資料1-2

柏崎刈羽原子力発電所　６号炉及び７号炉

基準地震動の策定について

参考資料集

平成27年4月24日
東京電力株式会社

東京電力
TEPCO

項目

1．2004年新潟県中越地震，2007年新潟県中越沖地震	P.　2
2．「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の想定地震	P. 20
3．土木学会（2002）の地震規模設定方法について	P. 23
4．孤立した短い活断層の地震規模について	P. 25
5．活断層の分布と地震発生層上端深さについて	P. 29
6．長大断層のパラメータ設定方法について	P. 37

1．2004年新潟県中越地震，2007年新潟県中越沖地震

2．「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の想定地震

3．土木学会（2002）の地震規模設定方法について

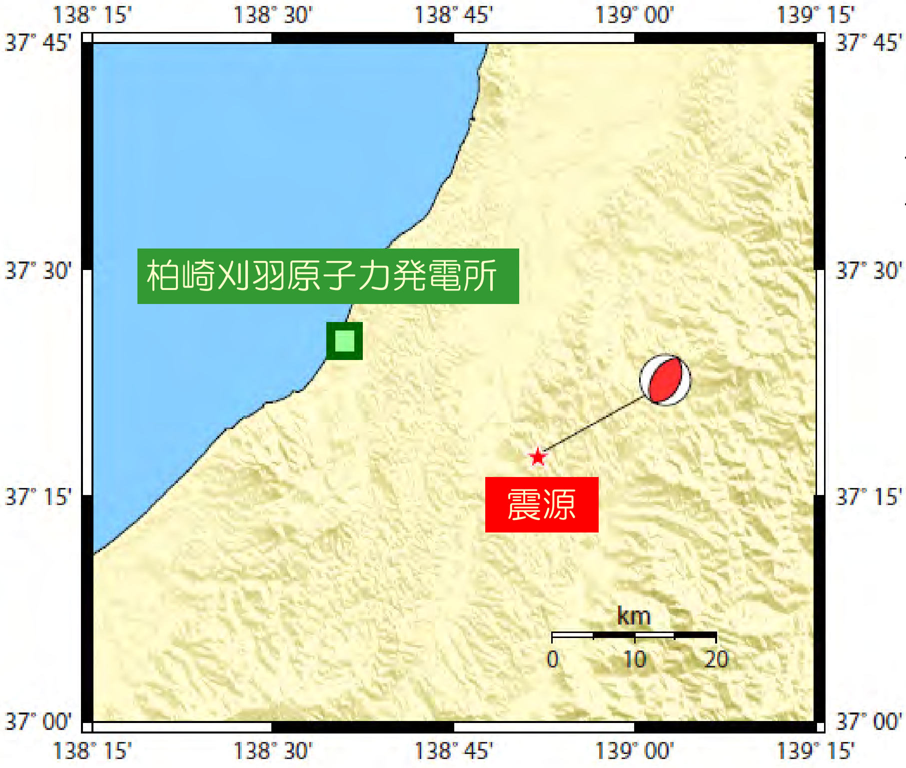
4．孤立した短い活断層の地震規模について

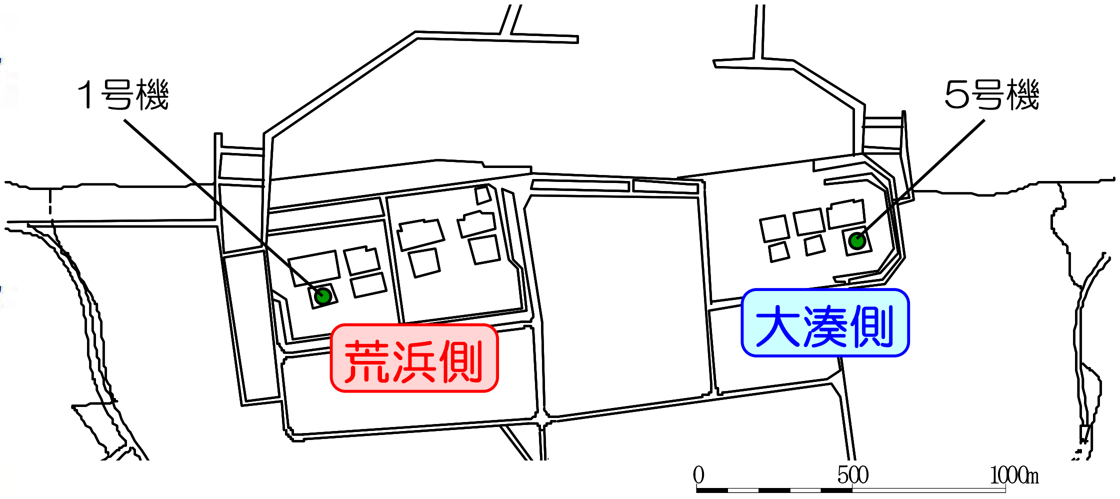
5．活断層の分布と地震発生層上端深さについて

6．長大断層のパラメータ設定方法について

2004年新潟県中越地震

■ 中越地震では，５号機原子炉建屋基礎版上で観測記録が得られている。





原子炉建屋基礎版上で観測された
最大加速度値（単位：Gal）

	荒浜側	大湊側
	1号機	5号機
NS方向	—※1 (274)※2	27 (249)※2
EW方向	— ※1 (273)※2	54 (254)※2
UD方向	— ※1	57

※1荒浜側は，落雷の影響のため記録が得られていない。
※2（　）内は設計時の基準地震動S2（1号機については EL CENTRO等）による応答値。

【地震諸元（気象庁）】
・発生日時：2004/10/23 17:56
・規模：マグニチュード　6.8
・震央：北緯　37°　17.6′
　　　　東経　138°　52.0′
・震源深さ　13 km

2004年新潟県中越地震（震源モデル）

■ 中越地震に関して提案されている主な震源モデルを整理。

	文献	手法	モデル	検討に用いた観測点数	a.破壊伝播速度(km/s)	b.震源S波速度(km/s)	比 a/b
①	Kamae et al.(2005)	経験的G関数法	特性化モデル	5	2	3.5	0.57
②	神原ほか(2006)	経験的G関数法	特性化モデル	19	2.45	3.4	0.72
③	佐藤ほか(2007)	経験的G関数法	特性化モデル	7	2.43	3.47	0.70
④	坂井・野津(2011)	経験的ｻｲﾄ増幅・位相特性を考慮した統計的G関数法	特性化モデル	16	2.8	3.5	0.80
⑤	青井ほか(2005)	波形ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	7	2	3.4※	0.59
⑥	Honda et al.(2005)	波形ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	10	2.2	3.28	0.67
⑦	野津(2005)	波形ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	13	2.5	3.5	0.71
⑧	Hikima and Koketsu(2005)	波形ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	11	-	-	-
⑨	芝(2006)	経験的G関数法を用いた震源ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	地震ﾓｰﾒﾝﾄ密度分布	9	-	-	-
⑩	Asano and Iwata(2009)	波形ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	21	1.9	3.46	0.55

※文献中に記載がないため仮定

■ 破壊伝播速度は，震源のS波速度に対して平均で0.66倍程度であり，一般的な値である。
■ 震源モデルの共通点としては以下のとおり。
①多くのモデルが，破壊開始点付近に大きなアスペリティ（すべりが相対的に大きいところ），少し離れたところにもう１つか２つのアスペリティを見出している。
②アスペリティサイズが比較的小さい。
■ 相違の理由としては，震源域周辺の地下構造の水平方向の不均質が強く，また，速度構造に関する情報が乏しいために，妥当な構造モデルが与えられていない場合があるためと考えられる。
■ 中越地震に関するシミュレーション解析においては，提案されている特性化震源モデルのうち，情報量が十分であり，一般的な手法を用いて設定されている神原ほか（2006）によるモデルを採用することとした。

2004年新潟県中越地震（震源モデル）

①Kamae et al.(2005)

経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより震源断層面上のアスペリティの位置，大きさ，応力降下量を定量化。

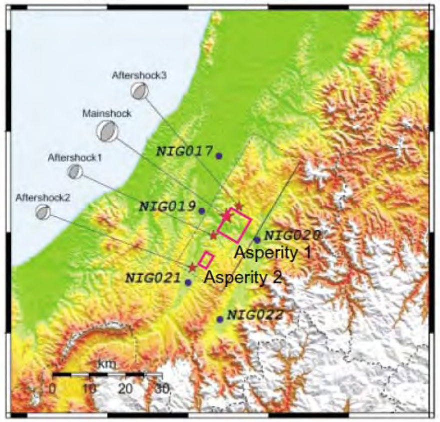


Fig. 1. Map showing the K-NET and JMA observation station locations and epicenters of the mainshock and the aftershocks used as the empirical Green's functions and source model consisting of two asperities estimated from forward modeling using the empirical Green's function method. Fault plane of the mainshock has strike of 211° and dip angle of 52°.

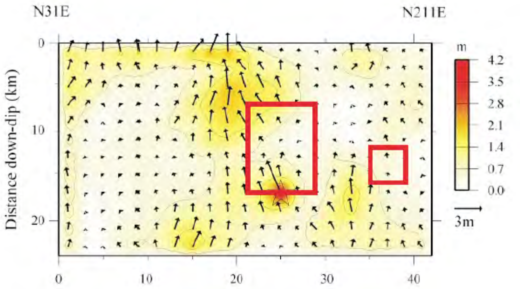


Fig. 2. Source model composed of two asperities. The model is superimposed the inverted slip contours by Honda *et al.* (2005).

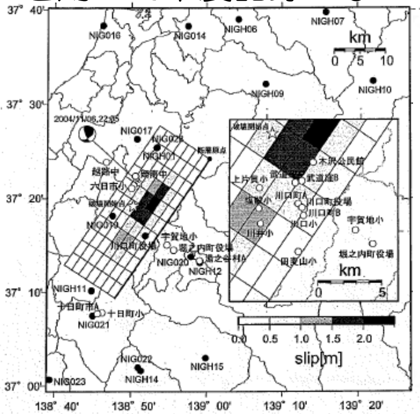
Table 3. Source parameters for each asperity.

	M_0 (Nm)	L (km)×W (km)	Δσ (MPa)
Asp-1	2.60×10^{18}	7.5×10.0	7.0
Asp-2	5.28×10^{17}	4.0×4.0	20.0

Kamae et al.(2005)より抜粋

②神原ほか(2006)

強震記録の波形インバージョンから求められた最終すべり分布をもとに断層モデルを設定し，経験的グリーン関数法を用いて本震記録のない地域の本震時の強震動を推定。



発震時	2004/10/23 17:56	
断層位置（断層原点）	北緯 37.4033° 東経 139.0064°	
走向	214	°
傾斜角	56	°
断層長さ	31.0	km
断層幅	20.0	km
断層上端深さ	0.2	km
地震モーメント	8.17×10^{25}	dyne･cm
平均すべり量	43.8	cm
平均応力降下量	1.29	MPa
短周期レベル	1.07×10^{26}	dyne･cm/s^2
せん断波速度	3.4	km/s
密度	2.6	t/m^3
Q値	$76f^{0.74}$	

神原ほか(2006)，松島ほか(2006)より抜粋

③佐藤ほか(2007)

経験的グリーン関数法により，中・短周期震源インバージョンを実施。

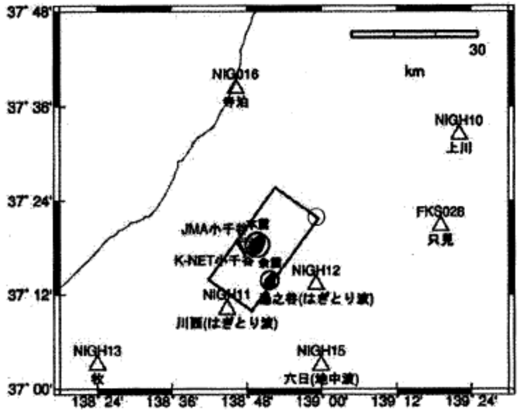
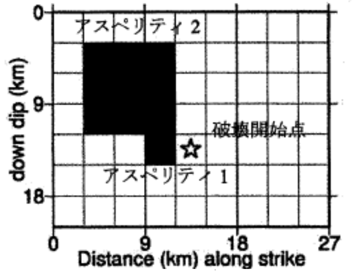


図 1　探索範囲とする断層面(矩形)と，本震と余震の震央位置・メカニズム解(F-net)，インバージョンに用いた観測点(△)位置。○は図 3 の左上隅。

佐藤ほか(2007)より抜粋

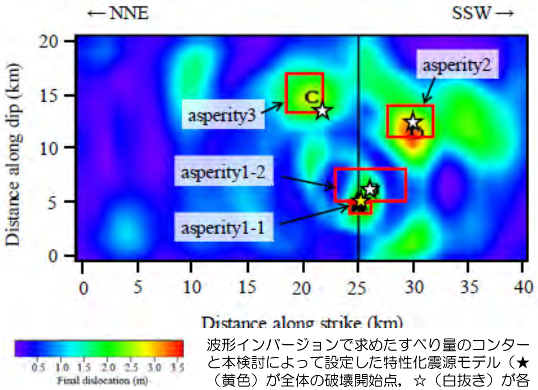


	Area (km^2)	Rise time (s)	Stress drop (bar)	Slip (cm)
アスペリティ1	9.0	0.72	267	409
アスペリティ2	81.0	1.44	134	409

図 3　推定されたアスペリティモデル

④坂井・野津(2011)

対象地点のサイト増幅・位相特性を用いた統計的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングにより特性化震源モデルを作成。



波形インバージョンで求めたすべり量のコンターと本検討によって設定した特性化震源モデル（★（黄色）が全体の破壊開始点，☆（白抜き）が各アスペリティの破壊開始点）

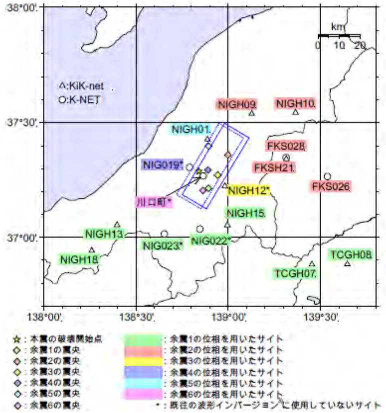


表2　特性化震源モデルのパラメータ

	asperity1-1	asperity1-2	asperity2	asperity3
破壊開始点 緯度，経度	138.840	138.841	138.859	138.913
	37.288	37.277	37.225	37.289
破壊開始点 深さ(km)	13.0	12.3	7.5	7.1
サイズ(km)	2.0×1.0	6.5×3.0	4.0×3.0	3.5×3.5
M_0(Nm)	1.5E+17	7.2E+17	4.0E+17	2.4E+17
V_r (km/s)	2.8	2.8	2.8	2.8
τ (sec)	0.09	0.27	0.27	0.31
分割数 N	3×3×3	5×5×5	5×5×5	3×3×3

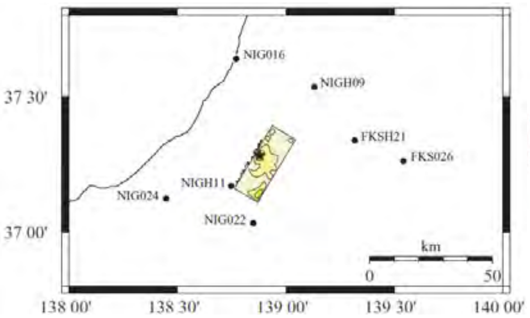
坂井・野津(2011)より抜粋（一部加筆・修正）

東京電力

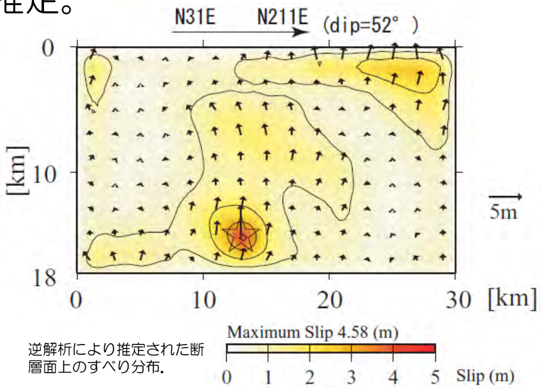
2004年新潟県中越地震（震源モデル）

⑤青井ほか(2005)

線形波形インバージョン法により震源インバージョン解析を実施し，すべり分布を推定。



解析に用いた観測点の分布図。長方形はインバージョン解析に用いた断層モデルを地表に投影したものを，星印は破壊開始点を示す。

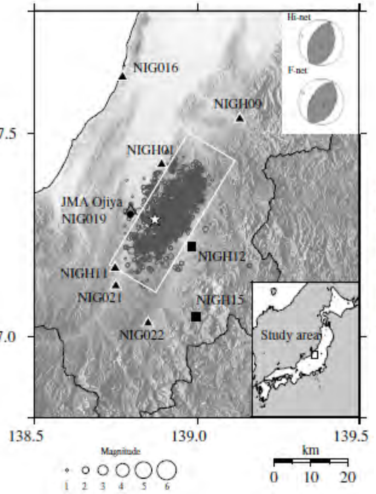


逆解析により推定された断層面上のすべり分布。

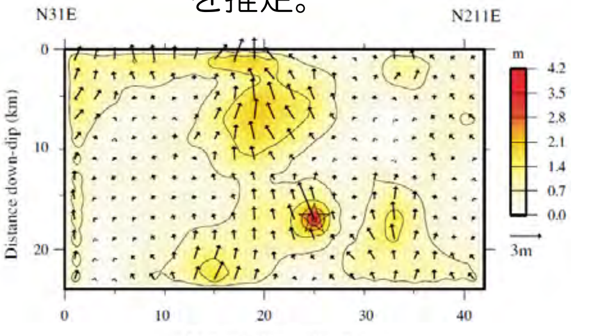
青井ほか(2005)より抜粋
（一部加筆・修正）

⑥Honda et al.(2005)

線形波形インバージョン法により震源インバージョン解析を実施し，すべり分布を推定。



解析に用いた観測点の分布図。



新潟県中越地震のすべり分布

Honda et al.(2005)より抜粋
（一部加筆・修正）

⑦野津(2005)

経験的グリーン関数法を用いた波形インバージョンにより，工学的にも重要な周期１～５秒の帯域での地震動を説明できるような震源モデルを構築することを目的に，最終すべり分布を評価。

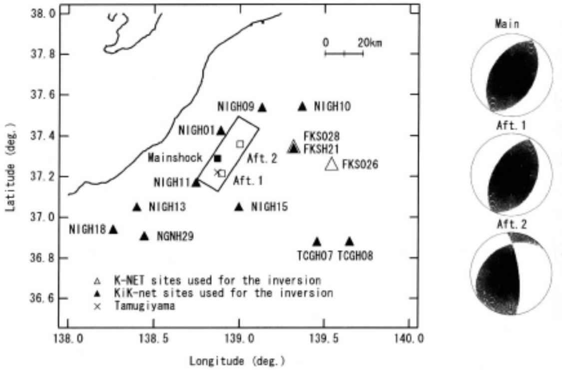


Fig. 1. Map showing the JMA (Japan Meterological Agency) hypocenters of the mainshock (solid square) and the aftershocks (open squares), the fault plane assumed for the inversion (large rectangle) and the K-NET (open triangles) and the KiK-net (solid triangles) sites used for the inversion. The K-NET site FKS028 and the KiK-net site FKSH21 are located close to each other. The mechanisms of the mainshock and the aftershocks determined by the F-net are also shown. The mechanism of the aftershock 1 is quite similar to that of the mainshock. The mechanism of the aftershock 2 also resembles that of the mainshock, although not as much as the aftershock 1.

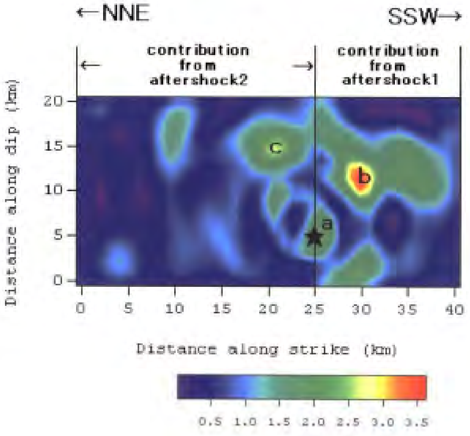
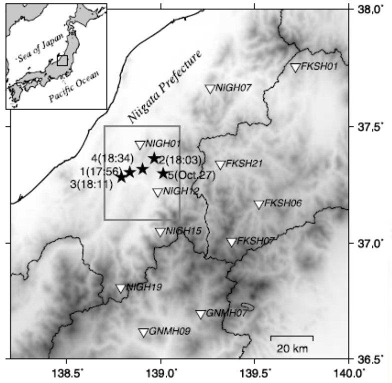


Fig. 5. Final slip distribution for the 2004 Niigata-ken Chuetsu earthquake obtained from the waveform inversion. The star indicates the JMA hypocenter, which was used as the rupture starting point for the waveform inversion. The primary asperity (labelled b) can be seen about 5 km SSW from the JMA hypocenter.

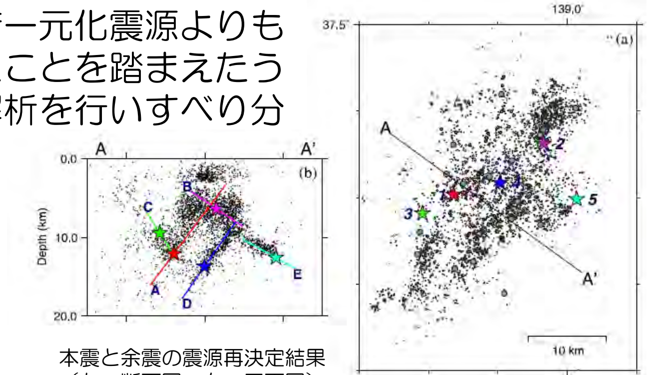
野津(2005)より抜粋

⑧Hikima and Koketsu(2005)

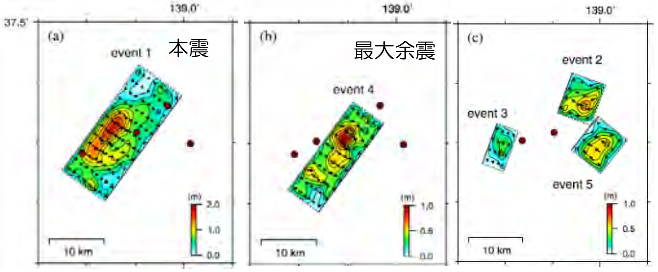
震源再決定により気象庁一元化震源よりも北西側に震央が移動したことを踏まえたうえで，インバージョン解析を行いすべり分布を評価。



2004年中越地震と一連の地震の震央位置，分析に用いたKiK-net観測点



本震と余震の震源再決定結果
（左：断面図，右：平面図）



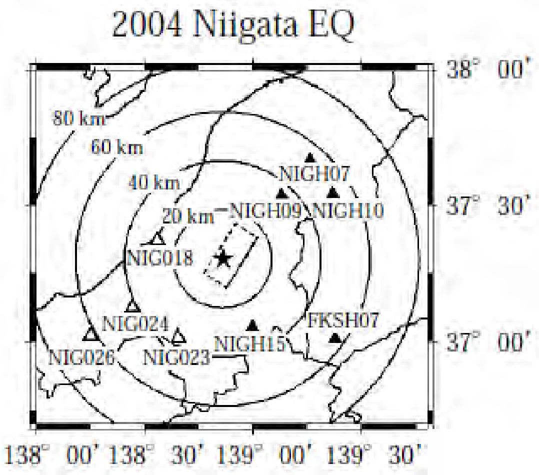
地表面に投影したすべり分布

Hikima and Koketsu
(2005)より抜粋（一部加筆・修正）

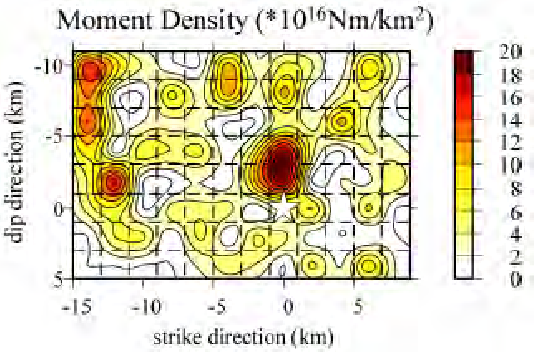
2004年新潟県中越地震（震源モデル）

⑨芝(2006)

経験的グリーン関数法を用いた震源インバージョン法により解放地震モーメント密度分布を推定。



解析に用いた観測点の分布図.
△：K-NET，▲：KiK-netの観測点を示す



速度波形インバージョンにより推定された解放地震モーメント密度分布

芝(2006)より抜粋
（一部加筆・修正）

⑩Asano and Iwata(2009)

余震記録から各観測点の速度構造を評価した上で，線形波形インバージョン法により最終すべり分布を評価。

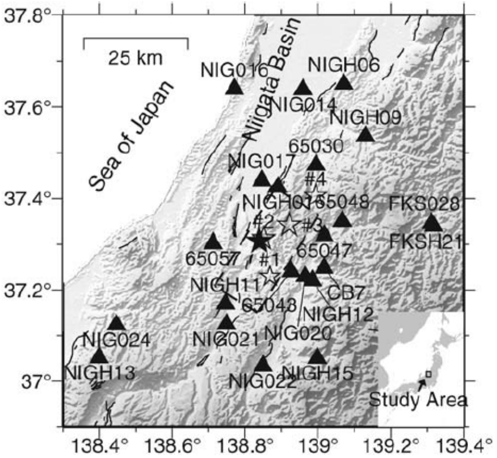


Figure 1. Map showing the study area. The solid star indicates the epicenter of the mainshock. The broken rectangle shows the surface projection of the fault plane of the mainshock assumed in the inversion analysis. The open stars represent the epicenters of the aftershocks used in the velocity structure modeling. The solid triangles indicate the strong-motion stations used in this study. The solid lines show the surface traces of active faults compiled by Nakata and Imaizumi (2002).

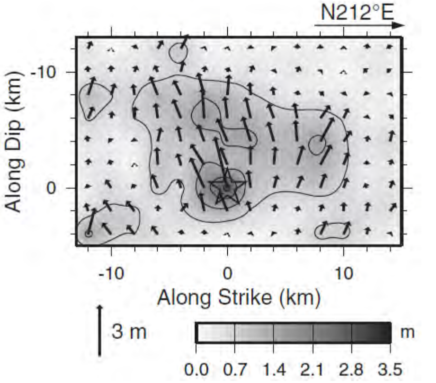
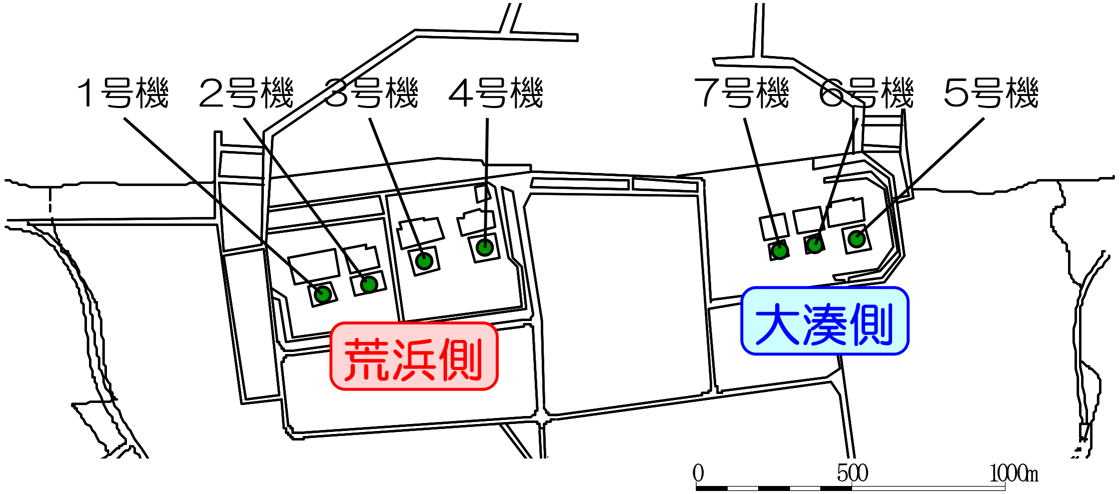


Figure 5. Final slip distribution obtained from the waveform inversion. The open star indicates the hypocenter. The arrows show slip vectors of the hanging wall relative to the footwall. The slip distribution is interpolated by the minimum curvature gridding algorithm (Smith and Wessel, 1990). The contour interval is 0.7 m.

Asano and Iwata(2009)
より抜粋

2007年新潟県中越沖地震

- 中越沖地震では，柏崎刈羽原子力発電所の各号機の原子炉建屋基礎版上で観測された最大加速度値が，設計で考慮した地震動による最大応答加速度値を上回った。
- 1～4号機が位置する荒浜側と5～7号機が位置する大湊側で最大加速度値に著しい差が認められた。



【地震諸元（気象庁）】
- 発生日時：2007/7/16 10:13
- 規模：マグニチュード　6.8
- 震央：北緯　　37°　33.4′
　　　　東経　138°　36.5′
- 震源深さ　　17 km

原子炉建屋基礎版上で観測された最大加速度値（単位：Gal）

	荒浜側				大湊側		
	1号機	2号機	3号機	4号機	5号機	6号機	7号機
NS方向	311 (274)	304 (167)	308 (192)	310 (193)	277 (249)	271 (263)	267 (263)
EW方向	680 (273)	606 (167)	384 (193)	492 (194)	442 (254)	322 (263)	356 (263)
UD方向	408	282	311	337	205	488	355

※（　）内は設計時の基準地震動S2（1号機についてはEL CENTRO等）による応答値。

2007年新潟県中越沖地震

■ 検討の結果，要因を以下のとおり整理。

【要因１】震源の影響

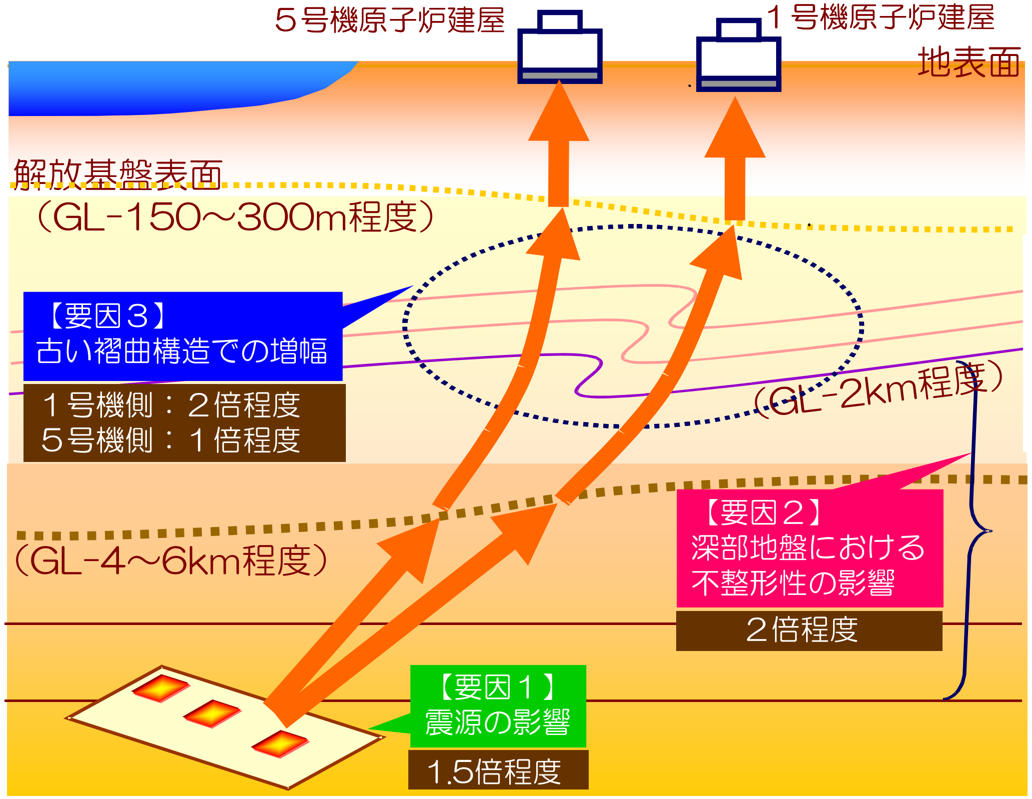
中越沖地震の短周期レベルは，平均的な地震と比較して大きい

【要因２】深部地盤における不整形性の影響

海域の地震による地震動特性は，陸域の地震のそれと異なる

【要因３】古い褶曲構造での増幅

海域の地震において，荒浜側（１～４号機）の地震動レベルは大湊側（５～7号機）と比較して大きい



■ 反映事項として，『敷地における観測記録に基づき，基準地震動を策定する』こととした。

■ 具体的には，以下のとおりとした。

●海域の活断層と陸域の活断層に分類して評価を実施

●海域の活断層による地震については，荒浜側（1～４号機）と大湊側（５～7号機）でそれぞれ基準地震動を策定

○Noda et al.（2002）による応答スペクトルにおいて，海域の地震と陸域の地震に分類して，それぞれ観測記録に基づく補正係数を考慮

○断層モデルによる地震動評価では，短周期レベルとして標準的な値の1.5倍を考慮するとともに，経験的グリーン関数法では，海域と陸域の地震動特性を反映した適切な要素地震を採用

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

■ 中越沖地震に関して提案されている主な震源モデルを整理。

	文献		手法	モデル	傾斜	検討に用いた観測点数	a.破壊伝播速度(km/s)	b.震源S波速度(km/s)	比 a/b
①	入倉ほか(2008)		経験的G関数法	特性化モデル	南東	6（3）	2.7	3.4	0.79
②	Kamae and Kawabe(2008)		経験的G関数法	特性化モデル	南東	22（12）	2.7	3.5	0.77
③	芝(2008)	全体	経験的G関数法を用いた震源ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	地震ﾓｰﾒﾝﾄ密度分布	南東	18（2）	2.3	3.4	0.68
		Asp		特性化モデル		8（8）	3.1,2.8,2.5	3.4	0.91,0.82,0.74
④	山本・竹中(2009)		経験的G関数法	特性化モデル	南東＋北西	10（2）	2.7,2.8,2.8	3.4	0.79,0.82,0.82
⑤	野津(2010)		経験的ｻｲﾄ増幅・位相特性を考慮した強震波形計算手法	特性化モデル	南東	10（8）	3	3.5	0.86
⑥	Aoi et al.(2008)		波形ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	南東	14	2.1	3.4	0.62
⑦	引間・纐纈(2008)		ｼﾞｮｲﾝﾄｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	南東	近地11(2) 遠地29 測地41	-	-	-
⑧	Honda and Aoi(2009)		ｱﾚｲﾊﾞｯｸﾌﾟﾛｼﾞｪｸｼｮﾝ法	すべり分布	南東	12（10）	2.45	3.4	0.72
⑨	Nakamura et al.(2009)		波形ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	南東＋北西	約50	-	-	-
⑩	Miyake et al.(2010)		波形ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ法	すべり分布	南東	34	2.6	3.4	0.76

（　）内は敷地内の観測点数

■ 破壊伝播速度は，震源のS波速度に対し以下のとおり，ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ部についてはやや大きいものの，断層面全体では， Geller(1976)のVr=0.72Vsとほぼ整合する値である。
特性化ﾓﾃﾞﾙ（③全体除く）⇒　ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ部に相当：平均約0.8倍
すべり分布 +③全体　　　⇒　断層面全体に相当：平均約0.7倍

■ 海底地震計の記録を用いて再決定された余震分布から，主断層面が南東傾斜であることが明らかとなった以降，主に南東傾斜とする特性化震源モデルが提案されている。

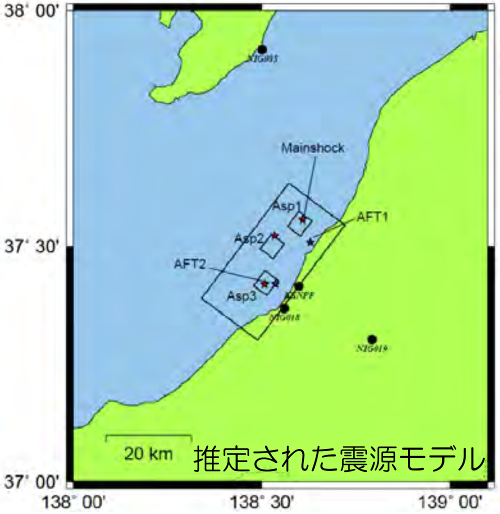
■ 南東傾斜の主断層面に加え，震源域北東部の北西傾斜の断層面を考慮し，モデル化したものも存在するが，わずかである。これは，地震動評価上，北西傾斜の断層面の寄与が小さいためと考えられる。

■ 地震動評価に用いる特性化震源モデルは，波形インバージョン法等によるすべり分布と比較的整合し，パラメータが明確となっている①，②及び③の特性化震源モデルにおいて，アスペリティ位置などに大きな相違が無いことを確認のうえ，ここでは③芝（2008）のモデルを用いて評価を行うこととした。

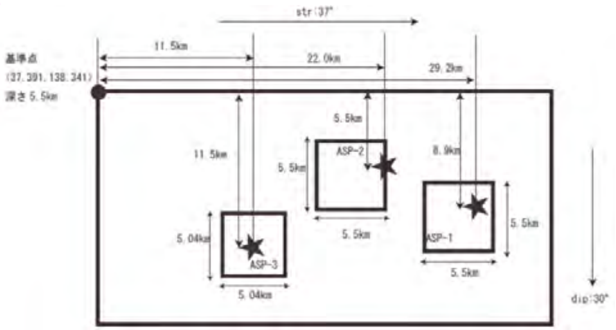
2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

①入倉ほか(2008)

経験的グリーン関数法を用いた震源断層のモデル化。



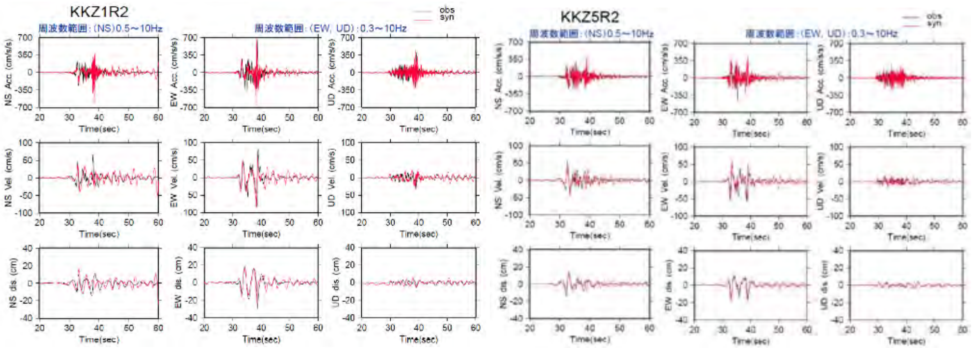
推定された震源モデル



strike	dip	rake
37	30	90

Latitude	Longitude	depth
37.391	138.341	5.5km

設定した震源断層モデル



合成された強震動（赤）と観測記録（黒）との比較

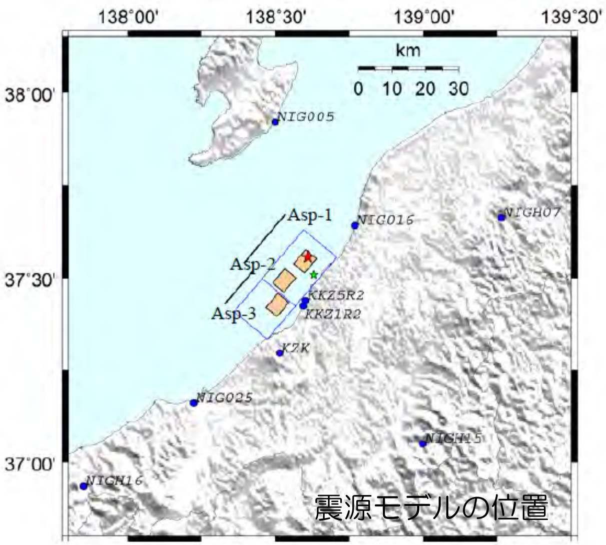
	Rupture start point	Depth (km)	Mo (Nm)
ASP1	(4,3)	10.0	1.69×10^{18}
ASP2	(5,2)	8.3	1.69×10^{18}
ASP3	(4,5)	11.3	1.02×10^{18}
	L (km)× W (km)	$\Delta\sigma$ (MPa)	Risetime (second)
ASP1	5.5×5.5 (N:5×5)	23.7	0.5
ASP2	5.5×5.5 (N:5×5)	23.7	0.5
ASP3	5.04×5.04 (N:9×9)	19.8	0.45

入倉ほか(2008)より抜粋

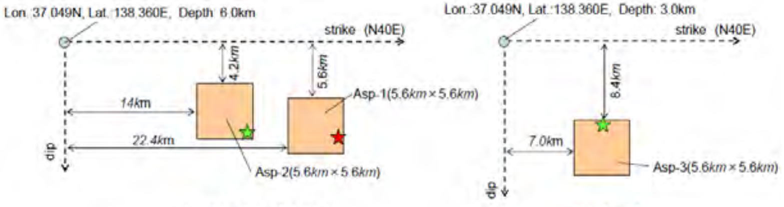
（一部加筆・修正）

②Kamae and Kawabe(2008)

経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより震源断層面上のアスペリティの位置，大きさ，応力降下量を定量化。



震源モデルの位置



(a) Asp-1 and Asp-2　　(b) Asp-3

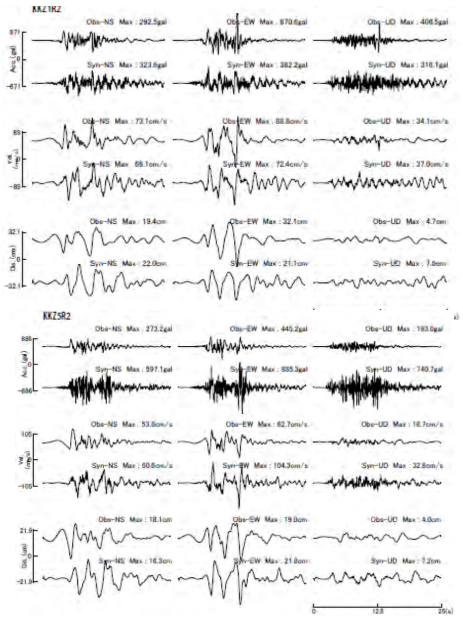
Figure 2 Source model of the Niigataken Chuetsu-oki earthquake (M_j=6.8). The red star and green stars indicate the location of the epicenter (the rupture start point of Asp-1) and the rupture start points of Asp-2 and Asp-3, respectively.

震源モデル

Table 3 Source parameters of the Niigataken Chuetsu-oki earthquake (M_j=6.8)

	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	S (km^2)	Mo (Nm)	$\Delta\sigma$ (MPa)
Asp-1	40	40	90	5.6×5.6	1.33×10^{18}	18.4
Asp-2	40	40	90	5.6×5.6	2.00×10^{18}	27.6
Asp-3	40	40	90	5.6×5.6	1.67×10^{18}	23.0

Kamae and Kawabe(2008)より抜粋（一部加筆・修正）

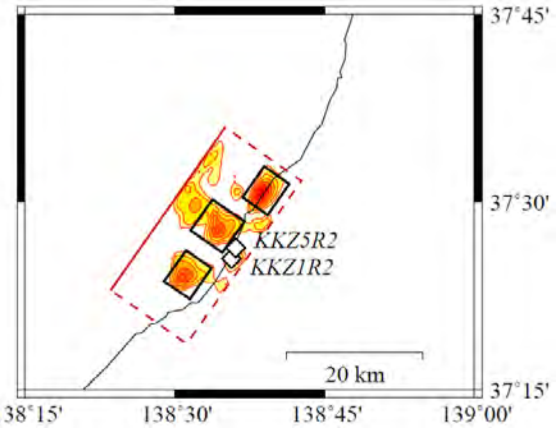


観測波形（上）と合成波形（下）の比較

（上段：加速度，中断：速度，下段：変位）

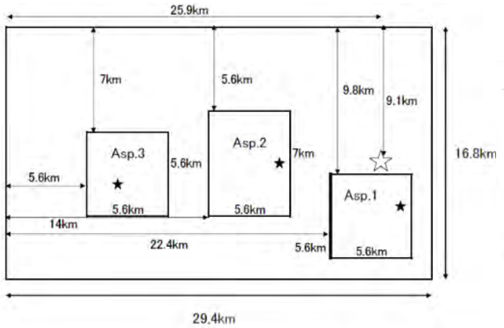
2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

③芝(2008)



インバージョン結果と特性化震源モデルの関係

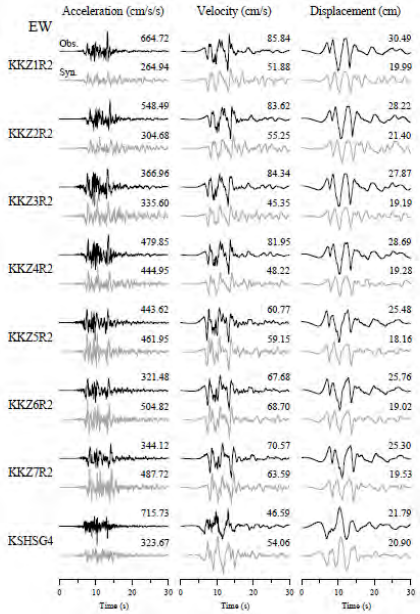
海域臨時観測の記録に基づく余震分布から南東傾斜の本震断層面を仮定し，震源インバージョン解析を実施。また，求めたすべり分布に基づき特性化震源モデルを提案。



特性化震源モデルにおけるアスペリティの位置関係

特性化震源モデルの諸元

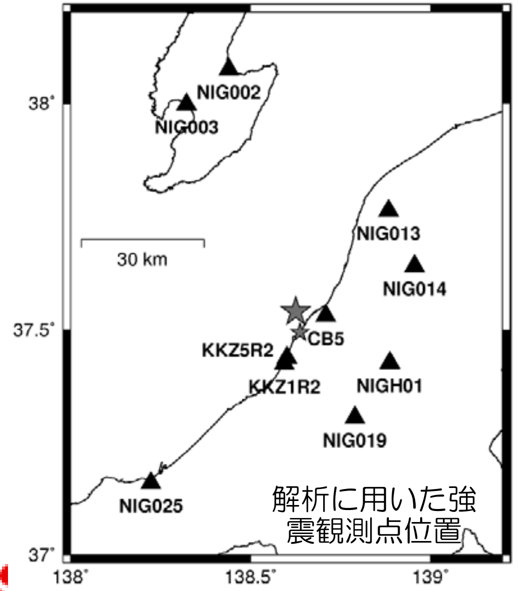
	Whole Fault	Asp. 1	Asp. 2	Asp. 3
Length (km)	29.4 (23.8)	5.6	5.6	5.6
Width (km)	16.8	5.6	7.0	5.6
Moment (10^{18} Nm)	10.2	1.83	2.11	1.43
Effective Stress (MPa)		25.47	20.84	19.91
Rise Time (s)		0.4	0.4	0.5
Rupture Velocity (km/s)	2.3	3.1	2.8	2.5
Rupture Time Delay (s)		0.2	1.8	0.0



柏崎サイト内の地点を対象とした，特性化震源モデルによる合成波形（灰色）と観測波形（黒）の比較（EW成分）

芝(2008)より抜粋（一部加筆・修正）

④山本・竹中(2009)



解析に用いた強震観測点位置

経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングを行い，新潟県中越沖地震の震源モデルを推定。

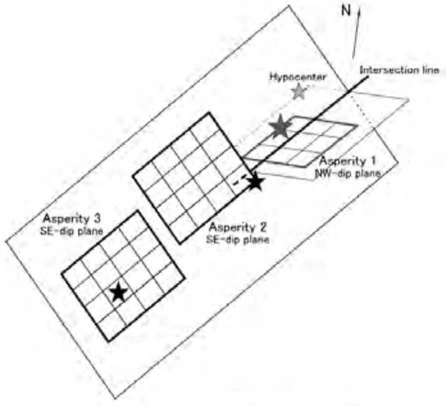
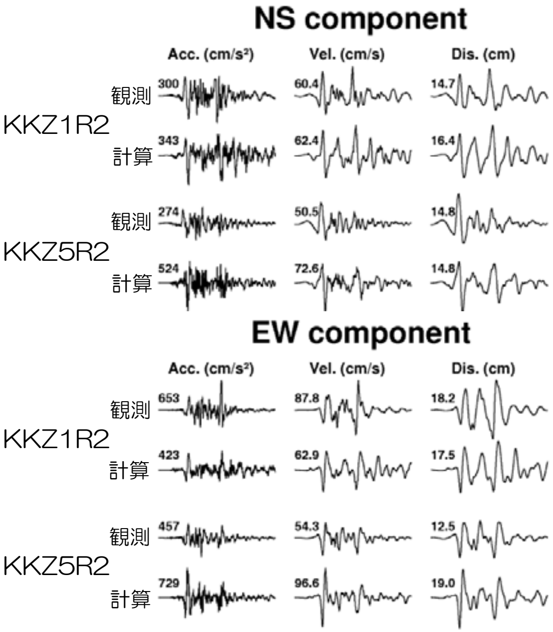


Fig. 5. Geometrical configuration of asperities. Asperity 1 is located on the NW-dipping plane in- cluding the hypocenter, while Asperities 2 and 3 are both located on the SE-dipping plane.

Table 3. Estimated source parameters of the three-asperity model.

	Asperity 1	Asperity 2	Asperity 3
Length (km)	4.5	6.0	6.0
Width (km)	4.5	6.0	6.0
Seismic moment (Nm)	7.03×10^{17}	1.27×10^{18}	1.67×10^{18}
Stress drop (MPa)	19.5	14.8	19.5
Rupture velocity (km/s)	2.7	2.8	2.8
Rise time (s)	0.3	0.5	0.5
Ruprute time (s)	0.0	2.3	5.9

震源モデル
山本・竹中(2009)より抜粋
（一部加筆・修正）



観測波形（上）と合成波形（下）の比較

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

⑤野津(2010)

経験的サイト増幅特性・位相特性を踏まえた強震波形計算手法を用いたフォワードモデリングによる特性化震源モデルの作成。

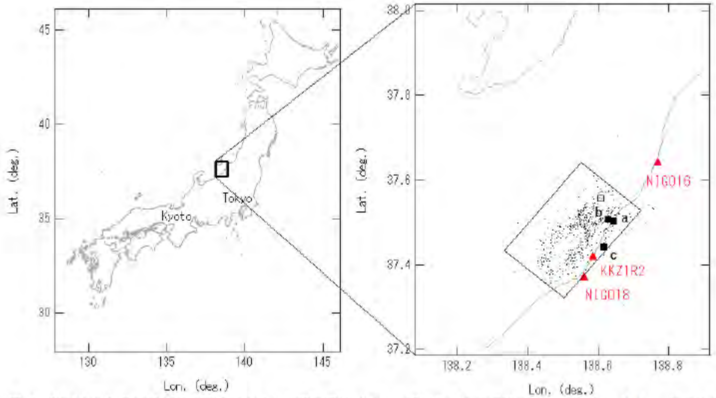
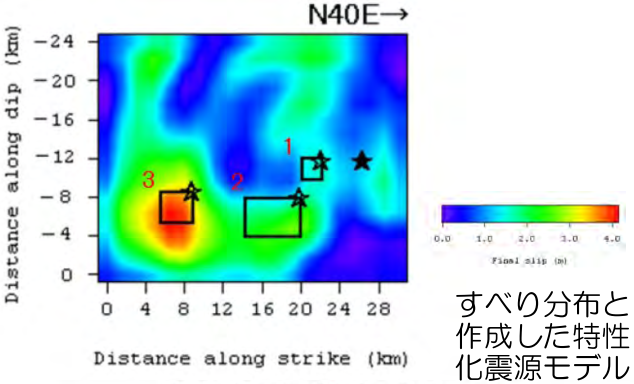


図-3 2007年新潟県中越沖地震の震源断層と本震の震央（□），震源モデルの構築に用いた観測点（▲），およびグリーン関数の位相を決めるために用いた中小地震（aは7/16 15:37, bは7/16 21:08, cは7/18 16:53）．

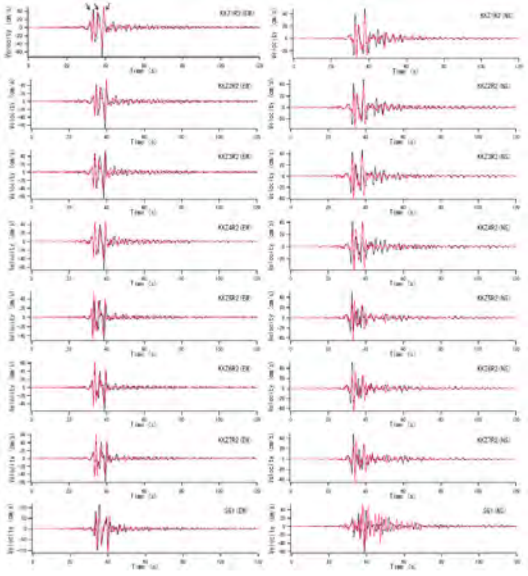


すべり分布と作成した特性化震源モデル

表-2 各アスペリティのパラメター

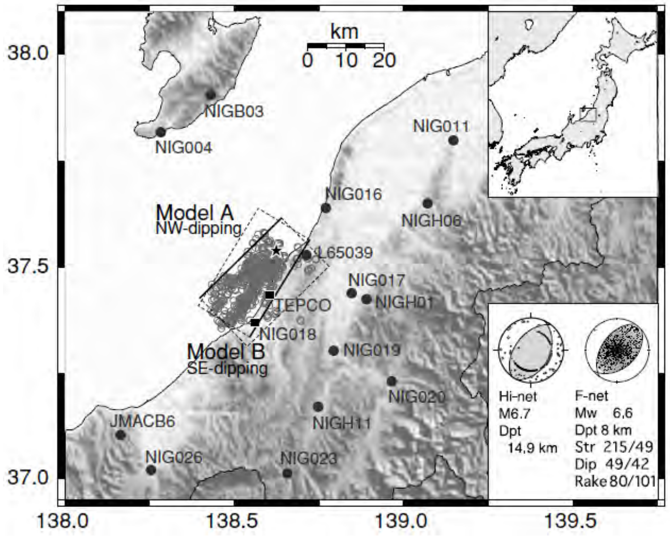
	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ3
面積(km^2)	4	24	9
地震モーメント(Nm)	4.0E+17	1.0E+18	1.0E+18
すべり量(m)	3.0	1.3	3.4
ライズタイム(s)	0.17	0.33	0.25
分割数	5×5×5	5×5×5	5×5×5
相対的な破壊時刻(s)	1.3	2.4	6.4
破壊伝播速度(km/s)	3.0	3.0	3.0
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状

野津(2010)より抜粋（一部加筆・修正）



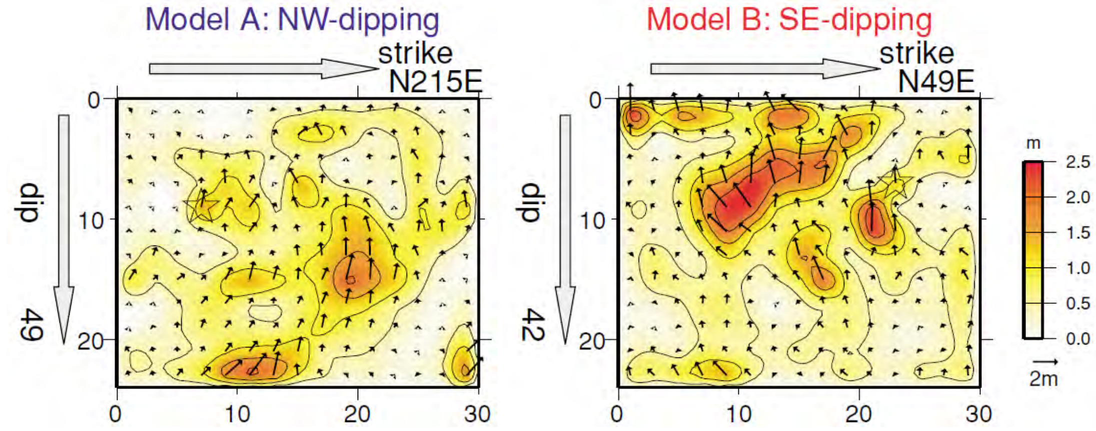
特性化震源モデルによる発電所の敷地における速度波形（0.2～1Hz）
（観測結果（黒），計算結果（赤））

⑥Aoi et al.(2008)



インバージョン解析に用いた観測点配置図

線形波形インバージョン法により震源インバージョン解析を実施し，すべり分布を推定。



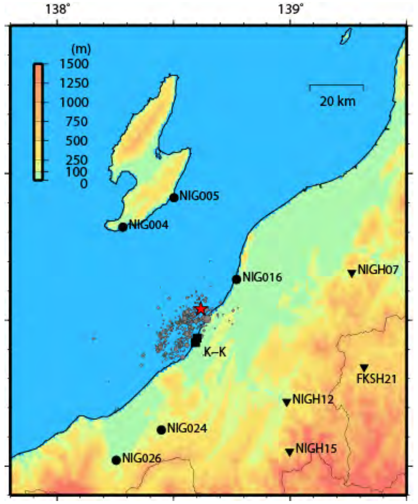
すべり分布図（Model A：北西傾斜，Model B：南東傾斜）

Aoi et al.(2008)より抜粋（一部加筆・修正）

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

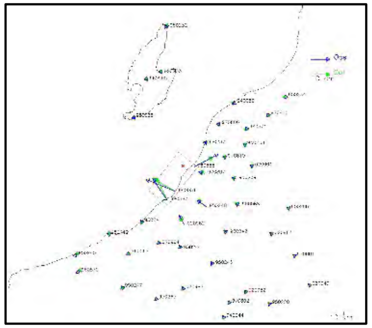
⑦引間・纐纈(2008)

近地強震記録を基本に，測地データや遠地実体波を同時に利用するジョイントインバージョン法によりすべり分布を推定。



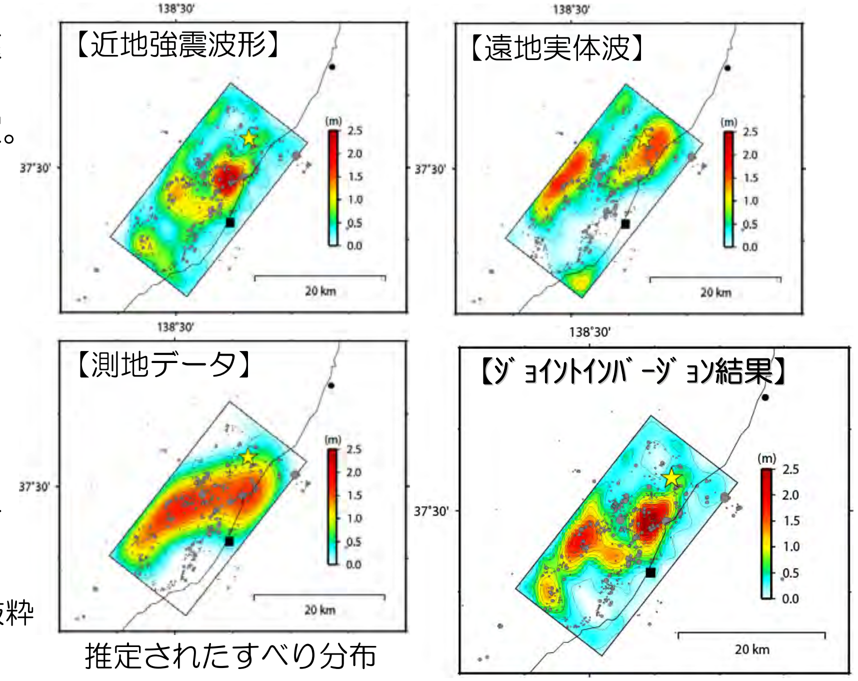
近地強震記録によるｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝに用いた観測点の位置

遠地実体波によるｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝに用いた観測点の位置



測地ﾃﾞｰﾀによるｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝに用いた観測点の位置（観測値と計算値の比較）

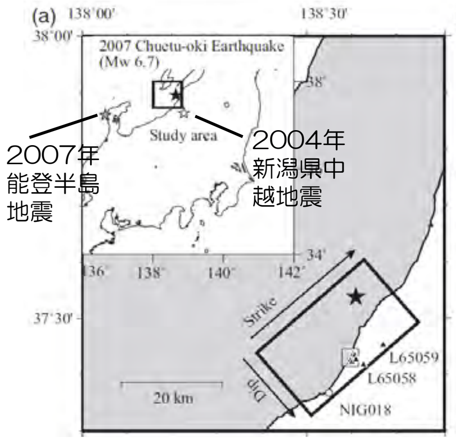
引間・纐纈(2008)より抜粋（一部加筆・修正）

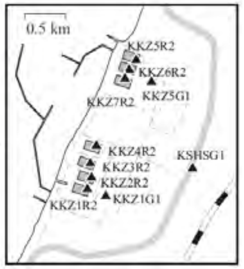


推定されたすべり分布

⑧Honda and Aoi(2009)

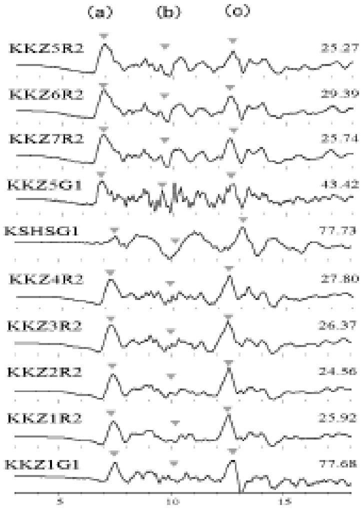
アレイバックプロジェクション法により，新潟県中越沖地震の震源過程・破壊伝播速度を推定。





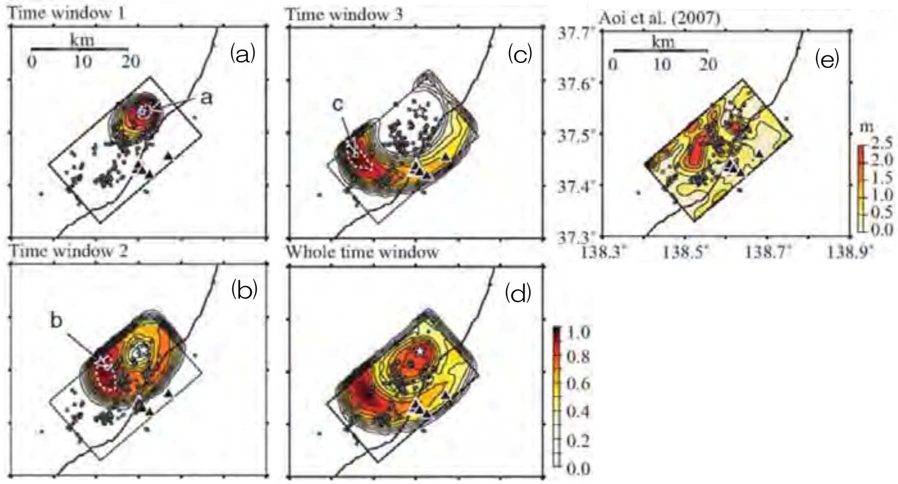
震源断層と観測点

震源及び柏崎刈羽原子力発電所内の観測点分布。太線の四角が仮定した断層面。▲が解析に使用した観測点。



発電所内の観測点で得られた地震波形（速度波形）

(a),(b)及び(c)の三つパルス状の波が確認できる（各観測波形の対応する部分を△で示す）。



(a),(b)及び(c)は左図の中の三つのパルス状の波の震源に対応する。(d)は波形全体を使った結果。(e)はAoi et al. (2007)の波形インバージョンの結果

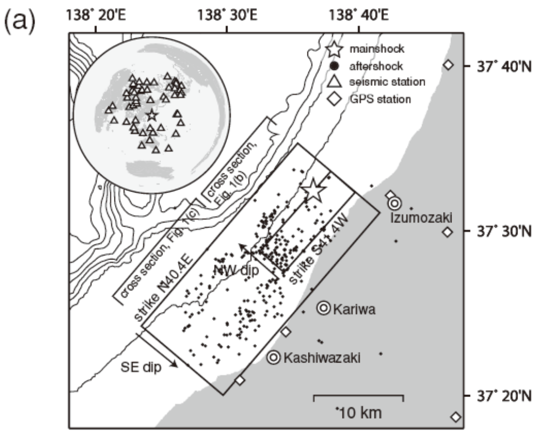
推定されたアスペリティ分布

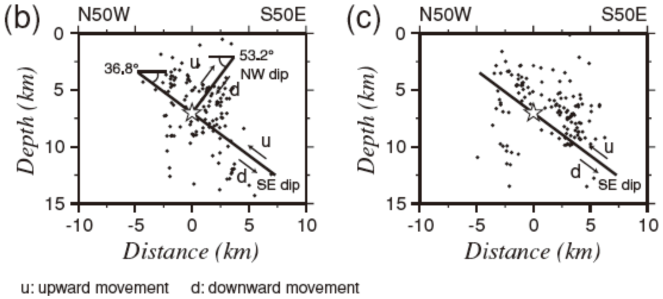
Honda and Aoi(2009)より抜粋（一部加筆・修正）

2007年新潟県中越沖地震（震源モデル）

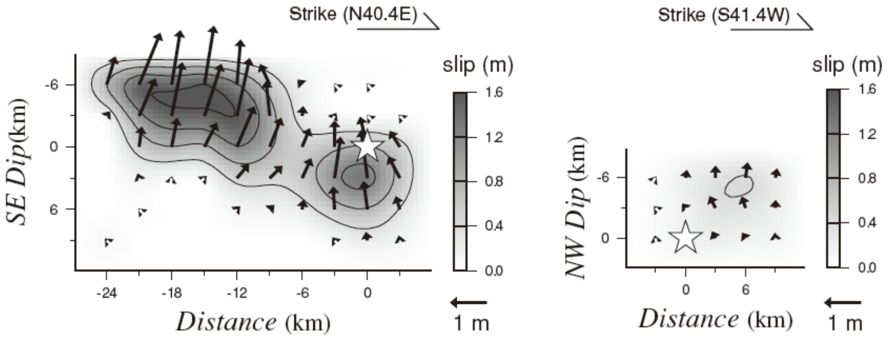
⑨Nakamura et al.(2009)

遠地波形を用いた波形インバージョンによりすべり分布を評価。主に南東傾斜の断層面に沿ってエネルギーが解放されたとしている。





(a)☆本震震央位置，・最大余震前までの余震分布
(b)震源域北西部の断層概念図
(c)震源域南東部の断層概念図



波形インバージョンから求めたすべり分布

Nakamura et al.(2009)より抜粋（一部加筆・修正）

⑩Miyake et al.(2010)

波形インバージョンと経験的グリーン関数法を用いた検討にあわせ，P波初動とパルス1,3着の時間差を用いた連係震源決定を行い，南東傾斜面の方が整合性がいいことを確認。

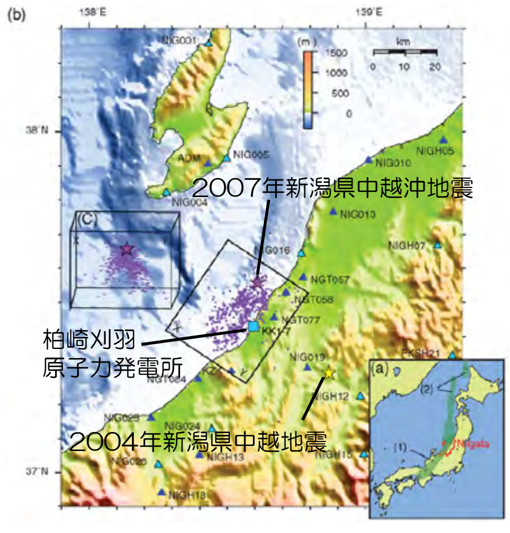


図1 (a)新潟県と(1)新潟-神戸および(2)日本海東縁ひずみ集中帯．(b)2007年新潟県中越沖地震の震央と12時間後までの余震分布．(c)本震と余震分布の三次元表示

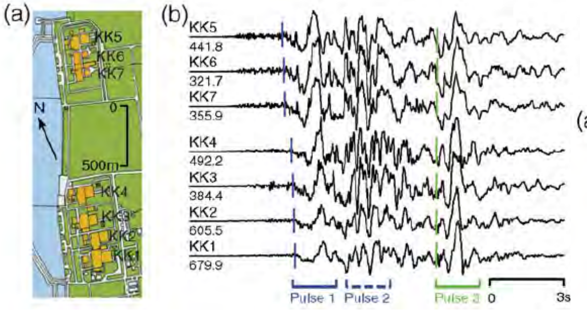


図2 (a)柏崎刈羽原子力発電所内の配置．(b)各原子炉の基礎マット上強震計による記録のレコードセクション．｜はパルス1,3の到着時刻の読み取り位置

Miyake et al.(2010)より抜粋
（一部加筆・修正）

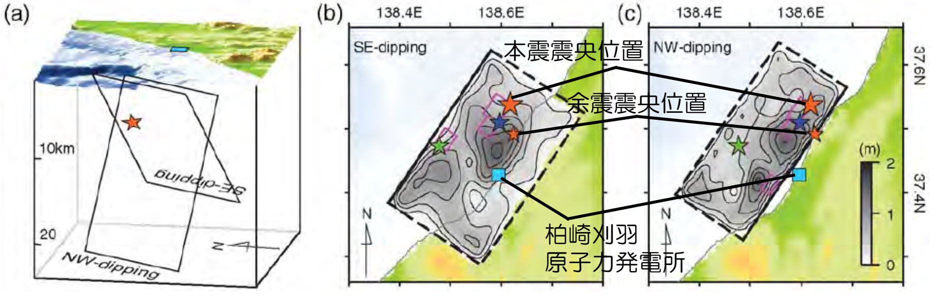


図3 (a)南東及び北西傾斜面と震源★の三次元表示．(b)南東傾斜面の場合のすべり分布．(c)北西傾斜面の場合のすべり分布（★第1，★第3 アスペリティの破壊開始点）

すべり分布のアスペリティ部分では余震の発生が少なく，
すべり分布と余震分布の相補的な関係も明瞭

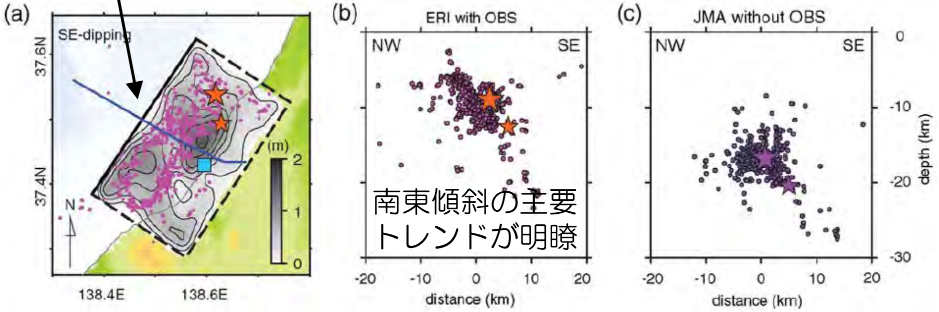


図4 (a)海底地震計データを加えた震源再決定による余震分布．(b)再決定された余震分布．(c)気象庁一元化震源の場合．

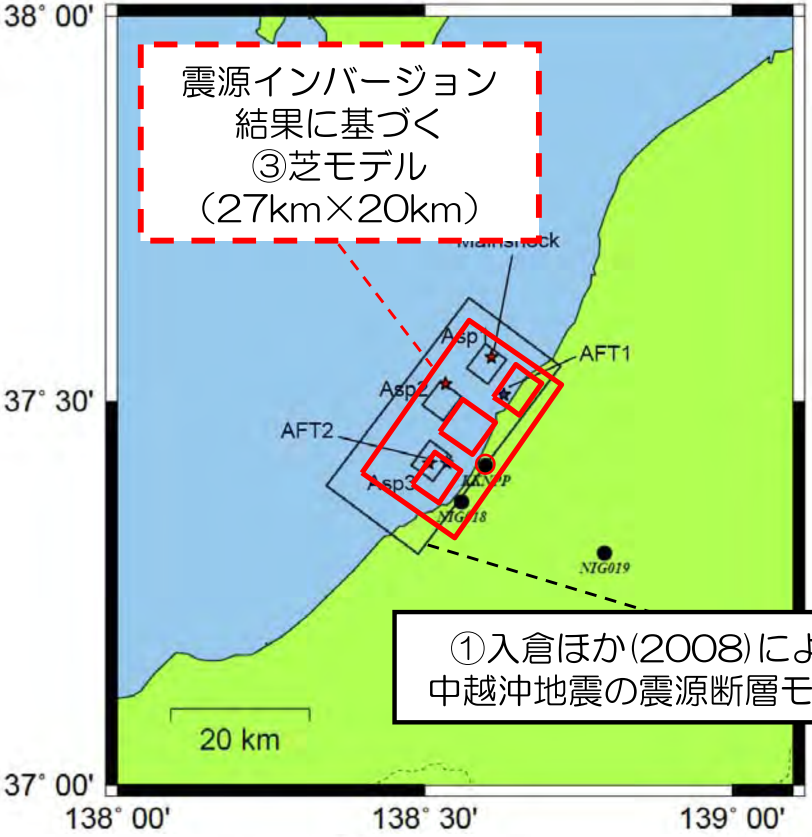
2007年新潟県中越沖地震（①，②及び③モデルの比較）

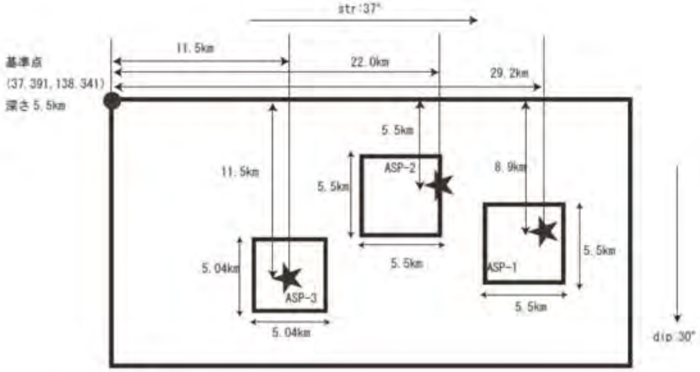
各モデルの概要と主な特性化震源パラメータ

	ﾓﾃﾞﾙ名		走向，傾斜角	アスペリティ		応力降下量 (MPa)	地震ﾓｰﾒﾝﾄ (×10^{18} N·m)	破壊伝播速度 (km/s)
				ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ名	面積 (km^2)			
①入倉ほか (2008)	入倉モデル	■各観測点におけるパルス波の到達時間差からアスペリティ位置を推定 ■破壊伝播速度は一定	37度，30度	Asp1	5.5×5.5	23.7	1.69	2.7
				Asp2	5.5×5.5	23.7	1.69	
				Asp3	5.04×5.04	19.8	1.02	
②Kamae and Kawabe (2008)	釜江モデル	■フォワードモデリングによりアスペリティ位置を推定 ■深さの異なる2枚断層モデルを仮定 ■破壊伝播速度は一定	40度，40度	Asp1	5.6×5.6	18.4	1.33	2.7
				Asp2	5.6×5.6	27.6	2.00	
				Asp3	5.6×5.6	23.0	1.67	
③芝 (2008)	芝モデル	■震源インバージョン解析により求められたすべり分布を基準にアスペリティ位置を設定 ■破壊伝播速度もインバージョン結果を参考にアスペリティごとに設定	35度，35度	第1	5.6×5.6	25.5	1.83	3.1
				第2	5.6×7.0	20.8	2.11	2.8
				第3	5.6×5.6	19.9	1.43	2.5

2007年新潟県中越沖地震（①，②及び③モデルの比較）

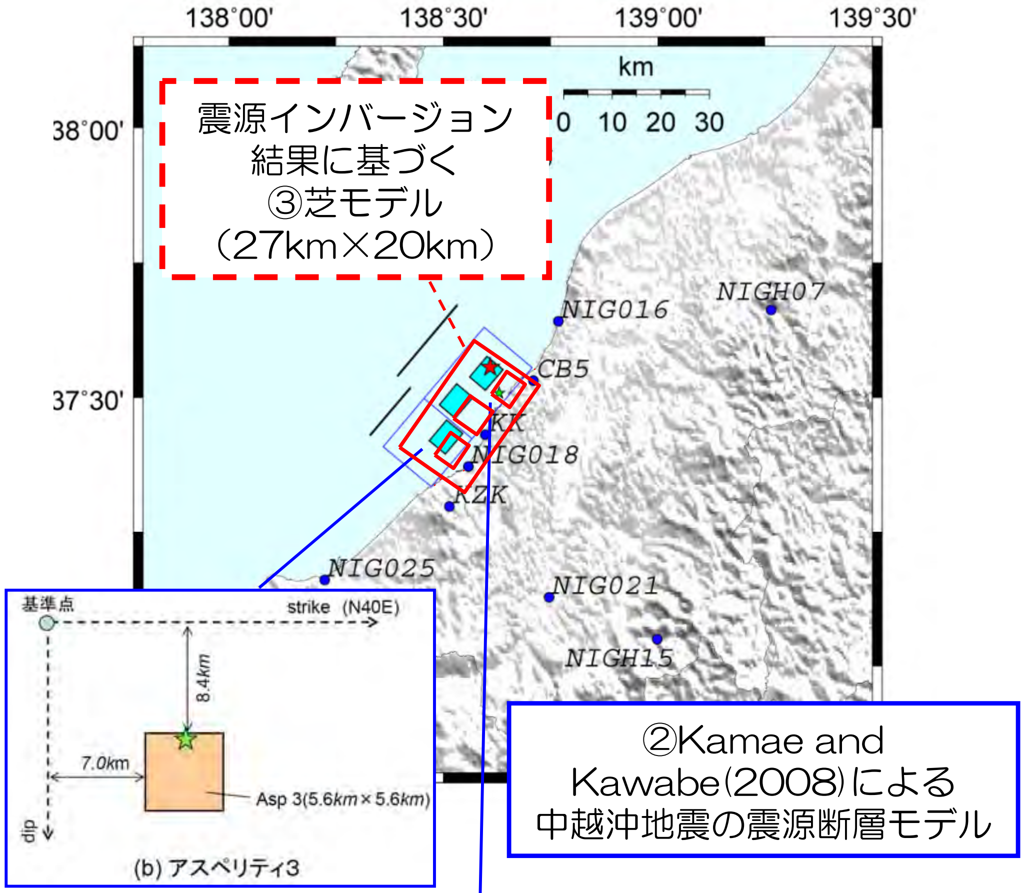
①入倉モデルと③芝モデルの比較

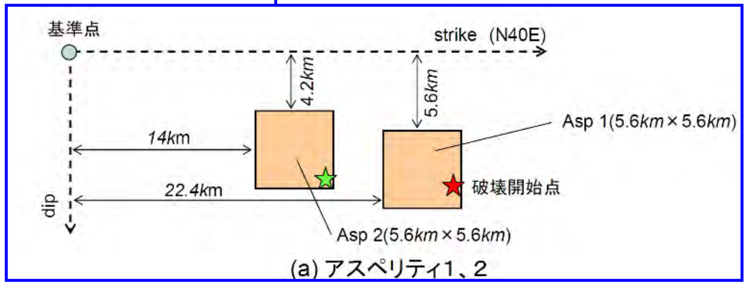




入倉ほか(2008)
より抜粋
（一部加筆・修正）

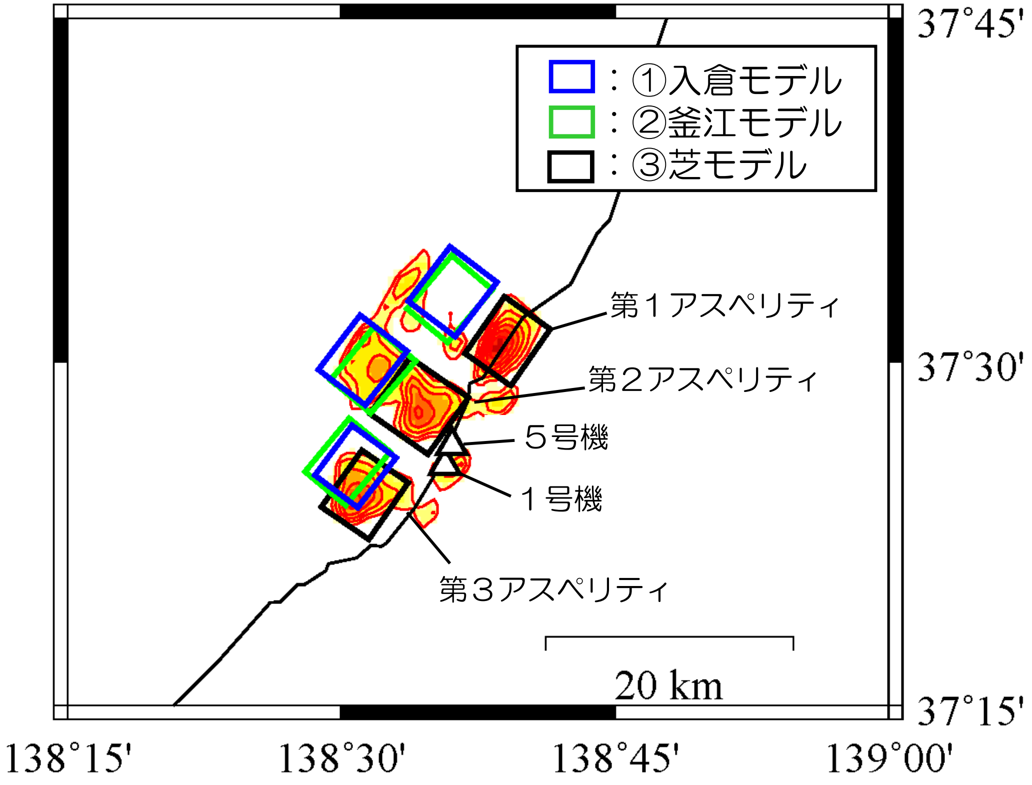
②釜江モデルと③芝モデルの比較





Kamae and Kawabe(2008)より抜粋（一部加筆・修正）

2007年新潟県中越沖地震（①，②及び③モデルの比較）



□：各モデルのアスペリティ
コンターは震源インバージョンで推定されたすべり分布を表す

アスペリティから１号機までの最短距離（km）

	第１ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ	第２ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ	第３ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ
①入倉モデル	15	13	13
②釜江モデル	16	14	12
③芝モデル	16	12	13

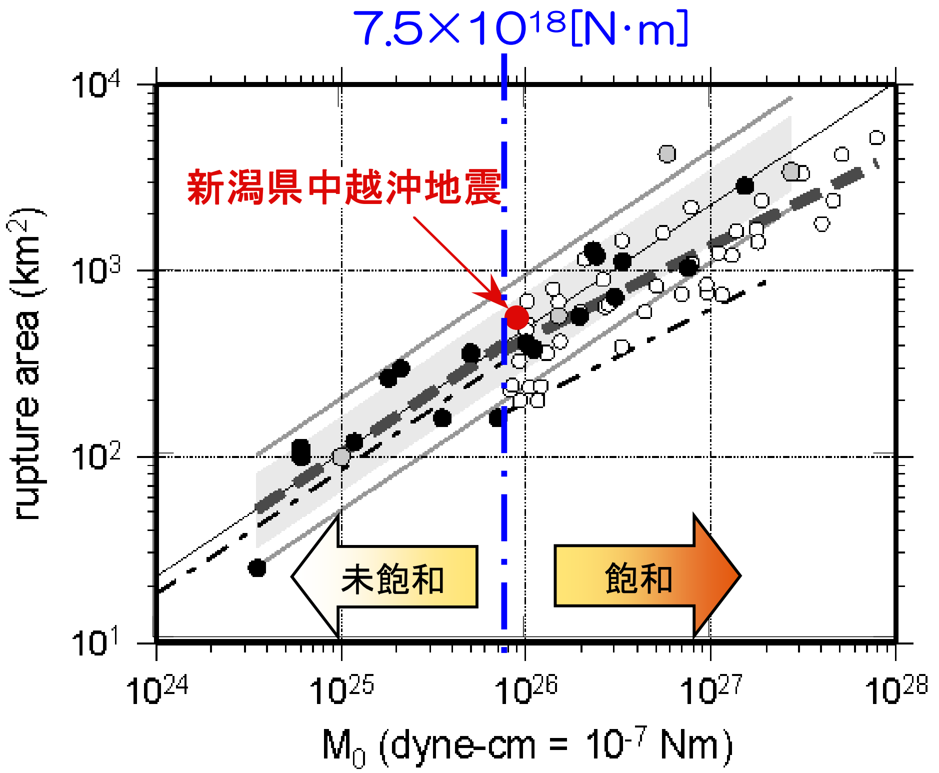
アスペリティから5号機までの最短距離（km）

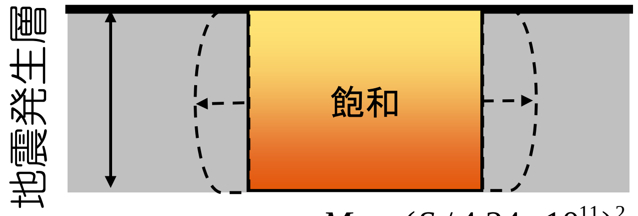
	第１ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ	第２ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ	第３ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ
①入倉モデル	14	13	13
②釜江モデル	15	14	12
③芝モデル	15	12	13

- 芝モデルのアスペリティ位置は，入倉モデル，釜江モデルに比べてやや南東側に分布するが，アスペリティ面積，モーメント，実効応力などの主要なパラメータは概ねよく一致している。
- また，アスペリティから敷地までの最短距離は，モデル間の差異はほとんどないことがわかる。
- なお，アスペリティ位置が異なる理由としては，推定手法の違いや破壊伝播速度の相違などが考えられる。

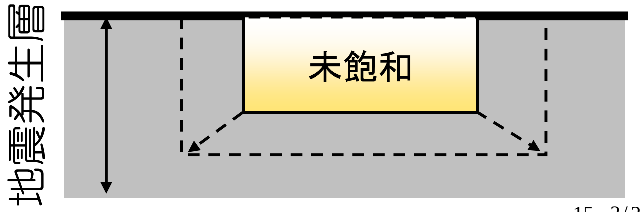
2007年新潟県中越沖地震と既往スケーリング則の比較

- 中越沖地震について、内陸地震に関する既往のスケーリング則（地震モーメントM_0と震源断層の面積Sの関係）との比較を行った。
- 中越沖地震の「M_0=9.3×10^{18}N·m（F-net）、面積：540km^2」は既存のスケーリングと整合しており、平均的な地震であると言える。





$$M_0 = (S / 4.24\times10^{11})^2 \times10^{-7}$$



$$M_0 = (S / 2.23\times10^{15})^{3/2} \times10^{-7}$$

地震モーメントと断層面積の関係【入倉・三宅（2001）に加筆】

- また、M_0とSの関係は断層幅が飽和することで変化することが知られており、その目安は地震モーメント7.5×10^{18}[N·m] であるとされている。中越沖地震のM_0からは概ね断層幅が飽和した地震であると考えられる。

1．2004年新潟県中越地震，2007年新潟県中越沖地震

2．「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の想定地震

3．土木学会（2002）の地震規模設定方法について

4．孤立した短い活断層の地震規模について

5．活断層の分布と地震発生層上端深さについて

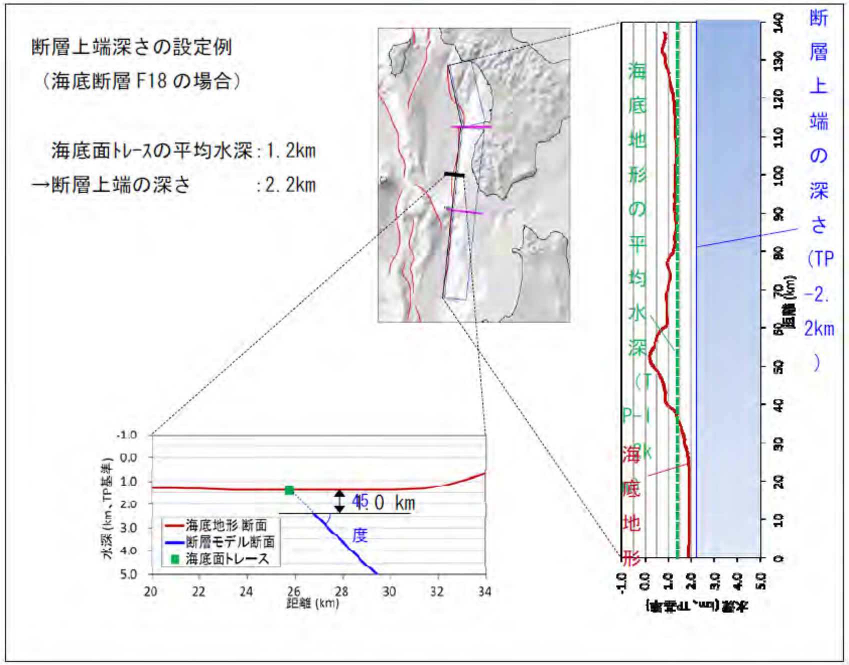
6．長大断層のパラメータ設定方法について

日本海における大規模地震に関する調査検討会の想定地震

- ■国交省，内閣府，文科省において日本海における最大クラスの**津波断層モデル**の設定等を目的。
- ■最大規模の津波想定のための津波断層モデルを設定することを念頭に，同時に破壊すると考えられる約40km以上の長さの断層帯を選定。（グルーピング）
- ■断層上端の設定は，地震動の震源断層モデルとは異なる考え方を導入。

【断層上端の深さ】

各断層の海底面トレースの平均水深＋1km



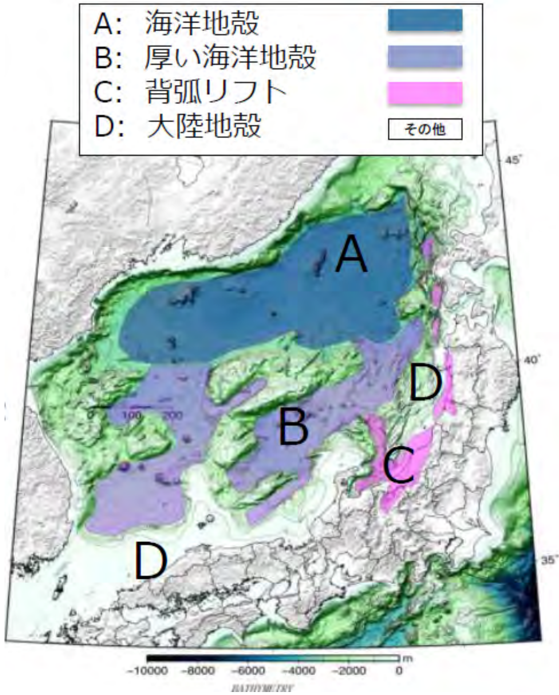
国土交通省，内閣府，文部科学省(2014)より抜粋

⇒　地震動評価における震源モデルの設定では，断層上端の深さは，速度構造を重視して設定

【断層下端の深さ】

地質構造区分を考慮して、以下のように設定※。

- ・大陸地殻内　：15km
- ・日本海東縁リフト内　：18km
- ・日本海東縁リフト縁　：15km
- ・海洋地殻／大陸地殻境界　：18km
- ・海洋地殻／厚い海洋性地殻：18km
  （もしくは25km）



地震発生層の深さ推定のための地殻区分（佐藤ほか(2014)より抜粋）

※これらは，レオロジー（物質の流動と変形に関する科学）特性を中心に地震発生層の深さを推定した成果を活用して設定

⇒　地震動評価における震源モデルの設定では，断層下端の深さは，中越沖地震，中越地震の微小地震分布を重視して設定

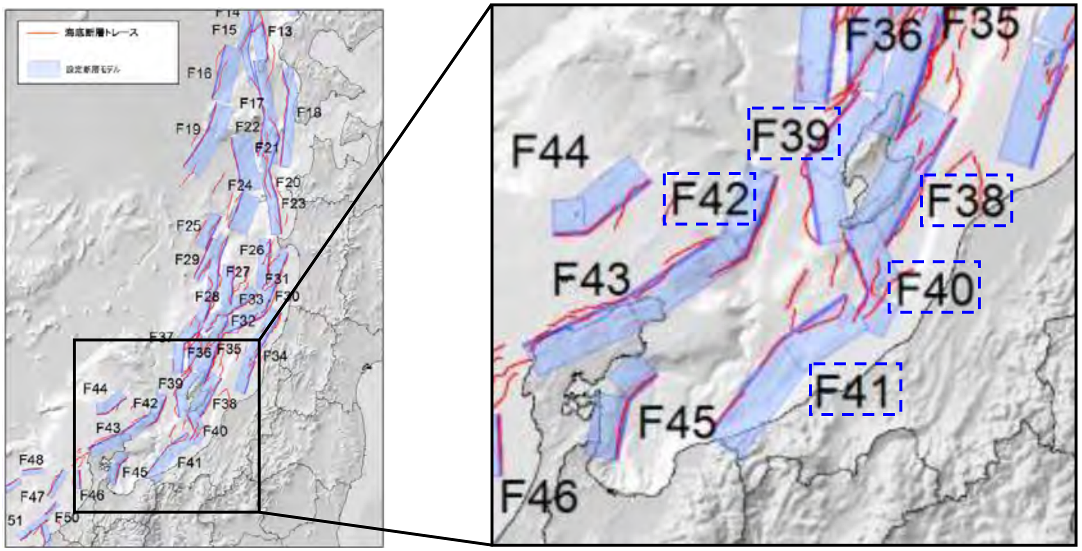
日本海における大規模地震に関する調査検討会の想定地震

■敷地周辺で想定されている津波断層モデル（F38,F39,F40,F41,F42）について，地震動評価における敷地への影響について検討。

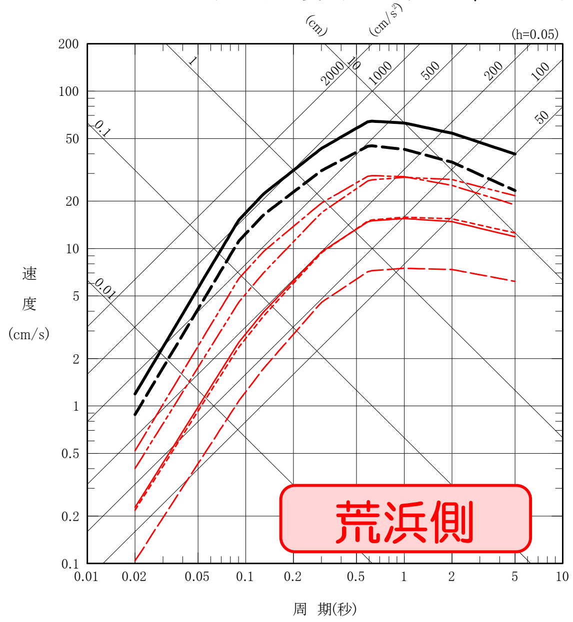
■なお，比較にあたっては以下の事項を考慮。

① Noda et al.(2002)により比較。
② 最大規模の津波想定のためのモデルであることから，比較の対象は，F-B断層による地震において断層長さ（36km）の不確かさを考慮したケースとする。
③ 断層面の設定方法の相違を踏まえ，
地震規模の想定：断層面の断層長さから大竹ほか(2002)を用いて算定。
敷地からの距離：海底面トレース（右図赤線）から地震動評価で設定している地震発生層（上端：6km，下端：17km）を考慮して断層面を設定して算定。

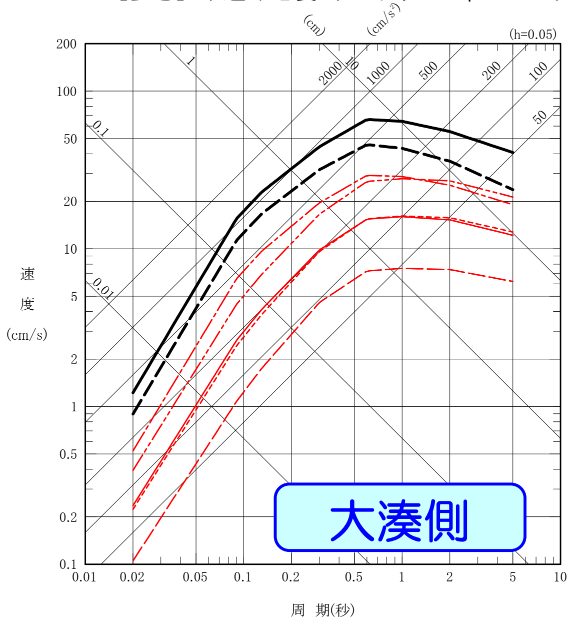
■ 比較の結果，海域の地震の検討用地震であるF-B断層による地震の影響を下回ることから，敷地の地震動評価において，想定されている津波断層モデルが与える影響は小さいことを確認。



F-B断層による地震（M7.0，Xeq=13km）
F38断層（M7.3，Xeq=65km）
F39断層（M7.4，Xeq=73km）
F40断層（M7.0，Xeq=27km）
F41断層（M7.5，Xeq=51km）
F42断層（M7.2，Xeq=93km）
【参考】中越沖地震（M6.8，Xeq=14km）



F-B断層による地震（M7.0，Xeq=13km）
F38断層（M7.3，Xeq=64km）
F39断層（M7.4，Xeq=72km）
F40断層（M7.0，Xeq=27km）
F41断層（M7.5，Xeq=52km）
F42断層（M7.2，Xeq=93km）
【参考】中越沖地震（M6.8，Xeq=14km）



１．2004年新潟県中越地震，2007年新潟県中越沖地震

２．「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の想定地震

３．土木学会（2002）の地震規模設定方法について

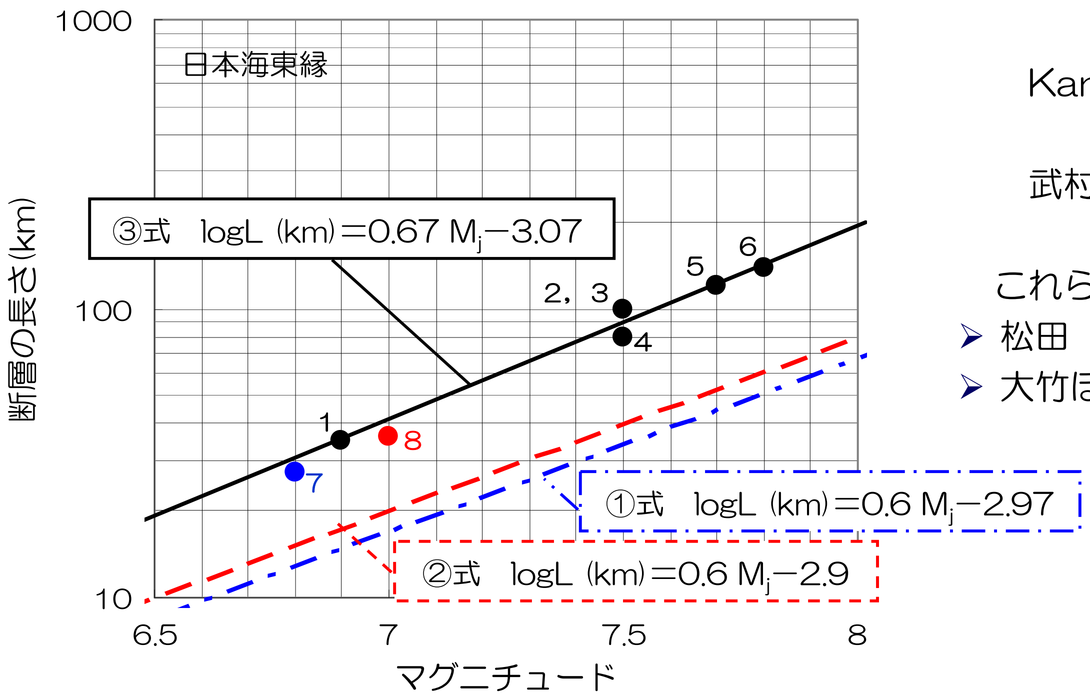
４．孤立した短い活断層の地震規模について

５．活断層の分布と地震発生層上端深さについて

６．長大断層のパラメータ設定方法について

土木学会（2002）の地震規模設定方法について

- 断層長さL(km)から，地震規模を推定する手法としては主に土木学会（2002），松田（1975），大竹ほか（2002）が挙げられる。
- 土木学会（2002）≒松田（1975）＞大竹ほか（2002）の傾向は認められるものの，中越沖地震を含む日本海東縁部の地震との整合性が高い大竹ほか（2002）を用いて地震規模を想定。
- なお，いずれのスケーリングを採用した場合においても，同一のスケーリングを適用して評価を行えば，選定される検討用地震に変更は生じない。



日本海東縁に発生した地震の規模Mと断層長さL(km)の関係

※大竹ほか(2002))を参考に再描画
（①式，②式の結果を追加）

- 土木学会（2002）が採用しているスケーリング。

  武村（1998）の断層長さとﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞの関係式

  logL (km)＝0.75 M_w－3.77　　・・・a式

  Kanamori（1977）のﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞと地震ﾓｰﾒﾝﾄの関係式

  $logM_o$ (dyne·cm)＝1.5 M_w＋16.1　　・・・b式

  武村（1998）の地震ﾓｰﾒﾝﾄと地震規模の関係式

  $logM_o$ (dyne·cm)＝1.2 M_j＋17.7　　・・・c式

  これらより，　logL (km)＝0.6 M_j－2.97　　（①式）

- 松田（1975）　：logL (km)＝0.6 M_j－2.9　　（②式）
- 大竹ほか（2002）：logL (km)＝0.67 M_j－3.07　　（③式）

No.	地震	M	L(km)	出典
1	1828年越後三条地震	6.9	約35	宇佐美(1996)
2	1833年庄内沖地震	7.5	100	相田(1989)
3	1940年積丹半島沖地震	7.5	100	Satake(1986)
4	1964年新潟地震	7.5	80	Abe(1975)
5	1983年日本海中部地震	7.7	120	Sato(1985)
6	1993年北海道南西沖地震	7.8	139	Tanioka et al.(1995)
7	2007年新潟県中越沖地震	6.8	27	各機関公表値
8	F-B断層による地震	7.0	36	設定値

1．2004年新潟県中越地震，2007年新潟県中越沖地震

2．「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の想定地震

3．土木学会（2002）の地震規模設定方法について

4．孤立した短い活断層の地震規模について

5．活断層の分布と地震発生層上端深さについて

6．長大断層のパラメータ設定方法について

7．震源を特定せず策定する地震動

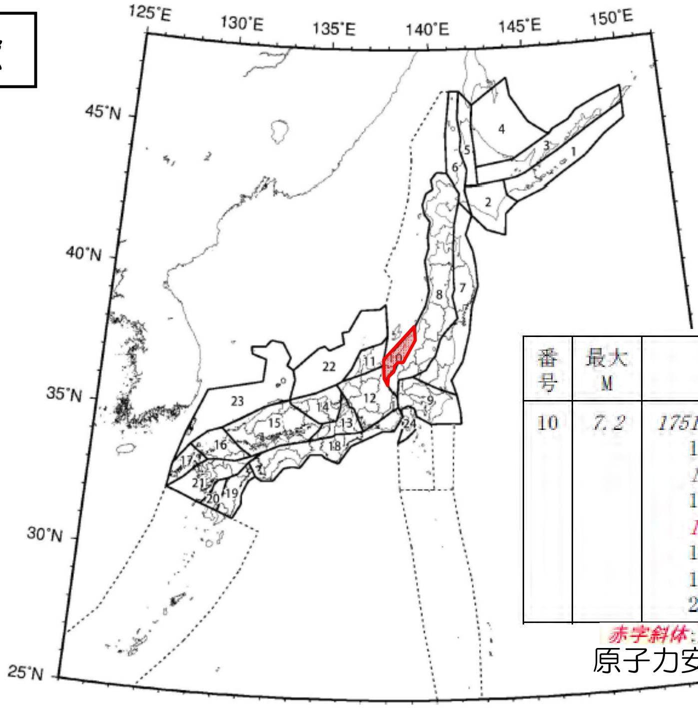
孤立した短い活断層の地震規模について

■ 以下の観点から，安全評価上，M6.8を考慮

（1）仮に，地震発生層の上端（6km）から下端（17km）まで拡がる断層幅及びそれに等しい断層長さをもつ震源断層を想定し，入倉・三宅（2001）による断層面積と地震モーメントの関係式及び武村（1990）による地震モーメントとマグニチュードMの関係式を介すと地震規模はM6.7である。

なお，断層傾斜角については，強震動予測レシピを参考に45°と仮定。

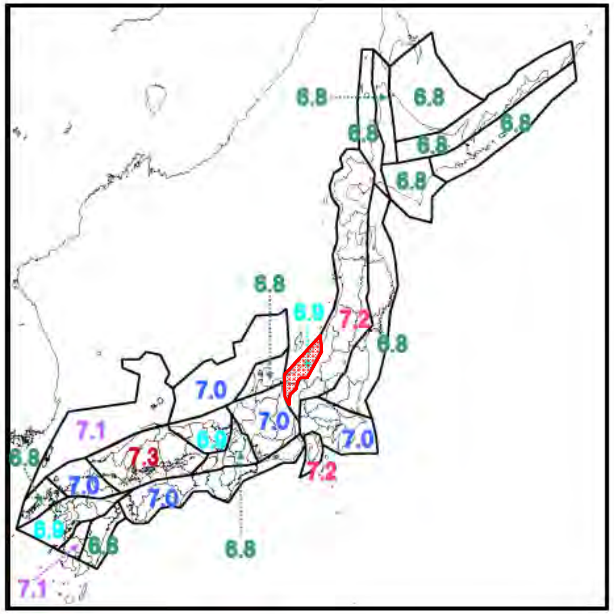
（2）地震本部（2010）では，敷地が位置する領域（右上図の領域10）の1751年高田の地震が，高田平野西縁断層帯の活動と評価され，最大マグニチュードは1828年三条地震のM6.9となった。（右下図）その後，ひずみ集中帯プロジェクトによる調査により，1828年三条地震の震源断層が越後平野東縁断層であることが指摘されていることを踏まえると，最大マグニチュードをM6.8とすることは妥当であると考えられる。



番号	最大M	根拠	備考
10	*7.2*	*1751.05.21 高田* 1666 02/01 6.80 *1751 05/21 7.20* 1828 12/18 6.90 *1847 05/08 7.40* 1853 01/26 6.50 1918 11/11 6.50 2004 10/23 6.80	1847善光寺地震(M7.4)は活断層と対応。

赤字斜体:別途考慮されている活断層との対応が明確なもの

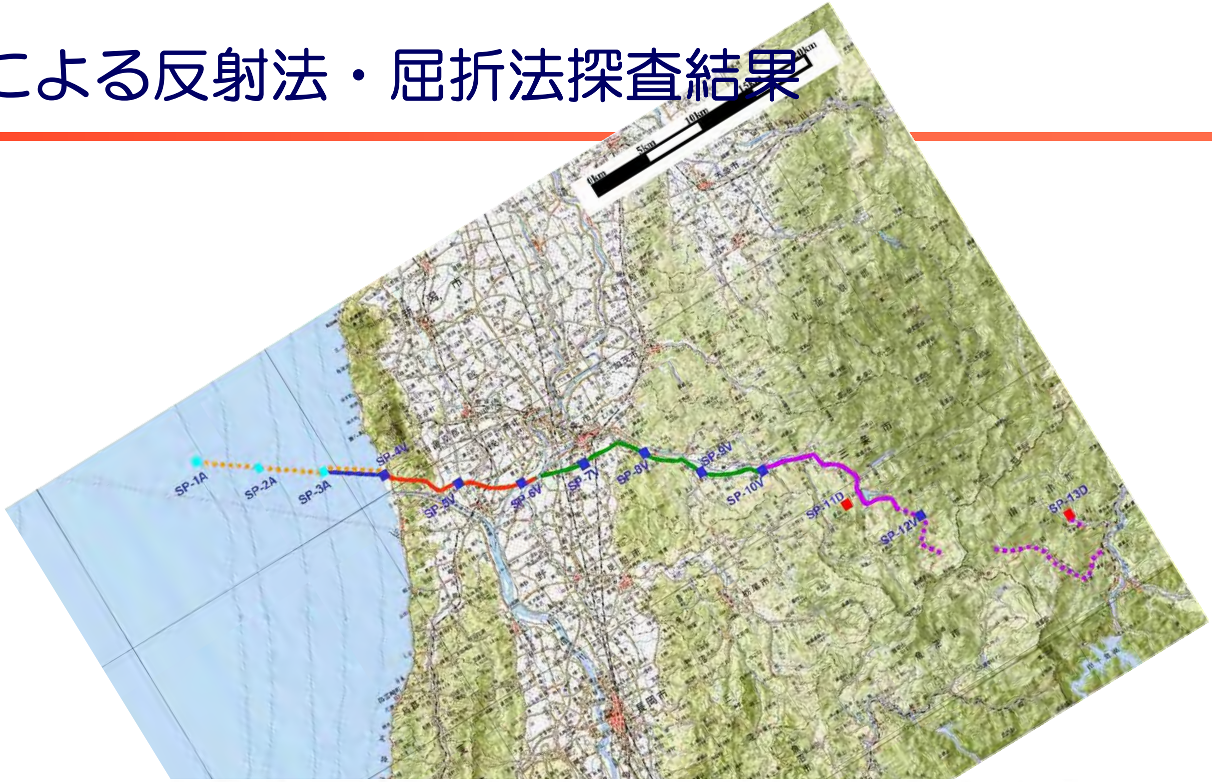
原子力安全委員会（2009）より抜粋
（一部加筆・修正）

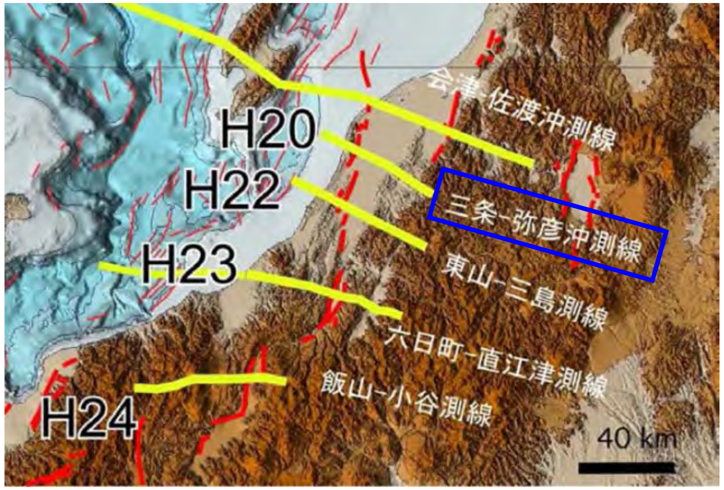


陸域の震源断層を予め特定しにくい地震の領域と最大マグニチュードの例
（地震本部（2010）より抜粋
（一部加筆・修正））

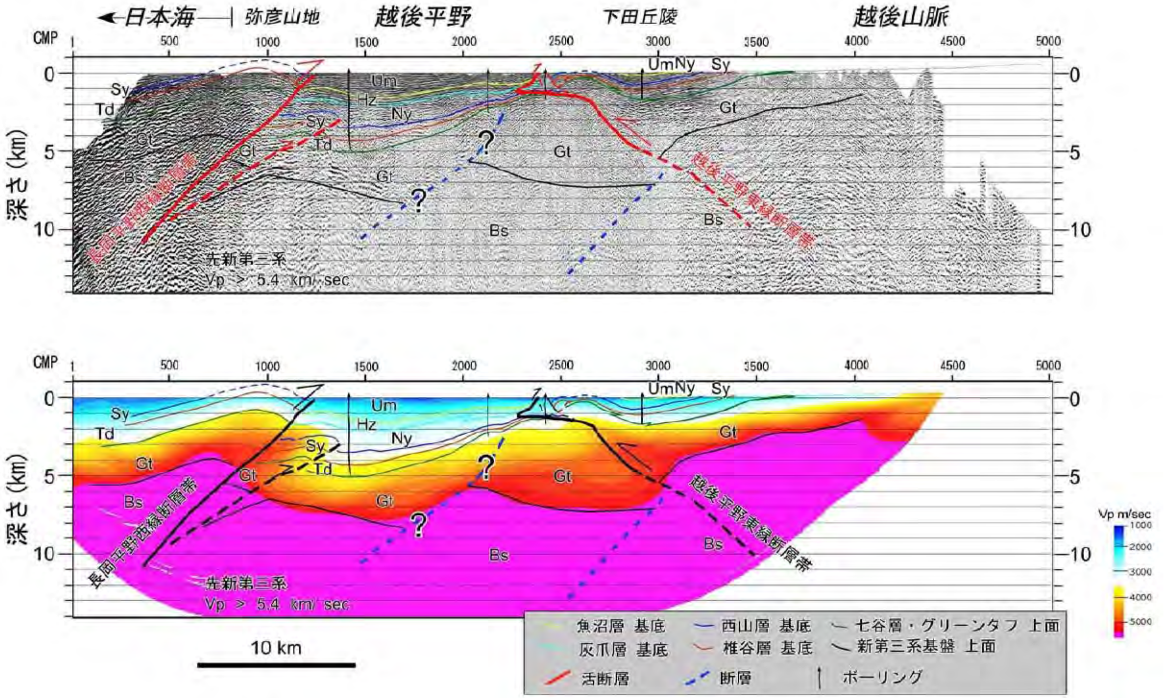
ひずみ集中帯プロジェクトによる反射法・屈折法探査結果

- ひずみ集中帯プロジェクトにおいて，H20年度に1828年三条地震の震源域において反射法・屈折法による地殻構造探査が行われている。
- 探査の結果，東傾斜約40°の越後平野東縁断層帯が認められ，1828年三条地震の震源断層であった可能性が大きいとしている。





地殻構造探査測線　防災科研（2013）より抜粋
（一部加筆・修正）



三条－弥彦沖測線の反射法地震探査断面と速度構造断面の地質構造解釈
防災科研（2009）より抜粋（一部加筆・修正）

東京電力

越後平野東縁断層帯による敷地への影響について

- 産総研　活断層データベースによると，探査位置には，加茂活動セグメント及び悠久山活動セグメントからなる越後平野東縁断層帯が存在する。
- 敷地からの位置，断層長さから，敷地に与える影響は片貝断層による地震を下回るものと考えられる。

293-01	かも
	加茂活動セグメント

所属起震断層名：加茂起震断層

新潟県中部，越後平野の東縁に沿って北東-南西方向に延びる南東側隆起の逆断層。断層位置は活断層研究会(1991)，中田・今泉(2002)，池田ほか(2002)による。

地震調査研究推進本部長期評価結果

一般走向	N 50°E	
一般傾斜	45 ° S	
長さ	12 km	
断層型	逆	
変位の向き(隆起側)	S	
平均変位速度	0.2 m/千年	中田・今泉(2002)などによる段丘面の上下変位から得られた値を，断層面の傾斜を45度としてネット値に換算した平均値を採用。
単位変位量	1.4 m	活動セグメント長から粟田(1999)の経験式により算出した値を採用。
平均活動間隔	6.7 千年	具体的な数値を示すデータは得られていない。平均変位速度と単位変位量より計算した値を採用。

057-01	ゆうきゅうざん
	悠久山活動セグメント

所属起震断層名：悠久山起震断層

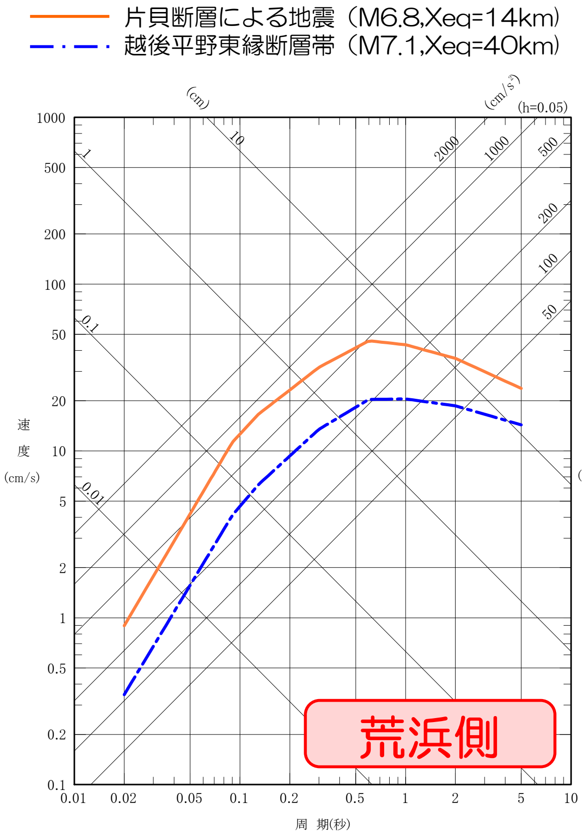
新潟県中部，越後平野の東縁を北東-南西方向に延びる南東側隆起の逆断層。断層位置は活断層研究会(1991)，中田・今泉(2002)，池田ほか(2002)，都市圏活断層図「長岡」による。

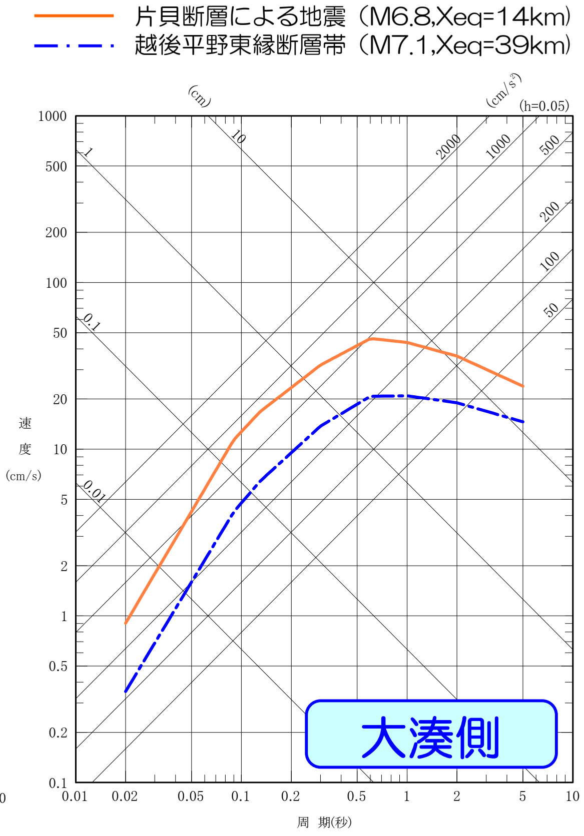
地震調査研究推進本部長期評価結果

一般走向	N 30°E	
一般傾斜	45 ° E	
長さ	15 km	
断層型	逆	
変位の向き(隆起側)	E	
平均変位速度	0.5 m/千年	具体的な数値を示す十分なデータは得られていない。地形表現からB級と推定し，その代表値を仮置き値とする。
単位変位量	1.7 m	活動セグメント長から粟田(1999)の経験式により算出した値を採用。
平均活動間隔	3.5 千年	具体的な数値を示すデータは得られていない。平均変位速度と単位変位量より計算した値を採用。

産総研　活断層データベースより抜粋（一部加筆・修正）

【設定条件】
- 長さ：43km
- 走向：31°
- 傾斜角：東40°　（ひずみ集中帯プロジェクトより）





Noda et al.(2002)による応答スペクトルの比較

※：地震規模は，中越沖地震の知見を踏まえて設定。

1．2004年新潟県中越地震，2007年新潟県中越沖地震

2．「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の想定地震

3．土木学会（2002）の地震規模設定方法について

4．孤立した短い活断層の地震規模について

5．活断層の分布と地震発生層上端深さについて

6．長大断層のパラメータ設定方法について

敷地周辺の活断層分布

■地質調査結果及び［新編］日本の活断層をもとに敷地周辺の主な活断層の分布を整理。

敷地周辺の活断層の諸元（柏崎刈羽原子力発電所６号炉及び７号炉の設置変更許可申請書より）

	No.	活断層の名称	断層長さ (km)	地震規模※1	傾斜角 ※2(°)	断層幅 ※3(km)	Xeq※4(km) 荒浜	大湊	備考
海域	1	佐渡島棚東縁断層	37	6.8	西55	15	55	53	佐渡島棚東縁撓曲に対応
	2	F-B断層	27	6.8	東35	20	14	14	F-B褶曲群に対応
	3	佐渡島南方断層	29	6.8	東45	16	26	25	
	4	F-D断層	30	6.8	東45	16	38	39	F-D褶曲群に対応
	5	高田沖断層	25	6.8	東30	22	59	60	高田沖褶曲群に対応
	6	米山沖断層	21	6.8	西50	15	25	26	
陸域	7	角田・弥彦断層	54	7.1	西50	15	51	49	
	8	気比ノ宮断層	22	6.8	西50	15	21	20	
	9	片貝断層	16	6.8	西50	15	14	14	
	10	中央丘陵西縁部断層	—	—	—	—	—	—	No.8の副次的な断層※5
	11	上富岡断層	—	—	—	—	—	—	No.9の副次的な断層※5
	12	親沢断層	—	—	—	—	—	—	No.9の副次的な断層※5
	13	渋海川向斜部のリニアメント	—	—	—	—	—	—	No.9の副次的な断層※5
	14	悠久山断層	13	6.8	東80	12	27	26	孤立した短い活断層※6
	15	平蔵金付近のリニアメント	9	6.8	西50	15	25	25	孤立した短い活断層※6
	16	柏崎平野南東縁のリニアメント	4	6.8	東80	12	15	16	孤立した短い活断層※6
	17	山本山断層	4	6.8	西50	15	21	21	孤立した短い活断層※6
	18	水上断層	4	6.8	西50	15	15	16	孤立した短い活断層※6
	19	上米山断層	6	6.8	西50	15	17	18	孤立した短い活断層※6
	20	雁海断層	7	6.8	北50	15	17	18	孤立した短い活断層※6
	21	十日町断層帯西部	33	6.8	西60	13	32	33	

※1：地震規模は，中越沖地震の知見を踏まえて設定。
※2：断層の傾斜角について，F-B断層は，中越沖地震の余震分布に基づき設定。その他は，地質調査結果及び地震本部(2009)による長期評価を参考に設定。
※3：断層幅は，地震発生層厚さ11km及び断層傾斜角に基づき，地震発生層を飽和するように設定。

※4：F-B断層の等価震源距離(Xeq)は，中越沖地震の震源インバージョンによる震源モデルに基づき算定。その他は，地震本部(2009)による強震動予測レシピ（以下，「強震動予測レシピ」）に従い，断層の中点を基準として均等配置した断層面を用いて算定。なお，断層面積が地震モーメントMo＝7.5×10^{18}(N・m)に相当する$368km^2$を下回る断層（No.6，8，9及びNo.14～20）については，$368km^2$を上回る断層面を想定。

※5：気比ノ宮断層または片貝断層の副次的な断層はそれぞれ気比ノ宮断層，片貝断層にて代表させる。
※6：地表付近の断層長さが短く，震源断層が地表付近の長さ以上に拡がっている可能性も考えられる断層（孤立した短い活断層）であるNo.14～20については，安全評価上M6.8を考慮するが，地震規模が等しく等価震源距離（Xeq）がより短い片貝断層にて代表させる。

東京電力 TEPCO

活断層の分布と地震発生層上端深さについて

■地震発生層上端（概ねVp=6km/s程度）とVs=3km/sで定義される地震基盤は，定義は異なるものの深部構造の傾向を把握する目的で敷地周辺の地震基盤深さを概観し，以下を確認。

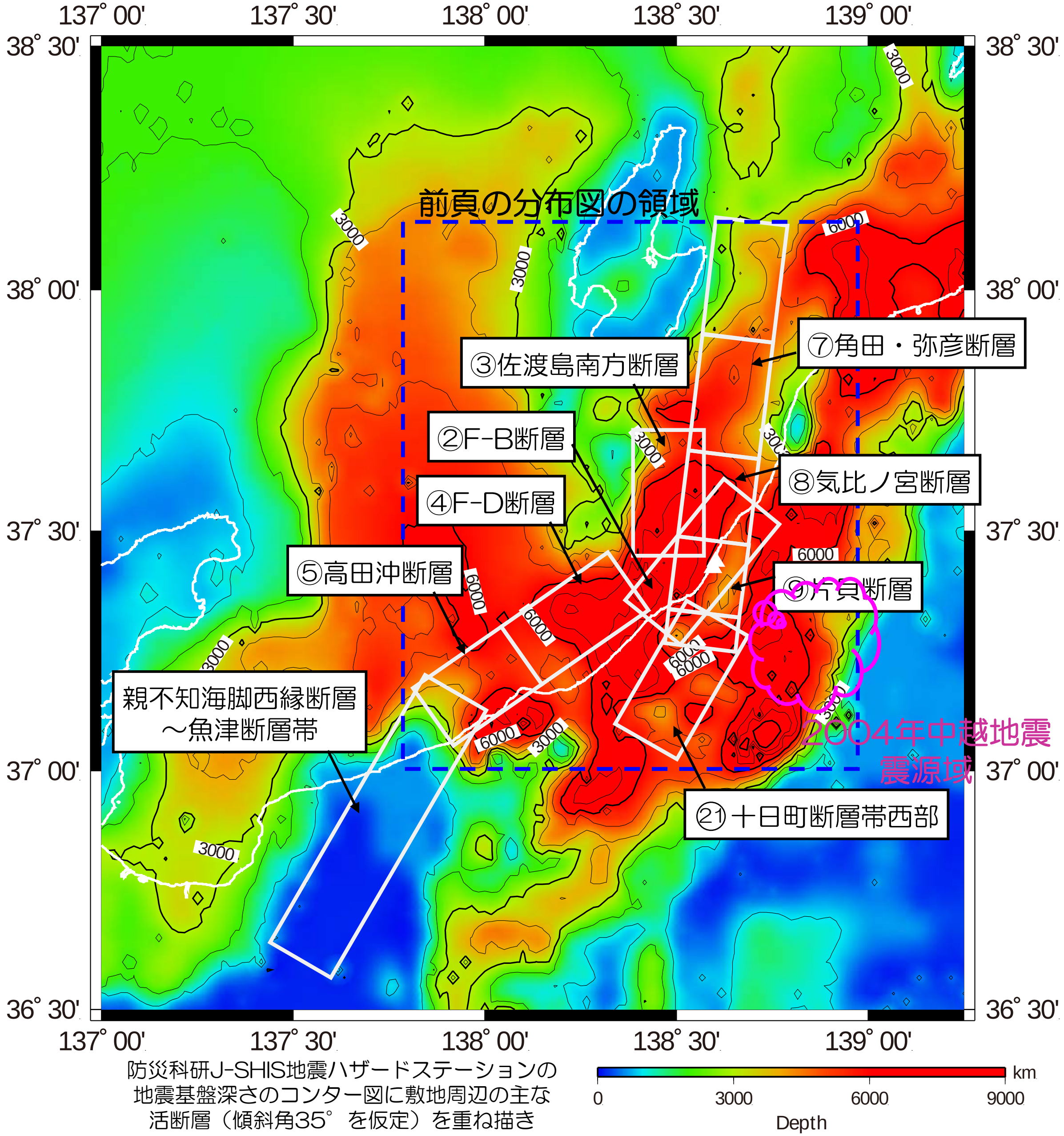
a.敷地までの距離が短く，地震発生層上端深さの設定が敷地の地震動レベルに大きな影響を与える活断層の位置する領域では，地震基盤深さはほぼ一様である。

b.「③佐渡島南方断層」付近，「⑦角田・弥彦断層」付近にそれぞれ地震基盤が浅くなる領域が存在。

c.親不知海脚西縁断層～魚津断層帯の位置では，地震基盤が浅い。

d.2004年中越地震の震源域は，地震基盤深さが変化する境界部に位置している。

■以降では，a～dに関するより詳細な検討を行い，地震発生層上端深さを一様とする妥当性を確認する。

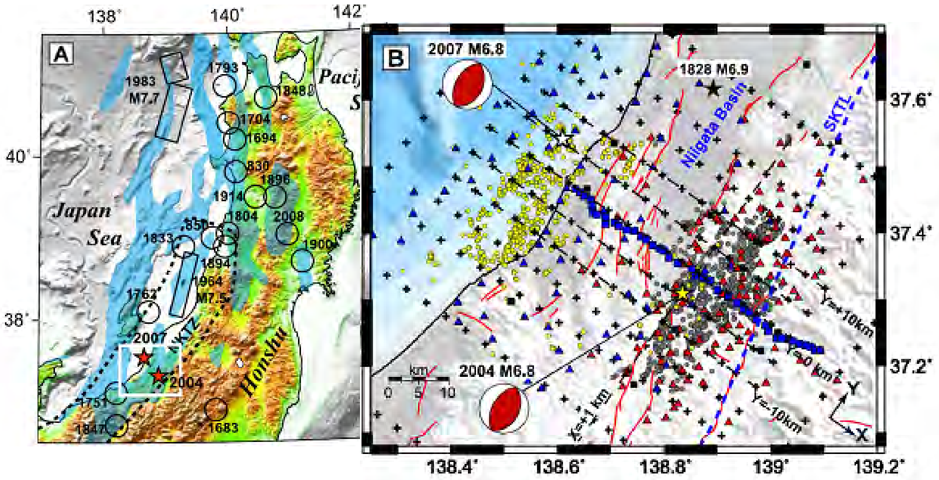


防災科研J-SHIS地震ハザードステーションの地震基盤深さのコンター図に敷地周辺の主な活断層（傾斜角35°を仮定）を重ね描き

主な活断層の想定断層面と地震基盤深さ

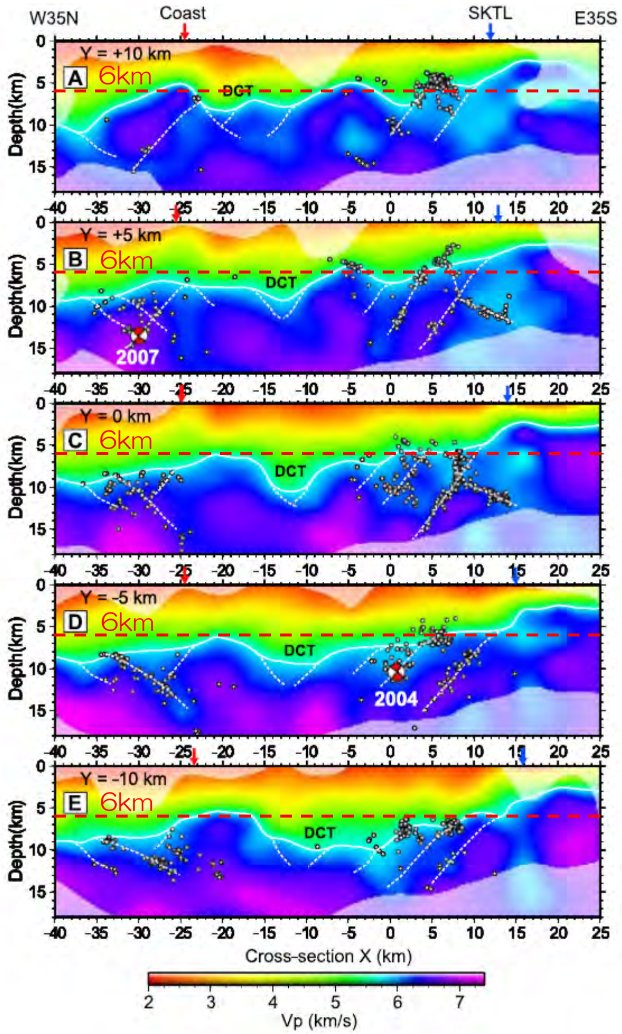
a.に関する検討（敷地に近い領域の地震発生層）

- 地震発生層上端深さを浅く設定することで，敷地への距離が短くなり地震動レベルに大きく影響を与える領域（ここでは中越沖地震の震源域～中越地震の震源域付近であり新発田－小出構造線（SKTL）より西の領域）について整理。
- この領域においては，中越沖地震の精密余震分布により地震発生層が評価されているほか，Kato et al.(2009)による速度構造によっても，Vp=5.7km/sの等速度線が概ね深さ6kmを超える傾向にあり，上端深さを6km程度と設定することが妥当であることが確認できる。
- なお，Kato et al.(2009)では，中越地震・中越沖地震は，リフト内の弱い既存断層（図中：白色破線）で発生していることを明らかにしている。この中で，既存断層の上端の位置は，基盤岩上面の凹凸構造のうち，凹部（基盤が深くなっている位置）に概ね対応しており，基盤深さが局所的に浅くなる部分があった場合でも，それに応じて設定を変更する必要は無いものと考えられる。



■：稠密アレイ観測点（2007年）
■：定常観測点
▲：中越地震余震観測点（2004年）
▲：中越沖地震余震観測点（2007年）
●：2004年中越地震の余震の震央分布
●：2007年中越沖地震の余震の震央分布
＋：トモグラフィー解析に使用したグリッド配置（水平方向に3～5km，深さ方向に3km）

地震観測点の分布と再決定された2004年中越地震・2007年中越沖地震の余震の震央分布



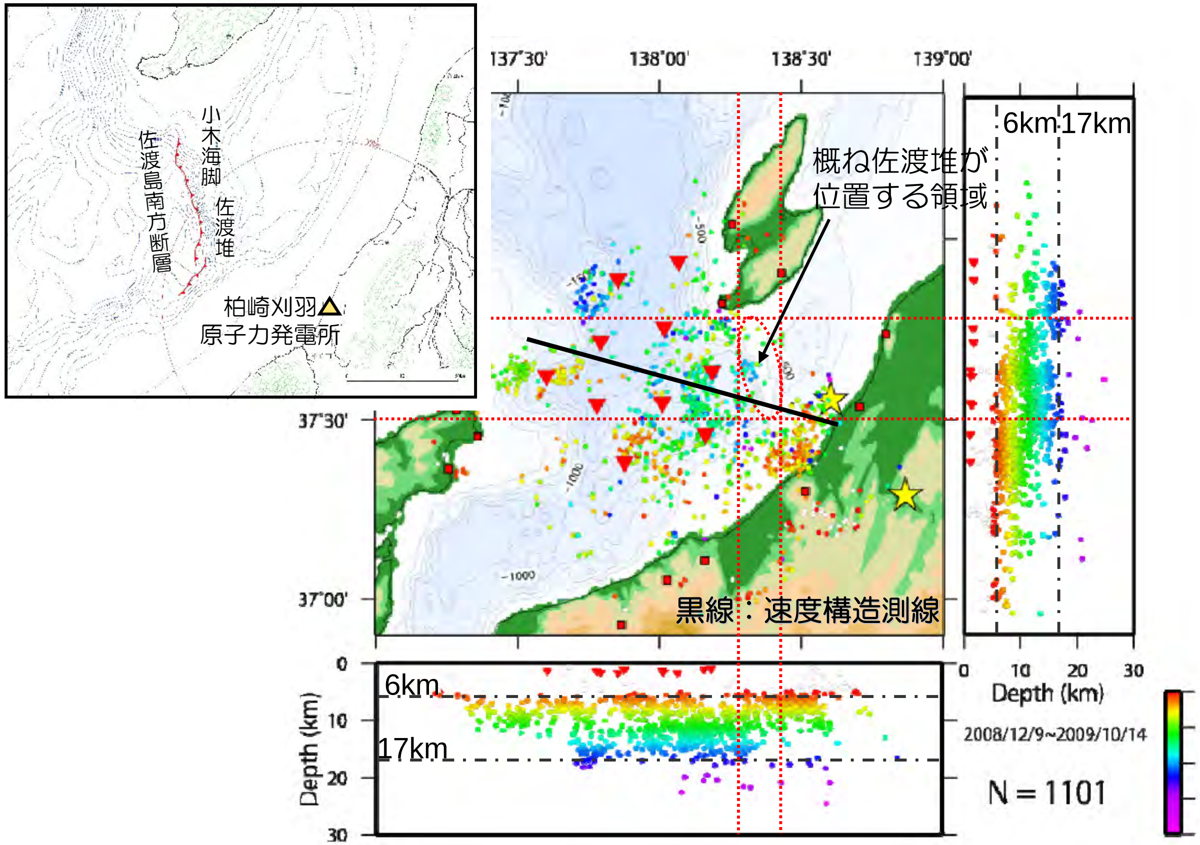
各断面から±2.5km以内の余震を重ねて表示
白線の実線：Vp=5.7km/sの等速度線
白色の破線：解釈された基盤内のブロック境界断層
DCT（Deeq Central Trough）：基盤上面の窪地
SKTL：新発田-小出構造線

P波速度構造の深さ断面図

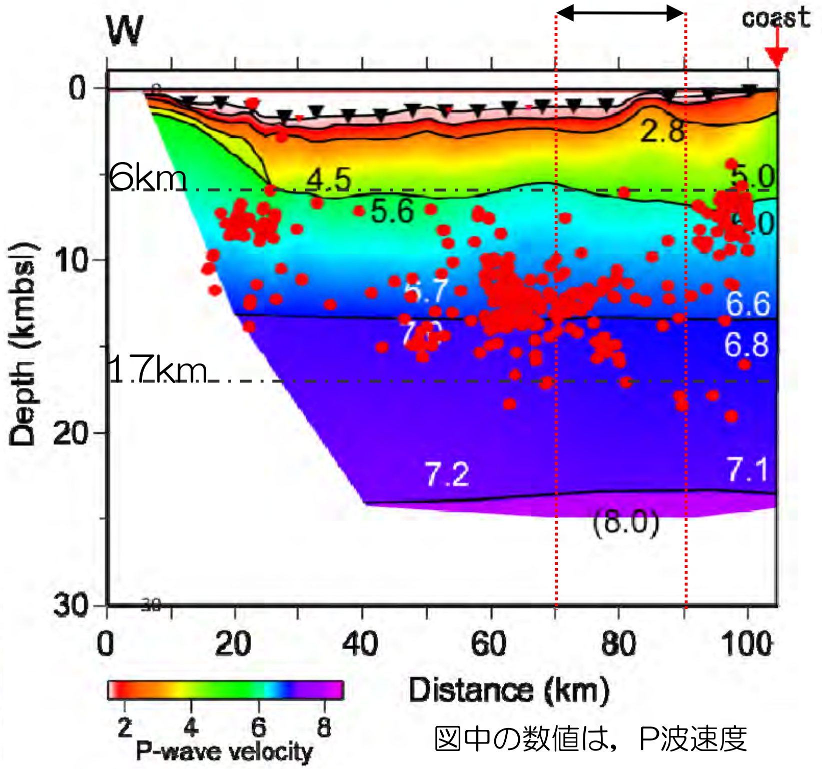
Kato et al.(2009)より抜粋
（一部加筆・修正）

b.に関する検討（佐渡島南方断層付近）

■J-SHISによる地震基盤が浅い領域は，佐渡島南方断層付近の佐渡堆に対応しているものと考えられる。
■ひずみ集中帯プロジェクトによる，海底地震計を用いた微小地震分布によると，多くの地震は深さ６ｋｍ以深で発生しており，佐渡堆が位置する領域においても，周辺と比較して浅い位置で地震が発生するといった事象は認められない。
■また，中越沖地震後に実施された地殻構造探査結果によると，Vp=2.8km/s層の隆起は認められるものの，その深部においてもVp=6km/s層の深さはほぼ一様である。
■したがって，本領域においても地震発生層上端深さを6kmと設定することは妥当であると考えられる。



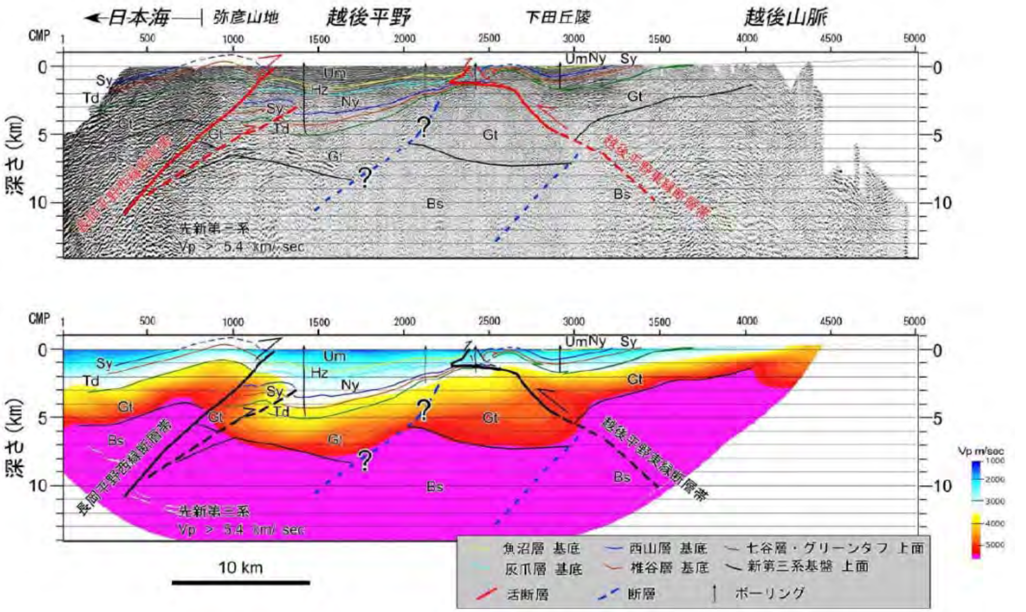
長期観測型海底地震計データ，および陸上観測点でのデータによる震源決定結果
▼：長期観測型海底地震計設置地点
防災科学技術研究所(2011)より抜粋（一部加筆・修正）



中越沖で行われた地殻構造探査による速度構造測線（左図の黒線）の両側20km以内の地震を投影

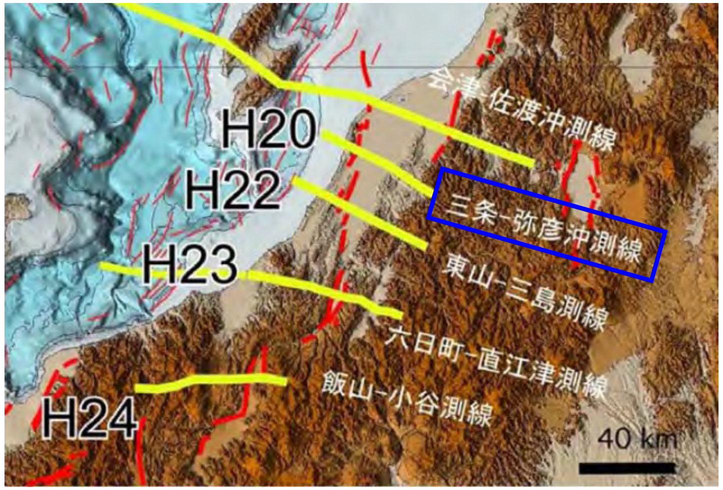
b.に関する検討（角田・弥彦断層付近）

- ひずみ集中帯プロジェクトにおいて，H20年度に1828年三条地震の震源域（三条－弥彦沖測線）において反射法・屈折法による地殻構造探査が行われている。
- これによると，J-SHISによる地震基盤が浅い領域は，弥彦山地に対応していると考えられ，わずかではあるが，基盤上面が浅くなる傾向が認められる。
- 仮に，この情報を踏まえ，角田・弥彦断層の地震発生層上端深さを浅く設定した場合でも，敷地からの位置関係など（敷地からの距離が十分にあり，また断層傾斜角と位置関係から浅くなる一方，水平距離が遠くなる）を踏まえると敷地における地震動評価上，影響は無いものと考えられる。
- したがって，本領域においても地震発生層上端を6kmと設定することは妥当であると考えられる。



三条ー弥彦沖測線の反射法地震探査断面と速度構造断面の地質構造解釈

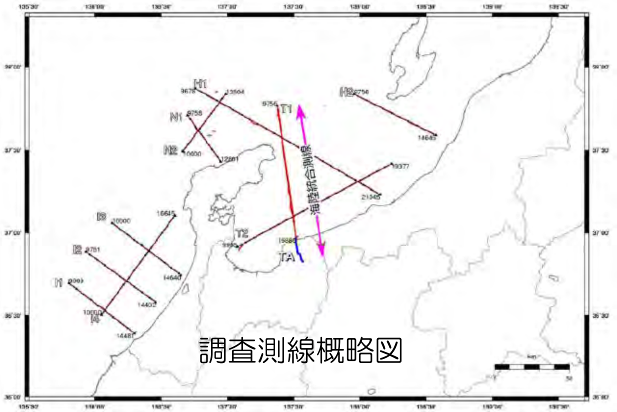
防災科学技術研究所（2009）より抜粋（一部加筆・修正）



地殻構造探査測線　防災科学技術研究所（2013）より抜粋（一部加筆・修正）

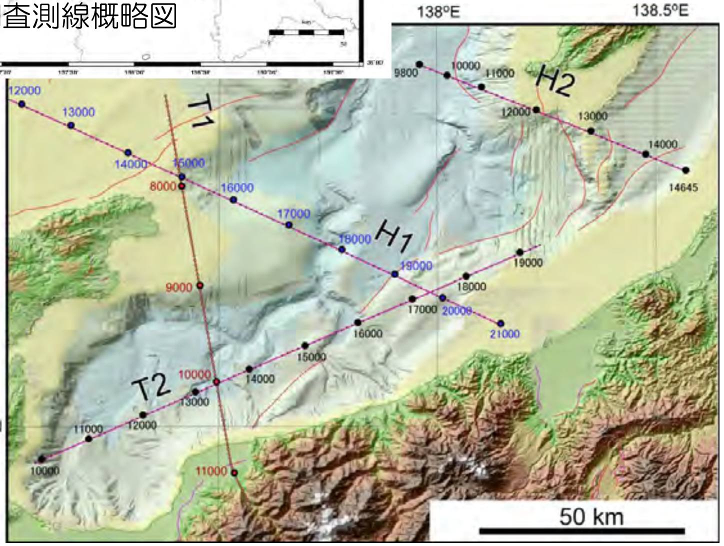
c.に関する検討（親不知海脚西縁～魚津断層帯）

- 佐藤ほか(2014)では，飛騨山脈北縁から富山トラフを横断し，能登半島北方海域にいたる約120kmの測線で反射法地震探査を実施しており，屈折トモグラフィによる速度構造では，測線南端に向けてVp=5.3km/sの層が深さ6kmより浅くなる傾向にあることが確認されている。
- この知見を踏まえ，親不知海縁西縁～魚津断層帯にかけて，発生層上端深さを浅く設定した場合でも，敷地からの位置関係など（敷地からの距離が十分にあり，また断層傾斜角と位置関係から浅くなる一方，水平距離が遠くなる）を踏まえると敷地における地震動評価上，影響は無いものと考えられる。
- したがって，本領域においても地震発生層上端を6kmと設定することは妥当であると考えられる。



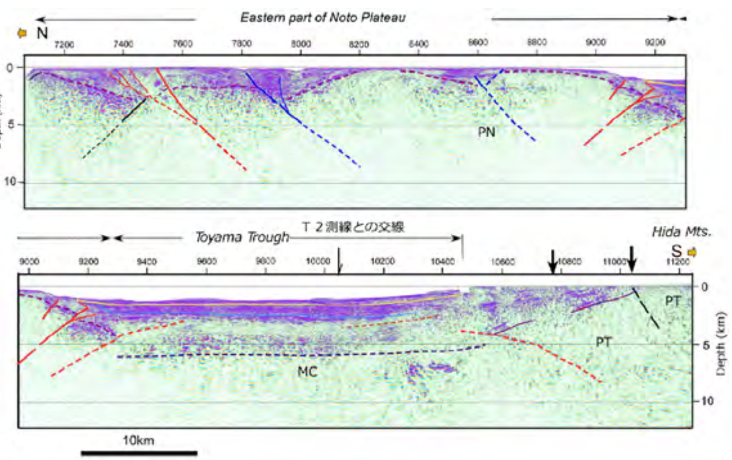
調査測線概略図

海域統合探査測線は，飛騨山地から黒部沖にいたるTA測線（測線長31km）と海上二船式でデータを取得した富山トラフを横断するT1測線（測線長85km）から構成



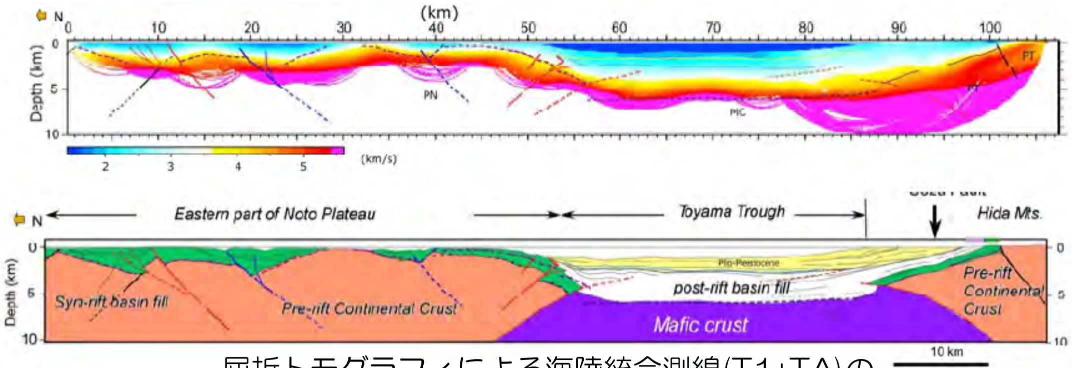
上越沖海域周辺の測線図

佐藤ほか（2014）より抜粋（一部加筆・修正）



海陸統合測線(T1+TA)の反射法地震探査深度変換断面の地質学的解釈

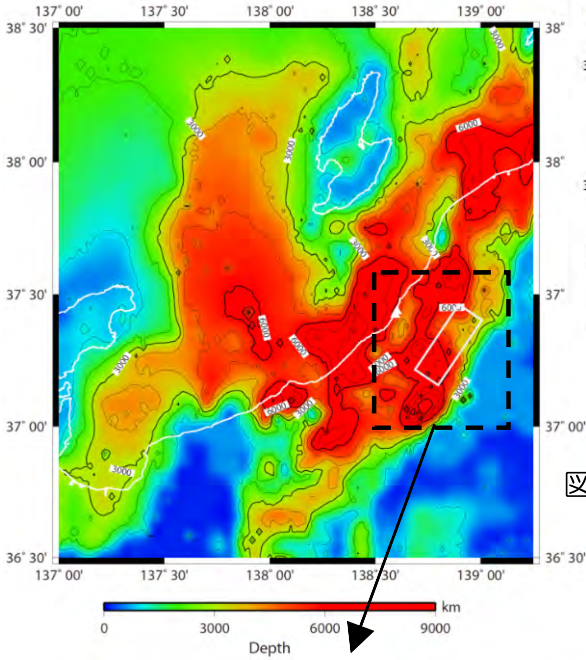
凡例 赤: 活断層，青:逆断層，黒:正断層，BS（MC）：苦鉄質な地殻，PN: 先新第三系（大陸性地殻），赤紫破線: 先新第三系もしくは火山岩の上面，水色:西山層基底，黄色:灰爪層基底



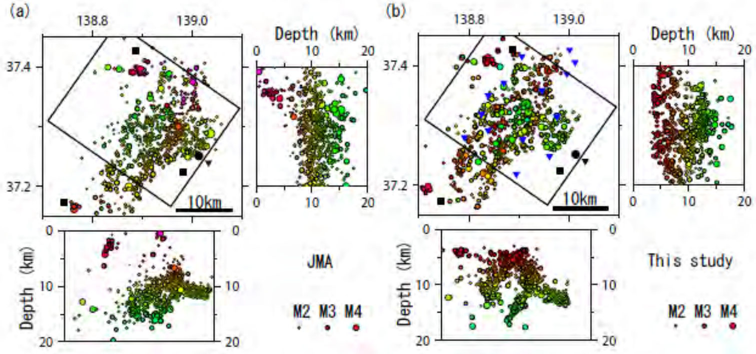
屈折トモグラフィによる海陸統合測線(T1+TA)の P 波速度構造断面（上）と地質解釈断面（下）

d.に関する検討（地震基盤深さが変化する領域での地震）

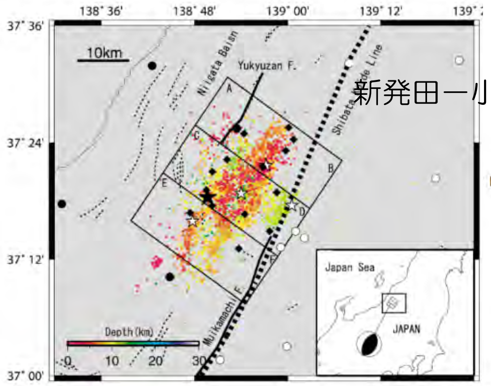
- 中越地震については，気象庁一元化震源による余震分布の鉛直断面図からは地震断層面を示すような面状の分布が見られず，ｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝ解析における初期条件の任意性が高く，多様な震源モデルが提案されたと考えられる。
- Sakai et al.(2005)では，新発田－小出線の東西で異なる速度構造を用いて震源決定を行い，余震分布の線状配列を見出している。この余震分布によると本震断層面の上端深さは約5km程度である。
- 敷地周辺では，上端深さ6km程度であり，東に向かって基盤が浅くなるKato et al.(2009)の検討結果と整合している。
- 一方，中越地震のｼﾐｭﾚｰｼｮﾝに用いた神原ほか(2006)による震源モデルにおいて，すべり量の大きい領域の上端深さは約5km程度であり，地震動評価上のアスペリティ設定位置（上端6km）と概ね整合していると考えられる。
- 敷地周辺に分布する主な活断層は，中越地震の震源域の西側であり，Kato et al.(2009)の速度構造によると西に深くなる傾向を踏まえると，地震発生層上端深さは一様に6kmと想定することは妥当であると考えられる。



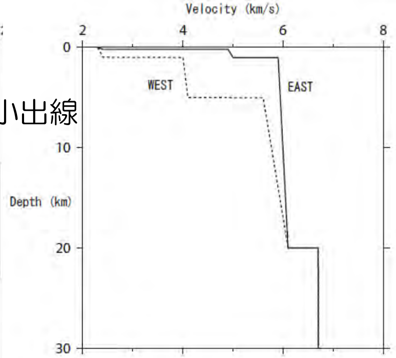
図a.J-SHISによる地震基盤分布と神原ほか(2006)の断層面



図d.気象庁一元化震源(a)と緊急余震観測点を用いて決めた震源(b)

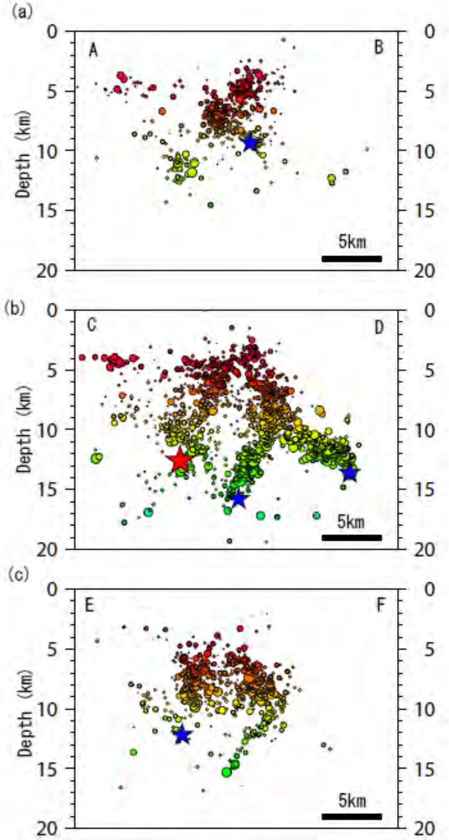


図b.震央分布と観測点配置
★：本震
☆：M6級の余震
●緊急余震観測点
○テレメータ観測点
新発田－小出線を境にして観測点ごとに震源決定に用いる速度構造を変えている。



図c.震源決定に用いた一次元速度構造

新発田－小出線を境にして，北西側に位置する観測点では点線の速度構造，南東側に位置する観測点では実線の速度構造を用いて震源決定を実施



図e.緊急余震観測点を用いて決めた震源の鉛直断面図

図b～e：Sakai et al.（2005）より抜粋（一部加筆・修正）

1．2004年新潟県中越地震，2007年新潟県中越沖地震

2．「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の想定地震

3．土木学会（2002）の地震規模設定方法について

4．孤立した短い活断層の地震規模について

5．活断層の分布と地震発生層上端深さについて

6．長大断層のパラメータ設定方法について

■ 強震動予測レシピにおいては，長大断層の断層パラメータの設定手法は確立されていない状況であり，注意が必要であることが指摘されている。
■ したがって，長大断層の断層パラメータの設定においては，複数の方法で主要なパラメータを設定し，モデルの妥当性・過小評価になっていないことを確認する。
①アスペリティ面積比が既往の知見として知られる15%～27%を著しく超えないこと。
②アスペリティの応力降下量が，他の方法と比較して著しく低い値となっていないこと。
■ 設定方法を表１に示す。
なお，S-M_0の関係式は適用範囲に応じて入倉・三宅(2001)あるいはMurotani et al.(2010)を選択。

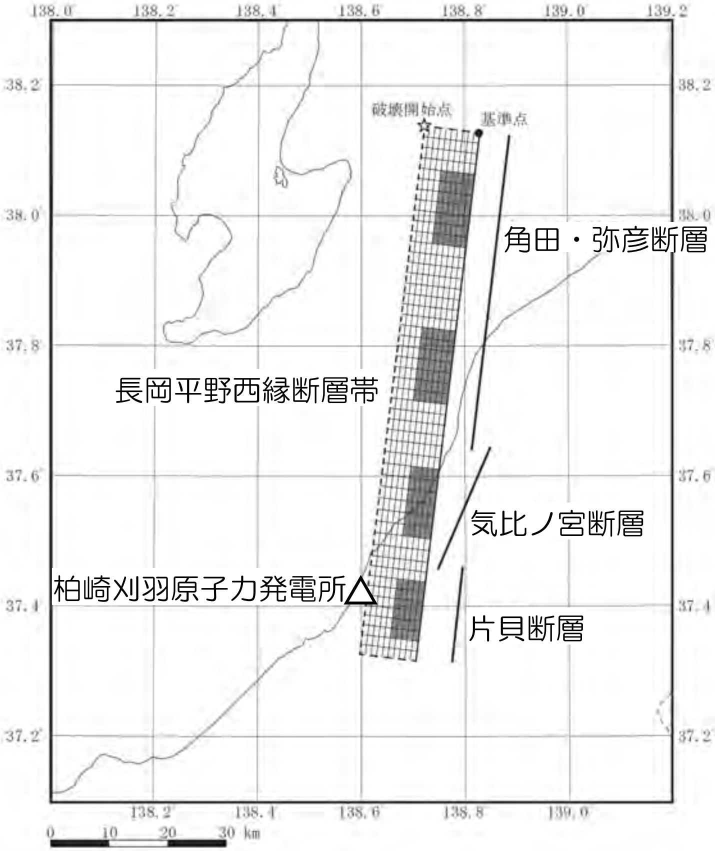
表１．長大断層の断層パラメータの設定手法

方法	方法１	方法1'	方法２	方法３	方法４
概要	無限長の地表垂直縦ずれ断層の式を用いた方法	平均応力降下量を一定値と仮定＋長岡平野西縁断層帯で採用した値（無限長の地表垂直縦ずれ断層の式より算定）	円形クラックの式（Eshelby(1957)）を用いた方法	地震本部(2005）が山崎断層（横ずれ）の評価で用いた方法	中越沖地震の拡張
備考				・長大な横ずれ断層の知見を用いた方法	・中越沖地震は，海域で発生した地震であることを踏まえ，海域の地震の評価に適用 ・中越沖地震の知見である応力降下量1.5倍の効果を取り込んで設定するもの

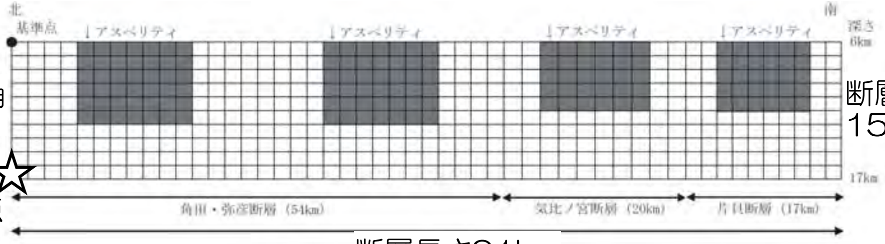
長岡平野西縁断層帯（断層長さ91km）

長岡平野西縁断層帯，長岡平野西縁断層帯で応力降下量の不確かさ考慮

平面図



断面図



傾斜角
50°

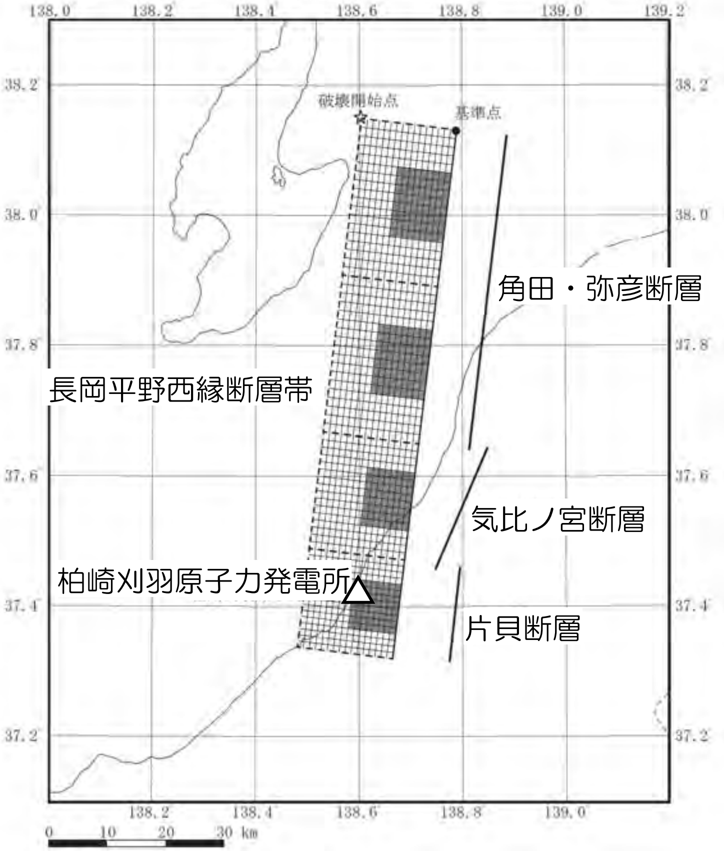
破壊
開始点

断層幅
15km

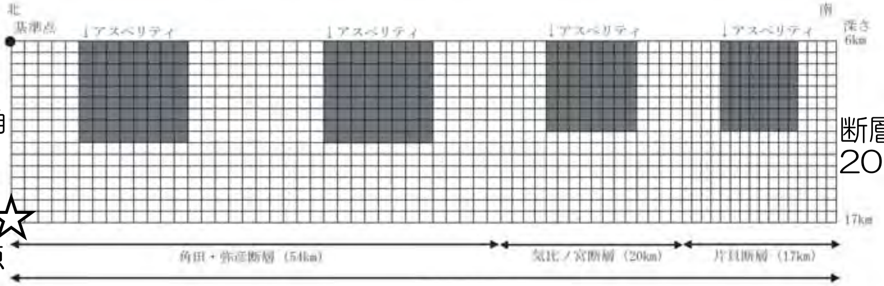
断層長さ91km

長岡平野西縁断層帯で断層傾斜角の不確かさ考慮

平面図



断面図



傾斜角
35°

破壊
開始点

断層幅
20km

断層長さ91km

断層パラメータの設定フロー

■ 微視的断層パラメータは，地質調査結果，強震動予測レシピおよび以下の考え方に基づき設定。
①佐藤ほか(1989)による無限長の地表垂直縦ずれ断層の式により平均応力降下量を算定。
②応力降下量の不確かさを考慮したケースでは，中越沖地震の知見を踏まえ，強震動予測レシピから求められた値の1.5倍を考慮。

長岡平野西縁断層帯，長岡平野西縁断層帯で応力降下量の不確かさ考慮

断層面積S　1365 km^2

↓ ← $M_0=(S/4.24\times10^{11})^2\times10^{-7}$
　：入倉・三宅(2001)

地震モーメントM_0　1.0×10^{20} N·m

↓ ← $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$
　：壇ほか(2001)

短周期レベルA　2.5×10^{19} N·m/s^2

↓ ← $\Delta\sigma=8/(3\pi)M_0/(LW^2)$
　：無限長の地表垂直縦ずれ断層の式
← $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$

アスペリティの面積S_a　373 km^2

↓ ← $\Delta\sigma_{a0}=(S/S_a)\Delta\sigma$ ：Madariaga(1979)
← （応力降下量1.5倍考慮） $\Delta\sigma_a=\Delta\sigma_{a0}\times1.5$
　：中越沖地震の知見

ｱｽﾍﾟﾘﾃｨの応力降下量$\Delta\sigma_a$
（断層長さの不確かさ考慮）:16 MPa
（断層長さ及び応力降下量の不確かさ考慮）:24 MPa

長岡平野西縁断層帯で断層傾斜角の不確かさ考慮

断層面積S　1820 km^2

↓ ← $M_0=(S/4.24\times10^{11})^2\times10^{-7}$
　：入倉・三宅(2001)

地震モーメントM_0　1.8×10^{20} N·m

↓ ← $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$
　：壇ほか(2001)

短周期レベルA　3.0×10^{19} N·m/s^2

↓ ← $\Delta\sigma=8/(3\pi)M_0/(LW^2)$
　：無限長の地表垂直縦ずれ断層の式
← $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$

アスペリティの面積S_a　452 km^2

↓ ← $\Delta\sigma_{a0}=(S/S_a)\Delta\sigma$
　：Madariaga(1979)

ｱｽﾍﾟﾘﾃｨの応力降下量$\Delta\sigma_a$　17 MPa

断層パラメータの設定手法について
長岡平野西縁断層帯

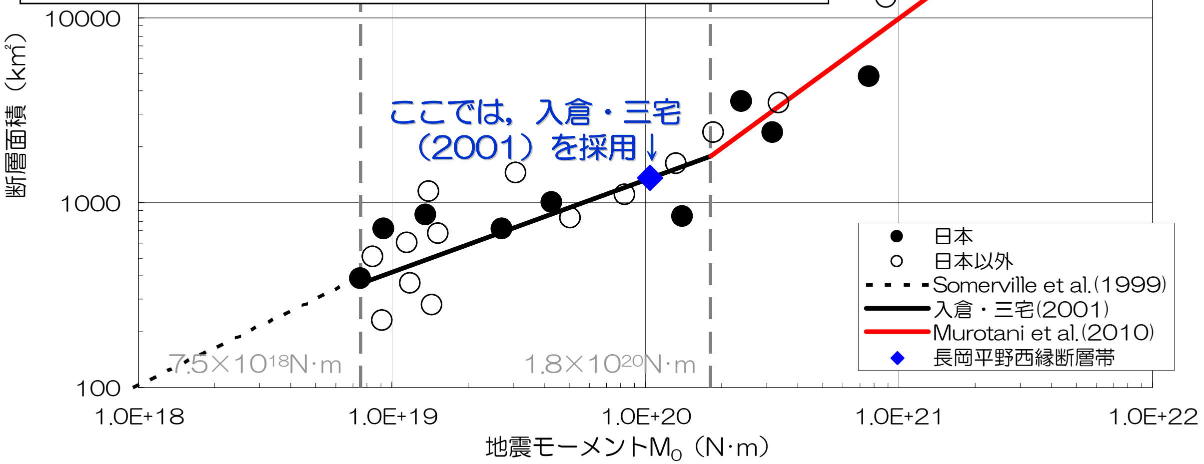
- 長岡平野西縁断層帯は，断層長さが91kmの長大断層であり，強震動予測レシピでは，このような長大断層においては断層パラメータの設定に注意が必要であることが指摘されている。
- ここでは，複数の方法で次のパラメータを設定し，その妥当性について検討。①断層面積S，②地震モーメントM_0，③短周期レベルA，④断層全体の応力降下量$\Delta\sigma$，⑤アスペリティの面積S_a，⑥アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$

S-M_0の関係は以下による。

$S \propto M_0^{2/3}$（$M_0 \leqq 7.5\times10^{18}$N·m）∝L,W,D
　$S=2.23\times10^{-15}\times M_0^{2/3}$　（Somerville et al.(1999)）

$S \propto M_0^{1/2}$（$M_0 > 7.5\times10^{18}$N·m）∝L,D（W fixed）
　$S=4.24\times10^{-11}\times M_0^{1/2}$　（入倉・三宅(2001)）

$S \propto M_0^{1/1}$（$M_0 \geqq 1.8\times10^{20}$N·m）∝L（D&W fixed）
　$S=1.00\times10^{-17}\times M_0^{1/1}$　（Murotani et al.(2010)）



方法1

無限長の地表垂直縦ずれ断層の式を用いた方法

① S
↓ $M_0=(S/4.24\times10^{11})^2\times10^{-7}$ ：入倉・三宅(2001)
② M_0
↓ $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$ ：壇ほか(2001)
③ A
↓ ④ $\Delta\sigma=8/(3\pi)M_0/(LW^2)$ ：無限長の地表垂直縦ずれ断層の式
↓ $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$
⑤ S_a
↓ $\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$ ：Madariaga(1979)
⑥ $\Delta\sigma_a$

方法2

円形クラックの式を用いた方法

① S
↓ $M_0=(S/4.24\times10^{11})^2\times10^{-7}$ ：入倉・三宅(2001)
② M_0
↓ $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$ ：壇ほか(2001)
③ A
↓ ④ $\Delta\sigma=7/16\times M_0/(S/\pi)^{1.5}$ ：円形クラックの式（Eshelby(1957)）
↓ $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$
⑤ S_a
↓ $\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$ ：Madariaga(1979)
⑥ $\Delta\sigma_a$

方法3

地震本部（2005）が山崎断層（横ずれ）の評価で用いた方法

① S
↓ $M_0=(S/4.24\times10^{11})^2\times10^{-7}$ ：入倉・三宅(2001)
② M_0
↓ $S_a=0.22S$ ：Somerville et al.(1999)
⑤ S_a
↓ ④ $\Delta\sigma=3.1$MPa ：Fujii and Matsu'ura(2000)
↓ $\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$ ：Madariaga(1979)
⑥ $\Delta\sigma_a$
↓ $A=4\pi(S_a/\pi)^{0.5}\Delta\sigma_a\beta^2$ ：壇ほか(2002) ：参考値として算定
③ A

断層パラメータの設定手法について
長岡平野西縁断層帯

- 断層傾斜角50° を仮定し，それぞれの方法で設定したパラメータを下表に示す。
- 採用した方法１は，方法２・方法３により設定したパラメータと比較しても同程度の値となっており，過小評価にはなっていないことが確認できる。

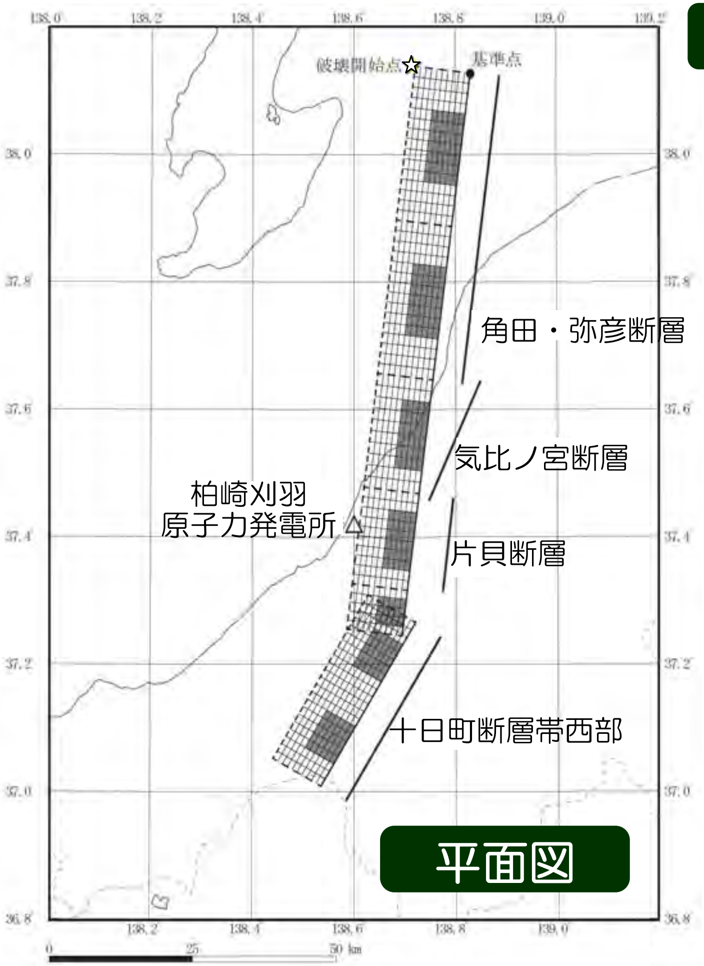
採用

パラメータ	単位	方法1	方法2	方法3
断層長さ　L	km	91	91	91
断層幅　W	km	15	15	15
断層面積　S	km²	1365	1365	1365
地震モーメント　M_O	N·m	1.04×10^{20}	1.04×10^{20}	1.04×10^{20}
短周期レベル　A	N·m/s²	2.49×10^{19}	2.49×10^{19}	2.00×10^{19}
断層全体の応力降下量　$\Delta\sigma$	MPa	4.3	5.0	3.1
アスペリティの面積　S_a	km²	373	506	300
アスペリティの応力降下量　$\Delta\sigma_a$	MPa	15.7	13.5	14.1
アスペリティ面積比　S_a／S		0.27	0.37	0.22

長岡平野西縁断層帯〜十日町断層帯西部（断層長さ132km）

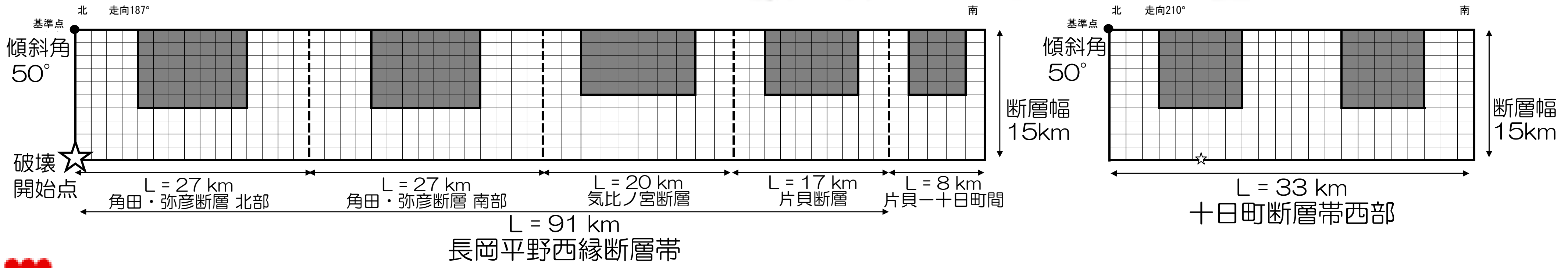
断層モデル

連動考慮，
連動及び応力
降下量の不確
かさ考慮



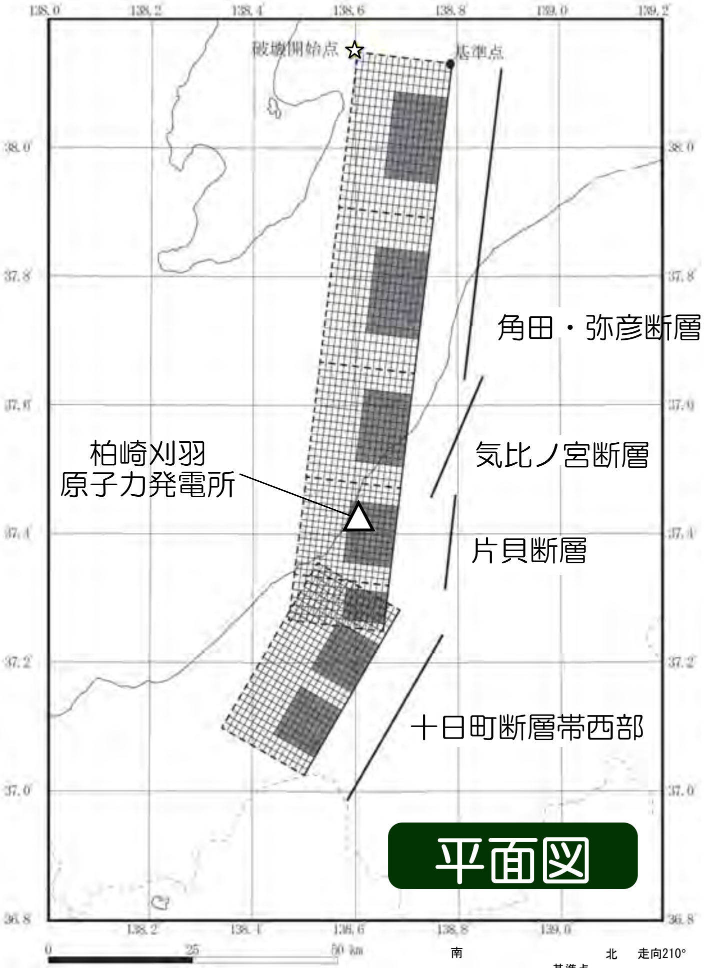
平面図

断面図

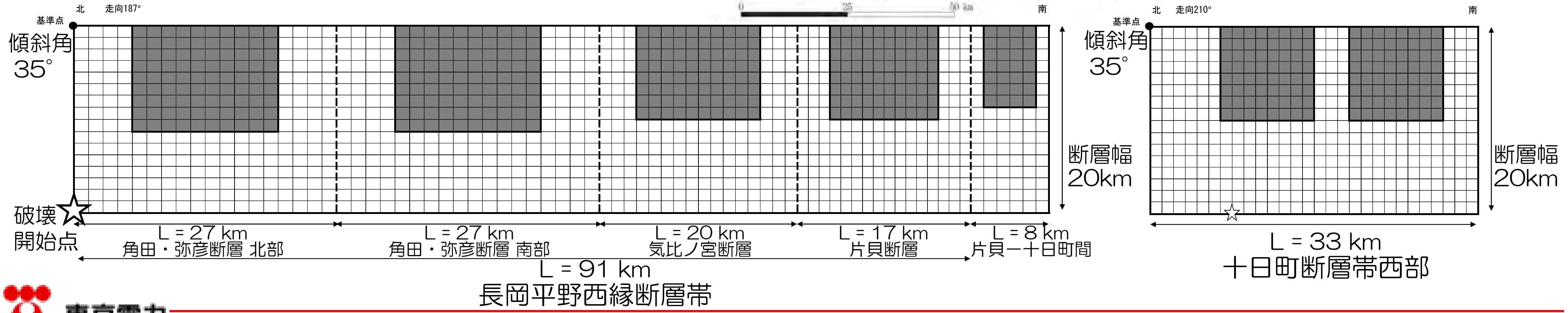


断層モデル

連動及び断層傾斜角の不確かさ考慮



断面図



断層パラメータの設定フロー

■ 微視的断層パラメータは，強震動予測レシピおよび以下の考え方に基づき設定。
①長大断層を対象としているMurotani et al.(2010)のスケーリングを採用。
②地震本部の長大断層の評価と同様，平均応力降下量を一定値と仮定。長岡平野西縁断層帯の評価で採用した4.3MPaと設定。

連動考慮，連動及び応力降下量の不確かさ考慮

断層面積S　1980 km^2

↓ ← $S=1.00\times10^{-17}\times M_0$
：Murotani et al.(2010)

地震モーメントM_0　1.98×10^{20} N·m

↓ ← $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$
：壇ほか(2001)

短周期レベルA　3.1×10^{19} N·m/s^2

↓ ← $\Delta\sigma$=4.3MPa
：長岡平野西縁断層帯と同様の値
← $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$

アスペリティの面積S_a　510.3 km^2

↓ ← $\Delta\sigma_{a0}=(S/S_a)\Delta\sigma$ ：Madariaga(1979)
← (応力降下量1.5倍考慮）$\Delta\sigma_a=\Delta\sigma_{a0}\times1.5$
：中越沖地震の知見

アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$
（連動考慮）:16.7 MPa
（連動及び応力降下量の不確かさ考慮）:25.0 MPa

連動及び断層傾斜角の不確かさ考慮

断層面積S　2640 km^2

↓ ← $S=1.00\times10^{-17}\times M_0$
：Murotani et al.(2010)

地震モーメントM_0　2.64×10^{20} N·m

↓ ← $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$
：壇ほか(2001)

短周期レベルA　3.4×10^{19} N·m/s^2

↓ ← $\Delta\sigma$=4.3MPa
：長岡平野西縁断層帯と同様の値
← $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$

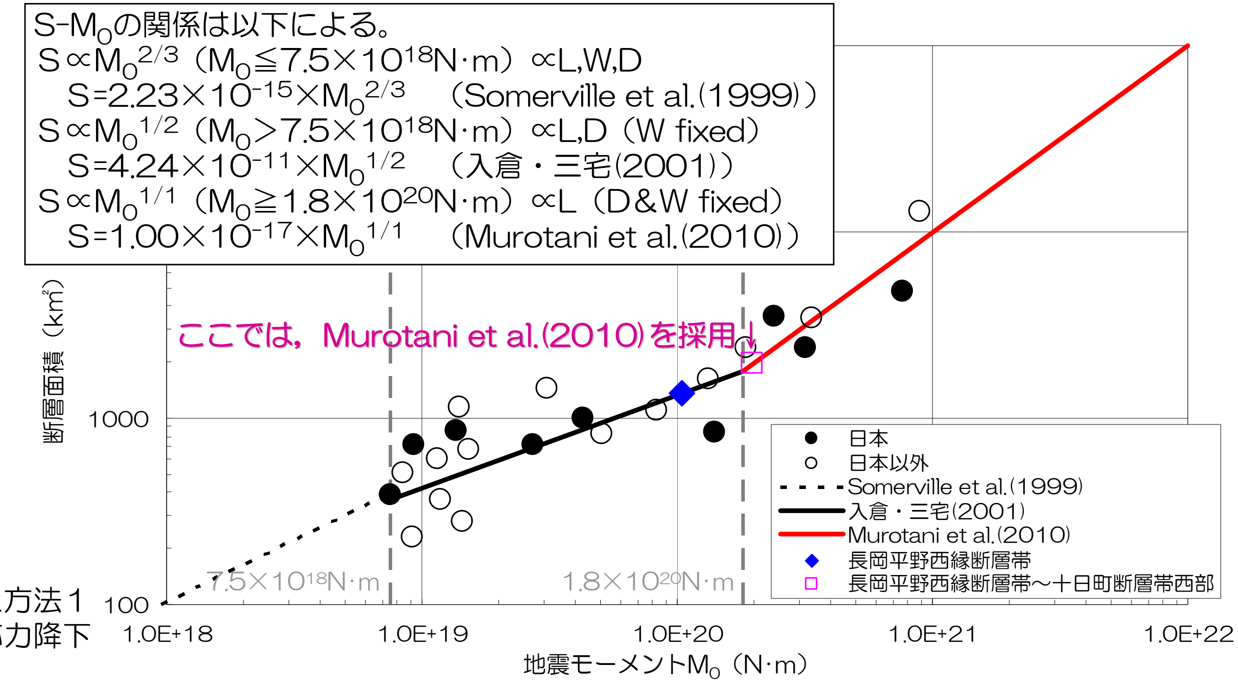
アスペリティの面積S_a　748.8 km^2

↓ ← $\Delta\sigma_{a0}=(S/S_a)\Delta\sigma$
：Madariaga(1979)

アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$　15.2 MPa

断層パラメータの設定手法について
長岡平野西縁断層帯～十日町断層帯西部

- 長岡平野西縁断層帯～十日町断層帯西部は，断層長さが132kmの長大断層となる。
- ここでは，複数の方法で次のパラメータを設定し，その妥当性について検討。①断層面積S，②地震モーメントM_0，③短周期レベルA，④断層全体の応力降下量$\Delta\sigma$，⑤アスペリティの面積S_a，⑥アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$



方法1,方法1'

長岡平野西縁断層帯の評価で採用した方法１ではモデル設定が困難なため，平均応力降下量に④'式を用いる方法１'を考案

① S
↓ $S=1.00\times10^{-17}\times M_0$ ：Murotani et al.(2010)

② M_0
↓ $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$ ：壇ほか(2001)

③ A
↓ ④ $\Delta\sigma=8/(3\pi)M_0/(LW^2)$ ：無限長の地表垂直縦ずれ断層の式

↓ ④' $\Delta\sigma$=4.3MPa :長岡平野西縁断層帯と同じ値

↓ $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$

⑤ S_a
↓ $\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$ ：Madariaga(1979)

⑥ $\Delta\sigma_a$

方法2

円形クラックの式を用いた方法

① S
↓ $S=1.00\times10^{-17}\times M_0$ ：Murotani et al.(2010)

② M_0
↓ $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$ ：壇ほか(2001)

③ A
↓ ④ $\Delta\sigma=7/16\times M_0/(S/\pi)^{1.5}$ ：円形クラックの式（Eshelby(1957)）

↓ $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$

⑤ S_a
↓ $\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$ ：Madariaga(1979)

⑥ $\Delta\sigma_a$

方法3

地震本部（2005）が山崎断層（横ずれ）の評価で用いた方法

① S
↓ $S=1.00\times10^{-17}\times M_0$ ：Murotani et al.(2010)

② M_0
↓ $S_a=0.22S$ ：Somerville et al.(1999)

⑤ S_a
↓ ④ $\Delta\sigma$=3.1MPa ：Fujii and Matsu'ura(2000)

↓ $\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$ ：Madariaga(1979)

⑥ $\Delta\sigma_a$
↓ $A=4\pi(Sa/\pi)^{0.5}\Delta\sigma_a\beta^2$ ：壇ほか(2002) ：参考値として算定

③ A

断層パラメータの設定手法について
長岡平野西縁断層帯～十日町断層帯西部

■ 断層傾斜角50° を仮定し，それぞれの方法で設定したパラメータを下表に示す。
■ 方法１，方法２では，アスペリティ面積比が40%を超え，既往の知見として知られる15%～27%を大きく上回る。今回採用した方法1'は，アスペリティ面積比の問題も改善され，長大な横ずれ断層の知見を用いたものではあるが方法３と比較しても遜色ない値となっていることが確認できる。

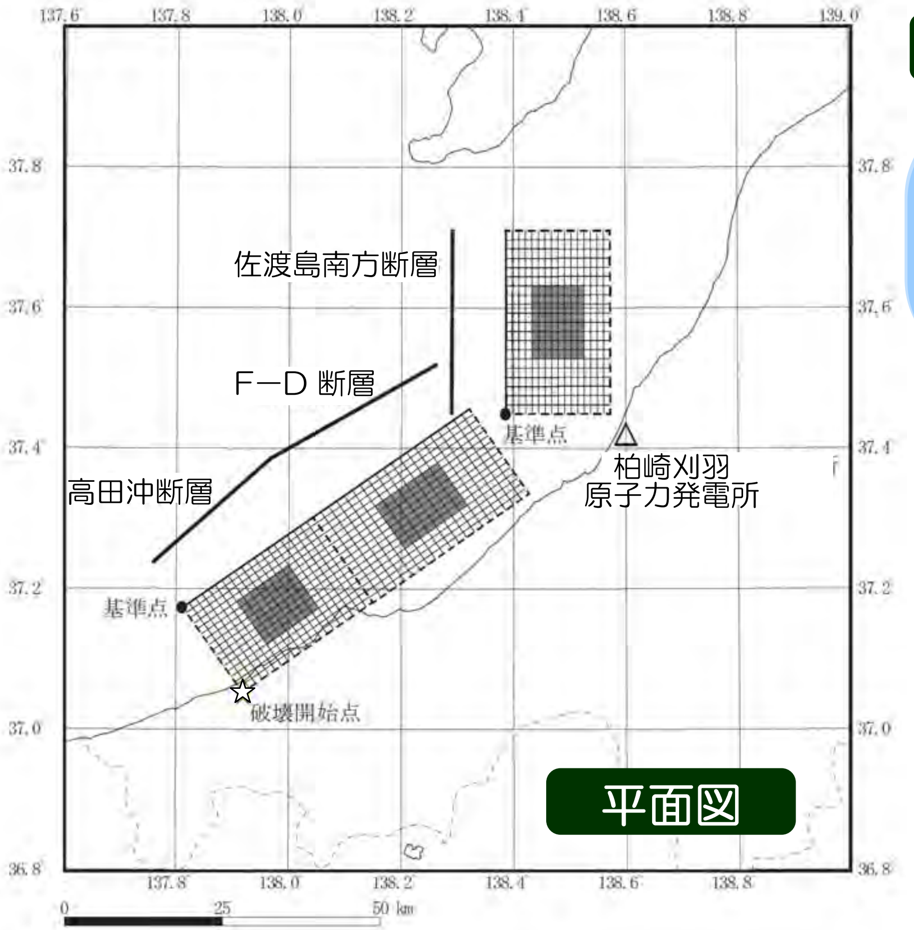
採用

パラメータ	単位	方法1	方法1'	方法2	方法3
断層長さ　L	km	132	132	132	132
断層幅　W	km	15	15	15	15
断層面積　S	km^2	1980	1980	1980	1980
地震モーメント　M_0	N·m	1.98×10^{20}	1.98×10^{20}	1.98×10^{20}	1.98×10^{20}
短周期レベル　A	N·m/s²	3.09×10^{19}	3.09×10^{19}	3.09×10^{19}	2.41×10^{19}
断層全体の応力降下量　$\Delta\sigma$	MPa	5.7	4.3	5.5	3.1
アスペリティの面積　S_a	km^2	884	510	827	436
ｱｽﾍﾟﾘﾃｨの応力降下量　$\Delta\sigma_a$	MPa	12.7	16.7	13.1	14.1
アスペリティ面積比　S_a/S		0.45	0.26	0.42	0.22

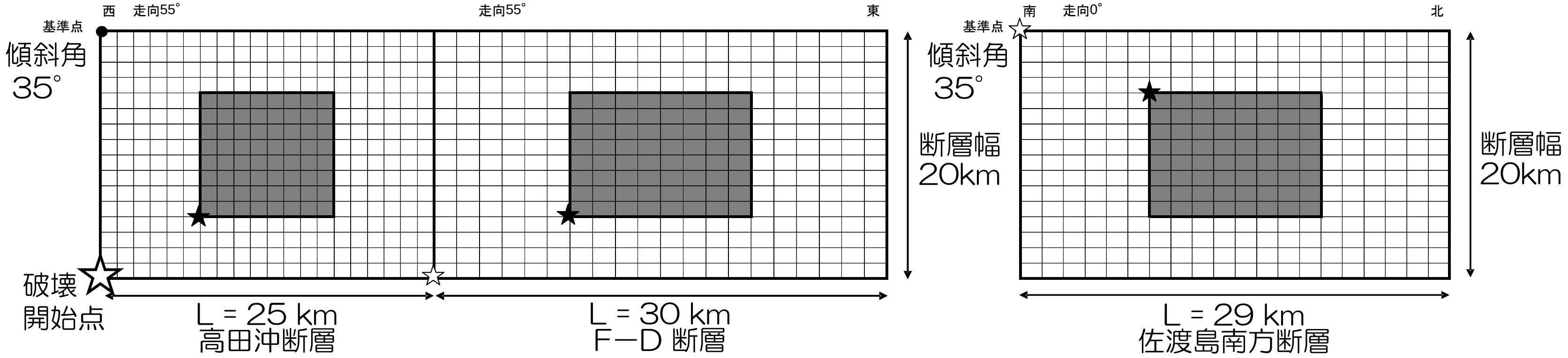
佐渡島南方断層～F-D断層～高田沖断層（断層長さ84km）

断層モデル

佐渡島南方断層～高田沖断層の連動考慮



断面図



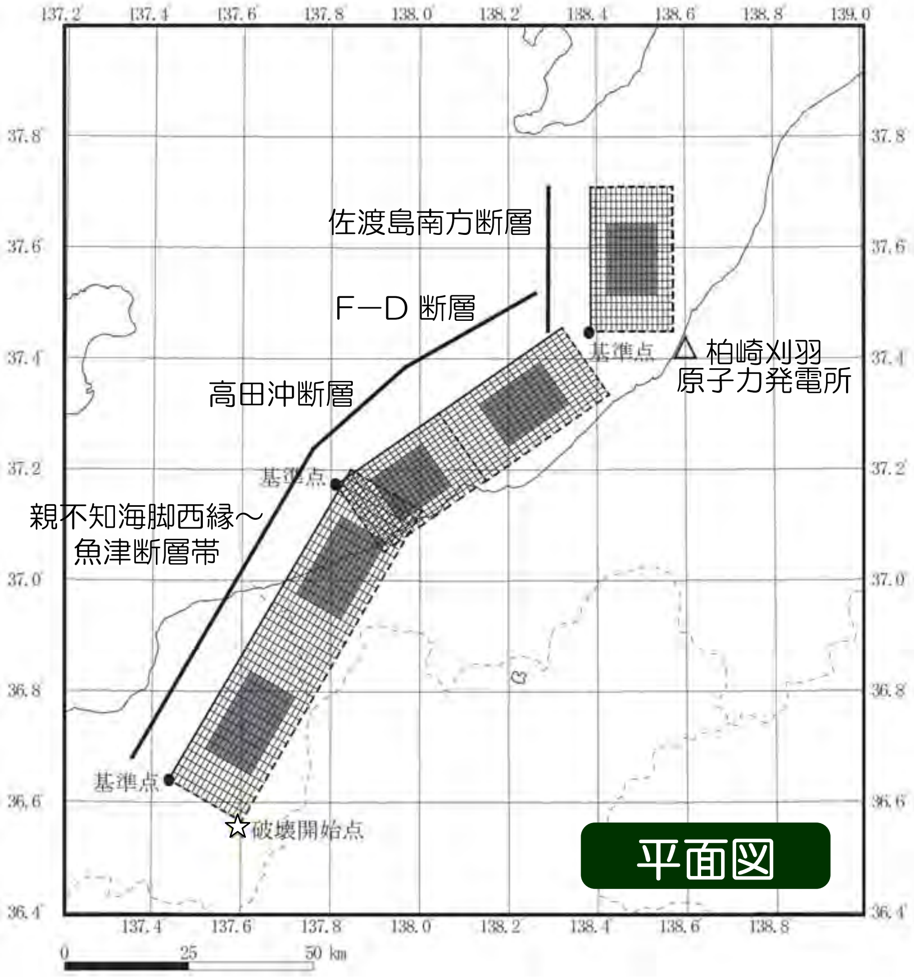
東京電力

佐渡島南方断層～魚津断層帯（断層長さ156km）

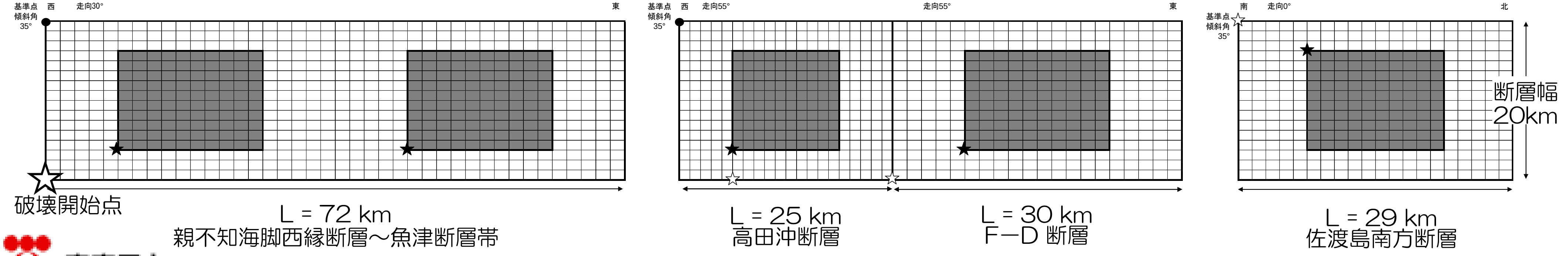
断層モデル

佐渡島南方断層～魚津断層帯の連動考慮

平面図



断面図



断層パラメータの設定フロー

- 佐渡島南方断層～高田沖断層（断層長さ84km）の連動ケースの微視的断層パラメータは，中越沖地震の震源インバージョン結果に基づき，中越沖地震のモデルを拡張し，応力降下量1.5倍の効果を取り込み設定。
- 佐渡島南方断層～魚津断層帯（断層長さ156km）の連動ケースの微視的断層パラメータは，著しく長大となることから，陸域の地震動評価で採用した方法と同様の考え方で設定した上で，応力降下量1.5倍を考慮

佐渡島南方断層～高田沖断層の連動考慮（左：連動考慮，右：中越沖地震）

佐渡島南方断層～高田沖断層の連動考慮		中越沖地震
断層面積 $S'=84km\times20km$	← k 倍	断層面積 $S=27km\times20km$
↓ $M_0\propto S^2$←断層幅が地震発生層を飽和している場合のスケーリング則		
地震モーメント $M_0'=9.0\times10^{19}$ N·m	← k^2 倍	地震モーメント $M_0=9.3\times10^{18}$ N·m
↓		
アスペリティの面積 $S_a'=317.1$ km^2	← k 倍	アスペリティの面積 $S_a=101$ km^2
↓		
ｱｽﾍﾟﾘﾃｨの短周期ﾚﾍﾞﾙ $A_a'=3.9\times10^{19}$N·m/s^2	← $k^{2/3}$ 倍 $A\propto M_0^{1/3}$：壇ほか(2001)	ｱｽﾍﾟﾘﾃｨの短周期ﾚﾍﾞﾙ $A_a=1.8\times10^{19}$N·m/s^2
↓ $A=4\pi(S_a/\pi)^{0.5}\Delta\sigma_a\beta^2$：壇ほか(2002)		
ｱｽﾍﾟﾘﾃｨの応力降下量 $\Delta\sigma_a'=26.7$ MPa	↔ 同等以上	ｱｽﾍﾟﾘﾃｨの応力降下量 $\Delta\sigma_a=20$～25MPa

※k=S'/S（面積比）=3.11

佐渡島南方断層～魚津断層帯の連動考慮

断層面積S　3120 km^2

↓ ← $S=1.00\times10^{-17}\times M_0$：Murotani et al.(2010)

地震モーメントM_0　3.12×10^{20} N·m

↓ ← $A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$：壇ほか(2001)

短周期レベルA　3.6×10^{19} N·m/s^2

↓ ← $\Delta\sigma=4.3$MPa：長岡平野西縁断層帯と同様の値
← $S_a=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$

アスペリティの面積S_a　936 km^2

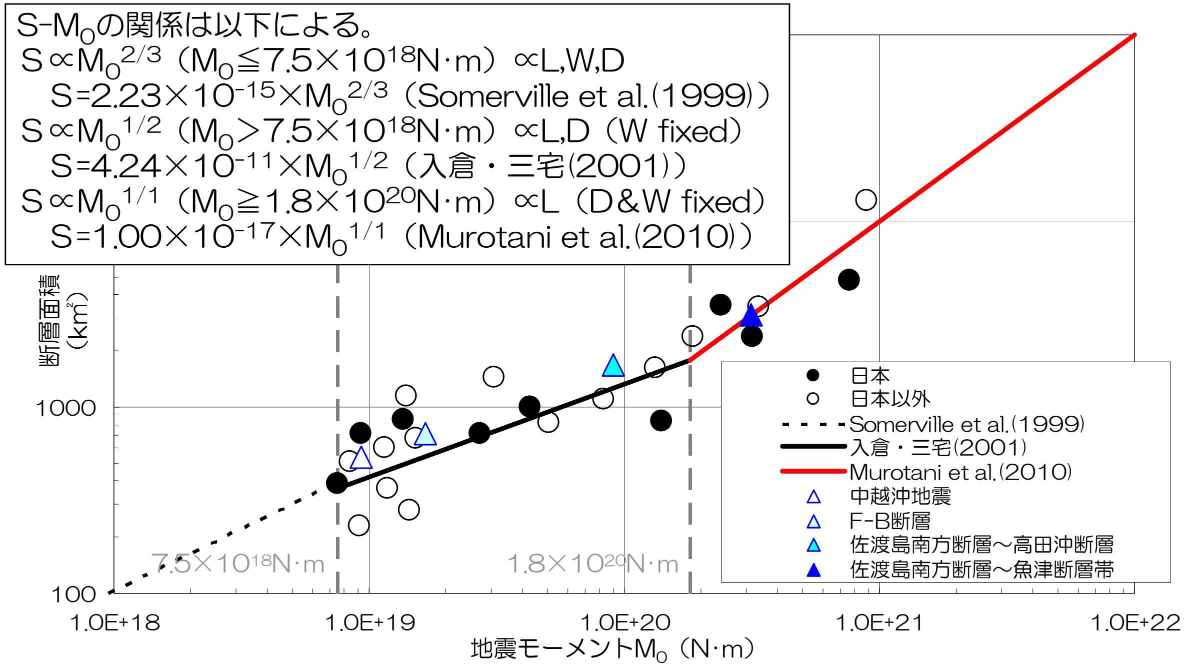
↓ ← $\Delta\sigma_{a0}=(S/S_a)\Delta\sigma$：Madariaga(1979)
← $\Delta\sigma_a=\Delta\sigma_{a0}\times1.5$：中越沖地震の知見

ｱｽﾍﾟﾘﾃｨの応力降下量$\Delta\sigma_a$　21.5 MPa

東京電力 TEPCO

断層パラメータの設定手法について
佐渡島南方断層～高田沖断層の連動

- 佐渡島南方断層～高田沖断層は，断層長さが84kmの長大断層であるため，複数の方法で次のパラメータを設定し，その妥当性について検討。①断層面積S，②地震モーメントM_0，③短周期レベルA，④断層全体の応力降下量$\Delta\sigma$，⑤アスペリティの面積S_a，⑥アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$



用いる関係式は以下のとおり。

入倉・三宅(2001)：

$M_0=(S/4.24\times10^{11})^2\times10^{-7}$ ···(1)式

壇ほか(2001)：

$A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$ ···(2)式

Somerville et al.(1999)：

$Sa=0.22\ S$ ···(3)式

無限長の地表垂直縦ずれ断層の式：

$\Delta\sigma=8/(3\pi)M_0/(LW^2)$ ··· (4)式

円形クラックの式（Eshelby(1957)）：

$\Delta\sigma=7/16\times M_0/(S/\pi)^{1.5}$ ··· (5)式

Fujii and Matsu'ura(2000)：

$\Delta\sigma=3.1$MPa ··· (6)式

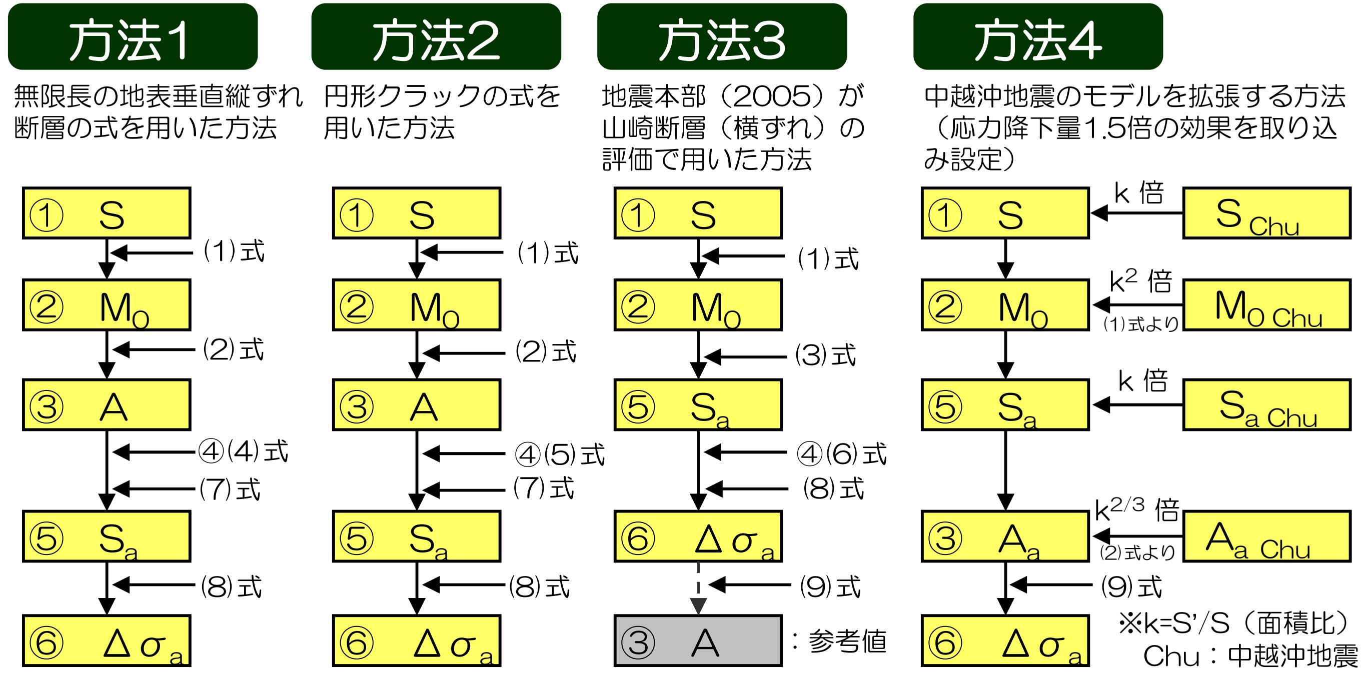
$Sa=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$ ··· (7)式

Madariaga(1979)：

$\Delta\sigma a=(S/Sa)\Delta\sigma$ ··· (8)式

壇ほか(2002)：

$A=4\pi(Sa/\pi)^{0.5}\Delta\sigma a\beta^2$ ··· (9)式



断層パラメータの設定手法について
佐渡島南方断層～高田沖断層の連動

■ それぞれの方法で設定した主なパラメータを下表に示す。
■ 採用した方法4は，方法1と比較しても同程度の値であり，また，長大な横ずれ断層の知見を用いたものではあるが方法3と比較しても同程度以上の値となっていることが確認できる。なお，方法2では，アスペリティ面積比が40%を超え，既往の知見として知られる15%～27%を大きく上回る。

採用

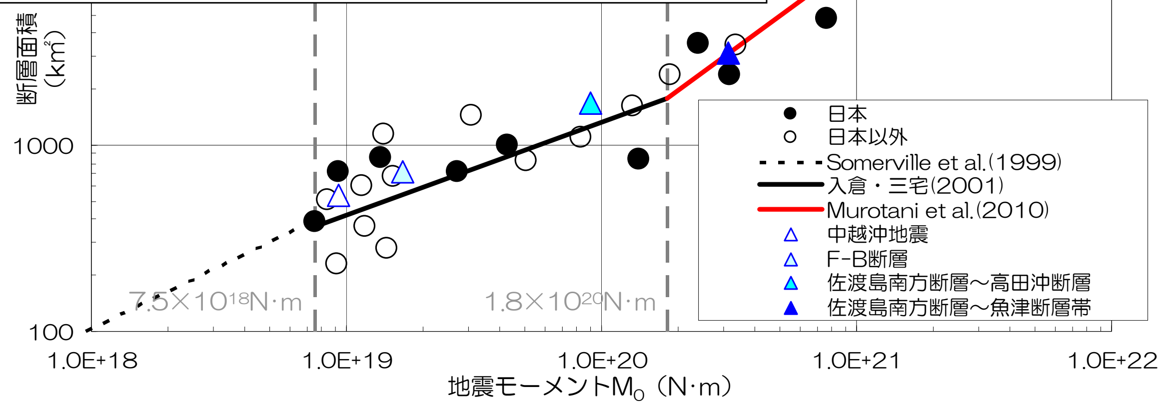
パラメータ	単位	方法1	方法2	方法3	方法4
断層長さ　L	km	84	84	84	84
断層幅　W	km	20	20	20	20
断層面積　S	km²	1680	1680	1680	1680
地震モーメント　M_0	N·m	1.6×10^{20}	1.6×10^{20}	1.6×10^{20}	9.0×10^{19}
短周期レベル　A	$N\cdot m/s^2$	2.9×10^{19}	2.9×10^{19}	2.2×10^{19}	3.9×10^{19}
断層全体の応力降下量　$\Delta\sigma$	MPa	4.0	5.6	3.1	－
アスペリティの面積　S_a	km²	365	715	370	317
アスペリティの応力降下量　$\Delta\sigma_a$	MPa	18.3 （27.4）	13.0 （19.6）	14.1 （21.1）	26.7
アスペリティ面積比　S_a/S		0.22	0.43	0.22	0.19
備考		長岡平野西縁断層帯（91km）の設定で用いた方法，1.5倍のケースは方法4と同程度。	アスペリティの面積比が15%～27%を大きく上回る。	長大な横ずれ断層の知見を用いた方法で，応力降下量はやや小さい。	採用した方法であり，方法1と同程度。

（　）内は，中越沖地震を踏まえて応力降下量1.5倍を考慮した値

断層パラメータの設定手法について
佐渡島南方断層～魚津断層帯の連動

- 佐渡島南方断層～魚津断層帯は，断層長さが154kmの長大断層であるため，複数の方法で次のパラメータを設定し，その妥当性について検討。①断層面積S，②地震モーメントM_0，③短周期レベルA，④断層全体の応力降下量$\Delta\sigma$，⑤アスペリティの面積S_a，⑥アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$

S-M_0の関係は以下による。
$S \propto M_0^{2/3}$（$M_0 \leqq 7.5\times10^{18}$N·m）∝L,W,D
$S=2.23\times10^{-15}\times M_0^{2/3}$（Somerville et al.(1999)）
$S \propto M_0^{1/2}$（$M_0 > 7.5\times10^{18}$N·m）∝L,D（W fixed）
$S=4.24\times10^{-11}\times M_0^{1/2}$（入倉・三宅(2001)）
$S \propto M_0^{1/1}$（$M_0 \geqq 1.8\times10^{20}$N·m）∝L（D&W fixed）
$S=1.00\times10^{-17}\times M_0^{1/1}$（Murotani et al.(2010)）



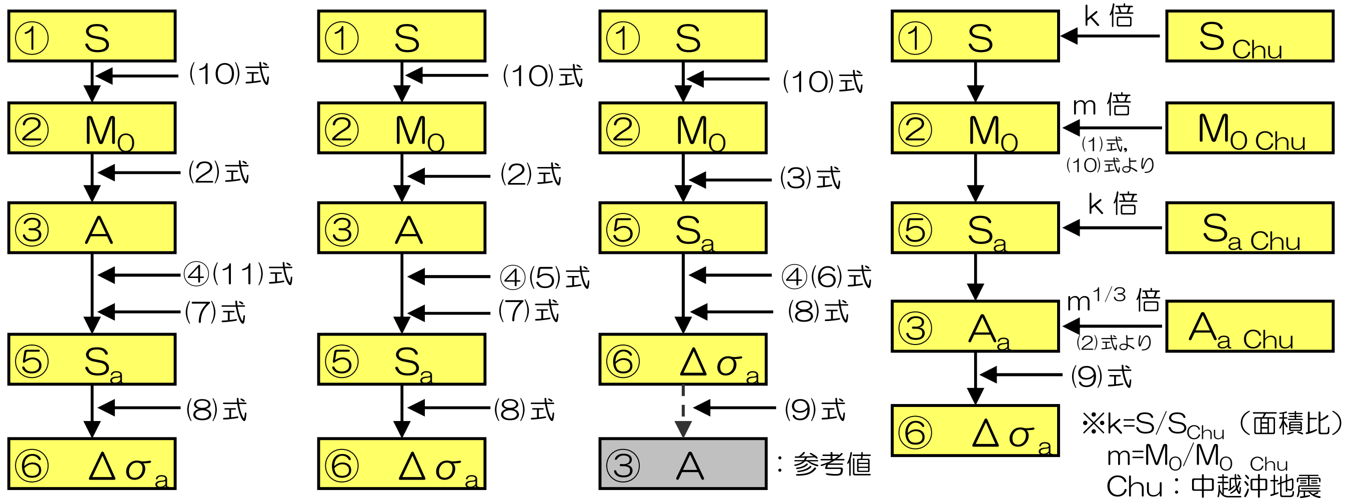
用いる関係式は以下のとおり。
入倉・三宅(2001)：
$M_0=(S/4.24\times10^{11})^2\times10^{-7}$ ・・・(1)式
壇ほか(2001)：
$A=2.46\times10^{17}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$ ・・・(2)式
Somerville et al.(1999)：
$Sa=0.22\ S$ ・・・(3)式
無限長の地表垂直縦ずれ断層の式：
$\Delta\sigma=8/(3\pi)M_0/(LW^2)$ ・・・(4)式
円形クラックの式（Eshelby(1957)）：
$\Delta\sigma=7/16\times M_0/(S/\pi)^{1.5}$ ・・・(5)式
Fujii and Matsu'ura(2000)：
$\Delta\sigma=3.1$MPa ・・・(6)式
$Sa=16\pi\beta^4S^2\Delta\sigma^2/A^2$ ・・・(7)式
Madariaga(1979)：
$\Delta\sigma a=(S/Sa)\Delta\sigma$ ・・・(8)式
壇ほか(2002)：
$A=4\pi(Sa/\pi)^{0.5}\Delta\sigma a\beta^2$ ・・・(9)式
Murotani et al.(2010)
$S=1.00\times10^{-17}\times M_0^{1/1}$ ・・・(10)式
長岡平野西縁断層帯と同様の値
$\Delta\sigma=4.3$MPa ・・・(11)式

方法1'
長岡平野西縁断層帯と同様の平均応力降下量を用いた方法

方法2
円形クラックの式を用いた方法

方法3
地震本部（2005）が山崎断層（横ずれ）の評価で用いた方法

方法4
中越沖地震のモデルの拡張＋Murotani et al.(2010)を考慮した方法



※k=S/S_{Chu}（面積比）
m=M_0/$M_{0\ Chu}$
Chu：中越沖地震

東京電力

断層パラメータの設定手法について
佐渡島南方断層～魚津断層帯の連動

- それぞれの方法で設定した主なパラメータを下表に示す。
- 採用した方法1'は，アスペリティの面積比が30%とやや既往の知見と比較すると大きいものの，方法2,3と比較して，過小評価にはなっていないことが確認できる。
- 方法4については，対象とする断層長さLが156kmと，入倉・三宅（2001）の適用範囲を超えていることから，中越沖地震（断層長さ27km）の拡張を適用するのは適切ではないと判断した。

パラメータ	単位	方法1'（採用）	方法2	方法3	方法4
断層長さ　L	km	156	156	156	156
断層幅　W	km	20	20	20	20
断層面積　S	km²	3120	3120	3120	3120
地震モーメント　M_0	N·m	3.1×10^{20}	3.1×10^{20}	3.1×10^{20}	2.4×10^{20}
短周期レベル　A	N·m/s²	3.6×10^{19}	3.6×10^{19}	3.0×10^{19}	5.4×10^{19}
断層全体の応力降下量　$\Delta\sigma$	MPa	4.3	4.4	3.1	－
アスペリティの面積　S_a	km²	936	963	686	589
アスペリティの応力降下量　$\Delta\sigma_a$	MPa	14.3（21.5）	14.1（21.2）	14.1（21.1）	27.0
アスペリティ面積比　S_a／S		0.30	0.31	0.22	0.19
備考		採用した方法であり，方法2，3と同程度。	長大な断層のパラメータ設定において円形クラック式が適用可能であるか疑問が残るが，方法1'と同程度の値。	長大な横ずれ断層の知見を用いた方法ではあるが，方法1'と同程度の値。	中越沖地震（断層長さ27km）の拡張であり，156kmの長大な断層への適用は適切ではないと判断。

（　）内は，中越沖地震を踏まえて応力降下量1.5倍を考慮した値

参考文献

【1．2004年新潟県中越地震，2007年新潟県中越沖地震】

- 気象庁：地震年報2011年版，地震・火山月報ほか
- Kamae, K.,T. Ikeda, and S. Miwa（2005）：Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake (M_{JMA}=6.8) by the forward modeling using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 57
- 神原浩，松島信一，早川崇，福喜多輝（2006）：2004年新潟県中越地震の余震観測記録に基づく本震時の震源域の強震動推定，清水建設研究報告，第83号
- 佐藤智美，土方勝一郎，植竹富一，徳光亮一，壇一男（2007）：広帯域震源インバージョンによる2004年新潟県中越地震の大加速度に関する研究（その２）　中・短周期震源インバージョン，日本建築学会大会学術講演梗概集
- 坂井公俊，野津厚（2011）：2004年新潟県中越地震の特性化震源モデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動シミュレーション，日本地震工学会論文集，第11巻
- 青井真，本多亮，森川信之，関口春子，功刀卓，藤原広行（2005）：2004年新潟県中越地震（10月23日17時56分）の地震動と震源過程，地震予知連絡会　会報　第73巻
- Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi, and H. Fujiwara（2005）：Ground motion and rupture process of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, Earth Planets Space, 57
- 野津厚（2005）：2004年新潟県中越地震の震源モデル　－経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン－，地震　第2輯　第58巻
- Hikima, K., and K. Koketsu（2005）：Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan：A series of events in a complex fault system, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL.32
- 芝良昭（2006）：2004年新潟県中越地震の震源過程の解明　－広帯域震源インバージョンの適用－，電力中央研究所報告，研究報告：N05023
- Asano, K., and T. Iwata（2009）：Source Rupture Process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata Prefecture, Japan, Earthquake Inferred from Waveform Inversion with Dense Strong-Motion Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.99
- 松島信一，神原浩，工藤一嘉（2006）：強震余震観測による強震動評価，月刊地球／号外　No.53
- 東京電力株式会社（2008）：柏崎刈羽原子力発電所における平成19年新潟県中越沖地震時に取得された地震観測データの分析及び基準地震動に係る報告書
- 土方勝一郎，西村功，水谷浩之，徳光亮一，真下貢，田中信也（2010）：2007年新潟県中越沖地震の地震動特性，日本建築学会構造系論文集　第75巻　第653号
- 渡辺哲史，諸井孝文，徳光亮一，西村功，土方勝一郎（2011）：褶曲構造を考慮した解析によるアスペリティ位置と地震動増幅特性の関連性の検討－柏崎刈羽原子力発電所における新潟県中越沖地震の観測記録に基づく評価－，日本建築学会構造系論文集　第76巻　第659号
- Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe（2002）：RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological DATA and Seismic Engineering, Oct.16-18, Istanbul
- 壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透（2001）：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集　第545号
- 入倉孝次郎，香川敬生，宮腰研，倉橋奨（2008）：2007年新潟県中越沖地震の強震動－なぜ柏崎刈羽原子力発電所は想定以上の破壊的強震動に襲われたのか？－2008年03月19日再修正版，http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/cyuetsu_080319.pdf
- Kamae, K., and H. Kawabe（2008）：SOURCE MODELING AND STRONG GROUND MOTION SIMULATION OF THE 2007 NIIGATAKEN CHUETSU-OKI EARTHQUAKE (Mj=6.8) IN JAPAN, The 14th World Conference on Earthquake Engineering
- 芝良昭（2008）：2007年新潟県中越沖地震の震源過程の解明と広帯域強震動評価，電力中央研究所報告，研究報告：N08007
- 山本容維，竹中博士（2009）：経験的グリーン関数法を用いた2007年新潟県中越沖地震の震源のモデル化，地震　第2輯　第62巻

参考文献

・野津厚（2010）：非破壊伝播方向におけるやや短周期パルスへの特性化震源モデルの適用に関する研究－2007年新潟県中越沖地震を例に－，土木学会論文集A1（構造・地震工学），Vol.66
・Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa, and T. Kunugi（2008）：Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, Earth Planets Space, 60
・引間和人，纐纈一起（2008）：波形記録と測地データを用いた2007年新潟県中越沖地震の震源過程解析，日本地球惑星科学連合大会予稿集
・Honda, R., and S. Aoi（2009）：Array Back-Projection Imaging of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake Striking the World's Largest Nuclear Power Plant, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.99
・Nakamura, T., Y. Ishihara, Y. Yamanaka, and Y. Kaneda（2009）：Source process for complex fault system of the 2007 Chuetsu-oki, Niigata, Japan, earthquake, Earth Planets Space, 61
・Miyake, H., K. Koketsu, K. Hikima, M. Shinohara, and T. Kanazawa（2010）：Source Fault of the 2007 Chuetsu-oki, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.100
・Geller, R.J. （1976）：Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66
・独立行政法人　防災科学技術研究所：広帯域地震観測網（F-net）, http://www.fnet.bosai.go.jp/
・入倉孝次郎，三宅弘恵（2001）：シナリオ地震の強震動評価，地学雑誌，110

【2．「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の想定地震】
・国土交通省，内閣府，文部科学省（2014）：日本海における大規模地震に関する調査検討会　報告書
・佐藤比呂志，石山達也，加藤直子，野徹雄，石川正弘，武田哲也，越谷信，豊島剛志，工藤健（2014）：断層モデルの構築．平成25年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書
・Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe（2002）：RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological DATA and Seismic Engineering, Oct.16-18, Istanbul
・大竹政和，平朝彦，太田陽子（2002）：日本海東縁の活断層と地震テクトニクス，東京大学出版会

【3．土木学会（2002）の地震規模設定方法について】
・土木学会（2002）：原子力発電所の津波評価技術，土木学会原子力土木委員会　津波評価部会
・松田時彦（1975）：活断層から発生する地震の規模と周期について，地震　第2輯　第28巻
・大竹政和，平朝彦，太田陽子（2002）：日本海東縁の活断層と地震テクトニクス，東京大学出版会
・Kanamori, H.（1977）：The Energy Release in Great Earthquakes, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, Vol. 82
・宇佐美龍夫（1996）：新編日本被害地震総覧［増補改訂版］，東京大学出版会
・相田勇（1989）：天保四年の庄内地震による津波に関する数値実験，「続古地震－実像と虚像」萩原尊禮編，東京大学出版会
・Satake, K. (1986)：Re-examination of the 1940 Shakotan-Oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, PEPI, 43
・Abe, K. (1975)：Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, JPE, 23
・Sato, T. (1985)：Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, JPE, 33

参考文献

・Tanioka, Y., K. Satake, and L. Ruff (1995)：Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data, GRL, 22

【4．孤立した短い活断層の地震規模について】
・入倉孝次郎，三宅弘恵（2001）：シナリオ地震の強震動評価，地学雑誌，110
・武村雅之（1990）：日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係，地震　第2輯　第43巻
・原子力安全委員会（2009）：原子力安全委員会　地震動解析技術等作業会合　平成21年9月18日　資料第1号，https://www.nsr.go.jp/archive/nsc/senmon/shidai/kaisekigijutu/kaisekigijutu22/siryo1.pdf
・地震調査研究推進本部（2010）：「全国地震動予測地図　2010年版」報告書
・独立行政法人　防災科学技術研究所：ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト
・独立行政法人　産業技術総合研究所：産総研　活断層データベース，https://gbank.gsj.jp/activefault/
・Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe（2002）：RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological DATA and Seismic Engineering, Oct.16-18, Istanbul

【5．活断層の分布と地震発生層上端深さについて】
・独立行政法人　防災科学技術研究所：J-SHIS地震ハザードステーション，http ://www.j-shis.bosai.go.jp/
・Kato, A., E. Kurashimo, T. Igarashi, S. Sakai, T. Iidaka, M. Shinohara, T. Kanazawa, T. Yamada, N. Hirata, and T. Iwasaki（2009）：Reactivation of ancient rift systems triggers devastating intraplate earthquakes, GEOPHYSICAL RESERCH LETTERS, VOL.36
・独立行政法人　防災科学技術研究所：ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト
・佐藤比呂志，岩崎貴哉，石山達也，蔵下英司，加藤直子（2014）：沿岸海域および海陸統合構造調査．平成25年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書
・Sakai, S., N.Hirata, A. Kato, E. Kurashimo, T. Iwasaki and T. Kanazawa（2005）：Multi-fault system of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake and its aftershocks, Earth Planets Space,57
・神原浩，松島信一，早川崇，福喜多輝（2006）：2004年新潟県中越地震の余震観測記録に基づく本震時の震源域の強震動推定，清水建設研究報告，第83号

【6．長大断層のパラメータ設定方法について】
・地震調査研究推進本部（2009）：「全国地震動予測地図」報告書
・入倉孝次郎，三宅弘恵（2001）：シナリオ地震の強震動評価，地学雑誌，110
・Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, S. Kitagawa（2010）：Scaling relations of earthquakes on inland active mega-fault systems, 2010 AGU Fall Meeting, S51A-1911
・佐藤良輔　編著（1989）：日本の地震断層パラメター・ハンドブック，鹿島出版会
・Eshelby, J. D.（1957）:The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society, A241
・地震調査研究推進本部（2005）：山崎断層帯の地震を想定した強震動評価について，地震調査委員会資料
・壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透（2001）：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，第545号

参考文献

・Madariaga（1979）：On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, Journal of Geophysical Research, 84
・Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999)：Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters,70.
・Fujii, Y., and M. Matsu'ura（2000）：Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, 157
・壇 一男，佐藤俊明，入倉孝次郎 （2002）：ｱｽﾍﾟﾘﾃｨﾓﾃﾞﾙに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム