

副 本

平成29年(ネ)第373号 原状回復等請求控訴事件

直送済

1審原告 中島孝 外

1審被告 東京電力ホールディングス株式会社 外1名

1審被告東京電力準備書面(5)
(原子力土木委員会津波評価部会第3回部会議事録添付の
資料-6について)

平成30年11月30日

仙台高等裁判所 第3民事部 御中

1審被告東京電力ホールディングス株式会社訴訟代理人
弁護士

同

同

同

同

同

同

1 審被告東京電力は、原子力土木委員会津波評価部会第3回部会議事録添付の資料－6（丙B64号証、以下「資料－6」ともいう。）の9頁の一部が空白となっていることに関し、以下のとおり主張する。

1 経緯について

今般、1審被告東京電力は、資料－6の9頁の中央部が空白となっていることについて、改めて関係者に対する調査を実施し、その経緯が以下のとおりであることを確認した。

すなわち、平成12年3月3日に、土木学会の原子力土木委員会津波評価部会第3回部会が開催されたが、この際、資料－6の「今後の波源モデル設定法に向けての基本事項」と題する資料が、出席者に対し、紙資料として席上配布された。この際、当時のパソコンやプリンターの性能上の問題から、資料－6の9頁に「近地津波の一覧表」の画像を電子的に取り込みこれを印刷することが困難であったため、9頁の当該部分は白紙の状態で印刷されており、別途「近地津波の一覧表」を前記9頁の白紙箇所に収まるように印刷、調整し、これを物理的に糊で貼り付けることで資料－6の原資料が作成され、そのコピーが出席者に席上配布されていた。

しかしながら、土木学会への作成資料の納品時には、上記経緯の伝達が行われないまま、資料－6の9頁に「近地津波の一覧表」が取り込まれていないワードデータが納品されたため、それがそのまま土木学会の報告書の附属資料となった。

その後、1審被告東京電力は、土木学会から上記の報告書及びその附属資料入手し、これを会社において受領資料として保管しており、丙B64号証は1審被告東京電力がこのようにして保管するに至った資料－6の写しである。

2 資料－6の9頁の「近地津波の一覧表」について

1審被告東京電力は、今回の調査過程において、原子力土木委員会津波評価部会第3回部会で席上配布された資料－6の9頁に貼付されていた「近地津波の一覧表」

のデータを入手したので、これを1審被告東京電力の報告書に添付する形で丙B 7 6号証として提出する（左記データに関しては本準備書面の別紙1としても添付する。）。

3 1審被告東京電力の丙B 6 4号証による立証趣旨

1審原告は、平成30年4月6日付け「一審被告東電の引用書証の欠落部分の提出を求める意見書」において、丙B 6 4号証の当該9頁が、1審被告東京電力が原審で「津波評価技術」の信頼性を基礎づけるとして主張した部分の核心部分であると主張している。

しかしながら、この点に関し、1審被告東京電力は、被告東京電力準備書面（20）において、「津波評価技術」の策定経過において、当時の最新の知見に照らして既往津波の分析が行われ、それに基づき波源の設定に関する当時の知見の到達点の確認が行われているものであり、このことは、津波評価部会の議事録（甲B 1 2 0）に「津波波源の一般的特性並びに地域別波源の特徴について、資料一6に従つて既往文献のレビューと電共研成果の説明があった」と記載されていることからも明確であると主張しているのである。そして、1審被告東京電力は、甲B 1 2 0号証の前記記載を裏付ける証拠として、資料一6を丙B 6 4号証として証拠提出し、

ア 上記「津波波源の一般的特性」について

丙B 6 4号証の1～7頁（本準備書面別紙2の1～7参照）の「1 津波波源に関する基本的事項」に詳述されていることをもって、

イ 上記「地域別波源の特徴」について

丙B 6 4号証の11頁以下の「3 地域別の津波波源に関する基本的事項」において詳述されており、南海トラフや相模トラフ等の検討と並んで、特に日本海溝沿いの津波波源については、12頁において具体的に「北部と南部の違い」について、13～14頁において、それぞれ「北部海域の特徴」、「南部海域の特徴」が詳述されていること、16頁において「津波波源として用いる

「断層モデル」の検討が行われ、「既往津波の数値シミュレーション結果（日本海溝）」が整理され、17～18頁において「断層モデルに関する検討」が具体的な日本海溝沿いの既往津波に即して検討されていること等をもって（丙B64号証の12～18頁を別紙3-1～3-7として添付する。），

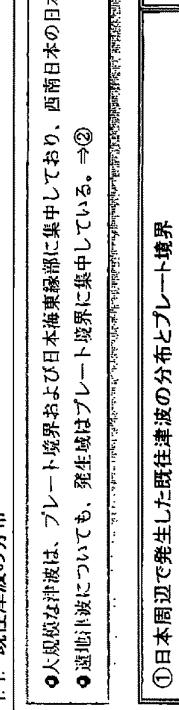
それぞれ「津波評価技術」の策定経過において、当時の最新の知見に照らして既往津波の分析が行われていることを示す資料として提出したものである。

このように、1審被告東京電力が丙B64号証を提出して立証しようとした趣旨は、丙B64号証の空白部分の存した同9頁というよりも、むしろ上記で指摘し、本準備書面にも添付したその他の記載頁にある。空白部分には、既往津波の発生地域別一覧表が添付されていただけであり、この空白部分が存する同9頁をもって、1審被告東京電力の主張の核心であるかのようにいう1審原告らの主張は、丙B64号証において上記のとおりの詳細な既往津波の波源の分析・記載がされていることを正解せず、これをことさら無視したものであり、裁判所に対しても誤解を抱かせかねないものであって、失当である。

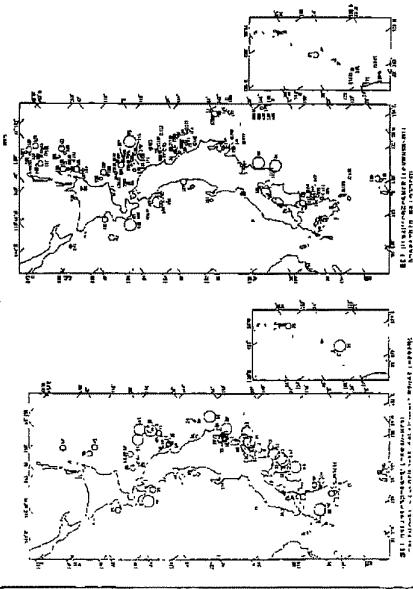
以 上

1. 津波波源に関する基本的事項

別紙2-1

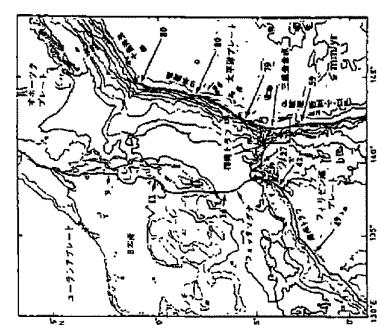


既往津波の分布 (渡辺, 1998)



既往津波の分布 (渡辺, 1998)

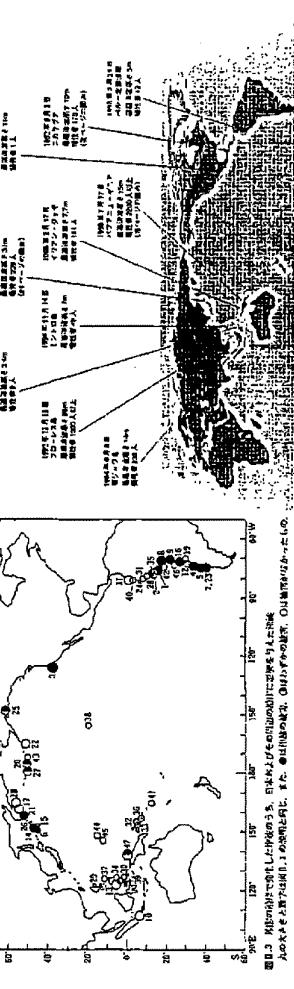
左上：684～1925年。
右上：1926～1996年
○の大きさは、津波の規模
級に対応する。



(橋野, 1996)

❶大規模な津波は、プレート境界および日本海東縫部に集中しており、西南日本の日本海側及び九州東シナ海側では極めて乏しい。⇒①
❷適地帯波についても、発生域はプレート境界に集中している。⇒②

❸津波が発生する際には、必ずしも震源地付近で大きな地震が発生するわけではなく、震源地から離れた遠隔地で津波が発生する事例がある。これは、震源地付近で大きな地震が発生しても、そのエネルギーが震源地付近で吸収されてしまうためである。



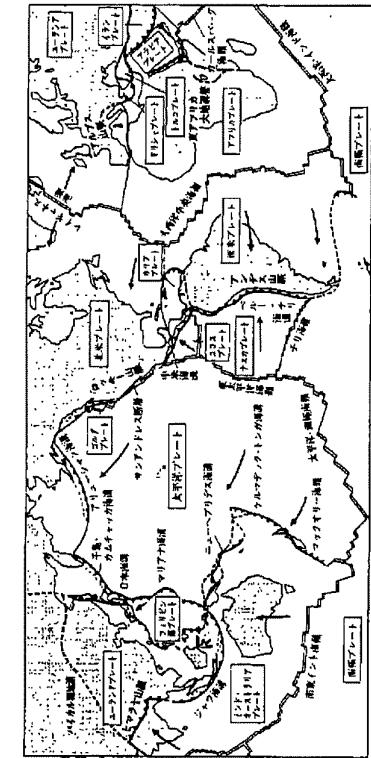
(ゴンザレス, 1999)

上左：外國の沿岸で発生した津波のうち、日本およびその周辺の沿岸に影響を与えた津波。

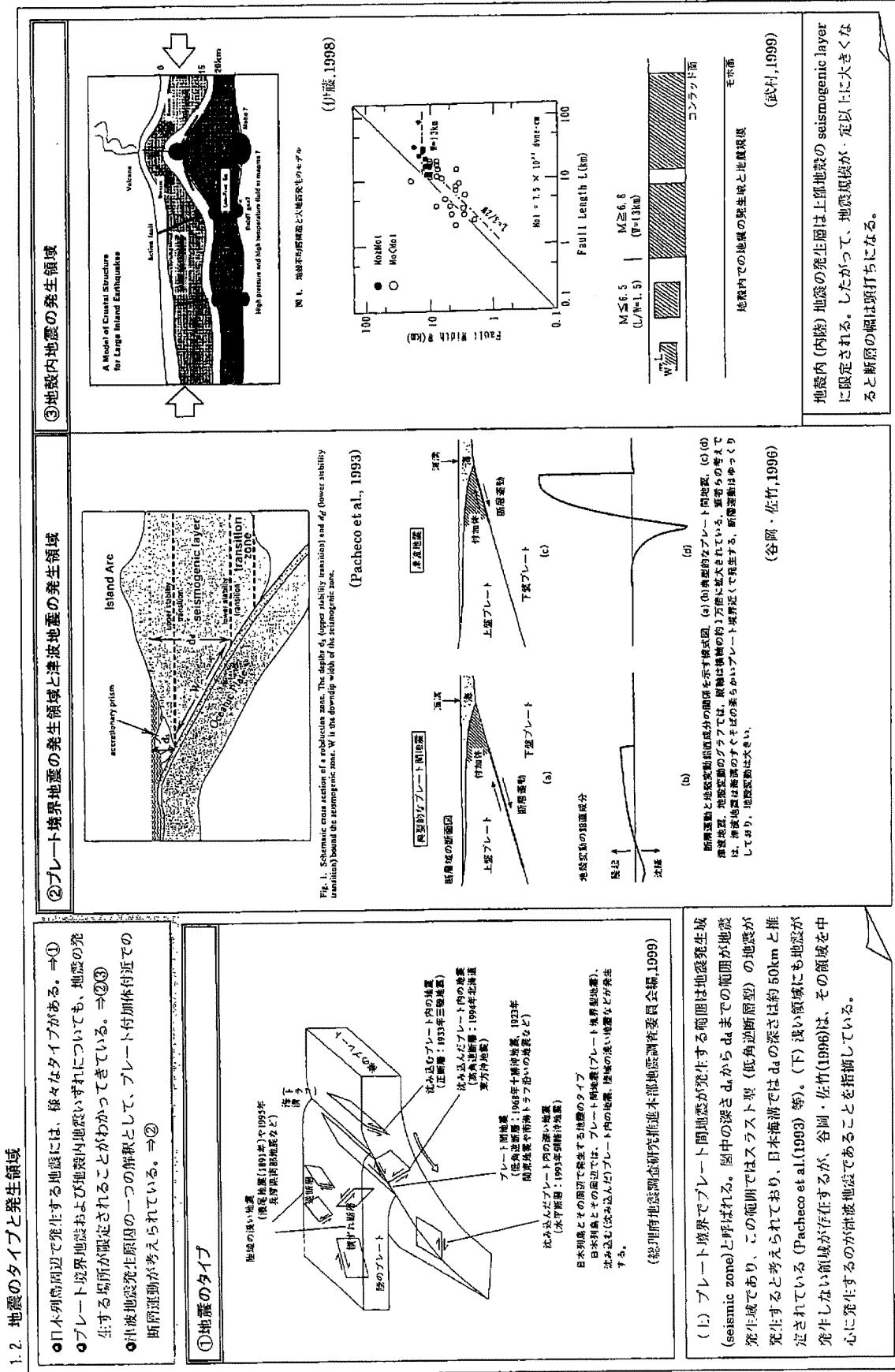
上右：過去10年間の津波による大きな被害の例。

下：世界のプレート境界とプレート運動。

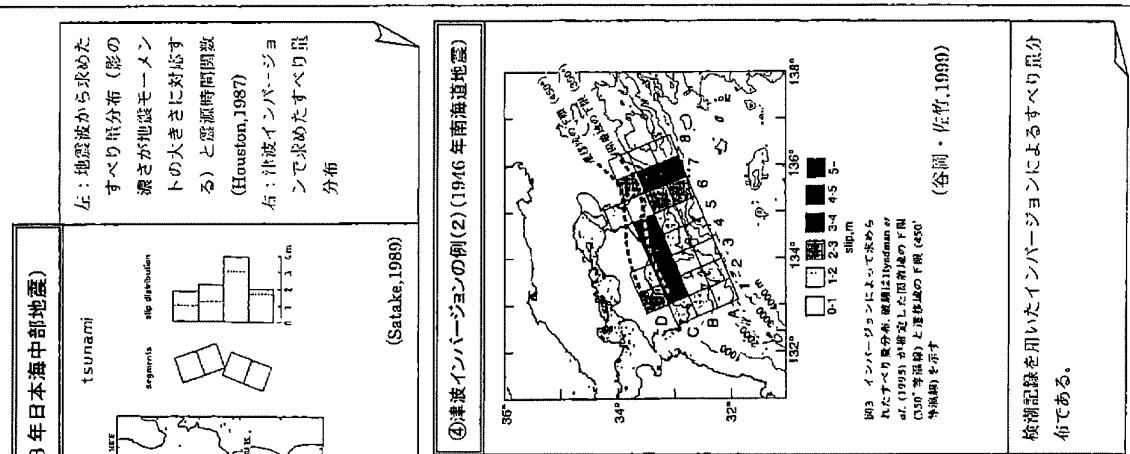
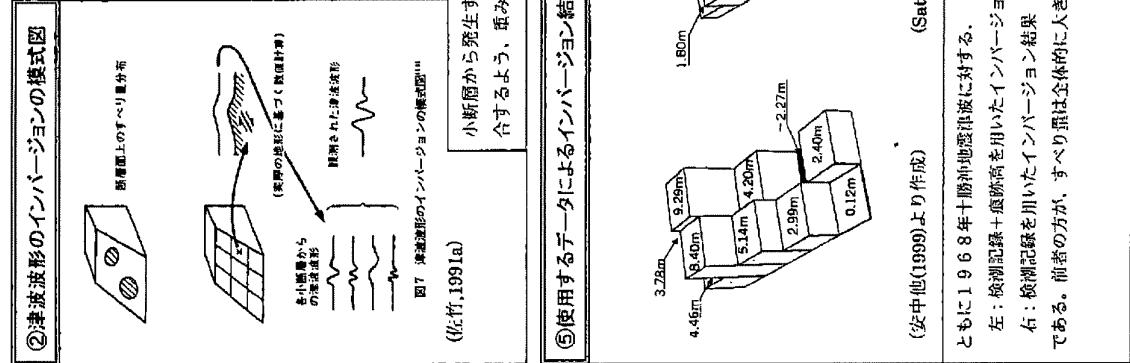
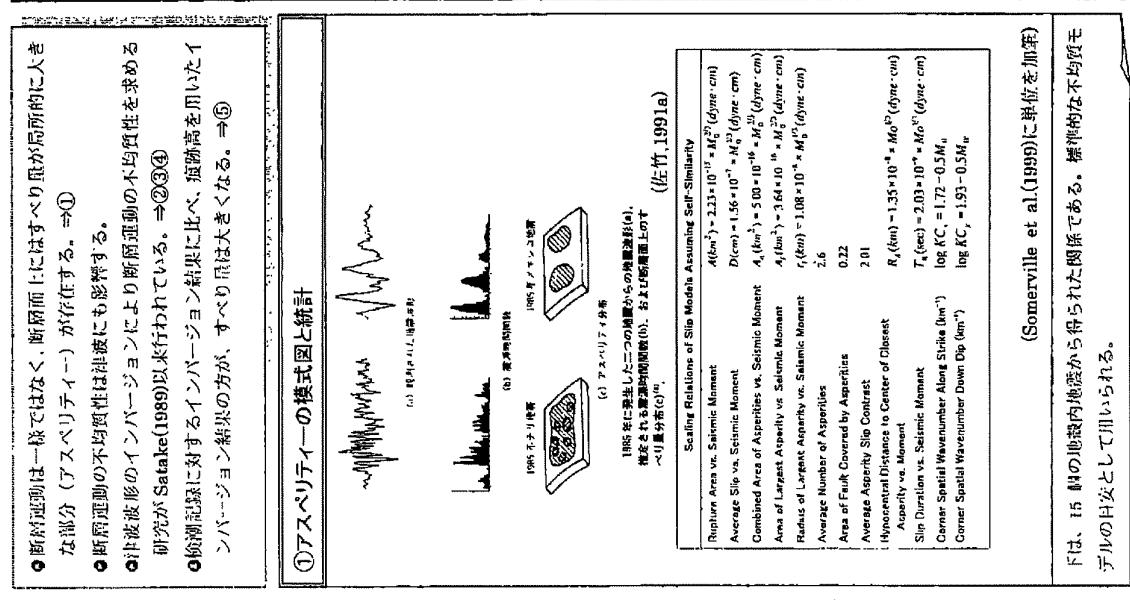
図8.2 地球を走るプレートと例選津波要集 (刀武, 1994)



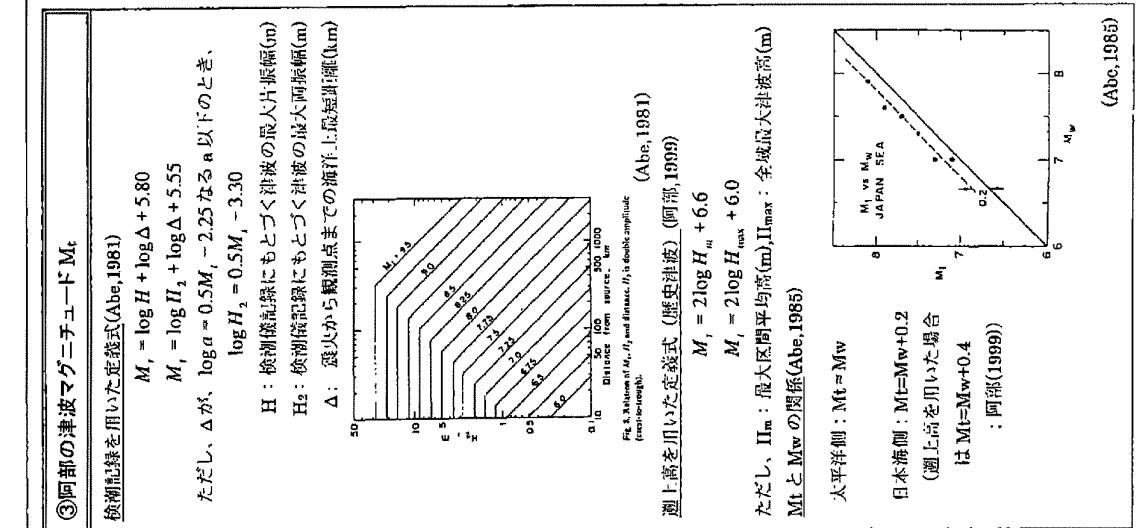
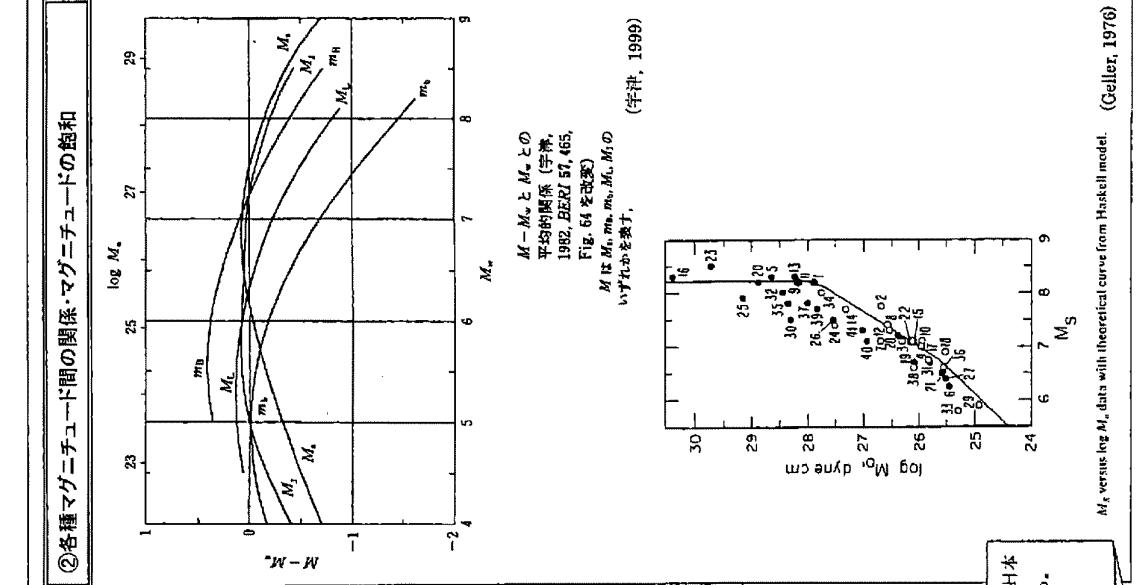
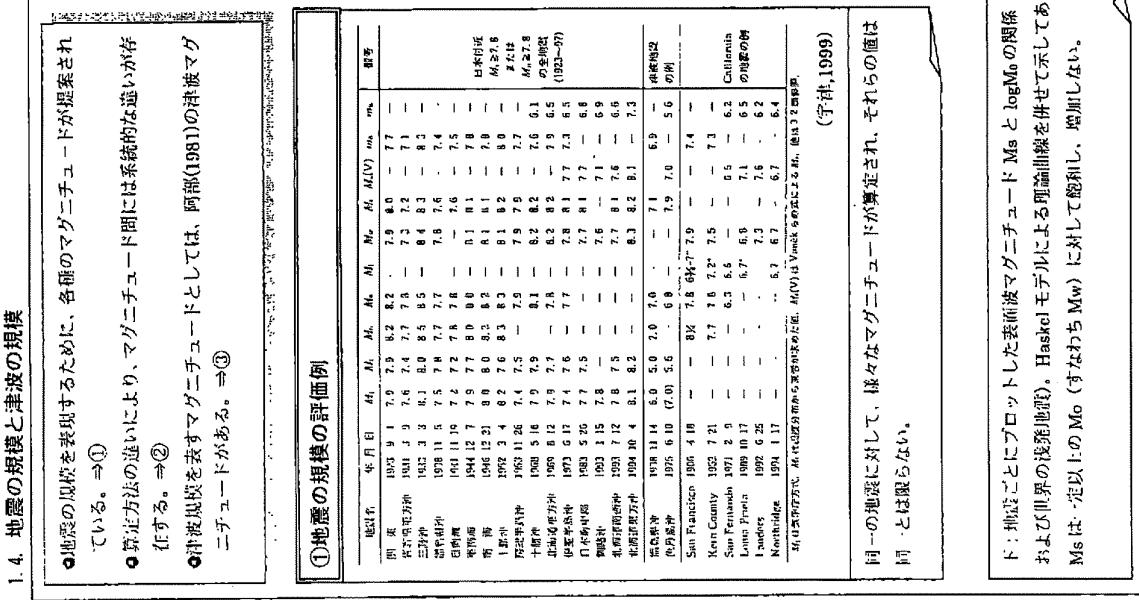
1



1.3. 断層運動の不均質性

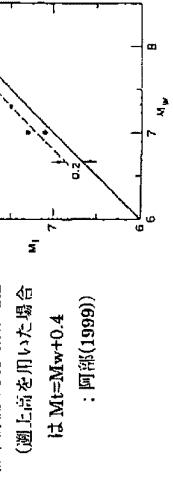


下は、15分の地震内地震から得られた関係である。操作的な不均質モデルの上位として用いられる。



下: 地震ごとにプロットした表面波マグニチュード M_s と $\log M_0$ の関係 (日本および世界の浅源地震)。Haskell モデルによる理論曲線を併せて示してある。
 M_s は一定以上の M_w (すなはち M_w) に対して飽和し、増加しない。

M_s versus $\log M_0$ data with theoretical curve from Haskell model. (Geller, 1976)



過火を用いた定式 (懶川津波) (阿部, 1999)

$$M_t = 2 \log H_m + 6.6$$

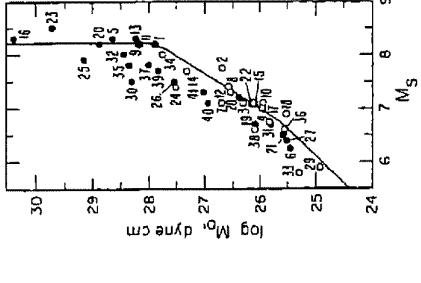
$$M_t = 2 \log H_{max} + 6.0$$

ただし、 H_m : 最大区間平均高(m), H_{max} : 全域最大津波波高(m)

M_t と M_w の関係(Abe,1985)

太平洋側 : $M_t \approx M_w$

日本海側 : $M_t = M_w + 0.2$
 (過火高を用いた場合
 は $M_t = M_w + 0.4$
 : 阿部(1999))



同一の地震に対して、様々なマグニチュード M_s が算定され、それらの値は同一とは限らない。

1.5. 津波の痕跡高と検潮記録の関係

❶ 検潮所の鄰近に出現する板潮井戸の周波数が答特性により、検潮記録は津波の短周期成分を除外したものとなる。 \Rightarrow ①

❷ 検潮井戸の答特性を調査し、危機記録を補正する方法が考案されている。 \Rightarrow ②

❸ 検潮井戸は全振幅と付近の週上高は、平均的に等しい。 \Rightarrow ③

①日本の検潮所の構造

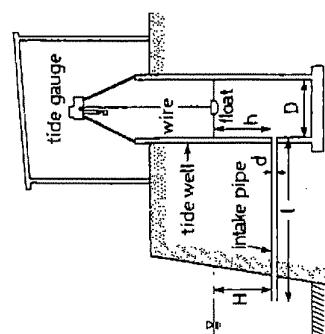


Figure 1 Structure and parameters of a typical tide gauge system in Japan.
(Satake et al., 1988)

検潮儀そのものは検潮井戸の中に設置されており、井戸は外海と導水管によって結ばれている。導水管は海洋潮汐よりもずっと短周期の成分を取り除くための役割を果たす。このため、津波もこの導水管の影響を受ける。
(*竹, 1991b*)

②検潮井戸の応答特性に基づく検潮記録の補正

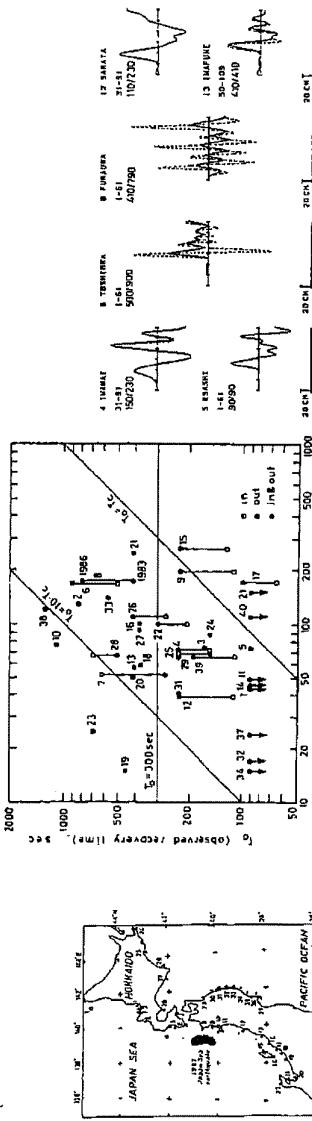


Figure 2 Tide gauge stations in Japan. The map shows the locations of the tide gauge stations. The stations are numbered and labeled with their names.

中：東日本40カ所の検潮所で観測した、1mの水位差を回復するのに必要な時間。65～1300秒の間に広く分布する。
右：水理フィルター特性を考慮して再現した日本海中部地震津波(1983)の時間波形(波線)と検潮記録(実線)

A = 検潮記録による最大全振幅(crest to trough)
 H = 検潮所付近の週上高
 \tilde{H}_n = 海岸線約20km長の区間内の幾何平均週上高としたとき、

\bullet : A/H , ○ : A/\tilde{H}_n
をプロットしている。
いずれも平均的に1.0とみなすことができる。つまり、
(週上高) \approx (検潮記録最大全振幅)

別紙2-5

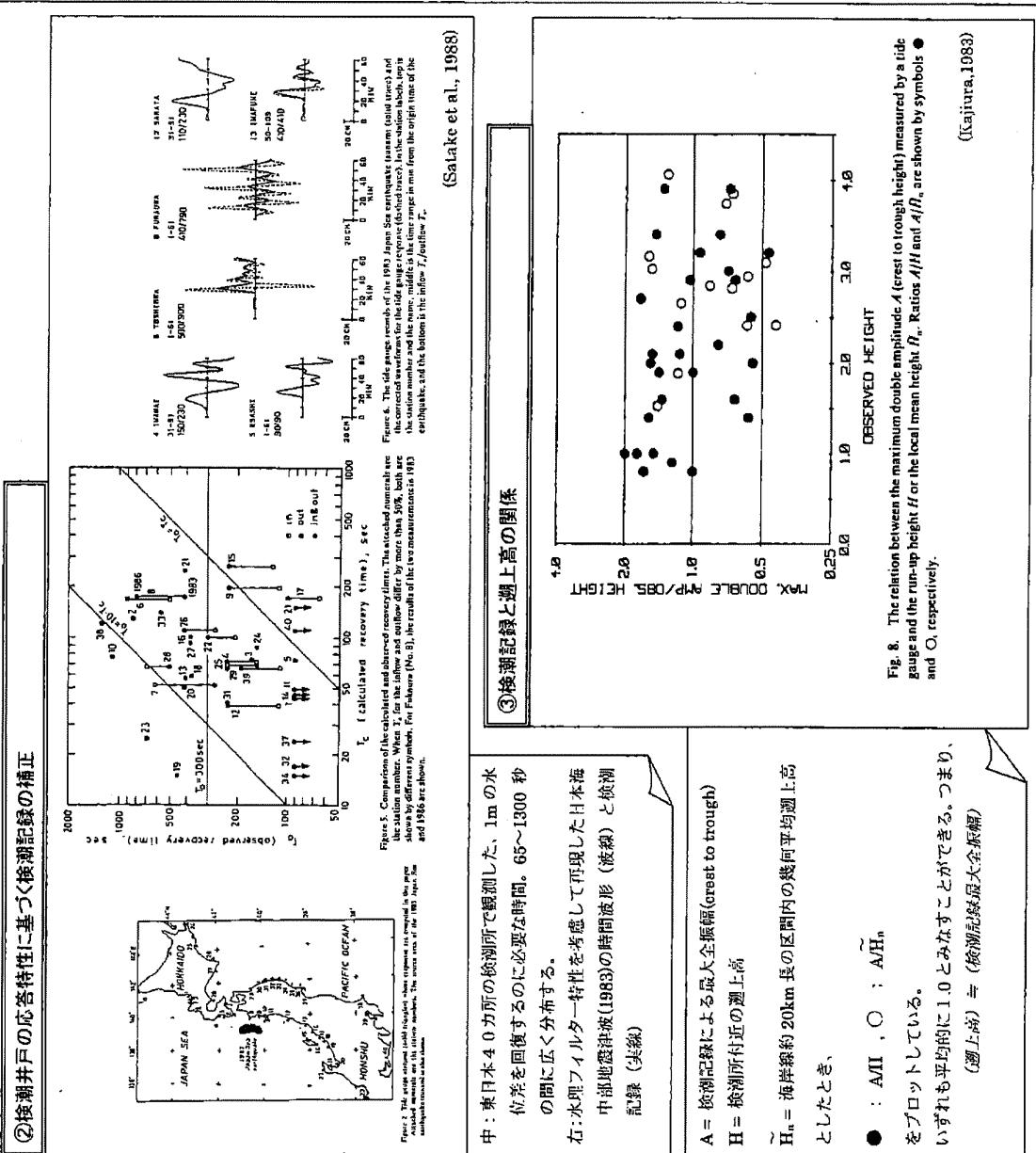


Figure 3 Comparison of the calculated and observed recovery times. The attached numbers are the station number. When T_c for the former and latter differ by more than 50%, both are shown by different symbols. For Fukaura (No. 8), the results of the two measurements in 1983 and 1986 are shown.

③後潮記録と週上高の関係



Figure 4 Tide gauge records of the 1983 Japan Sea earthquake tsunami. The attached numbers are the station number and the name. Middle is the time range in min from the origin time of the earthquake, and the bottom is the below T_c position T_c .
(Satake et al., 1988)

(Kojima, 1983)

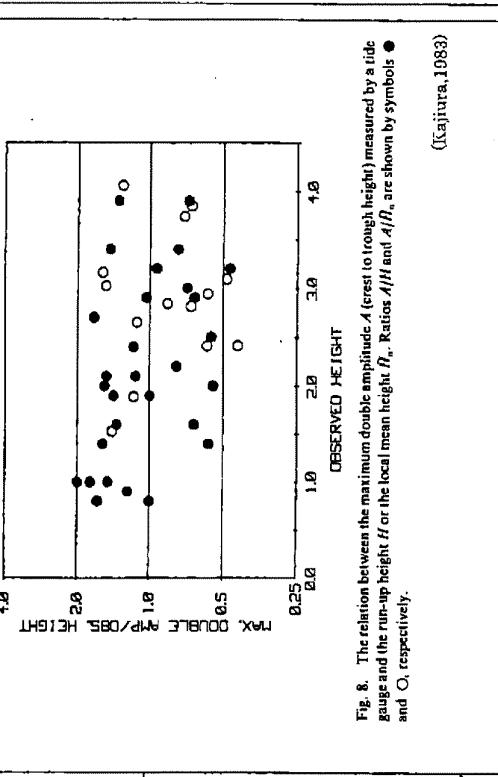


Figure 5 Tide gauge records of the 1983 Japan Sea earthquake tsunami. The attached numbers are the station number and the name. Middle is the time range in min from the origin time of the earthquake, and the bottom is the below T_c position T_c .
(Satake et al., 1988)

(Kojima, 1983)

5

別紙 2 - 6

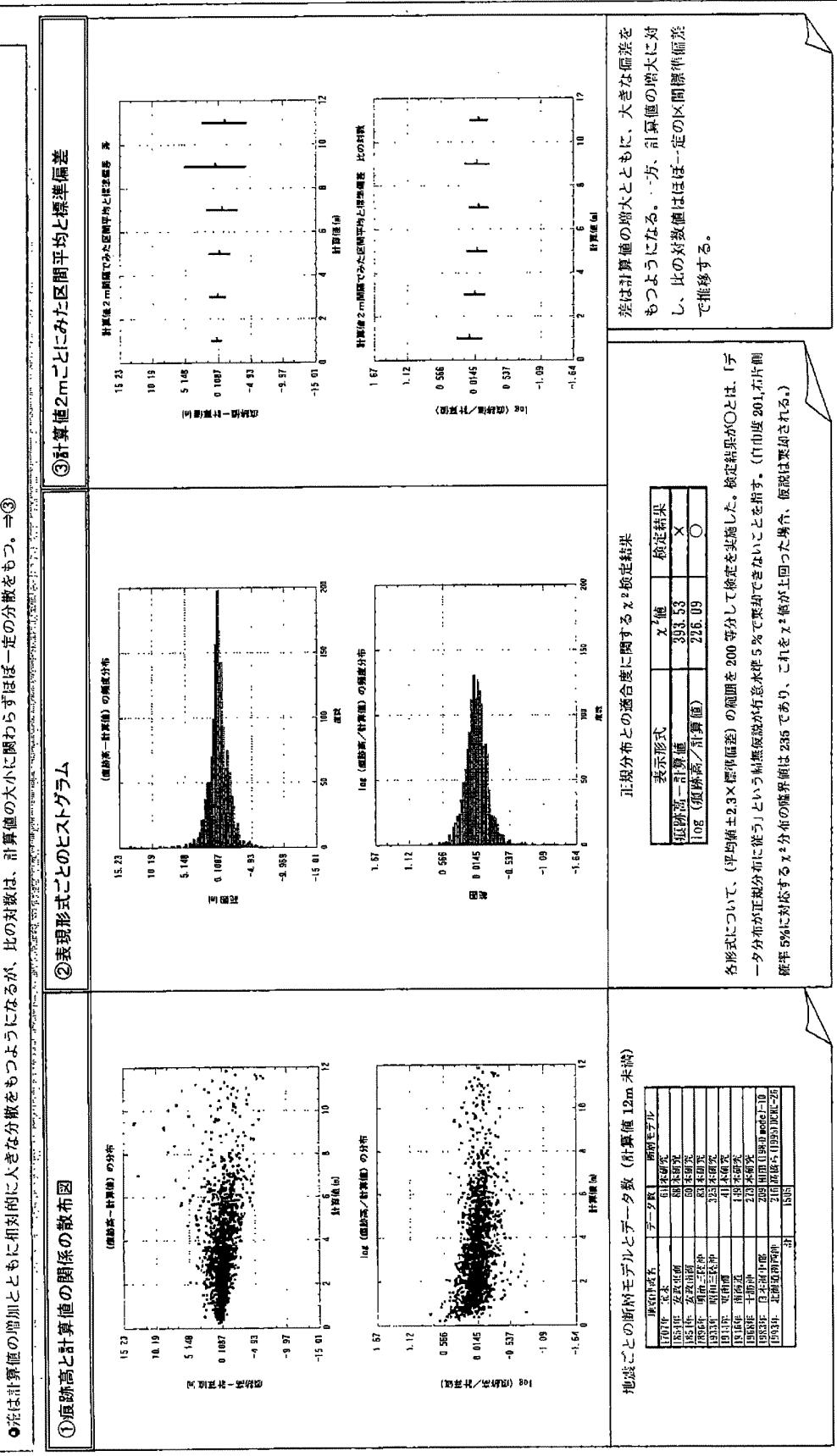
1.6. 津波波源モデル（断層モデル）の適合度の評価方法

1.6.1. 計算結果と痕跡値のばらつきの統計的性質

❶ 10個の既往地震のシミュレーション計算結果（計 1505 点）を整理し、痕跡高と計算値の差、痕跡高と計算値の比（対数値）の 2通りに表示した。いずれも縦軸は全データの標準偏差の 18倍スケールとした。 \Rightarrow ①

❷ 表現形式ごとの頻度分布は、比の対数の方が正規分布に近い。 \Rightarrow ②

❸ 差は計算値の増加とともに相対的に大きくな分散をもつようになるが、比の対数は、計算値の大小に関わらずほぼ一定の分散をもつ。 \Rightarrow ③



1.6 津波波源モデル（断層モデル）の適合度の評価方法

1.6.2 基線の偏りとばらつきの評価

①津波の数値シミュレーション結果の震幅に対する適合度の評価には、通常、相田の K 、 κ の指標が用いられる。 \Rightarrow ①

②計算結果の誤差は、基線の偏り (K) とばらつき (κ) で構成されていると考えられる。 \Rightarrow ②③

③一般に、地図的な範囲を限定すれば、広域で評価した場合より κ は小さくなる。 \Rightarrow ③④

① K 、 κ の定義
基線の指標
 $\log K$ と $\log \kappa$ は、それぞれ震幅誤差と計算値の比の対数平均および対数標準偏差である。

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i$$

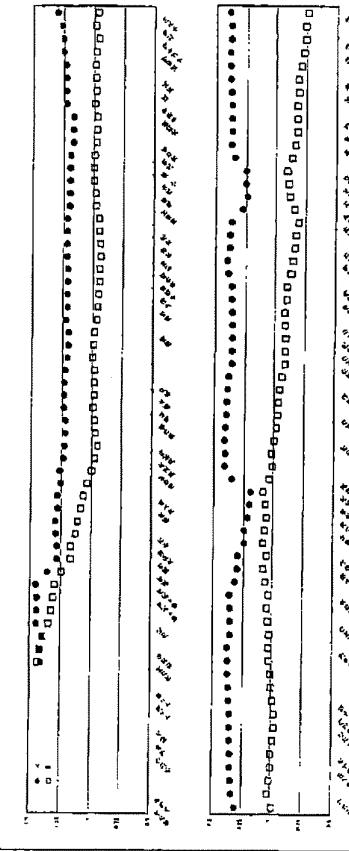
$$\log \kappa = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right\}^{1/2}$$

n: 地点数

K_i : 第 i の地点の (震幅誤差) / (計算値)

②基線の偏りとばらつきの評価式

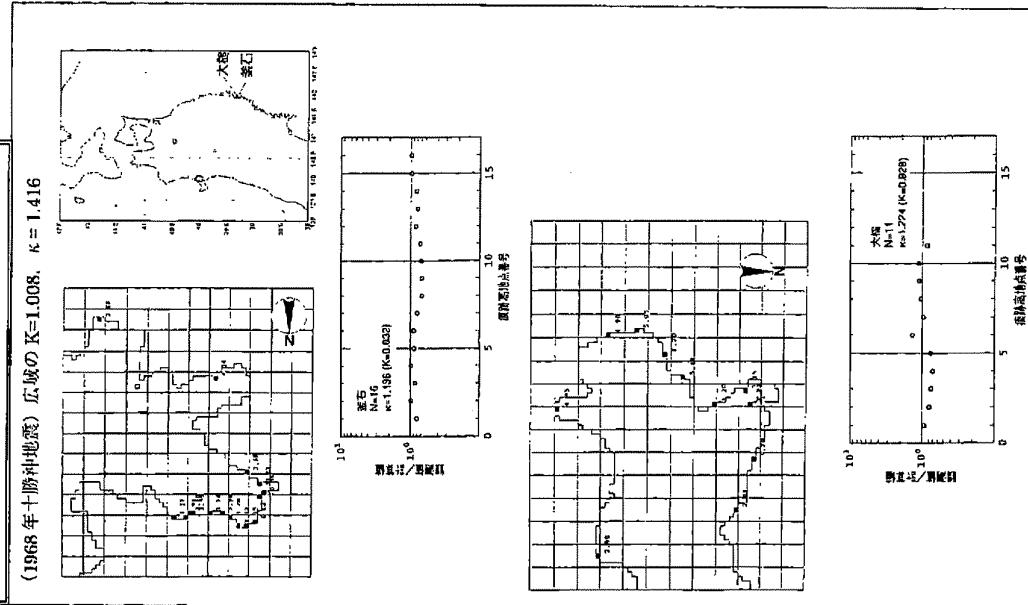
広域の $K=1.008$ 、 $\kappa=1.478$



日本海中部地震(1983)
のシミュレーション計算結果の K (□) と κ (●) を前後 10 疎断地点で移動平均したものの。
計算結果の誤差は、基線の偏り (K) とばらつき (κ) で構成されることがわかる。

③基線の偏りとばらつきの評価

④対象範囲を限定した場合の適合度評価例



別紙3-1

3.1.2. 日本海溝沿いの津波波源に関する特徴 (1) 北部と南部の違い

- ❶ 北部と南部の活動に大きな違いがある。⇒①
- ❷ 北部では、1968年十勝沖の領域で集中している（津波地震、正断層地震）。⇒①
- ❸ 南部では、1677年房総沖地震を除き、海槽付近に大津波の波源域は見られず、陸坡付近に比較的新しい領域で発生している。⇒③
- ❹ ブレート間地震を発生するブレート境界面の形状が明らかになってきている。⇒③

① 波源分布

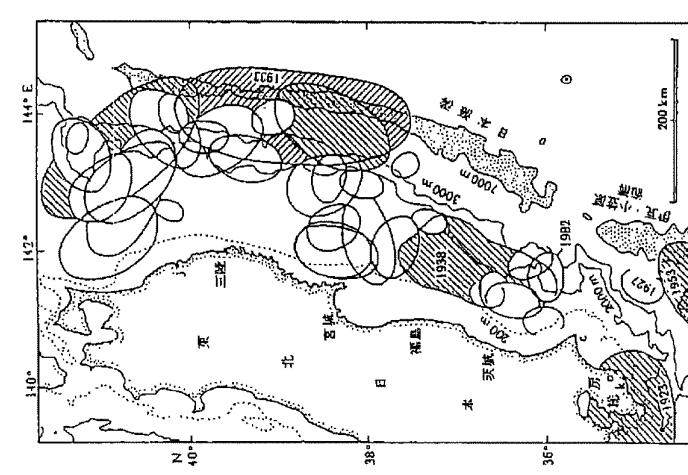


図1 日本海沿いの波源分布。Noto-Niigata (37°N以北) / 1897年(37°N以北)から1986年(37°N以南) / 1981年(37°N以南)から1982年まで津波が観測されたのが下。斜線をつけたものは今計。既出の出だマニチュードが1以上。c: 案子。j: 久慈。k: 阿波。o: 大源。
(行橋, 1986)

② 津小地震分布

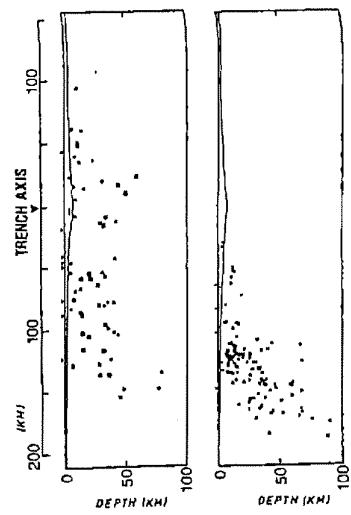
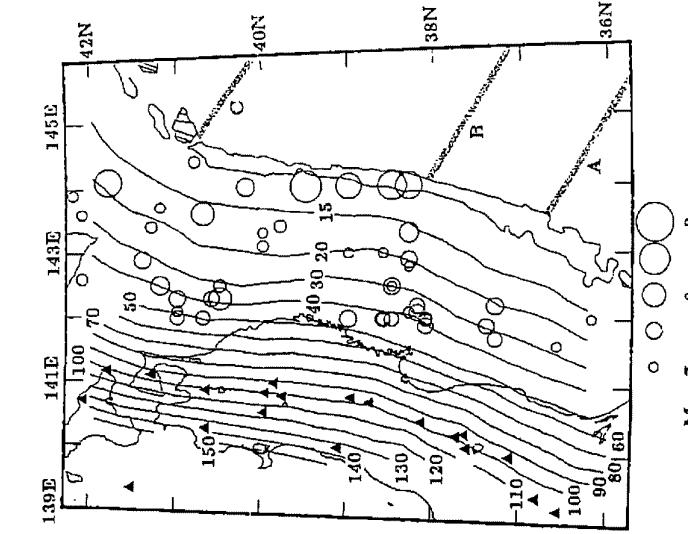


図2 40.0°N付近の三陸沖(HIRATA et al., 1986; 上)と31°N付近の福島沖(下)の震源分布。海溝軸に垂直な断面。

③ ブレート境界面の深さ分布



(Zhao et al., 1997)

沈み込む太平洋ブレート上面の平均海水面からの深さ分布(km)の
コンター図である。
A-Cは、ブレート断裂帯を表す。
○は830~1995年に起きたM7.0以上、深さ60km未満のブレート
境界型地震の震央位置およびマグニチュードを表す。
北部と南部でコンターの向きが異なっている。

3.1.2. 日本海溝沿いの津波源に関する特徴 (2) 北部海域の特徴

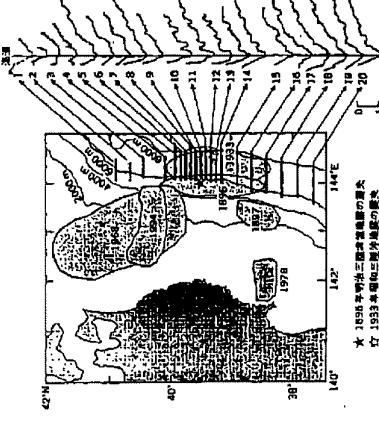
- ❶1968年十勝沖地震では、ほぼ100年間隔で大地震が発生している。ただし、その間にも1994年三陸はるか沖地震のような、より小さな規模の津波が発生している。 \Rightarrow ①②
- ❷木造漁村付近では、1896年明治三陸津波のような津波や1933年三陸津波のようなブレークトン断層地震のモデルが提案されているが、津波地震の可能性も指摘されている。 \Rightarrow ④
- ❸スロー・アースクエイクおよび地震後のアタマースリップによりブレート間のすべりが解析されている。 \Rightarrow ⑤

①十勝沖海域の地震歴

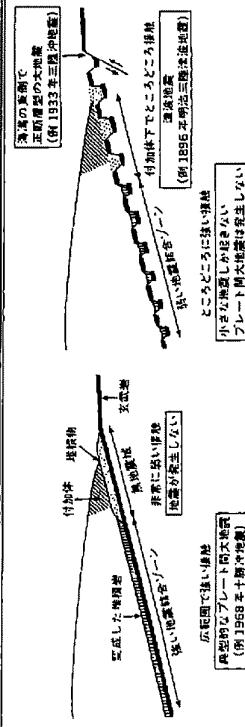
発生日	マグニチュード	時間間隔(年)
1677年4月13日	7.1/4-7.1/2	96
1763年3月11日	7.3/4	93
1856年8月23日	7.5	112
1968年5月16日	7.9	

約100年間隔の繰り返し性がみられる。

②日本海溝付近で最近発生した大地震の震源域と海底地形面図

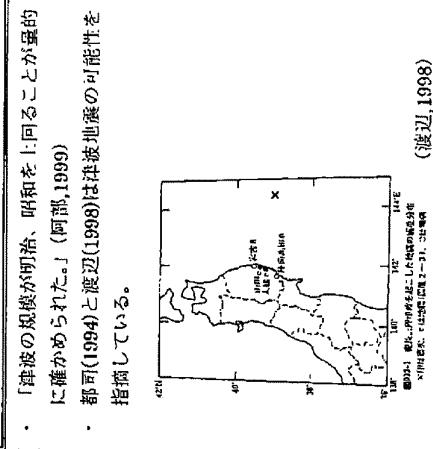


③1896年明治三陸津波と1933年昭和三陸津波の発生様式



ブレート界面の傾斜と地震の発生様式との関係の模式図。(a)なめらかなブレート境界の場合、柔らかい地盤側がソントンとなり、アントラント大地震を起こす。(b)屈曲したブレート界面の場合、正断層型の tektonic の変遷を示すが、どちらの側がソントンでも、ブレート界面が不規則なのでブレート界面では必ずアースクエイクが発生する。(谷岡・佐竹, 1996)

④1611年慶長三陸地震に関する見解



川崎・他(1998)による。(B)図の長方形は地震が発生したモーメント(非地盤剪断帶で解放された地盤的モーメントを含む)を表し、サイズミック・カップリングが「であれば空間を埋め尽くすように構築を設定している。歩きの長方形は時定数が1日～1年の「超スロー・アースクエイク」である。下表では、ブレート相対運動から予測される解放モーメントに対し、地震時の解放モーメント(saiianic)、及び「超スロー・アースクエイク」を含む解放モーメント(seismo geodetic)を比較し、非地震剪断帯でのすべりによるモーメント解放への寄与が大きいことを推察している。

Table 3. Interplate moments predicted and released by the Sanriku-Oki ultra-slow earthquakes.

REGION	PREDICTED	SEISMIC	GEODETIC
E+4-W4	B6	3.1-4.9	7.9-1
E+4-E5+E6+W4+W5+W6	1.6-23.0	4.8-6.6	11.1-15.9
E+4-E5+E6	3.9-15	3.0-4.3	7.2-11.2

REGION corresponds to regionalization in Fig. 5(A). Moments in the columns of PREDICTED are those predicted by relative plate motion model, details of which are in the text. Moments in the column of SEISMIC are sums of seismic moments released by the Sanriku-Oki earthquakes since 1989. GEODETIC moments in the column of SEISMO GEODETIC are sums of both seismic moments and moments released by the ultra-slow faulting associated with the Sanriku-Oki ultra-slow earthquakes. Unit of moments is 10^{18} Nm.

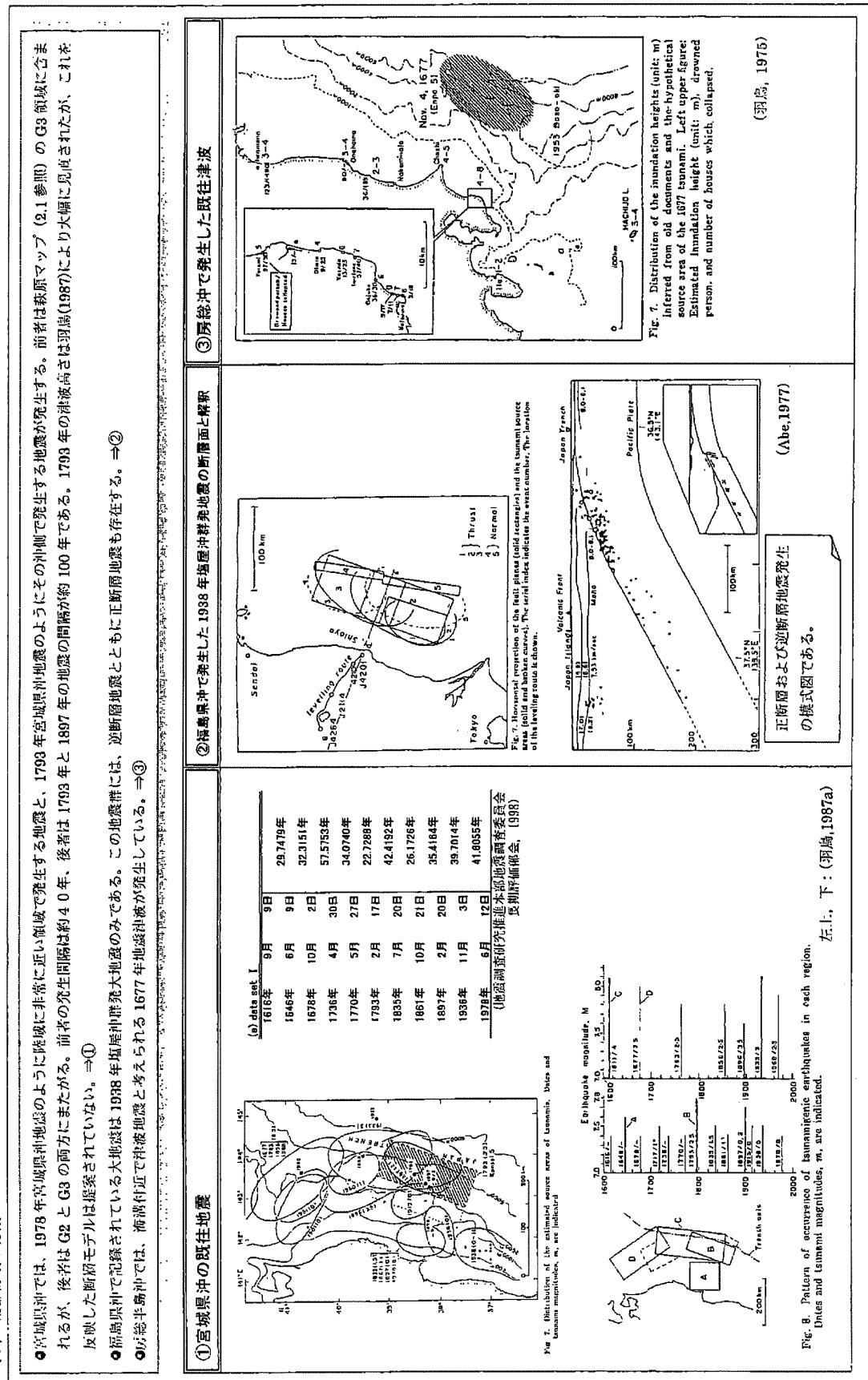
3.1.2. 日本海溝沿いの津波波源に関する特徴
(3) 南部海域の特徴

①宮城県沖では、1978年宮城県沖地震のように陸域に非常に近い領域で発生する地震と、1793年宮城県沖地震のようにその外側で発生する地震が発生する。前者は新原マップ(2.1参照)のG3領域に含まれるが、後者はG2とG3の双方にまたがる。前者の発生間隔は約40年、後者は1793年と1867年の地震の間隔が約100年である。1793年の津波高さは羽鳥(1987)により大幅に見直されたが、これを反映した断層モデルは提案されていない。 \Rightarrow ②

②福島県沖で記録されている大地震は1938年福島県沖強烈地震のみである。この地震群には、逆断層地震とともに正断層地震も存在する。 \Rightarrow ③

③が總半島沖では、福満付近で津波付近で津波が発生している。

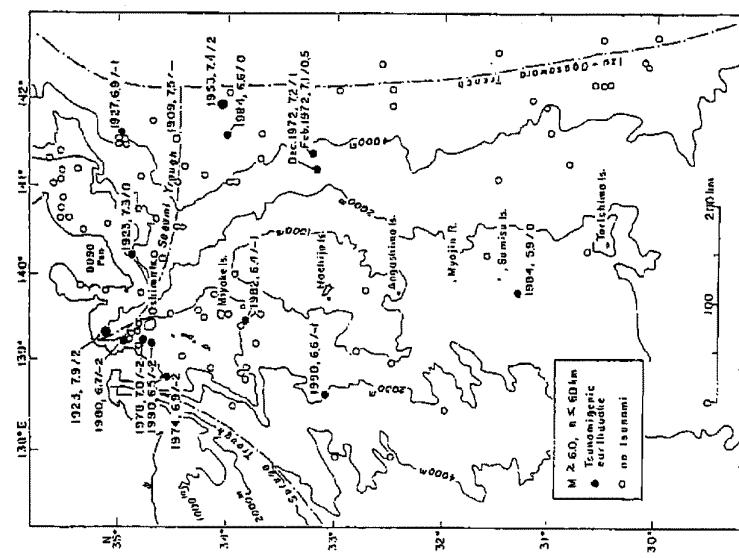
別紙3-3



3.1.3. 伊豆・小笠原海溝沿いの津波波源に関する特徴

- 三市会合点付近で1953年に正断層地震が発生している。その南で1972年に八丈島正断層地震が発生しているが、それを除くと既往な津波は発生していない。⇒①②
- プレート境界で大きな地震が起こるのは、マリアナ海溝に類似した安定なタイプであるからと考えられる。⇒③④

① 波源分布



(羽鳥, 1987)

② 1953年房総沖地震等の波源域

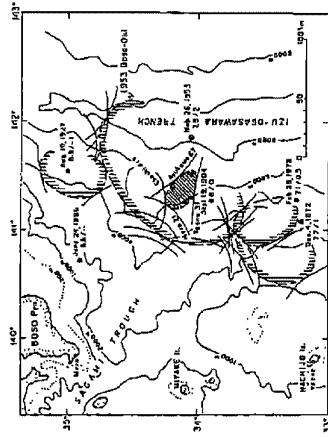


Fig. 3. Estimated source area of the 1953 Boso-Oki tsunami and its neighborhood tsunami sources. The last wave fronts of the inverse refraction diagram are shown with the names of tide stations and travel times (min). Dates, the earthquake magnitudes, M (JMA) and the tsunami magnitudes of tsunami. Tide scale, m , are indicated.

(羽鳥, 1987)

③ プレート境界のタイプに関する模式図

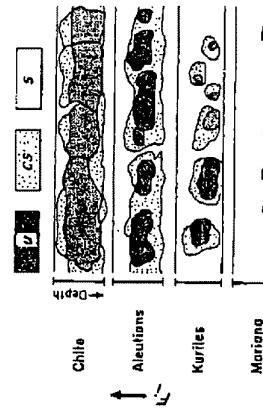


図3.3 海のプレートと陸のプレートとの境界における構造(岸間, 1977) (阿部, 1978)

海のプレートと陸のプレートの相互作用についての
構造である。

「伊豆からマリアナにかけての地域は顕著な海溝に
沿った島弧であるにもかかわらず、巨大地震はここ
80年ほどの間に全くおきていない。(中略) 反対に地
震の発生様式は、異頗のプレートの相互作用の強弱
の程度によって決まるときされる。(中略)(a)～(e)にか
けての状態の変化は‘プレートの進化’の過程をあ
らわすとも考えられる。」(阿部, 1978)

(羽鳥, 1991)

図6.21 いくつかの代表的な海の境界面における安定性の場所をあら
わす模式図。このような差異は、境界面上にはららく力のばらつきの存在
によると解釈される。

(ショルツ, 1993)

U: サイスミック・カップリングが完全である不安
定状態, C S: 条件つき安定状態, S: いつも安定
にすべる安定状態を表す。ラブチャーはソーンで
始まる。

別紙 3-4

3.1.4. 津波波源として用いる断層モデル
(1) 断層モデルに関する既往の検討

●津波データとの比較検証を実施している既往モデルおよび重力各社による検討を以下に示す。

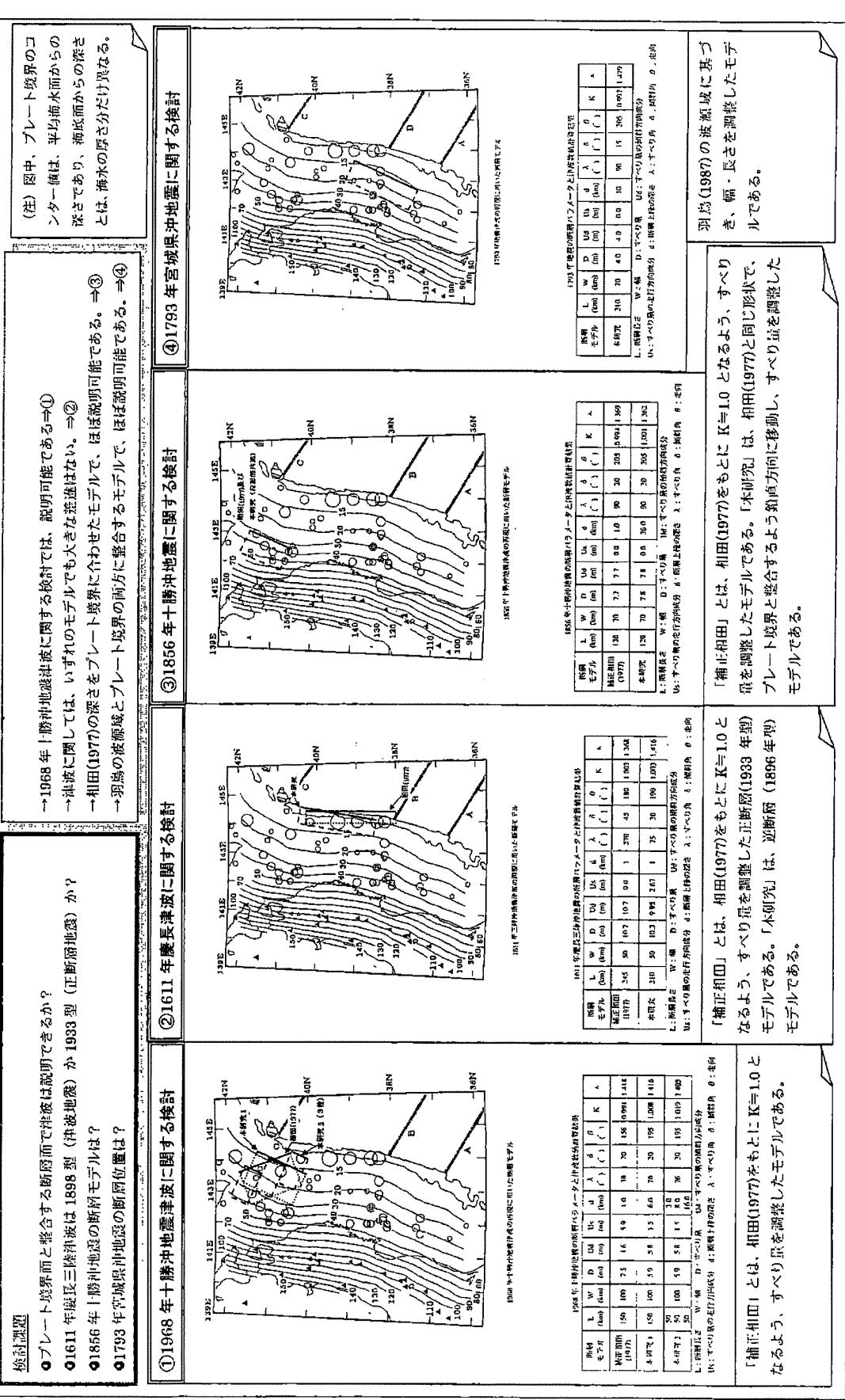
①既往津波の数値シミュレーション結果(日本海溝)

対象津波	M_J	M_w	M_w モデル	L (km)	W (km)	d (km)	δ (°)	D (m)	λ (°)	μ ($\times 10^{11} \text{dyn/cm}^2$) ($\times 10^3 \text{dyn/cm}$)	M_0 ($\times 10^{19} \text{dyn/cm}$)	データ	K	κ	備考
1611年 三陸沖	8.1	-	8.5	245	50	1	45	8.0	270	7.0	69	7: 間接	1.02	1.56	電力、相田モール
			8.5	245	50	1	45	8.0	270	7.0	69	13: 間接	0.97	1.37	電力、相田モール
1677年	8.0	-	8.5	245	50	1	45	8.0	270	7.0	69	7: 間接	0.90	1.63	電力、相田モール
1783年 8.0-8.4	-	8.2	200	50	1	20	6.5	90	3.5	23	15	1.00	1.41	電力、相田モール	
1856年 三陸沖	7.5	-	7.8	120	30	1	40	3.9	90	5.0	7.0	7: 間接	-	1.49	相田(羽鳥)(1987)は反映していない
			8.4	210	50	1	20	8.9	90	5.0	34	21	0.98	1.42	電力、AN4(相田モール修正)
1896年 三陸沖	6.8	(8.2)	8.4	210	50	1	20	12.5	58	3.5	46	234	1.08	1.59	電力 MJ-6(相田モール)
			8.1	210	50	0	20	12.5	58	3.5	46	72	1.058	1.407	七省庁、MJ-6(相田モール)
1897年 7.7 (7.8)	7.8	120	30	1	20	3.5	90	5.0	21	3.5	-	-	-	-	谷岡・生竹
1931年	7.6	-	7.4	100	30	50	20	0.74	90	7.0	1.6	13: 間接	-	1.6	相田
1933年 三陸沖	8.1	8.4	8.4	185	50	1	45	6.6	270	7.0	43	173	1.051	1.405	七省庁、相田モール
			8.4	185	50	1	45	6.6	270	7.0	43	571	0.95	1.39	電力、相田モール
1938年Ⅱ	7.5	7.8	7.8	100	60	20	10	2.3	95	5.0	7.0	3	0.688	1.431	電力、阿部モール修正
1938年IV	7.4	7.6	7.8	85	45	20	80	2.0	270	7.0	5.4	檢潮	0.94	1.32	電力、阿部モール修正
1938年V	6.9	7.6	7.7	95	45	20	80	1.5	270	7.0	4.5	1	0.419	-	七省庁、阿部モール修正
1952年	8.2	8.1	8.2	130	100	1	20	3.5	76	5.0	23	25	1.236	1.462	七省庁、相田モール
1968年 十勝沖	7.9	8.2	8.5	180	75	1	20	10.836	38	5.0	73	299	0.99	1.48	電力、TK-8(相田モール修正)
			8.3	150	100	1	20	4.0	38	5.0	30	23	1.222	1.286	七省庁、相田モール
1968年 岩手沖	7.2	7.1	7.6	70	50	1	30	1.8	31	5.0	3.1	檢潮	1.07	1.69	相田
1973年	7.4	7.8	7.8	60	100	2.3	27	2.2	101	5.0	6.6	檢潮	0.82	1.66	電力、島崎モール修正
1978年	7.4	7.6	7.5	26	65	25	20	2.0	76	7.0	2.4	0	-	-	七省庁、相田モール
1984年 北海道東方沖	8.1	8.2	8.4	160	80	10	77	5.78	128	7.0	37	14	0.752	1.454	七省庁、高橋モール
1984年 三陸はるか沖	7.5	7.7	7.7	60	150	13.5	10	0.65-1.71	90	5.0	3.9	檢潮	-	-	谷岡・他(セグメント)

(注) 「 M_w モデル」は、断層パラメータより算出したモーメントマグニチュードである。ただし、剛性率 κ は発生位置に対応して、表中の値を統一的に適用している。
「データ」欄の「間接」とは、200m 深の地点での計算結果に倍率を掛けて痕跡高との比較を実施するなどの方法をとっていることを意味する。

3.1.4 津波源として用いる断層モデル (2) 断層モデルに関する検討

別紙3-6



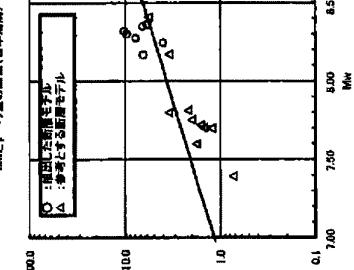
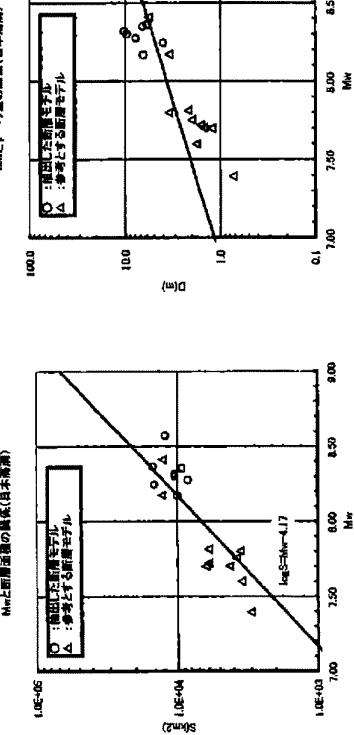
3.1.4. 津波波源として用いる断層モデル
(3) 断層モデルのスケーリング則

■被断層を説明できる断層モデルを用いて、日本海溝沿いのスケーリング則を検討した。ニ(①)～③)

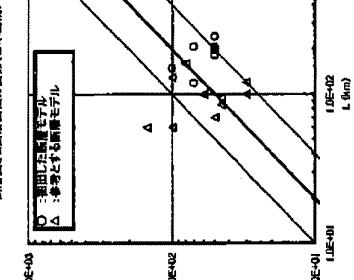
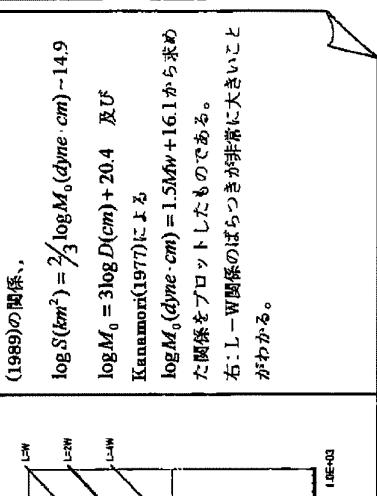
①抽出した断層モデル

対象津波	Mw	L _o	W	D	λ	λ ($\times 10^3$ sec)	M_0 ($\times 10^{27}$ erg)	データ数	K	K'	備考	
1611年	8.98	245	50	10.3	7.0	91.8	11	1,003	1.668	1.668	相田	
	8.32	210	50	31.9	3.6	11.0	11	1,003	1.416	1.416	相田	
1677年	8.17	200	50	6.5	3.5	22.8	15	1,000	1.41	1.41	相田	
1732年	8.35	210	50	5.9	2.4	32.9	32	0.997	1.779	1.779	相田	
抽出した モデル	8.28	120	70	7.8	5.0	32.8	20	1,001	1.302	1.302	相田	
1856年	8.30	210	50	9.7	3.5	35.6	100	1,000	1.544	1.544	相田	
1858年	8.25	185	50	6.6	7.0	42.7	571	0.95	1.339	1.339	相田モデル	
1868年	8.36	150	100	5.9	6.0	44.3	273	1,019	1.405	1.405	本研究	
十勝沖	1897年	7.80	120	30	3.5	5.0	6.30	131	1.6	1.6	相田	
	1931年	7.39	100	30	0.7	7.0	1.55	1	-	-	相田	
	1938年II	7.72	100	50	1.6	6.0	4.80	1.84	1.32	1.32	相田	
	1938年IV	7.75	85	45	2.0	7.0	5.36	1.62	1.95	1.95	相田	
	1938年V	7.70	95	45	1.5	7.0	4.49	1	0.419	0.419	相田	
参考ヒト ラモデル	1952年	8.17	130	100	3.6	5.0	22.8	25	1.236	1.452	1.452	相田
岩手沖	1968年	7.60	70	50	1.8	5.0	3.15	1	1.07	1.69	相田	
	1973年	7.81	60	100	2.2	5.0	6.60	1	1.01	1.16	相田	
北海道	1994年	8.41	160	60	5.8	7.0	51.8	14	0.752	1.454	七省、高橋モデル	
東方沖	1994年	7.70	60	150	1.2	5.0	3.90	1	-	-	谷岡他(セグメント)	
三陸 はるか沖												

③広域的にみたスケーリング関係



左、中：直線は日本周辺の地震に対する佐藤
(1989)の関係。
 $\log S(km^2) = \frac{2}{3} \log M_0 (dyne \cdot cm) - 14.9$
 $\log M_0 = 3 \log D(cm) + 20.4$ 及び
Kanaumann(1977)による
 $\log M_0 (dyne \cdot cm) = 1.5 M_W + 16.1$ から求め
た関係をプロットしたものである。
右：L-W関係のばらつきが非常に大きいこと
がわかる。



左、中：直線は日本周辺の地震に対する佐藤
(1989)の関係。
 $\log S(km^2) = \frac{2}{3} \log M_0 (dyne \cdot cm) - 14.9$
 $\log M_0 = 3 \log D(cm) + 20.4$ 及び
Kanaumann(1977)による
 $\log M_0 (dyne \cdot cm) = 1.5 M_W + 16.1$ から求め
た関係をプロットしたものである。
右：L-W関係のばらつきが非常に大きいこと
がわかる。