

気象庁広帯域地震観測網による CMT 解析

中村浩二*・青木重樹**・吉田康宏***

Centroid Moment Tensor Analysis by using the JMA Broadband Seismic Observation Network

Koji Nakamura*, Shigeki Aoki**, Yasuhiro Yoshida***

(Received December 7, 2001; Accepted January 31, 2003)

ABSTRACT

The CMT (Centroid Moment Tensor) inversion analysis of earthquakes whose M_j (JMA magnitude) is greater than 5 around Japan using the broadband seismographs of the JMA (Japan Meteorological Agency) network has been managed since 1994. The processing technique is based on the methods developed by Dziewonski *et al.* (1981) and Kawakatsu (1989). In analyzing large earthquakes (the moment magnitude M_w is mostly greater than 7.5), inversion of the focal mechanism solution sometimes occurs because of inverted fitting of the waveform data. To avoid this, we introduced a technique, to give an initial value of the centroid time shift based on the scaling law.

Comparing the CMT data of the JMA with that of Harvard University between 1994 and 2000, it was shown that the average difference of M_w is 0.01, and the similarity of the nodal plane solutions is high. For shallow inland earthquakes of less than M_j 5.5, it was shown that M_w is systematically smaller than M_j . For offshore interplate earthquakes of less than M_j 6, it was shown that M_w is larger than M_j ; and on the contrary, for earthquakes of M_j 6 or higher, it was shown that M_w is smaller than M_j . For deep earthquakes of less than M_j 6, it was shown that M_w is larger than M_j . Investigating the CMT catalogue, we can say that a significant non-double couple component is obtained for deep earthquakes whose depth is deeper than 100km. This tendency is consistent with the result obtained by Kuge and Kawakatsu (1993). In almost half of the cases in this study, the difference of position between the hypocenter and the centroid is larger than the linear dimension of the aftershock region estimated by the empirical formula (Utsu, 1961).

1 はじめに

1993年7月23日に発生した北海道南西沖地震では多数の人が津波により亡くなった。この地震を契機に気象庁では津波予報をより早く出すことを目的として、全国150カ所に津波地震早期検知網という新しい地震計のネットワークを展開した。各観測点には短周期高感度速度型地震計と加速度型強震計が設置され、微小地震から強震動まで振り切れることなく地震動を記録

することが可能となった。そして、これら150点のうち20点にはSTS-2の広帯域速度型地震計が設置された。この広帯域地震計は短周期から長周期までの広い帯域の速度波形を観測することが可能である。

気象庁では広帯域地震計の導入に伴い、地震波形を用いたメカニズム決定手法として実績があり、安定して解を得ることができるCMT法を1994年から試験的に導入した。CMTについての解説は、吉田(1994)のほ

* 気象庁地震火山部地震予知情報課

** Earthquake Prediction and Information Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency

*** 文部科学省研究開発局地震調査研究課

**** Earthquake Research Division, Research and Development Bureau, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology

***** 気象研究所地震火山研究部

***** Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

か詳しい解説がいくつかある (例えば川勝, 1991; Dzierwonski and Woodhouse, 1983).

広帯域地震計を用いた地震の発震機構の解析方法は, 大学や研究機関等で以前からいくつかの方法が研究されている。

ハーバード大学(Ekström, 1993), アメリカ地質調査所(Sipkin, 1994), 地震研究所(Kawakatsu, 1995)は全世界に展開されている広帯域地震計のデータから表面波及び実体波を用いてメカニズムを決定し, 電子メール等で即時的に結果を流している。これらの機関で使われている手法では遠地波形を用いているために表面波が到達するまで波形取得を待たなければならず, 解を公表するまで地震発生後から 30 分以上かかる。

また, 遠地実体波を用いた解析手法としては Kikuchi and Kanamori (1991)があるが, サブイベント数の決め方などに任意性があり人手によるチェックが必要となる。日本国内など地域的なネットワークを用いた例としては, 福島・他(1987), Fukushima *et al.* (1989)が広帯域地震計の記録を用いて CMT 解をどれくらいの精度, 時間で求められるかを考察している。その結果, 原理的には 1 点の観測点で 10 分間の記録があれば発震機構解が求まることがわかった。しかしながら実際の記録ではノイズが乗っているなどの問題があり, 必ずしも 1 点ではうまく決定できないことも示された。福山・他 (1998)は日本全国に新たに展開された広帯域地震観測網(福山・他, 1996)の記録から地震の規模によって使用する帯域を選択し, 表面波部分を合わせて発震機構解を決定する手法を開発している。この手法では, 地震発生後 10 分程で解を得ることができる。彼らは 3 観測点の記録があれば信頼できる解が得られるとしている。ただし, M 7 以上の大きな地震について安定した解が得られるかは未知である。また, Kikuchi and Kanamori (1991)の手法を近地記録に適用した解析例(堀・他, 1999)もあるが, 破壊の継続時間などは仮定をしなければならないなど必ずしも一意的に解を求めることができない。久家(1999)は近地強震波形を用いた発震機構解及び破壊過程の自動決定の手法を開発したが, 津波を起こすような海域の地震についての適用例がない。

気象庁ではこれらの方法のうち, 波形を用いた発震機構決定手法として実績があり, 安定して解を得ることができる CMT 法を気象庁の広帯域地震観測網に適用

した。本稿では, 気象庁における CMT 解析の概要と, これまで 7 年余りの CMT 解析結果をもとにして, 気象庁の CMT 解の特性や信頼性についての評価結果を示す。

2 観測網

気象庁の広帯域地震計観測点を Fig. 1 に示す。観測点の数は 20 点で, その内訳は北海道 3 点, 本州 8 点, 四国 1 点, 九州 3 点の他, 伊豆小笠原諸島に 2 点, 南西諸島に 3 点である。これらの観測点は気象庁の津波地震早期検知網の一部であり, Fig. 1 に示した観測点では広帯域地震計の他に, 短周期高感度速度型地震計と加速度型強震計が併設されている。

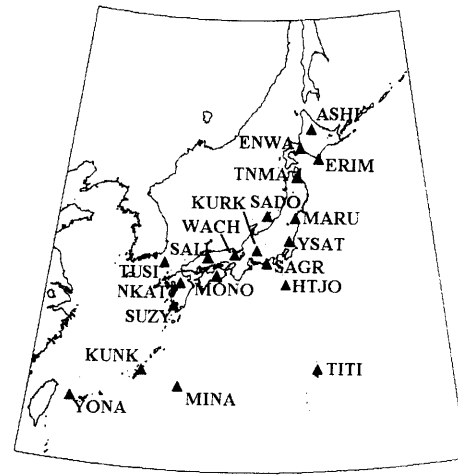


Fig.1 Station map of JMA STS-2 seismographs

設置されている広帯域地震計はストレックイセン社の STS-2 地震計である。この地震計は 0.01~10Hz の周波数帯域ではほぼフラットな応答特性 (Fig. 2) を持つ負帰還型センサーを使用し, 広い帯域で安定した高感度の観測を可能にしている。次節で示すように CMT 解析には長周期まで安定して記録された地震波形を必要とするため, この STS-2 地震計を使用している。

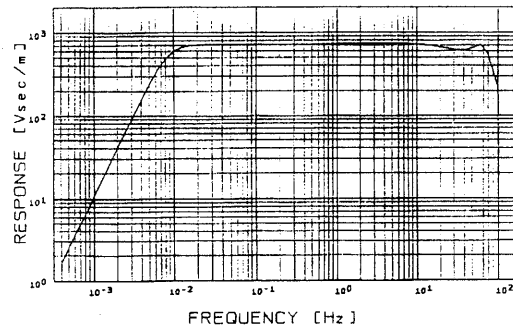


Fig.2 Velocity response curve of STS-2 seismograph

なお、精密地震観測室（長野県長野市松代町）には、IRIS Global Seismic Network の観測点として STS-1 型の広帯域地震計が設置されているが、現在のところ気象庁の CMT 解析には使用していない。

3 解析手法

長周期波形を用いた発震機構解の解析は広帯域地震計が全世界に展開された 1980 年代に入ってから急速に進歩した。代表的なものとして、地震の波形を地球の自由振動のノーマルモードの足し合わせとして表し、インバージョンでモーメントテンソルと破壊の重心（セントロイド）を求める CMT 法が開発された (Dziewonski *et al.*, 1981; Kawakatsu, 1989)。我々はこの手法を用いて解析を行っている。以下に解析手法の概要を述べる。CMT 手法の詳細については Dziewonski and Woodhouse (1983) に述べられている。

地球は有限の大きさを持っている弾性体とみなすことができる。このため地震によって衝撃を与えられると地球全体が振動を始める。この現象を地球の自由振動と呼ぶ。自由振動理論の詳細については色々な教科書がある(例えば、阿部, 1991; Aki and Richards, 1980)。地球の自由振動には幾つかの振動様式があり、これをモード (mode) と呼ぶ。また弦の振動と同様に地球で起こる振動はすべて自由振動の各モードの足し合わせとして表現することができる。式で書くと

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \sum_k \mathbf{a}_k(t) \mathbf{s}_k(\mathbf{x}) \quad (1)$$

となる。添え字の k はモードを表す。 \mathbf{x}, t はそれぞれ位置と時刻を表す。 $\mathbf{s}_k(\mathbf{x})$ は各モードの固有関数、 $\mathbf{a}_k(t)$ は各モードの重みである。

次に地震によって自由振動が励起される場合を考える。地震の発震機構はモーメントテンソルで表す。また、地球は球体であるので、座標系として球座標系 (r, θ, ϕ) を採用する。以下、 r, θ, ϕ の添え字は、点 (r, θ, ϕ) における局所直交座標系の成分を示すこととし、 r は鉛直方向、 θ は南北方向、 ϕ は東西方向を表す。モーメントテンソルの成分は全部で 9 個あるが、対称性を考慮すると 6 個になるので、球座標系の場合 $M_{rr}, M_{\theta\theta}, M_{\phi\phi}, M_{r\theta}, M_{r\phi}, M_{\theta\phi}$ が独立な 6 成分になる。 M はテンソルであるが、今後は簡単のため M_i ($i = 1 \sim 6$) のように書く。点震源を仮定し、モーメントの時間微分が δ 関数になる

($\dot{M}_i(t) = M_i \delta(t)$) とすると、このとき(1)は

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \sum_{i=1}^6 \phi_i(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s; t) M_i \quad (2)$$

と書き直すことができる。 \mathbf{x}_s は震源の位置、励起関数 ϕ_i は各モードの固有周期、固有関数、震源と観測点の位置関係だけから決まる関数で、地球の地震波速度構造と減衰構造を与えれば計算できる。(2)式は理論波形がモーメントテンソルの各成分 M_i と励起関数 ϕ_i の線形結合として表されることを示している。 ϕ_i が計算できれば観測波形と理論波形の差

$$\left| \mathbf{u}_{obs}(\mathbf{x}, t) - \sum_{i=1}^6 \phi_i(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s; t) M_i \right|^2 \rightarrow \min \quad (3)$$

を最小にするようにモーメントテンソルの成分を決定できる。

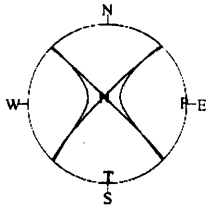
(3)を満足するように M_i ($i = 1 \sim 6$) を求めることをモーメントテンソルインバージョンという。

モーメントテンソルを用いて理論波形を求める時、地震は時空間上で点震源で表されると仮定した。この時、点震源をどの場所に置けばよいかを考える。実際の地震の破壊域は時間的、空間的に有限の広がりを持っている。P 波や S 波の読みとりから決定される震源の位置は破壊の開始点を表しているにすぎない。地震波の励起としては破壊の開始点 (震源) よりも大きな破壊が起きた場所・時間のほうが大きくなる。つまり全体の破壊を点で代表させて理論波形を計算する場合には「破壊の重心」に点震源を置いた方が観測波形をよりよく表現できる。この破壊の重心のことを「セントロイド」と呼ぶ。

実際に解析を行う際には P 波や S 波の読みとりから決定された位置を点震源の初期値として波形を計算する。しかしながら前述のように震源決定で求められた場所と時間は破壊開始点を表しており、一般的にはセントロイドの位置とは異なっているため、観測波形と理論波形の間に差が生じる。これは特に破壊領域の大きな地震、つまりマグニチュードの大きな地震で顕著になる。そこで観測波形と理論波形の差が小さくなるように点震源の位置とモーメントテンソル各成分の大きさを調整する。これは非線形インバージョンであるため逐次的に決定される。(2)式を観測波形と初期モーメントテンソル解の理論波形 $\mathbf{u}^{(0)}$ とのずれで表すと、

$$\mathbf{u}_{obs} - \mathbf{u}^{(0)} = \mathbf{b}\delta r + \mathbf{c}\delta\theta + \mathbf{d}\delta\phi + \mathbf{e}\delta t_0 + \sum_{i=1}^6 \Phi_i^{(0)} \delta M_i \quad (4)$$

1998/5/4 8:30:18.8
22.422N 125.417E H= 33.0
NEAR ISHIGAKI



HTJO KUNK MONO NKAT SAJZ SUZY TITI
YONA

$M_0=2.39 \times 10^{20} \text{Nm}$ ($M_w=7.5$)
(strike/dip/slip): 224/82/176 314/87/ 8
T-axis: $M_0=2.28$ $plg=8.3$ $azi=179.5$
N-axis: $M_0=0.22$ $plg=81.0$ $azi=337.2$
P-axis: $M_0=-2.49$ $plg=3.4$ $azi=89.0$
 $\epsilon=-0.09$ Variance Reduction=55.2%

latitude	longitude	depth	time
22.036(0.003)	125.498(0.002)	38.594(0.176)	17.348(0.008)

Fig.3 An example of CMT analysis to the Mj 7.5 earthquake near Ishigakijima, 4 May 1998.

a) CMT mechanism solution

となる。(4)式を解くことによって10個のパラメータ $\delta r, \delta \theta, \delta \phi, \delta t_0, \delta M_i$ ($i=1 \sim 6$) を求め、逐次的にモーメントテンソルとセントロイドを得る。ただし、(4)式の $u^{(0)}, \phi_i^{(0)}$ ($i=1 \sim 6$)、 b, c, d, e は、それぞれ初期モーメントテンソル解の理論波形、初期セントロイド位置での励起関数と、その位置と時間に関する偏微分係数であり、地震波速度構造等を仮定すれば計算できるものである。これをCMT (セントロイドモーメントテンソル) インバージョンと呼ぶ。ただし、この手法では深さ方向の変化に対する理論波形の変化が少ないため、(4)式の δr が必要以上に大きくなる場合が多く、そのまま用いると計算が不安定になる。そのため、実際の計算では算出した値 (δr) を0.6倍 (0.6は経験的に採用された数値) したものをインバージョンに用いている。また、震源が浅いとモーメントテンソルの成分 M_{ro}, M_{ro} が不安定になる (Kanamori and Given, 1981) ので深さが10kmより浅くなった場合は10kmにまで戻して計算を行う。セントロイドの位置を逐次的インバージョンで求めた場所に固定し、モーメントテンソルインバージョンを行い、最終解とする。

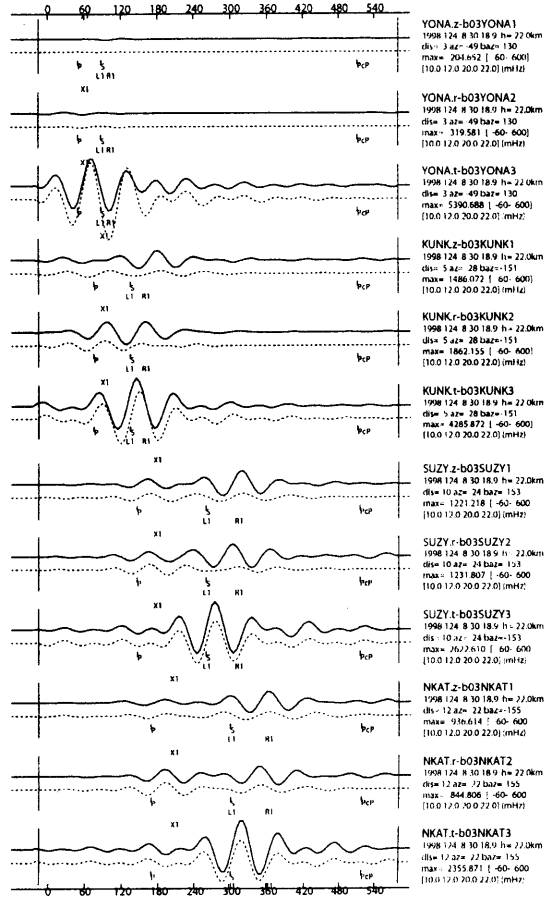


Fig.3 An example of CMT analysis to the Mj 7.5 earthquake near Ishigakijima, 4 May 1998.

b) Comparison of observed and calculated waveforms at 4 stations (YONA, KUNK, SUZY, NKAT). The horizontal axes on the top and bottom show the time (sec) from the origin time. The solid curves are observed waveforms and the dashed curves are calculated waveforms.

各モードの固有関数と固有周期は、1066Aモデルの地震波速度構造 (Gilbert and Dziewonski, 1975) を仮定して求められた Buland and Gilbert (1976) の結果を用いた。通常地震では体積変化はないので、モーメントテンソルの対角成分の和は0になる ($M_{rr} + M_{\theta\theta} + M_{\phi\phi} = 0$) という拘束条件を加えて自由度を1個減らした。ハーバード大学によるCMT解は周期100秒以上のマンテル表面波と周期100秒から50秒の長周期実体波を用いている。我々は日本周辺の地震を対象とすることから、長周期実体波を主な解析対象とした。短周期側は Buland and Gilbert (1976) で計算されている一番短周期側の45秒に設定した。長周期側は STS-2 の応答特性が周期100秒以上で落ち始めることと、気象庁の観測点が必ずしも広帯域地震計設

置に適している場所ではないために長周期のノイズが大きい点があることを考慮して100秒に設定した。

波形は主に発震時から10分間のデータを用いたが、観測記録の状況によっては変更することもあった。日本及び日本近海で起きる地震を対象とした場合、10分間の波形記録の中には実体波及び表面波など数多くの相が含まれる。そのため少数の観測点の記録でも発震機構を決定することが可能である。Fig. 3に1998年5月4日8時30分に石垣島近海で起きた地震(気象庁マグニチュード M_j 7.6)を解析した結果を示す。観測波形(実線)と理論波形(破線)の比較を見ると、狭帯域で位相のずれが0になる(因果律を満たさない)フィルターをかけているので初動の位置を特定できないことがわかる。

約100秒までの周期を用い地域的なデータのみを用いた解析では地震の破壊継続時間が長くなると発震機構が反転するという現象が起きる。これはセントロイド時間のずれが波形の卓越周期の半分より長くなった時、インバージョンで残差の局所的な最小位置に収束してしまうために発生する。1例として上述の石垣島近海で起きた地震を取り上げる。セントロイド位置と時間を固定してインバージョンを行った結果をFig. 4に示す。固定したセントロイド時間のずれを横軸に、インバージョンによる残差改善度(variance reduction)を縦軸に示す。この地震のモーメントマグニチュード(以下 M_w)は7.5であるから、地震のスケ

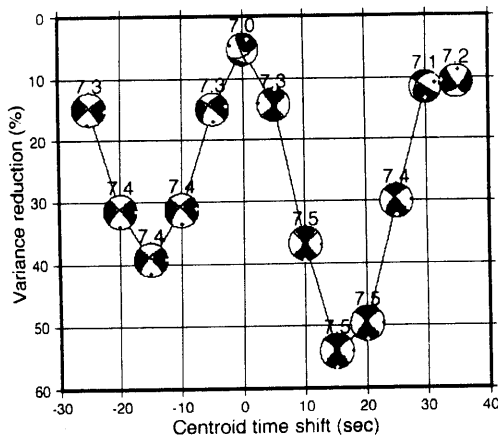


Fig.4 Variance reduction diagram corresponding to each centroid time shift (τ) for the same earthquake as in Fig.3.

Each focal mechanism and M_w value is shown on the corresponding to the τ value. Although the optimal solution is obtained at $\tau = 15$ sec, the local minimum variance reduction is found at $\tau = -15$ sec, revealing an inverted mechanism solution.

ーリング則より時間のずれが15秒付近に見られる残差の底が最適解ということになる。しかしながら、時間のずれが-15秒付近にも局所的な最小値があることがわかる。但し、残差改善率は明らかに15秒付近のほうが良いし、求められた発震機構解は-15秒の場合は反転している。これは波形に周期100秒から50秒という狭帯域で因果律を満たさないフィルターをかけたために初動が不明瞭となり、波形の卓越周期の半分(この場合30秒)だけずらして発震機構を反転させると残差が小さくなるということを示している。初期値を残差改善のピーク付近(石垣島近海地震の例だとセントロイド時間のずれ=0)に置くと両側に残差改善の谷があるのでインバージョンにおいて-15秒の局所的な最小値に収束する場合もあり得る。以上のことからわかるように、これはセントロイド時間のずれが15秒以上という非常に大きな地震(だいたい M_w 7.5以上に相当する)の時のみ起きる現象である。

この現象を避けるために我々は地震モーメントの大きさは発震機構が反転して求められた場合にも大きく変わらないことに注目した。地震の規模と破壊の継続時間の間にはスケール則が成立し、地震モーメントは継続時間の3乗に比例することが知られている(例えば Furumoto and Nakanishi, 1983)。実際に決定したCMT解の M_w とセントロイド時間のずれの関係をFig. 5に示す。

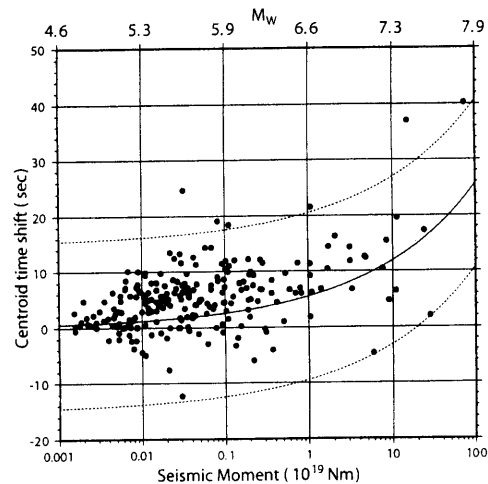


Fig.5 Distribution of the centroid time shift (coordinate) against seismic moment (abscissa). The top horizontal scale shows M_w corresponding to the bottom scale of seismic moment ($10^{19}Nm$). The solid curve shows the formula(5) in the text and the dotted curves reveal the 15 second shift below and above the solid curve.

我々は Fig. 5 の結果とスケーリング則を基に, Furumoto and Nakanishi(1983)とハーバード大学の CMT 解の結果を考慮して, 平均的なセントロイド時間のずれとして

$$M_0 = 5.9 \times 10^{16} \tau^3 \quad (5)$$

を仮定した. ここで M_0 は地震モーメント (Nm), τ はセントロイド時間のずれ (秒) を示す. Fig. 5 からセントロイド時間のずれはほぼ仮定した式 ± 15 秒の中におさまることがわかる. また 1994 年に起きた三陸はるか沖地震のように初期破壊と主破壊の間の時間差が大きい場合もある.

そこで CMT 計算に以下の計算アルゴリズムを採用することにした. 最初のモーメントテンソルインバージョンで求められた M_0 を基にスケーリング則より τ を計算する. この τ の値を 1 回目の逐次インバージョンで用いるセントロイド時間のずれの初期値として与える. この操作により, 巨大地震を解析した際に起きる発震機構の反転の大部分を抑えることができるようになった.

4 1994~2000 年の気象庁の CMT 解

4. 1 概要

1994 年 9 月から 2000 年までの 6 年 4 ヶ月の間に, 主に M_w 5.0 以上の地震に対して 229 個の気象庁の CMT 解が求められている (Fig. 6, Table 1). その中で M_w が最大のもは 1994 年 12 月 28 日の三陸はるか沖地震で 7.8 となっている. 実際にこの期間に日本周辺で発生した最大の地震は北海道東方沖地震 (1994 年 10 月 4 日 M_w 8.2) であるが, 試験的な CMT 決定を開始して間もなかったため, プログラム等の不調で決定できなかった. 一方, M_w 5.0 以下の地震についても, 14 個の決定例があるが, 一般的には M_w 5.0 以下の場合解が決まる事例は少なく, またその決定精度も低い.

同じ期間の気象庁の P 波初動極性による発震機構解と比較すると, 日本周辺の M_w 5 以上の地震 685 個のうち, P 波初動による発震機構解が決まっている地震が 172 個であるのに対して, CMT 解が決まっている地震は 211 個となっている. 一般に P 波初動の発震機構解析は海域で発生する地震の発震機構決定能力が低い. この差は, 海域の地震に対しても CMT 解析の有効性が高いことを示していると考えられる.

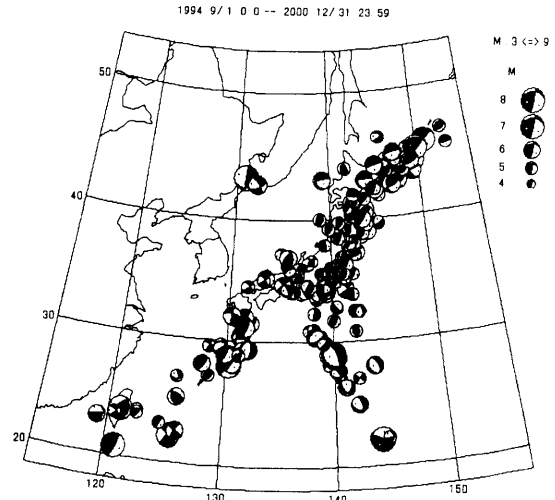


Fig.6 Epicenter distribution of routinely determined CMT solutions

4. 2 ハーバード大 CMT 解との比較

ハーバード大学の CMT 解は, 一般に信頼度が高く 1977 年から 25 年以上にわたって世界で標準的な CMT カタログとして利用されている. 気象庁が行っている CMT 解析の手法はハーバード大学が行っている CMT 解析の方法と基本的には同じであるが, 観測網は前者が日本国内に限定される一方で, 後者は全地球的な観測網を利用している. ここでは, 気象庁とハーバード大学の CMT 解の比較を行い, 気象庁の CMT 解の妥当性を検証した.

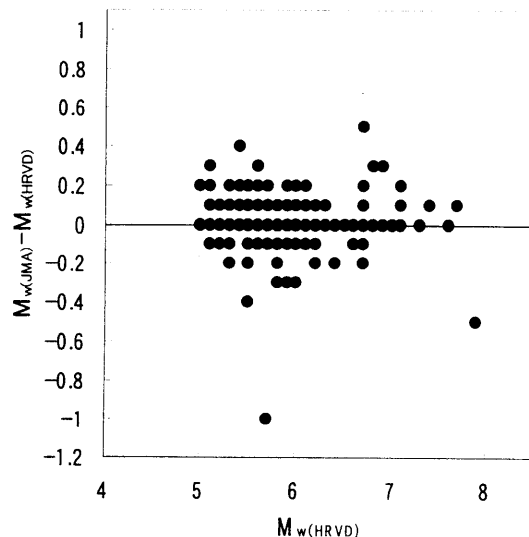


Fig.7 Distribution of moment magnitude difference $M_w(JMA) - M_w(HRVD)$ against $M_w(HRVD)$, where $M_w(JMA)$ represents the moment magnitude determined by JMA, and $M_w(HRVD)$ is the one determined by Harvard University.

1994年～2000年の間で気象庁とハーバード大学で同一の地震に対して両者の解があって比較可能な地震は190個であった。Fig. 7は、両者のモーメントマグニチュードの差の分布をプロットした図で、横軸はハーバード大学の M_w (以下この節では $M_w^{(HRVD)}$ とする)、縦軸は気象庁の M_w (以下この節では $M_w^{(JMA)}$) と $M_w^{(HRVD)}$ の差である。

$M_w^{(JMA)} - M_w^{(HRVD)}$ の全体の平均値は 0.01、分散は 0.02 である。図から分かる通り、 $M_w^{(HRVD)}$ 5.0～7.0 の範囲では $M_w^{(HRVD)}$ と $M_w^{(JMA)}$ の差は 0 の周辺に分布しており偏りも少ない。 $M_w^{(HRVD)}$ 7.0 以上では、若干 $M_w^{(JMA)}$ が大きくなる傾向も見られるがその差は小さく標本数も少ないので明瞭な傾向かどうか分からない。

地震の発震機構そのものについて、解の相似の強さをはかる Resemblance (Kuge and Kawakatsu, 1993) という尺度がある。この尺度は発震機構解から推定される地震波の放射パターンの相関をとった量でその定義は次式で与えられる。

$$(\text{Resemblance}) = \frac{\sum_{l,m} (A_{lm})_{jma} (A_{lm})_{ref}}{\left[\sum_{l,m} (A_{lm})_{jma} (A_{lm})_{jma}^* \right]^{1/2} \left[\sum_{l,m} (A_{lm})_{ref} (A_{lm})_{ref}^* \right]^{1/2}}$$

$$A_{00} = 2\sqrt{\pi} I \quad A_{20} = -\frac{2\sqrt{\pi}}{\sqrt{5}} C$$

$$A_{2,2,1} = -\frac{2\sqrt{\pi}}{\sqrt{15}} [\pm M_{rr} + iM_{\theta\theta}] \quad A_{2,2,2} = \frac{2\sqrt{\pi}}{\sqrt{15}} [D + iM_{\theta\theta}]$$

$$I = M_{rr} + M_{\theta\theta} + M_{\phi\phi}$$

$$C = (M_{\theta\theta} + M_{\phi\phi} - 2M_{rr})/3$$

$$D = (M_{\theta\theta} - M_{\phi\phi})/2$$

ここで、 M_{rr} , $M_{\theta\theta}$, $M_{\phi\phi}$, $M_{r\theta}$, $M_{r\phi}$, $M_{\theta\phi}$ は各モーメント成分。 l, m はそれぞれ 0～2 の整数。 *印は複素共役を示す。添え字の jma は気象庁 CMT 解のモーメントテンソルによること、 ref は比較対象 (本稿ではハーバード大学の CMT 解) のモーメントテンソルによることを示す。 Resemblance の数値と発震機構解の相似の度合いについての例を Fig. 8 に示した。 Fig. 8 で A で示された横ずれ断層の発震機構解と、 A の断層の走向を少しずつ変えた発震機構解 B～F の Resemblance が各発震機構解の下に示されている。 B は A と全く同じ発震機構解であるので Resemblance は 1 となる。断層の走向が少しずつ変わるにつれて、 C は 0.8, D は 0.5 と Resemblance の数値は小さくなって

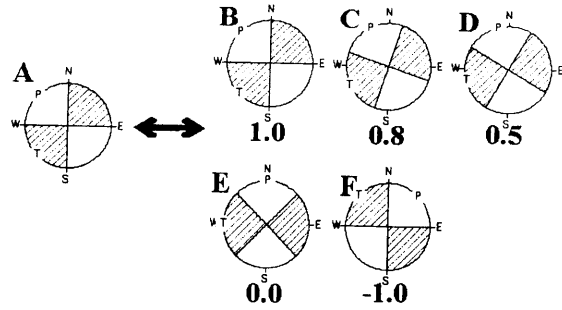


Fig.8 Mechanism change according to resemblance

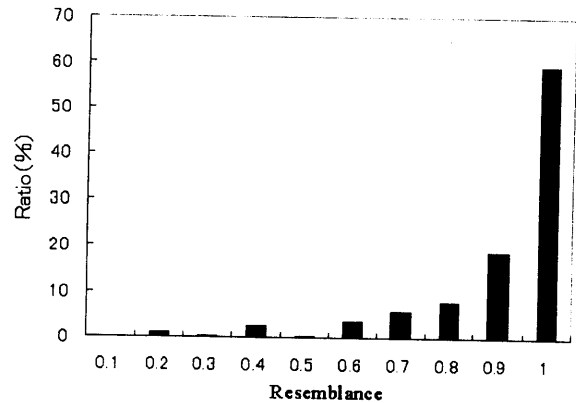


Fig.9 Mechanism resemblance of solutions determined by JMA and Harvard University

行き、走向が 45 度ずれた E では 0.0、完全に逆転した F では -1.0 となっている。

そして、気象庁とハーバード大学の CMT 解について Resemblance を計算した結果が Fig. 9 である。約 80% の地震については 0.8 以上の高い相似度を示しており、全体としてほぼ同じ発震機構解が得られていることが分かる。

以上のように、ハーバード大学の CMT 解と気象庁 CMT 解は、大きさ、発震機構ともに概ねよく対応している。ただし、Fig. 7 から分かるように、 M_w の差が -1.0 と際立って $M_w^{(HRVD)}$ が大きい地震が一つある。これは 1999 年 7 月 26 日の青森県東方沖の地震 ($M_w^{(JMA)}$ 4.7, $M_w^{(HRVD)}$ 5.7) である。これについては、同じ地震に対して決められた M_s が 4.6 で、PDE の表面波マグニチュードが 5.0 といずれも気象庁 CMT 解の M_w の方がそれぞれの値に近くなっている。そして、気象庁の初動発震機構解と気象庁 CMT 解の Resemblance が 0.87 である一方で、気象庁 CMT 解とハーバード大学の CMT 解の Resemblance が -0.42 と低くなっている。これらを総合的に判断すると、この地震では気象庁 CMT 解の方が適

正に決まっております、その M_w も適正な値であると考えられる。川勝(1990)は、1978 年 1 月 14 日の伊豆大島近海地震のハーバード大学の CMT 解が他の解析による発震機構解と大きく異なることを示して、ハーバード大学の CMT 解にも一部おかしなものが含まれている場合があると指摘している。しかし、同時にハーバード大学の CMT 解は一般的には信頼性の高いもので、リファレンスとして大いに使われるべきだとしている。

以上のことから、ハーバード大学の CMT 解を一つの標準カタログと考えるなら、気象庁 CMT 解は日本周辺で同等の品質を持ったものであると考えられる。

4. 3 気象庁 CMT 解の性質

4. 3. 1 気象庁 M_w と M_j の関係

M_j と M_w はそれぞれ異なる尺度の数値であるが、地震の大きさを表す尺度としての相互の関係を知ることは、今後それぞれのマグニチュードを利用する上で重要である。

CMT 解が得られている 229 地震のうち M_j が決められていない 1 個の地震(深発地震)をのぞく 228 地震で M_j と M_w の比較を行った。

比較に用いた M_j は、Katsumata(1999)で提案された方法に、近距離における距離減衰の修正を加えた方法で再計算されたものである。

佐藤(1989)は M_j と地震モーメントの関係性を 3 つのカテゴリー(内陸、海溝沿い、深発)に分けて検討している。ここでは、これに準じて大まかに内陸の浅い地震、海溝沿いの地震、深い地震の 3 タイプに分けて比較した。(各々の地震の区分けについては、Table 1 に示してある。)

Fig. 10 は、震央が陸域で深さが 20km より浅い地震について M_j と $M_w - M_j$ (M_w と M_j の差)を比較したものである。 M_j 5.5 以下の地震では、($M_w - M_j$)の平均値は -0.04 でほぼ 0 に近いが、 M_j 5.6 以上では平均値は -0.23 で明らかに M_j が M_w より大きくなる傾向がある。

武村(1990)は、日本の内陸の地震について、地震モーメント M_0 と M_j の経験式として次のような式を提案している。

$$\log M_0 = 1.17M_j + 17.72$$

ただし、 M_0 の単位は dyne · cm。この式によれば、 $M_w - M_j$ は M_j に対して負の傾きを持つ直線になる。実際、

Fig. 10 も上の式と同じ傾向を示しているようにも見える。武村(1990)では、この経験式のうち M_j 6.8 以上の部分については、従来の内陸の大地震に関する断層パラメータと M_j に関する経験式で説明できるとしている。武村(1990)の経験式が M_j 6.8 より小さい領域でも一般性のあるものであれば、今回の結果もそれに整合する結果と考えることができる。

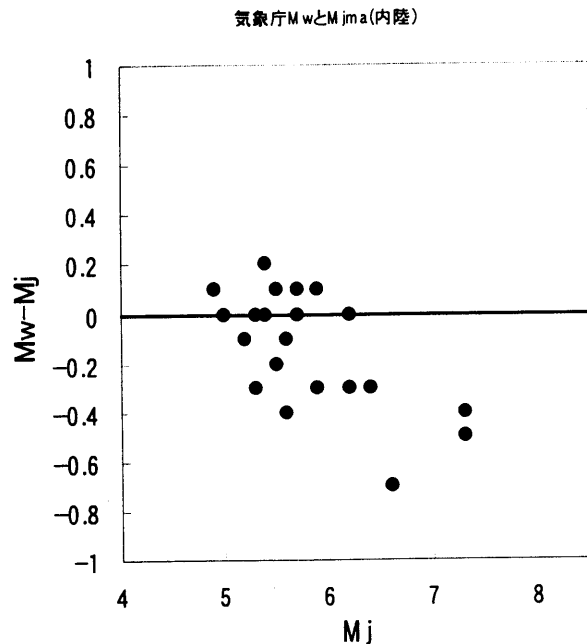


Fig.10 Distribution of $M_w - M_j$ against M_j . (shallow inland earthquakes)

日本周辺の海溝沿いで深さ 100 km までの地震について M_j と M_w を比較したものが Fig. 11 である。 M_j 6 未満では、若干 ($M_w - M_j$) は正に偏り、平均値は 0.07 となっている。一方、 M_j 6 ~ 7 の範囲では ($M_w - M_j$) は負の側に偏って、平均値は -0.07 となっている。 M_j 6 以上の傾向は標本数が限られているため、これらの地震の大部分を構成する北海道東方沖、三陸沖などのさらに細かい地域性の問題であるのか、一般的な M_j と M_w の関係なのかどうかは分からない。 M_j 7.0 より大きい領域では ($M_w - M_j$) の平均値は 0 であるが、標本数が 6 と極めて少ないため、議論するにはさらに資料の蓄積を待たねばならない。

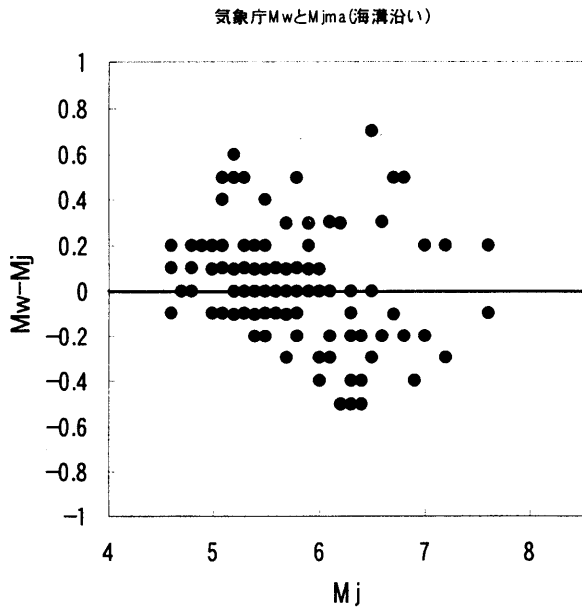


Fig.11 Distribution of $M_w - M_j$ against M_j . (offshore interplate earthquakes)

深発地震について M_j と M_w を比較したのが Fig. 12 である。図では、 M_j 6 未満の範囲では若干ではあるが M_w が M_j よりも大きくなる傾向が見られる。 M_j 6 未満の ($M_w - M_j$) の平均値も 0.06 で、 M_j 6 以上の平均値が 0.01 であるのに比べて正の側に偏っている。

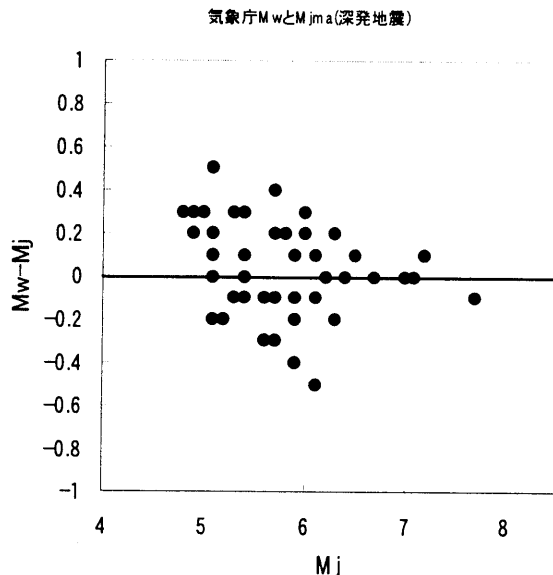


Fig.12 Distribution of $M_w - M_j$ against M_j . (deep earthquakes)

4. 3. 2 気象庁 CMT の非ダブルカップル成分

通常、地震の発震機構についてダブルカップルを仮定することが多いが、実際に CMT 解析で得られるモーメントテンソルはダブルカップルのみで説明すること

はできない。このダブルカップルからのずれを非ダブルカップル成分と呼び、通常は次のような指標でその大きさを示す。

$$\epsilon = \frac{\lambda_N}{\max(|\lambda_T|, |\lambda_P|)}$$

($\lambda_{T,N,P}$ はそれぞれ T 軸, N 軸, P 軸のモーメント)

ただし、3. の解析手法で示したように、モーメントテンソルの対角成分の和が 0 になる ($M_{rr} + M_{\theta\theta} + M_{\phi\phi} = 0$) という拘束条件を仮定して解析を行っているため、 λ_N が定量的に適正に決定されている保証が必ずしもない。以下の議論についても、その点に留意する必要がある。

実際に、気象庁の CMT 解について M_w と非ダブルカップル成分 ϵ の関係をプロットしたものが Fig. 13 である。一般的に規模の小さい地震ほど地震波の信号の S/N 比が低く、CMT 解の決定精度が相対的に低くなることが予想される。Fig. 13 でも M_w 6 以下の比較的小さい地震ではかなりばらつきが大きく、見かけ上大きな非ダブルカップル成分を持った地震が多く見られることがわかる。しかし一方で、 M_w が 7 を超えるような大きい地震でも必ずしも ϵ は 0 にはなっていない。これらのことから、非ダブルカップル成分の全てを観測や解析の誤差に帰することはできないと考えられる。

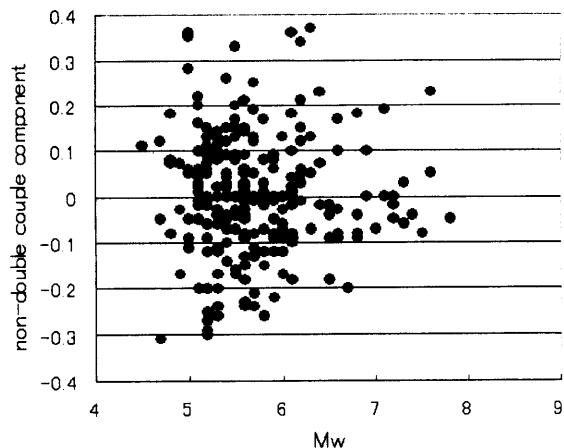


Fig.13 Distribution of non-double couple component against M_w .

Kuge and Kawakatsu(1993)では、深さ 100km より深い地震についての CMT 解の非ダブルカップル成分の統計をとり、有意な非ダブルカップル成分が存在することを示している。気象庁の CMT 解についても、同様に深さ別に非ダブルカップル成分の度数分布を調べてみると (Fig. 14), Kuge and Kawakatsu(1993)と同様に、

深さ 100km までは非ダブルカップル成分 0 を中心とした正規分布に近い形(平均値 0.009, 分散 0.016)になる。一方, 100~300km では非ダブルカップル成分の平均値は 0.038, 分散 0.017 と分布が正の側にずれた分布になる。300km より深いところでは反対に平均値は -0.037, 分散は 0.017 と負の側にずれた分布になっている。これらの結果は, Kuge and Kawakatsu (1993) に比べると標本数が一桁少ない(特に, 100~300km では 20 地震, 300km より深いものは 30 地震)が, 傾向は同じであり, 震源の深い地震の中に有意な非ダブルカップル成分を含んだ地震がある可能性を示していると考えられる。

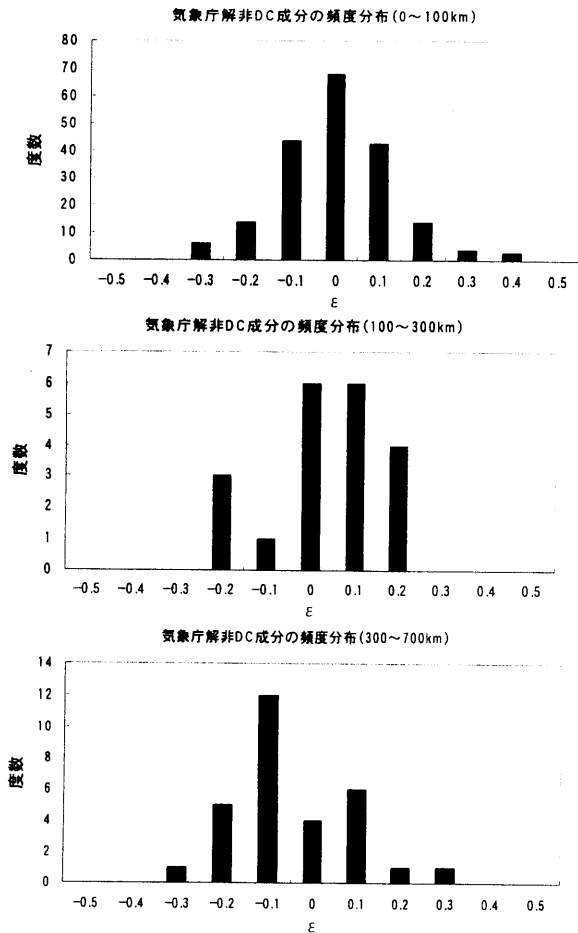


Fig.14 Distribution of non -double couple component in each depth range.

4. 3. 3 震源とセントロイドの位置

3章で解説したように地震の震源, セントロイドはそれぞれ破壊の開始点と破壊の中心部分を示している。よって, 一般に両者が一致する必然性はない。特に規

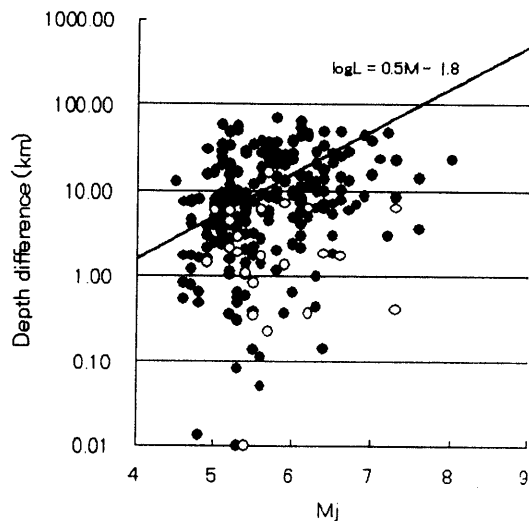
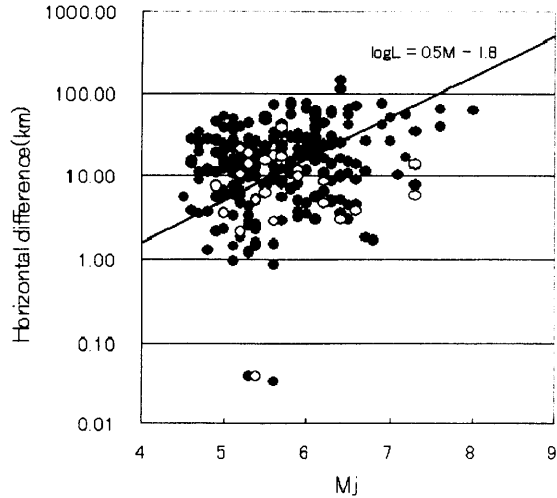


Fig.15 Spatial distances between centroid locations and hypocenters.

- a) Epicentral distance
- b) Depth difference

The solid lines in the figures represent the empirical relation between a length of aftershock zone (L) and magnitude(M) $\log L = 0.5M - 1.8$ (Utsu,1961). Open circles indicate the shallow inland events.

模の大きい地震では, 破壊の起きる断層の大きさも大きいため, 震源とセントロイドのずれが大きくなると考えられる。

Fig. 15 は, 1994~2000 年の気象庁の CMT 解が決まっている地震について, 震源とセントロイドのずれを水平位置のずれと深さのずれのそれぞれについて示したものである。水平位置のずれについては, M_j が大きくなると, ずれの上限値も大きくなる傾向が見られる。一方, 深さのずれについては M_j が 5~6 のあたりで上限値が 50km 前後で頭打ちになっているように見える。

図中に実線で示してあるのは、断層の大きさの目安として、地震のマグニチュードと余震域の平均的な半径 L の関係を示す実験式 $\log L = 0.5M_i - 1.8$ (Utsu, 1961)である。震源とセントロイドがそれぞれ正しい位置に決定されているならば、そのずれの大きさは断層の大きさより大きくなることはない。Fig. 15を見ると、宇津の実験式から推定される断層の大きさよりも大きなずれを示す地震も多数あることが分る。水平方向のずれに関しては全体の約60%の地震、深さ方向については全体の約39%の地震が実験式の値よりもずれの方が大きくなっている。しかし、Utsu (1961)の式は平均的な式であり、Utsu(1961)で使用された余震域とマグニチュードの関係を示すデータも、Fig. 15と同程度のばらつきが見られる。したがって、セントロイドの位置と震源のずれが宇津の実験式からずれている例についても、セントロイドが不合理な位置に決まっているということはないと考える。

Fig. 15 で、内陸の浅い地震については白丸で示した。内陸の浅い地震では、一般的に震源の分布する範囲が浅いところに限られていることから、ある程度地震が大きくなると、水平方向に比べて深さ方向の断層の大きさが頭打ちになると考えられている(例えば、武村, 1990)。Fig. 15でも震源とセントロイドの深さのずれが断層スケールの実験式を大きく超えるようなものは見られない。標本数は23地震と若干少ないが、水平方向のずれに関しては約42%の地震、深さ方向については全体の約8%の地震が実験式の値よりもずれの方が大きくなっている。先に示した全地震の場合に比べて、全体的に深さ方向のずれが水平方向のずれよりも小さくなる傾向が明瞭に見られる。

5 まとめ

気象庁では、1994年から津波地震早期検知網の広帯域地震計を使ったCMT解析を始めた。解析は、Dziewonski *et al.* (1981), Kawakatsu (1989)による方法を基本にしているが、大規模な地震(およそ $M_w 7.5$ 以上)の解析の際に起こる発震機構の反転を防ぐため、スケーリング則にもとづいたセントロイド時間初期値を与える手法を導入した。

1994年~2000年の気象庁のCMT解析の結果、津波地震早期検知網の広帯域地震計を使って、日本周辺の M_5 以上の地震のCMT解を適正に決定できることが分

かった。これらのCMT解から得られた M_w と M_i の関係は内陸の浅い地震では、 M_i が5.5より大きいところで M_w が系統的に小さく傾向にある。海溝沿いの地震では M_i が6未満のところで M_w が大きくなり、6以上ではその逆になっている。深発地震では、 M_i が6未満のところで M_w が大きくなる傾向がある。CMT解の非ダブルカップル成分については、Kuge and Kawakatsu (1993)の結果と同様に100kmより深い地震で有意な非ダブルカップル成分を含んだ地震がある可能性が示された。また、地震の震源とセントロイドの位置を比較すると、余震域の平均的な大きさを示す実験式から予想されるずれよりも大きくずれる例が全体の半数ぐらい見られるが、式自体が平均的な式であることを考慮すると、大きな問題はないと思われる。

6 謝辞

本調査において用いたCMT解析手法は、Kawakatsu (1989)に基づいている。CMTの解析作業は、歴代の地震予知情報課の関係官によって行われてきた。また、2名の査読者による意見は、本稿の改善に大きく役立った。ここに記して感謝する。

文献

- 阿部勝征(1991):地震の物理, 岩波地球科学選書, 92-108.
- 川勝均(1990):伊豆大島近海地震のCMT解, 地震2, 43, 447-450.
- 川勝均(1991):地震の大きさと多様性 — Moment tensor inversionを中心として —, 地震2, 44, Special Issue, 265-277.
- 久家慶子(1999):強震計波形データを用いた地震の震源パラメーター自動決定システム, 第4回都市直下地震災害総合シンポジウム, 79-82.
- 佐藤良輔(1989):日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 82-92.
- 武村雅之(1990):日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震2, 43, 257-265.
- 福島毅・末次大輔・中西一郎(1987):津波予測のための日本近海地震のモーメントテンソル即時決定:数値実験, 地震2, 40, 365-375.
- 福山英一・石田瑞穂・堀貞喜・関口渉次・綿田辰吾

- (1996):Freesia Project による広帯域地震観測, 防災科学技術研究所研究報告, 57, 23-31.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉(1998): オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 2, 51, 149-156.
- 堀貞喜・堀内茂木・石田瑞穂・大井昌弘(1999):CMT 解と震源時間関数の迅速な自動決定とその結果の評価, 地震 2, 52, 395-405.
- 吉田康宏(1994):モーメントテンソル解について, 地震火山技術通信, No. 70, 21-30.
- Aki, K. and P. G. Richards(1980): *Quantitative seismology: Theory and Methods*, W. H. Freeman, San Francisco, 337-382.
- Buland, R. and J. F. Gilbert (1976): The theoretical basis for the rapid and accurate computation of normal mode eigen frequencies and eigen functions, unpublished research news, University of California, San Diego.
- Dziewonski, A.M. and J.H. Woodhouse (1981) : Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, J. Geophys. Res., 86, 2825-1852.
- Dziewonski, A. M. , T.-A. Chou and J. H. Woodhouse (1983):Studies of the seismic source using normal-mode theory, *Earthquakes: Observation, theory and interpretation*, North-Holland, 45-137.
- Ekström, G., (1993) :Rapid earthquake analysis at Harvard, IRIS Newsletter, XII, 4-6.
- Fukushima, T., D. Suetsugu, I. Nakanishi and I. Yamada (1989) :Moment tensor inversion for near earthquakes using long-period digital seismograms, J. Phys. Earth, 37, 1-29.
- Furumoto, M., and I. Nakanishi(1983):Source times and scaling relations of large earthquakes, J. Geophys. Res., 88, 2191-2198.
- Gilbert, F., and A. M. Dziewonski (1975) :An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 278, 187-269.
- Kanamori, H., and J. W. Given (1981) :Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, Phys. Earth Planet. Inter., 27, 8-31.
- Katsumata, A.(1999):Attenuation function of displacement amplitude for magnitude calculation, Pap. Meteor. Geophys., 50, 1- 14.
- Kawakatsu, H. (1989): Centroid single force inversion of seismic waves generated by Landslides, J. Geophys. Res., 94, 12363-12374.
- Kawakatsu, H. (1995):Automated near-realtime CMT inversion, Geophys. Res. Lett., 22, 2569-2572.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori(1991):Inversion of complex body waves-III, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 2335-2350.
- Kuge, K. and H. Kawakatsu (1993): Significance of non-double couple components of deep and intermediate-depth earthquakes: implications from moment tensor inversions of long-period seismic waves, Phys. Earth Planet. Inter., 75, 243-266.
- Sipkin, S.(1994):Rapid determination of global moment-tensor solutions, Geophys. Res. Lett., 21, 1667-1670.
- Utsu, T. (1961):A statistical study on the occurrence of aftershocks, Geophys. Mag., 30, 522-605.

