

キュリー点深度と地震 のマグニチュード

本 蔵 義 守 (東京工業大学)・大久保 泰 邦 (物理探査部)・春 日 茂・大 島 章 一 (海上保安庁水路部)
Yoshimori HONKURA・Yasukuni OKUBO・Shigeru KASUGA・Shoichi OSHIMA

1. はじめに

日本列島における地震被害対策の基本的事項の一つは地域ごとに想定される最大地震の規模を見積ることである。この最大地震のゾーニングは通常過去の経験と地震地体構造に関する情報に基づいて行われる。このような情報として活断層の分布などがよく使われるがここでは地磁気データから求められるキュリー点深度(大久保 1984)を取り上げる。

キュリー点深度は一見地震とは無関係であると思えるかもしれない。実は地殻における地震発生は温度構造と密接な関係にあり例えば高温地域では微小地震は地殻深部では発生しにくい(小林 1976; Sibson, 1982; 伊藤 1988)。つまり地殻の温度構造に関する貴重な情報をキュリー点深度データは与えるという意味で地震発生と関連づけられるのである。

一方地震のマグニチュードは活動した断層面の大きさによるということもよく知られている(Kanamori and Anderson, 1975; Sato, 1979; Mogi, 1987)。高温地域では断層面の下端が浅いことが予想されるので断層面が小さく地震のマグニチュードも小さいことが期待される。この考えに基づいて日本列島における最大地震のゾーニングを試みたのでその結果を紹介したい。

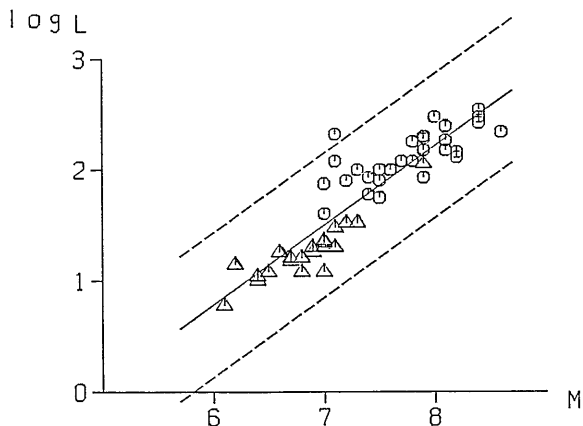


図1 log L と M の関係。○はプレート間地震 △はプレート内地震を表わす。破線はそれぞれの M に対する log L の95%信頼区間を示す。

2. 断層パラメータと地震のマグニチュード

まず従来の断層パラメータの資料を再検討し log L と M log S と M の関係を吟味しよう。ただし L, S は断層の長さ 面積であり M は地震のマグニチュードである。対象とした地震はプレート間地震が34 プレート内地震が23の計57である。日本海東縁部がプレート境界であるかどうかについての議論が盛んに行われているが(e. g. Seno, 1985) 日本海中部地震や新潟地震をプレート間地震としてよいかどうかは意見の分かれるところであろう。ここではプレート間地震として議論を進める。

図1は全データに対する log L と M の関係を示しており

$$\log L = 0.717M - 3.52$$

という式が得られる(実線)。この回帰式において L の誤差は M に依存するが対数スケールで考えると M にほとんどよらない(M: 6~8の範囲で)ので回帰係数の信頼区間としては定数項のみを考慮して図には95%の信頼区間を示した。この図においてプレート間地震(○印)とプレート内地震(△印)では傾向が少し異なるように見えるのでプレート間地震とプレート内地震それぞれに対し log L と M の関係を調べたところ

$$\log L = 0.394M - 0.932 \text{ (プレート間地震)}$$

$$\log L = 0.563M - 2.59 \text{ (プレート内地震)}$$

となった。

次に同様のことを log S と M に対して行ってみた。図2は全データに対する結果である。この場合

$$\log S = 1.25M - 5.98$$

と求まり信頼区間の扱いは log L と M の場合と同様である。プレート間地震 プレート内地震それぞれに対しては

$$\log S = 0.707M - 1.59 \text{ (プレート間地震)}$$

$$\log S = 0.700M - 2.47 \text{ (プレート内地震)}$$

となる。

3. 温度と震源の深さ

断層の大きさを決めるものは一体なんだろうか。一般に地震は地殻内で発生し地球深部では発生しない。地球深部では温度が高く岩石は延性を示すようになると思われる。一方地震は岩石の脆性破壊と密接に結びついており延性を示す状態では地震は発生しないと考えられよう。もっと具体的には断層面でのすべりを考えなければならない。この場合スティック・スリップと呼ばれる急激なすべりが重要となる (Brace and Byerlee, 1966)。カコウ岩とハンレイ岩に対する実験結果によると温度が300°Cを超えると一般に安定すべりの領域に入ってしまう (Stesky et al, 1974; Brace, 1977)。安定すべりはいわゆるクリープに対応するので大地震との関連はほとんどない。

小林 (1976) と Sibson (1982) は微小地震の発生深度を調べ地殻内地震に対しては約300°Cが地震発生の限界温度であることを明らかにした。この結果は Stesky et al. (1974) の実験結果と一致する。しかし微小地震発生深度に関しては例外も多く最大地震を考える場合には300°Cという値をそのまま採用してよいかどうかは疑問である。実験においても500°C程度でスティック・スリップを示すハンレイ岩の試料も例外的に存在する。

4. キュリー点温度

典型的強磁性鉱物であるマグネタイトのキュリー点温度は約580°Cである。しかし通常チタンが多かれ少なかれ含まれていてチタン含有量が増えるに連れてチタノマグネタイトのキュリー点温度は低下する。したがって地磁気データから求めたキュリー点深度が580°Cの等温線を示すわけではない。主に孔井の温度検層から求めた温度と比較すると300°Cよりも低い温度に対応する場合もかなりある (大久保 1986)。地磁気データから求めたキュリー点深度はかなり平均化されている可能性があり局所的な温度構造も反映すると考えられる孔井の温度検層データと対応があまりよくないのは当然かも知れない。いずれにしてもキュリー点温度が何度であるかについては現在のところはっきりしない。ただキュリー点深度分布が広域的な温度構造を反映していることは確かであろう。

5. キュリー点深度と断層面下端の深度

日本列島全域にわたって微小地震が発生しなくなる
1988年8月号

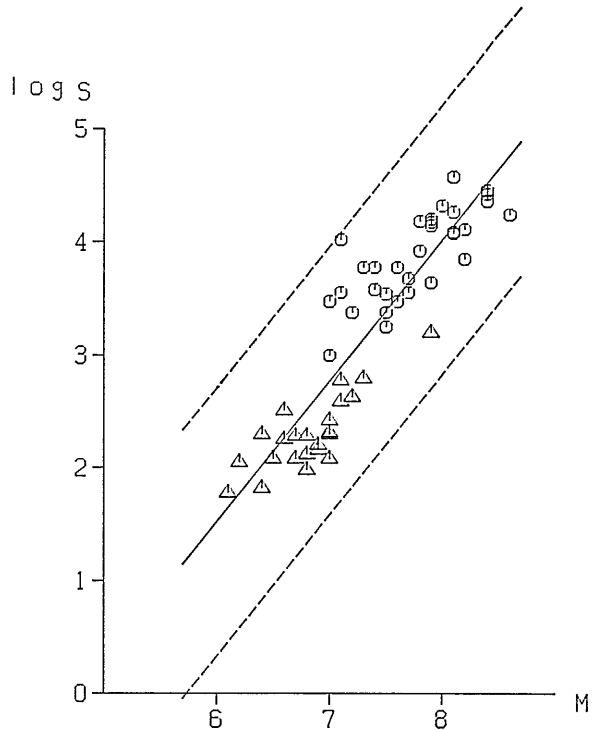


図2 log S と M の関係。○はプレート間地震 △はプレート内地震を表わす。破線は それぞれの M に対する log S の 95% 信頼区間を示す。

深度とキュリー点深度との関係を調べることは重要であるがここでは過去の大地震の断層モデルから断層面下端の深度を求めその付近のキュリー点深度と比較するという立場をとることにした。詳細は省略するが断層面下端深度は平均的にはキュリー点深度より約1.3倍深いという結果が得られた。ただしこれはプレート内地震に対する結果である。3節で述べたように300°C以上の高温領域で急激な断層の滑りが生じないとすればキュリー点温度は300°C以下となるかあるいは断層モデルが不適当であるかのいずれかとなる。この問題は重要であるがここでは上記結果を経験的事実として採用する。以下では標準偏差および最大地震に対するゾーニングという目的を考慮して最大地震 (プレート内地震) に対する断層面の下端はキュリー点深度の1.5倍の深度であるとして議論を進める。

プレート間地震に対してはキュリー点深度データがほとんどないのでプレート内地震に対して得られた経験式がそのまま成立するかどうかかわからない。水路部の地磁気データを解析したところ三陸沖におけるキュリー点深度が図3のように求まった。ここではキュリー点深度として二つの異なる推定値が得られている。

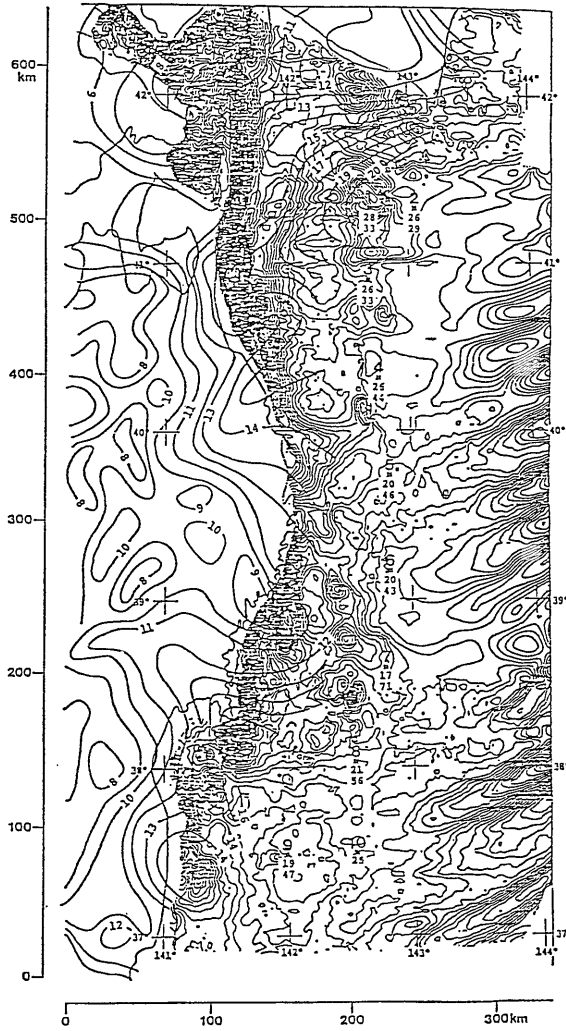


図3 三陸沖のキュリー点深度(単位は km).

そのうち深い方が沈み込むプレートの上面付近のキュリー点深度を示していると解釈すると 30~50km というキュリー点深度をプレート間地震に適用できそうである。

一方 プレート内地震と同様 プレート間地震に対しても過去の大地震の断層モデルから断層面の下端を求めたところ ほとんどが60km 以浅であることがわかった。これは Shimamoto (1985) の説と調和的である。つまりサブダクションゾーンにおける地震には脱水反応による不安定が深く関与しているので 脱水反応が起こらない60km 以深ではプレート間地震は発生しないというのである。

沈み込むプレートの上面付近の温度分布についてはいろいろなモデルがあり しかもモデルによってかなり

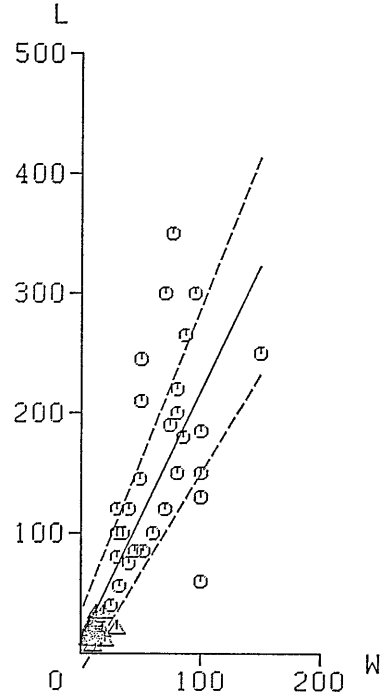


図4 断層の幅(W)と長さ(L)の関係(単位は km). 破線は二つのリグレッションパラメータの95%信頼区間から求めた上限および下限. ○はプレート間地震 △はプレート内地震を表わす.

異なる。例えば Honda (1985) によると 60km 深度で 800°C 程度 van den Beukel and Wortel (1987) によれば 450°C 程度である。一方 小林 (1976) はマントル物質に対する流動実験結果から マントル内で地震が発生しなくなる温度は 700°C であると主張している。三陸沖のプレート間付近の平均的キュリー点深度を 40 km とし この小林の説に従うと キュリー点温度は 450~500°C と推定でき マグネタイトのキュリー点温度に近くなる。

ここでは プレート間地震に対しても下限温度を決めるファクターは温度であるとし しかも三陸沖でのデータから プレート間地震に対する断層面の下端深度(60 km)とし やはりキュリー点深度(40km)の1.5倍であるとして 議論を進める。南海トラフに対してこの関係が成立するかどうか現在のところ不明であるが 今後地磁気データが蓄積されれば この議論の妥当性が検証できるであろう。

6. 標準的断層面

最大地震に対する断層の大きさを決めるには まず断

表1 キュリー点深度(D)とLから推定したマグニチュード(M(L))およびSから推定したマグニチュード(M(S))の関係を示すモデル1(標準モデル)

| (a) Intraplate | | | (b) Interplate | | |
|----------------|------|------|----------------|------|------|
| D(km) | M(L) | M(S) | D(km) | M(L) | M(S) |
| 6 | 7.0 | 6.8 | 6 | 7.1 | 6.9 |
| 8 | 7.1 | 7.0 | 8 | 7.2 | 7.1 |
| 10 | 7.2 | 7.1 | 10 | 7.3 | 7.3 |
| 12 | 7.3 | 7.2 | 12 | 7.4 | 7.4 |
| 14 | 7.4 | 7.3 | 14 | 7.5 | 7.5 |
| 16 | 7.5 | 7.4 | 16 | 7.6 | 7.6 |
| 18 | 7.5 | 7.5 | 18 | 7.7 | 7.6 |
| 20 | 7.6 | 7.5 | 20 | 7.7 | 7.7 |
| 22 | 7.6 | 7.6 | 22 | 7.8 | 7.8 |
| 24 | 7.7 | 7.7 | 24 | 7.8 | 7.8 |
| 26 | 7.7 | 7.7 | 26 | 7.9 | 7.9 |
| 28 | 7.8 | 7.8 | 28 | 7.9 | 7.9 |
| 30 | 7.8 | 7.8 | 30 | 7.9 | 8.0 |
| 32 | 7.8 | 7.9 | 32 | 8.0 | 8.0 |
| 34 | 7.9 | 7.9 | 34 | 8.0 | 8.1 |
| 36 | 7.9 | 7.9 | 36 | 8.0 | 8.1 |
| 38 | 7.9 | 8.0 | 38 | 8.1 | 8.1 |
| 40 | 8.0 | 8.0 | 40 | 8.1 | 8.2 |

層の傾斜角を考慮して幅Wをキュリー点深度の1.5倍の値から求め つぎに何らかの方法でWから長さLを推定すればよい。傾斜角は断層ごとにかなり異なるが過去の大地震に対する断層モデルからプレート間地震に対しては約30° プレート内地震に対しては約60° という平均的傾斜角が得られるので この値を採用する。LとWの関係は断層パラメータ資料を用いて推定しよう。

図4は プレート間地震34 プレート内地震22の計56個に対して求めたLとWの関係である。データはかなりばらつきが一応の回帰直線は引けそうである。この場合Wが大きいとLの推定誤差も大きくなるので回帰直線の傾きに対する誤差も考慮しなければなら

ない。回帰係数の標準誤差をも考慮して $L = (2.09 \pm 0.22)W + (9.3 \pm 12.4)$ と求まる。図の波線は95%信頼区間を示す。この関係はGeller(1976)による $L/W \approx 2$ Ohnaka(1978)による $W/L = 0.489$ 調和的である。

一般にプレート間地震とプレート内地震に対する断層のサイズは大きく異なるので別々に扱えばプレート間地震の場合

$$L = (1.45 \pm 0.40)W + (62.1 \pm 28.9)$$

プレート内地震の場合

$$L = (0.36 \pm 0.28)W + (13.4 \pm 3.7)$$

と求まりやはり傾向に違いがみられる。

ただしプレート内地震ではばらつきが大きく回帰直線を適用すること自体に無理があるかも知れない。しかしWに対するLの上限を考える場合には 適当な信頼限界を

採用すればこの問題はある程度回避できるであろう。

7. 最大地震マグニチュードのゾーニング

これまでの議論をまとめると以下ようになる。

- (1) キュリー点深度の1.5倍を下端とする断層を考える。ただし 上端は地表にとる。
- (2) 傾斜角として プレート間地震は30° プレート内地震は60° とする。
- (3) こうして求めたWからLを推定する。
- (4) $\log L$ とMおよび $\log S$ とMの関係式を用いてMを推定する。この方式に対して 次の二つのモデルを考える。

① $\log L$ とMおよび $\log S$ とMの式として プレート間地震およびプレート内地震それぞれに対する標準式を採用し LとWの関係式は全データに対する標準式を用いる。このモデルをモデル1とし 標準モデルと考える。

② $\log L$ とMおよび $\log S$ とMに関しては 67%信頼限界を採用してMを大きめに評価する。LとWに関しては プレート間地震 プレート内地震それぞれに対する95%信頼限界を採用して Lを大きめに評価する。このモデルをモデル2とし 限界モデルと考える。

それぞれのモデルに対するキュリー点深度

表2 モデル2(限界モデル)

| (a) Intraplate | | | (b) Interplate | | |
|----------------|------|------|----------------|------|------|
| D(km) | M(L) | M(S) | D(km) | M(L) | M(S) |
| 6 | 7.4 | 7.3 | 6 | 8.4 | 7.9 |
| 8 | 7.5 | 7.4 | 8 | 8.4 | 8.0 |
| 10 | 7.5 | 7.5 | 10 | 8.5 | 8.1 |
| 12 | 7.6 | 7.6 | 12 | 8.5 | 8.2 |
| 14 | 7.6 | 7.7 | 14 | 8.5 | 8.3 |
| 16 | 7.7 | 7.7 | 16 | 8.6 | 8.3 |
| 18 | 7.7 | 7.8 | 18 | 8.6 | 8.4 |
| 20 | 7.8 | 7.9 | 20 | 8.6 | 8.4 |
| 22 | 7.8 | 7.9 | 22 | 8.7 | 8.5 |
| 24 | 7.8 | 8.0 | 24 | 8.7 | 8.5 |
| 26 | 7.9 | 8.0 | 26 | 8.7 | 8.6 |
| 28 | 7.9 | 8.1 | 28 | 8.7 | 8.6 |
| 30 | 7.9 | 8.1 | 30 | 8.8 | 8.7 |
| 32 | 8.0 | 8.1 | 32 | 8.8 | 8.7 |
| 34 | 8.0 | 8.2 | 34 | 8.8 | 8.7 |
| 36 | 8.0 | 8.2 | 36 | 8.8 | 8.8 |
| 38 | 8.0 | 8.2 | 38 | 8.8 | 8.8 |
| 40 | 8.1 | 8.3 | 40 | 8.9 | 8.8 |

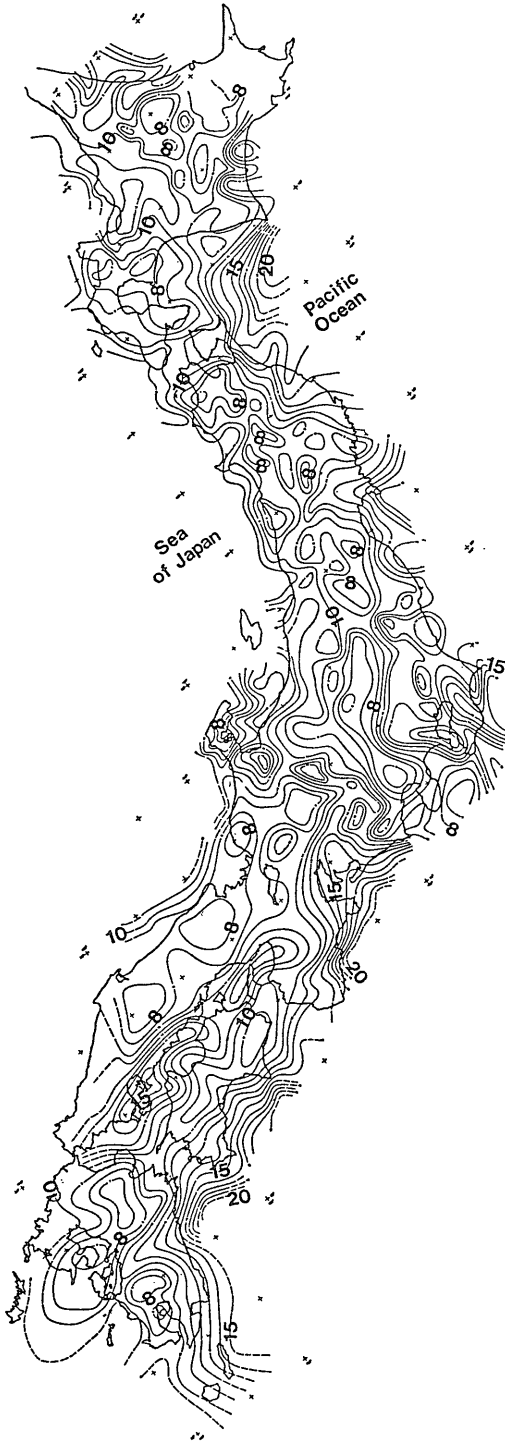


図5 日本列島におけるキュリー点深度分布 (単位は km).
(大久保 1984)

とマグニチュードの関係を表1 2に示した。モデル2のプレート間地震に対してLから求めたマグニチュードがSから求めたものよりもかなり大きい。標準モデルとの比較で考えるとSから求めたものの方が適切であろう。これはWから推定したLの評価がMの評価に大きく効いていることを示しておりSの場合には2次元要素のうち1次元のみに過大評価の影響が現れることになるためであろう。

このようにキュリー点深度と地震のマグニチュードとの間の関係を何とか求めてきたが一つ問題が残っている。実はLとWの関係を導く際に濃尾地震を除外しているのである。この地震はW14kmに対し114kmのLをもちL/Wは10に近い。わが国においてはこれは例外的であろうがサンアンドレアス断層や北アナトリア断層帯のようなトランスフォーム断層ではよくみられることである(Mogi, 1987)。濃尾地震がトランスフォーム断層で発生したとは考えられないので別の解釈が必要であろう。

ここでは以下のように考える。濃尾地震の断層面は5枚の小断層面から成り立っており小断層面のサイズは15km(W)×20km(L)程度である(Mikumo and Ando, 1976)。したがって基本的にはプレート内地震に対するLとWの関係は成立しておりたまたま数枚の断層が何らかの理由で同時に活動したと考えられないだろうか。もしこの仮説が正しいとすれば地震のマグニチュードを考える場合常にこの可能性を考慮しなければならないことになる。

一般に個々の断層が長くしかも断層の密度が高ければ濃尾地震のような例外的地震が発生する確立は高いことが予想される。日本の活断層分布からこのような特徴をもつ地域を抽出するとプレート境界を除けば中部地方と中央構造線近傍が上げられる(活断層研究会1980)。したがってこの地域に対してはキュリー点深度から求めたMに加えて濃尾地震タイプの地震を考慮することとする。ただしこの可能性は限界地震(モデル2)に対してのみ考慮し標準的地震マグニチュード分布では無視した。

用いたキュリー点深度データは前述の三陸沖に対する図3および図5に示す陸域のデータである(大久保1984)。さらに最近水路部が行った解析の結果(図6および九州西方海域)も一部使用している。日本海東縁部はプレート境界であるという立場をとっているが沈み込みは明瞭ではない。そこで図6に示したキュリー点深度データをそのまま用いプレート間地震に対する関係式を適用した。

結果を図にまとめると標準地震モデル(モデル1)



図6 日本海における
キュリー点深度
(単位は km).

を示す図7 限界地震モデル (モデル2) を示す図8のようになる。ただし 南海トラフにおけるキュリー点深度データはないので 東北日本におけるサブダクションと同様に扱った。

8. まとめ

地震のマグニチュードは断層面が与えられると経験的に求めることができる。しかし ある地域における最大地震に対する断層面を推定する方法はこれまでのところない。そこでわれわれは二つの点に着目し 断層面の推定を試みた。一つは 断層面の下端を規定する要素は温度であり 限界温度に対する深さはキュリー点深度から推定できるということ もう一つは 断層の幅と長さとの関係は ある経験式に従うということである。

細部においてはかなり大胆な抽象化を行っており 最終結果の妥当性も今後検討されなければならないが 一応のゾーニングができたのであえて報告することにした。海洋地域におけるキュリー点深度データ等 今後データ整備が進むにつれ さらに詳細なゾーニングが行わ

れることが望まれる。

謝 辞：本稿は地質調査所における研究発表会での講演内容をまとめたものである。研究発表会を主催された関係各位に感謝致します。また 小林洋二氏 および伊藤潔氏からは貴重なご意見を賜ったことを記して 感謝の意を表します。

文 献

Brace, W. F., Recent laboratory studies of earthquake mechanics and prediction, *J. Phys. Earth, Suppl.*, 185-202, 1977.

Brace, W. F. and J. D. Byerlee, Stick-slip as a mechanism for earthquakes, *Science*, 153, 990-992, 1966.

Geller, R. J., Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1501-1523, 1976.

Honda, S., Thermal structure beneath Tohoku, Northeast Japan—a case study for understanding the detailed thermal structure of the subduction zone, *Tectonophysics*, 112, 69-102, 1985.

伊藤 潔, 地殻内地震の深さの下限分布と熱的構造および内陸大地震 地震学会講演予稿集 No. 1, 38, 1988.

Kanamori, H. and D. L. Anderson, Theoretical basis of

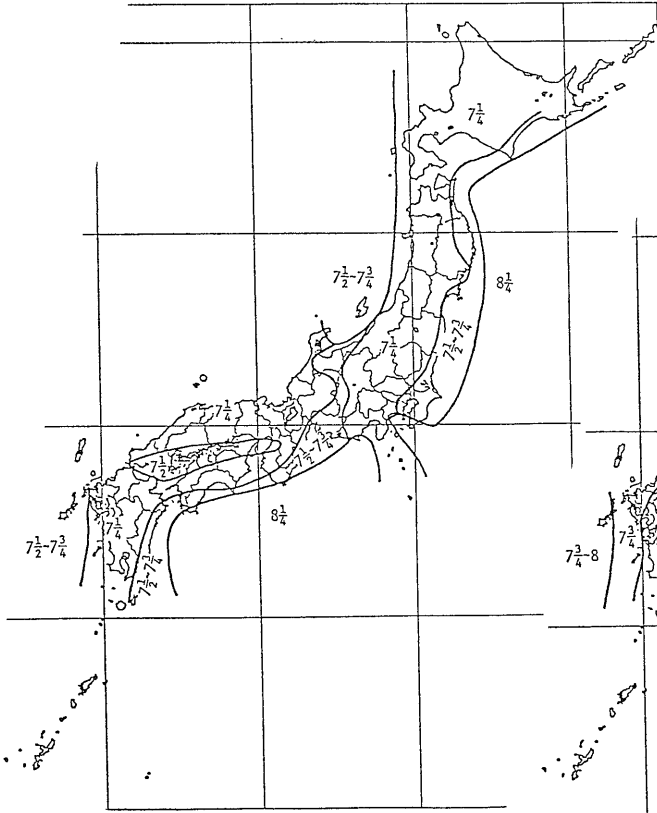


図7 日本列島における最大地震マグニチュード分布に関する標準モデル。

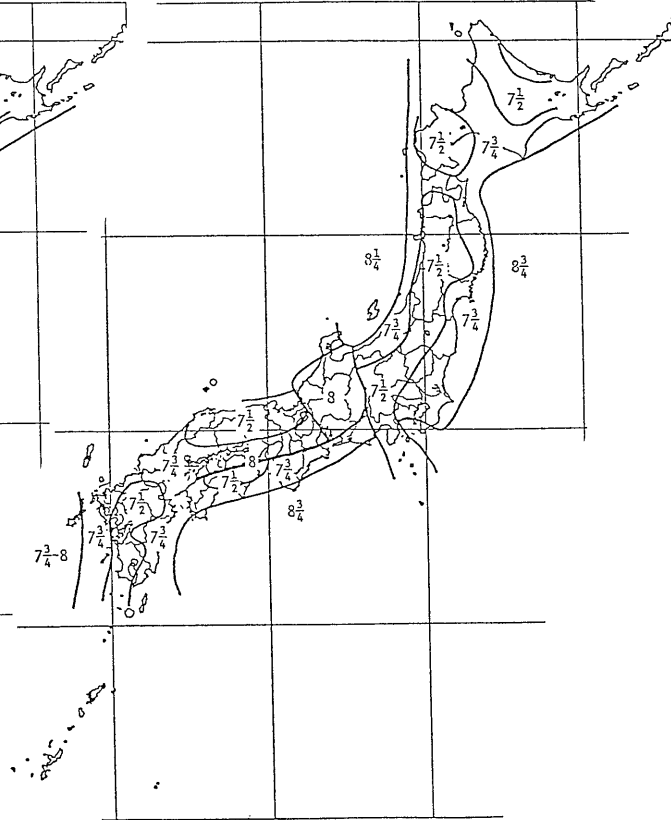


図8 日本列島における最大地震マグニチュード分布に関する限界モデル。

some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 65, 1073-1095, 1975.

活断層研究会 日本の活断層一分布図と資料 東大出版会 363 pp., 1980.

小林洋二 西南日本および中央日本における微小地震の震源分布と地表熱流量との関係 地震予知シンポジウム (1976), 184-193, 1976.

Mikumo, T. and M. Ando, A search into the faulting mechanism of 1891 great Nobi earthquake, *J. Phys. Earth*, 24, 63-87, 1976.

Mogi, K., The relation between the duration of long-term precursors and the magnitude of the subsequent earthquake, *Tectonophysics*, 142, 163-172, 1987.

Ohnaka, M., Earthquake-source parameters related to magnitude, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 45-66, 1978.

大久保泰邦 全国のキュリー点解析結果 地質ニュース 362-10, 12-17, 1984.

大久保泰邦 地熱探査とキュリー点解析 地熱エネルギー 11, 369-394, 1986.

Sato, R., Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude, *J. Phys' Earth*, 27, 353-372, 1979.

Seno, T., Is northern Honshu a microplate?, *Tectonophysics*, 115, 177-196, 1985.

Shimamoto, T., The origin of large or great thrust-type earthquakes along subducting plate boundaries, *Tectonophysics*, 119, 37-65, 1985.

Sibson, R., Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 151-163, 1982.

Stesky, R. M., W. F. Brace, D. K. Riley, and P. Y. F. Robin, Friction in faulted rock at high temperature and pressure, *Tectonophysics*, 28, 177-203, 1974.

van den Beukel, J. and R. Wortel, Temperatures and shear stresses in the upper part of a subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 1057-1060, 1987.