

## 関東・東海地域地震観測網（KT-net）と高感度地震観測網（Hi-net）による震源カタログの比較

著者	増子 徳道, 野口 伸一
雑誌名	防災科学技術研究所 研究報告
巻	69
ページ	17-42
発行年	2006-08
URL	<a href="http://doi.org/10.24732/nied.00001171">http://doi.org/10.24732/nied.00001171</a>

## 関東・東海地域地震観測網 (KT-net) と高感度地震観測網 (Hi-net) による 震源カタログの比較

増子徳道\*・野口伸一\*\*

### Comparison of Hypocenter Catalogues Produced by the Kanto-Tokai Seismograph Network (KT-net) and the High-Sensitivity Seismograph Network (Hi-net)

Norimichi MASHIKO\* and Shin-ichi NOGUCHI\*\*

*Earthquake Research Department*

*\*National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan  
(Current affiliation : Muroran Local Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency)*

*\*\*National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

#### Abstract

Based on two earthquake catalogs for the Kanto-Tokai area - one produced by the Kanto-Tokai seismograph network (KT-net) and operating since mid 1979, and the other produced by the recently developed nationwide high-sensitivity seismograph network (Hi-net) - we compared differences in seismicity and hypocenter parameters between these catalogs. The KT-net catalog contains data on 49,421 earthquakes observed in the area of 33.6-37° N and 137-142° E, which covers KT-net, from January 1, 2001, through December 31, 2005, at depths  $\leq 300$  km and  $M \geq 0.0$ . The Hi-net catalog contains data on 82,746 events detected in the same range. Over 90% of events were microearthquakes of  $M < 3$ . We compared  $N-T$  and  $M-T$  diagrams, earthquake frequency depth distribution, minimum and maximum magnitude depth variation, frequency-magnitude distribution, and  $b$ -value and  $M_c$  in each region between the two catalogs. We found that differences were due mainly to differences in detection threshold and station coverage between the two networks.

To examine hypocenter parameters for these catalogs more precisely, we extracted identical earthquakes observed by both and directly compared differences in individual hypocenter parameters. We particularly focused on the relationship between magnitude  $M_{kt}$  determined by KT-net and  $M_{hi}$  determined by Hi-net, which showed systematic change with magnitude range. Although  $M_{hi} \approx M_{kt} - 0.11$  on the average, which mostly represented the relationship of small earthquakes of  $M < 3$ , the relationship changes with increase of  $M$  and the  $M_{hi} > M_{kt}$  relationship holds for all  $M_{hi} \geq 5.3$  earthquakes. This magnitude shift varying with  $M$  is basically due to the difference in both number of station magnitude  $M_{st}$  and their spatial coverage used to calculate mean magnitude  $M$ , and to the different dynamic ranges of data transfer between Kt-net and Hi-net. To examine precisely the long-term seismicity change in the Kanto-Tokai area by combining these two catalogs, it is important to produce a uniform catalog taking these differences between the two catalogs into consideration.

**Key words** : Earthquake catalog, Hypocenter parameters, Frequency-magnitude distribution, Kanto-Tokai seismograph network, Hi-net

#### 1. はじめに

地震カタログは、地震の調査研究に不可欠な基礎デー

タである。また地震カタログの作成に関わる観測網の履歴やデータ処理方法、震源決定方法も重要な情報である。

\*独立行政法人 防災科学技術研究所 地震研究部 (現： 気象庁室蘭地方気象台)

\*\*独立行政法人 防災科学技術研究所 地震研究部

実際、様々な地震カタログの解析から、自然現象としての地震活動とともに、観測網や検出システムの変更等によるカタログの人為的変遷が検出される例も少なくない。

地震カタログの震源データのうち、特にマグニチュード  $M$  の時間・空間的均質性が地震活動の統計的解析に重要な影響を与える。ある  $M$  以上の地震を調査対象とするとき、一般に  $M$  が 0.1 変わると地震数は 20~30%、0.3 変わると 2 倍の違いとなり、地震数が  $M$  に非常に敏感なためである (宇津, 1999, p454)。地震カタログの解析から検出されるカタログの人為的変更の多くは、 $M$  の不均質性や不連続性 (マグニチュードシフト) の問題に帰着する。本稿で扱う関東・東海地域の二つの地震カタログも、このような問題と関係している。

関東・東海地域では、防災科学技術研究所の地殻活動観測網の展開と解析システム (浜田ほか, 1982; Okada, 1984; 松村ほか, 1988) によって、1979 年半ばから世界的にも貴重な地震カタログが作成されてきた (観測点の詳細、震源データの特徴等は、岡田ほか, 2000; 岡田・小原, 2000; 野口・増子, 2003 を参照)。本稿ではこの観測網を KT-net と略称する。一方、政府の地震調査研究推進本部は、1995 年「地震に関する基盤的調査観測計画」を定め、その中で陸域における高感度地震計による地震観測の推進が図られた。防災科学技術研究所は、これに基づき全国を約 20km 間隔の観測点でおおう高感度地震観測網を整備し、新たなデータベースが構築されてきた (Okada *et al.*, 2004; Obara *et al.*, 2005)。日本列島に展開されたこの高感度地震観測網は Hi-net と称され、関東・東海地域ではほぼ 2001 年から Hi-net 仕様の観測点整備が始まり、それ以降同地域の Hi-net による地震データが充実し地震カタログが作成されてきた。

したがって 2001 年以降、KT-net と Hi-net それぞれによる地震カタログが関東・東海地域に共存し、それらは基礎データとして様々な活用されてきた。両カタログの震源データの比較は、上記のようなカタログ間の問題、特にマグニチュードの同等性、連続性と関係して重要で興味深い。この観点から、関東・東海地域における KT-net と Hi-net のカタログの震源データ全体について、地震数と震源要素の時空間分布、規模分布の特徴と相違をまず明らかにする (第 2 節)。さらに、両カタログから同一地震を抽出して、震源要素間の相違、特にマグニチュードの相違について詳しい比較検討を行うことにする (第 3 節, 第 4 節)。

## 2. 関東・東海地域における KT-net と Hi-net の震源データ比較の概要

KT-net の震源データは、「地震前兆解析システム (APE 0 システム)」(松村ほか, 1988) のデータファイルとして蓄えられてきた。1979 年~2003 年 6 月 30 日まで従来処理による震源ファイル (略称 M1600)、2003 年 7 月 1 日~2006 年 3 月末はデータ形式の変更に伴って新処理システムによる震源ファイル (略称 NewAPE) に格納されている。本稿ではこれらふたつを編集・統合

した震源ファイル (略称 CAPE) のカタログを使用する。

一方、Hi-net の震源データの検出は、ほぼ 2001 年の初めから始まり、その後の関東・東海地域での観測点整備によって、震源決定される地震も時間的に増加してきた。ここでは APE0 システムに転送され蓄えられてきた Hi-net 震源ファイルのカタログを用いる。震源決定は両ネットとも防災科学技術研究所のルーチン処理の震源決定法 (鶴川ほか, 1984; 岡田, 1988) によっている。以下では、KT-net と Hi-net のカタログを、2001 年 1 月 1 日~2005 年 12 月 31 日の期間 (以下調査期間) について比較する。なお、Hi-net の震源は、自動検出による初期震源から他機関の読取值データを含めた手動再検出による最終震源までいくつかの震源ファイルがデータベースに格納されている (Obara *et al.*, 2005)。本調査で用いるカタログは、一次検出と再検出の震源を含む 2006 年 3 月時点の上記震源ファイルによるものである。

### 2.1 観測点分布と KT-net および Hi-net の検出範囲

関東・東海地域と周辺の KT-net と Hi-net の観測点を図 1 に示す。本調査期間 2001 年~2005 年の KT-net (三角印) の観測点数は、他機関の観測点も含め 132 点である。Hi-net の観測点 (丸印) は調査期間中に設置された点も含む。両記号 (三角印と丸印) が重なる観測点は、テレメータまたはテレメータとセンサーが KT-net 方式から Hi-net 方式へ移行された観測点である。KT-net によって精度良く震源が決められ得る地震は、KT-net の網内とその周辺にほぼ限られる。一方、Hi-net は関東・東海地域と周辺の地震を KT-net を囲む広範囲の観測点で検出し震源決定している。したがって、KT-net と周辺のどの程度の領域を対象とするかにより、両ネットでカタログの震源データの数、震源決定の精度は異なる。ここでは KT-net の観測点が分布する範囲を考慮して、ほぼ KT-net の網内と隣接の太平洋海域を合わせた領域 (以下領域 B とする)、それより一回り広い領域 (以下領域 A) の 2 つの領域を対象として以下の解析を行なう。

図 2a と図 2b に、領域 A (33-37.8° N, 136-143° E) で調査期間に発生した深さ 300km 以浅、かつ  $M \geq 0.0$  の地震の震央分布を深さ別に分けて比較した (図中の凡例参照)。この期間の領域 A の地震総数は KT-net が 62,939 個、Hi-net は 142,368 個で Hi-net が KT-net の約 2.3 倍の地震を検知している。これらのデータは、震源決定の誤差の条件を付けずに上記カタログから取り出したものである。震央分布は特に KT-net の観測点周辺で違いが著しい。この違いは、調査期間の後半に KT-net の周辺で発生した顕著な地震が、主に Hi-net で検知されていたことにもよっている。それらの地震は 2004 年 5 月 30 日房総半島南東沖 (気象庁マグニチュード  $Mj6.7$ , 図 2b の記号 a)、2004 年 9 月 5 日記伊半島沖と東海道沖 ( $Mj7.1$ ,  $Mj7.4$ , 記号 b)、2004 年 10 月 23 日新潟県中越 ( $Mj6.8$ , 記号 c)、そして 2005 年 1 月 19 日房総半島南東沖 ( $Mj6.8$ , 記号 d) の本震と余震活動である。KT-net

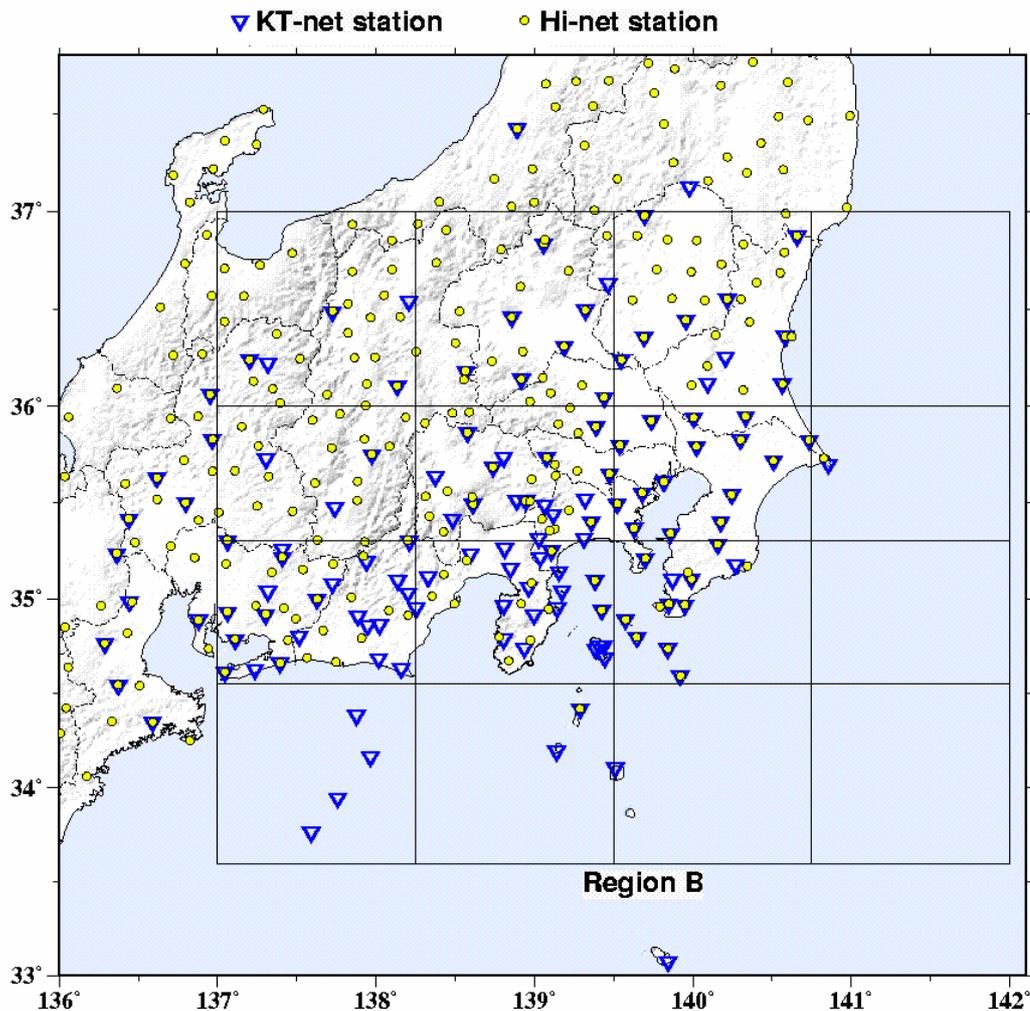


図 1 関東・東海観測網 (KT-net, 青三角) と高感度観測網 (Hi-net, 黄色丸印) の観測点分布. 図中の 4×4 の小ブロック領域(合わせて領域 B)は図 3～図 6 に示す領域に対応する.

Fig. 1 Distribution of Kanto-Tokai seismograph network (KT-net, blue triangles) and High-Sensitivity Seismograph Network (Hi-net, yellow circle). The 4x4 subblocks equivalent to Region B in total correspond to areas in Figs. 3-6.

の中では両カタログの震源分布の相違は目立たないが、周辺ではこのような比較的明瞭な違いがみられる。

## 2.2 震源決定誤差, 地震数および $M$ の時間分布

ここでは上記領域 A より一回り狭い KT-net の検測範囲を対象として, KT-net と Hi-net カタログの震源決定誤差, 地震の時間分布, 規模分布, 深さ分布を比較する (以下 2.2 節～2.4 節). 対象とする域は, 図 1 の枠内の矩形域 (33.6-37° N, 137.0-142° E, 領域 B とする) である。

図 3 は, 領域 B の調査期間の 300km 以浅, かつ  $M \geq 0.0$  の地震の震源時誤差  $\delta t$  (s), 東西方向誤差  $\delta x$  (km), 南北方向誤差  $\delta y$  (km), 深さ誤差  $\delta z$  (km) のヒストグラムである. それぞれに最頻値 (モード) および  $\delta t \leq 0.5$ s,

$\delta x \leq 2$ km,  $\delta y \leq 2$ km,  $\delta z \leq 3$ km の地震の割合 (%) を示す. 領域 B の地震総数は KT-net が 49,421 個, Hi-net は 82,746 個で KT-net の 1.7 倍である.  $\delta z$  の分布では,  $\delta z=0$  の度数に深さ固定で震源決定された地震を含めた. KT-net で  $\delta z=0$  の度数が目立って高いのは, 深さ固定の地震が多いためである. その割合は KT-net が 6.6%, Hi-net は 2.0%であった. また, KT-net に比べ Hi-net は各誤差のばらつきが小さく, 最頻値はいずれも KT-net の約半分である.

次に図 4 は, 領域 B の調査期間の 300km 以浅, かつ  $M \geq 0.0$  の地震の時間分布を示す. 図 4a, 4b は 1 か月毎の地震数の分布 ( $N$ - $T$  図), 図 4c, 4d は  $M$ - $T$  図である.

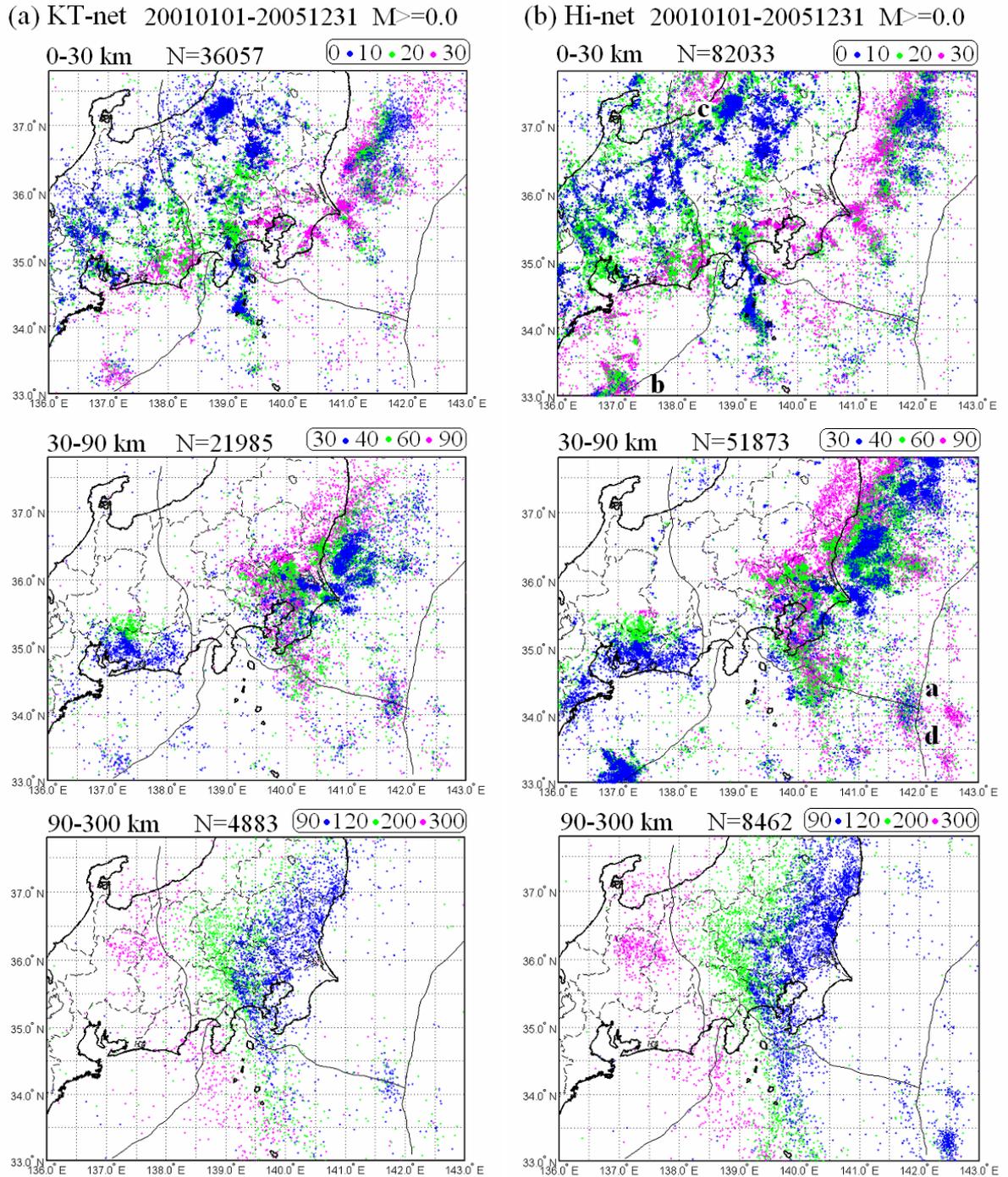


図 2 領域 A (33.0-37.8° N, 136.0 - 143.0° E) で調査期間内に KT-net (a) と Hi-net (b) で観測された地震の震央分布. 深さ 300km 以浅を 3 つの深さ範囲毎に示す.

Fig. 2 Epicentral distribution of earthquakes observed by KT-net (a) and by Hi-net (b) during the investigated period in region A (33.0-37.8° N, 136.0-143.0° E), shown by three epicentral maps with different depth ranges at 0-300 km depth.

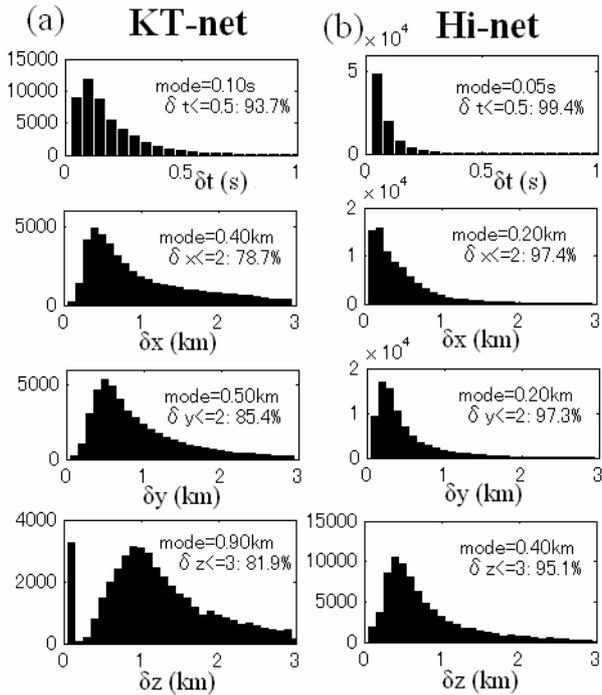


図3 領域 B (33.6-37.0° N, 137.0-142.0° E) で調査期間内に KT-net (a) と Hi-net (b) で観測された 300km 以浅、かつ  $M \geq 0.0$  の地震の震源決定の震源時誤差  $\delta t$  (s), 経度誤差  $\delta x$  (km), 緯度誤差  $\delta y$  (km) および深さの誤差  $\delta z$  (km) のヒストグラム. 深さ固定で震源決定された地震の度数を  $\delta z=0$ km の位置に示す.

Fig. 3 Histograms of hypocenter errors: origin time errors  $\delta t$  (s), longitude errors  $\delta x$  (km), latitude errors  $\delta y$  (km), and depth errors  $\delta z$  (km), for earthquakes in region B (33.6-37.0° N, 137.0-142.0° E) observed by KT-net (a) and Hi-net (b) during the investigated period with depth  $\leq 300$  km and  $M \geq 0$ . Frequency of depth-fixed events in hypocenter determination is shown at the bin of  $\delta z=0$  km.

上記, Hi-net と KT-net の地震数の相違約 1.7 倍は, 図 4c と 4d の  $M$ - $T$  図に見られるように, 主に  $M1$  以下の地震の検知数の差によっている. Hi-net の  $M$ - $T$  図 (図 4d) には, 特に  $M1$  以下に変則的時間変化がみられ, これが Hi-net の地震数の時間変化 (図 4b の  $N_{hi}$ ) に表れている. すなわち  $M1$  以下を含めた Hi-net の地震数は, 本来の地震活動のみならずルーチン検出態勢の時期的変遷が反映されていることがわかる. 一方,  $M$ - $T$  図で  $M$  の大きな地震の分布をみると, KT-net は  $M \geq 6$  を観測していないが, Hi-net はこの期間に 8 個の  $M \geq 6$  を観測している. これは, KT-net はデータ転送時のダイナミックレンジが小さいため, 大きな地震では最大振幅が飽和する観測点が多く, 結果として平均の  $M$  が小さめに決まるためである (4.3 節). このように, KT-net

と Hi-net カタログの  $N$ - $T$  図,  $M$ - $T$  図には地震活動のみならずデータ転送や処理の変遷等も反映されている.

### 2.3 マグニチュード分布, 深さ別の地震数と最小と最大の $M$

領域 B の KT-net と Hi-net カタログの地震について, ここではマグニチュード度数分布, 深さ別の地震数および  $M$  の最大値と最小値の深さ変化を調べる.

図 5a の  $M$  の度数分布は,  $M$  が 0.1 毎 (三角印) と  $M$  の大きい方からの累積 (丸印) で示した.  $M0.1$  毎の度数が最大となるマグニチュード最頻値 (ここでは  $M_p$  とする) は, KT-net が  $M_p=1.9$  に対し Hi-net は  $M_p=1.5$  で, Hi-net の方がより小さな地震まで多数検出, 震源決定して検知率が高い. ここで, これらの度数分布はあるマグニチュード  $M_c$  以上で Gutenberg-Richter の式 (Gutenberg and Richter, 1944, 以下 G-R 式) に従って分布すると仮定する. すなわち,

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

ここで,  $\log$  は常用対数,  $N$  は  $M$  以上の累積度数,  $a$  と  $b$  は定数である.  $M_c$  は対象とする地震の  $M$  が完全にわかっているときの最小のマグニチュード (minimum magnitude of completeness) である. (1) の  $b$  値の計算は, 次の最尤推定法 (Aki, 1965; 宇津, 1965) によって与えられる:

$$b = \log e / (M^{\wedge} - M_c), \quad (\log e \doteq 0.43429) \quad (2)$$

ここに  $M^{\wedge}$  は  $M$  の平均値である. 図 5a の分布で  $M_c \geq 2$  (計算では  $M_c \geq 1.95$ ) として (2) 式によって  $b$  値を求めると, KT-net では  $b=0.78$ , Hi-net では  $b=0.83$  が得られた. これらの  $a$  と  $b$  値から期待される G-R 式に基づいた理論的な累積度数分布を 図 5a に破線で示す. 図からわかるように, 観測と理論が比較的一致するのは KT-net では  $M2 \sim 3.5$  程度, Hi-net では  $M2 \sim 6$  程度の範囲で, Hi-net の度数分布の方が  $M$  の広い範囲で G-R 式に適合している. ただし, これらの度数分布と  $b$  値は, 領域 B の 300km 以浅の全ての地震の重ね合わせである. より詳細に調べた結果については 2.4 節で扱う (図 6).

図 5b の深さ 2km 毎の地震数の深さ分布では, KT-net と Hi-net で似た深さ変化を示している. 全体に深さとともに指数関数的に減少するが, 深さ約 10km, 45km, 70km 前後に度数の峰がある. また 100km 以深の度数分布 (横軸スケールを拡大して挿入図に示す) は, ほとんど太平洋スラブ内の地震を表し, 100km ~ 200km では深くなるにつれ地震数は急速に減少し, 200km 以深では横ばいか 280km くらいまでやや増加する.

図 5c は深さ 2km 毎の  $M$  の最小値 ( $M_{min}$ , 下向きの三角印) と最大値 ( $M_{max}$ , 逆向きの三角印) の深さ分布である (KT-net の深さ毎のマグニチュード度数分布は野口・増子, 2003 を参照). まず, 図 5c では  $M_{min}$  が, 浅部で  $M_{min}=0.0$  に分布することが特徴的である (KT-net ではほぼ深さ 20km 以浅, Hi-net では約 40km 以浅で  $M_{min}=0.0$ ). これは  $M \geq 0.0$  を調査対象としてい

**Region B (33.6 - 37.0 N, 137.0-142.0 E)**  
**2001/1/1 - 2005/12/31 dep≤300 km M≥0.0**

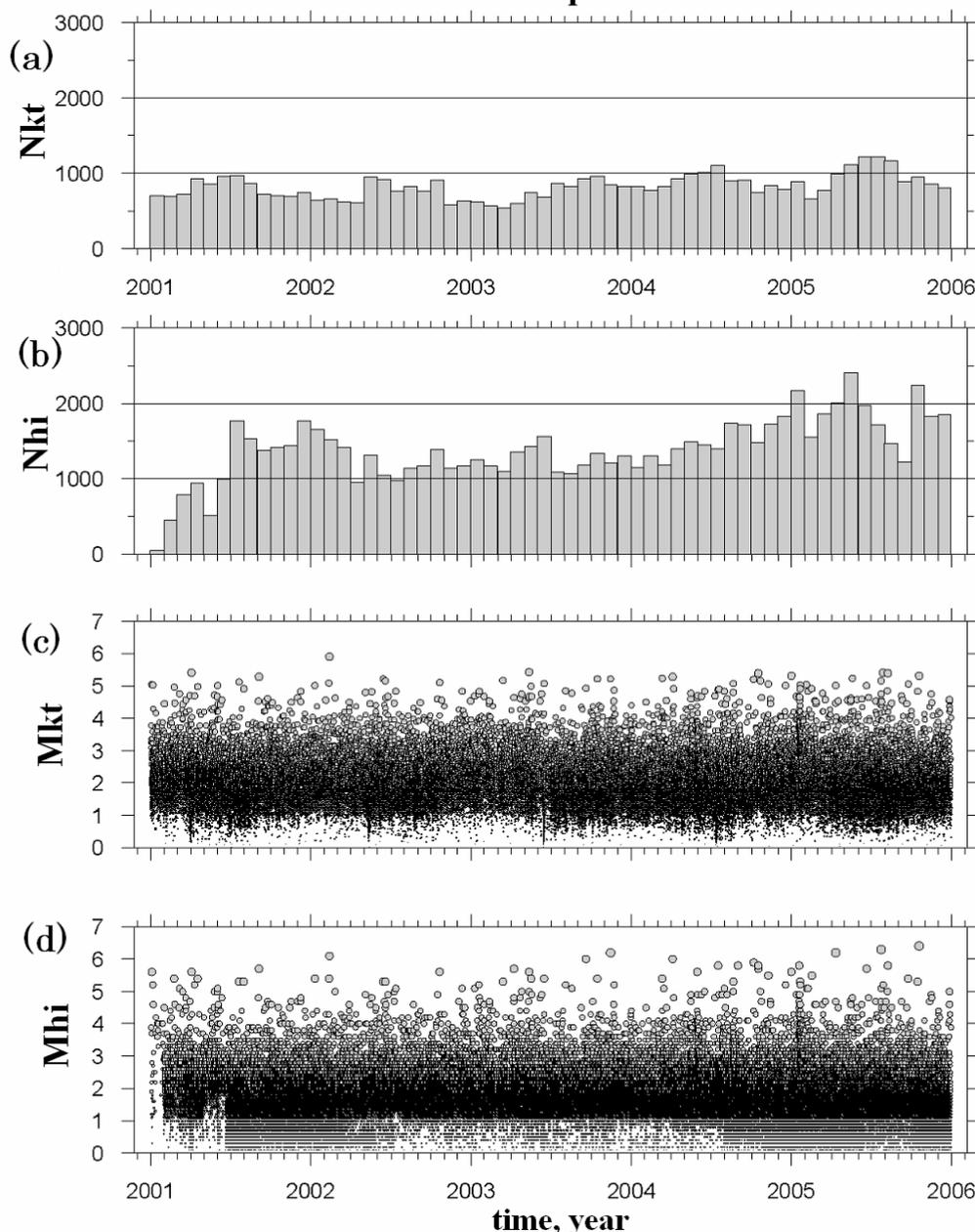


図 4 領域 B (33.6-37.0° N, 137.0-142.0° E) で調査期間内に KT-net と Hi-net で観測された 300km 以浅, かつ  $M \geq 0.0$  の地震についての, (a) (b) 1 か月毎の地震の  $N-T$  図, (c) (d)  $M-T$  図. (b) の Hi-net の  $N-T$  図の長期的変動は, (d) の  $M-T$  図にみられる  $M < 1$  の小さな地震に対する検測基準の変更を反映している. また  $M-T$  図から, KT-net には  $M \geq 6$  の地震がみられないが, Hi-net では 8 が観測されていることがわかる. これは KT-net のデータ転送時のダイナミックレンジが小さく大きな地震の振幅が飽和することによっている.

**Fig. 4** (a, b)  $N-T$  diagrams and (c, d)  $M-T$  diagrams of earthquakes in region B (33.6-37.0° N, 137.0-142.0° E) observed by KT-net and Hi-net during the investigated period with depth  $\leq 300$  km and  $M \geq 0.0$ . Relatively long-term variations of seismicity seen in the  $N-T$  diagram by Hi-net (b) reflect the change in measurement threshold of small earthquakes with  $M < 1$ . The  $M-T$  diagram by KT-net shows no events with  $M \geq 6.0$ , while Hi-net shows eight events with  $M \geq 6.0$ . This is due to the narrow dynamic range of KT-net transmission, which causes maximum amplitude to saturate in large earthquakes.

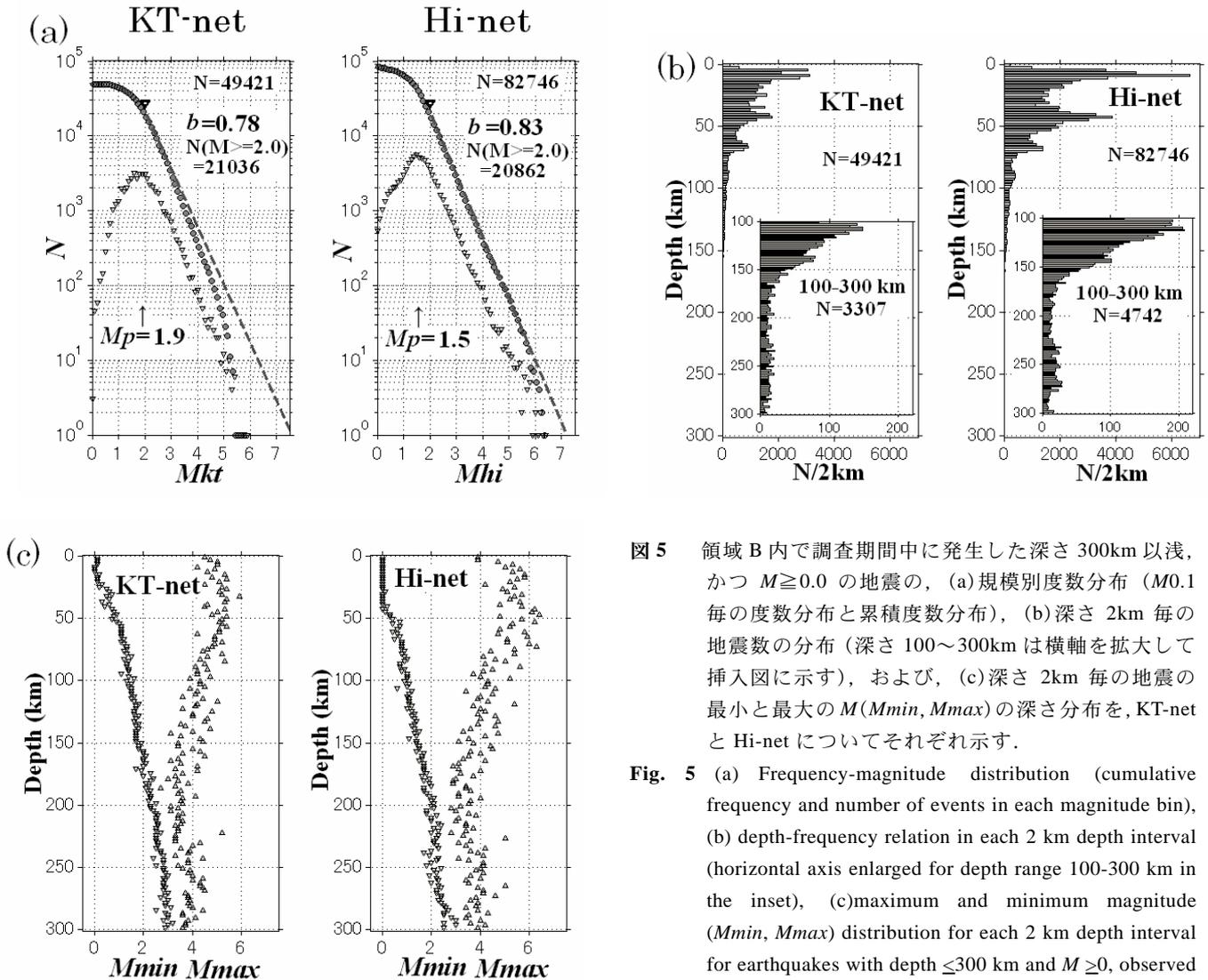


図5 領域B内で調査期間中に発生した深さ300km以浅、かつ $M \geq 0.0$ の地震の、(a)規模別度数分布( $M0.1$ 毎の度数分布と累積度数分布)、(b)深さ2km毎の地震数の分布(深さ100~300kmは横軸を拡大して挿入図に示す)、および、(c)深さ2km毎の地震の最小と最大の $M$ ( $Mmin, Mmax$ )の深さ分布を、KT-netとHi-netについてそれぞれ示す。

Fig. 5 (a) Frequency-magnitude distribution (cumulative frequency and number of events in each magnitude bin), (b) depth-frequency relation in each 2 km depth interval (horizontal axis enlarged for depth range 100-300 km in the inset), (c) maximum and minimum magnitude ( $Mmin, Mmax$ ) distribution for each 2 km depth interval for earthquakes with depth  $\leq 300$  km and  $M \geq 0$ , observed by KT-net and Hi-net during the investigated period.

るため、 $M < 0$ も含めると、深部の $Mmin$ の分布傾向を浅部に延長した上記の深さ近辺(KT-netで約20km, Hi-netで約40km)で $Mmin < 0$ となり、地表付近では相当小さな負の $Mmin$ になると推定される。一方、深部に向かって $Mmin$ は概ね直線的に増加し、深さ100kmでKT-netとHi-netの $Mmin$ はそれぞれ1.5および1.0、200kmでは2.3および2.0、300kmでは2.9および2.6程度となる。この $Mmin$ と深さとの関係は、第一義的に深さとともに検知率が低下することを反映したものと考えられる。

これに対し、図5cの $Mmax$ (上向きの三角印)の深さ分布は、 $Mmin$ に比べてばらつきが大きく、深さ変化も単調でない。全体にKT-netとHi-netの分布形状は似ているが、Hi-netの方が特に約100km以浅で $Mmax$ のばらつきと値が大きい。 $Mmax$ が最大となる深さは、KT-netが30km前後、Hi-netは50~70km前後である。それ以深でKT-netとHi-netとも $Mmax$ は減少し、深さ160km~200km前後で最小となり、それより深部は

300kmまでやや増加傾向に転じる。100km以深における $Mmax$ のこのような変化は、図5bの100km以深の地震数の深さ変化と類似し興味深い、深い地震の $M$ が適切に評価されていない可能性もある。すなわち、浅い地震の $M$ 決定式を深い地震にも適用しているため、深い地震ほど地震波はスラブ内を長く伝播し減衰の程度が小さく $M$ が相対的に大きめに決まることも考えられる。したがって、スラブ内の $M$ と地震数の深さ変化の関係については、深い地震の $M$ 決定法を改善して検討する必要がある。

#### 2.4 地域毎の地震数、 $M$ の度数分布および $Mc$

KT-netとHi-netカタログの領域Bの全地震のマグニチュード度数分布は、前節の図5aの通りであるが、ここでは領域Bを $4 \times 4$ の小区域に分割し(図1)、深さ60km以浅の地震についてブロック毎のマグニチュード度数分布を調べる。

図6a, 図6bは、KT-netとHi-netカタログによる各ブロックの $M0.1$ 毎の度数(白丸印)と累積度数(青色丸印)

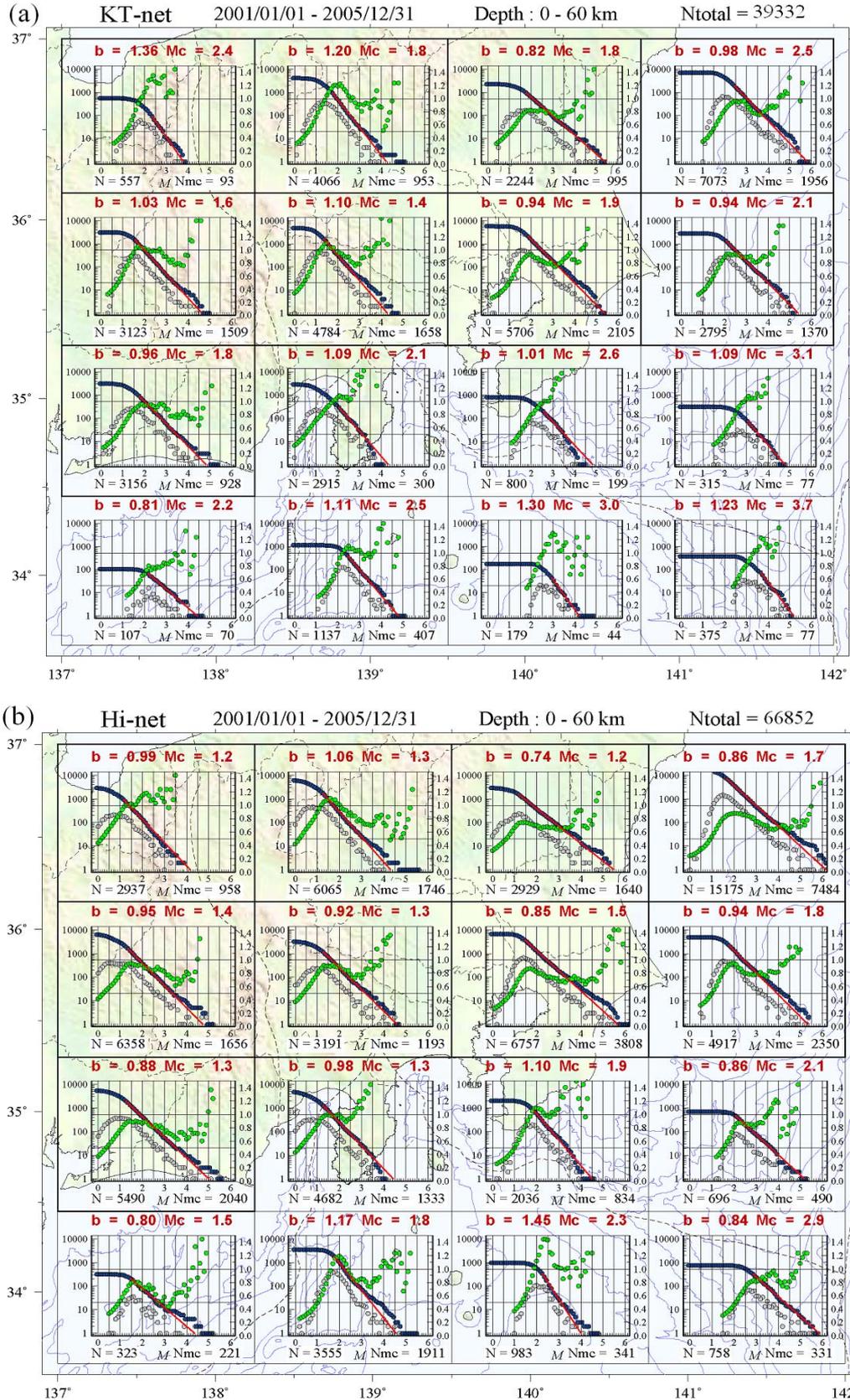


図 6 4×4 のサブブロック毎のマグニチュード度数分布。KT-net と Hi-net による深さ 60km 以浅の地震についてそれぞれ示す。最尤推定法 (Aki, 1965; 宇津, 1965) で求めた  $M$  の下限  $M_c$  の関数としての  $b$  値 (緑色丸印, 目盛は右側縦軸), 最終的に求められた  $b$  値と  $M_c$ , サブブロック内の地震数  $N$ ,  $M_c$  以上の地震数  $N_{mc}$  を併せて示す。

Fig. 6 Frequency-magnitude distribution of earthquakes with depth <60km in individual 4 x 4 subblocks based on KT-net and Hi-net catalogs. Variation in  $b$ -value (green circles, right-hand vertical axis) as a function of minimum magnitude  $M_c$  through maximum likelihood estimate (Aki, 1965; Utsu, 1965), final  $b$ -value and  $M_c$ , total number of earthquakes  $N$ , and number of earthquakes  $N_{mc}$  with  $M \geq M_c$  in each block.

表 1  $M$  ( $=Mkt$ ) 毎にみた領域 A と領域 B における同一地震の数 ( $N_{pair}$ ), KT-net の地震数 ( $N_{kt}$ ) および同一地震の割合 ( $N_{pair}/N_{kt}$ ).

Table 1 Number of pair events ( $N_{pair}$ ), number of earthquakes by KT-net ( $N_{kt}$ ), and ratio of pair events ( $N_{pair}/N_{kt}$ ) arranged in each magnitude range  $M$  ( $=Mkt$ ) for earthquakes in region A and region B.

$Mkt$	Region A (33.0-37.8°N, 136.0-143.0°E)			Region B (33.6-37.0°N, 137.0-142.0°E)		
	$N_{pair}$	$N_{kt}$	$N_{pair}/N_{kt}$	$N_{pair}$	$N_{kt}$	$N_{pair}/N_{kt}$
$0 \leq Mkt < 1$	1158	4267	27%	1092	4055	27%
$1 \leq Mkt < 2$	22911	28995	79%	18757	24330	77%
$2 \leq Mkt < 3$	22277	24237	92%	16162	17550	92%
$3 \leq Mkt < 4$	4112	4771	86%	2740	3075	89%
$4 \leq Mkt < 5$	545	586	93%	362	371	98%
$5 \leq Mkt$	78	83	94%	40	40	100%
Total	51081	62939	81%	39153	49421	79%

である。各分布図には、(2)式の最尤推定法に基づく  $b(Mc)$  を併せて示した (緑色丸印, 縦軸は右側)。  $b(Mc)$  は  $Mc$  をある小さな値から増加させたとき, 累積度数分布 (青色丸印, 縦軸は左側) が折れ曲がる付近で特徴的な変化を示す。その変化はブロック毎に様々であるが, ここでは累積度数分布形と  $b$  値の変化を概ね 3 つのパターンに分類し,  $b(Mc)$  が安定となる条件を設定して最終的な  $Mc$  と  $b$  値を決定するアルゴリズムを開発した。その詳細は別途付録 1 に記す。このアルゴリズムによって各ブロックの  $b$  値と  $Mc$  の大きさを求め, 地震数  $N$  とともに図中に併せて示す。

以上のようにして得られた各ブロックの  $b$  値,  $Mc$ , 地震数  $N$  は, 図 6 のように KT-net と Hi-net のデータ間で, またブロック間で異なる。これらは様々な要因の重なりを反映しているが, 観測ネットの違いに関係した特徴として以下のことが挙げられる。(1)各ブロックの地震数  $N$  を比べると, KT-net の方が Hi-net より  $N$  が多いブロックは, 唯一甲府盆地近辺のブロック (中心が 35.7°N, 138.9°E) である。その要因として, このブロック近辺に比較的感度の高い KT-net 観測点が分布し, 調査期間に小さな地震を多数検出したことが考えられる。(2) $Mc$  はどのブロックも Hi-net の方が小さく, 特に内陸北西端のブロック (中心が 36.6°N, 137.6°E) や房総半島東沖のブロック (中心が 34.9°N, 141.4°E) で両ネットの  $Mc$  の差が大きい。(3)  $b$  値は, KT-net では内陸北西の 2 ブロック (中心が 36.6°N, 137.6°E と 36.6°N, 138.9°E) と房総半島南東海域の 2 ブロック (中心が 34.1°N, 140.1°E と 34.1°N, 141.4°E) で 1.2~1.3 程度と大きい, Hi-net の方で  $b$  値が 1.2 以上のブロックは, 房総半島南方沖 (中心が 34.1°N, 140.1°E) の 1.45 のみである。特に南西端の海溝三重点付近のブロック (中心が 34.1°N, 141.4°E) は, KT-net の  $b$

値 1.23 に対し Hi-net の  $b$  値は 0.84 と, 両ネットのカタログで著しく異なる。

### 3. KT-net カタログと Hi-net カタログの同一地震の抽出と震源要素の比較

前節では, KT-net と Hi-net で調査期間に観測された深さ 300km 以浅の地震の震源データ全体の特徴をみてきた。以下では, 両カタログから同一地震を取り出し, 各震源要素をやや詳しく調べる。対象域は, 比較的広域の領域 A (図 2, 33.0-37.8°N, 136.0-143.0°E) とし, KT-net のマグニチュード  $Mkt \geq 0$  について同一地震を抽出する。また領域 A とともに内側の領域 B (図 1) についても同一地震の検知数等を比較する。

#### 3.1 同一地震の抽出と $M$ の範囲毎の地震数

KT-net と Hi-net のカタログから同一地震を特定するため, 次のような条件を満足する地震を選択した。(1) 同一地震の震源時刻の差  $dt$  (s) については, 予備調査からある  $M$  範囲で  $M$  とともに  $dt$  も大きくなる傾向がみられたので,  $M < 2$  では  $dt \leq 2$  (s),  $2 \leq M \leq 5$  では  $dt \leq 2 \times M$ ,  $M > 5$  では  $dt \leq 10$  (s), の条件を設定する。ここで  $M$  は KT-net と Hi-net のマグニチュード  $Mkt$  と  $Mhi$  のうち小さい方の  $M$  である。(2) 震央距離の差  $dh$  (km) は,  $dh \leq 100$  km とする。(3) 震源の深さの差  $dz$  (km) は,  $dz \leq 100$  km とする。(4) 上記  $dt$  (s),  $dh$  (km),  $dz$  (km) の 3 条件で, 一方のカタログの震源に対し他方のカタログの複数の震源が検出される場合は, 震源要素間の差が最も近い組を同一地震とする。

以上の条件で, 領域 A の 51,081 個 (組), その内側の領域 B では 39,153 個 (組) が同一震源として抽出された。表 1 は, 同一と特定された地震数 (組)  $N_{pair}$ , 元の KT-net カタログの地震数  $N_{kt}$ , KT-net の地震数に対する同一地震の割合  $N_{pair}/N_{kt}$  (%) を, 領域 A と領域

表 2 同一地震についてみた各震源要素の差の平均値  $\mu$ , 標準偏差  $\sigma$ ,  $\mu \pm 4\sigma$ , 最大値および最小値. KT-net を基準にしたときの Hi-net との震源時刻の差  $dt$  (s), 東西方向の差  $dx$  (km), 南北方向の差  $dy$  (km), 震源の深さの差  $dz$  (km), 及びマグニチュードの差  $dM$  について示す.

Table 2 Summary of differences in individual hypocenter parameters of identical earthquakes observed by KT-net and Hi-net. Mean ( $\mu$ ), standard deviation ( $\sigma$ ),  $\mu \pm 4\sigma$  and minimum ( $min$ ) and maximum ( $max$ ) are shown for origin time difference  $dt$  (s), east-west distance difference  $dx$  (km), north-south distance difference  $dy$  (km), depth difference  $dz$  (km), and magnitude difference  $dM$ . KT-net parameters are subtracted from Hi-net parameters.

	$\mu$	$\mu - 4\sigma$	$\mu + 4\sigma$	$min$	$max$
$dt$ (s)	-0.24	0.67	-2.92	2.43	-8.80 5.96
$dx$ (km)	0.56	5.47	-21.30	22.43	-86.74 93.03
$dy$ (km)	0.90	6.36	-24.55	26.35	-75.61 83.62
$dz$ (km)	3.09	10.73	-39.85	46.02	-96.96 98.56
$dM$	-0.11	0.18	-0.82	0.61	-2.00 1.60

B について, KT-net の  $M$  ( $Mkt$ ) 毎に示している. まず  $Npair$  のうち,  $Mkt < 3$  は領域 A で 91%, 領域 B で 92%, すなわち同一地震の 9 割強は  $M < 3$  の微小地震である. 同一地震の割合  $Npair/Nkt$  は,  $M \geq 0$  の全地震について領域 A で 81%, 領域 B で 79%,  $M \geq 3$  の比較的大きな地震の  $Npair/Nkt$  は領域 A で 86%~94%, 領域 B で 89~100% である. また同一地震数 (組)  $Npair$  がもっとも多い  $M$  範囲は,  $1 \leq Mkt < 2$  にあり, 領域 A は 22,911 個, 領域 B は 18,757 個,  $Npair/Nkt$  はそれぞれ 79%, 77% となる. これに対し  $0 \leq M < 1$  の  $Npair/Nkt$  は領域 A, B とも 27% とかなり低い. これは KT-net で  $Mkt < 1$  となる地震の検出が Hi-net に比べ相当少ないことを示している (図 4c と 4d の  $M-T$  図参照).

### 3.2 各震源要素の差の分布

これらの同一地震の, 各震源要素の差の平均値とばらつきは, 両カタログの震源データの評価, 両カタログを利用した解析等に重要である. ここでは震源時刻の差  $dt$  (s), 東西方向の差  $dx$  (km), 南北方向の差  $dy$  (km), 深さの差  $dz$  (km), 及びマグニチュードの差  $dM$  について, KT-net を基準に Hi-net との差を調べる.

表 2 は, これらの 5 個の震源要素の差の平均値  $\mu$ , 標準偏差  $\sigma$ ,  $\mu \pm 4\sigma$ , および最大値 ( $max$ ) と最小値 ( $min$ ) をまとめたものである. この表 2 の各震源要素の差の平均値  $\mu$  から, KT-net 震源に対し Hi-net 震源は平均として, 震源時が 0.24s 早めに, 震源位置は 0.56km 東寄り, 0.9km 北寄り, 3.1km 程深めに, また  $M$  が 0.11 小さめに決められている. ただし上述のように同一地震の 9 割強は  $M < 3$  であり, これは概ね微小地震の平均的特徴である. 特に  $dM$  ( $=Mhi-Mkt$ ) の平均は -0.11 であるが, 次節に述べるように, ある範囲についてみた  $dM$  の平均と分布範囲は  $M$  の大きさによって系統的かつ顕著

に変化する.

これら同一地震全体の各震源要素の差のヒストグラムには, 表 2 の最小値と最大値 ( $min$ ,  $max$ ) の広がりからもわかるように, 平均値  $\mu$  を峰とする通常の分布範囲とともに平均から離れた大きな値の分布がみられる. ここでは, そのように大きな震源要素の差を持つ同一地震と通常の分布範囲の同一地震を区別するため, いずれの震源要素も  $\mu \pm 4\sigma$  以内の同一地震と, 少なくとも 1 つの震源要素が  $\mu \pm 4\sigma$  を超える同一地震に分離した. 図 7a はこのようにして分離した各震源要素の差がいずれも  $\mu \pm 4\sigma$  以内の同一地震 (全体の 97.1%), 図 7b は少なくとも 1 つの震源要素の差が  $\mu \pm 4\sigma$  を超える同一地震 (全体の 2.9%) の各ヒストグラムである (縦軸と横軸のスケールは図 7a と図 7b で異なる).

図 7a の各震源要素の差の分布形の特徴は, 同じ  $\mu$  と  $\sigma$  を持つ正規分布に比べて, 平均値近傍の尖度は大きい, すそ野が広くかつ分布形が非対称である. 一方, 図 7b の少なくとも 1 つの震源要素の差が  $\mu \pm 4\sigma$  を超える同一地震は, 全体の 2.9% で極めて少ない. そのヒストグラムは, 平均値  $\mu$  周辺の通常の分布とともに大きな外れ値付近の分布が目立っている. 特に  $dt$  と  $dz$  のヒストグラムは左右反転の形にあり,  $dt$  は -3s 付近  $dz$  は +50km 付近が最頻値である. これは, 相対的に Hi-net (KT-net) は震源時が平均 3s ほど早め (遅め) に震源の深さが 50km ほど深く (浅く) 決まる極めて少数の地震を示し, 主にネット外側の太平洋海域の地震である (次節).

図 7b の  $dM$  の分布には,  $dM$  が 0.0 付近の他に -1.0 ~ -0.9 付近にやや分布の高まりがみられる. これは  $Mkt$  が  $Mhi$  より 1 程度大きい同一地震を表し,  $M$  の範囲は  $Mkt$  が 2~4,  $Mhi$  が 1~3 にある (後述の図 10).

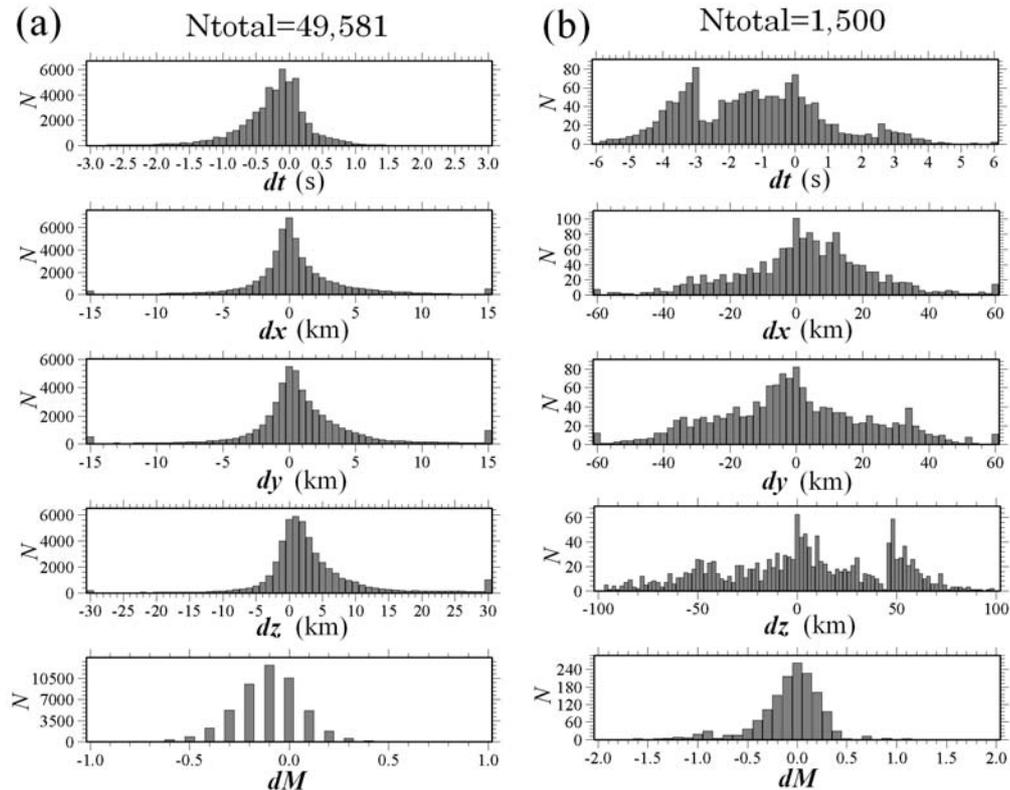


図 7 同一地震についてみた 5 つの震源要素の差 (Hi-net 震源要素から KT-net 震源要素を引く) のヒストグラム ( $dt$ ,  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$ ,  $dM$ ). 各々の分布の平均  $\mu$  と標準偏差  $\sigma$  から, (a) いずれの要素も  $\mu \pm 4\sigma$  以内の同一地震, (b) 少なくとも 1 つ以上の要素が  $\mu \pm 4\sigma$  を超える同一地震に分けて示した (a と b の, 横軸と縦軸のスケールの違いに注意).

Fig. 7 Histograms of difference in five hypocenter parameters, i.e.,  $dt$  (s),  $dx$  (km),  $dy$  (km),  $dz$  (km) and  $dM$  (subtract KT-net parameters from Hi-net parameters) for identical earthquakes. By calculating mean  $\mu$  and standard deviation  $\sigma$  of the difference for each parameter, histograms are divided into (a) identical earthquakes with all parameters within  $\mu \pm 4\sigma$  and (b) identical earthquakes with at least one parameters lying outside of  $\mu \pm 4\sigma$ . Note the different scales of the abscissa and ordinate in (a) and (b).

### 3.3 同一地震の震央分布と断面分布

前節の, 震源要素の差がいずれも  $\mu \pm 4\sigma$  以内の同一地震 (図 7a) の空間分布を, 図 8 の平面図と断面図に線分として示す. 線分の長さは同一地震の震源間距離により 4 段階 (0-5km, 5-10km, 10-30km, 30-100km) に色分けし, 各距離範囲の地震数を合わせて記した. この図では, 震源間距離が短い多数の震源は, 距離の長い比較的少数の同一地震の線分に覆われ目立っていないが, 互いの距離が 5km 未満の地震 (青線) は全体の 54% である. さらに 5km 以上 10km 未満の地震 (緑の線) を含めると全体の 79% が震源間距離 10km 未満で, 主に KT-net 内に分布する. 一方, 震源間距離 30km 以上の同一地震は 3.6% で, 特に茨城県沖～福島県沖に目立つ.

次に, 少なくとも 1 つの震源要素の差が  $\mu \pm 4\sigma$  を超

える同一地震 (図 7b) の震央分布を図 9a に示す (紫色の四角印が KT-net, 青色の丸印が Hi-net 震源). 震源間の震央距離および深さの差が 20km 以上となる震源は緑の線で結んだ. 特に茨城県沖～福島県沖～海溝三重点近辺に震源が密集し, 震源間距離の大きな地震が多い. この海域の矩形域 C について, 南北方向断面の震源分布を図 9b に, 震源の誤差分布を図 9c に示した. 図 9c の  $\delta z$  の分布には  $\delta z=0$  の度数に深さ固定の震源が含まれている. 図 9b の断面図から KT-net 震源は, 深さ固定で決められ横方向へ並ぶ浅めの震源と比較的深めに決められる震源に大別される. 深さ固定で Hi-net より相当浅めに決まる震源が, 上記図 7b のヒストグラムにおいて  $dz$  が +50km 近辺に峰を持つ地震に対応している. 一方 KT-net の深めの地震は図 9b の海溝三重点近辺下のように, 100km 以上で分布する地震も目立つ.

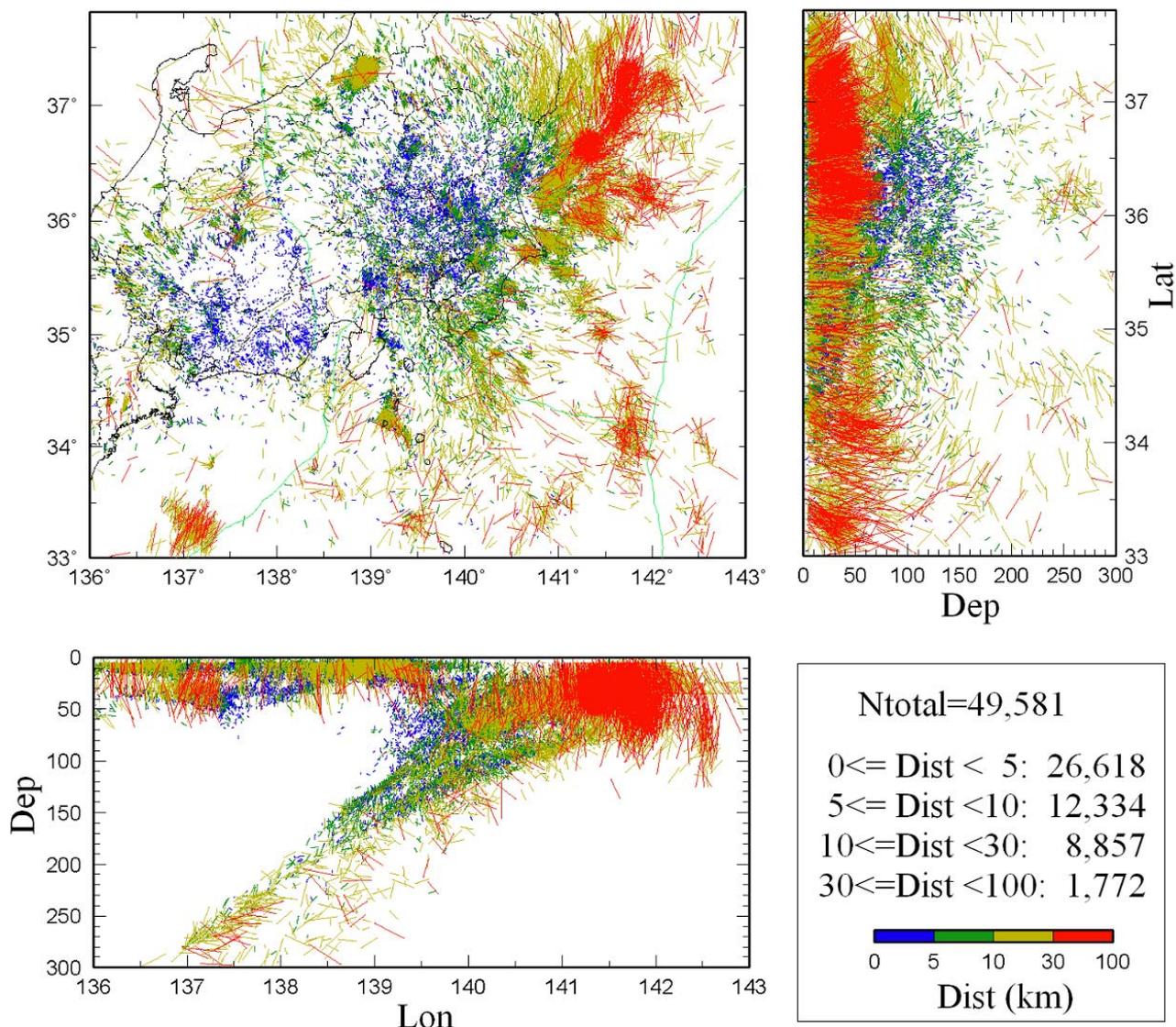


図 8 いずれの震源要素の差も  $\mu \pm 4\sigma$  以内の同一地震 (図 7a) の震源位置の差の分布 (領域 A の平面図と東西および南北断面図)。線分は同一地震間の距離により 4 段階に色分けし、各距離範囲の地震数を凡例に示す。

Fig. 8 Comparison of hypocenter location of identical earthquakes with all hypocenter parameter difference within  $\mu \pm 4\sigma$  in Fig. 7a (map distribution and EW and NS cross-sections of region A). Identical earthquakes are connected by colored lines divided into four based on hypocenter distances. The frequency of earthquakes in each distance range is shown in the legend.

これに対し Hi-net の震源は、深さ固定の震源は少な目で深さ方向の散らばりも小さい。実際、図 9c の  $\delta z$  の分布で深さ固定の震源は、矩形域 C の全震源に対し KT-net は 45%、Hi-net は 11% である。すなわち、この海域で特に KT-net の震源の深さの精度が低く、かつ半数近くが深さ固定で震源が決定されていることを示している。

#### 4. KT-net と Hi-net のカタログのマグニチュード ( $Mkt$ と $Mhi$ ) の比較

前節の同一地震のマグニチュードの差  $dM (=Mhi-Mkt)$

のヒストグラム (図 7a と 7b の  $dM$ ) は前述のように、 $M (Mkt)$  が 3 以下の微小地震が 9 割強を占めている。ここでは同一地震の  $M (Mkt$  と  $Mhi)$  を直接比較して、 $M$  の大小による  $Mkt$  と  $Mhi$  の関係、 $dM$  の空間分布を調べる。また、 $Mkt$  と  $Mhi$  は、それぞれのネットの観測点マグニチュード  $Mst$  の平均から決められるので、 $Mkt$  と  $Mhi$  の決定に使われる  $Mst$  の観測数、および  $Mst$  の値と距離との関係について KT-net と Hi-net の違いを示す。

##### 4.1 同一地震の $Mkt$ と $Mhi$ の関係

図 10 は、領域 A の同一地震について、(a)  $Mkt$  対  $Mhi$ 、

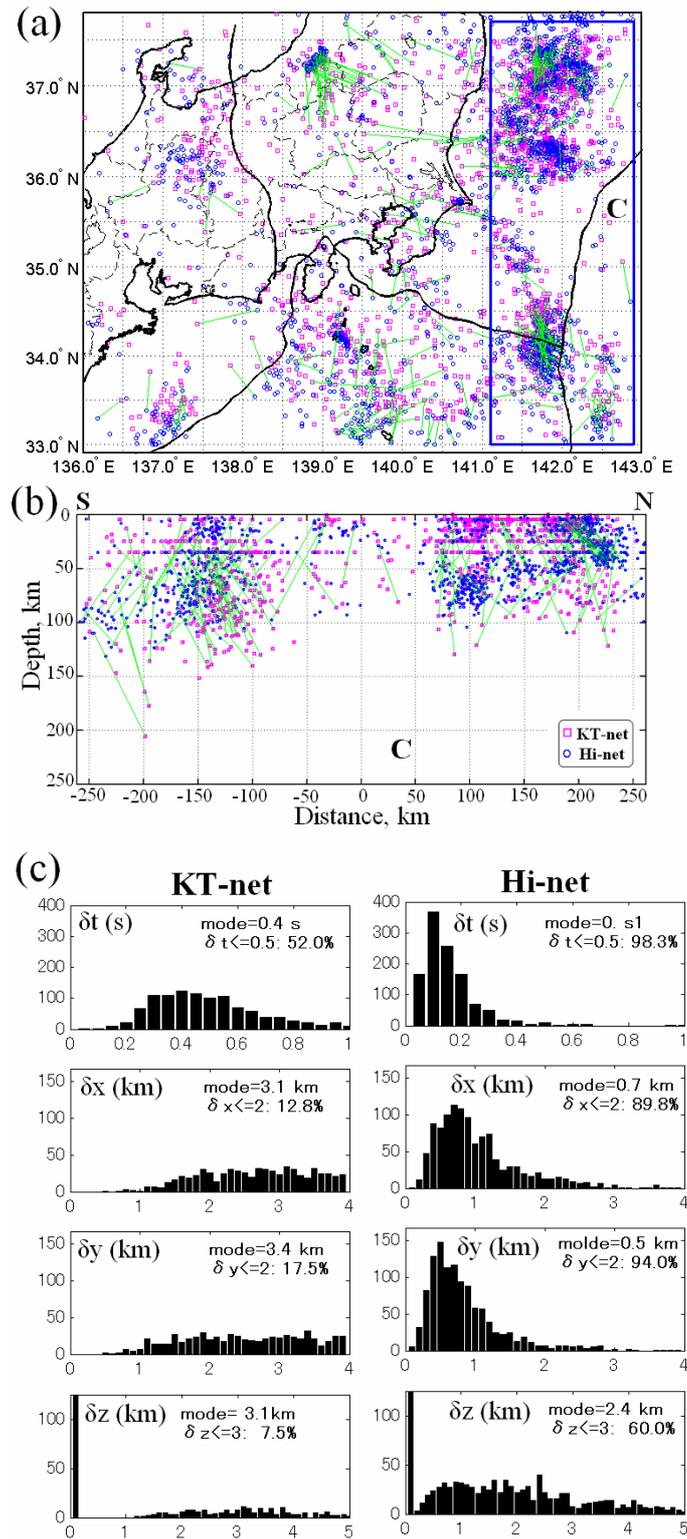


図9 少なくとも1つ以上の要素の差が $\mu \pm 4\sigma$ を超える同一地震(図7b)について、(a)震央の分布、(b)矩形域Cの震源断面分布、および(c)矩形域Cの震源の誤差分布。震源間の水平距離 $>20\text{km}$ かつ鉛直距離 $>20\text{km}$ の同一地震は緑の線で結ぶ。(c)の $\delta z$ のヒストグラムに深さ固定で震源決定された地震の度数を $\delta z=0\text{km}$ に示す。

Fig. 9 (a) Comparison of epicentral distribution of identical earthquakes with at least one hypocenter parameter difference lying outside of  $\mu \pm 4\sigma$  (Fig. 7b), (b) hypocenter distribution in vertical sections for identical earthquakes in rectangular region C, and (c) histograms of hypocenter errors for identical earthquakes in rectangular region C. Identical earthquakes with horizontal distance  $>20\text{km}$  and vertical distance  $>20\text{km}$  are connected by lines. Frequency of depth-fixed events in hypocenter determination is shown at the bin of  $\delta z=0\text{km}$  in (c).

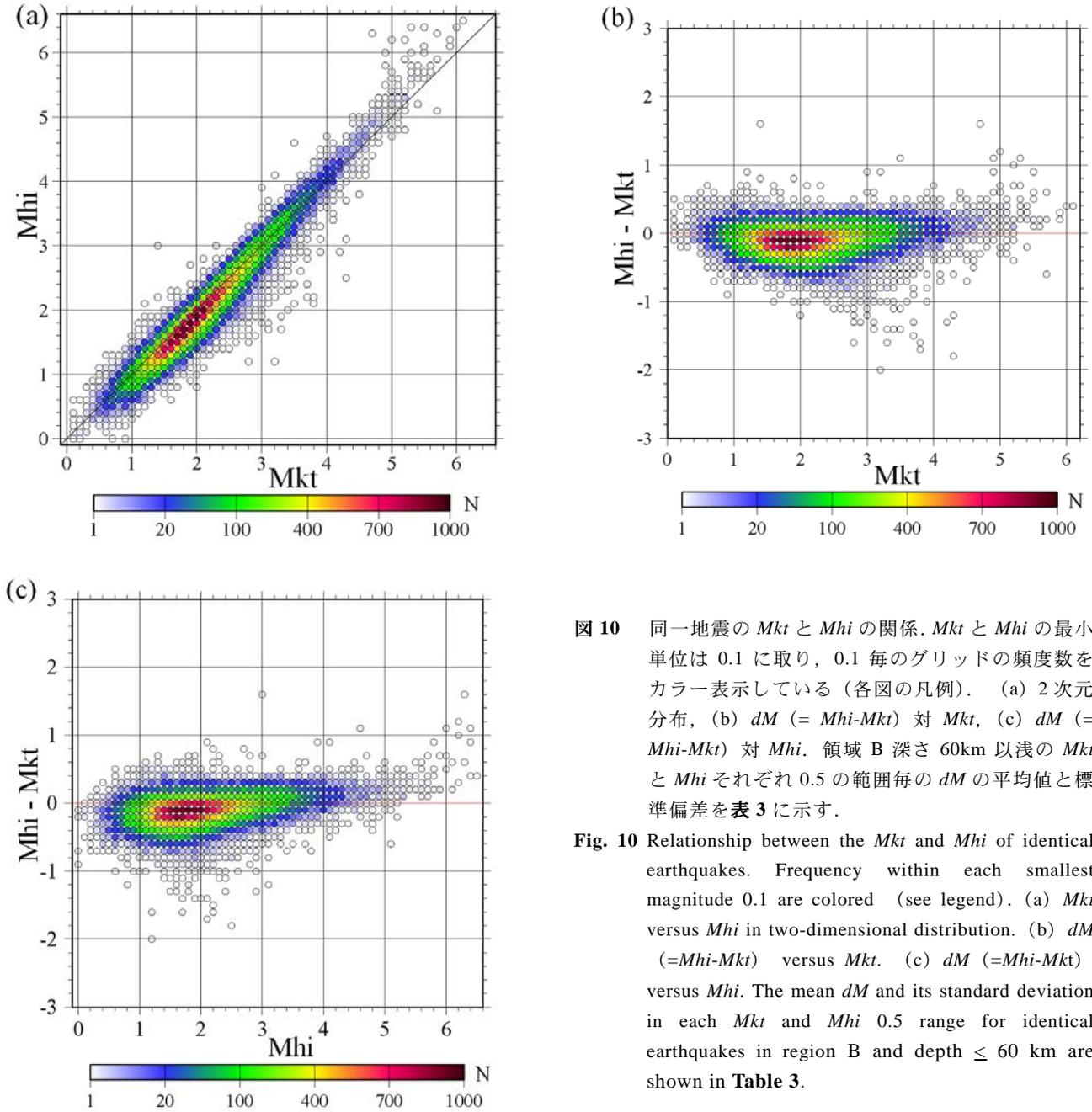


図 10 同一地震の  $Mkt$  と  $Mhi$  の関係.  $Mkt$  と  $Mhi$  の最小単位は 0.1 に取り, 0.1 毎のグリッドの頻度数をカラー表示している (各図の凡例). (a) 2次元分布, (b)  $dM (= Mhi - Mkt)$  対  $Mkt$ , (c)  $dM (= Mhi - Mkt)$  対  $Mhi$ . 領域 B 深さ 60km 以浅の  $Mkt$  と  $Mhi$  それぞれ 0.5 の範囲毎の  $dM$  の平均値と標準偏差を表 3 に示す.

Fig. 10 Relationship between the  $Mkt$  and  $Mhi$  of identical earthquakes. Frequency within each smallest magnitude 0.1 are colored (see legend). (a)  $Mkt$  versus  $Mhi$  in two-dimensional distribution. (b)  $dM (= Mhi - Mkt)$  versus  $Mkt$ . (c)  $dM (= Mhi - Mkt)$  versus  $Mhi$ . The mean  $dM$  and its standard deviation in each  $Mkt$  and  $Mhi$  0.5 range for identical earthquakes in region B and depth  $\leq 60$  km are shown in Table 3.

(b)  $dM (= Mhi - Mkt)$  対  $Mkt$ , (c)  $dM$  対  $Mhi$  をそれぞれ示している.  $Mkt$  と  $Mhi$  の最小単位は 0.1 に取り, 0.1 毎のグリッドの頻度を凡例のようにカラー表示した. このうち領域 B の 60km 以浅の同一地震について,  $Mkt$  と  $Mhi$  0.5 の範囲毎の  $dM (= Mhi - Mkt)$  の平均値 ( $dM_{mean}$ ) と標準偏差 ( $dM_{std}$ ), 頻度数  $N$  を求めて表 3 に示した.

図 10a の分布から, 全体として  $Mkt$  と  $Mhi$  は概ね 1 対 1 の比例関係にある. しかし詳しくみると, 度数の峰に当る  $Mkt$  と  $Mhi$  の値は  $M$  の大小の範囲で変化する. 度数が 700 個程度以上の最も高い峰は, ほぼ  $Mkt$  1.6~2.1 と  $Mhi$  1.5~2.0 の範囲にあり, この範囲では概ね  $Mhi = Mkt - 0.1$  の関係式に沿う (図 10a). また, この範囲

で  $dM (= Mhi - Mkt)$  は主に -0.6~0.3 の範囲に分布し,  $Mkt > Mhi$  の方に膨らむ (図 10b, 10c). さらに図 10c のように,  $Mhi \geq 5.3$  ではすべて  $Mhi > Mkt$  の関係にある.

表 3 の  $M0.5$  の範囲毎の  $dM$  の平均値は,  $Mkt$  の列方向と  $Mhi$  の列方向でやや異なる変化を示す.  $Mkt$  に沿って  $dM$  は  $1.5 \leq Mkt < 2.0$  で最も小さく平均値は -0.12 である. この  $1.5 \leq Mkt < 2.0$  より  $Mkt$  が小さい方と大きい方に向かって  $dM$  の平均値は負から正, すなわち  $Mkt > Mhi$  から  $Mkt < Mhi$  に変化する (図 10b 参照). 一方, 表 3 の  $Mhi$  の列に沿う  $dM$  の平均は,  $0 \leq Mhi < 0.5$  で最も小さく -0.24, これより大きな  $Mhi$  範囲で  $Mhi$  とともに  $dM$  も大きくなる.  $Mhi = 3$  前後で  $dM$  は負から正に,

表 3 同一地震についてみたマグニチュードの差  $dM (=Mhi-Mkt)$  の平均  $dMmean$ , 標準偏差  $dMstd$  および度数  $N$ .  $Mkt$  と  $Mhi$  についてマグニチュード 0.5 毎にそれぞれ示す (領域 B の 60km 以浅の地震).

Table 3 Mean of  $dM (=Mhi-Mkt)$   $dMmean$ , its standard deviation  $dMstd$ , and frequency  $N$  in each 0.5  $Mkt$  and 0.5  $Mhi$  range for identical earthquakes in region B with depth  $\leq 60$  km.

$Mkt$	$dMmean$	$dMstd$	$N$	$Mhi$	$dMmean$	$dMstd$	$N$
$0.0 \leq Mkt < 0.5$	0.09	0.19	65	$0.0 \leq Mhi < 0.5$	-0.24	0.23	129
$0.5 \leq Mkt < 1.0$	-0.03	0.18	1027	$0.5 \leq Mhi < 1.0$	-0.17	0.20	1666
$1.0 \leq Mkt < 1.5$	-0.09	0.17	5650	$1.0 \leq Mhi < 1.5$	-0.14	0.17	7457
$1.5 \leq Mkt < 2.0$	-0.12	0.16	10619	$1.5 \leq Mhi < 2.0$	-0.11	0.16	10108
$2.0 \leq Mkt < 2.5$	-0.11	0.16	7696	$2.0 \leq Mhi < 2.5$	-0.07	0.15	6355
$2.5 \leq Mkt < 3.0$	-0.06	0.19	3388	$2.5 \leq Mhi < 3.0$	-0.01	0.14	2735
$3.0 \leq Mkt < 3.5$	-0.01	0.23	1169	$3.0 \leq Mhi < 3.5$	0.05	0.16	1081
$3.5 \leq Mkt < 4.0$	0.05	0.23	413	$3.5 \leq Mhi < 4.0$	0.10	0.15	440
$4.0 \leq Mkt < 4.5$	0.07	0.24	154	$4.0 \leq Mhi < 4.5$	0.14	0.16	181
$4.5 \leq Mkt < 5.0$	0.15	0.20	67	$4.5 \leq Mhi < 5.0$	0.17	0.17	76
$5.0 \leq Mkt < 5.5$	0.35	0.33	32	$5.0 \leq Mhi < 5.5$	0.28	0.15	32
$5.5 \leq Mkt < 6.0$	0.20		1	$5.5 \leq Mhi < 6.0$	0.43	0.16	11
$6.0 \leq Mkt$			0	$6.0 \leq Mhi$	0.84	0.40	5

それより大きな  $Mhi$  では  $dM > 0$  の地震が卓越するようになる. 表 3 はまた,  $Mkt \geq 6$  の同一地震は 0 個に対し,  $Mhi \geq 6$  の地震は 5 個発生しこの  $Mhi$  範囲では  $Mkt$  より平均 0.84 大きいことを示している.

#### 4.2 観測点マグニチュード $Mst$ と震央距離との関係

前節でみたように  $Mkt$  と  $Mhi$  の関係は,  $Mkt$  と  $Mhi$  の範囲毎に異なり, 全体として非線形的関係にある. 個々の地震の  $M$  ( $Mkt$ ,  $Mhi$ ) は, 各観測点の最大速度振幅から, 渡辺 (1971) の式を用いて観測点毎のマグニチュード (以下  $Mst$  とする) を計算し, それらの算術平均として求められる. まず,  $M$  決定に使われる観測点は, KT-net は図 1 のように限られて分布するが, Hi-net は日本列島を覆って分布している. また, データ転送の AD 変換のダイナミックレンジは, KT-net が 8 ビットに対して Hi-net は 24 ビットである. そのため, KT-net では  $M$  の大きな地震に対して最大振幅が飽和し,  $Mst$  が得られる観測点が少なくなる. したがって  $Mst$  が計算される観測点の数と分布範囲は両カタログで異なり, 特に  $M$  の大きな地震についてこの相違が著しくなる. ここでは,  $M$  の大きさが異なる 3 個の同一地震を例に,  $Mst$  と震央距離の関係調べ,  $Mkt$  と  $Mhi$  が非線形的関係となる要因を検討する.

図 11 は, 3 個の地震について, KT-net と Hi-net の各々の  $Mst$  と震央距離 ( $dltkm$ ) の関係である (KT-net の  $Mst$  を  $Mstkt$ , Hi-net の  $Mst$  を  $Msthi$  とした). 各観測点の最大速度振幅は定常処理で“正常”, “飽和”, および“未計測”の 3 通りに区別される. 各図には, 正常な振幅値に基づく  $Mst$  (図中の青丸印) と, 振幅飽和の  $Mst$  (三角印), および  $Mst$  未決定の観測点の位置 (横軸上の赤縦線) を示した. また正常な振幅に基づく  $Mst$  から計

算された平均の  $M$  ( $Mmean$ ) と標準偏差 ( $std$ ) を図中に示した (赤い横線と緑の横線).  $N$  が使用した観測点数である.

図 11 の I に示す  $M5$  クラスの地震の例 (2005 年 6 月 20 日, 千葉県銚子付近) では, KT-net と Hi-net で  $Mst$  の数と距離範囲が著しく異なる. KT-net (左上図) は距離が約 350km 以下の 22 観測点の  $Mst$  の平均から  $Mmean=5.02$  である. しかし, 全体に  $Mst$  は距離に対し増加の傾向がみられる. また上述の理由から振幅飽和の  $Mst$  (三角印) が比較的多い. 一方, Hi-net (右上図) は震央距離 1,000km 強までの 693 の  $Mst$  から  $Mmean=5.85$  である. 全体に  $Mst$  が距離に対し増加傾向がみられ, 特に約 750km 以遠で  $Mst$  が 6~7 程度の大きな値に偏る. なお, Hi-net のルーチンの  $M$  は, ほぼ震央距離 500km 以下の観測点の  $Mst$  に限定して計算され, それによると  $Mmean(=Mhi)=5.70$  であるが, この値でも KT-net の  $Mmean(=Mkt) = 5.02$  に比べ相当大きい.

図 11 の II に示す地震 (2004 年 2 月 4 日, 箱根付近) は, KT-net と Hi-net とも,  $Mmean \approx 3.0$  であるが,  $Mst$  は KT-net では震央距離約 230km までの 67 観測点, Hi-net では約 470km までの 248 観測点に対して計算され, Hi-net では  $Mst$  が距離とともに増加する傾向がみられる. このように, 平均の  $M$  はほぼ同じでも, その計算に利用可能な  $Mst$  の値と距離範囲および観測点数は両ネットで著しく異なる.

一方, 図 11 の III に示す  $M2$  クラスの地震の例 (2002 年 4 月 14 日, 浜名湖付近) では, KT-net と Hi-net とも  $Mst$  が震央距離とともに小さくなる傾向が明瞭で, 上記の例とは対照的である. KT-net では震央距離 150km までの 40 観測点の  $Mst$  から, Hi-net では震央距離 210km

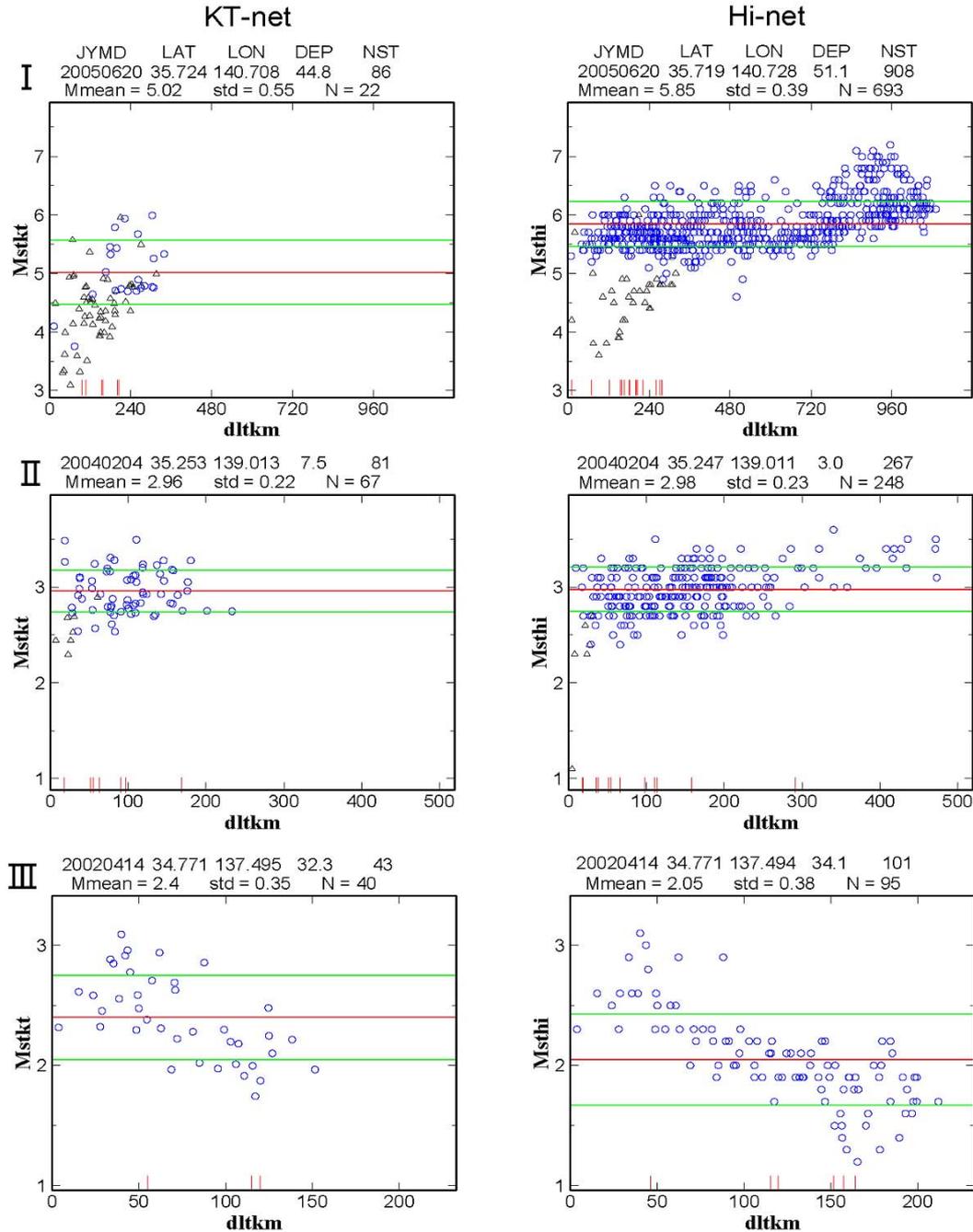


図 11 各観測点のマグニチュード  $Mst$  と震央距離 ( $dltkm$ ) との関係.  $M$  クラスが異なる 3 個の同一地震 I, II, III について示す. KT-net の  $Mst$  を  $Mstkt$ , Hi-net の  $Mst$  を  $Msthi$  とする.  $Mst$  の平均  $Mmean$  (図中赤い横線) と標準偏差  $std$  (緑の横線) は, 最大速度振幅が正常値の  $Mst$  (図中の青丸印) から計算. それ以外の振幅飽和の  $Mst$  (三角印) と  $Mst$  未決定の観測点の位置 (横軸上の縦の赤線) も図中に示した. KT-net と Hi-net で  $Mst$  の観測点数  $N$  が著しく異なる. また I と III のように,  $Mst$  の距離依存性 (距離とともに増加, または減少する傾向) がみられる. I の地震の  $Mst$ - $Mmean$  の地理的分布を 図 12 に示す.

Fig. 11 Relationship between station magnitude  $Mst$  and epicentral distance ( $dltkm$ ), shown for three  $M$  class identical earthquakes, I, II and III.  $Mst$  is  $Mstkt$  for KT-net and  $Msthi$  for Hi-net.  $Mmean$ , average of  $Mst$ , and standard deviation  $std$  based on  $Mst$  calculated from the maximum velocity amplitude measured correctly at each station (blue circle). Another  $Mst$  calculated from clipped amplitude (black triangles) and station location of undetermined  $Mst$  (vertical red lines). The difference in number of available stations  $N$  of  $Mst$  used to calculate mean  $M$  differ markedly between KT-net and Hi-net.  $Mst$  clearly tends to increase or decrease with distance, as seen for earthquake I and III. The map distribution for  $Mst$ - $Mmean$  of earthquake I is shown in Fig. 12.

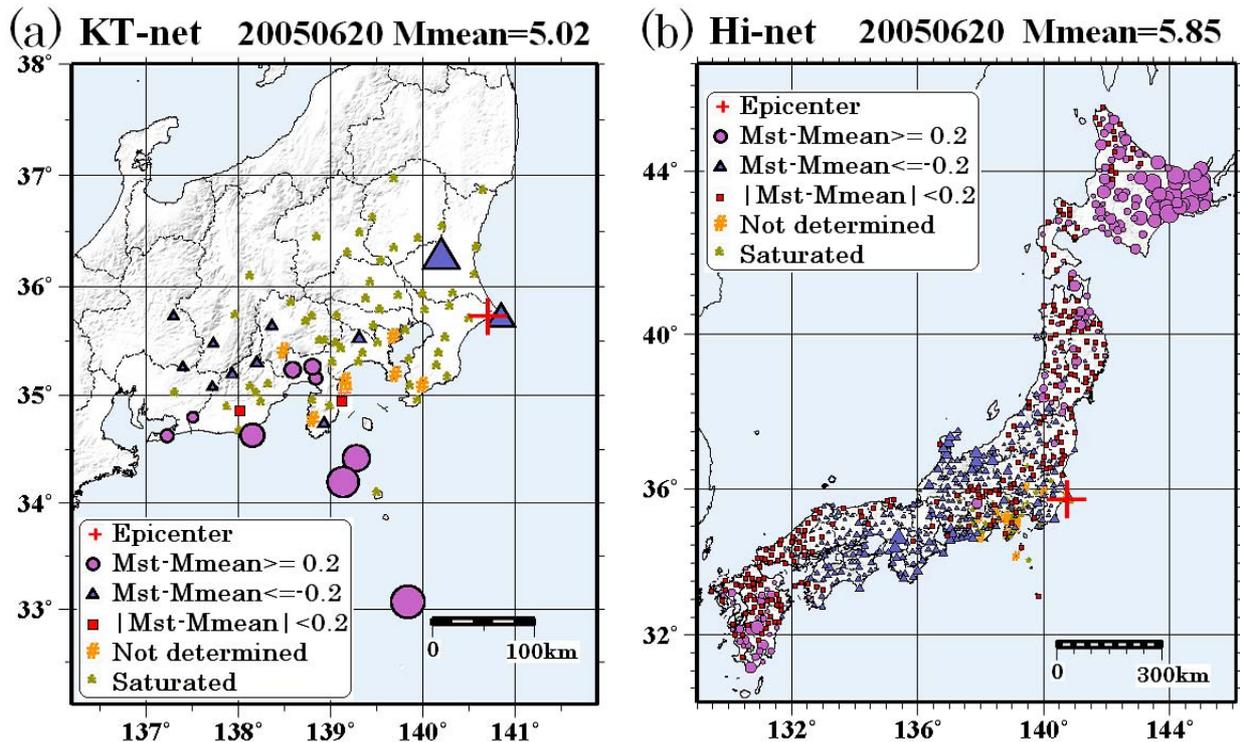


図 12  $Mst-Mmean$  の空間分布の例 (図 11 の I の地震, 震央は千葉県銚子付近).  $|Mst-Mmean| < 0.2$  は大きさ一定の四角の印,  $Mst-Mmean \geq 0.2$  と  $Mst-Mmean \leq -0.2$  については, 絶対値に応じた大きさの丸印と三角印でそれぞれ示す. KT-net の  $Mmean=5.02$  に対し Hi-net は  $Mmean=5.85$  となる. 震源の深さは KT カタログが 45km, Hi カタログが 51km である.

Fig. 12 Example of geographic distribution of  $Mst-Mmean$  at each station (earthquake I in Fig. 11, near Choshi city, Chiba Prefecture), observed by (a) KT-net and (b) Hi-net.  $|Mst-Mmean| < 0.2$  is shown by constant squares, while  $Mst-Mmean \geq 0.2$  and  $Mst-Mmean \leq -0.2$  are shown by variable circles and triangles.  $Mmean=5.02$  by KT-net and  $Mmean=5.85$  by Hi-net. Hypocenter depth is 45 km and 51 km, respectively.

までの 95 観測点の  $Mst$  から算出された  $Mmean$  は, それぞれ 2.40 と 2.05 である. Hi-net の方がより遠方の小さな  $Mst$  を含めて  $Mmean$  を計算するため, KT-net より 0.4 程度小さな値となっている. 両ネットとも例えば 100km 以下の  $Mst$  に限定すると, ほぼ同じ値の  $Mmean$  が得られる.

#### 4.3 観測点マグニチュード $Mst$ の地理的分布と距離依存性

前節でみたように, KT-net と Hi-net の同一地震の  $M$  ( $Mkt$ ,  $Mhi$ ) は, その平均の計算に使われる  $Mst$  と震央距離の関係が両ネット間で, また  $M$  の大きさによって相当異なる. ここでは  $Mst$  の空間分布例として, 図 11 の I の M5 クラスの地震について, 各観測点での  $Mst$  の  $Mmean$  からの偏差  $Mst-Mmean$  をとり図 12a,b に示した. この図から, 両ネット間の観測点分布の著しい違い, および  $Mst-Mmean$  の地域性が明瞭である.

図 12a の KT-net の  $Mst$  は 22 点であるが,  $Mst-Mmean \geq 0.2$  (丸印) は太平洋岸と伊豆諸島に,  $Mst-Mmean \leq -0.2$  (三角印) は内陸部に分布する地域性がみられる. また最大振幅が飽和した観測点 (\*印) が目立って多い. 一方, 図 12b の Hi-net の  $Mst$  は 693 点の分布を示し,  $Mst-Mmean \geq 0.2$  (丸印) は東北地方北部～北海道中央部と東部および九州南部に,  $Mst-Mmean \leq -0.2$  (三角印) は本州内陸部～日本海側および紀伊半島・近畿地方に目立つ. それらの間に  $|Mst-Mmean| < 0.2$  (四角印) が分布している.

以上図 12 の  $Mst$  の空間分布の例, および図 11 に示した 3 つの地震の  $Mst$  と距離との関係の例は, 1) 同一地震でも, 両ネットで  $Mst$  の距離範囲と空間分布が異なること, さらに, 2) 各ネットでも, 震源の位置 (震央と深さ) と  $M$  により  $Mst$  の距離に対する傾向および地理的分布が異なること, を示している. そこで,

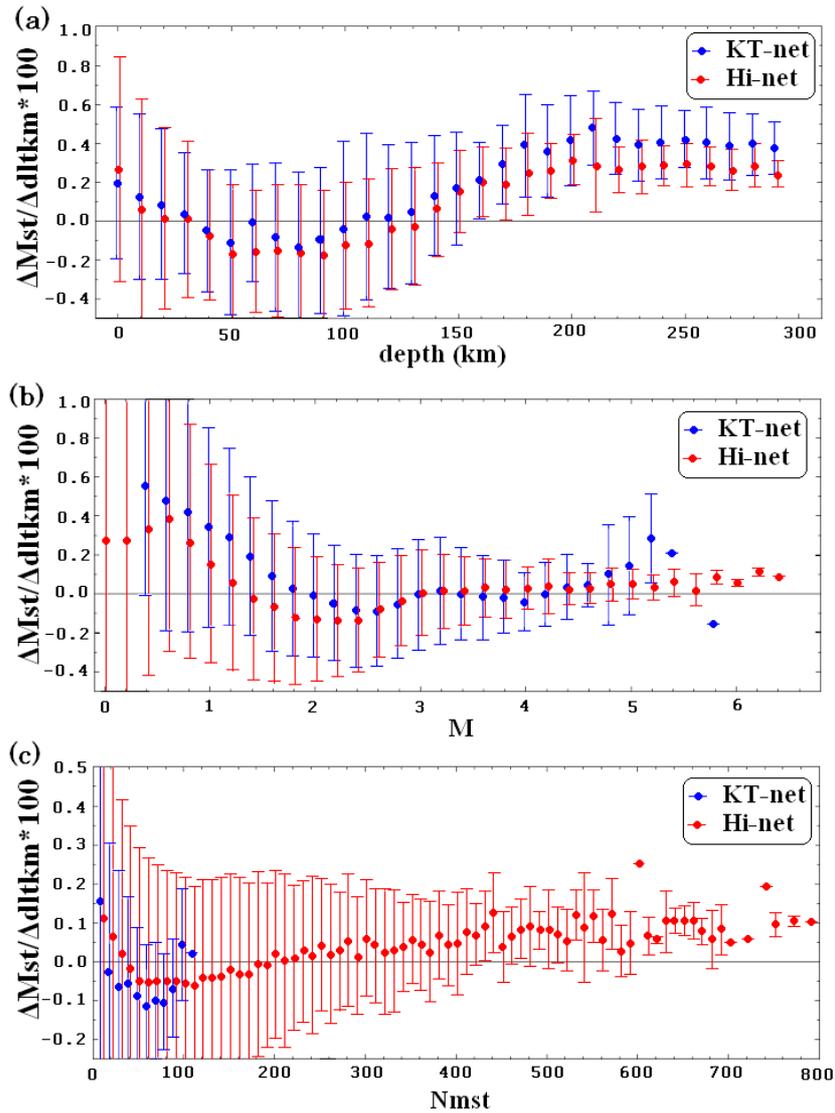


図 13 最小二乗法で求めた個々の地震の  $Mst$  と震央距離  $dtlkm$  の関係の勾配  $\Delta Mst / \Delta dtlkm$  を、領域 B の全地震について、震源の深さ (a)、 $M$ (b)、および  $Mst$  の観測点数  $Nmst$ (c)の小区間毎に求め、その平均と標準偏差を震央距離 100km 当りの値で示す (青丸と青線が KT-net, 赤丸と赤線が Hi-net)。

Fig. 13 Slopes  $\Delta Mst / \Delta dtlkm$  of the relationship between  $Mst$  and epicentral distance  $dtlkm$ , which are obtained by the least square method for individual earthquakes, are averaged over for each small range of focal depth (a),  $M$  (b), and  $Mst$  observation number  $Nmst$  (c) for all earthquakes in region B. The means and standard deviations are shown as the value per 100 km epicentral distance (blue symbols: KT-net, red symbols: Hi-net).

$Mst$  の距離依存性を組織的に調べるために、領域 B の全地震を対象として、図 11 のような個々の地震の  $Mst$  と震央距離  $dtlkm$  の関係を一次式で近似し、その勾配  $\Delta Mst / \Delta dtlkm$  と切片を最小二乗法で求めた。さらに、震源の深さ、 $M$ 、および  $Mst$  の観測点数 ( $Nmst$  とする) のそれぞれの小区間毎に、 $\Delta Mst / \Delta dtlkm$  の平均と標準偏差を求め、図 13a, b, c にその結果を示す。深さは 5km 区切り、 $M$  は 0.2 区切り、 $Nmst$  は 10 点刻み毎に

取り、各区間の勾配  $\Delta Mst / \Delta dtlkm$  の平均と標準偏差は、震央距離 100km 当りの値で示してある。区間毎の標準偏差は相当地に大きい、 $\Delta Mst / \Delta dtlkm$  の平均が、深さ、 $M$ 、および  $Nmst$  に対しそれぞれ系統的に変化することが明瞭である。深さに対しては図 13a のように、特に約 130km 以深で  $\Delta Mst / \Delta dtlkm$  は負から正の方向に大きくなり、約 180km 以深は概ね 0.2~0.4 の範囲で一定である。また  $M$  に対しては図 13b のように、

$M1.5\sim 2$  以下で  $\Delta Mst / \Delta dltkm$  は正に偏る特徴がみられる。図 13c の  $Nmst$  に対しては、 $Nmst$  とともに KT-net では 10 点程度、Hi-net で 30 点程度以上で  $\Delta Mst / \Delta dltkm$  は正から負に変わり、さらに大きな  $Nmst$  で再び負から正に変化する。

以上、図 11~13 にみられる観測点マグニチュード  $Mst$  の特徴は、地下構造の不均質性、特に太平洋側から沈み込むフィリピン海プレートと太平洋プレートの 3 次元構造の影響を強く反映したものと推測される。たとえば、上記千葉県銚子付近の地震の  $Mst$ - $Mmean$  (図 12b) は、震源から主にスラブ内を伝播する経路の観測点は地震波の距離減衰が小さいため、遠方ほど  $Mst$  が大きく (北海道東部や九州南部の観測点)、ウエッジマントルを伝播する経路に沿う観測点は減衰が大きいため遠方ほど  $Mst$  が小さい (日本海側や近畿地方の観測点)、と解釈される。また、図 13a で距離勾配  $\Delta Mst / \Delta dltkm$  が、約 130km 以深で正の値に変わり深部のスラブ内地震が比較的大きな正の値を持つこと、図 13c で Hi-net の  $Nmst$  が約 200 点以上で  $\Delta Mst / \Delta dltkm$  が正の値を持つことも、深い地震および遠方の広範囲の観測点ほど、スラブの影響を強く受け  $Mst$  が相対的に大きくなるため、と解釈される。KT-net の最大速度振幅の距離減衰の地域性とフィリピン海プレートとの位置関係については、野口(1990)で詳しく調べられている。

このように、震源~観測点の最大振幅の距離減衰は伝播経路の速度・減衰構造に依存して変わるため、個々

の地震の観測点マグニチュード  $Mst$  は一定でない。 $M$  の広い範囲における  $Mkt$  と  $Mhi$  の非線形関係は、この要因による不均一な  $Mst$  をさらに平均して、 $Mkt$  と  $Mhi$  がそれぞれ決められるためと考えられる。逆に、振幅の距離減衰係数を一定とする通常のマグニチュード式による  $Mst$  が各点で異なるのはむしろ自然なことである。震源の位置 (震央、深さ) や  $M$ 、観測点数によらず安定した  $Mst$  を得るためには、地殻・上部マントルの 3 次元構造を考慮した  $M$  決定式が必要である (次節の議論・考察)。

#### 4.4 $dM (=Mhi-Mkt)$ の時間分布および読取観測点数の時間変化

最後に、同一地震の  $dM (=Mhi-Mkt)$  の時間分布と読取り観測点数の時間変化について述べる。図 14 は、同一地震の  $dM$  の時間分布 (単位 0.1 毎) と 1 か月毎の  $dM$  の平均値 (図中の赤線) の時間変化である。先述のように 9 割強は  $M < 3$  の微小地震である。個々の地震の  $dM$  のばらつきは前節までの様々な要因によるが、全体として平均値は  $dM = -0.1$  前後で推移し概ね時間的に安定である。

$dM$  の時間分布と関連して、同一地震の読取り観測点数 ( $Nkt$  と  $Nhi$ ) の時間変化を図 15a に、マグニチュードと読取り観測点数との関係を図 15b に示す。両図とも縦軸は観測点数の対数を取った。図 15a のように、KT-net の読取観測点数  $Nkt$  は、この期間の Hi-net 方式への移行により、当初は最大約 120 点、最小 3 点 (最

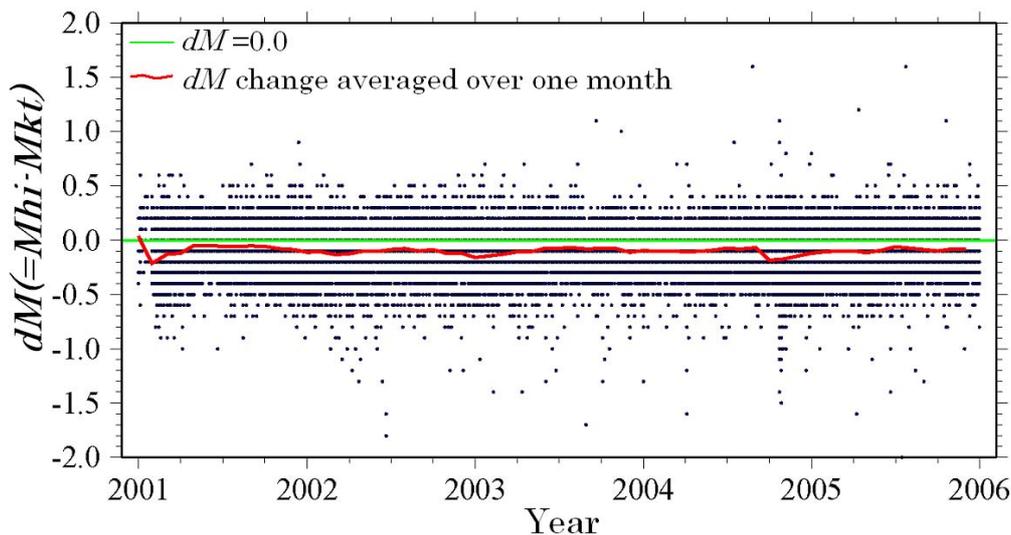


図 14 同一地震の  $dM (=Mhi-Mkt)$  の時間変化。赤線は 1 か月毎の  $dM$  の平均値の変化。全体に  $dM$  は -0.1 前後で安定している。

Fig. 14 Time variation in  $dM (=Mhi-Mkt)$  of identical earthquakes. The red line shows  $dM$  change averaged over one month. During the entire period,  $dM$  is relatively stable along the mean of -0.1.

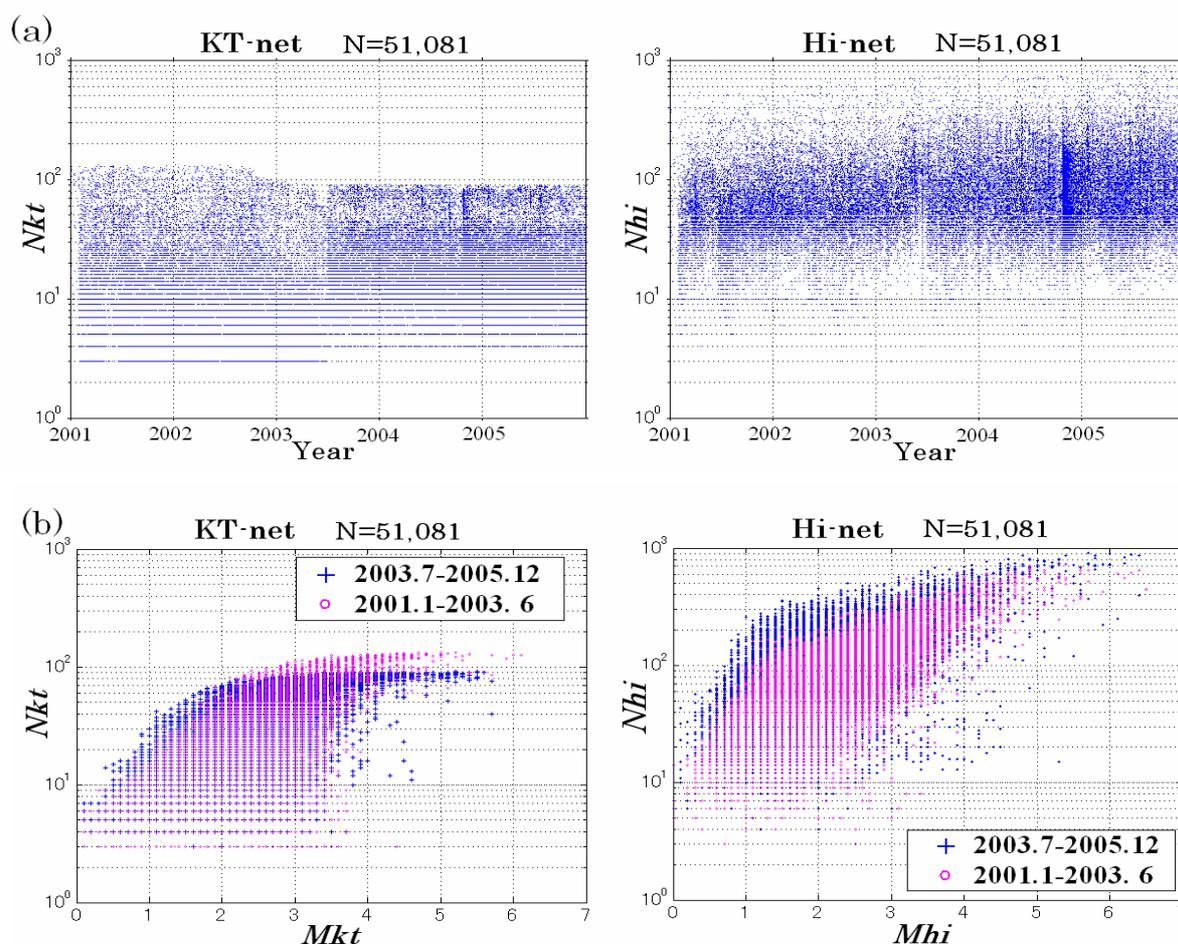


図 15 同一地震の各ネットの読取観測点数  $Nkt$  と  $Nhi$  についての (a)  $Nkt$  と  $Nhi$  の時間変化, (b)  $Nkt$  と  $Mkt$ ,  $Nhi$  と  $Mhi$  の関係. 縦軸の観測点数は対数で示す. 読取観測点数の範囲は  $Nkt$  が 3~132 点,  $Nhi$  は 3~908 点. KT-net では 2003 年半ばから  $Nkt$  は 4~90 点に減っている.

Fig. 15  $Nkt$  and  $Nhi$  are the number of stations of arrival times readings by KT-net and Hi-net for identical earthquakes. (a) Time change in  $Nkt$  and  $Nhi$ , (b)  $Nkt$  versus  $Mkt$  and  $Nhi$  versus  $Mhi$ . Ordinate  $Nkt$  and  $Nhi$  are shown by logarithm scale. The number of stations ranges from 3 to 132 for  $Nkt$  by KT-net and from 3 to 908 for  $Nhi$  by Hi-net.  $Nkt$  is reduced to 4 to 90 from the latter half of 2003.

低 P 波初動 3 点, S 波初動 1 点の読取りデータ) であるが, 2002 年後半から 2003 年半ばにかけて減少し, 2003 年半ば以降は最大約 90 点, 最小 4 点に限定されている. Hi-net の  $Nhi$  はこの期間の観測点の新設により増加している. 図 15b のマグニチュードと読取観測点数との関係 ( $Mkt$  対  $Nkt$ ,  $Mhi$  対  $Nhi$ ) は, 2003 年 6 月末を境に 2 期間で記号を変えてプロットした (前期は赤丸印, 後期は青+印).  $M$  が大きい地震ほど多数の読取り値から震源決定されることを示しているが,  $M$  毎の読取観測点数の範囲は両ネットと著しく異なる. 例えば後期について KT-net は,  $M$  ( $Mkt$ ) = 1 の読取観測点数は  $Nkt$  = 3~30 点,  $M$  = 3 では  $Nkt$  = 3~90 点であるが, Hi-net では  $M$  ( $Mhi$ ) = 1 の読取観測点数は  $Nhi$  = 4~200 点前後,  $M$  = 3 では  $Nhi$  = 5~300 点前後に達する. この読取値デー

タ数と観測点配置の相違が, 両ネット間の震源決定誤差の分布範囲の違い (図 3 と図 9c 参照) の要因となっている.

## 5. 議論・考察

### 5.1 カタログの均質性

従来の様々な地震カタログの調査においても, 自然現象としての地震活動とともに, カタログの人為的変遷を地震活動の変化として検出した例は少なくない. Habermann(1987) はこのことを “Man-made changes of seismicity rates” と称し論じている. またカタログの種類や対象域が同じでも, データの処理方法や統計的扱いによって異なる解析結果と解釈がなされてきた. 代表的な文献として, 世界的な地震活動の長期変化につ

いての Pérez and Scholz(1984) と Ogata and Abe(1991) の解析と解釈の相違, 気象庁カタログと USGS カタログによる東海地域の静穏化についての尾形 (1998) の議論, 北海道浦河付近の地震の  $M$  の度数分布についての Rydelek and Sacks (2003) と Wiemer and Wyss (2000, 2003) の解釈の相違と議論等が挙げられる。

本稿で扱った KT-net と Hi-net の地震カタログも, 関東・東海地域の地震活動の全体の特徴をどちらも同様に表わすが, 時間的・空間的地震分布, およびマグニチュード度数分布の詳しい比較から, 前節まで述べたような各々の特徴と相違がみられた。両カタログを用いた震源分布や地震活動の詳細な調査解析には, それらの特徴, 相違点に留意する必要がある。

震源位置については, KT-net の周辺を含む領域 A の同一地震の比較 (3.2 節, 3.3 節) から, KT-net と Hi-net の震源の差は全地震を平均すると, 東西方向 0.6km, 南北方向 0.9km, 深さ方向 3.1km で (表 2) 比較的小さいといえよう。領域 A の内側の領域 B に限るとこの差はさらに小さくなる。しかし, 数は少ないが KT-net の周辺では両震源の差が目立ち, 地図上では放射状の分布傾向にある (図 8)。この両震源の位置関係は, 小原ほか (1996) による KT-net と東北大学の観測網のデータを併合処理して再決定した震源と KT-net の震源の位置関係と同様で, 観測点の数と分布範囲の違いを反映している。特に太平洋岸東沖の海域の地震に対して, KT-net と Hi-net の震源の深さの差が大きく, KT-net では多くの地震が深さ固定で浅めに震源決定され, 誤差範囲も広い (図 9)。海域の地震の震源, 特に深さを精度良く決めるため, 海域設置の地震計のデータが極めて有効なこと (例えば, 長谷川ほか, 1987), また沈み込むプレートの 3 次元速度構造モデルや反射波・屈折波の走時データを考慮した震源決定が必要なことはいうまでもない。

KT-net と Hi-net カタログのマグニチュード,  $M_{kt}$  と  $M_{hi}$  の関係は,  $M$  の範囲で系統的に異なる (図 10 と表 3)。前述のように  $M$  の小さな地震の頻度数は  $M$  の変化に敏感で,  $M$  が 0.1 変ると地震数は 20~30% の違いとなる。したがって, 両カタログによる地震活動の評価に, 上記の  $M_{kt}$  と  $M_{hi}$  の差の影響は小さくない。これに関連して, 松村 (2006, 私信) は, KT-net と Hi-net では最大振幅を測定する基準 (ゼロレベル) が異なり系統的に  $M_{hi}$  が  $M_{kt}$  より小さいこと, また Hi-net の  $M$  の数値は少数以下 1 桁までであるため, 例えば  $M \geq 1.5$  の地震は実質的に  $M \geq 1.45$  が計数されることを指摘している。また KT-net では地震計が地表に設置された観測点が多いことも,  $M$  の小さな地震が  $M_{kt} > M_{hi}$  となる原因のひとつと考えられる。一方,  $M$  の大きな地震は,  $M_{hi} \geq 5.3$  で全て  $M_{kt} < M_{hi}$  の関係にあることは, 先述のように KT-net のデータ転送のダイナミックレンジが小さいことによっている。両カタログに基づく地震活動の調査にはこのような  $M_{kt}$  と  $M_{hi}$  の非線形の関係とその要因を考慮する必要がある。

## 5.2 $M$ の改善について

前節の 4.2 と 4.3 のように, 振幅の距離減衰係数を一定とする通常のマグニチュード式 (例えば, 渡辺, 1971) による観測点マグニチュード  $M_{st}$  は, 伝播経路の速度・減衰構造に依存して様々な距離変化, 空間分布がみられた。広範囲の  $M$  を安定して決めるために, 震源の位置と不均質構造を考慮した  $M$  の決定手法が必要である。Katsumata (2001) は, 日本列島と周辺の深い地震について最大速度振幅に基づく  $M$  を決めるため,  $Q$  の不均質構造による減衰項を震源の深さと震央距離の関数として求め, さらにスラブ構造の影響を観測点~海溝間の距離と深さの関数で補正して, 概ねモーメントマグニチュード  $M_w$  に対応する実験式を求めた。一方, 地震の震源モデルとスケールリング則から, 井出 (2002) は, 渡辺 (1971) の式による  $M$  は  $M_w$  と非線形の関係にあることを示した。また  $M_w$  は広帯域地震計のデータからルーチン処理で決められている (福山ほか, 1998)。これらのことを参照して, Hi-net の速度振幅データに基づくより物理的な  $M$  をルーチン的に決めることも今後の課題として考えられる。

## 5.3 KT-net と Hi-net の地震カタログによる地震活動解析

四半世紀以上にわたる KT-net の地震カタログは, 関東・東海の地震活動の定量的解析に活用され多くの成果が得られてきた。例えば, 地震活動の静穏化や  $b$  値の時・空間変化が, 汎用性の高い地震活動解析ソフト Z-map (Wiemer, 2001) を適用して解析され, 関東・東海地域の地震活動の時・空間変化の特徴が明らかにされてきた (例えば, Wyss and Wiemer, 1997; Maeda and Wiemer, 1999; Wyss and Matsumura, 2002; Wiemer *et al.*, 2005)。

松村 (2002, 2003) は, デクラスタリングにより東海地域における定常的微小地震活動の時間変化を詳細に調べ, 想定東海地震の固着域の上盤地殻内で 1996 年頃から明瞭な静穏化が始まり, その後 1999 年後半から下盤プレート内でも静穏化が始まったことを見出した。さらに, 固着域を挟む上盤と下盤の静穏化域 (固着が緩んだ所) と活発化域 (アスペリティ近傍の固着の強い所) の時・空間変化と東海地域のスロースリップ (Ozawa *et al.*, 2002) との関係が注目されている (松村, 2002, 2003)。Wiemer *et al.* (2005) は, 東海地域の 1981 年~2002 年の 3 種類のカタログ (KT-net, 気象庁, 大学ネットの各カタログ) の調査から,  $M_c$  (2.3 節, (2) 式) の時空間分布は KT-net カタログが最も安定であること, 1987 年半ば~1989 年半ばに駿河湾~駿河湾西岸近辺下の  $M \geq 2$  は静穏化した  $b$  値は 3 つのカタログとも顕著に増大したこと, これは 1988 年~1989 年の御前崎付近の沈降の加速 (Takayama and Yoshida, 2002) と高い相関があることを示した。

これらの解析結果には, GPS や傾斜計で検出された東海地域のスロースリップ (Ozawa *et al.*, 2002; Yamamoto *et al.*, 2005) を契機に過去の長期に渡るデー

夕に遡って初めて見出されたものもあり、同一条件の観測と解析を長期的に継続することの重要性を示している。KT-net カタログの  $M$  が長期に渡り安定であることは、気象庁カタログの  $M$  との比較からも示された(増子・野口, 2003)。地震前兆解析システム (APE0 システム) による検測と処理は 2006 年 3 月 31 日をもって終了した。上記のような関東・東海地域で得られた重要な解析結果に基づき、今後も地殻活動を繰り返し検証し評価するため、KT-net と Hi-net のカタログの相違を考慮して時間・空間的に連続なカタログを作成することも有用であろう。例えばマグニチュードについては、長期間観測を安定して継続している観測点を選び、地震計の特性や地盤による観測点毎の  $M_{st}$  の補正項  $\Delta M_{st}$  を求め、それらの補正を施した  $M_{st}$  の平均値を基準の  $M$  として用いることが考えられる。

## 6. まとめ

防災科学技術研究所の関東・東海地域の観測網 (KT-net) と高感度地震観測網 (Hi-net) が並行して観測していた 2001 年 1 月 1 日~2005 年 12 月 31 日の期間の両震源カタログから、関東・東海地域の 2 つの領域 (A: 33-37.8° N, 136-143° E; B: 33.6-37° N, 137.0-142° E) の  $M \geq 0.0$ , かつ深さ 300km 以浅の地震について、時間・空間分布、マグニチュード度数分布、および 2 つのカタログの同一地震を比較・検討して、以下のような結果が得られた。

- (1) 調査期間の地震総数は、領域 A では KT-net が 62,939 個、Hi-net が 142,368 個、領域 B では KT-net が 49,421 個、Hi-net は 82,746 個で、Hi-net は KT-net のそれぞれ約 2.3 倍、1.7 倍を検知している。これらの地震の 9 割強は  $M3$  未満の微小である。 $M-T$  図、 $N-T$  図、震央分布、深さ別地震数と最小と最大の  $M$  の分布、 $M$  の度数分布の比較から、両カタログの震源は概ね同様の特徴を示す。しかし地震数の時間変化や  $M$  の地域毎の度数分布の詳細は両カタログで異なる。これは主に  $M < 1$  の地震および KT-net 周辺の地震の検知率の相違によっている。
- (2) 両カタログから抽出した領域 A の 51,081 個の同一地震について、各震源要素の差の平均は、東西方向 0.6km, 南北方向 0.9km, 深さ方向 3.1km, また Hi-net の  $M(M_{hi})$  は KT-net の  $M(M_{kt})$  より 0.11 小さい結果が得られた。これは概ね  $M < 3$  の地震の特徴である。震源の位置では特に太平洋岸東沖の海域で両カタログの震源の深さの相違が著しく (図 9), また  $M_{kt}$  と  $M_{hi}$  の関係は  $M$  の範囲で顕著に異なる (表 3)。
- (3) 振幅の距離減衰が一定の式に基づく観測点マグニチュード  $M_{st}$  は、不均質な速度・減衰構造のため、震源の深さ、地震の大きさに依存する。また KT-net のデータ転送のダイナミックレンジに起因して大きな地震の  $M_{kt}$  は本来の  $M$  より小さく決められている。これらの要因により  $M_{kt}$  と  $M_{hi}$  は広い  $M$  範囲で非線形の関係にある。

- (4) 関東・東海地域の長期的地震活動の調査のため、両カタログの特徴と相違を考慮したカタログの作成、また、特に海域の地震の震源精度向上のため、3 次元の速度・減衰構造に基づく震源決定が必要である。

## 謝辞

本研究は「関東・東海地域における地震活動に関する研究」と重点研究支援業務の一部「地震データベース検索・解析・表示ソフトの開発業務」によっている。本文中の多くの図の作成は GMT (Wessel and Smith, 1995) を使用した。本稿をまとめるに際し、松村正三氏・井元政二郎氏・松本拓己氏・中島祐介氏・山本菜穂子氏・齊藤千香子氏にご尽力いただいた。APE0 のデータ編集には岡田義光氏によるマニュアルを活用させていただき、また震源データの調査解析に適切なご指摘をいただいた。小原一成氏には Hi-net に関する文献と情報を提供していただいた。読者には詳細かつ適切なご指摘とコメントをいただき原稿の改善に有益であった。編集担当の方々にもお世話になった。ここに記して感謝の意を表します。

## 付録 1 $M$ の度数分布から $M_c$ と $b$ 値を決める一手法

本文 2.3 節のように、マグニチュード度数分布があるマグニチュード  $M_c$  以上で (1) 式 (G-R 式) に従うとき、 $M_c$  はその最小の  $M$  (minimum magnitude of completeness) である。このとき、(1) 式の係数  $b$  値は、(2) 式の最尤推定法により、 $M$  の平均と  $M_c$  から求められる (Aki, 1965; 宇津, 1965)。 $M_c$  は、調査域の広がりや媒質の構造、陸域と海域の検知能力の相違等、様々な要因によって時間的にも空間的にも変化する。観測される  $M$  の度数分布は一般に、 $M$  毎の度数分布では度数極大の  $M(M_p)$  を持ち、累積度数分布では  $M$  が  $M_p$  以下で度数がほぼ一定となるように折れ曲がる (本文の 2.4 節の図 6 の小区域毎の度数分布参照)。G-R 式の分布に従う最小の  $M_c$  はこの  $M_p$  付近にあり、観測から適当な  $M_c$  を推定することが重要となってくる (例えば、Wiemer and Wyss, 2000; Woessner and Wiemer, 2005)。Woessner and Wiemer (2005) は、 $b$  値と  $M_c$  を求める代表的な 4 つの手法について検討・評価した。ここでは、Woessner and Wiemer (2005) のように、観測される  $M$  の度数分布は  $M_p$  付近のある  $M_c$  以上で本来 G-R 則に従って分布するものとして、 $M_c$  を求める新たな手法を検討した。具体的には、(2) 式から  $b$  値を  $M_c$  の関数  $b(M_c)$  として、累積度数分布の折れ曲がり付近の  $b(M_c)$  の変動率と安定性に着目して  $M_c$  と  $b$  値を推定する。

まず、様々な累積度数分布の折れ曲がり付近の分布形とそれに対応する  $b(M_c)$  の特徴を調べた結果、概ね図 A1 のように  $M$  が大きな範囲の傾斜度数分布の形は 3 つのタイプに分類される。すなわち、I)  $M$  が大きな範囲で傾斜分布がやや凹型で、 $b(M_c)$  は折れ曲がり付近で増加し再び減少に転じる頂点型、II)  $M$  が大きな範囲での傾斜分布はほぼ傾きが一定で、 $b(M_c)$  は増加から停滞

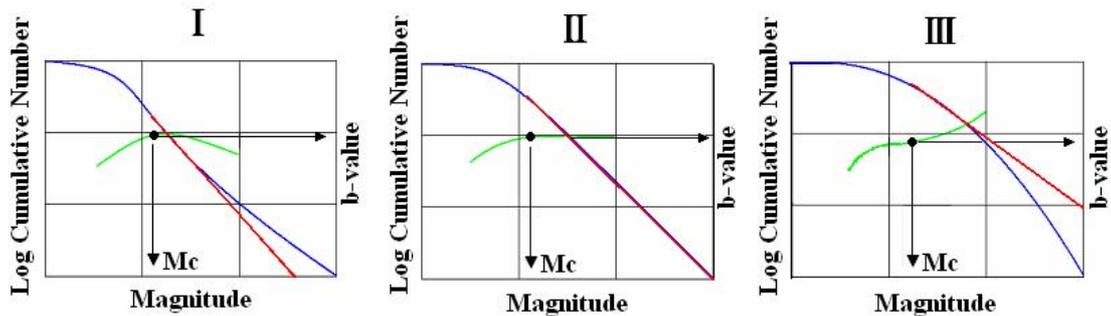


図 A1 マグニチュードの累積度数分布から  $M_c$  と  $b$  値を求める手法の概念図.  $b(M_c)$  のグラフの形状に応じた分類 I, II, III について示す. 累積度数分布を青い線で, 対応する  $b(M_c)$  を緑の線でそれぞれ示す.  $M_c$  と  $b$  の最終推定値から期待される累積度数分布を赤線で併せて示す. 推定法は本文中に記す.

Fig. A1 Schematics of cumulative frequency-magnitude distribution used to determine  $M_c$  and  $b$ -value. According to graphical figure of  $b(M_c)$ , the distributions are divided into types I, II, and III. The cumulative distributions are shown by blue lines and corresponding  $b(M_c)$  curves by green lines. The cumulative distributions expected from the final estimate of  $M_c$  and  $b$  values are shown by red lines. The method used to estimate is detailed in the text.

へと向かう安定型, III)  $M$  が大きな範囲での傾斜分布がやや凸型で,  $b(M_c)$  は増加率が一旦減少し再び増加傾向を示す屈折型, の 3 タイプである (図 A1).

計算では,  $M_c$  の初期値として  $M_p$  よりもやや小さな値を取り,  $M_c$  の微小な増加に対する  $b(M_c)$  の変動率  $\Delta b / \Delta M$  の変化に着目する. すなわち, ある  $M_c$  を境にその前の区間  $\Delta M(-)$  の勾配  $\Delta b / \Delta M(-)$  に対し, 後の区間  $\Delta M(+)$  の勾配  $\Delta b / \Delta M(+)$  を比較して,  $b(M_c)$  の先行きの安定性を判定する. ここでは 2 つの判定条件を設定した. ひとつは,  $b(M_c)$  が増加から一定に近づく位置を判定するもので, ある  $\Delta b / \Delta M(-)$  に対し  $\Delta b / \Delta M(+)$  が  $\alpha\%$  以下の勾配となる  $M_c$  を判定する. もうひとつは, ひとつたび安定範囲に入った  $b(M_c)$  が増加に転じる前の位置を判定するもので, 絶対値  $|\Delta b / \Delta M|$  がある微小な定数  $\beta$  以上となる前の  $M_c$  を判定する. タイプ I と II の  $b(M_c)$  に対しては判定 1 から  $M_c$  を求める. 変曲点近傍の特徴を持つタイプ III の屈折型の  $b(M_c)$  は, 判定 1 で一義的に  $M_c$  が決まらない場合, さらに判定 2 によって  $M_c$  を求める.

計算のパラメータは, 区間  $\Delta M$  は 0.1~0.3 に取り,  $M_c$  を 0.1 毎に増加させながら  $\Delta b / \Delta M$  を計算した. 実際に観測される  $b(M_c)$  は微妙な変動を示すので, 上記判定 1 では, 後の区間の勾配  $\Delta b / \Delta M(+)$  は 2 つの区間について求め  $\alpha$  も 2 つの値を設定して判定した. また判定 2 においても,  $|\Delta b / \Delta M|$  と  $\beta$  を 3 つの  $\Delta M$  区間について求め判定した.

以上のように,  $b(M_c)$  をその変動から 3 つのタイプに分けて  $b(M_c)$  が安定となる  $M_c$  を判定するアルゴリズムを新たに作成し, 実際に観測される  $M$  の度数分布に適

用して比較的妥当な  $M_c$  と  $b$  値を求めることができた (図 6). この  $M_c$  と  $b$  値による G-R 式は, 観測された度数分布と比較的良好く一致している.

#### 参考文献

- 1) Aki, K. (1965) : Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 43, 237-239.
- 2) 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, 51, 149-156.
- 3) Gutenberg, R. and C. F. Richter (1944) : Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am., 34, 185-188.
- 4) Habermann, R. E. (1987) : Man-made changes of seismicity rates. Bull. Seism. Soc. Am., 77, 141-159.
- 5) 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋博 (1982) : 関東・東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター—. 地震 2, 35, 401-426.
- 6) 長谷川昭・山本明・海野徳仁・高木章雄・佐藤孝雄 (1987) : 福島県いわき沖 40km 地点におけるハイドロフォン連続観測. 地震, 40, 533-540.
- 7) 井出哲 (2002) : 地震研究所マグニチュードとモーメントマグニチュードの関係の理論的考察, 東京大学地震研究所彙報. 77, 337-342.
- 8) Katsumata, A. (2001) : Magnitude determination of deep-focus earthquakes in and around Japan with

- regional velocity-amplitude data. *Earth Planets Space*, 53, 333-346.
- 9) 勝間田明男 (2002) : 速度振幅及び変位振幅マグニチュードの観測点偏差と観測網偏差. 験震時報, 65, 1-43.
  - 10) Maeda, K. and S. Wiemer (1999) : Significance test for seismicity rate changes before the 1987 Chiba-toho-oki earthquake (M6.7) Japan. *Annali Di Geofisica*, 42, 833-850.
  - 11) 増子徳道・野口伸一 (2003) : 防災科研関東・東海地殻活動観測網とHi-net及び気象庁の震源データの比較 (その2). 日本地震学会講演予稿集, 2003年度秋季大会, A049.
  - 12) 松村正三・岡田義光・堀貞喜 (1988) : 地震前兆解析システムにおける地震データ (高速採取データ) の処理. 国立防災科学技術センター研究報告, No.41, 45-64.
  - 13) 松村正三 (2002) : 東海の推定固着域における1990年代後半の地震活動変化. *地震*, 54, 449-463.
  - 14) 松村正三 (2003) : 東海地域推定固着域内に発生する地震活動とその変化. 東京大学地震研究所集報, 78, 269-282.
  - 15) 野口伸一 (1990) : 最大速度振幅の距離減衰の地域性と地震のマグニチュード. 国立防災科学技術センター研究速報. No.86, 1-40.
  - 16) 野口伸一・増子徳道 (2003) : 関東・東海地域地震観測網による震源の時空間分布と規模分布について—特別研究「関東・東海地域における地震活動に関する研究」観測成果のまとめ (その5). 防災科学技術研究所研究資料, No.239, 1-71.
  - 17) 小原一成・笠原敬司・松沢暢・長谷川昭 (1996) : 東北日本弧における微小地震併合データベースの構築—東北大学理学部及び防災科学技術研究所の微小地震データの併合処理. 防災科学技術研究所研究報告, No.56, 125-161.
  - 18) Obara, K., K. Kasahara, S. Hori, and Y. Okada (2005) : A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. *Rev. Sci. Instrum.*, 76, 021301.
  - 19) Ogata, Y. and K. Abe (1991) : Some statistical features of the long-term variation of the global and regional seismic activity. *Int. Statist. Rev.* 59, 139-161.
  - 20) 尾形良彦 (1998) : ETASモデルによる地震活動静穏化現象の解析. *地震*, 50, 別冊, 115-127
  - 21) Okada, Y. (1984) : First results from Japanese network for earthquake prediction. *Nature*, 312, 500-501.
  - 22) 岡田義光 (1988) : 震源計算・発震機構解計算プログラムの改良. 国立防災科学技術センター研究報告, No.41, 153-162.
  - 23) 岡田義光・小原一成 (2000) : 関東・東海地域の高感度地震観測点における地動ノイズの特徴. 防災科学技術研究所研究報告, No.60, 15-29.
  - 24) 岡田義光・松村正三・野口伸一 (2000) : 関東・東海地域地殻活動観測網の稼動状況—特別研究「関東・東海地域における地殻活動に関する研究」観測成果のまとめ (その1). 防災科学技術研究所研究資料, No.208, 1-57.
  - 25) Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004) : Recent progress of seismic observation networks in Japan - Hi-net, F-net, K-NET, and KiK-net. *Earth Planets Space*, 56, 15-28.
  - 26) Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura (2002) : Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, 298, 1009-1012.
  - 27) Pérez, O. J. and C. H. Scholz (1984) : Heterogeneities of the instrumental seismicity catalog (1904-1980) for strong shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 669-686.
  - 28) Rydelek, P. A. and I. S. Sacks (2003) : Comment on “Maximum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Example from Alaska, the western United States, and Japan,” by Stefan Wiemer and Max Wyss. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 1862-1867.
  - 29) Takayama, H. and A. Yoshida (2002) : Temporal change of the vertical crustal movement on the western coast of Suruga Bay, central Japan. *Phys. Earth Planet. Int.*, 132, 21-38.
  - 30) 鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司 (1984) : 関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について. 国立防災科学技術センター研究速報, No.53, 1-88.
  - 31) 宇津徳治 (1965) : 地震の規模別度数の統計式  $\log n = a - bM$  の係数  $b$  を求める一方法. 北海道大学地球物理研究報告, 13, 99-103.
  - 32) 宇津徳治 (1999) : 地震活動総説. 東京大学出版会, 876pp.
  - 33) 渡辺晃 (1971) : 近地地震のマグニチュード. *地震*, 24, 189-200.
  - 34) Wessel, P. and W. H. F. Smith (1995) : New version of the generic mapping tools released. *Eos Trans. AGU*, 76, 329.
  - 35) Wiemer, S. and M. Wyss (2000) : Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 859-869.
  - 36) Wiemer, S. (2001) : A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seism. Res. Lett.*, 72, 373-382.
  - 37) Wiemer, S. and M. Wyss (2003) : Reply to “Comment on ‘Maximum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Example from Alaska, the western United States, and Japan,’ by Stefan Wiemer and Max Wyss,” by Paul A. Rydelek and I. S. Sacks. *Bull. Seism. Soc.*

- Am., 93, 1868-1871.
- 38) Wiemer S., A. Yoshida, K. Hosono, S. Noguchi, and H. Takayama (2005) : Correlating seismicity parameters and subsidence in the Tokai region, central Japan. *J. Geophys. Res.*, 110, B10303, doi:10.1029/2003JB002732.
- 39) Woessner, J. and S. Wiemer (2005) : Assessing the quality of earthquake catalogues : Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 684-698.
- 40) Wyss, M. and S. Wiemer (1997) : Two current seismic quiescences within 40 km of Tokyo. *Geophys. J. Int.*, 128, 459-473.
- 41) Wyss, M. and S. Matsumura (2002) : Most likely locations of large earthquakes in the Kanto and Tokai areas, Japan, based on the local recurrence times. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 131, 173-184.
- 42) Yamamoto, E., S. Matsumura, and T. Ohkubo (2005) : A slow slip in the Tokai area detected by tilt and seismic observation and its possible recurrence. *Earth Planets Space*, 57, 917-923.

(原稿受理 : 2006 年 6 月 15 日)

## 要 旨

関東・東海地域に 1979 年から展開された地震観測網 (KT-net) と最近全国に展開された高感度観測網 (Hi-net) による各々の震源データに基づいて、関東・東海地域の地震活動の特徴と両ネットの震源要素の相違を調べた。まず、KT-net を含む 33.6-37° N と 137-142° E の領域の 2001 年 1 月 1 日～2005 年 12 月 31 日の期間の深さ 300km 以浅、 $M \geq 0.0$  の全地震について両カタログを比較すると、KT-net カタログの地震数 49,421 個に対し Hi-net カタログは 1.7 倍の 82,746 個であった。両カタログとも全地震の 90% 強は  $M3$  以下の微小地震である。両カタログの地震の  $N-T$  図、 $M-T$  図、深さ毎の地震数および最大と最小のマグニチュードの深さ変化、地域毎のマグニチュード度数分布と  $b$  値、 $M_c$  を比較した。それらの全体の特徴は概ね同じであるが、地域毎、期間別、 $M$  の範囲毎の詳細は異なり、それは両ネットの観測点配置と検知率の違いによることを示した。次に、両カタログから同一地震を抽出して各震源要素の相違をさらに詳しく比較した。特に KT-net と Hi-net のマグニチュード  $M_{kt}$  と  $M_{hi}$  の関係はマグニチュード範囲によって系統的に変化し、概ね  $M3$  以下を代表する全地震に対する平均的な関係式は  $M_{hi} \approx M_{kt} - 0.11$  であるが、 $M$  が大きくなるにつれ  $M_{hi} > M_{kt}$  の割合が高くなり、 $M_{hi} \geq 5.3$  では全ての地震について  $M_{hi} > M_{kt}$  である結果が得られた。このようなマグニチュードに依存したマグニチュードシフトは、 $M$  の平均の計算に使用される観測点マグニチュード  $M_{st}$  の数と観測範囲、およびデータ転送のダイナミックレンジによる大きな地震の  $M_{st}$  の数が、KT-net と Hi-net で異なることに起因している。今後、KT-net と Hi-net のデータと合わせて地震活動の長期変化を詳しく解析するためには、本稿の調査で明らかになった両カタログの特徴の相違を補正し、両カタログの連続性を図る必要がある。

キーワード：地震カタログ、震源要素、マグニチュードの度数分布、関東・東海観測網、Hi-net