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併合処理

小原一成*·笠原敬司*·松澤 暢**·長谷川昭**

Construction of unified database in the northeastern Japan arc Redetermination of hypocentral parameters from databases of Tohoku University and National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

By

Kazushige OBARA*, Keiji KASAHARA*, Toru MATSUZAWA**, and Akira HASEGAWA**

*National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention **Faculty of Science, Tohoku University

Abstract

Two microearthquake databases created by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention and the Observation Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruption, Faculty of Science, Tohoku University were combined for the construction of the unified database in the northeastern Japan arc. Hypocentral parameters were redetermined using the arrival time data of the unified database. The relocated hypocentral distribution clearly shows a low dip angle of the descending Pacific plate compared with the original hypocentral distribution determined by NIED and Tohoku University. The unified database is useful to study seismotectonics at the boundary area between the two microearthquake observation networks.

キーワード:微小地震,併合処理,東北日本弧

1. はじめに

日本列島直下に沈み込む太平洋プレートは、日本海溝 軸の折れ曲がりに応じて関東地方北部で大きく屈曲し、 東北地方直下での沈み込み方向は西北西であるのに対し て、その南部では西南西に変化する.さらに、日本海溝 軸にほぼ平行に走る火山フロントは、東北地方直下で2 重深発地震面上面の110km等深線とほぼ一致している のに対し、プレート屈曲部である関東地方北部では背弧 側に大きく後退しており、プレートの形状が火山生成に も影響を及ぼすと考えられる.このような地域において 海溝軸付近に発生する浅発地震から深発地震などの微小 地震の活動特性を詳細に解析し、さらに3次元地震波速

度構造や減衰構造、応力場などの研究を進めることは沈 み込み帯におけるテクトニクスを理解する上で重要であ る. そのためには、この地域に発生する微小地震の震源 決定精度を高めることが必要である。これまで、関東地 方を中心として防災科学技術研究所(以下、防災科研) 及び東京大学地震研究所が,東北地方には東北大学理学 部地震予知・噴火予知観測センター(以下,東北大学) が各々微小地震観測網を展開し,震源決定などを行って きた. 関東地方北部はそれらの境界部に位置するため, この地域に発生する地震の震源位置や発震機構解などを 高精度で決定するためには、南北に広がる高感度微小地 震観測網の併合処理が有効であると考えられる。その考 えに基づき、大久保ほか(1989, 1996)は防災科研と東 北大学との微小地震データ併合処理を行い、境界領域に おける微小地震活動特性を調べる上で併合処理の有効性 を示した。大久保ほか(1989, 1996)の研究の後に新た

^{*}防災科学技術研究所 地震予知研究センター **東北大学 理学部 地震予知・噴火予知観測センター

な観測網の整備が行われ、データの蓄積が一層進んだこ とを受け、さらに従来の併合処理ではそれぞれの観測網 で精度良く再決定された地震のみを解析対象としている が、ここでは一方の機関で震源決定されない地震までも 含めて東北日本弧における微小地震併合データベースを 構築することとした.

まず,東北日本弧における微小地震の活動特性を調べ る第1段階として,防災科研と東北大学によって験測さ れた微小地震データの併合処理を行った.本論文では特 に,併合処理の進め方及び併合処理による震源再決定の 特徴について述べる.

2. 併合データベース構築

併合データベース構築の基本は、両方の震源データ ベースに共通に存在している同一の地震(以下、同一の 地震という)をできるだけ取りこぼしのないように見つ け出し、その読み取りデータを併合して震源再決定を行 うことにある。併合処理を行うことにより、既に双方の 機関で震源決定されているものについては震源位置や発 震機構解の決定精度が向上することが期待されるととも に、一方の観測網では震源決定されなかった地震につい ては新たに震源決定される可能性がある。前者について は、各々の観測網で震源決定された地震の発震時と震央 位置が近い場合に同一の地震であるとし、後者について は各々の観測網の境界領域に位置する観測点間でP波初 動時刻が近い場合に同一の地震であると判断し,読み取 りデータを併合して震源再決定を行った.以下に,1992 年1年間の地震カタログを基に行われた併合データベー スの構築方法についてその詳細を述べる.

2.1 オリジナルのデータベースの修正(第1次処理)

東北大学,防災科研微小地震観測網を構成する観測点 配置を図1及び表1に示す.東北大学は,北海道大学, 弘前大学及び東京大学地震研究所との間でリアルタイム データ交換を行っており,関東地方中央部から北海道南 部まで南北およそ800 km に及ぶ広い地域をカバーして いる.一方,防災科研は関東東海地域全域に高密度の微 小地震観測網を設置しているほか,気象庁との間でデー 夕交換を行っている.従って,両機関でルーチンの震源 決定に用いている観測点は合わせて170にも達する. 1992年1年間で検知された地震は東北大学で17935個, このうち震源決定されたものは17212個で,未決定のも のは723個であった.一方,防災科研では検知された地 震総数21358個のうち,震源決定された地震数は12699 個で未決定のものは8659個である.

まず,併合データベースの構築を行う前に,各々のオ リジナルのデータベースについて検討を行い,若干の修 正を施した.これは,併合データベースの構築を進める 段階で,同一の地震と認識されなかったデータについて



表1 観測点名及び位置. 左:防災科研, 右:東北大学.

Table 1 Station code name and location. left: Bosai, right: Tohoku.

station code	latitude (deg.)	longitude (deg.)	elevation (km)	stati cod	lon 1 ie	atitude (deg.)	longitude (deg.)	elevation (km)
ABN	34.629	137.234	0.040		GA	39.898	139.779	0.260
ACH	35.475	137.738	0.762	FU	JT	40.147	140.217	0.090
AKW	35.520	139.318	-0.010	NI	IB	39.803	140.268	0.243
ASG	35.314	139.028	0.386	SA	AW	39.403	140.772	0.280
ASY	35.635	138.373	0.800	nc HN	NK JJ	39.338	141.243	0.540
CDP	36.122	140.093	-0.620	HS	SK	40.412	141.583	0.355
CHS	35.702	140.855	-0.042	M	YK	39.590	141.982	0.120
CKR	34.967	139.949	0.071	SI	NR	39.107	141.758	0.510
FCH	35.651	139.474	-2.707	KC	GJ	39.388	141.565	0.376
FJW	36 983	138.597	-0.059	A	r M arr	38.565	139.662	0.180
GER	35.727	137.305	0.620	KN	MF	38.210	140.702	0.180
GJK	34.734	139.384	0.558	AC	OB	38.248	140.847	0.087
HAS	35.826	140.736	-0.784	KI	NK	38.273	141.584	0.060
HCJ	33.074	139.843	0.036	TE	BS	39.195	139.557	-0.140
HDA	34.965	138.805	-0.046	24	AU AT	41 301	140.487	0.200
HKW	35.093	138.138	0.343	SI	RN	41.143	141.384	0.200
HMO	34.631	138.159	-0.061	GF	кк	40.821	140.905	0.120
HRM	35.551	139.679	-0.535	GI	ND	37.377	140.221	0.545
HTN	35.300	138.211	0.855	MI	HD	37.471	140.863	0.240
HTS	35.039	139.172	-0.084	K	MK	37.087	140.660	0.400
ITO	34.953	139.145	-0.083	Y	MZ	36.924	140,248	0.555
IWK	35.098	139.871	-0.010	K	ТА	37.694	140.895	0.160
IWT	35.926	139.738	-3.501	K	AM	41.779	140.176	0.070
JIZ	34.913	138.997	0.263	ES	SH	41.884	141.011	0.040
KGN	35.752	137.972	0.629	IN	MG	42.391	140.144	0.090
KHZ	34.196	139,139	0.053	H:	55 TU	42.965	141.232	0.215
KIB	36.878	140.658	0.298	EI	RM	42.015	143.157	0.040
KRK	35.441	139.119	0.520	H	IC	42.892	142.457	0.330
KSH	35.2576	137.4088	0.343	I	WN	42.670	143.046	0.235
KTU	35.1770	140.2689	-0.012	UI	RH	42.927	143.674	0.120
MAT	36.5427	138.2070	0.406	N	DU PC	37.048	138.031	0.240
MKB	34.8015	137.5139	-0.038	SI	EK	37.095	139.576	0.760
MKE	34.1058	139.5101	0.164	N	IK	36.621	139.487	1.290
MNB	36.1411	138.9174	0.895	H	IT	36.618	140.587	0.600
MNK	36.838	139.059	0.772	T	SK	36.211	140.110	0.200
MOR	35.942	140.005	0.001	DI	DR	35.998	139.194	0.800
MSK	35.193	137.939	0.754	K	NY	37.400	139.559	0.390
MZW	34.951	138.248	0.091	ĸ	ZJ	37.331	138.526	0.100
NDZ	34.961	138.280	0.082	I	WK *	37.221	140.881	0.630
NJM	34.420	139.288	0.050	M	AI	37.217	139.925	0.885
NMT NM7	36.362	140.584	-0.075	SI	RB	37.787	140.124	0.790
NRY	35.060	138.963	-0.091	S. N	RY*	37.724	140.303	0.890
NSI	34.787	138.804	-0.422	A	KM	39.754	140.757	0.525
ODK	34.755	139.439	0.090	M	тк	39.880	140.939	0.815
OHR	36.360	139.692	0.244	I	WT *	39.751	141.050	0.365
OKB	34.682	138.015	-0.067	G	JM	39.952	140.116	0.105
OMM	36.497	139.321	0.463	T.	AZ	39.612	140.655	0.170
OOH	34.751	139.406	0.412	SI	wu	39.486	140.792	0.445
OSM	34.688	139.443	-0.044	M	MA	41.159	140.414	0.090
OTR	36.818	137.903	0.575	I	WS	40.476	139.960	0.110
SDM	35.864	138.577	1.270	TI	MR	41.098	141.388	0.130
SHM	35.492	138.612	-2 277	H. B	KD N.T	40.584	140.477	0.050
SIZ	35.112	138.330	0.076	N:	SH	39.992	141.080	0.380
SMB	35.416	138,483	0.202	I	CN	40.151	141.243	0.370
SMD	34.738	138.934	-0.013	O	MA	41.507	140.914	-0.124
SMY	35.036	137.315	0.303	0	IP	37.297	141.463	-0.010
SSN	35.262	138.810	0.900	0		37.297	141.463	-0.100
TKY	36,152	137.255	0.561	S	AD	38.317	138.506	-0.026
TK1	33.765	137.590	-2.202	S	AK	38.843	140.132	0.300
TK2	33.947	137.757	-1.542	Y	NT	39.029	140.029	0.520
TK3	34.165	137.965	-0.817	0	YU	40.296	140.908	0.310
TK4	34.385	137.875	-0.722	Y	KY	39.995	140.799	0.721
TOF	34.908	137.885	0.066	S	NG	39.403	140.895	0.270
TRU	35.511	138.944	0.565	M	NT	37.501	140.024	0.530
TR2	35.512	138.887	0.151	T	MG	39.852	140.673	0.400
TYM	34.971	139.848	0.030	N	SG	38.812	140.640	0.350
USD	36.181	138.564	0.969	G	NY	38.857	140.719	0.440
YFT	35.367	139.629	-0.026	Z.	KY KY	38.126	140.452	-0.500
YKI	35.718	140.509	-0.142	w	K2	38.739	141.123	0.000
YMI	36.048	139.440	-0.052	W	YG	38.739	141.123	-0.500
YMK	35.487	139.063	0.564	в	ND	37.575	140.049	0.680
YSK	35.208	139.700	-0.189	A	DT	37.600	140.334	0.705
YST	36.253	140.206	-0.071	Z.	AS	38.134	140.483	1.070
				0	KD	42.169	139.482	0.015
				M	OS	41.507	139.386	0.050

 IWK, NRY, and IWT are renamed as IW2, NR2, and IW3, respectively bacause Bosai network has same station codes. 検討した結果,もともとのデータベースの中に本来なら 1つである地震が2回震源決定が行われたために、2つの 地震に分けられた場合があったためである。防災科研の 場合,1個の地震であるにも拘らず,観測点を2つのグ ループに分けて各々で震源決定したために地震が2つと なってしまったり,ほとんど同一の験測データセットを 2回用い,重複して震源決定を行った場合があることが わかった. 東北大学の場合にも, 連続した2つの地震の 験測データセットを比較したところ,一方のデータとほ とんど同じ値を示すデータが他方にも含まれる場合が あった.そのため,連続した2つの地震の験測データセッ トを比較し、2つのデータセットに共通する観測点が観 測点数の少ないデータセットの過半数を占め, そのうち P波初動時刻の違いが1秒以内である観測点が共通して 存在する観測点の半数以上に達する場合に重複した地震 と判断し,一方が震源決定されていない場合には震源決 定がされているもの,双方が震源決定されている場合, または双方で震源決定されていない場合にはS波の験測 数が多い方を選ぶようにした. この処理を両方のデータ ベースに適応した後に、さらに防災科研の場合には、連 続した2つの地震における観測点の組み合わせが全く異

なるにもかかわらず,震源が非常に接近している場合に

も重複した地震であると判断した。つまり,発震時の差 が5秒以内で,震央距離の差が20km以内(観測網中央 部,35-37 N,138-141 E),100km以内(観測網周縁部, 34-37.5 N,137-142 E),または200km以内(観測網外) の場合に重複した地震とみなし,P波初動極性の験測数 の多い方を選ぶこととした。

以上の方法で各々のオリジナルデータベースにおける 重複地震を整理したところ,1992年では防災科研で59 個,東北大学では22個の地震が重複していると判断され た.重複していると判断された地震の震源パラメタには 特に系統性は見られず,単なる人為的なミスと考えられ る.これらの重複地震を取り除いた結果,防災科研で 21299個(このうち,震源決定されたもの12660個,未決 定のもの8639個),東北大学で17913個(震源決定され たもの17208個,未決定のもの705個)の地震について 以下に示す併合データベースの構築が行なわれる.

2.2 第2次処理

第1次処理で重複地震の除去が施されたデータベース から、同一の地震を検索する際には、発震時の比較が最 も基本となる。そのためには、それぞれのデータベース で地震が発震時順に並んでいる必要がある。実際に、防 災科研で257個、東北大学で92個の地震について発震時



- 図2 震央位置の差を基準に含め ない場合における同一地震 判定結果.
- Fig. 2 Common event distribution without the criterion of the epicentral location difference.



Distance condition 1

- 図3 第2次処理の同一地震判定に用いられる震央のずれ、上:ステップ1及び2,下:ステップ3,4 及び5.
- Fig. 3 Criterion of epicentral distance difference for the search of common events in the second process. top: step 1 and 2, bottom: step 3, 4 and 5.

順に並んでいなかったため、同一の地震の検索を始める 前に、これらの地震データについて発震時順に並べ替え る処理を行った.

各々の観測網で震源決定された地震カタログの中から

同一のものと思われる地震を検索するにあたっては、発 震時の比較に加えて震央位置も考慮した。例えば,発震 時のみを検索の条件とすると、図2のように全く異なる 位置に発生した地震同士を同一の地震とみなす危険性が あるためである、震央位置を比較する場合には、同一の 地震と見なすことのできる震央位置のずれの限界を観測 網との位置関係に基づいて変更するようにした.つまり, それぞれの観測網が重なり合う関東地方北部では、同一 の地震とみなす判定基準を厳しく設定し,観測網からは ずれる地域ではこの基準を緩く設定した、さらに、1回の 処理で同一の地震の検索を完了するのではなく、 判定基 準を徐々に緩めながら同じアルゴリズムを何回か繰り返 しながら検索処理を進めた.これは、初めから同一の地 震とみなす判定基準を緩めに設定すると,発震時,震源 位置が近接して続発する群発地震などの場合に本来なら 異なった地震同士を同一の地震と判定する危険性がある ためである。ここでは、以下に示す5つのステップに分 けて同一の地震の検索を行った.

- ・ステップ1:
 発震時差 5秒以内,
 震央のずれ 条件1 (図3上)
 20km 以内(北緯35.5~37度,東経139~141度),
 100km 以内(北緯34.5~41.5度,東経137~142度),
 300km 以内(上記領域外).
 ・ステップ2:
- 発震時差 15秒以内, 震央のずれ 条件1
- ・ステップ3:
 発震時差 30 秒以内,
 震央のずれ 条件2(図3下)
 50km以内(北緯35.5~37度,東経139~141度),
 100km以内(北緯34.5~41.5度,東経137~142度),
 300km以内(北緯33~43度,東経135~144度)
- 500km 以内(上記領域外). ・ステップ4: 発震時差 60 秒以内, 震央のずれ 条件2 ・ステップ5:
- 発震時差 90 秒以内, 震央のずれ 条件2

それぞれのステップ毎に同一と判定された地震数は 4524 個,339 個,124 個,26 個,及び3 個であり,これ らの地震の防災科研で決められた震央位置と東北大震源 との差を図4~8 に示す.同一と判定された地震は両方の 観測網が重なり合う関東地方中央部から東北地方南部に 集中するが,その他にも千島付近から伊豆マリアナ海溝 に及ぶ広い範囲にも分布する.ステップ1で同一と判定 された地震の震源分布に特徴的なこととしては,関東地 方北部から茨城県沖にかけての領域で,防災科研震源は 東北大学震源より南に位置し,それぞれの観測網が引っ 張り合いを行っていること,また太平洋上の三陸沖から 浦河沖にかけての領域では震央位置の差ベクトルが関東



35 N

30 N

135 E

140 E

145 E

- 図4 ステップ1により同一と判断された地震の 震央分布.a:全地震,b:境界部における深 さが30kmより浅い地震,c:境界部における 深さが30kmより深い地震,d:深さが100km より浅い地震,e:深さが100kmより深い地 震.
- Fig. 4 Common event distribution after the search process of step 1. a : all events, b : events whose focal depth is shallower than 30km located at the boundary area, c : events whose focal depth is deeper than 30km located at the boundary area, d : events whose focal depth is shallower than 100km, e : events whose focal depth is deepth is deeper than 100km.







図5 ステップ2により同一と判定された地震の震央分布.

Fig. 5 Common event distribution after the search process of step 2.



図7 ステップ4により同一と判定された地震の震央分布. Fig. 7 Common event distribution after the search proc-

ess of step 4.



図6 ステップ3により同一と判定された地震の震央分布.

Fig. 6 Common event distribution after the search process of step 3.



図8 ステップ5により同一と判定された地震の震央分布.

Fig. 8 Common event distribution after the search process of step 5.

地方を中心とする円を描いていることである。後者につ いては沈み込む太平洋プレートの影響が表れていると考 えられる. ステップ2, 3, 4と処理が進むに従って, 震 央位置の差ベクトルが関東地方を中心とする放射方向を 向く場合が目立つようになる.ステップ4及び5では, 観測網の中央部のほぼ同じ位置に震源決定されているに も関わらず,発震時がちょうど1分だけずれているもの がある。それぞれの観測網の中で互いに隣接する観測点 同士のP波初動時を比較すると、やはり1分ほどずれて いる.他に対応する地震もないことから、もともとのデー タセットにおける基準時刻が1分だけずれているものと 推測できる、地震波形モニター記録を検討した結果,東 北大学のデータセットに誤りがあることが判明した。こ の時刻ずれを修正するため、観測網中央部(35.5~38.5 N, 138~142 E) に震源決定されたもののうち, 発震時の 差が55秒から65秒の間にあるときに、同一の地震と認 識するようにし, 東北大学のデータセットを1分修正す ることとした、この修正を施した地震は1992年1年間で は5個であった.

2.3 第3次処理

ここまでの段階で、5016 個の地震が防災科研、東北大 学のデータベースに共通に存在する同一の地震であると 判断されたが、同一の地震とみなされないデータセット が防災科研には 16283 個、東北大学には 12897 個残され ている。しかし、一方の観測網で震源決定されていなく とも他方で震源決定されているものもあることが考えら

- 表2 同一地震とみなすことのできる隣接観測点間のP 波初動時刻差.
- Table 2Maximum time difference of first P arrival
at stations located on the boundary area.If the observed time difference is shorter
than the maximum time difference in three
station pairs, the event is identified as a
common event.

Bosai station	Tohoku station	critical P arrival difference (s)
KTB	TWK*	7
KIB	КМК	4
KTB	YMZ	6
KIB	HIT	5
NMT	HIT	5
MOT	HIT	6
MOT	YMZ	6
MOT	TSK	6
OHR	TSK	6
OHR	NIK	6
FJW	NIK	7
FJW	YMZ	7
FJW	SEK	3
MNK	SEK	8
MNK	HRG	7
MNK	NIK	7
ASO	NIK	2
OMM	NIK	3
YST	TSK	2
CDP	TSK	2
HAS	INB	3
CHS	INB	2
YKI	INB	5
YMI	DDR	4
HHR	DDR	6
OTR	NOU	5

* IWK (Tohoku) is renamed as IW2 because Bosai network has same station code.



- 図9 P波初動時刻比較に基づく同一地震の震 央分布(双方で震源決定済み).
- Fig. 9 Common event distribution with the process of comparison of first P arrival times observed at both networks. Hypocentral parameters of the events are determined in both networks.



図10 P波初動時刻比較に基づく同一地震の震央分布(東北 大学で震源決定済み).

Fig. 10 Common event distribution with the process of the comparison of first P arrival times. Hypocentral parameters of the events are determined in Tohoku network.

れるため,各々の観測網の境界領域に位置する観測点で のP波初動時を比較することにより、同一の地震の判定 を行った.つまり,表2に示した観測点間におけるP波 初動時の差が3組以上の組み合わせで基準値以下に収ま る場合に同一の地震であると判断した。この処理を行う 前に,境界領域に位置する観測点でのP波初動時による データセットの並べ替えを行い, 選択漏れを極力抑える ようにした.その結果,新たに772個の地震が両方のデー タベースの共通に存在する同一の地震であると判定され た. このうち, 共に震源決定されていたもの, すなわち 第2次処理では同一と判定できなかったがこの第3次処 理で拾い上げられたものが86個(図9),防災科研で震源 決定されたが東北大学では未決定だったもの85個(図 10),東北大学では震源決定されたが防災科研では未決定 だったもの 366 個 (図 11),双方で震源決定がなされな かったもの235個となっている.

2.4 第4次処理

これまでに、両方のデータベースに共通に存在する同 一の地震と判断された 5788 個の地震が検索された.最後 に、それぞれのデータベースにのみ存在する地震のうち、 震源決定された地震(東北大学で11740 個,防災科研で 7473 個)を抜き出し、これまでに選ばれたデータセット と併せて、最終的な併合データベースが構築された.図 12,13 に、防災科研または東北大学の観測網だけで検知 され震源決定された地震の震央分布を示す.防災科研だ けで震源決定された地震は関東北部以南に集中する.東 北地方東部の太平洋直下にも震源が存在するが、これは 上述のアルゴリズムの不完全さにより同一の地震とみな されなかったものと考えられる.このような地震の震源 決定精度は余り良くないことから、防災科研だけで震源 決定された北緯 37 度以北の地震については併合データ



図11 P波初動時刻比較に基づく同一地震の震央分布(防災 科研で震源決定済み).

Fig. 11 Common event distribution with the process of the comparison of first P arrival times. Hypocentral parameters of the events are determined in Bosai network.

ベースからは除くこととした。東北大学だけで検知され 震源決定された地震は北関東以北に集中するが、伊豆-マリアナ海溝に沿う地震や能登半島西方の深発地震も含 まれる。後者については、火山フロント以西のマントル ウェッジを通過する波が強い減衰 (Sekiguchi, 1992) や ランダム不均質構造による多重前方散乱(小原, 1993; Obara and Sato, 1995)の影響を受けて火山フロント以 西の観測点では地震波の振幅レベルが非常に小さく,火 山フロント以東の観測点が多い東北地方でのみ震源決定 が可能になったと考えられる. このことは、図 10 からも 推測される. つまり, 東北大学で震源決定された地震の うちで防災科研でも読み取りデータはあるが震源決定ま では至らなかったものの震央分布を見ると、能登半島西 部から駿河灘のかけての深発地震が数多く東北大学のみ で震源決定されており,防災科研の方が震央距離が近い にも拘らず震源決定がなされない. これは、沈み込み帯 における構造が大いに影響しているものと考えられる. 表3,4にこれまでの処理の流れと、それぞれの機関におけ る同一と判断された地震,それ以外の地震の個数を示す.

3 震源再決定

3.1 震源決定方法,速度構造の影響

併合データベースに基づく震源再決定には、防災科研 のルーチン処理に用いられている震源決定プログラム及 び速度構造(鵜川ほか、1984;岡田、1990)を使用した. この震源決定プログラムや速度構造の影響を調べるた め、東北大学だけで震源決定された地震について東北大 学のデータを用いて震源再決定を行い、オリジナルの震 源位置との差を求めた(図14).その結果、観測網から離 れた海域などで震源位置が大きく動いてしまったり、発 散して計算不可能になる場合がわずかながら存在する



-134 -



- 図12 防災科研のみで検知され震源決 定された地震の震央分布.
- Fig. 12 Epicentral distribution of events detected and determined by Bosai network only.



- 図13 東北大学のみで検知され震源決 定された地震の震央分布。
- Fig. 13 Epicentral distribution of events detected and determined by Tohoku network only.



図14 東北大学だけで検知された地震を防災科研のルーチン処理で用いられている震源決定方法に基づく震源再決定結果. ●は,再決定の結果発散したことを示す.

東北日本弧における微小地震併合データベースの構築一小原ほか





- 図15 東北大学だけで検知された地震を再決定した場合におけるオリジナル震源と再決定震源との震 央位置のズレの累積頻度分布.
- Fig. 15 Plots of accumulated number of events against the distance difference of the epicentral location between the original hypocentral parameters and the redetermined parameters for the events detected in Tohoku University.



92 3/5 00h 04m

- 図16 震央位置が大きく異なる地震のP波読み取り値.
- Fig. 16 First P arrival time distribution of event whose redetermined epicentral location is quite different from the original one.

が、観測網に覆われた地域ではほとんど震源が移動しな い、つまり震源決定プログラムや速度構造の違いによる 影響はほとんどないことがわかった、観測網に覆われた 地域(陸域)とそれ以外の地域(海域)における震源位 置の差の累積頻度分布を図15に示す。観測網に覆われた 地域 (36-42 N, 139-142 E 以内) では, 90%の地震につ いて震源距離の差が6km以内に再決定されるが、観測 網から離れた海域では、震源距離の差が6km以内に再 決定される地震の数は全体の約 50%, 50 km 以内に再決 定される地震も98%である。再決定した場合にオリジナ ル震源と 50 km 以上の震源距離の食い違いが生じてし まう地震も約100個存在する.図16に,再決定結果がオ リジナルの結果と大きく異なる例を示す。この場合、震 源決定にはP波初動のみが使用されているが, 観測点配 置が直線的であるため,初期震源の求め方の違いのため に最終的な震源位置に大きな差が生じてしまうと考えら れる. このように、初期震源の求め方や読み取りデータ を有する観測点の配置などが震源決定に影響するが、震 源位置が大きく異なってしまう場合は全体からすると非 常に少ない.また,東北大学のオリジナルな震源分布と 防災科研の震源決定方法で再決定された結果には系統的 なズレがないことから、東北地方に発生した地震の震源 を決定する場合にも関東・東海地域で用いられる速度構 造を使用することに問題がないと考えられるので,以下 の併合データの震源再決定を行うときには,防災科研の 震源決定プログラム及び速度構造を用いることとする.

3.2 読み取り値のランク付け

防災科研の場合、P波及びS波初動の立ち上がりの良 さに応じて震源決定に用いる読み取りデータのウェイト が考慮されるが、東北大学ではこのような初動によるラ ンク付けが行われていない。1992年の防災科研における ランクの分布は図17に示すとおりである。P波の場合, Aランクは全体の1割程度であり、ほとんどのデータは 震源距離 500 km 以内に存在する. Bランク, Cランクは それぞれ全体の3割,及び5割を占めており,マグニ チュードと震源距離に対するランクの違いはあまり見ら れない. つまり、伝播経路や発震機構の違いなども初動 の立ち上がりに大きく影響を及ぼすためと考えられる. Dランクは読み取り精度が悪いと判断されて震源決定に は用いられない. この図で、プロットされるデータには 震源距離に対してマグニチュードの下限値が存在する が,これは防災科研の微小地震観測網の検知能力を示す ものである、S波の場合には、Aランクと判定されたデー タは非常に少なく、ほとんどはCランク、次いでBラン クとなっている.

防災科研と東北大学のデータを用いた震源再決定を行 うにあたって、東北大学の読み取り値に適当なランクを 与えなければならない.そこで、最も高い信頼性で同一



図17 防災科研の読み取りランクと震源距離、マグニチュードとの関係。

Fig. 17 Plots of magnitude against hypocentral distance for each rank put by Bosai routine operation.



Fig. 19 a, b Effect of the rank of P and S arrival observation for the relocation of events identified by process 2 step 1. a : cross sectional view of events located between 39N and 40N, b : cross sectional view of events located between 38N and 39N.

-139 -







process 2 step 1. c: cross sectional view of events located between 37N and 38N, d: cross Effect of the rank of P and S arrival observation for the relocation of events identified by sectional view of events located between 36.5N and 37N, e: cross sectional view of events located between 36N and 36.5N. Fig. 19 c, d, e





process 2 step 1. f: cross sectional view of events located between 35.5N and 36N, g: cross sectional view of events located between 35N and 35.5N, h: cross sectional view of events Effect of the rank of P and S arrival observation for the relocation of events identified by located between 34N and 35N. Fig. 19 f, g, h

-141 -

と判断された地震,つまり第2次処理ステップ1で検索 された地震について,東北大学の読み取りデータのラン クを変えながら震源再決定を行った結果を図18,19に示 す. このとき,防災科研の読み取りデータのランクはオ リジナルのものを用いる。各断面図は上から順に P, S 波の読み取りデータに共にBランクを与えた結果、P波 の読み取りデータにはBランク、S波の読み取りデータ にはCランクを与えた結果, P, S波の読み取りデータ に共にCランクを与えた場合における震源再決定の結果 である、これらを比較すると、2番目、すなわちP波をB ランク、S波をCランクとした場合に再決定された震源 分布の集中度がよい. つまり, 防災科研における平均的 なランクの値(P波の場合にBランク、S波の場合にC ランク)を採用した場合に集中度の良い震源分布が得ら れることから, 東北大学データベースの読み取り値には このランク付けを採用する.

3.3 マグニチュードの補正

防災科研では、渡辺(1971)の式、 0.85 M-2.5=logAv+1.73 logr (r<200 km) +0.0015 (r-200) (r>200 km)

を用いて最大振幅からマグニチュードを決定している のに対して、東北大学ではF-P(地震動継続時間)か ら求めている. 図 20 は、第 2 次処理ステップ1 で検索さ れた地震について双方のマグニチュードを比較したもの である。全体的に、防災科研マグニチュードは東北大学 マグニチュードより大きめであるが、特にマグニチュー ド 3.5を境に分布の傾向が変化しているように見える。 なぜこのような傾向が生じるかについて検討を行った。 図 21 は、それぞれの観測網で震源決定された全ての地震 (白抜き)、及び第 2 次処理ステップ1 で検索された同一 の地震(網掛け)におけるマグニチュードに対する頻度 分布である、東北大学では、マグニチュード 2 以上の地

Magnitude comparison



図20 第2次処理ステップ1で選ばれた同一地震のマグニチュードの比較.

Fig. 20 Comparison of magnitude determined by each network for common events identified by process 2 step 1.



図21 全地震(白抜き)と同一地震(網掛け)の規模別頻度分布.

Fig. 21 Number of events against magnitude. Open and solid bar shows all events and common events identified by process 2 step 1. respectively.

震については地震数が単調に減少するのに対して,防災 科研ではマグニチュード3から3.5の範囲で地震数がほ ぼ同じであり、分布の傾向が異なっている。 坪井ほか (1989)は、国立大学微小地震観測網併合処理を行った ときに、マグニチュード決定に関する問題について考察 している.それによると,渡辺の式を用いてマグニチュー ドを決定したときに、マグニチュードに対する地震数の 累積頻度分布がなだらかに減少しない結果が得られてい るが、それは渡辺の式の震源距離200km以上の場合の 補正項が影響している可能性がある。そこで,その補正 項を取り除いた式に基づいてマグニチュードの決定を 行ったところ, 滑らかな累積頻度分布が得られるように なった. そこで,防災科研オリジナルデータベースにつ いても渡辺の式の震源距離 200 km 以上の場合における 補正項を取り除いてマグニチュードの再計算を試みた. その結果を図22に示す。補正を行う前(図21)に較べ, 頻度分布の形状は単調減少を示している。図23は、第2 処理ステップ1で検索された地震について防災科研のマ グニチュードを上記の方法で補正を行った結果と東北大 学オリジナルデータとを比較したものである.分布の形 状は線形的であり, 東北大学とデータを比較する場合に は,防災科研におけるマグニチュード決定方法を変更し た方が良い. そこで, 震源再決定を行う際には, 防災科 研の各観測点で読み取られた最大振幅を用いて, 渡辺の 式のうち震源距離による補正項を取り除いたものでマグ ニチュードの再決定を行った.防災科研のデータが全く ないものについては, 東北大学で決定されたマグニ チュードの値をそのまま採用した.

3.4 震源再決定結果

震源再決定を行った結果,震源決定精度の改善がみら れた.表5は、それぞれの検索プロセスで同一の地震と 判断された地震のうち、水平距離の誤差が10km以内, 垂直距離の誤差が20km以内,発震時の誤差が1.5秒以



図22 マグニチュード補正後の防災科研における規模 別頻度分布。

Fig. 22 Number of earthquakes againt magnitude after the magnitude correction in Bosai data.

内,残差の標準偏差が1.0以内に震源決定されたものの 個数を示したものである.このように,併合データベー スに基づく震源再決定を行うことによって,震源決定精 度が良くなることが明らかになった.ただし,防災科研, 東北大学両方で震源決定されなかったが同一の地震と判 断された地震について,震源再決定の精度が良くないこ とは,この同一地震の検索処理が不十分であることを意 味する.

図 24 に第 2 次処理ステップ1 で検索された地震,つま り最も高い信頼性で同一と判断された地震についてにつ いて震源再決定された結果について,東北大学及び防災 科研のオリジナル震源と比較しながら示す.各断面図は 上から東北大学震源,併合処理による再決定震源,防災

Magnitude comparison





科研震源の順で並んでいる.北緯 39~40 度 (図 24 a) で は防災科研の観測網から遠く離れるため、防災科研震源 は大きくばらつくが,併合処理を行うことによって震源 が集中する。しかし、東北大学震源と比較すると、新た なデータ(防災科研)が加わることにより、逆に震源の 集中度は悪くなる.北緯 38~39度における結果(図 24 b) も同様である.北緯 37~38 度(図 24 c) の範囲では, 併合処理による震源再決定を行うことによって,太平洋 直下で発生する地震の集中度が改善される.この場所は, 太平洋プレートが沈み込みを開始する部分に対応し,太 平洋プレートの沈み込みの様子がより鮮明になる.この 傾向は、北緯 36.5~37 度(図 24 d)の場合に一層顕著に なる. つまり, 東北大学震源, 防災科研震源では沈み込 みが始まる位置が不明瞭で深さ方向に広がって分布して いるのに対して、併合処理の結果では2重深発地震面上 面の地震が一枚の面に集中し, 地表から直線的に分布す る様子が見られる.このことは、北緯 36~36.5 度(図 24 e) についても同様である.北緯 35~36 度(図 24 f,g) では, 東北大学震源でばらついていたものが, 防災科研

- 表5 各処理毎で同一の地震と判定された地震数と精度良く 再決定された地震数.
- Table 5
 Number of common events identified at each process and number of well-constrained events.

										震窷決定精度の良い地震数			
						総地	震	数		オリジナル(防災)		再決定結果	
発	s	t	e	p	1	4	5	2	4	406	8	4254	
震時	s	t	e	p	2		3	3	9	21	4	276	
、震	s	t	e	p	3		1	2	4	9	1	9 1	
央 比 #	s	t	e	p	4			2	6	1	4	14	
¥X	s	t	e	p	5				3	3	2	3	
P	両	方	T	震	源決定			8	6	4	3	5 5	
彼 初	東	北	Ø	み	で震豪決定		3	6	6	-		270	
影比	防	災	Ø	み	で震源決定			8	5	2	8	2 7	
ŦΧ	両	方	で	震	源未決定		2	3	5			C	

のデータを加えたことにより震源の集中度が改善され る.北緯 34~35度(図 24 h)における併合処理の結果は, 深さ 200 km より浅い部分については防災科研震源,そ れより深い部分については東北大学震源を取り入れた形 となり,沈み込む太平洋プレートに伴う深発地震面の形 状がより鮮明となる.

併合処理により再決定された結果と東北大学震源及び 防災科研震源との違いをベクトルで表したものが図25 である. 東北地方から北海道にかけての太平洋側で防災 科研震源と再決定震源が系統的にずれている. 能登半島 西部から東海地方南方にかけて発生する深発地震につい ては,防災科研震源も東北大学震源も再決定震源に対し てずれており、場所的に近い防災科研の震源が正しいと は必ずしも言えない。防災科研と東北大学の境界領域に おける結果を詳細にみる (図 26)と、北緯 35~37 度の陸 域の部分では防災科研震源が再決定震源とほぼ等しいの に対して, 同範囲の海域では東北大学震源の方が再決定 震源との差が小さい。北緯36.5度を中心とした幅20 kmの範囲における東西断面図(図27)を見ると、防災 科研震源は海域で浅く分布しているのに対して再決定の 結果約20km程度深くなり、沈み込むプレートの形状が より鮮明になっている。

図28 a, b, c, d は, それぞれ第2次処理のステップ2, 3,4,5で両方のデータベースに共通して存在する同一の 地震と判定された地震を再決定した結果で、震源決定精 度の良いものをプロットしている. ステップ1の結果に 較べると、再決定された震源と元々のデータベースにお ける震源位置との差は大きく,併合処理を行うことの有 用性を示している.図29は、両方の機関で震源決定され ていたが、第2次処理では同一の地震と判定できず、第 3次処理により境界領域に位置する観測点間のP波初動 時刻差の比較から同一の地震と判定された地震の再決定 結果である. 図 30 は、どちらか一方の観測網では震源決 定がなされなかったが、第3次処理で同一地震と判断さ れた地震の震源再決定結果である。いずれの場合も、震 源決定精度の良いものを表示してあるが、再決定の際に 発散したり残差の大きいものが数多くあり、同一地震の 判定アルゴリズムが不十分であることを示している。両 方の観測網で震源決定がなされなかったが同一の地震と 判断された地震では,表5に示すように震源決定精度が 悪く、異なる地震の読み取りデータを併合した可能性が 強い。

併合データベースにそれぞれの観測網で震源決定され ながら同一の地震と判断されなかった地震を加えて,最 終的な地震データベースが構築される.その総数は 24766 個で,このうち震源決定精度の良い地震 22702 個 を図 31 に示す.

4 結論及び議論

防災科研及び東北大学の2つの微小地震観測網で作成 された地震データベースがら一つの併合データベースを 構築するために,双方のデータベースに共通に存在する 同一の地震と判断する基準を数段階に分けて検索を行っ た. ここでは,発震時と震央位置の差を5段階に分けて 同一の地震の検索を行うとともに、その時点で同一の地 震と判断されなかった地震やそれぞれの観測網では震源 決定されなかった地震をも対象として、2つのデータ ベース中に共通に存在する地震データの検索を行うため に、P波初動時に基づく検索処理を行った。つまり、そ れぞれの観測網がオーバーラップしている関東地方北部 における近接した観測点間でP波初動時刻の差が小さい 場合に、同一の地震であると判定した、この処理を行う ことにより、一方の観測網では震源決定されなかった 400 個程度の地震が他方の観測網では震源決定されてい る地震であると判断された。しかし、両方の観測網で震 源決定されなかった地震で2つのデータベース中に共通 に存在していると判断された地震データについては,震 源再決定を行っても震源決定可能とはならなかった. こ れは、誤って同一の地震と判断したため、または、それ ぞれの観測網では震源決定できないような遠方で発生し た地震は、読み取りデータを併合しても震源決定できな いことを示している.

併合処理の効果は、図 24 d, g や図 27 に見られるよう に、それぞれの観測網の境界領域に発生する地震の震源 再決定の信頼性が向上することにある。特に、海側で発 生する太平洋プレートの沈み込みに伴う地震は、併合処 理する以前の結果では浅く震源決定されていたものが、 併合処理を行うことによって深めに震源決定され、太平 洋プレートがより低角で沈み込む様子が明らかになっ た。しかし、海側に突き出た観測点を用いて震源決定し た場合(長谷川ほか、1987)や sP 波の走時を用いて震源 決定した場合(Umino et. al., 1995)に較べると、併合 処理による震源分布が日本海溝軸から滑らかにつながる 訳ではないことは、陸上点のみで海側で発生した地震を 震源決定する限界を示している。

併合処理による震源再決定の結果と元々の震源位置と の差には、ある系統性が見られる場合がある。図25で、 十勝沖から八戸沖の太平洋の海域では再決定震源が防災 科研震源より北西方向に移動している。この領域で断面 図(図 32 a)を見ると、深めの防災科研震源から再決定 震源が浅く移動しており、太平洋プレートの沈み込む様 子がより明瞭に現れる.また,再決定震源が真の震源に 近いとすれば,防災科研震源が深く南東方向に系統的に 移動していることは、波線が高速度の太平洋プレートの 影響で大きく曲げられていることを示している.また, 茨城沖から福島沖の太平洋の海域では、防災科研震源に 較べて再決定震源が北の方向に移動している。この海域 における断面図(図32b)を見ると、震源分布は2つの 深発地震面に分けられるが,上面に発生した地震につい ては防災科研震源に較べると再決定震源は北方に深く移 動し、2 重深発地震面の形状がより明瞭となることを示 している.



図 24 a

第2次処理ステップ1で選ばれた同一地震 の震源再決定結果(中段)及び,東北大学 (上段)と防災科研(下段)におけるオリ ジナル震源分布.a:北緯39~40度の範囲 の東西断面で示す.

Fig. 24a

Relocated hypocentral distribution for common events identified by process 2 step 1 (middle), original hypocentral distribution determined by Tohoku University (top) and original hypocentral distribution determined by Bosai (bottom). a : east-west cross sectional view between 39N and 40N.



図 24 b

第2次処理ステップ1で選ばれた同一地震 の震源再決定結果(中段)及び,東北大学 (上段)と防災科研(下段)におけるオリ ジナル震源分布.b:北緯38~39度の範囲 の東西断面で示す.

Fig. 24b

Relocated hypocentral distribution for common events identified by process 2 step 1 (middle), original hypocentral distribution determined by Tohoku University (top) and original hypocentral distribution determined by Bosai (bottom). b : east-west cross sectional view between 38N and 39N.



図 24 C

第2次処理ステップ1で選ばれた同一地震 の震源再決定結果(中段)及び,東北大学 (上段)と防災科研(下段)におけるオリ ジナル震源分布.c:北緯37~38度の範囲 の東西断面で示す.

Fig. 24c

Relocated hypocentral distribution for common events identified by process 2 step 1 (middle), original hypocentral distribution determined by Tohoku University (top) and original hypocentral distribution determined by Bosai (bottom). c: east-west cross sectional view between 37N and 38N.



図 24 d

第2次処理ステップ1で選ばれた同一地震 の震源再決定結果(中段)及び,東北大学 (上段)と防災科研(下段)におけるオリ ジナル震源分布.d:北緯36.5~37度の範 囲の東西断面で示す.

Fig. 24d

Relocated hypocentral distribution for common events identified by process 2 step 1 (middle), original hypocentral distribution determined by Tohoku University (top) and original hypocentral distribution determined by Bosai (bottom). d : east-west cross sectional view between 36.5N and 37N.



図 24 e

第2次処理ステップ1で選ばれた同一地震 の震源再決定結果(中段)及び,東北大学 (上段)と防災科研(下段)におけるオリ ジナル震源分布.e:北緯36~36.5度の範 囲の東西断面で示す.

Fig. 24e

Relocated hypocentral distribution for common events identified by process 2 step 1 (middle), original hypocentral distribution determined by Tohoku University (top) and original hypocentral distribution determined by Bosai (bottom). e : east west cross sectional view between 36N and 36.5N.



図 24 f

第2次処理ステップ1で選ばれた同一地震 の震源再決定結果(中段)及び,東北大学 (上段)と防災科研(下段)におけるオリ ジナル震源分布.f:北緯35.5~36度の範 囲の東西断面で示す.

Fig. 24f

Relocated hypocentral distribution for common events identified by process 2 step 1 (middle), original hypocentral distribution determined by Tohoku University (top) and original hypocentral distribution determined by Bosai (bottom), f: east-west cross sectional view between 35.5N and 36N.





第2次処理ステップ1で選ばれた同一地震 の震源再決定結果(中段)及び,東北大学 (上段)と防災科研(下段)におけるオリ ジナル震源分布.g:北緯35~35.5度の範 囲の東西断面で示す.

Fig. 24g

Relocated hypocentral distribution for common events identified by process 2 step 1 (middle), original hypocentral distribution determined by Tohoku University (top) and original hypocentral distribution determined by Bosai (bottom). g : east-west cross sectional view between 35N and 35.5N.



図 24 h

第2次処理ステップ1で選ばれ た同一地震の震源再決定結果 (中段)及び,東北大学(上段) と防災料研(下段)におけるオ リジナル震源分布.h:北緯 34~35度の範囲の東西断面で 示す.

Fig. 24h

Relocated hypocentral distribution for common events identified by process 2 step 1 (middle), original hypocentral distribution determined by Tohoku University (top) and original hypocentral distribution determined by Bosai (bottom), h: east-west cross sectional view between 34N and 35N.





Fig. 25

Difference of hypocentral location for the common events between the original one and the relocation results.top:Bosai, botoom: Tohoku.



 図 26 a, b, c, d 境界領域における再決定結果とオリジナル震源。a 及びc は再決定結果と防災 料研との差, b 及びd は東北大学との差である。a, b は深さ 30 km より浅い 地震, c, d は 30 km より深い地震の震央分布である。

Fig. 26a, b, c, d Hypocentral distribution of redetermined results compared with the original one at the boundary area. a and c shows the difference between the redetermined results and original data set determined by Bosai, b and d shows the difference between the redetermined results and original data set determined by Tohoku. The depth range of the events plotted in a, b and c, d is shallower than 30km and deeper than 30km, respectively.



図 28 a 第 2 次処理ステップ 2 により検索された同一地震の再決定結果. 左:防災科研オリジナル震源との差, 右:東北大学オリジナル震源との差. 震源決定精度の良いものだけをプロットしている.

Fig. 28a Redetermined epicentral distribution of common events identified by process 2 step 2. Left: difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Bosai, right: difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Tohoku. Well-constrained events are plotted.



- 図 28 b 第 2 次処理ステップ 3 により検索された同一地震の再決定結果. 左:防災科研オリジナル震源との差, 右:東北大学オリジナル震源との差. 震源決定精度の良いものだけをプロットしている.
- Fig. 28b Redetermined epicentral distribution of common events identified by process 2 step 3. Left: difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Bosai, right: difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Tohoku. Well-constrained events are plotted.



- 図28 c 第2次処理ステップ4により検索された同一地震の再決定結果. 左:防災科研オリジナル震源との差, 右:東北大学オリジナル震源との差. 震源決定精度の良いものだけをプロットしている.
- Fig. 28c Redetermined epicentral distribution of common events identified by process 2 step 4. Left : difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Bosai, right : difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Tohoku. Well-constrained events are plotted.



- 図28 d 第2次処理ステップ5により検索された同一地震の再決定結果。左:防災科研オリジナル震源との差,右:東北大学オリジナル震源との差. 震源決定精度の良いものだけをプロットしている。
- Fig. 28d Redetermined epicentral distribution of common events identified by process 2 step 5. Left: difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Bosai, right: difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Tohoku. Well-constrained events are plotted.



- 図29 第3次処理により検索された同一地震のうちで両方の観測網で震源決定されていた地震の再決定結果。左:防災科研オリジナル震源との差,右:東北大学オリジナル震源との差.震源決定精度の良いものだけをプロットしている。
- Fig. 29 Redetermined epicentral distribution of common events identified by process 3. The hypocentral parameters of common events are pre-determined by both networks. Left: difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Bosai, right: difference of epicenter between redetermined results and original data set determined by Tohoku. Well-constrained events are plotted.



図30 第3次処理により検索された同一地震のうちで東北大学のみ(左),または防災科研のみ(右)で震 源決定されていた地震の再決定結果.震源決定精度の良いものだけをプロットしている.

Fig. 30 Redetermined epicentral distribution of common events identified by process 3. The hypocentral parameters of common events are pre-determined by only Tohoku network (left), or only Bosai (right) network. Well-constrained events are plotted.



図31 併合データベース(1992年)のうち、震源決定精度の良い全ての地震の震央分布.

Fig. 31 Epicentral distribution of all events in the unified database. Well-constrained events are polotted.



図32 併合データベースと防災研究オリジナルデータベースにおける震源位置の差.a:岩手県沖から北海道西部の領域.b:茨城県沖から福島県沖の領域.

Fig. 32 Difference of the hypocentral location between the unified database and the Bosai original database. a: Off lwate and western Hokkaido. b: Off lbaraki and Off Fukushima.

参考文献

- 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II,40,535-540.
- 2) 小原一成(1993):関東東海地域における深発地震のS波 エンベロープの特徴と不均質構造の推定.防災科学技術 研究所研究報告, 51, 41-202.
- Obara, K. and Sato, H. (1995): Regional differences of random inhomogeneities around the volcanic front in the Kanto-Tokai area, Japan, revealed from the broadening of S wave seismogram envelopes. J. Geophys. Res., 100, 2103-2121.
- 4) 大久保正・海野徳仁・長谷川昭・高木章雄(1989):東北 地方南部から関東地方にかけての地震について 一東北
- 大学と防災センターの併合処理一. 地震学会講演予稿集, No. 1, 65.
- 5) 大久保正・海野徳仁・長谷川昭(1996):観測データの併 合処理による震源再決定-東北大学微小地震観測網およ び防災科学技術研究所関東・東海地殻活動観測網-.防 災科学技術研究所研究報告, 56, 33-48.

- 6) 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,41,153-162.
- Sekiguchi, S. (1991): Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan. Tectonophysics, 195, 83-104.
- 8) 坪井誠司・纐纈一起・鷹野 澄・宮武 隆・阿部勝征・ 萩原幸男(1989):国立大学観測網地震カタログの震源決 定処理.地震II,42,277-284.
- 9)鵜川元雄・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,53,1-88.
- Umino, N., Hasegawa, A. and Matsuzawa, T (1995): sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary. Geophys. J. Int., 120. 356-366.
- 11) 渡辺 晃 (1971): 近地地震のマグニチュード. 地震II, 24, 189-200.

(原稿受理:1995年8月28日)