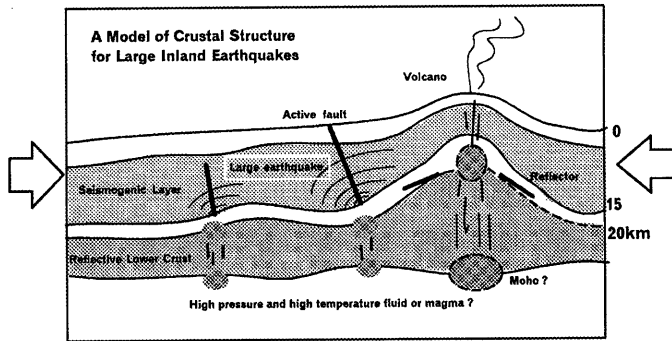


Fig.9 A schematic model of crustal heterogeneity with relation to the nucleation of large inland earthquakes. The thickness of the seismogenic layer is closely related to the large earthquakes.

て解析することによって、さらに精度の高い地震発生層の分布が得られることが期待される。これらは内陸地震の発生の場を探るための基礎資料として、活断層の分布と同様に重要であると思われる。

また、地震発生層はさらに短波長で変化している。近畿地方北部では、阿武山観測所のデータによって得られた地震発生層の下限 (Fig.6) と過去の大地震の関係が求められている (Ito,1990)。Fig.6 には、Fig.7 と概略的には同じであるが、さらに詳しく地震発生層の変化が求められている。

さらに、短波長の変化についての顕著な結果は、1984 年長野県西部地震 (M6.8) の余震分布である (Ooida, et al., 1990)。この地域では約 20km 離れた地域で深さが 7~12km と約 5km 変化する。余震の深さ分布の変化は観測精度の向上とともに多くの大地震でみられるようになった。1995 年兵庫県南部地震においても、本震を境に北東部と南西部では地震発生層の下限が違っているようである (伊藤, 1995)。このような地震発生層の大地震震源域での厚さ変化は、大地震の震源核の形成に寄与していると考えられるので、さらに研究されるべきであろう。地震発生層の厚さ変化は、単に熱構造だけでなく、間隙水圧、歪速度、物質など他の要素が大きく作用するので、熱構造以外にこれらを含めて調査する必要がある。

地震発生層の下限は時間的に変化することが考えられ、地震発生の場の性質として非常に重要である。Fig.7 には 1984 年に発生した山崎断層付近の余震分布が含まれている。その震源域では地震発生層の下限が深くなっている (岸本, 1987)。これは中規模地震の発生

によって、歪速度が大きくなるか、あるいは間隙水圧が変化するなどの原因で、通常では地震が発生しなかった地域で地震が発生したのかもしれない。また、梅田・伊藤 (1998b) は長野県西部地域において、大地震及び群発地震の前後で、反射面の深さが変化した可能性を指摘している。これらの調査は地震発生の震源過程の研究にも地震予知研究にも重要だと考えられる。

5. おわりに

約 20 年間にわたる、広域における定常観測のデータによって、中国、近畿および中部地方における地震発生層の厚さの地域分布を統計的に求めた。実際には、地震の深さ分布の積算値により、浅い方から地震数が 10%、50%および 90%になる深さ、D10%、D50%および D90%を求めた。D90%の値は、地震の断面図から目視によって求めた地震発生層の下限より 2~3 km 浅いが、変化の傾向は一致することが分かった。D90%と D50%および D10%は相関があり、地震はある深さに集中するとともに、地震の下限が深いところでは上限も深くなる傾向があることも分かった。このように、精度のよい震源を集めて解析することによって、広域にわたる地震発生層の分布を得ることができる。

また、D90%の地域的分布は、地形と強い相関があることがわかった。活断層は D90%の変化が大きい地域に集中し、過去の内陸大地震は D90%が急変する地域から、大きくなる地域で発生していることも分かった。

D90%の分布はキュリー一点深度分布、熱構造などよく調和している。火山地域など高温地域においては、

地震が浅いところでしか発生せず、大地震も発生していない。このことは地震発生層が高温地域で薄く、その下方は延性的な変形を示すことと対応しており、地震発生時のレオロジーのモデルを支持している。

このように、D90%はD10%、D50%とともに、内陸大地震の発生の場を表示するパラメータとして重要であると思われる。今後、他大学の観測データ、稠密地震臨時観測、余震観測等のデータを加えて、日本全体の詳細な分布を作成し、熱構造、活断層、過去の大地震等と比較することによって、地震が発生している深さで場の性質を知ることが重要である。また、このような地域的変化をもたらした過去のテクニクスからの考察も必要であろう。

謝 辞

解析に用いたデータは長期間にわたり多くの方々
の努力で維持されてきた高感度地震観測の結果である。
長期間にわたる観測の保守、良好なデータ収集・処理
に携わってきた多くの方々に感謝します。

なお、本報告は著者の一人、中村修一の修士論文の
一部に加筆したものである。

参考文献

- 浅野周三・三浦勝美・井上義弘・三浦礼子・石桁征夫・吉井敏社 (1986) : 中国地方およびその周辺の最近の地震活動—白木微小地震観測所テレメータ観測網による—, 地震 2, 第 39 巻, pp. 229-240.
- 長谷川 昭 (1991) : 微小地震活動の時空間特性, 地震 2, 第 44 巻特集号, pp. 329-340.
- 橋爪道郎・岸本兆方 (1967) : 微小地震の震源の求め方について, 京都大学防災研究所年報, 第 10 号 A, pp. 35-41.
- 伊藤 深 (1994) : 日光付近における地震発生層と内陸大地震, 月刊地球, 第 17 巻, pp. 68-72.
- 伊藤 深 (1995) : 地震発生層の厚さ変化と 1995 年兵庫県南部地震, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, A79.
- 伊藤 深・和田博夫・渡辺邦彦・堀川晴史・佃 為成・酒井 要 (1994) : 1993 年能登半島沖地震, 京大防災研年報, 第 37 号 B-1, 325-341.
- 伊藤 深・松村一男・和田博夫・平野憲雄・中尾節郎・渋谷拓郎・西上欽也・片尾 浩・竹内文朗・渡辺邦彦・渡辺 晃・根岸弘明 (1995) : 西南日本内帯における地殻内地震発生層, 京大防災研年報, 第 38 号 B-2, 209-219.
- 活断層研究会編 (1991) : 新編日本の活断層, 東京大学出版会, pp. 1-437.
- 岸本兆方 (1987) : 1984 年 5 月 30 日山崎断層の地震 (M5.6), 地震予知シンポジウム (1987), pp. 101-107.
- 許斐 直・渡辺 晃・伊藤 深・近藤和男 (1992) : 国東部および周辺地域における地震の発震機構, 京大防災研年報, 第 35 号 B-1, pp. 333-346.
- 前田直樹・渡辺 晃 (1984) : 微小地震の活動様式, 地震 2, 第 37 巻, pp. 579-598.
- 松村一男・渡辺 晃・片尾 浩・渋谷拓郎・西上欽也・竹内文朗・渡辺邦彦・伊藤 深・中川 渥・平野憲雄・中尾節郎・和田博夫 (1993) : 西南日本内帯の地震活動特性, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, p. 161.
- 尾池和夫 (1975) : 鳥取微小地震観測所の震源表について, 地震 2, 第 28 巻, pp. 331-346.
- 岡野健之助・木村昌三・許斐直・中村正夫 (1985) : 四国および周辺地域の震源分布, 地震 2, 第 38 巻, pp. 93-103.
- SATARN グループ (1998) : 京都大学防災研究所内帯観測所統合観震ファイル, 渡辺 晃編, 西南日本における地震活動の定量的評価の研究, 京大防災研, pp. 1-13.
- 竹内文朗・平野憲雄 (1979) : 北陸地方の微小地震活動の特徴について (その 1) , 一浅井観測室付近の活動, 京都大学防災研究所年報, 第 22 号 B, pp. 11-18.
- 梅田康弘・伊藤 深 (1998a) : 地殻不均質構造の評価と大地震発生のモデリング, 月刊地球, 号外 No. 20, pp. 123-127.
- 梅田康弘・伊藤 深 (1998b) : 不均質地殻内で成長する大地震予知のためのモデル, 地震 2, pp. 263-272.
- 梅田康弘・山下輝夫 (1994) : 地震の成長過程と地震予知, 地震予知研究シンポジウム (1994), pp. 53-62.
- 宇佐見龍夫 (1987) : 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, pp. 1-435.
- 和田博夫・岸本兆方 (1974) : 跡津川断層付近における微小地震活動, 第 1 報, 地震 2, 第 27 巻, pp. 1-9.
- 和田博夫・三雲 健・小泉 誠 (1979) : 飛騨地方北部特に跡津川断層付近の地震活動と発震機構, 地震 2, 第 32 巻, pp. 281-296.
- 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本兆方 (1978) : 北陸地方のサイスミンティ, 地震 2, 第 31 巻, pp. 35-47.
- Ito, K. (1990) : Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, J. Phys. Earth, Vol.38, pp.223-250.
- Ito, K. (1992) : Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan, Tectonophysics, Vol.217, 1992, pp.11-21.
- Okubo, Y., Tsu, H. and Ogawa, K. (1989) : Estimation of Curie point temperature and geothermal structure

- of island arcs of Japan, *Tectonophysics*, Vol.159, pp.279-290.
- Oida, T., Yamazaki, F., Fujii, I. and Aoki, H. (1990) : Aftershock activity of the 1984 western Nagano Prefecture earthquake, central Japan, and its relation to earthquake swarms, *J. Phys. Earth*, Vol. 37, , pp.401-416.
- Sibson, R. H. (1984) : Roughness at the base of the seismogenic zone: Contribution factors, *J. Geophys. Res.*, Vol.89, pp.5791-5799.

Variations in Thickness of the Seismogenic Layer in Southwestern Japan and Their Relation to Large Inland Earthquakes

Kiyoshi ITO and Shuichi NAKAMURA*

* Mitsubishi Research Institute Inc.

Synopsis

Upper and lower cutoff depths of seismicity in the crust are determined from many microearthquake hypocenters in the inner area of southwest Japan. Data collected by observatories of Kyoto University are used for the determination of the cutoff depths, D10%, D50% and D90%, namely the depths above which 10, 50 and 90% events occur in the grid of 0.25x0.25 degree in latitude and longitude. Well-determined hypocenters are selected on some conditions. Total number of events used is about 60,000. The depths of D90% are 2-3km shallower than the cutoff depths of seismicity determined in the previous study, but the correlation is very well. From the resultant maps of D90%, it is found that regional changes in the D90% are well correlated with topography, and also with the thermal structure of the crust. Since most high mountains in Japan are formed by volcanic activity, the result seems to be reasonable. Large inland earthquakes occurred in the area of steep changes in the lower cutoff depth. This shows the deformation of the island arc is closely related to the thickness of the seismogenic layer, or brittle regime in the crust. Upper cutoff depth (D10%) is well correlated with D90%. This suggests that the upper cutoff be also related to the thermal structure of the crust. On the basis of the above results, a schematic model is presented for the heterogeneity of the crustal structure concerning to large inland earthquakes.

Keywords: seismicity; crustal structure; seismogenic layer; large Inland earthquake; active fault; southwest Japan