

柏崎刈羽原子力発電所 6号炉及び7号炉

震源を特定せず策定する地震動について

平成27年12月2日
東京電力株式会社



東京電力

I. 震源を特定せず策定する地震動	
1. はじめに	P. 2
2. 既往の知見	P. 6
3. M_w 6.5以上の地震	P. 9
4. M_w 6.5未満の地震	P.55
5. まとめ	P.127
II. 基準地震動について	P.129

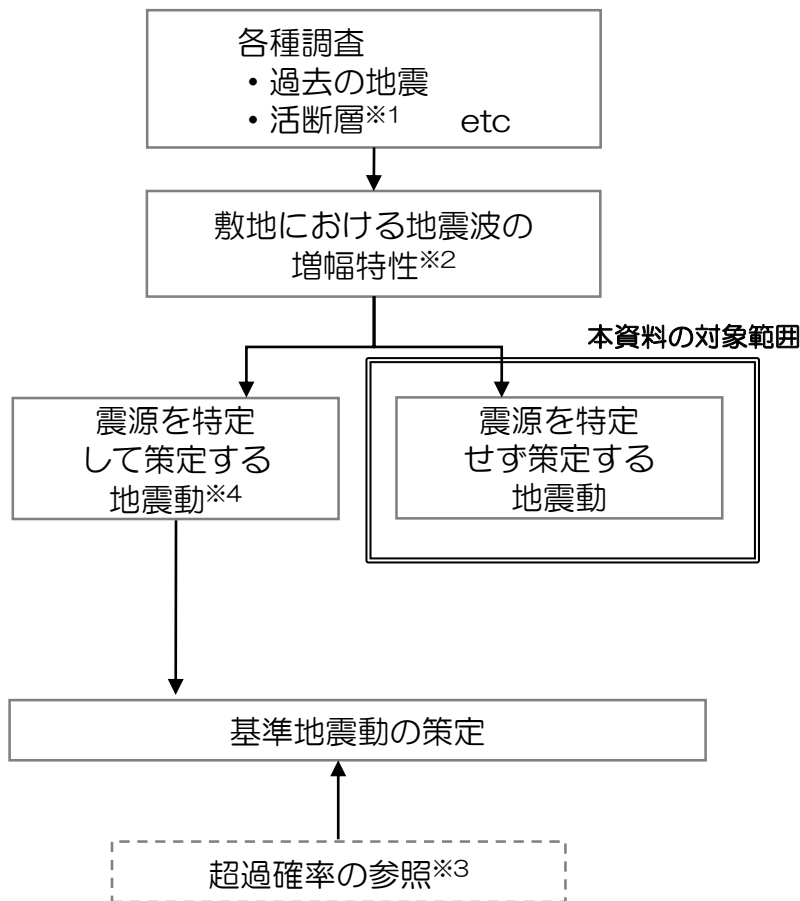
I. 震源を特定せず策定する地震動

1. はじめに
2. 既往の知見
3. M_w 6.5以上の地震
4. M_w 6.5未満の地震
5. まとめ

II. 基準地震動について

はじめに

- 本資料は、柏崎刈羽原子力発電所 6号炉及び7号炉申請の基準地震動の策定のうち、「震源を特定せず策定する地震動」に関する箇所についてとりまとめ、お示しするものである。



※1：詳細は以下の資料を参照

- ・第215回審査会合 資料1-1 敷地周辺海域の地質・地質構造
- 資料1-2 敷地周辺海域の断層連動評価
- ・第218回審査会合 資料1 敷地周辺陸域の地質・地質構造
- ・第241回審査会合 資料2-1 敷地周辺陸域の地質・地質構造に関するコメント回答
- 資料2-2 敷地周辺陸域の地質・地質構造
- 資料2-3 敷地周辺海域の地質・地質構造に関するコメント回答
- ・第248回審査会合 資料2-1 敷地周辺陸域の地質・地質構造について
- 資料2-2 敷地周辺陸域の地質・地質構造について（参考資料）
- 資料2-3 敷地周辺海域の地質・地質構造について

※2：詳細は以下の資料を参照

- ・第266回審査会合 資料1 敷地における地震波の増幅特性について コメント回答

※3：詳細は以下の資料を参照

- ・第142回審査会合 資料2-1 確率論的リスク評価について（外部事象 地震PRA）

※4：詳細は以下の資料を参照

- ・第233回審査会合 資料1-1 基準地震動の策定について
- 資料1-2 基準地震動の策定について 参考資料
- ・第279回審査会合 資料1 基準地震動の策定について コメント回答
- ・第292回審査会合 資料1 地震関係のコメント回答
（敷地ごとに震源を特定して策定する地震動関連）

震源を特定せず策定する地震動の検討概要

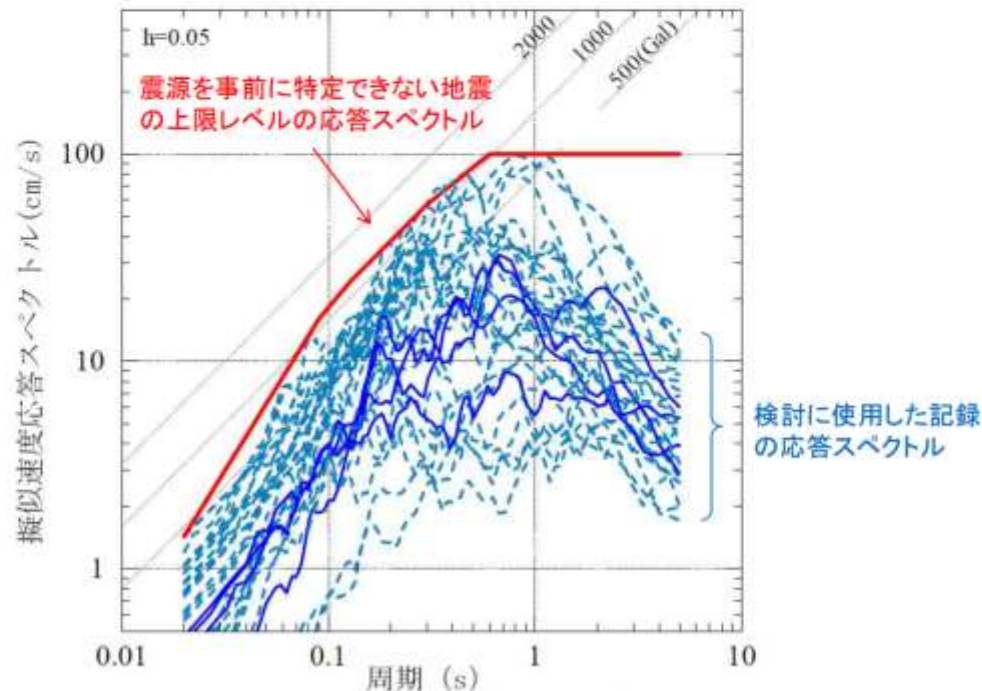
- 敷地周辺の状況等を十分考慮した詳細な調査を実施しても、なお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内地震のすべてを事前に評価しうるとは言い切れないとの観点から、「震源を特定せず策定する地震動」を考慮する。

評価方法

- 震源と活断層を関連づけることが困難な過去の内陸地殻内地震を検討対象地震として選定し、それらの地震時に得られた震源近傍における観測記録を収集し、敷地の地盤物性を加味した応答スペクトルを設定する。

既往の知見

- 加藤ほか(2004)は、内陸地殻内地震を対象として、詳細な地質学的調査によっても震源位置と地震規模を予め特定できない地震による震源近傍の硬質地盤上の強震記録を用いて、震源を事前に特定できない地震による地震動の上限スペクトルを設定している。
- 加藤ほか(2004)による水平方向の応答スペクトルに対し、日本電気協会(2008)に基づき、Noda et al.(2002)の方法により求められる地盤増幅特性を用いて評価した、水平方向及び鉛直方向の応答スペクトルを、震源を特定せず策定する地震動の評価において参考とする。



加藤ほか(2004)より抜粋(一部加筆・修正)

震源を特定せず策定する地震動の検討概要

審査ガイド例示16地震に関する検討

①M_w6.5以上の地震

- 2008年岩手・宮城内陸地震(M_w6.9)
敷地周辺では、火山岩が厚く分布する地域ではなく該当しない。
- 2000年鳥取県西部地震(M_w6.6)
敷地周辺は、活断層の密度が少なく活動度が低い地域ではなく該当しない。

②M_w6.5未満の地震（特定できる地震の余震除く）

- 下記の流れに従い、震源を特定せず策定する地震動として反映すべき記録であるか検討を実施。
- 検討の結果、2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録を反映。

Step1 記録収集

- ①防災科研KiK-net及びK-NET観測点
- ②地盤条件
KiK-net：地盤情報有り
K-NET：岩盤＋
AVS₃₀ ≥ 500m/s
- ③震央距離30km以内

Step2 応答関数の比較

- 加藤ほか(2004)と暫定的に比較し、重点的に検討すべき観測記録の抽出
- ・KiK-net：地中観測記録と加藤ほか(2004)の1/2
 - ・K-NET：地表観測記録と加藤ほか(2004)

Step3 記録の分析

- 震源を特定せず策定する地震動として反映すべき記録であるかの検討
- ・はざとり解析を行い、解放基盤表面相当の地震動が推定可能であるか。
 - ・観測点固有のサイト特性の影響が含まれていないか。等

表-1 収集対象となる内陸地殻内の地震の例

No	地震名	日時	規模
1	2008年岩手・宮城内陸地震	2008/06/14, 08:43	Mw6.9
2	2000年鳥取県西部地震	2000/10/06, 13:30	Mw6.6
3	2011年長野県北部地震	2011/03/12, 03:59	Mw6.2
4	1997年3月鹿児島県北西部地震	1997/03/26, 17:31	Mw6.1
5	2003年宮城県北部地震	2003/07/26, 07:13	Mw6.1
6	1996年宮城県北部(鬼首)地震	1996/08/11, 03:12	Mw6.0
7	1997年5月鹿児島県北西部地震	1997/05/13, 14:38	Mw6.0
8	1998年岩手県内陸北部地震	1998/09/03, 16:58	Mw5.9
9	2011年静岡県東部地震	2011/03/15, 22:31	Mw5.9
10	1997年山口県北部地震	1997/06/25, 18:50	Mw5.8
11	2011年茨城県北部地震	2011/03/19, 18:56	Mw5.8
12	2013年栃木県北部地震	2013/02/25, 16:23	Mw5.8
13	2004北海道留萌支庁南部地震	2004/12/14, 14:56	Mw5.7
14	2005年福岡県西方沖地震の最大余震	2005/04/20, 06:11	Mw5.4
15	2012年茨城県北部地震	2012/03/10, 02:25	Mw5.2
16	2011年和歌山県北部地震	2011/07/05, 19:18	Mw5.0

原子力規制委員会(2013)より抜粋

まとめ

- 2004年北海道留萌支庁南部地震を考慮した地震動を震源を特定せず策定する地震動として考慮する。

I. 震源を特定せず策定する地震動

1. はじめに
2. 既往の知見
3. M_w 6.5以上の地震
4. M_w 6.5未満の地震
5. まとめ

II. 基準地震動について

既往の知見 加藤ほか(2004)

■ 内陸地殻内で発生する地震を対象として、詳細な地質学的調査によっても、震源位置と地震規模を前もって特定できない地震を「震源を事前に特定できない地震」と定義し、その地震動レベルを震源近傍の硬質地盤上の強震記録を用いて設定されている。

① 震源近傍の強震記録の収集

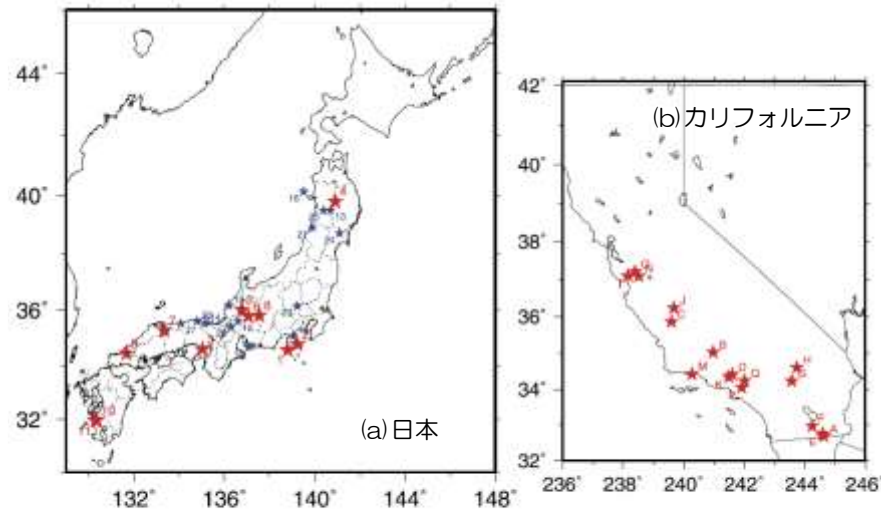
米国カリフォルニアでは1930年代に、日本国内では1953年から加速度計による強震観測が開始されているため、検討対象は、それ以後にカリフォルニアおよび日本で発生した計41の内陸地殻内地震としている。

② 震源を事前に特定できない地震の選定

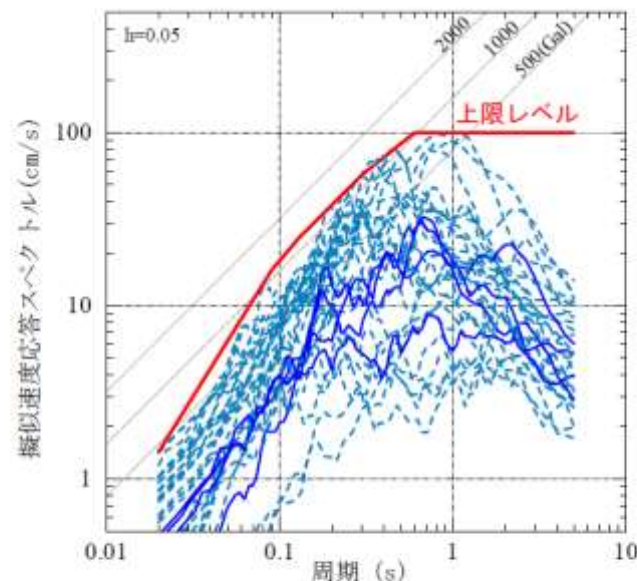
既存の活断層図等の文献による調査、空中写真判読によるリニアメント調査、現地における地表踏査等の詳細な地質学的調査によっても震源を事前に特定できない地震を選定している。

③ 地震動レベルの設定

9地震12地点の計15記録（30水平成分）の強震記録を用い、震源を事前に特定できない地震の上限レベルの検討を行い、 $V_s=700\text{m/s}$ 相当の岩盤上における水平方向の地震動の上限レベルは、最大加速度値 450cm/s^2 、加速度応答値 1200cm/s^2 、速度応答値 100cm/s と設定されている。



検討対象地震の震央位置
(★は強震観測開始以後、★は開始以前に発生した地震を表す)

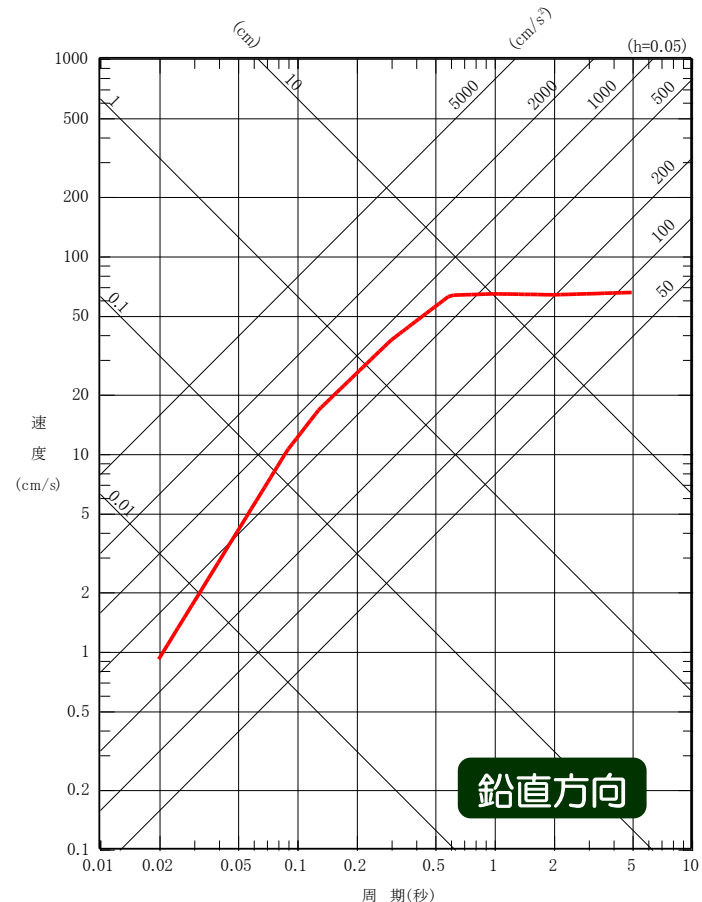
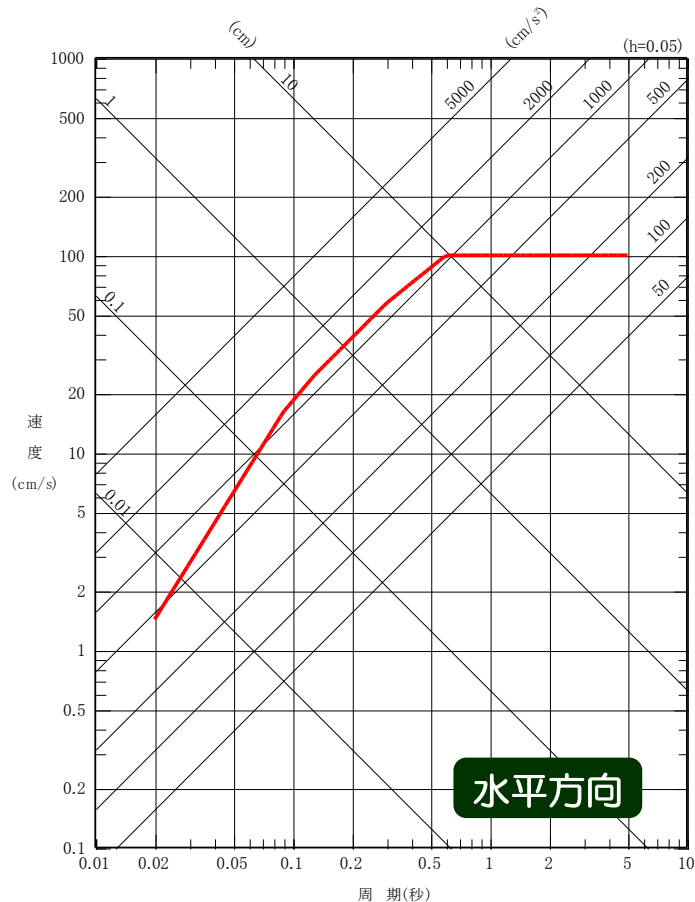


震源を事前に特定できない地震による震源近傍の観測記録の水平動応答スペクトルとその上限レベル
(実線は1997年鹿児島県西北部地震の鶴田ダムのスペクトル、破線はスケーリングの観点から確実に震源を特定できるとは断定できないと判断したM_w6.2以下の7地震のスペクトル)

加藤ほか(2004)より抜粋（一部加筆・修正）

既往の知見 加藤ほか(2004) 敷地の地盤物性を踏まえた評価

- 加藤ほか(2004)による水平方向の応答スペクトルに対し、日本電気協会(2008)に基づき、Noda et al.(2002)の方法により求められる地盤増幅特性を用いて評価した、水平方向及び鉛直方向の応答スペクトル（以下、「加藤ほか(2004)による応答スペクトル」）を震源を特定せず策定する地震動の評価において参考とする。



加藤ほか(2004)による応答スペクトル（水平方向： $V_s=700\text{m/s}$ ，鉛直方向： $V_p=2000\text{m/s}$ ）

I. 震源を特定せず策定する地震動

1. はじめに
2. 既往の知見
3. M_w 6.5以上の地震
4. M_w 6.5未満の地震
5. まとめ

II. 基準地震動について

柏崎サイトと比較対象地震の震源域との比較

	柏崎刈羽原子力発電所 敷地周辺	2008年 岩手・宮城内陸地震	2000年 鳥取県西部地震
①活断層の密度・ 活動度・変位センス	詳細な調査により多数の活断層 を認定 ひずみ集中帯 (日本海東縁部) 逆断層が卓越	多数の活断層が発達 ひずみ集中帯 (東北脊梁歪集中帯) 逆断層が卓越	活断層が非常に少なく活動度も 低い 活断層の未成熟な地域 横ずれ断層が卓越
②火山	火山フロントより隔離あり 地殻熱流量が低い	火山フロントに近接 地殻熱流量が高い 後期新生代にカルデラが形成	火山フロントに近接
③地質	新第三紀～第四紀堆積岩類	新第三紀堆積岩類 第四紀火山噴出物	白亜紀～古代三紀の花崗岩類
④地震地体構造区分 垣見ほか(2003)	13	8C	10C5
⑤地震発生層	6～17km	1～10km程度	2～12km程度

- 敷地周辺は、カルデラや厚い火山噴出物が分布する地域ではなく、2008年岩手・宮城内陸地震震源域と異なる。
- 敷地周辺は、活断層の密度が少なく活動度が低い地域でなく、2000年鳥取県西部地震と異なる。
- 敷地周辺は、地震発生層の上端が6kmと深く、上記2地震と異なる。

I. 震源を特定せず策定する地震動

1. はじめに

2. 既往の知見

3. M_w 6.5以上の地震

3. 1 柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性

3. 2 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

3. 3 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

4. M_w 6.5未満の地震

5. まとめ

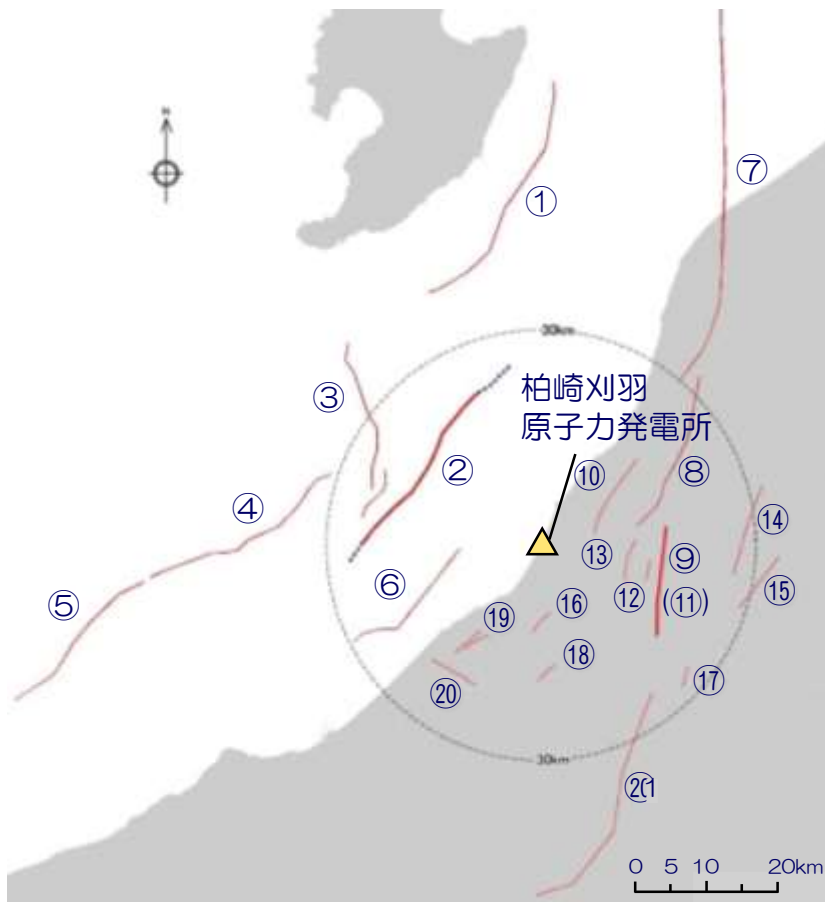
II. 基準地震動について

①活断層の密度・活動度・変位センス

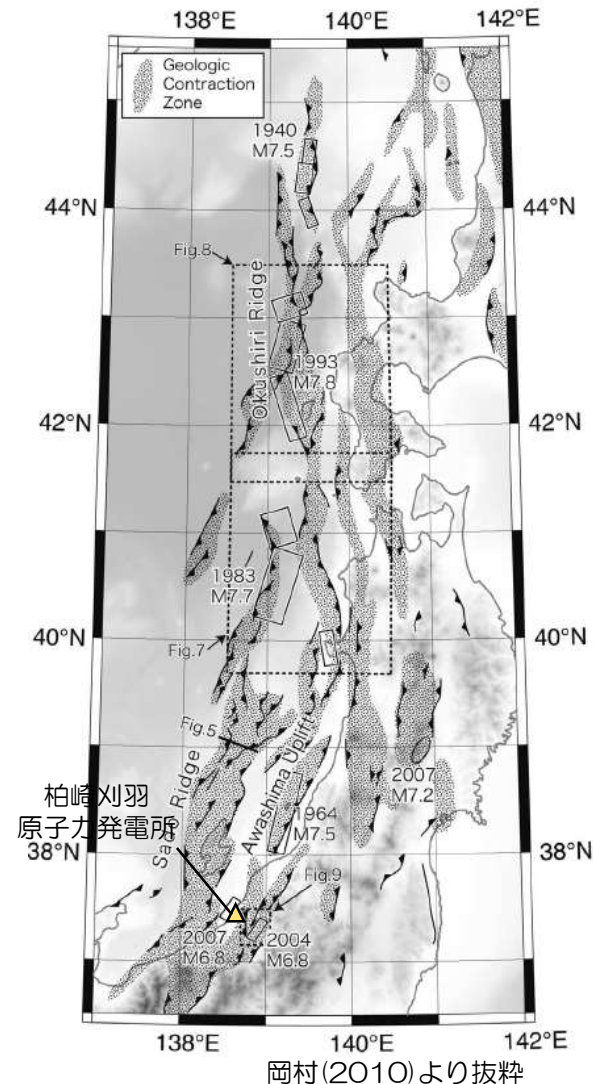
- 敷地周辺においては、詳細な調査を実施し、多くの活断層を認定しており、活断層の密度・活動度が高い地域と考えられる。
- これらの断層は東西の圧縮力に起因する逆断層と評価されている。

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
1	佐渡島棚東縁断層
2	F-B断層
3	佐渡島南方断層
4	F-D断層
5	高田冲断層
6	米山冲断層
7	角田・弥彦断層
8	気比ノ宮断層
9	片貝断層
10	中央丘陵西縁部断層
11	上富岡断層
12	親沢断層
13	渋海川向斜部のリニアメント
14	悠久山断層
15	半蔵金付近のリニアメント
16	柏崎平野南東縁のリニアメント
17	山本山断層
18	水上断層
19	上米山断層
20	雁海断層
21	十日町断層帯西部



- 敷地周辺は、日本海東縁部のひずみ集中帯に位置している。



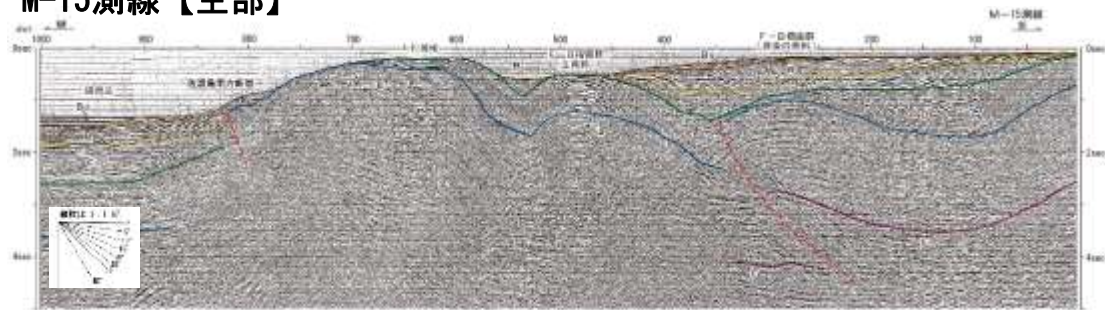
①活断層の密度・活動度 F-B断層の評価例

- 敷地周辺では、断層運動に関連した褶曲構造が発達し、これらを詳細に調査することで、活断層を認定することが可能。

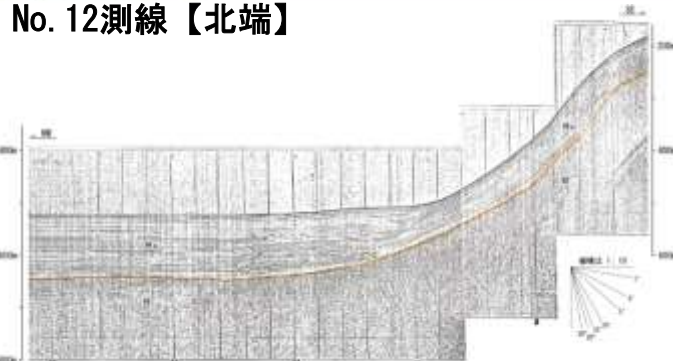
【評価】

- F-B褶曲群の主背斜については、その西翼に南東傾斜の逆断層が推定され、また、最終氷期の侵食面にも変形が認められ、後期更新世以降の活動が認められることから、活褶曲と判断される。
- その活動的な区間は、M-8測線区間からM-19測線までの約27kmであるが、安全評価上、不確かさの考慮として、Bu層の基底面の高まりが認められなくなるNo.12測線から大陸棚の海底地形と伏在背斜との対応が認められなくなるKNo.6測線までの約36kmと評価する。

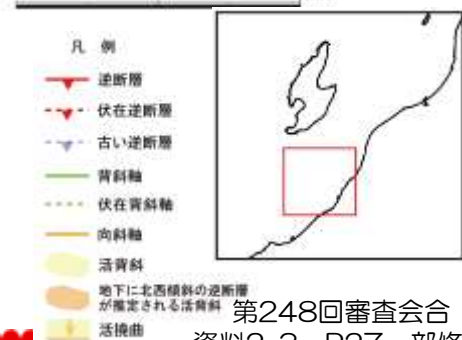
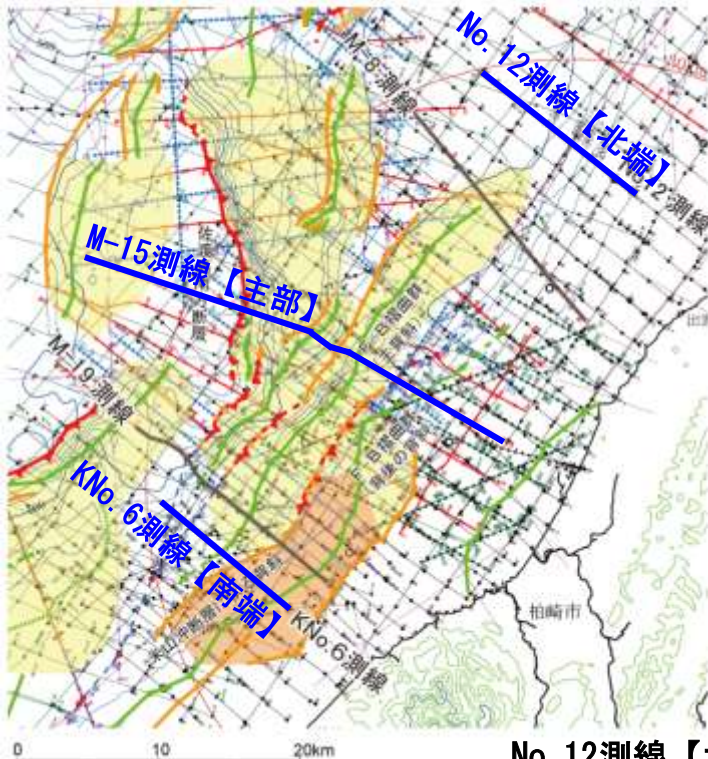
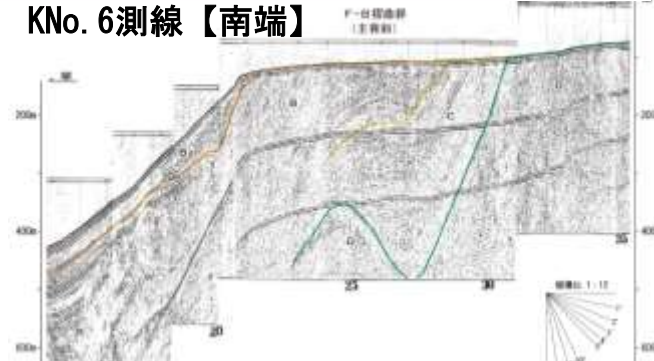
M-15測線【主部】



No. 12測線【北端】



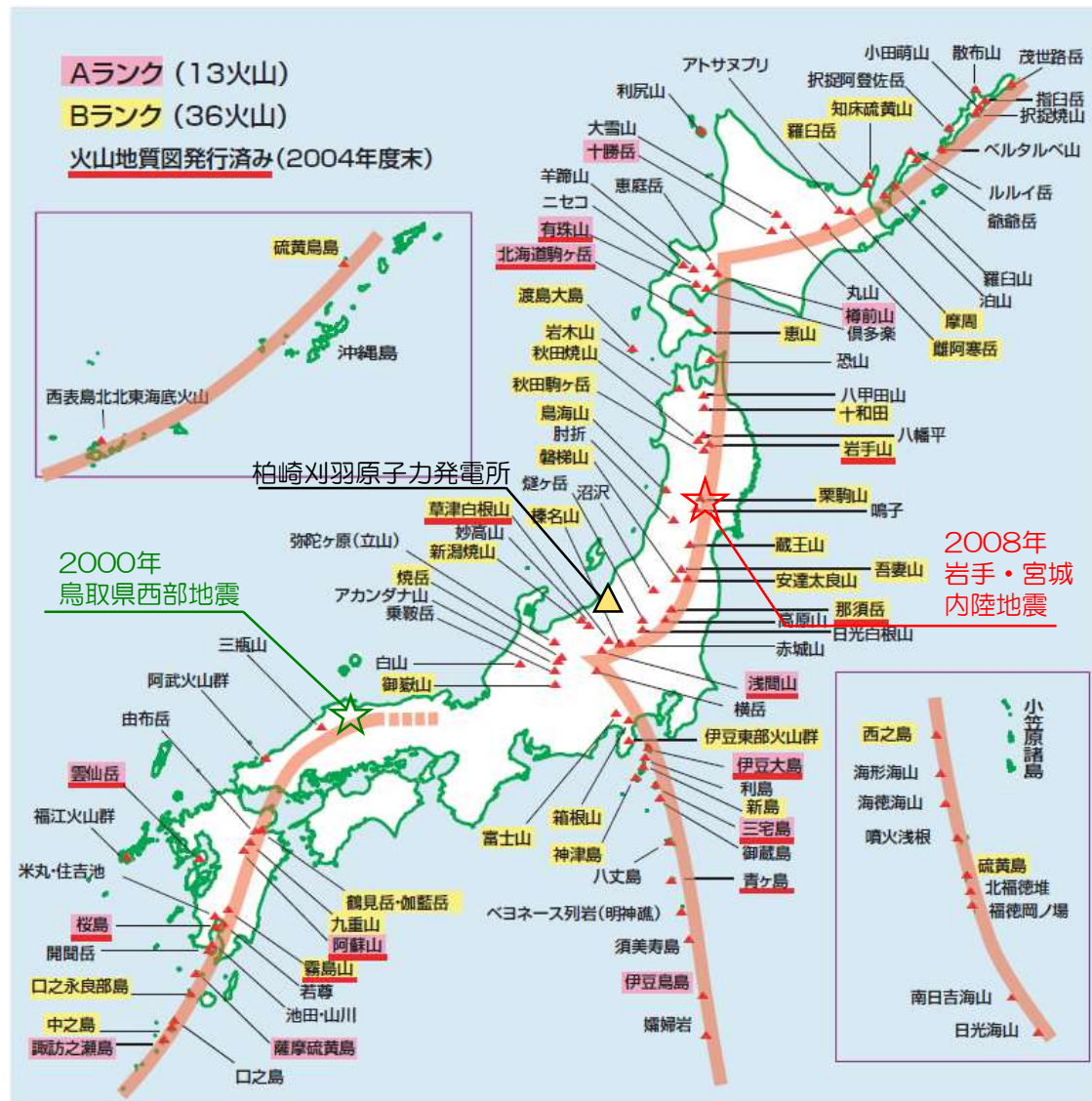
KNo. 6測線【南端】



第248回審査会合
資料2-3 P27一部修正

②火山 火山フロントとの位置関係

- 敷地周辺は火山フロントから外れた地域に位置する。

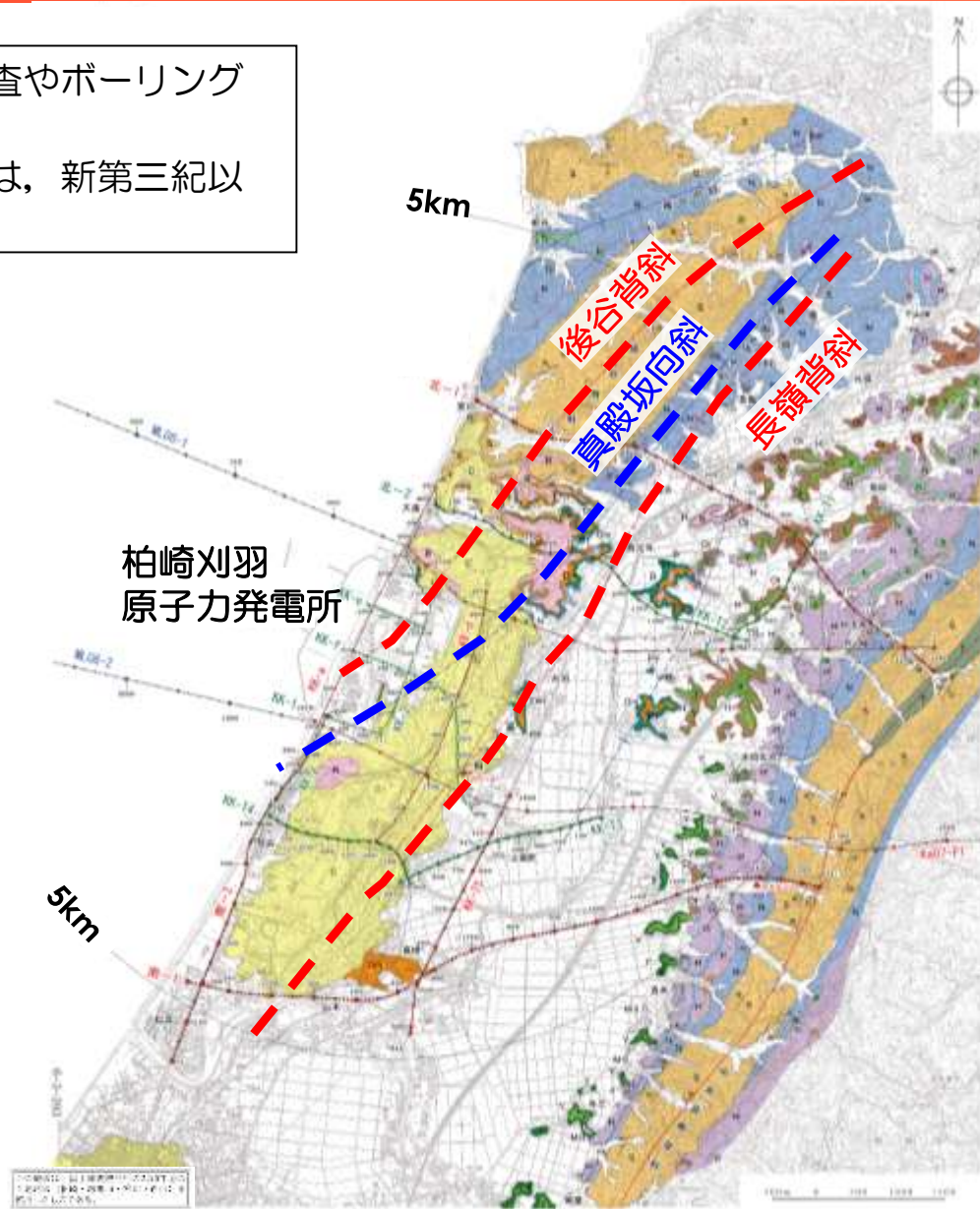


産業技術総合研究所(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

③地質（敷地周辺）

- 柏崎刈羽原子力発電所周辺における反射法探査やボーリング等の調査結果により広域の地下構造を把握。
- 柏崎刈羽原子力発電所の敷地近傍及び敷地には、新第三紀以降の堆積岩類が分布。

※第72回審査会合 資料1-1 P.15 一部修正



③地質（敷地内）

敷地の地質層序表

時代	地層名	主な層相・岩質	テフラ・放射年代		
第四紀	完新世	新期砂層	上部は灰白色の細～中粒砂 下部は茶褐色の細～中粒砂、腐植物を含む 腐植 (6, 150±170年)		
	後期	番神砂層	灰白色～赤褐色の中～粗粒砂		
		大湊砂層	褐色～黄褐色の中～粗粒砂、シルトの薄層を含む	y-1 (刈羽テフラ) (約0.2Ma)	
	中期	A ₁ 部層	最上部は砂 粘土～シルト、砂を多く挟む		
		A ₂ 部層	粘土～シルト 綿状粘土、有機物、砂を伴う、貝化石を含む		
		A ₃ 部層	粘土～シルト 砂、厚い砂礫、有機物を挟む	Ata-Th (約0.24Ma)	
		A ₄ 部層	粘土～シルト 砂、砂礫を挟む	Kkt (約0.33～0.34Ma)	
	前期	灰爪層	凝灰質泥岩、凝灰質砂岩、凝灰岩	Iz (約1.5Ma)	
		西山層	N ₁ 部層	砂質泥岩 砂岩、凝灰岩、ノジュールを挟む 貝化石を含む	Fup (約2.2Ma) Tsp (約2.3Ma) Az (約2.4Ma)
			N ₂ 部層	シルト質泥岩 綿状泥岩、凝灰岩、ノジュールを多く挟む	
			N ₃ 部層	シルト質～粘土質泥岩 砂岩、凝灰岩、ノジュールを挟む 珪質海綿化石を含む	Nt-17 (340±20万年) Nt-7 (350±20万年)
	新第三紀	後期	椎谷層	砂岩、砂岩・泥岩互層、細礫岩等を挟む	
前期		寺泊層	黑色泥岩、砂岩・泥岩互層		
中新世					

不整合



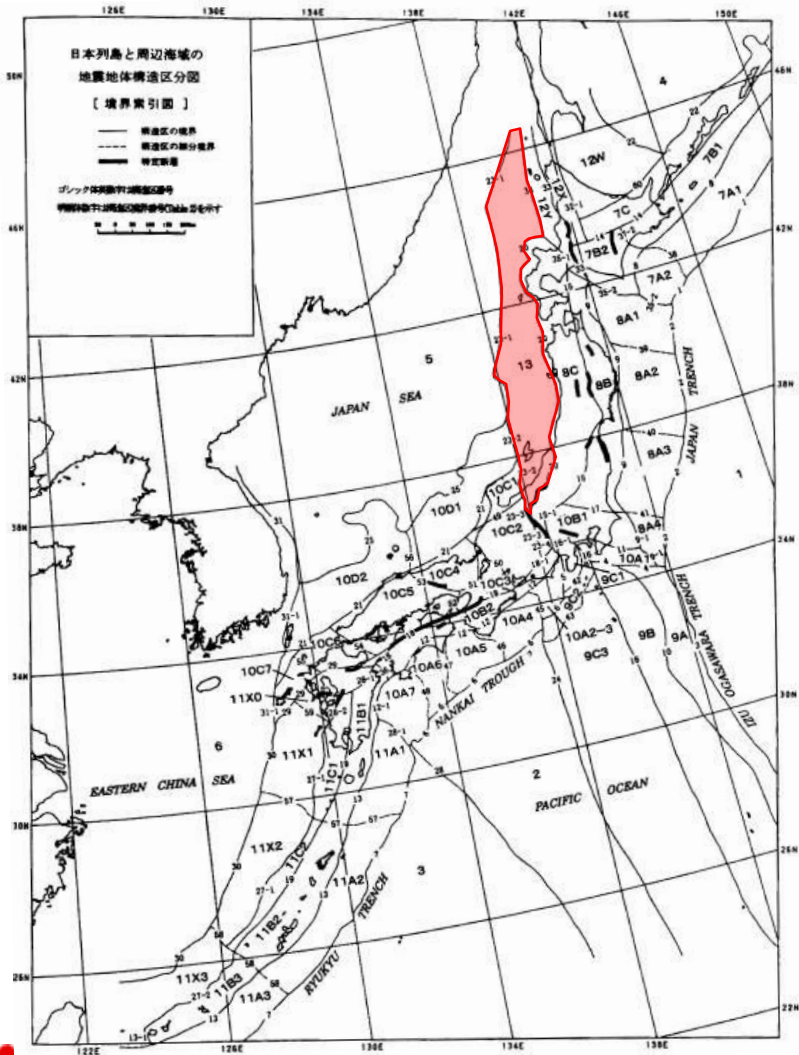
敷地の地質図

0 100 200 300 400 500m

④地震地体構造区分

■ 柏崎刈羽原子力発電所が位置する領域は以下の通り区分されている。

垣見ほか(2003)



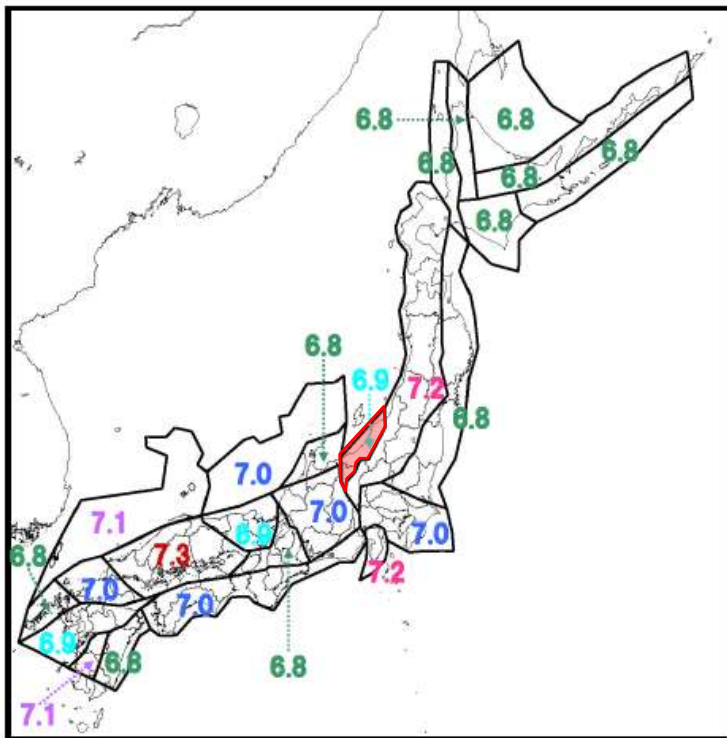
	柏崎刈羽 原子力発電所
構造区	13 日本海東縁変動帯
地形・地質	沈降優勢の褶曲—逆断層—傾動運動。島弧方向の海嶺・海盆列の発達。北部は幅の広い海盆・堆などの集合域・
活断層の密度・長さ・活動度・断層型 ほか	大, 長, A, 逆。 島弧と平行な海嶺・海盆の縁に発達。褶曲軸と平行

日本列島と周辺海域の地震地体構造区分
(垣見ほか(2003)より抜粋
(一部加筆・修正))

【参考】地震本部の領域区分について

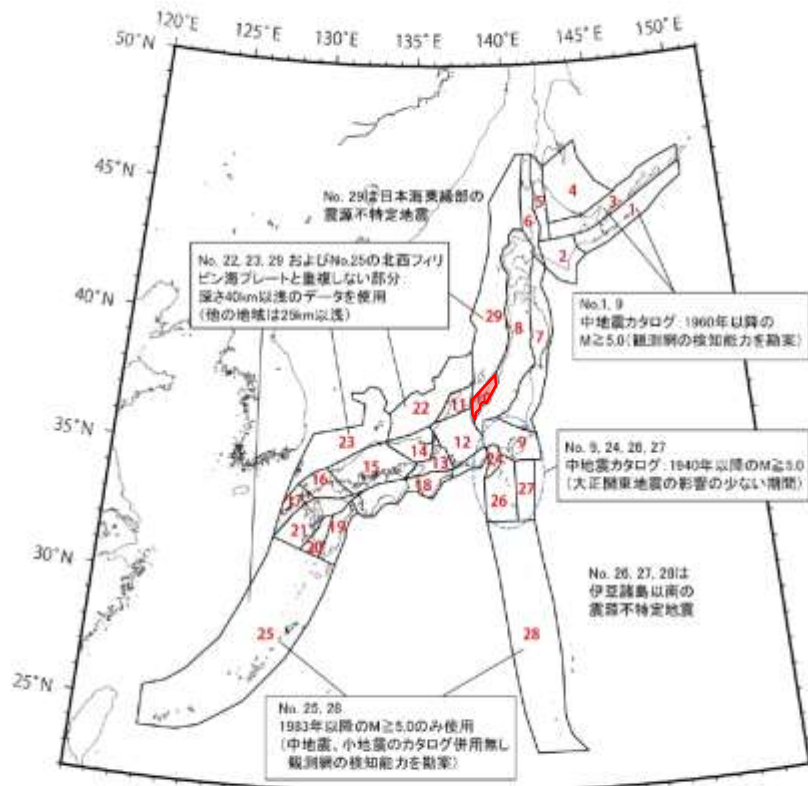
- 2013年9月23日の申請時においては、地震本部(2010)が最新であった。
- 2014年12月19日に地震本部(2014)が公表され、以下の通り領域区分されているが、地震本部(2010)及び地震本部(2014)のいずれも垣見(2003)を参照しているため、両者に大きな差はない。

地震本部(2010)



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))

地震本部(2014)



地域区分する方法で用いる地域区分
(地震本部(2014)より抜粋(一部加筆・修正))

⑤地震発生層

- 地震発生層の設定にあたっては、2007年新潟県中越沖地震(M_j6.8)の余震の震源分布、速度構造、コンラッド面深さ等を総合的に判断して設定。
- 上端深さは、速度構造を重視し、下端深さは、2007年新潟県中越沖地震(M_j6.8)の余震の震源分布、ひずみ集中帯プロジェクトにおける海域における自然地震観測による知見を重視して設定。
 上端深さ：6km ， 下端深さ：17km
- 敷地周辺の地震発生層は比較的深いことから、以下の特徴が挙げられる。
 - 地震動レベルの観点：地震発生層の上端深さが深いことは、震源が遠くなるため地震動レベルは小さくなるものと考えられる。
 - 活断層の認定の観点：地震発生層上端深さが深いものの、断層関連褶曲が発達していることから、調査によって活断層を認定しやすい環境にある。例えば、2004年新潟県中越地震(M_j6.8)や2007年新潟県中越沖地震(M_j6.8)の震源については調査により活断層と判断可能であったと考えられる。

No.	項 目	上端深さ (km)	下端深さ (km)
1	海域・陸域臨時地震計観測網に基づく2007新潟県中越沖地震の精密余震分布	6	17
2	ひずみ集中帯プロジェクト	1.屈折法地震探査結果	6~9
		2.海域における自然地震観測	6
3	Kato et al.(2009)によるP波速度構造	6~	—
4	水平／上下スペクトル振幅比の逆解析による敷地地盤の速度構造モデル	5.9	—
5	コンラッド面深さ	—	15~16

I. 震源を特定せず策定する地震動

1. はじめに

2. 既往の知見

3. M_w 6.5以上の地震

3. 1 柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性

3. 2 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

3. 3 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

4. M_w 6.5未満の地震

5. まとめ

II. 基準地震動について

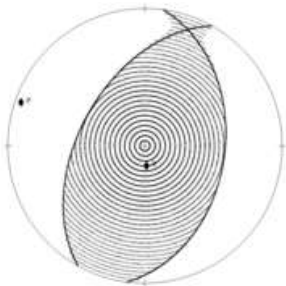
2008年岩手・宮城内陸地震の概要

■ 地震の概要

- 日時：2008年6月14日 8時43分
- 震央地：岩手県内陸南部
- 地震規模： $M_j 7.2$
- 震源深さ：約8km
- 震度：6強 岩手県 奥州市衣川区
宮城県 栗原市一迫
- 6弱 岩手県 奥州市胆沢区
宮城県 栗原市栗駒 大崎市古川 など

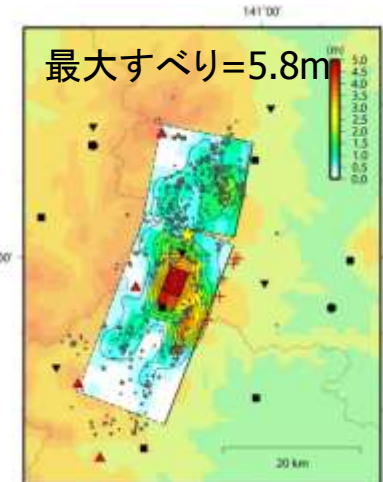
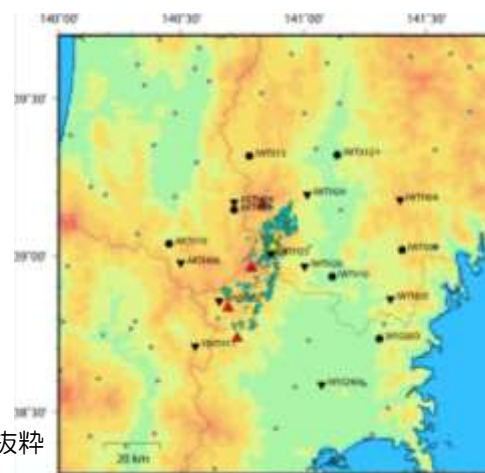
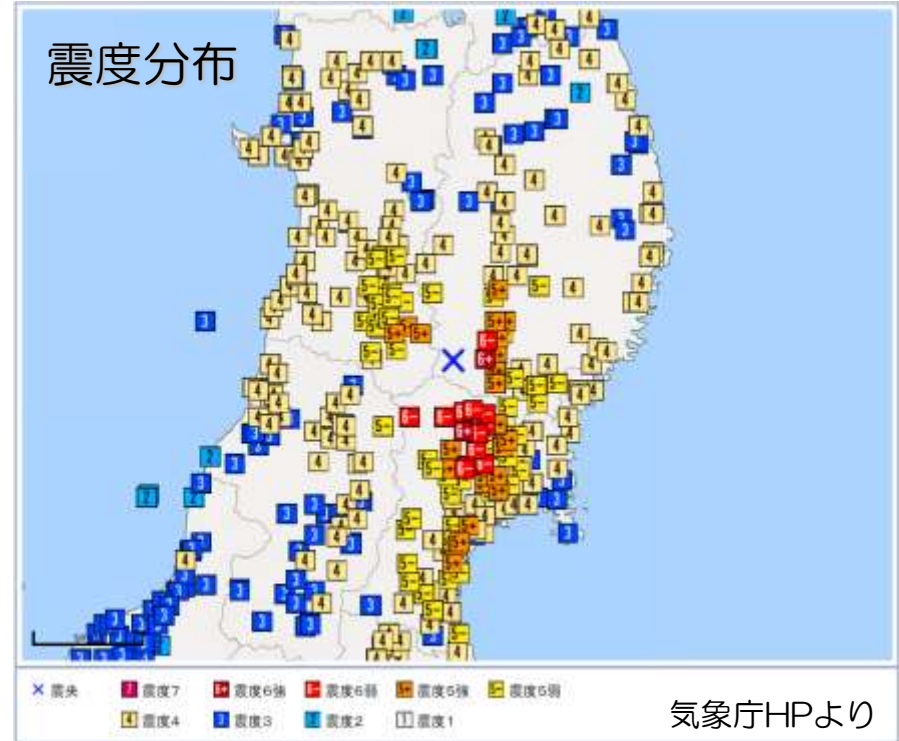
■ 震源モデル（例）

- メカニズム解：概ね東西圧縮の逆断層型
- モーメントマグニチュード： $M_w 6.9$
- 断層面：西傾斜を主とする約40kmの長さ



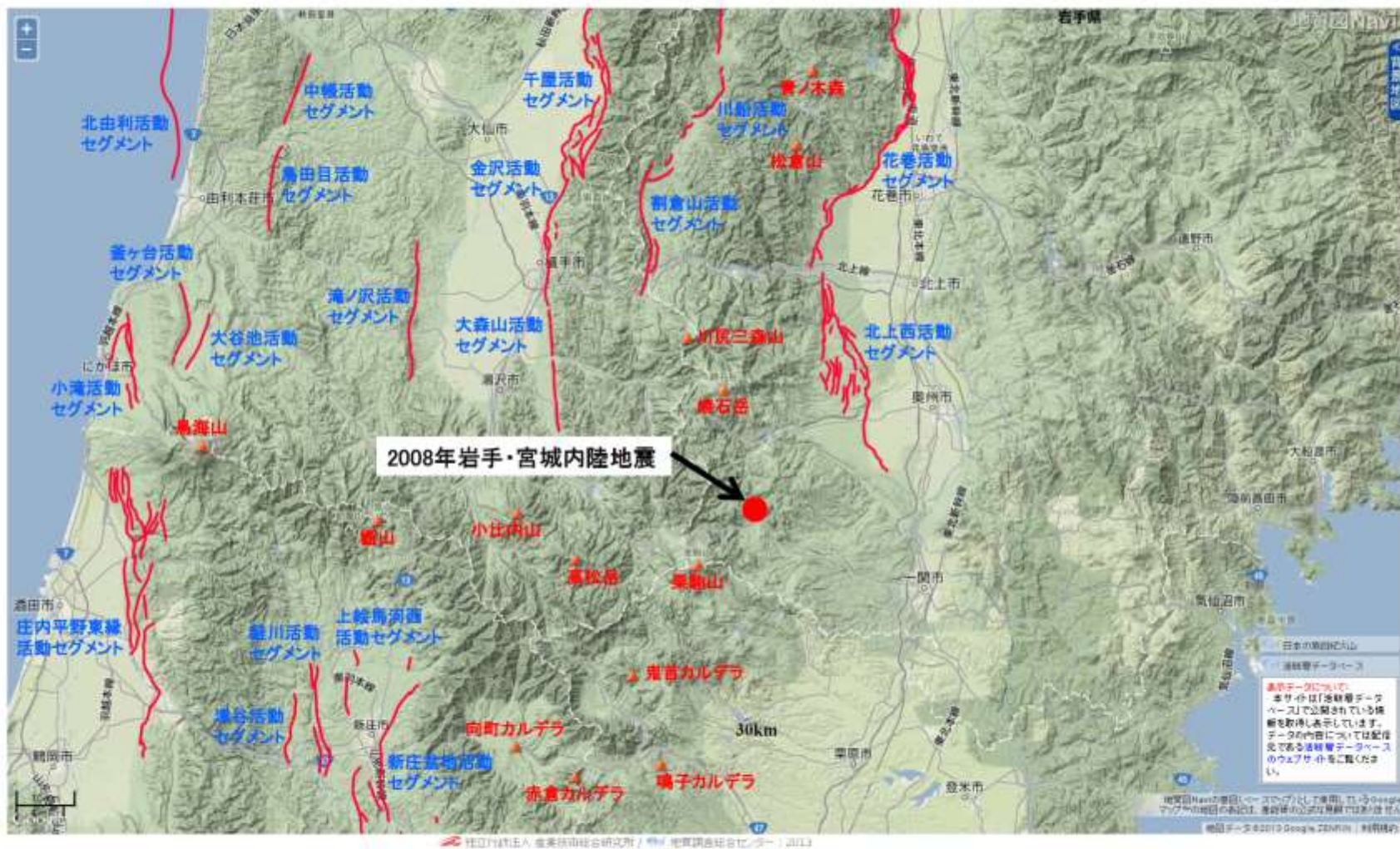
発震機構 [F-net] :
 $(8^\circ, 41^\circ, 74^\circ) /$
 $(209^\circ, 51^\circ, 104^\circ)$

引間ほか(2008)より抜粋
 (一部加筆・修正)



①活断層の密度・活動度・変位センス

■ 震源域周辺には南北走向の逆断層が多数発達し、震源域は北上西活動セグメントの南方延長部に位置する。



①活断層の密度・活動度・変位センス 活断層の分布密度

■ 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、敷地周辺と同じく活断層の分布密度が高い地域である。

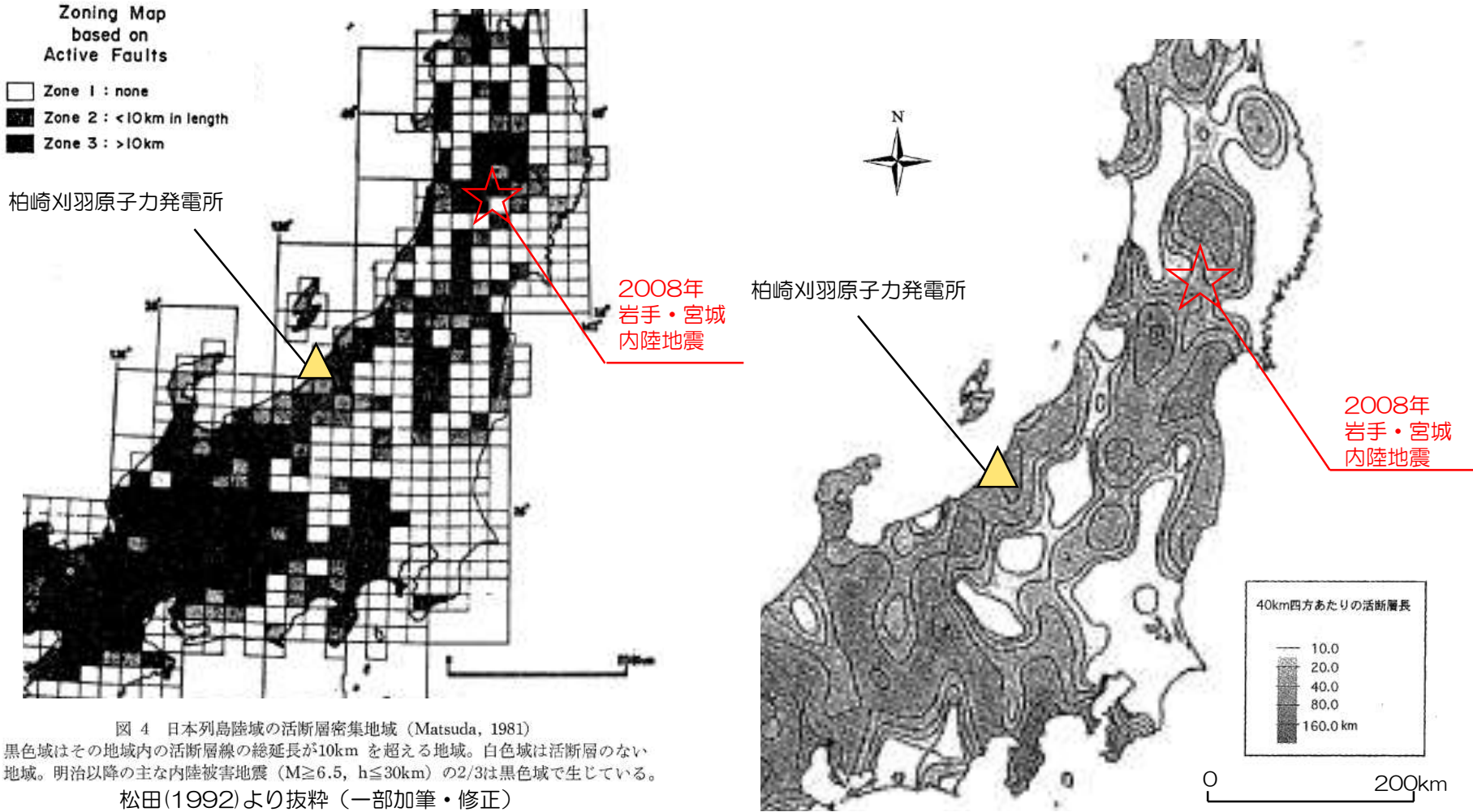


図 4 日本列島陸域の活断層密集地域 (Matsuda, 1981)

黒色域はその地域内の活断層線の総延長が10km を超える地域。白色域は活断層のない地域。明治以降の主な内陸被害地震 ($M \geq 6.5$, $h \leq 30\text{km}$) の2/3は黒色域で生じている。

松田(1992)より抜粋 (一部加筆・修正)

200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ
(2000)より抜粋 (一部加筆・修正)

第4図 40km四方あたりの活断層長の分布

最も卓越する活断層帯の長さ(10~30km帯)を包含する大きさとした。活断層は、第1図のデータによる。

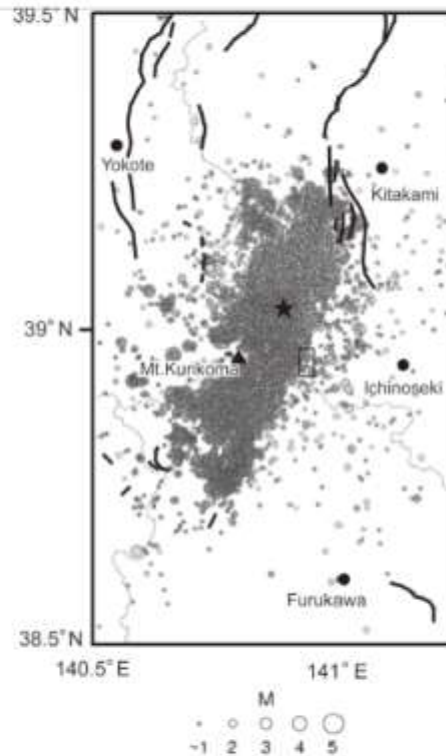
①活断層の密度・活動度・変位センス 鈴木ほか(2008)

■ 鈴木ほか(2008)では、震源域に「短いながらも明瞭な断層変位地形」が判読されている。

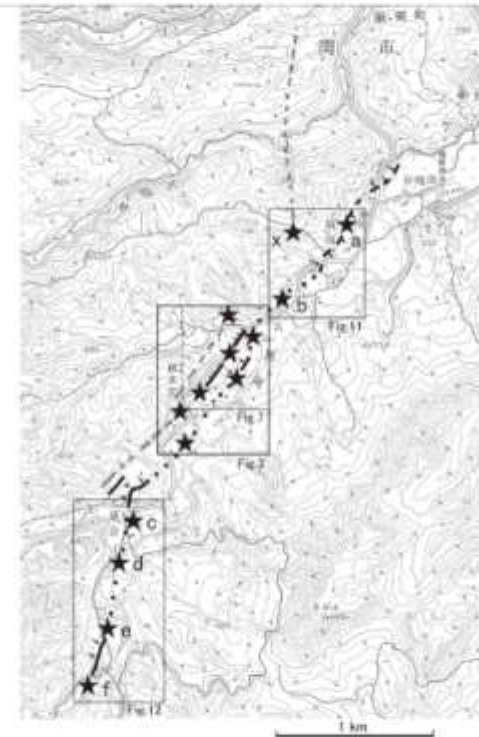
「爪木立付近には短いながらも明瞭な断層変位地形があり、低位段丘礫層堆積期以降に複数回、比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。」

「岩手・宮城内陸地震の震源域に短くとも活断層が存在し、それが地震活動と密接な関係を有していることが明らかになったことは、地震発生の長期予測において極めて重要である。少なくとも活断層が全く存在しない地域におきたわけではなく、震源断層の活動と深く関わる活断層は存在している。」

鈴木・他(2008)から抜粋



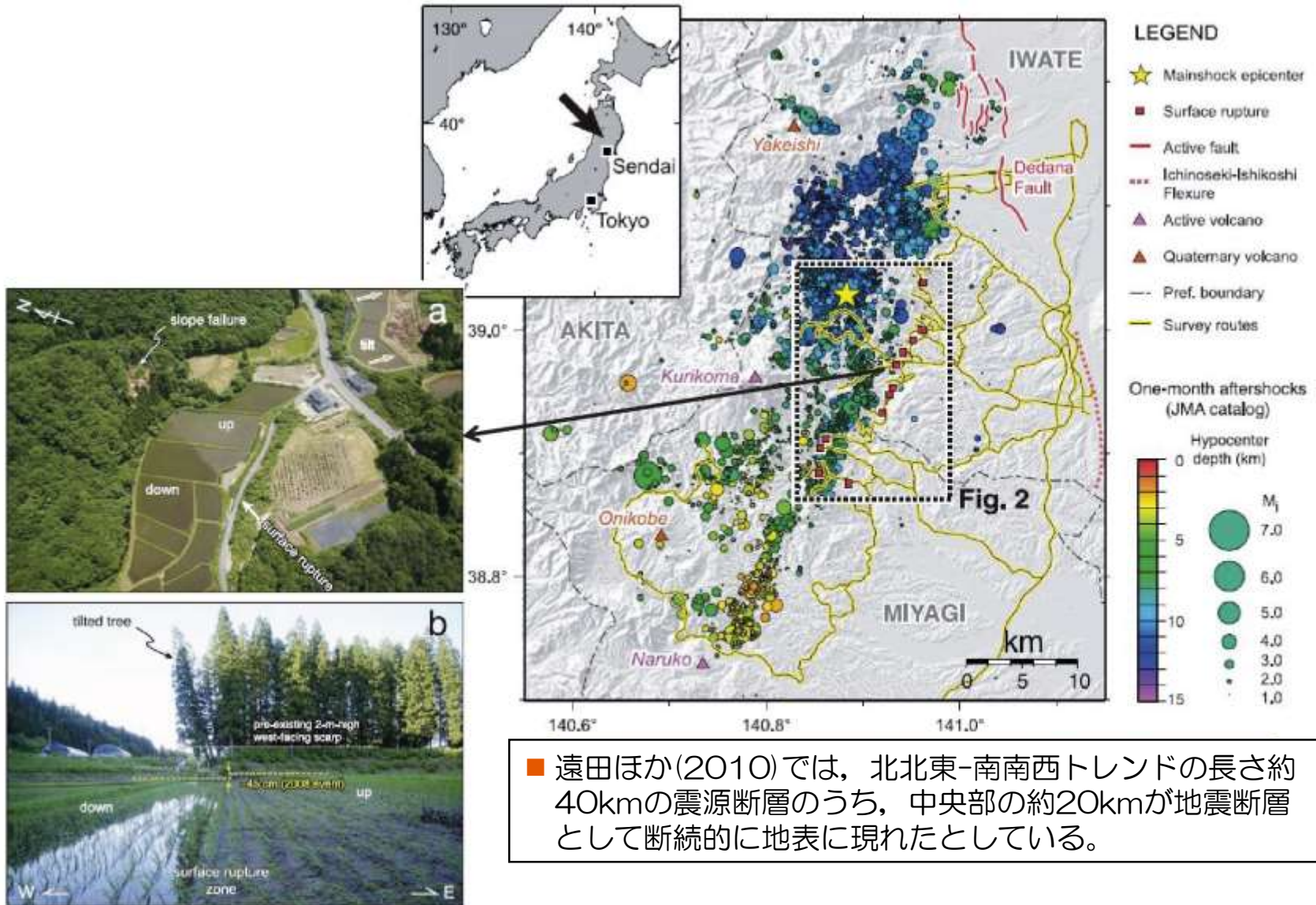
第1図 岩手・宮城内陸地震の本震・余震の震央と既知の活断層および本研究の調査地域
震央分布は防災科学技術研究所(2008a)による。観測期間は2008年6月14日～8月19日。★：本震、太線：既知の活断層、細線：県境、本研究の調査範囲は小さい四角の範囲。



第2図 岩手・宮城内陸地震震源域付近の活断層と地表変位位置図

黒およびグレーの線は基底活断層、黒は確実度が高い、実線：位置明瞭、破線：位置不明瞭、点線：地震前には変位地形が残存していなかった伏在部、★：主な地表変位確認地点。基図として国土地理院2.5万分の1地形図「本寺」図幅の一部を使用。

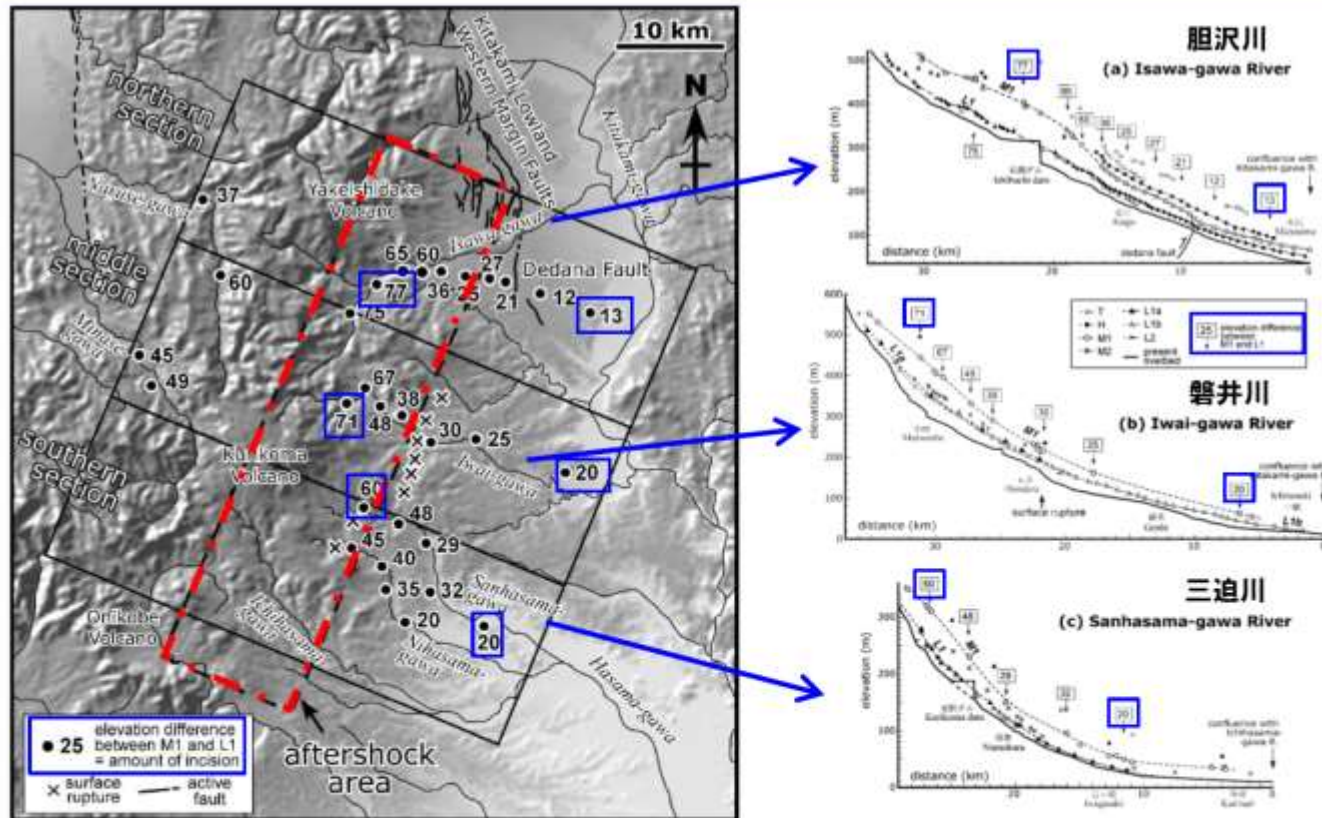
①活断層の密度・活動度・変位センス 遠田ほか(2010)



■ 遠田ほか(2010)では、北北東-南南西トレンドの長さ約40kmの震源断層のうち、中央部の約20kmが地震断層として断続的に地表に現れたとしている。

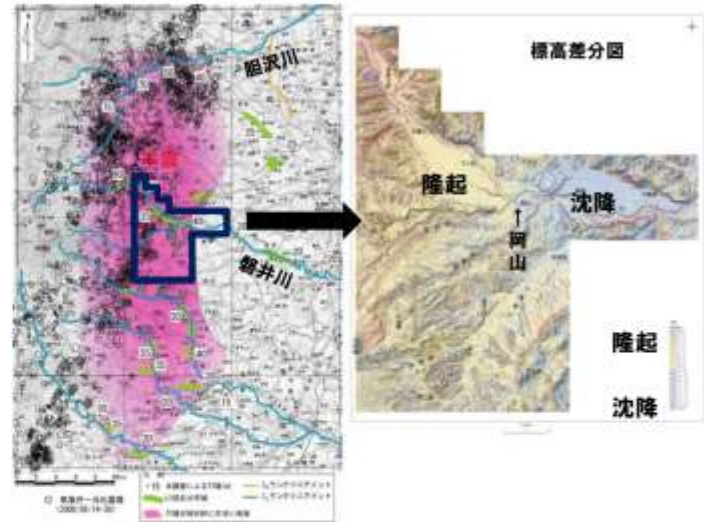
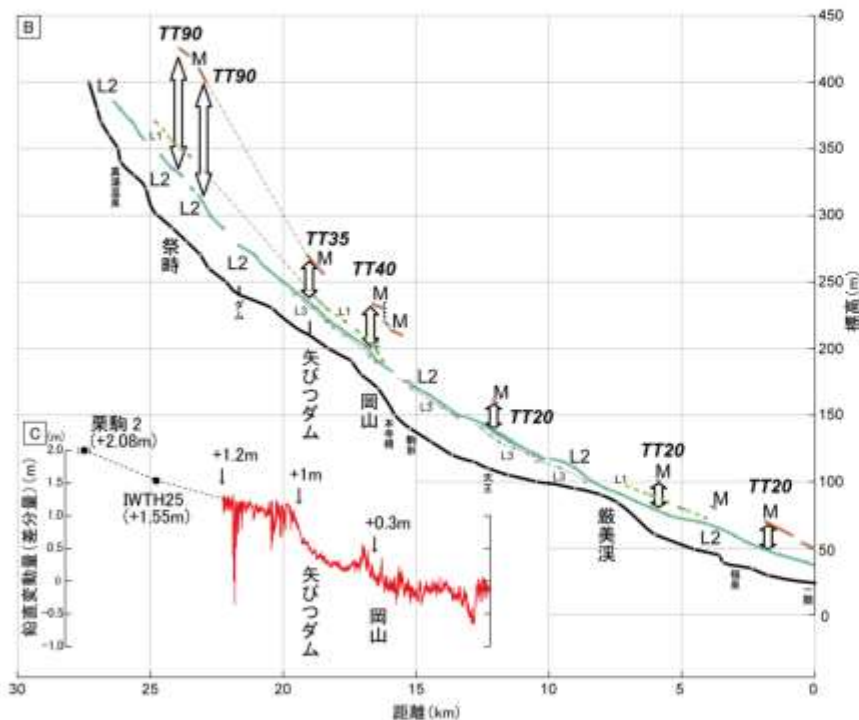
①活断層の密度・活動度・変位センス 田力ほか(2009)

- 田力ほか(2009)では、震源域には河成段丘の変化帯が存在し、この変化帯は今回の地震の震源断層の活動に関連しているとしている。
- 河成段丘の高度から下刻量分布を明らかにすることにより、活断層（伏在断層）の存在を推定することが可能であると考えられる。



M1面とL1面の高度差（下刻量）分布 ※田力ほか(2009)に加筆

①活断層の密度・活動度・変位センス



地震前後の標高差分図における隆起域と河成段丘からみた隆起域が対応。

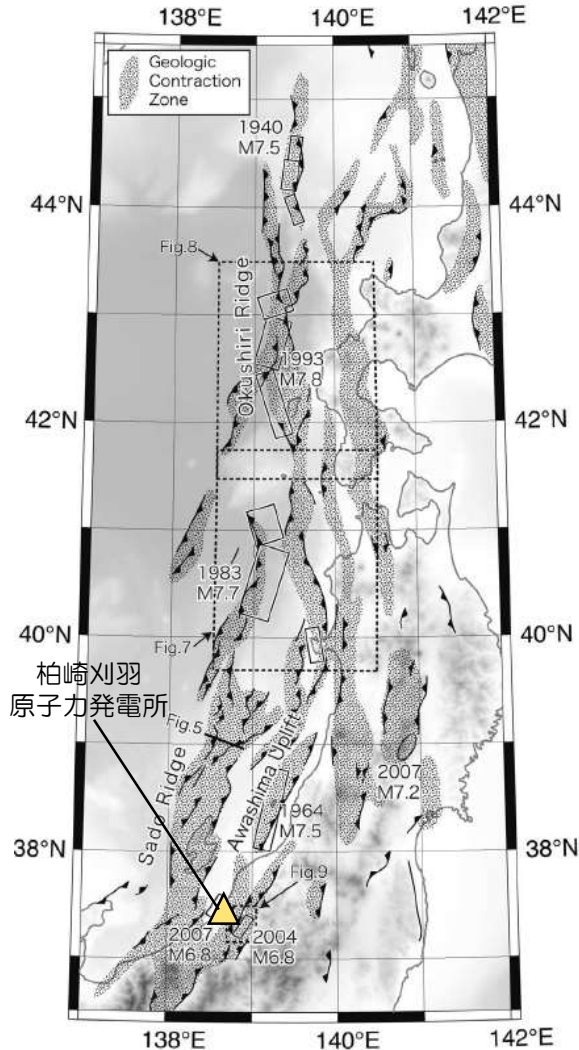
過去にも岩手・宮城内陸地震と類似した地震が繰り返し起こっていた可能性がある。

Sagami川沿いの河成段丘縦断と標高差分縦断 (図基11-2-2に加筆)

- 震源域周辺は、古いカルデラの存在、基準地形の分布状況等から、活断層の認定が難しい地域であったと判断される。
- ただし、2008年岩手・宮城内陸地震後に実施した調査からは、断層活動の累積性が確認され、詳細な調査・解析により、活断層の存在が推定できるとされている。

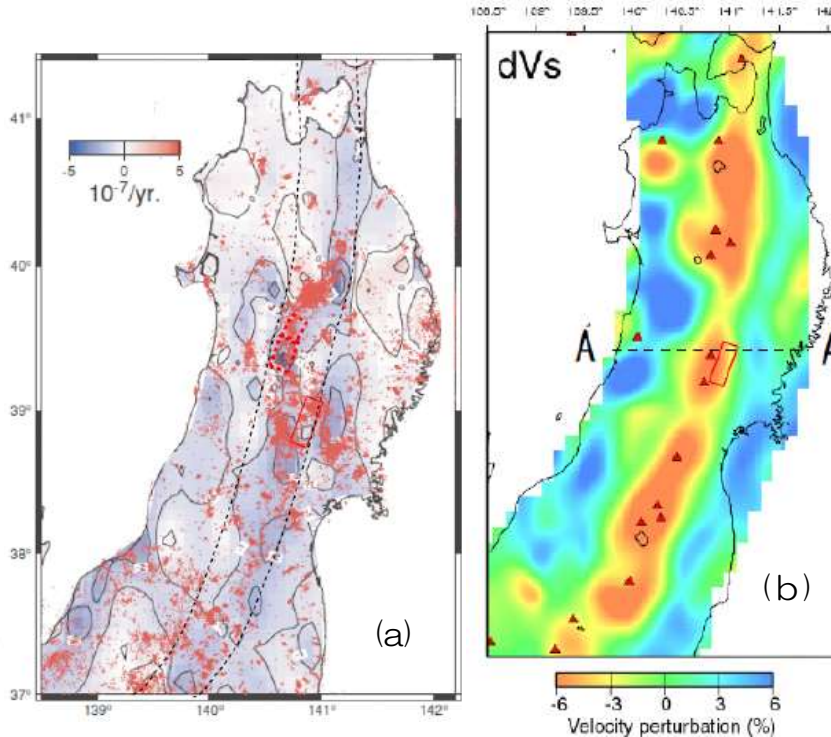
①活断層の密度・活動度・変位センス 歪み集中帯

地質学的な歪み集中帯

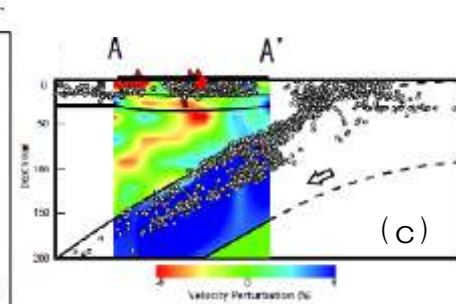


岡村(2010)より抜粋

東北脊梁歪み集中帯



Okada et al.(2010)より抜粋 (一部加筆・修正)



(a) 1997年から2001年までの期間の国土地理院、東北大学のGPS観測データから求めた東西歪み分布。青が短縮歪、赤が伸張歪の領域を示し、ほぼ奥羽脊梁山地に沿って青色の短縮歪が顕著
 (b) 地震波速度トゲラフによる深さ40kmでのS波速度偏差分布。▲は活火山を示す。
 (c) 地震波速度トゲラフによる岩手・宮城内陸地震震源域を通りS波速度偏差分布の鉛直断面図
 ▲は活火山、○は地震を示す。

- 岡村(2010)によると、2008年岩手・宮城内陸地震は地質学的な歪み集中帯で発生しており、同様に敷地及び2007年新潟県中越沖地震も地質学的な歪み集中帯に位置している。
- ただし、2008年岩手・宮城内陸地震は、帯状の低速度領域に対応する東北脊梁歪み集中帯で生じている。

①活断層の密度・活動度・変位センス 歪み集中帯

- Ohzono et al.(2012)では、図1に示すように奥羽脊梁山地に沿った歪み集中帯(OBR), 新潟-神戸歪み集中帯(NKTZ)が知られている東北地方内陸地殻内の不均質性について検討。
- 2011年東北地方太平洋沖地震時の観測値(GPS観測網により捉えた地殻変動)と理論値(等方均質弾性体内で断層が一様に滑ったと仮定して計算した理論値)との差(歪み残差, 図2左)と比(歪み比, 図2右)を評価。
- 地震前と地震時の歪み分布のパターンの組合せから図3の(a)~(c)のモデルを考え、OBRは(a), NKTZは(c)が最適とし、異なる変形様式を持っていると考えられているとしている。

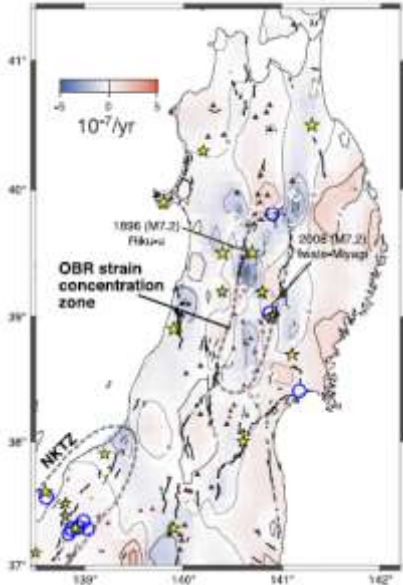
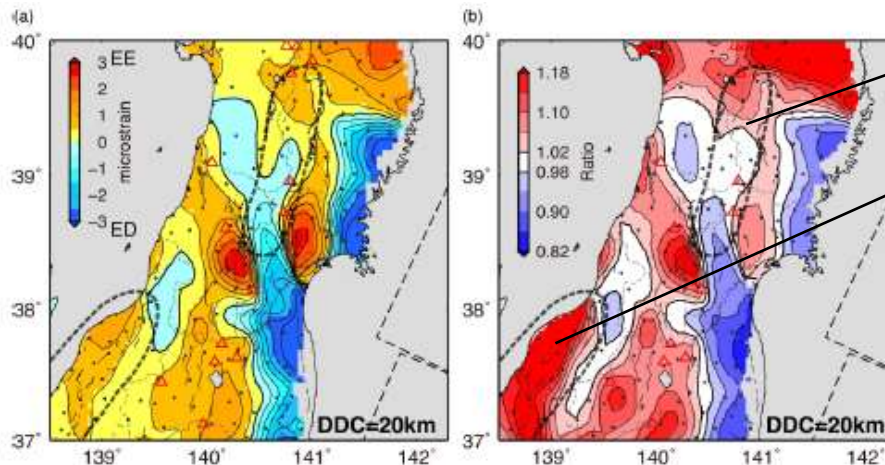


図1.東西歪み速度

EW strain rate calculated from the GPS velocity field for the period from 1997 to 2001 (after figure 6(b) in Miura *et al.*, 2004). The effect of interplate coupling is eliminated from a predicted model (Suwa *et al.*, 2006). Blue and red areas denote contraction and extension, respectively. The effect of interplate coupling is eliminated. Solid lines represent traces of the inland active fault (Nakata and Imaizumi, 2002). Red triangles indicate Quaternary active volcanoes. Gray dashed lines encircle strain concentration zones of the Ou-backbone Range (OBR) and the northeastern part of the Niigata-Kobe Tectonic Zone (NKTZ). Stars represent the epicenters of damaging earthquakes since 1896. Blue circles represent the epicenters of inland earthquakes (larger than M_w 6) from October 1997 to March 10, 2011.

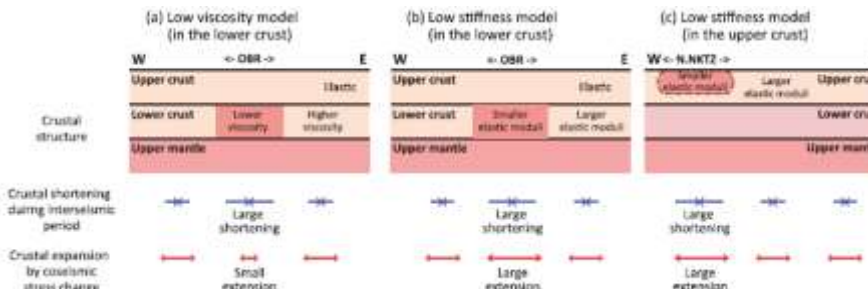


奥羽脊梁山地に沿って理論値に対して観測値の伸長が不足(伸び足りない)

新潟-神戸歪み集中帯では理論値に対して観測値の伸長が過剰(伸び過ぎ)

(a) Distribution of the EW component of the strain change residual (observation-calculation) calculated at each site. Blue and red areas denote the extension deficit (ED; observation is smaller than calculation) and the extension excess (EE; observation is larger than calculation), respectively. Gray dashed lines encircle the same strain concentration zones as shown in Fig. 1. Open triangles are Quaternary active volcanoes. The thick and thin contour lines indicate 0 and every 0.5×10^{-6} strain, respectively. Dots are GPS site locations. (b) Same as (a) but with the distribution of the ratios of strain change in the EW component (observation/calculation). The thick and thin contour lines indicate 1 and every 0.02, respectively.

図2.東西残留歪み (左:歪み残差, 右:歪み比)



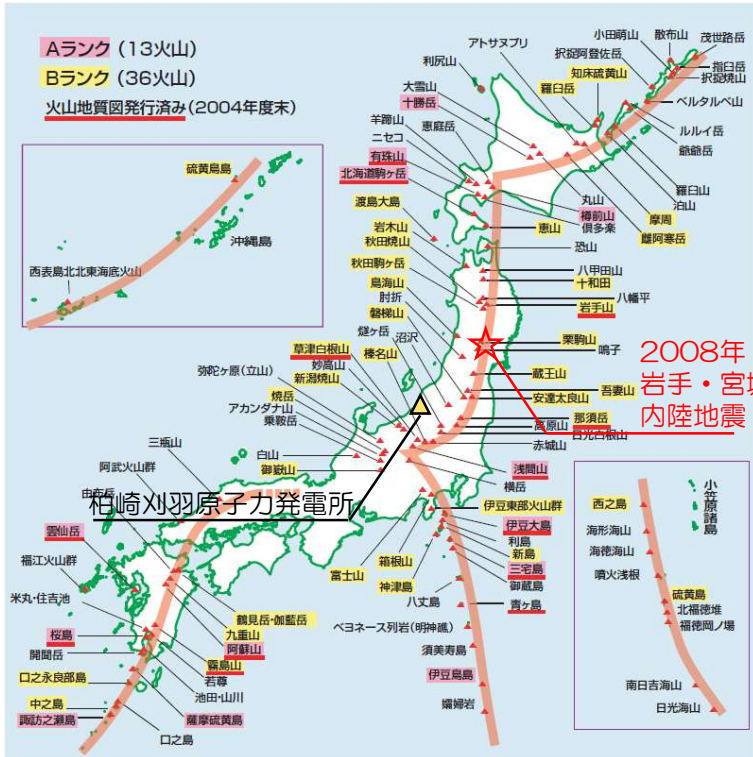
Schematic images of surface strain, which depends on the crustal structure, around the two strain concentration zones, the OBR and the northern part of the NKTZ in the Tohoku region. The assumed crustal structure and their surface strain pattern during the interseismic period and the coseismic period are shown. (a) Low viscosity model in the lower crust. The viscosity in the lower crust beneath the OBR is assumed to be lower than in the other fields. (b) Low elastic modulus model in the lower crust. The elastic modulus in the lower crust beneath the OBR is assumed to be lower than in the other fields. (c) Low elastic modulus model in the upper crust. The elastic modulus in the upper crust beneath the NKTZ is assumed to be lower than in the other fields due to the existence of thick sediments.

図3.地殻構造に基づく表面歪みの概念図

Ohzono et al.(2012)より抜粋 (一部加筆・修正)

②火山 火山フロント・地殻熱流量について

火山フロント



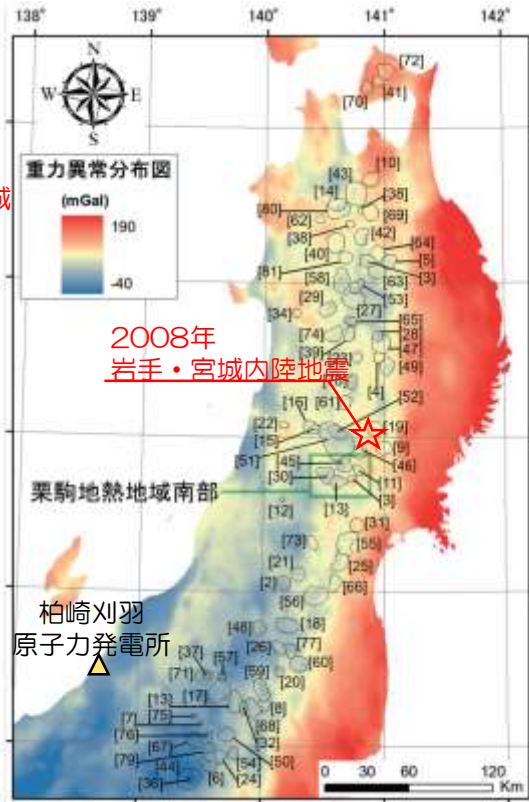
産業技術総合研究所(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

日本列島の活火山分布図
活動度により3段階にランク分けされている。もっとも活動度の高いAランクは13、Bランクは36、Cランクは36火山。海底火山や北方領土の火山はランク分けの対象外になっている。
今後の調査で新たに活火山と追加認定される火山もある。
橙色の太いラインが火山フロント。

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、地殻熱流量が高く、火山フロントに位置する。一方、敷地周辺は火山フロントから外れた地域に位置する。

地殻熱流量

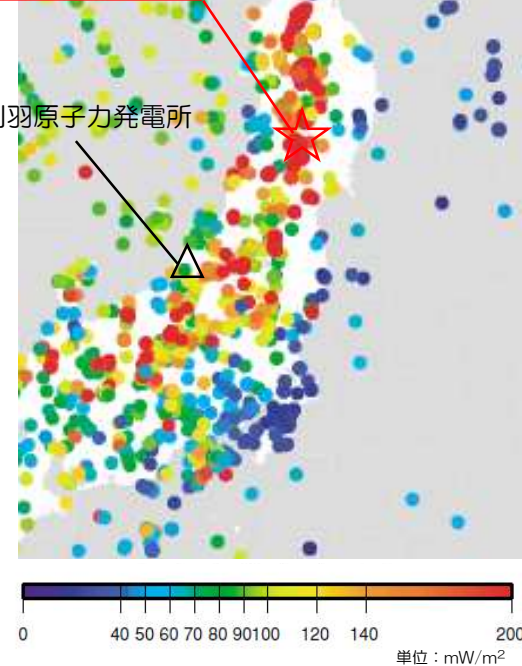
カルデラ



東北本州弧の重力異常分布図とカルデラの分布
プリマほか(2012)より抜粋
(一部加筆・修正)

2008年
岩手・宮城内陸地震

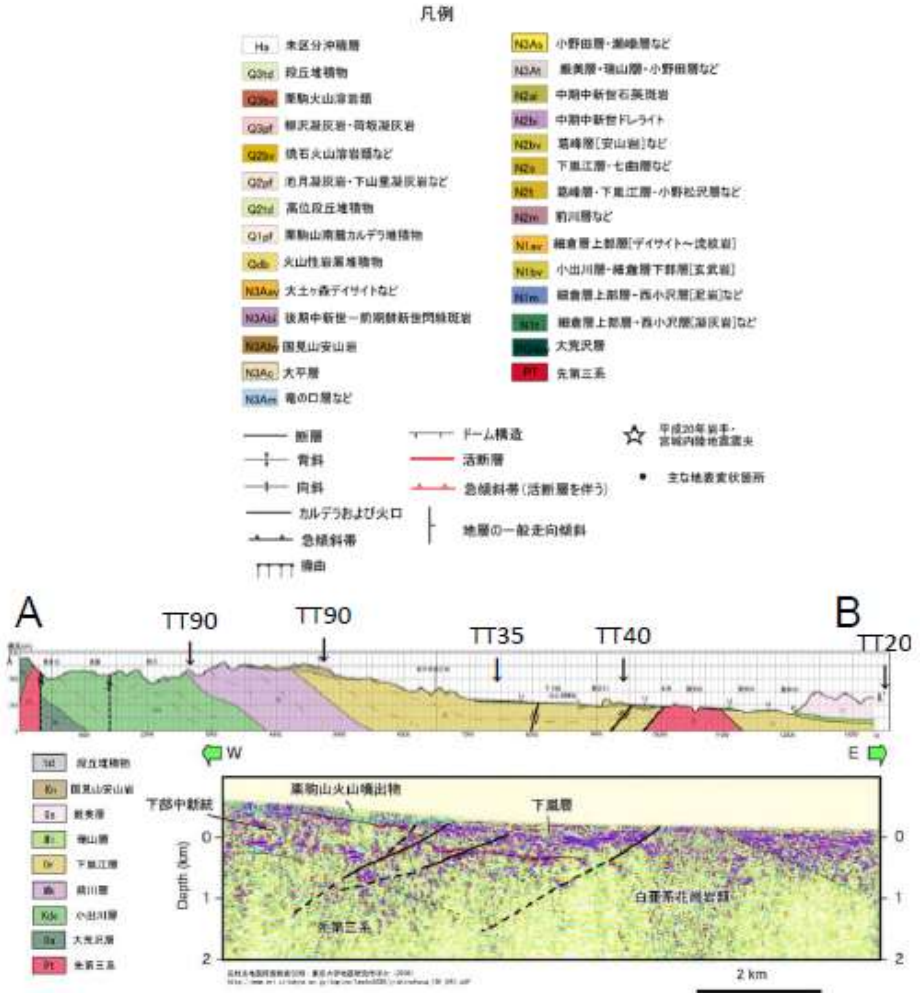
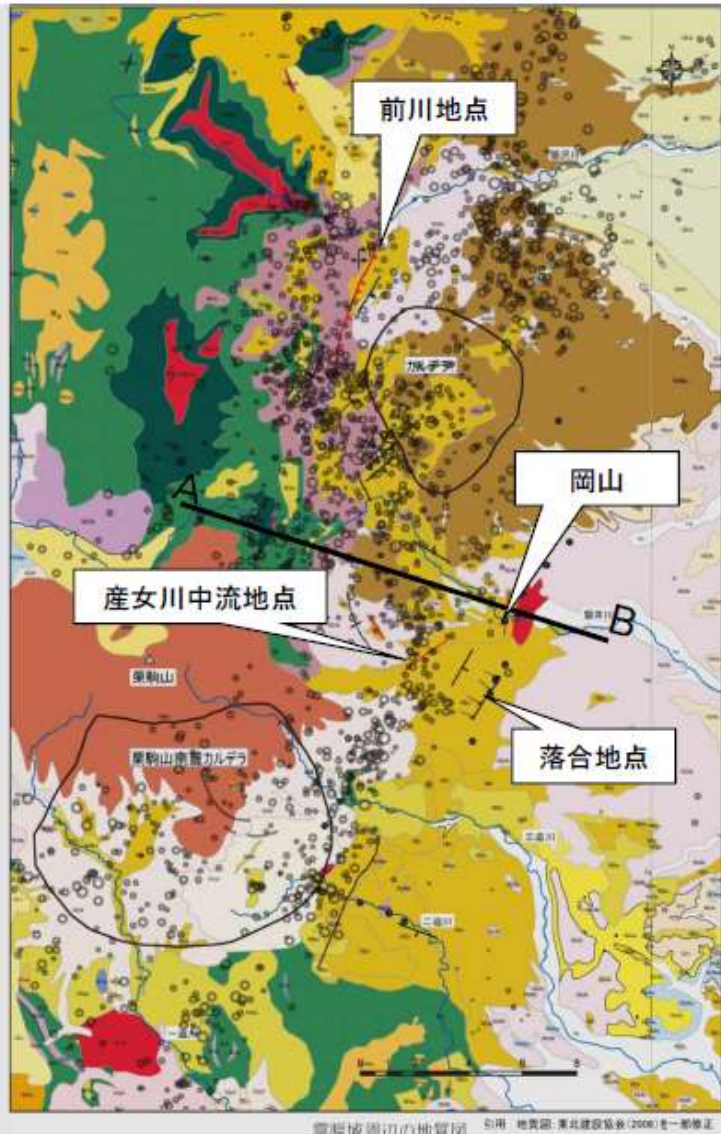
柏崎刈羽原子力発電所



Tanaka et al.(2004)より抜粋
(一部加筆・修正)

- 2008年岩手・宮城内陸地震はカルデラが密集する領域で発生。
⇒複雑な地質構造と予測される。
- 一方、敷地周辺においてカルデラの存在は認められず、単純な地質構造である。

③地質

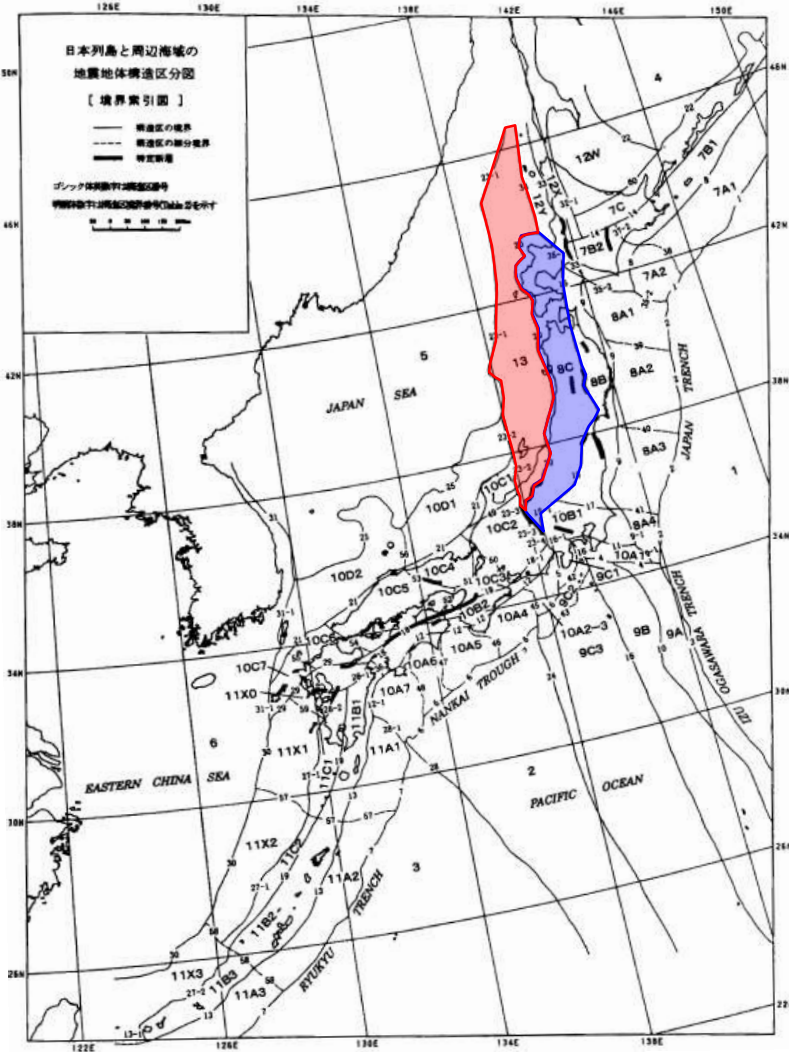


反射法地震探査断面引用: 佐藤(2008), 加藤ほか(2010)

- 新第三紀堆積岩類, 第四紀火山噴出物が分布。
- カルデラが分布。

④地震地体構造区分

垣見ほか(2003)



	柏崎刈羽 原子力発電所	2008年 岩手・宮城内陸地震
構造区	13 日本海東縁変動帯	8C 東北日本弧内帯
地形・地質	沈降優勢の褶曲－逆断層－傾動運動。島弧方向の海嶺・海盆列の発達。北部は幅の広い海盆・堆などの集合域・	火山性内弧。隆起優勢。脊梁山地・出羽丘陵の火山帯（隆起帯）とその間の盆地列（沈降帯）。島弧方向の逆断層から褶曲発達
活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか	大、長、A、逆。 島弧と平行な海嶺・海盆の縁に発達。褶曲軸と平行	中、中、B、逆。 島弧と平行、隆起帯基部に発達

日本列島と周辺海域の地震地体構造区分
(垣見ほか(2003)より抜粋
(一部加筆・修正))

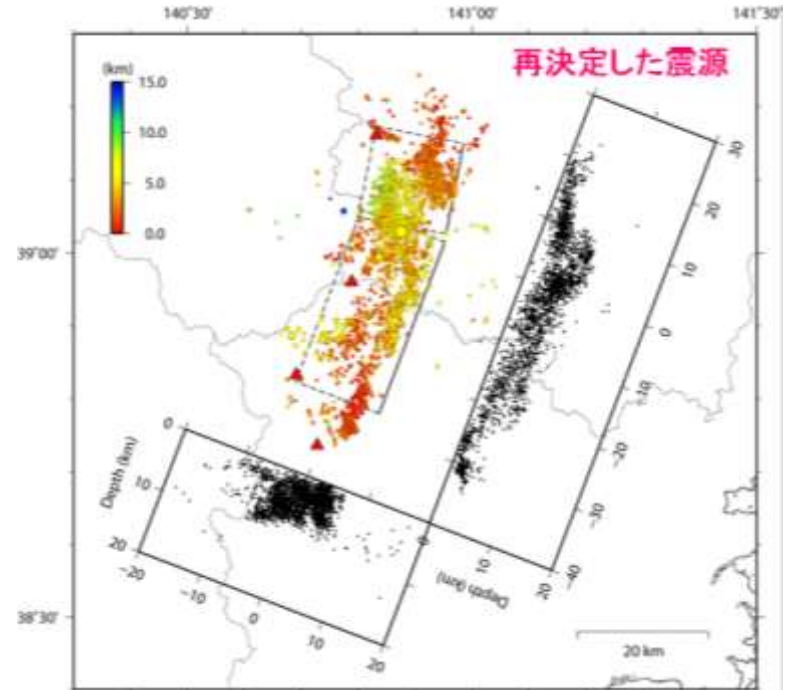
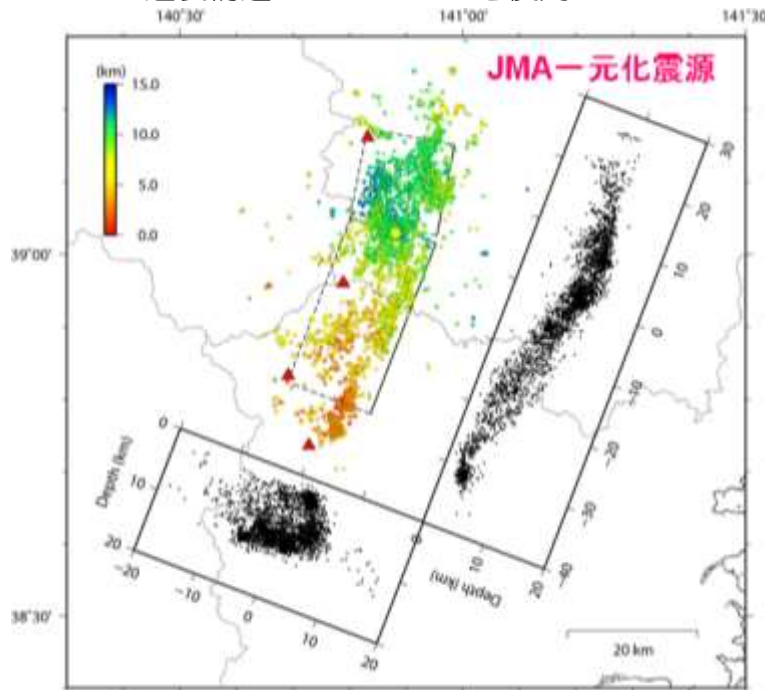
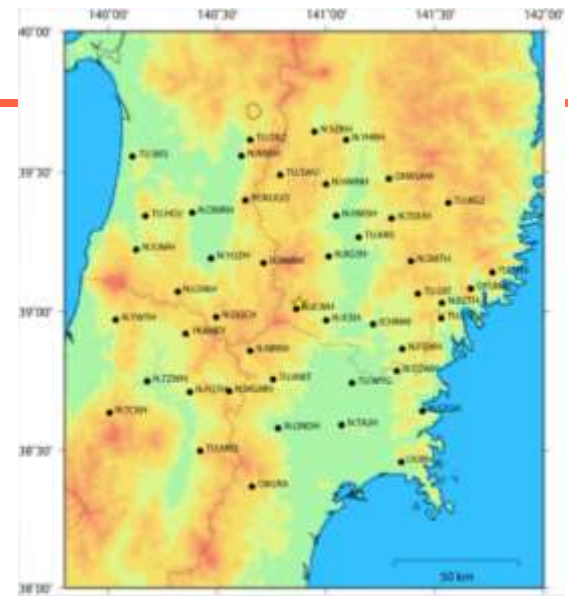
■ 2008年岩手・宮城内陸地震が生じた領域（図中■）は、柏崎刈羽原子力発電所が位置する領域（図中■）と異なる領域として整理されている。

⑤地震発生層 余震分布 引間ほか(2008)

引間ほか(2008)

- 震源再決定の結果，本震の震源深さが7.8km⇒5.9kmと浅くなるなど，余震分布もJMA一元化震源に対して浅いことが確認されている。
- 地震発生層の上端は1～2km程度と，地表に近い位置であると考えられる。

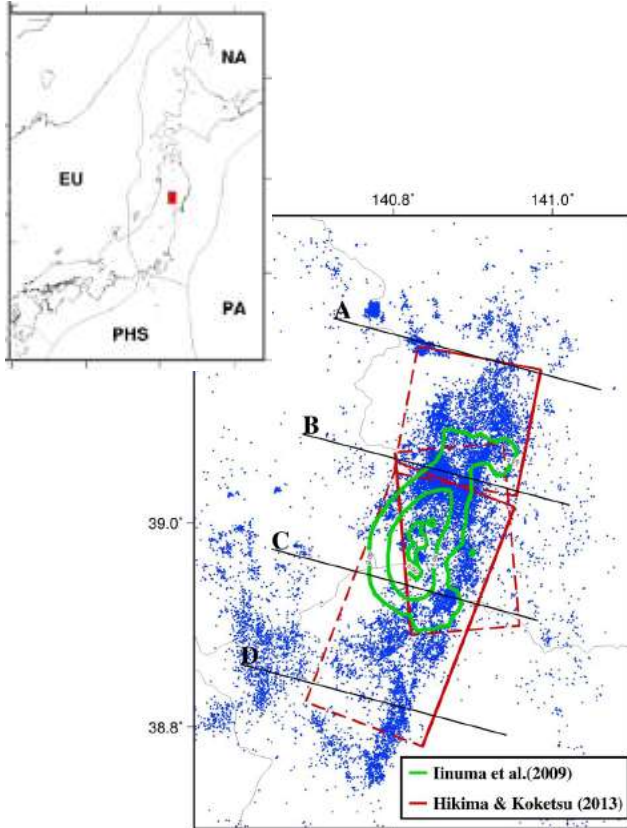
- Double-Difference法による震源再決定
- 気象庁一元化データの検測値を使用
- 本震後4週間の地震を再決定
- 観測点は震源域から80km以内（右図，観測点数:47）
- 速度構造はJMA2001を使用



引間ほか(2008)より抜粋（一部加筆・修正）

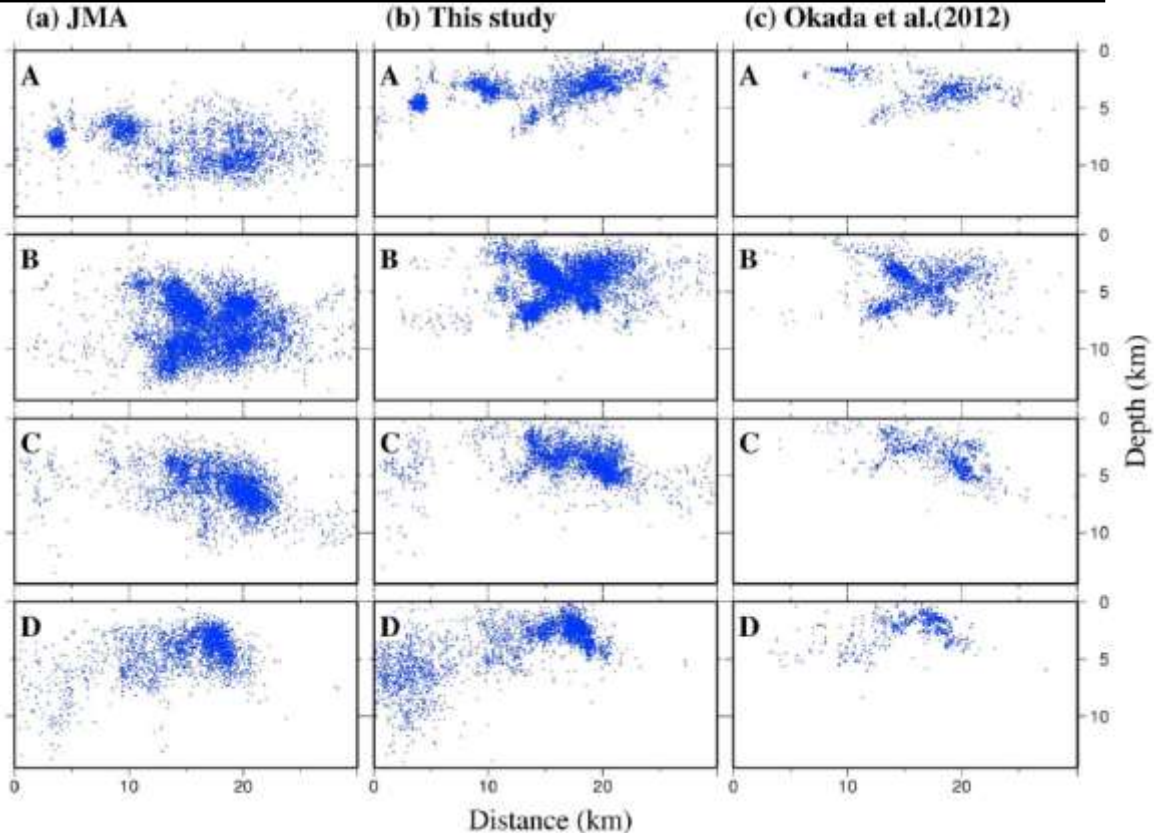
⑤地震発生層 余震分布 Yoshida et al.(2014)

Yoshida et al.(2014)



- : 再決定した震源位置
- : Inuma et al.(2009)によるすべりモデル (2m間隔)
- : Hikima & Koketsu(2013)による断層面

- 稠密な臨時地震観測網の記録を用いて震源の再決定を行っており, JMA一元化震源 (下図(a)JMA) と比較して系統的に浅くなること示されている。
- 地震発生層の上端は1~2km程度と, 地表に近い位置であると考えられる。



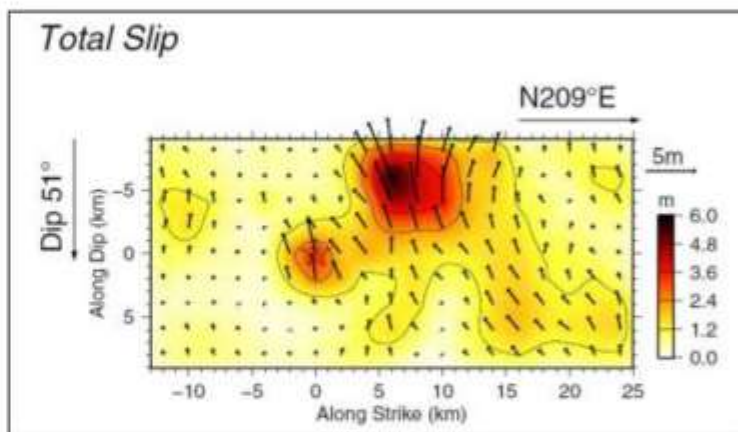
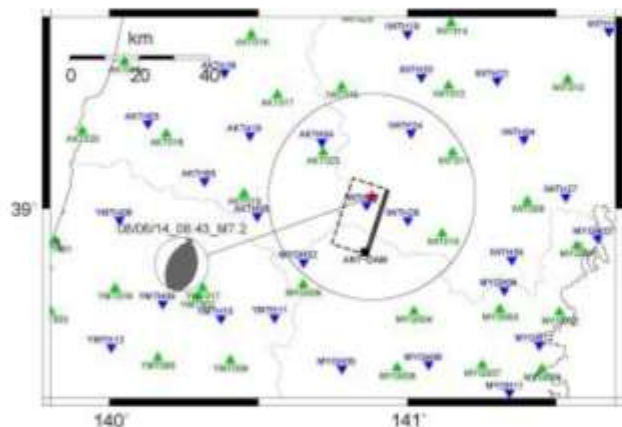
- (a) : 気象庁一元化震源 1996年~2010年のマグニチュード1.0~7.2
- (b) : Yoshida et al.(2014)による震源再決定結果 1996年~2010年のマグニチュード1.0~5.7
- (c) : Okada et al.(2012)による震源再決定結果 本震後3ヶ月のマグニチュード1.0~5.7

Yoshida et al.(2014)より抜粋 (一部加筆・修正)

⑤地震発生層 震源モデル Asano and Iwata(2011)

Asano and Iwata(2011)

- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。

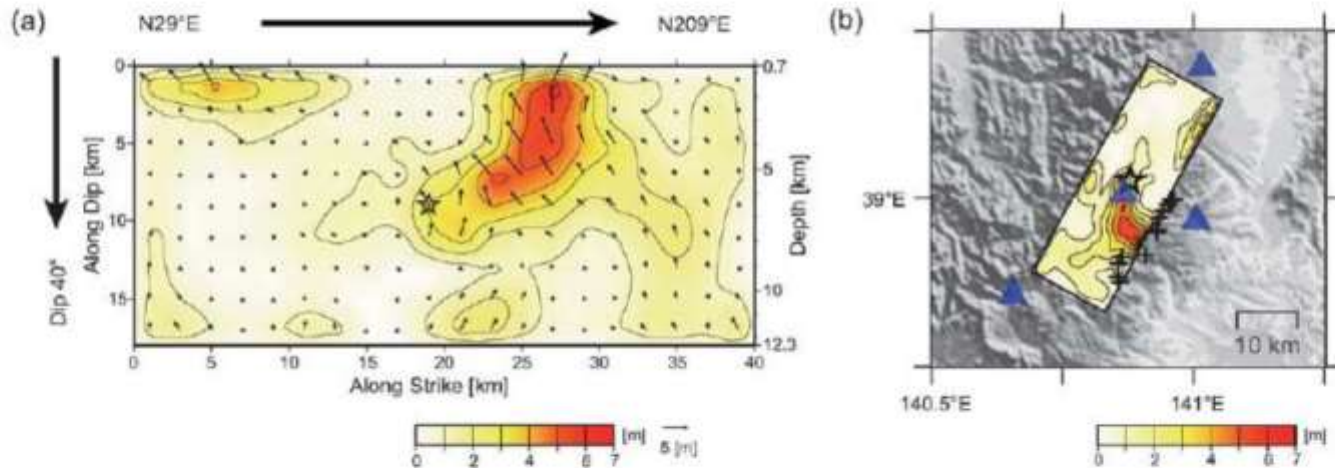


Asano and Iwata(2011)のインバージョンモデル

⑤地震発生層 震源モデル Suzuki et al.(2010)

Suzuki et al.(2010)

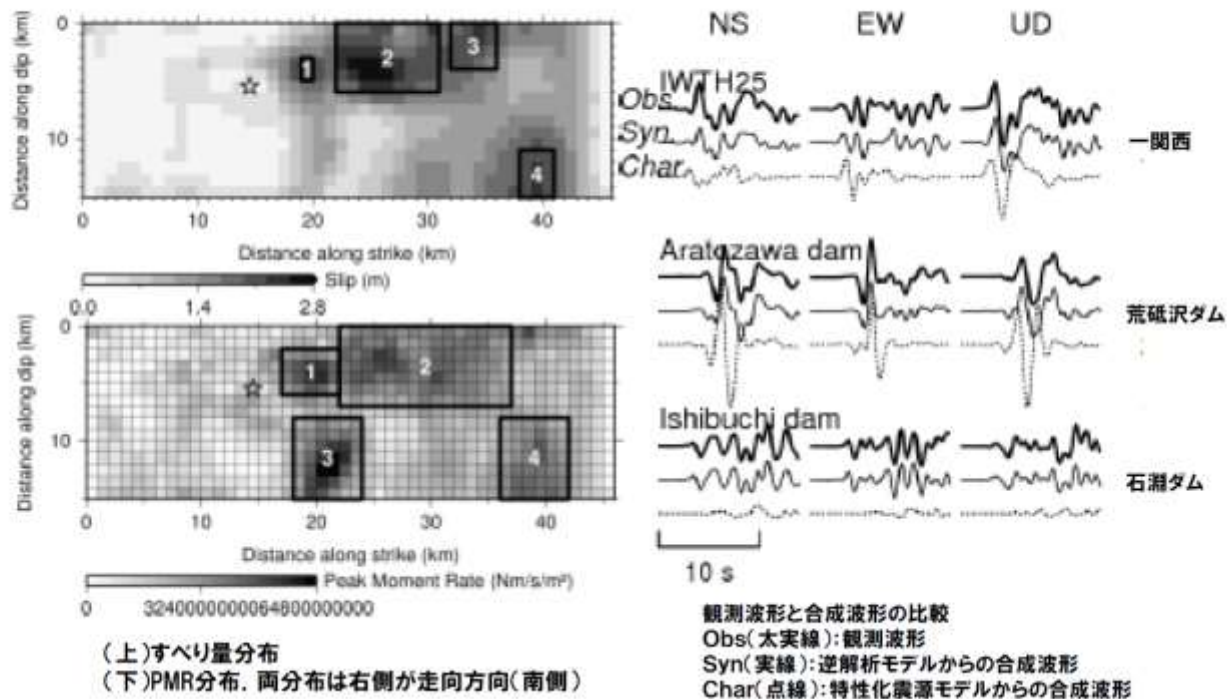
- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。



⑤地震発生層 震源モデル 吉田ほか(2014)

吉田ほか(2014)

- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。



⑤地震発生層 震源モデル 引間・瀬瀬(2013)

引間・瀬瀬 (2013)

- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。

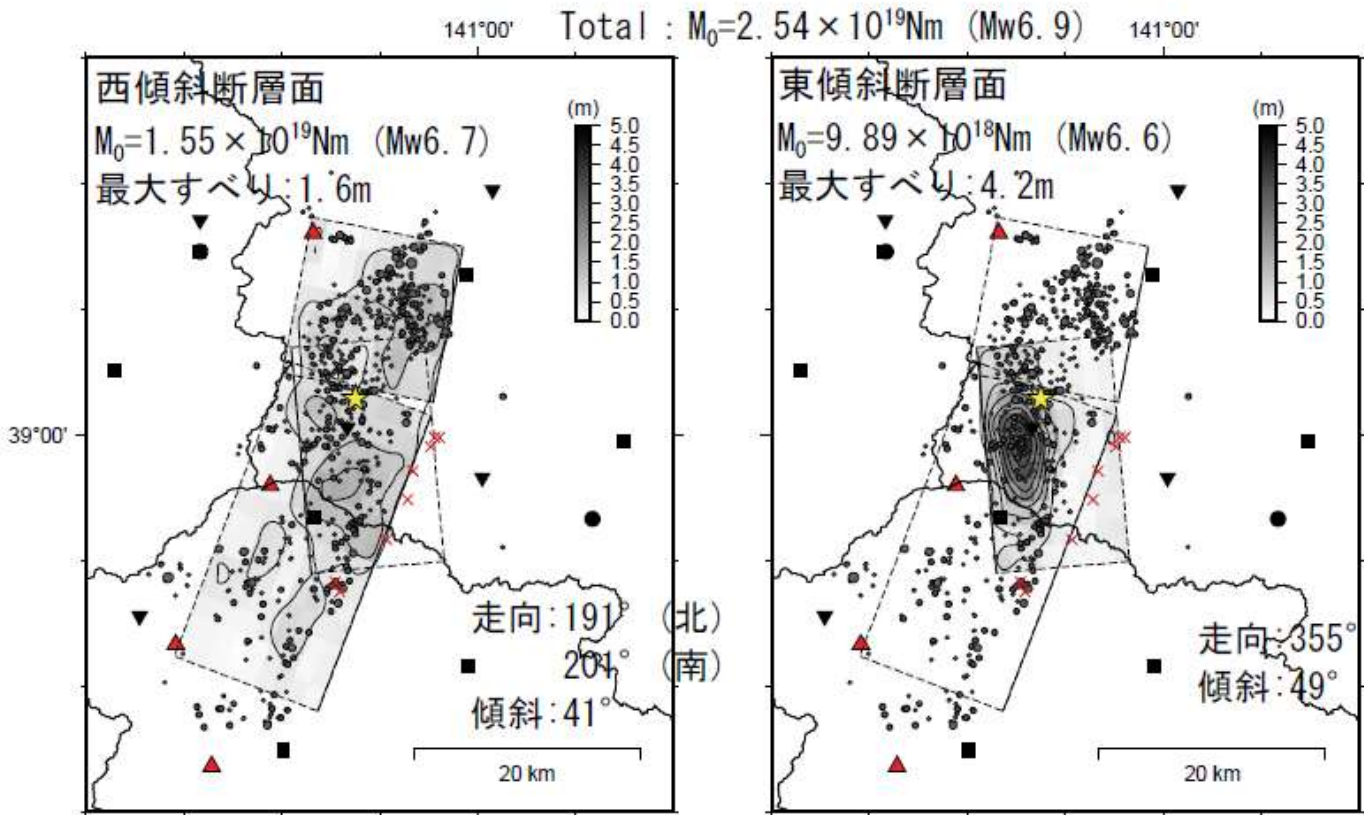


図 強震波形・GPSのジョイントインバージョンにより得られたすべり分布. 余震を合わせて示す. ☆:破壊開始点, ▲:火山, ●:K-NET, ▼:KiK-net, ■:GEONET.

柏崎サイトと比較対象地震の震源域との比較

	柏崎刈羽原子力発電所 敷地周辺	2008年 岩手・宮城内陸地震
①活断層の密度・ 活動度・変位センス	詳細な調査により多数の活断層 を認定 ひずみ集中帯 (日本海東縁部) 逆断層が卓越	多数の活断層が発達 ひずみ集中帯 (東北脊梁歪集中帯) 逆断層が卓越
②火山	火山フロントより隔離あり 地殻熱流量が低い	火山フロントに近接 地殻熱流量が高い 後期新生代にカルデラが形成
③地質	新第三紀～第四紀堆積岩類	新第三紀堆積岩類 第四紀火山噴出物
④地震地体構造区分 垣見ほか(2003)	13	8C
⑤地震発生層	6～17km	1～10km程度

- 敷地周辺は、以下の点で2008年岩手・宮城内陸地震震源域と地域差が顕著であると考えられる。
 - 敷地周辺は、カルデラや厚い火山噴出物が分布する地域ではないこと。
 - 敷地周辺は、地震発生層の上端が1 kmほどと、浅くないこと。

I. 震源を特定せず策定する地震動

1. はじめに

2. 既往の知見

3. M_w 6.5以上の地震

3. 1 柏崎刈羽原子力発電所周辺の地域性

3. 2 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

3. 3 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

4. M_w 6.5未満の地震

5. まとめ

II. 基準地震動について

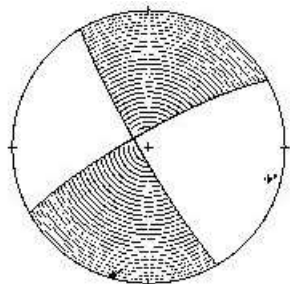
2000年鳥取県西部地震

■ 地震の概要

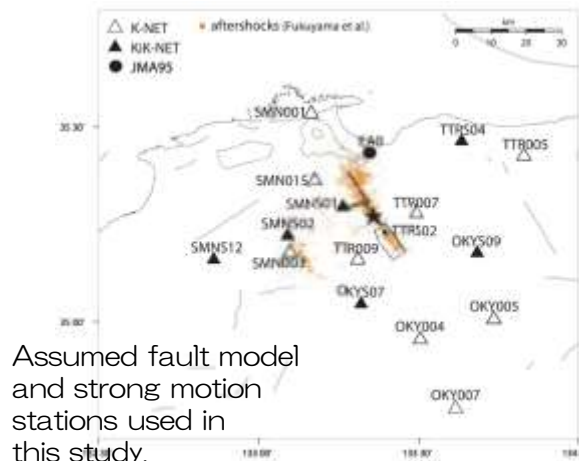
- 日時：2000年10月6日 13時30分
- 震央地：鳥取県西部
- 地震規模： $M_j 7.3$
- 震源深さ：約9km
- 震度：6強 鳥取県 境港市 鳥取日野町
6弱 鳥取県 米子市 境港市 日吉津村
鳥取南部町 伯耆町 など

■ 震源モデル (例)

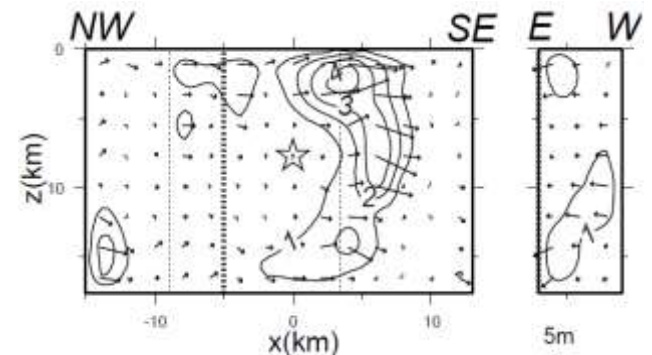
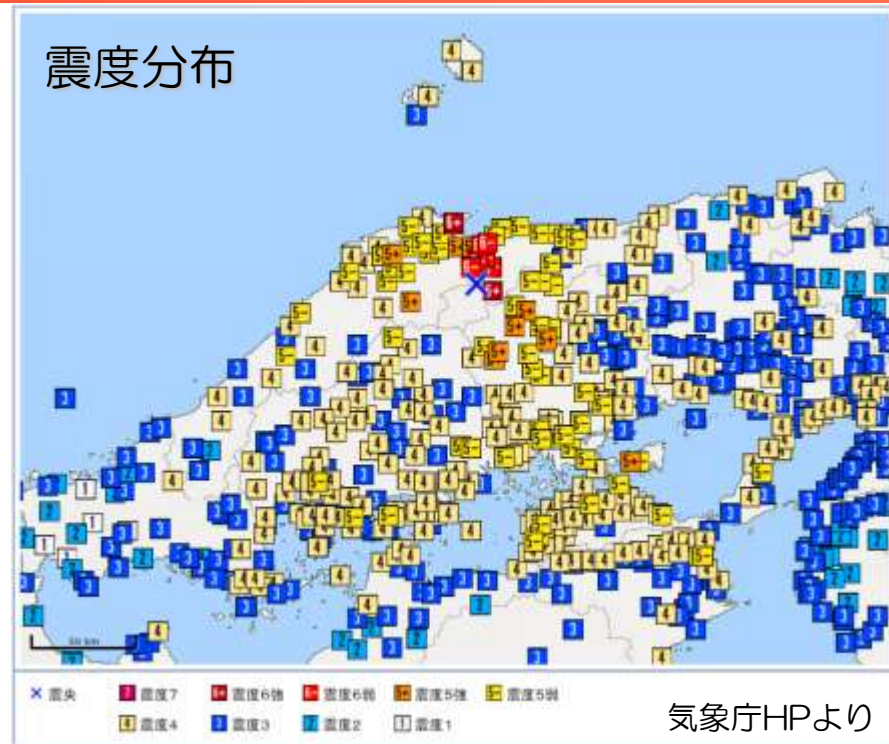
- メカニズム解：東西圧縮の左横ずれ断層型
- モーメントマグニチュード： $M_w 6.6$
- 断層面：北西-南東走向の鉛直断層面
約30kmの長さ



発震機構 [F-net] :
 $(150^\circ, 85^\circ, -9^\circ) /$
 $(241^\circ, 81^\circ, -175^\circ)$



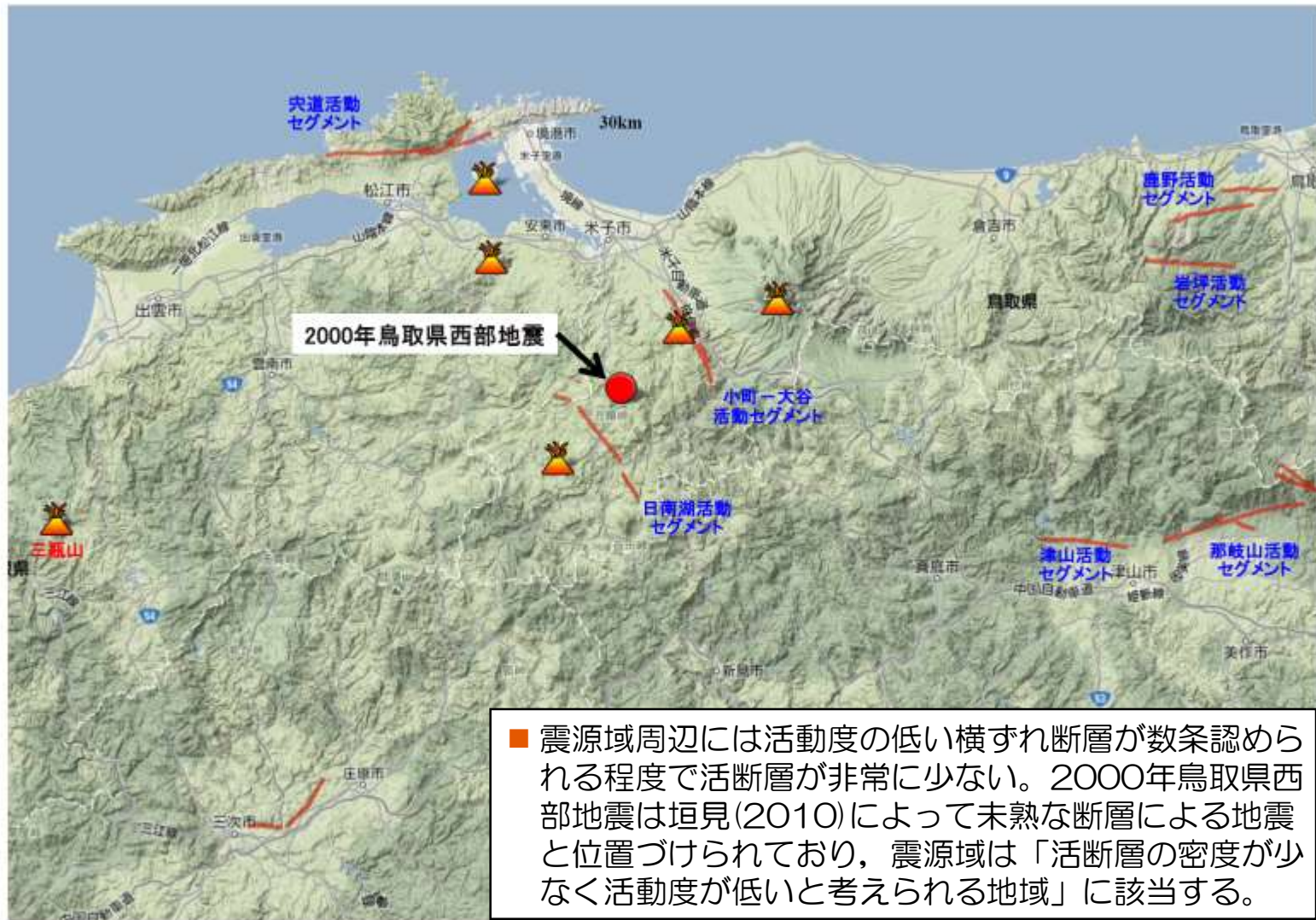
Assumed fault model
and strong motion
stations used in
this study.



Obtained final slip distribution.
Star indicates hypocenter.

岩田・関口(2002)より抜粋 (一部加筆・修正)

①活断層の密度・活動度・変位センス



出典:産業技術総合研究所(2012) 活断層データベース 2012年2月28日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベースDB095, 産業技術総合研究所. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html

①活断層の密度・活動度・変位センス 活断層の分布密度

■ 2000年鳥取県西部地震の震源域は、敷地周辺に比べて活断層の分布密度が低い地域である。

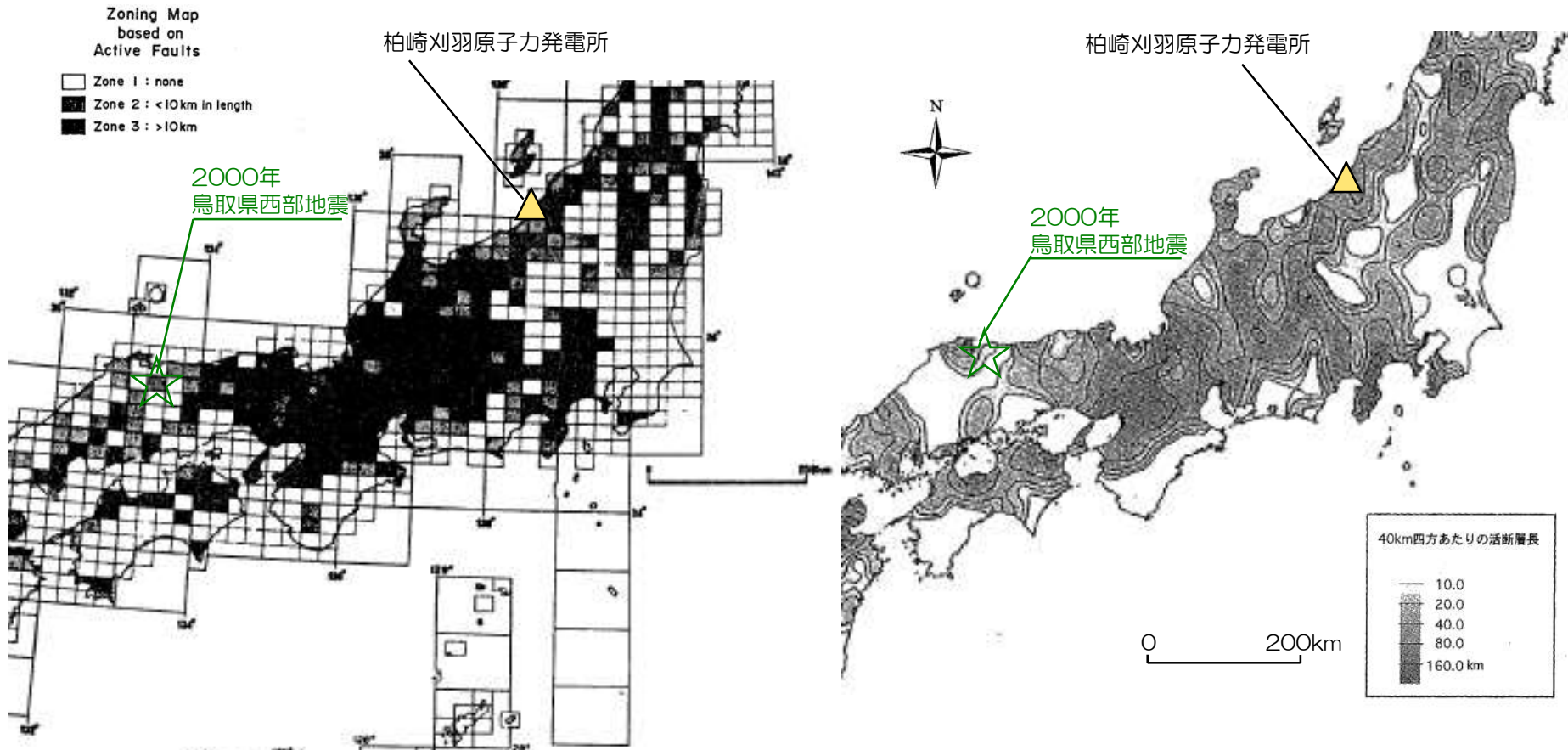


図4 日本列島陸域の活断層密集地域 (Matsuda, 1981)
 黒色域はその地域内の活断層線の総延長が10kmを超える地域。白色域は活断層のない地域。明治以降の主な内陸被害地震 ($M \geq 6.5$, $h \leq 30\text{km}$) の2/3は黒色域で生じている。

第4図 40km平方あたりの活断層長の分布
 最も卓越する活断層帯の長さ (10~30km帯) を包含する大きさとした。活断層は、第1図のデータによる。

松田(1992)より抜粋 (一部加筆・修正)

200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ
 (2000)より抜粋 (一部加筆・修正)

①活断層の密度・活動度・変位センス 岡田 (2002)

- 山陰地域の活断層の特徴を総括した岡田(2002)によると「鳥取県西部地震はまだ地表には一連の活断層として姿を現していない(到達していない)地下深部の断層による活動とみなされ」,「第四紀中期以降に新たな断層面を形成して,断層が発達しつつあり,活断層の発達過程としては初期ないし未熟な段階にある」とされている。
- また,山陰地域は「日本列島の中でも特異な地域」で「西南日本弧の日本海側変動帯にくみこまれつつあり,第四紀中期以降から地殻運動が徐々に活発化しているとみなされ」,当地域にはWNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WSWとNNW-SSEの方向の横ずれ活断層が発現している。

「丹後半島から島根半島までの山陰地域にみられる活断層について、共通する特徴を以下にまとめる。

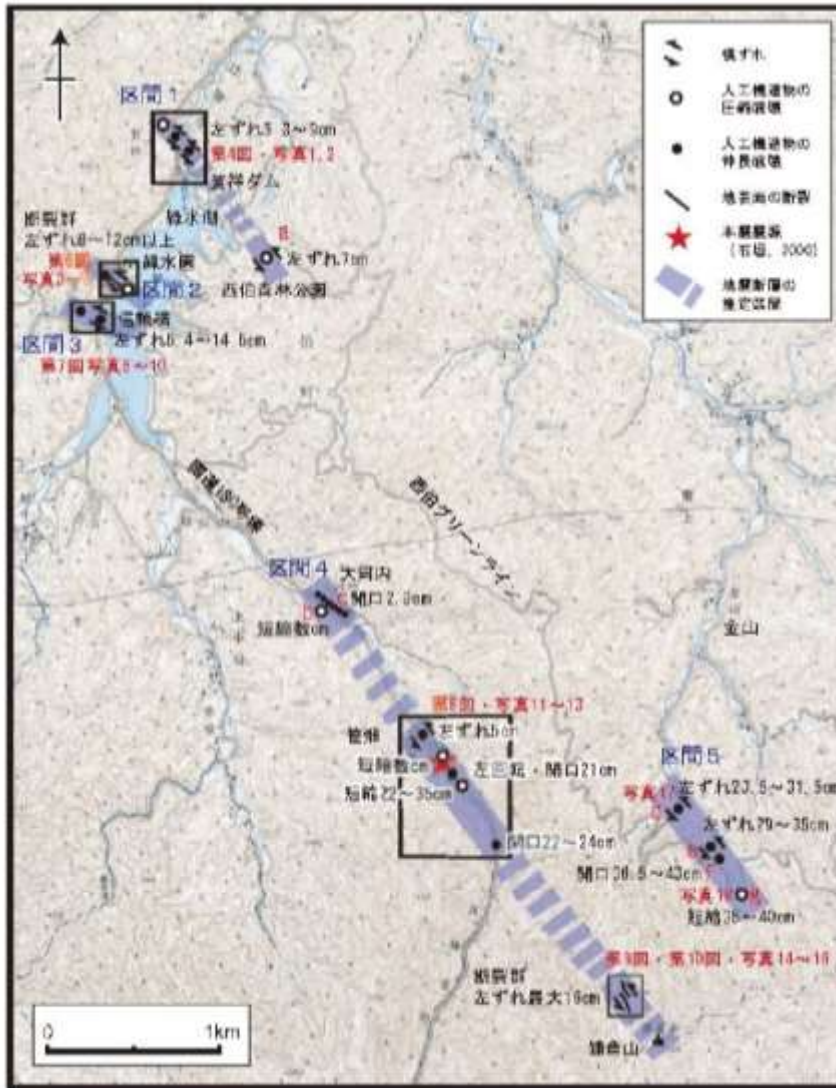
- 1) 変位地形は全体として不明瞭であり、累積変位量はいずれも数百m以下と少ない。
- 2) ENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ活断層が卓越する。中国山地の北側から南部日本海の地域までに、こうした活断層の分布が限られている。
- 3) 数本の活断層が雁行状に配列したり、併走や分岐が顕著にみられる。直線状に連続する断層線も長さは25km以下と相対的に短い。
- 4) 断層破砕帯の発達には顕著でなく、既存の大断層が再活動した形跡はない。ほとんどの活断層は新たに破断面を形成しつつあるので、破砕帯の幅は数十cm程度とごく限られているようである。
- 5) 第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。
- 6) WNW-ESE方向からの圧縮場のもとで活断層が発現しており、不鮮明なりニアメントでも活断層の可能性があるので、注意して調査する必要がある。
- 7) 1900年代は千年振りに訪れた地震活動の活動期にあたり、大地震の起こった周辺域は注目すべき時期にあたる。
(岡田、2002より抜粋)



第1図 山陰地域の主な地震の発震機構解と活断層

主な活断層 (①更毛断層, ②郷村断層帯, ③山田断層帯, ④雨滝一釜戸断層帯, ⑤古岡断層, ⑥鹿野断層, ⑦岩坪断層, ⑧鳥取県西部地震域の断層位置, ⑨鹿島断層, ⑩山崎断層帯), 内陸大地震 (M7.3以下) の発震機構解 (上半球投影) は地震断層を伴った1927年以降のみを示す。Gutscher and Lallemand (1999) の北中国剪断帯 (North Chugoku Shear Zone), Itoh et al.(2002) の南部日本海断層帯 (Southern Japan Sea Fault Zone:SJSFZ) の位置を図示。

①活断層の密度・活動度・変位センス 伏島ほか(2001)



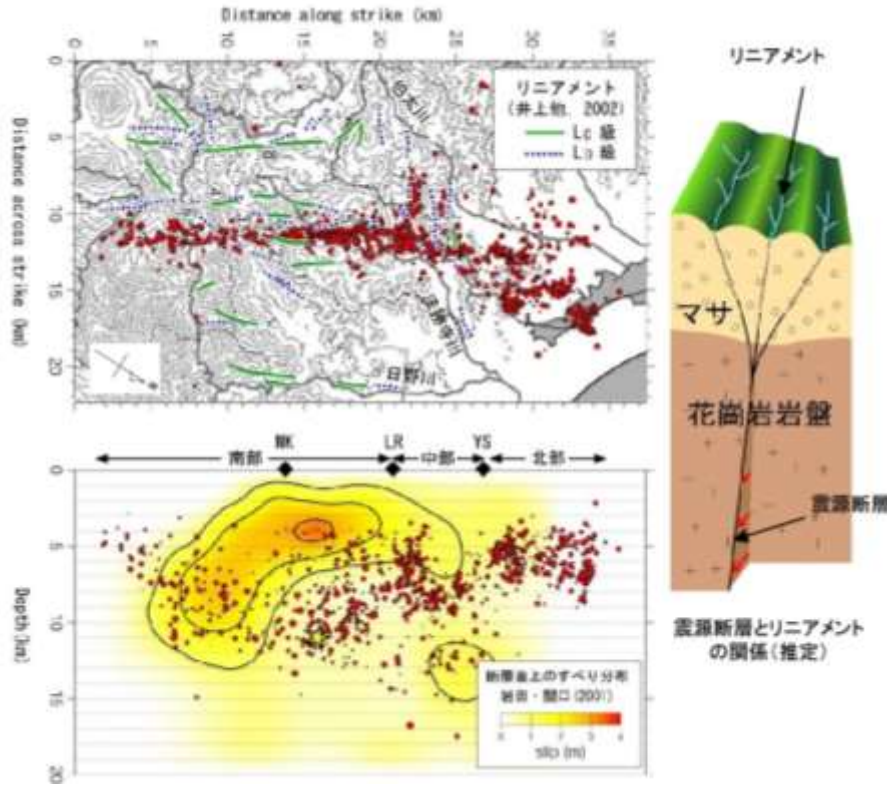
第1図 調査地域の位置と調査経路。国土院発行の1:25,000地形図「伏島」を使用。主要河川は青線で示す。調査経路は赤線で示す。調査範囲は黒線で示す。調査範囲は黒線で示す。調査範囲は黒線で示す。

- 地表断裂および人工構造物の破壊・変形は以下の通り認められ、地震断層は明瞭ではないが、断続的に出現している。
 - 北西-南東方向に直線状に配列（余震域の延びの方向と調和的）
 - 本震震央の北西側約4km～南東側約2km，幅1km強の帯状の地域に5つ認められた。
 - 地表面の断裂は $N40 \pm 25^\circ W$ の走向
 - 数cm～10数cmの左横ずれ走向間隔

第2図 調査結果の概要。国土院発行の1:25,000地形図「伏島」を使用。
Fig. 2. Map showing the outline of the results of our investigation.

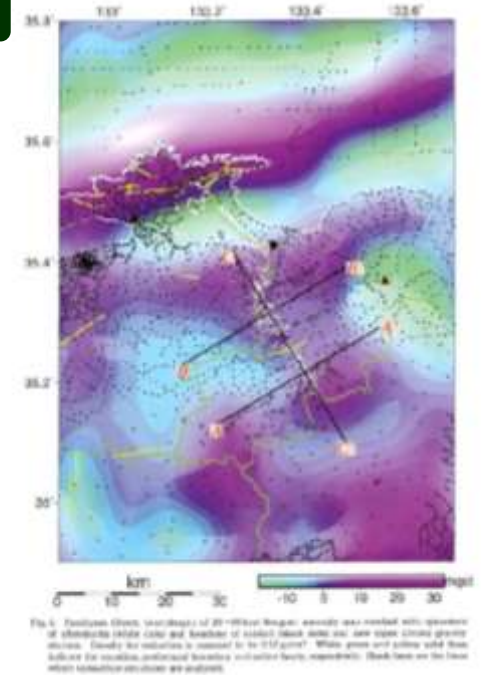
①活断層の密度・活動度・変位センス 青柳ほか(2004),本多ほか(2002)

青柳ほか(2004)



- 地震前に撮影した空中写真で判読されるリニアメントの方向は、余震分布の形態に対応している。
- アスペリティの位置は、リニアメントの分布密度が高い領域と一致している。

本多ほか(2002)

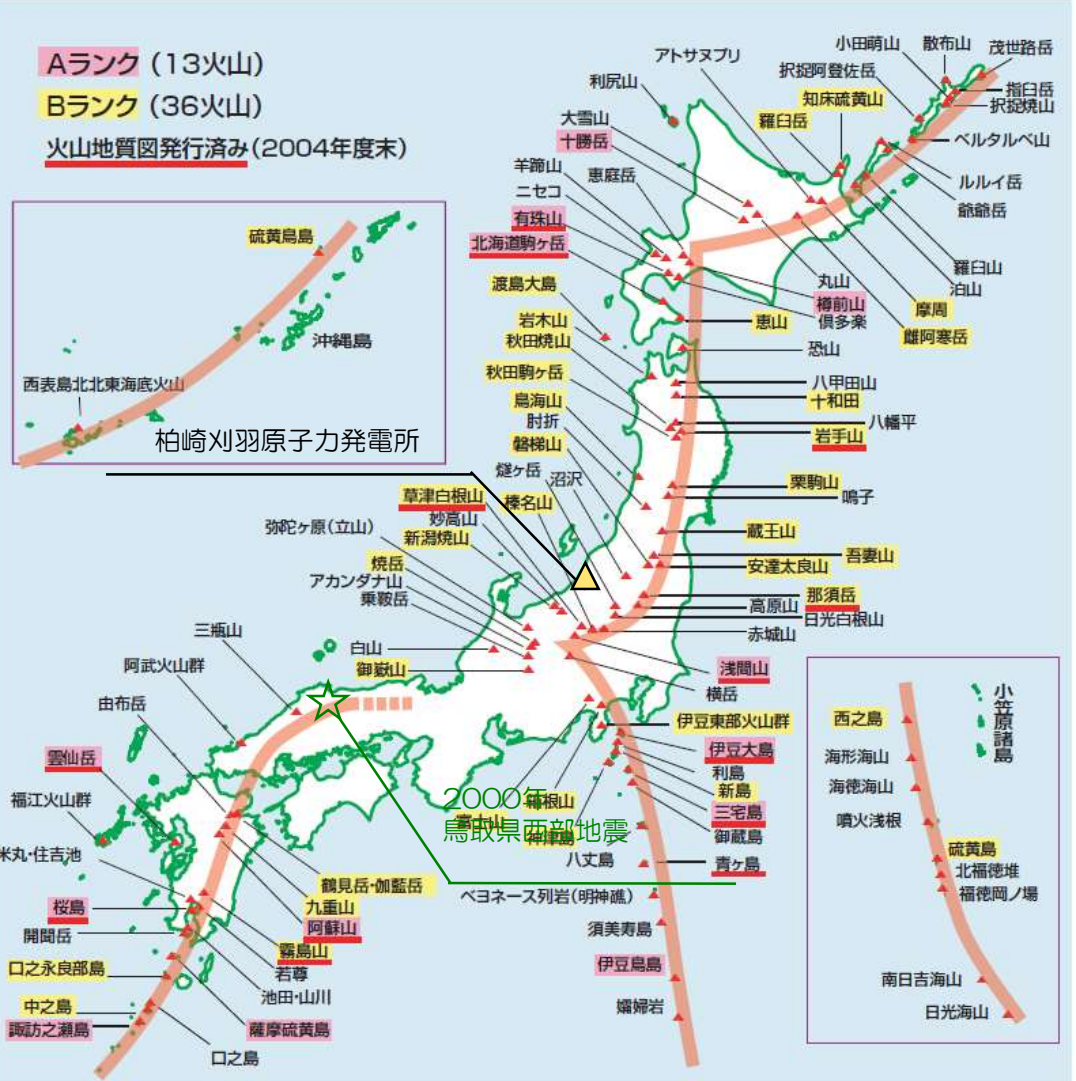


- ブーグ異常の変化部は単なる地質構造の境界ではなく基盤の断層構造、すなわち地殻内の弱線構造を反映していると考えられる（省略）北北西-南南東方向の地殻内の既存の弱線を利用して発生したと考えられる。
- 震源断層の南北には西南日本特有の海溝軸に沿った大規模な地質構造が存在するため、震源断層サイズは弱線構造のサイズ、つまり南端の花崗岩地域以北までに制限されていた可能性がある。

- 事前に詳細な調査を実施すれば、震源の位置、ある程度の規模の予測までが特定可能と考えられるが、地表地震断層としては全体が明瞭に表れておらず、震源が特定しにくい地震であった。

②火山 火山フロント

火山フロント

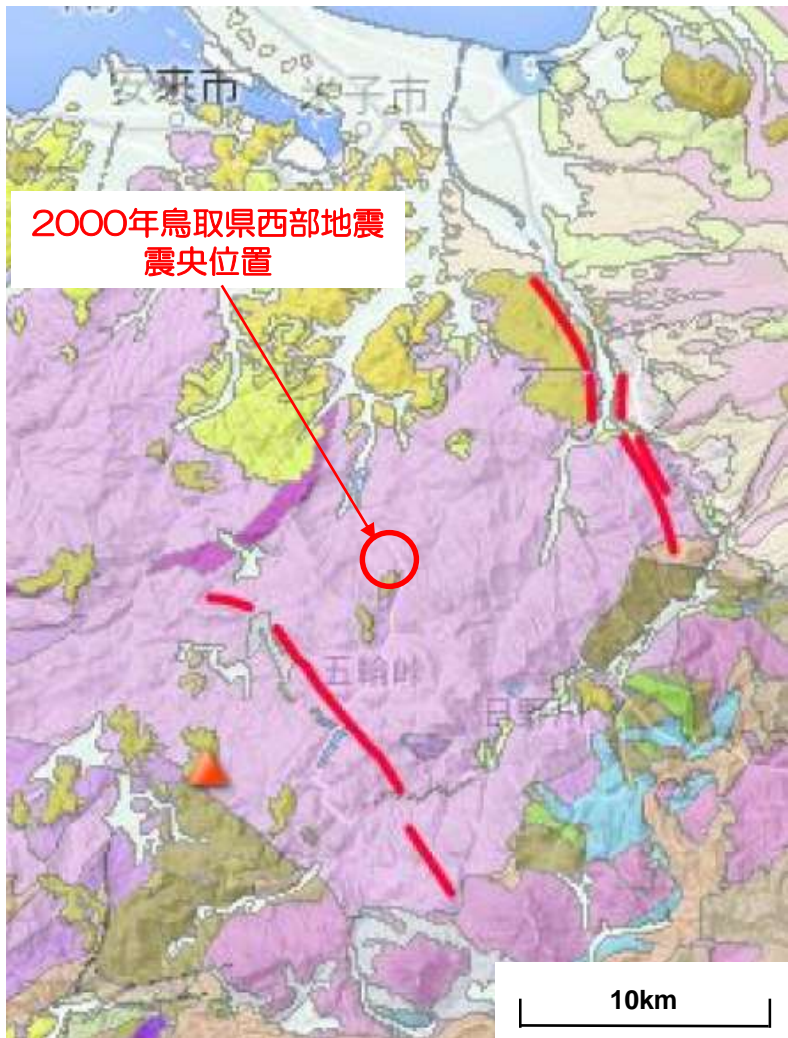
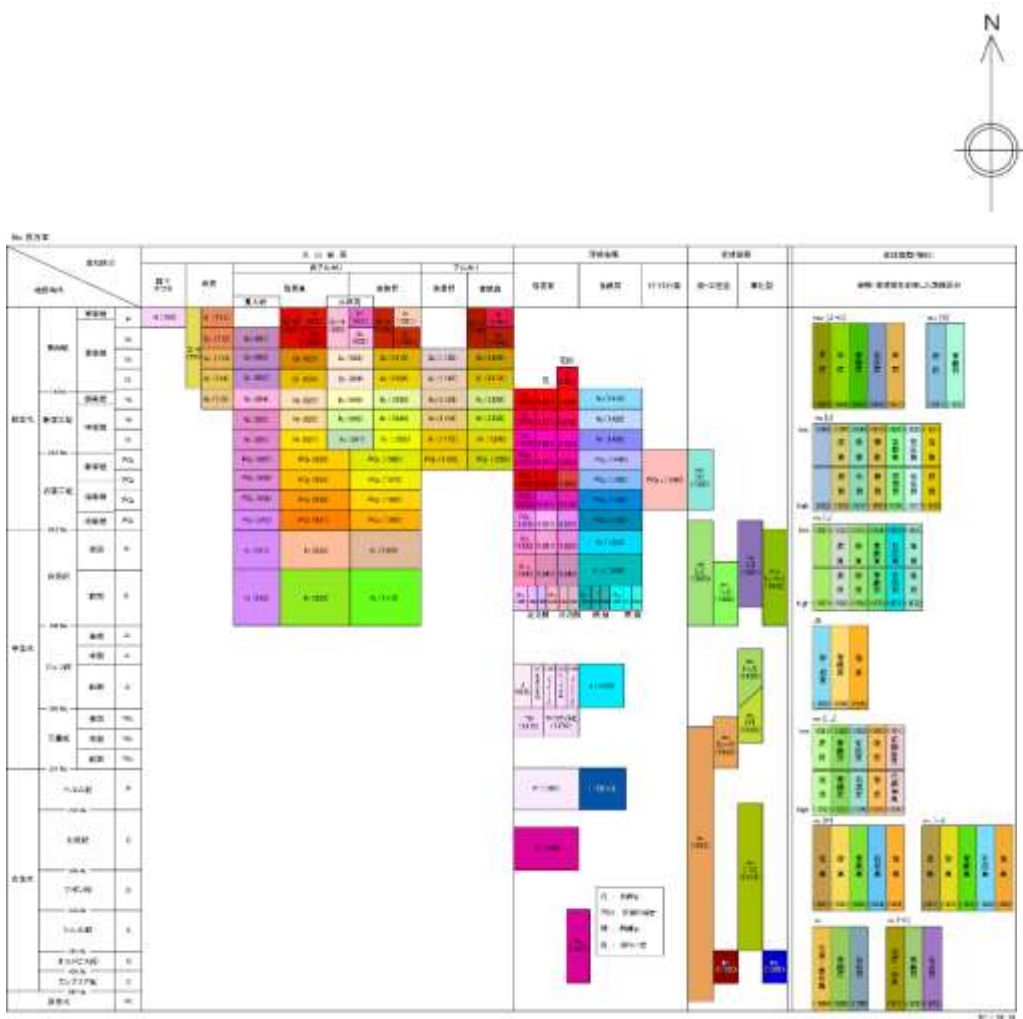


日本列島の活火山分布図
 活動度により3段階にランク分けされている。もっとも活動度の高いAランクは13、Bランクは36、Cランクは36火山。海底火山や北方領土の火山はランク分けの対象外になっている。
 今後の調査で新たに活火山と追加認定される火山もある。
 橙色の太いラインが火山フロント。

■ 2000年鳥取県西部地震の震源域周辺は、火山フロントに近接する。一方、敷地周辺は火山フロントから外れた地域に位置する。

産業技術総合研究所(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

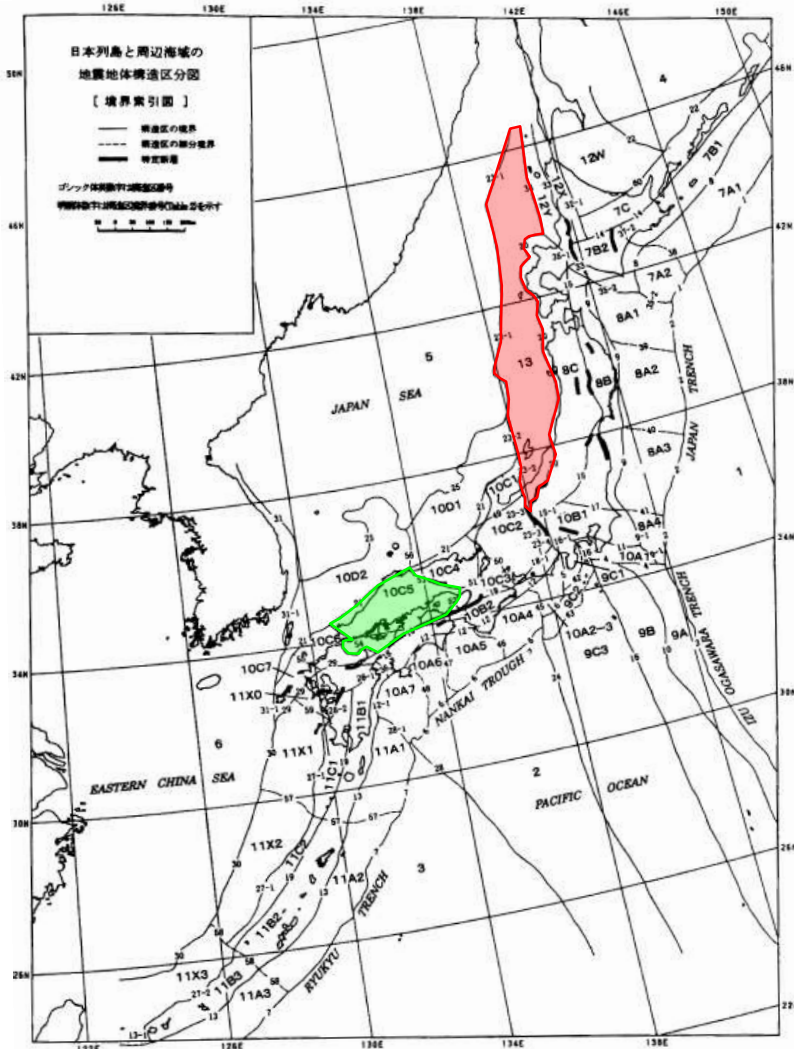
③地質



- 白亜紀～古代三紀の花崗岩類が広く分布。
- 新第三紀中新世の安山岩～玄武岩の岩脈が分布。

④地震地体構造区分

垣見ほか(2003)



	柏崎刈羽 原子力発電所	2000年 鳥取県西部地震
構造区	13 日本海東縁変動帯	10C5 中国山地・瀬戸内海
地形・地質	沈降優勢の褶曲-逆断層-傾動運動。島弧方向の海嶺・海盆列の発達。北部は幅の広い海盆・堆などの集合域・	北半部は安定隆起域。南半部は沈降域。北部に火山
活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか	大, 長, A, 逆。 島弧と平行な海嶺・海盆の縁に発達。褶曲軸と平行	小, 中(長), B (A), 横・逆。 北東(右), 北西(左)が卓越, 東西(逆)はやや古い。南端は中央構造線

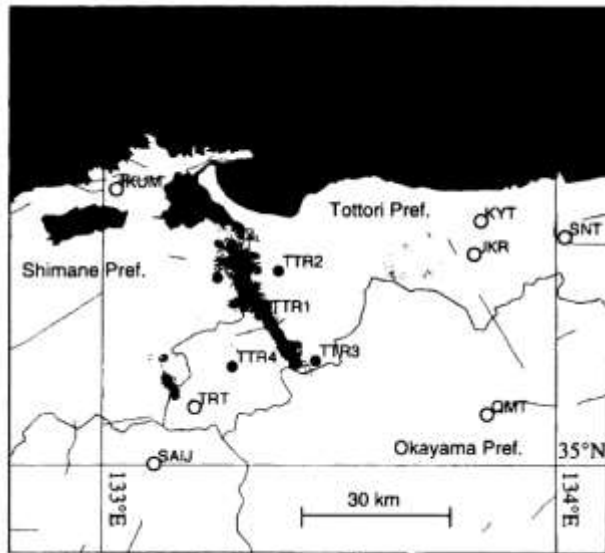
日本列島と周辺海域の地震地体構造区分
(垣見ほか(2003)より抜粋
(一部加筆・修正))

■ 2000年鳥取県西部地震が生じた領域(図中■)は、柏崎刈羽原子力発電所が位置する領域(図中■)と異なる領域として整理されている。

⑤地震発生層 余震分布

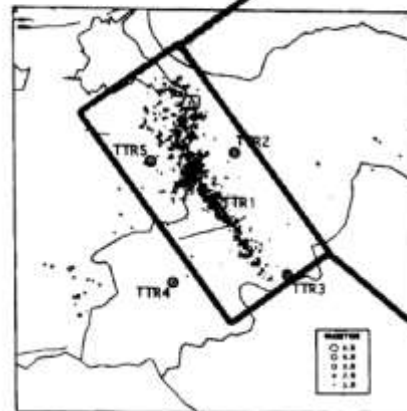
片尾・吉井(2002)

- 精密な余震分布を評価する目的で、臨時観測点を設置し震源決定を実施している。
- 決定された震源は、ほぼ地表まで分布し、地震発生層の上端は2km程度と、地表に近い位置であると考えられる。



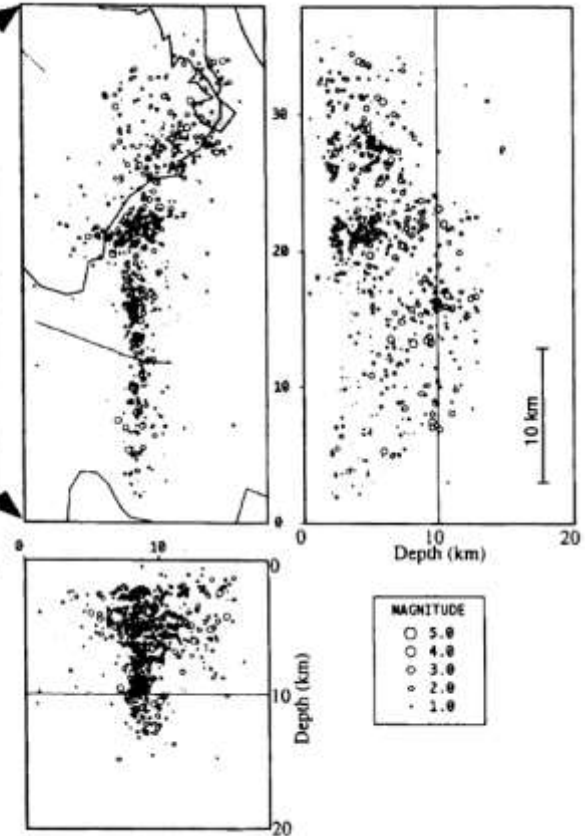
緊急余震観測 観測点配置

The Urgent Aftershock
Observation
(This Study)



2000OCT09 13:00
- OCT10 01:00 (JST)

N=781 (751 in Box)



片尾・吉井(2002)より抜粋

⑤地震発生層 余震分布

Shibutani et al.(2005)

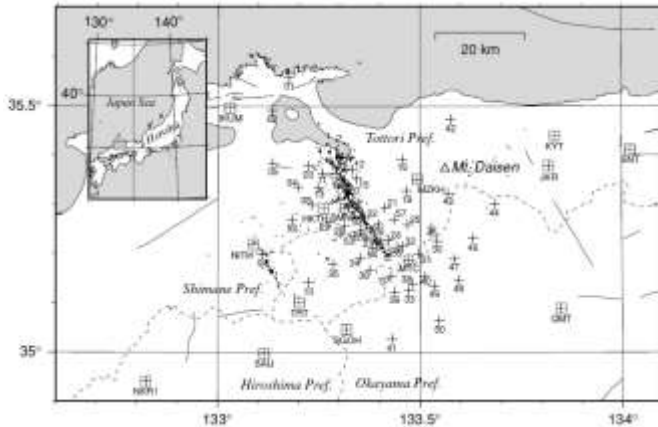


Fig.1. Map showing the location of the stations (cross: temporary onsite recording, cross with circle: temporary telemetered, cross with square: permanent telemetered) used in the aftershock observation of the 2000 Western Tottori Earthquake. The part of the codes "wt" common to the temporary onsite recording stations is omitted in this figure. Dots denote the aftershocks used in this study. The star shows the starting point of the mainshock rupture. The triangle denotes Mt. Daisen, a Quaternary volcano which has been inactive for 20,000 years. The dashed lines indicate the borders of prefectures. Active faults are shown by solid lines.

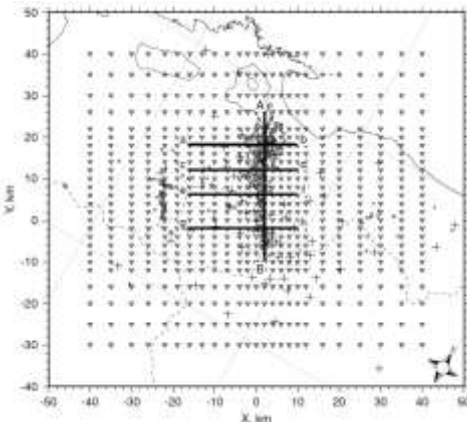


Fig.2. Horizontal grid (inverted triangles) on which the P and S velocities are obtained in the travel-time tomography. The y-axis is rotated anticlockwise from North by 30° , so it is parallel to the distribution of the aftershocks. Cross sections of the resulting velocity structure along the thick lines AB, ab, cd, ef and gh are shown in Figs.3 and 4. Open circles and crosses indicate the aftershocks and the stations, respectively.

- 臨時地震観測で得られた余震観測記録を用いて、走時トモグラフィにより震源パラメータと3次元速度構造の同時推定を実施。
- 地震発生層の上端に対応すると考えられる $V_p=6,000\text{m/s}$, $V_s=3,000\text{m/s}$ となる深度はおよそ2kmとなっている。

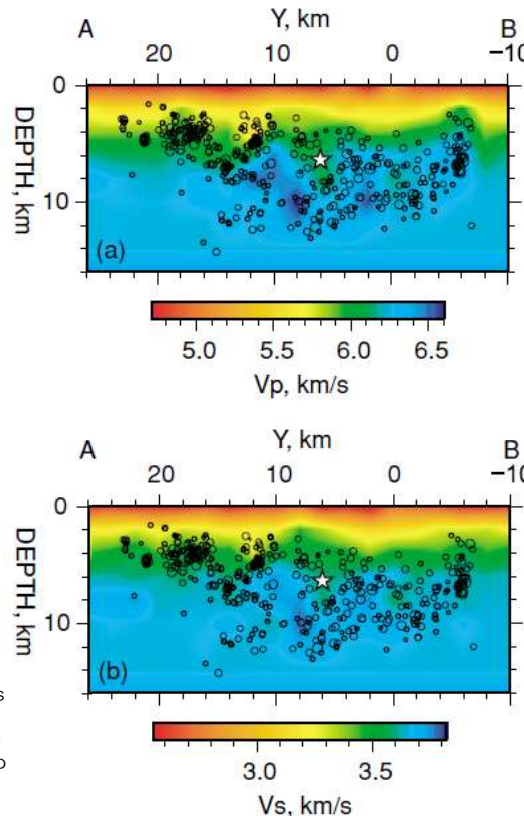


Fig. 3. Cross sections of the resulting velocity structure along the line AB in Fig. 2, which is almost the same as the mainshock fault plane. The depth distributions of V_p (a), V_s (b). Open circles indicate the aftershocks which were located in the vicinity (± 1 km) of the fault plane. The star denotes the starting point of the mainshock rupture.

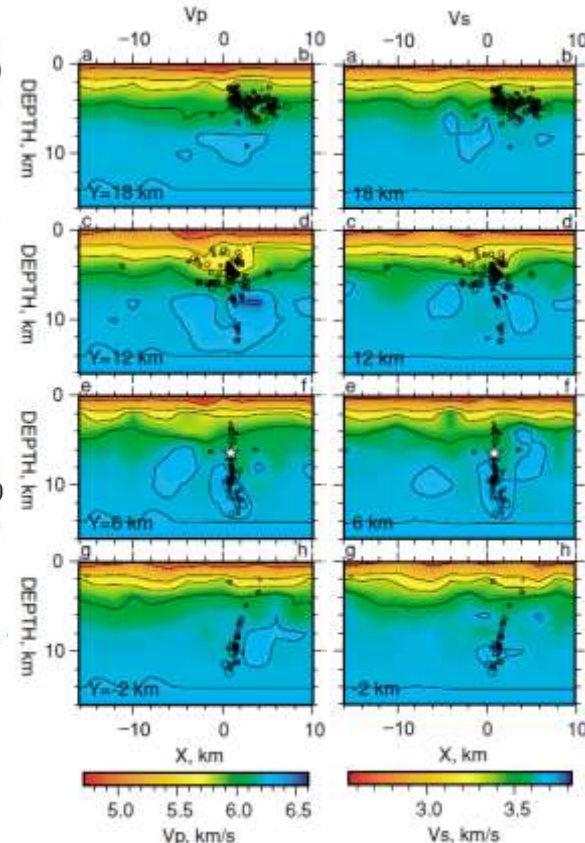


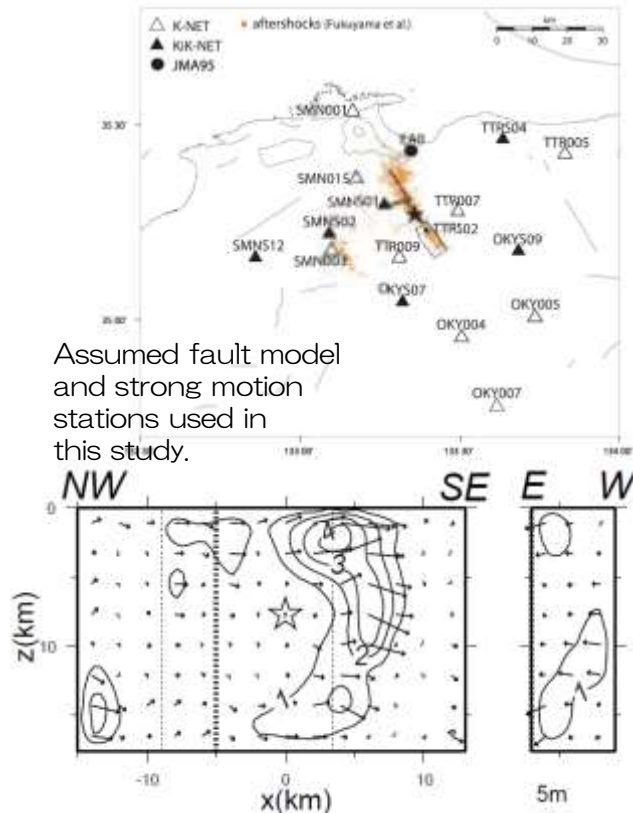
Fig. 4. Cross sections of the resulting velocity structure along the lines ab,cd,ef and gh in Fig. 2. The figures in the columns from the left to the right show the depth distributions of V_p and V_s . Open circles denote the aftershocks which occurred in the vicinity (± 1 km) of each cross section. The star indicates the starting point of the mainshock rupture.

Shibutani et al.(2005)より抜粋 (一部加筆・修正)

⑤地震発生層 震源モデル 岩田・関口(2002), 池田ほか(2002)

岩田・関口(2002)

- 断層面を表層までモデル化し、インバージョン解析を実施。
- 震源モデルにおいて、すべり量の大きな領域は浅部に決定されている。



Assumed fault model and strong motion stations used in this study.

Obtained final slip distribution. Star indicates hypocenter.

岩田・関口(2002)より抜粋 (一部加筆・修正)

池田ほか(2002)

- 関口・岩田(2001)を参考に、アスペリティを地表に近い位置に設定したモデルを作成し、観測記録の再現性を確認している。

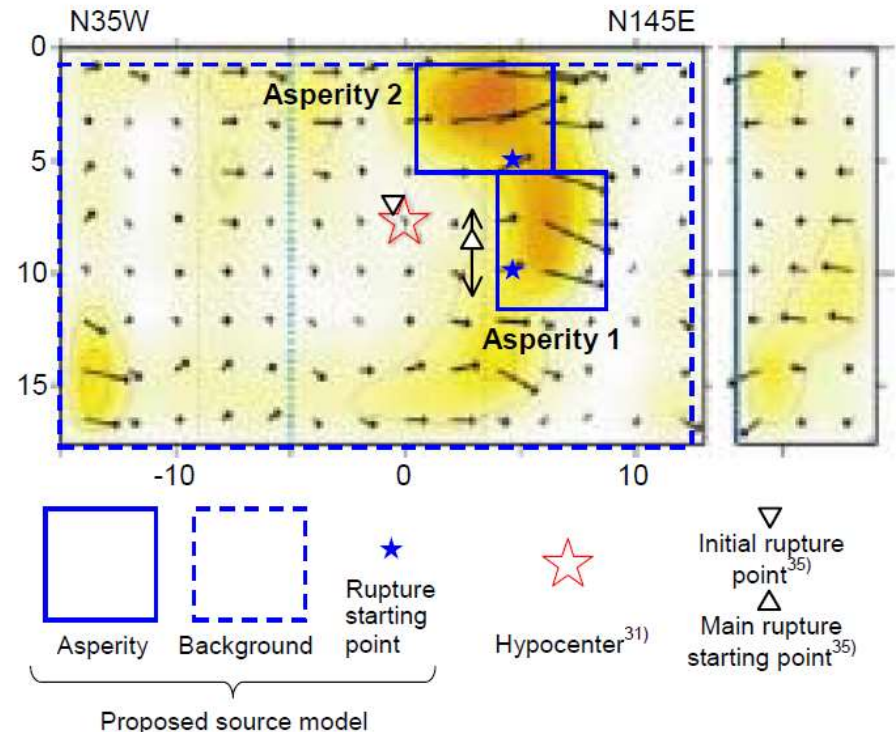


図1 提案する鳥取県西部地震の最適震源モデル (関口・岩田³¹⁾に加筆・修正)

柏崎サイトと比較対象地震の震源域との比較

	柏崎刈羽原子力発電所 敷地周辺	2000年 鳥取県西部地震
①活断層の密度・ 活動度・変位センス	詳細な調査により多数の活断層 を認定 ひずみ集中帯 (日本海東縁部) 逆断層が卓越	活断層が非常に少なく活動度も 低い 活断層の未成熟な地域 横ずれ断層が卓越
②火山	火山フロントより隔離あり 地殻熱流量が低い	火山フロントに近接
③地質	新第三紀～第四紀堆積岩類	白亜紀～古代三紀の花崗岩類
④地震地体構造区分 垣見ほか(2003)	13	10C5
⑤地震発生層	6～17km	2～12km程度

- 敷地周辺は、以下の点で2000年鳥取県西部地震震源域と地域差が顕著であると考えられる。
 - 敷地周辺は、活断層の密度が少なく活動度が低い地域でないこと。
 - 敷地周辺は、地震発生層の上端が2kmほどと、浅くないこと。

M_w6.5以上の地震 まとめ

- 審査ガイド例示16地震の内M_w6.5以上の地震について、地震が発生した地域と敷地周辺との地域差について以下の表の通り分析した。
- 2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震が発生した地域と敷地周辺では、地域差が確認されるため、震源を特定せず策定する地震動として考慮する必要はないものと考えられる。

	柏崎刈羽原子力発電所 敷地周辺	2008年 岩手・宮城内陸地震	2000年 鳥取県西部地震
①活断層の密度・ 活動度・変位センス	詳細な調査により多数の活断層 を認定 ひずみ集中帯 (日本海東縁部) 逆断層が卓越	多数の活断層が発達 ひずみ集中帯 (東北脊梁歪集中帯) 逆断層が卓越	活断層が非常に少なく活動度も 低い 活断層の未成熟な地域 横ずれ断層が卓越
②火山	火山フロントより隔離あり 地殻熱流量が低い	火山フロントに近接 地殻熱流量が高い 後期新生代にカルデラが形成	火山フロントに近接
③地質	新第三紀～第四紀堆積岩類	新第三紀堆積岩類 第四紀火山噴出物	白亜紀～古代三紀の花崗岩類
④地震地体構造区分 垣見ほか(2003)	13	8C	10C5
⑤地震発生層	6～17km	1～10km程度	2～12km程度

I. 震源を特定せず策定する地震動

1. はじめに
2. 既往の知見
3. M_w 6.5以上の地震
4. M_w 6.5未満の地震
5. まとめ

II. 基準地震動について

M_w6.5未満の地震に関する検討方針

■ 下記の流れに従い、震源を特定せず策定する地震動として反映すべき記録であるか検討を実施。

Step1 記録収集

- ①防災科研KiK-net及びK-NET観測点
- ②地盤条件
KiK-net：地盤情報有り
K-NET：岩盤＋
AVS₃₀ ≥ 500m/s
- ③震央距離30km以内

Step2 応答関数外れの比較

- 加藤ほか(2004)と暫定的に比較し、重点的に検討すべき観測記録の抽出
- KiK-net：地中観測記録と加藤ほか(2004)の1/2
 - K-NET：地表観測記録と加藤ほか(2004)

Step3 記録の分析

- 震源を特定せず策定する地震動として反映すべき記録であるかの検討
- はざとり解析を行い、解放基盤表面相当の地震動が推定可能であるか。
 - 観測点固有のサイト特性の影響が含まれていないか。 等

Step1 記録収集

- 防災科研KiK-net及びK-NET観測点のうち以下の条件を満たす観測点を整理。
 - ①地盤条件：KiK-net・・・地盤情報有り　：K-NET・・・岩盤＋AVS₃₀≥500m/s
 - ②震央距離：30km以内

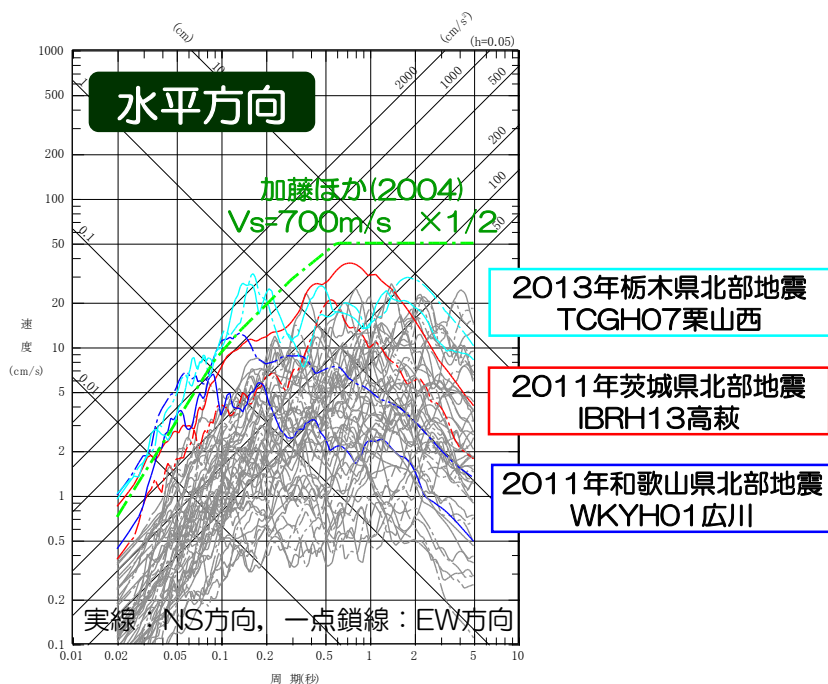
地震名	日時	該当観測点の有無	KiK-net	K-NET
2011年 長野県北部地震	2011.03.12 03:59	有り	NIGH11川西, NIGH13牧, NIGH14塩沢, NIGH18妙高, NIGH19湯沢, NGNH29野沢温泉	NIGO23津南
1997年3月 鹿児島県北西部地震	1997.03.26 17:31	無し	— (記録なし)	— (KGS002, KMM015 : AVS ₃₀ <500m/s)
2003年 宮城県北部地震	2003.07.26 07:13	有り	MYGHO1仙台, MYGHO6田尻	MYG009大和
1996年 宮城県北部(鬼首)地震	1996.08.11 03:12	無し	— (記録なし)	— (MYG005, AKT019, AKT023 : AVS ₃₀ <500m/s)
1997年5月 鹿児島県北西部地震	1997.05.13 14:38	無し	— (記録なし)	— (KGS002 : AVS ₃₀ <500m/s)
1998年 岩手県内陸北部地震	1998.09.03 16:58	無し	— (記録なし)	— (AKT022, AKT011 : AVS ₃₀ <500m/s)
2011年 静岡県東部地震	2011.03.15 22:31	有り	SZOH37芝川, YMNH13身延, YMNH15上九一色	— (SZ0009 : AVS ₃₀ <500m/s)
1997年 山口県北部地震	1997.06.25 18:50	有り	— (記録なし)	SMNO13益田
2011年 茨城県北部地震	2011.03.19 18:56	有り	IBRH12大子, IBRH13高萩 IBRH14十王, IBRH16山方	FKS014矢祭
2013年 栃木県北部地震	2013.02.25 16:23	有り	FKSH07檜枝岐, GNMHO7利根, TCGHO7栗山西, TCGH08栗山東, TCGH17藤原2	— (FKS029, GNM001 : AVS ₃₀ <500m/s)
2004年 北海道留萌支庁南部地震	2004.12.14 14:56	有り	RMIHO4小平東, RMIHO5小平西	HKD020港町
2012年 茨城県北部地震	2012.03.10 02:25	有り	IBRH12大子, IBRH13高萩 IBRH14十王, IBRH16山方	FKS014矢祭
2011年 和歌山県北部地震	2011.07.05 19:18	有り	WKYHO1広川	WKY004清水
			27記録	7記録

Step2 応答スペクトルの比較

- 加藤ほか(2004)による応答スペクトルと暫定的に比較することで、重点的に検討すべき観測記録を抽出。
- 比較の結果、KiK-net観測点の3つの記録、K-NET観測点の2つの記録を抽出。

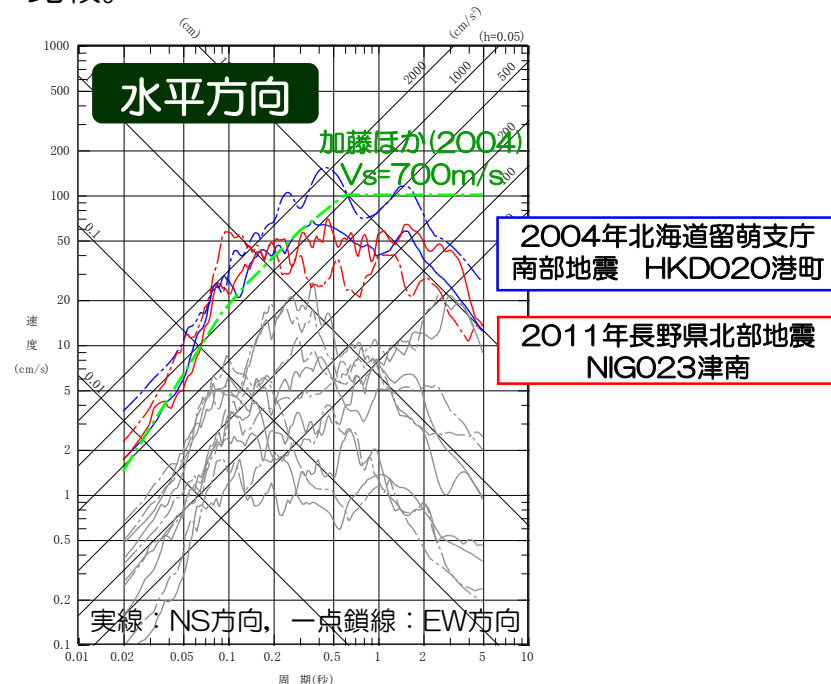
KiK-net観測記録

はざとり解析を実施し、地表の影響を除いた後に比較すべきであるが、暫定的に地中記録による擬似速度応答スペクトルと加藤ほか(2004)によるスペクトルの1/2倍を比較。



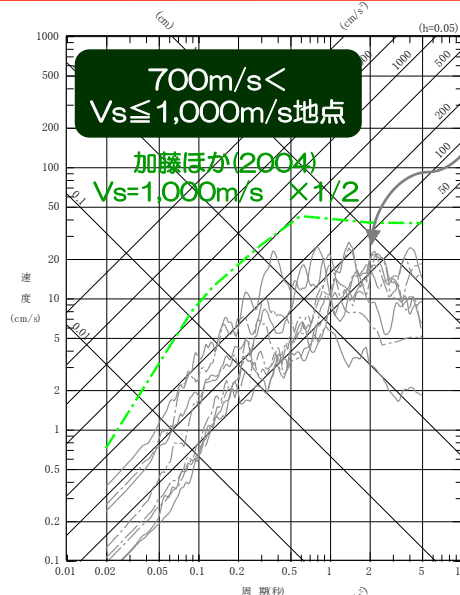
K-NET観測記録

はざとり解析を実施し、地表の影響を除いた後に比較すべきであるが、暫定的に地表面の観測記録による擬似速度応答スペクトルと加藤ほか(2004)によるスペクトルを比較。



【参考】 Step2 応答スペクトルの比較

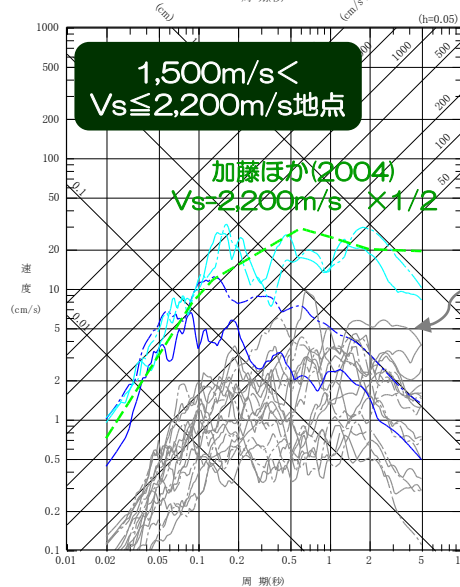
- 加藤ほか(2004)による応答スペクトルと暫定的に比較することで、重点的に検討すべき観測記録を抽出。
(地中記録による擬似速度応答スペクトルと加藤ほか(2004)によるスペクトルの1/2倍を比較。)
- KiK-net観測点において、地中観測点のS波速度(V_s)の相違を考慮して比較。
- 比較の結果、観測点のS波速度(V_s)の相違を考慮した場合においても、重点的に検討すべき観測記録の抽出結果に相違が無いことを確認。



2011年長野県北部地震
 • NIGH11川西(850)
 • NIGH13牧(910)
 • NIGH118妙高(930)
 2004年北海道留萌市庁南部地震
 • RMIH04小平東(950)

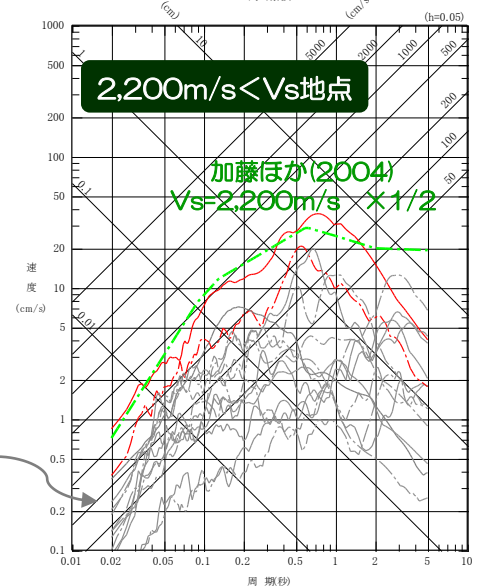
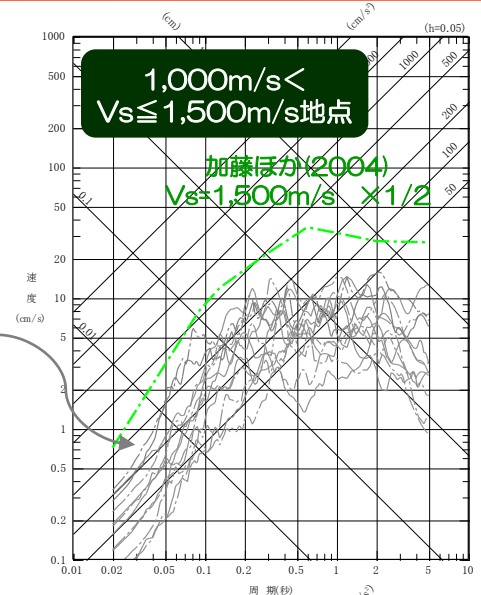
2011年長野県北部地震
 • NIGH14塩沢(1330)
 • NGNH29野沢温泉(1040)
 2003年宮城県北部地震
 • MYGH06田尻(1480)
 2011年静岡県東部地震
 • SZOH37芝川(1400)
 • YMNH13身延(1350)
 2004年北海道留萌市庁南部地震
 • RMIH05小平西(1180)

2011年長野県北部地震
 • NIGH19湯沢(1910)
 2011年静岡県東部地震
 • YMNH15上九一色(1600)
 2011年茨城県北部地震
 • IBRH12大子(1700)
 • IBRH16山方(2050)
 2013年栃木県北部地震
 • GNMH07利根(1700)
 • TCGH07栗山西(1870)
 • TCGH08栗山東(1960)
 2012年茨城県北部地震
 • IBRH12大子(1700)
 • IBRH16山方(2050)
 2011年和歌山県北部地震
 • WKYH01広川(1580)



2003年宮城県北部地震
 • MYGH01仙台(3260)
 2011年茨城県北部地震
 • IBRH13高萩(3000)
 • IBRH14十王(3200)
 2013年栃木県北部地震
 • FKSH07檜枝岐(2600)
 • TCGH17藤原2
 2013年茨城県北部地震
 • IBRH13高萩(3000)
 • IBRH14十王(3200)

※ () 内は地中観測位置のS波速度



※加藤ほか(2004)は地震基盤 $V_s=2,200\text{m/s}$ としているため、 $V_s=2,200\text{m/s}$ のスペクトルと比較

Step3 記録の分析

- KiK-net観測点で基盤地震動が加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回ると想定される3記録（下表の①～③），およびK-NET観測点の観測記録で特に影響が大きいと考えられる2記録（下表の④，⑤）を観測した5地震を検討対象地震として選定し，以降では，震源距離が30km以内のKiK-netおよびK-NET観測点（ $AVS_{30} < 500\text{m/s}$ の観測点も含む）について詳細に検討する。

M_w 6.5未満の検討対象地震

No	地震名	日時	観測点	規模
①	2004年北海道留萌支庁南部地震	2004.12.14 14:56	HKD020港町	Mw5.7
②	2013年栃木県北部地震	2013.02.25 16:23	TCGH07栗山西	Mw5.8
③	2011年茨城県北部地震	2011.03.19 18:56	IBRH13高萩	Mw5.8
④	2011年和歌山県北部地震	2011.07.05 19:18	WKYH01広川	Mw5.0
⑤	2011年長野県北部地震	2011.03.12 03:59	NIGO23津南	Mw6.2

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（概要）

■ 概要(発生日時, 地震規模等)

1. 地震発生日時 (気象庁他)
 - ・発生日時: 平成16年12月14日 14時56分頃
 - ・地震規模: Mj6.1 (Mw5.7)
 - ・震源深さ: 約9km
 - ・震源位置: 北緯44.077°, 東経141.7°
2. 各地の震度及び被害状況

各地の震度 (気象庁) は以下のとおり。

 - ・震度5強: 苫前町
 - ・震度5弱: 羽幌町
 - ・震度4: 初山別村, 剣淵町, 秩父別町
 - ・地震による津波の発生はなし

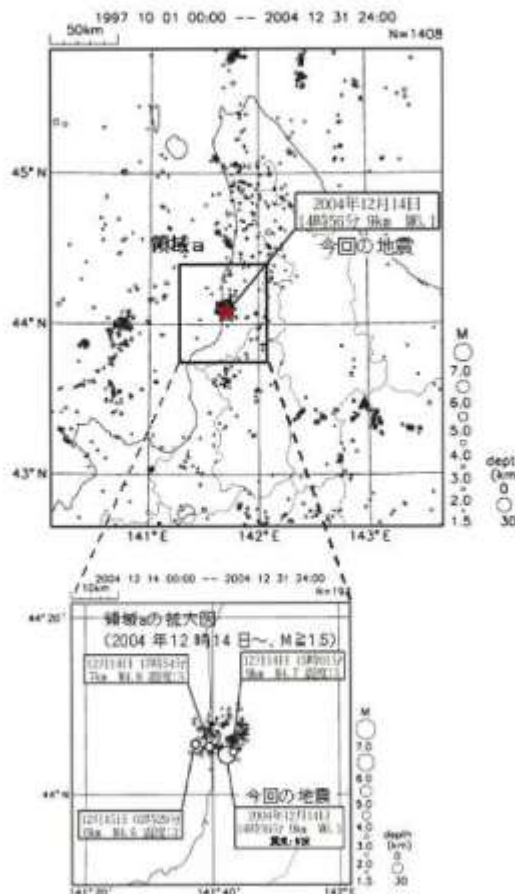
被害状況 (消防庁) は以下のとおり。

 - ・住宅全壊・半壊: 0棟
 - ・住宅一部損壊: 165棟
〔内訳: 小平町 121棟, 苫前町 17棟, 羽幌町 27棟〕
 - ・負傷者8名 (家具の下敷き, 転倒による打撲等)
 - ・コンビナート関係等異常なし
3. 地震発生メカニズム (気象庁)
 - ・発震機構解より, 東南東-西北西方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震。
 - ・本震位置より60km南方で1995年に発生したM5.9の地震の発震機構解は東西圧縮の逆断層型であり, この地域の東西圧縮の応力場と調和的である。
 - ・北海道内陸西部では, やや規模の大きな地震は, 帯み集中帯で発生するようである。



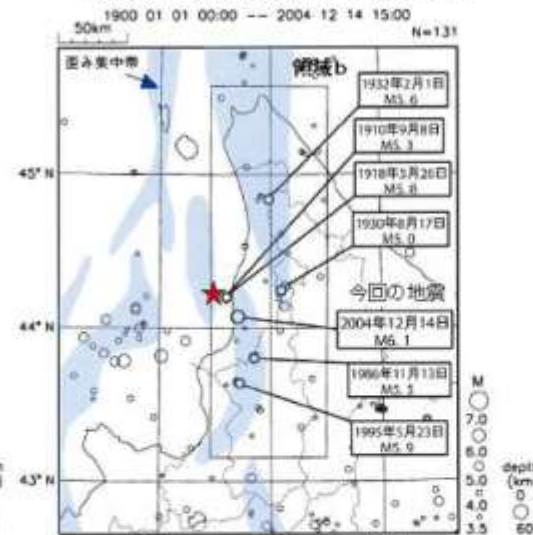
気象庁 震度データベースによる震度分布

震央分布図(1997年10月～, M≥1.5)

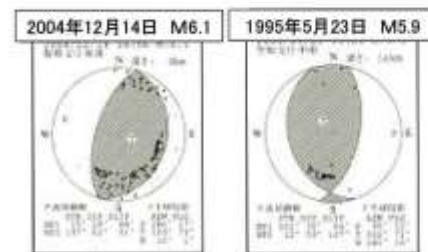


2004年北海道留萌支庁南部地震及び
周辺で発生した主な地震

震央分布図(1900年～, M≥3.5)



※ 震央分布図に表記した帯み集中帯のデータは、「日本海震源の活断層と地殻テクトニクス」(東京大学出版会, 2002)を引用した。



地震調査研究推進本部 地震調査委員会

Step3 記録の分析

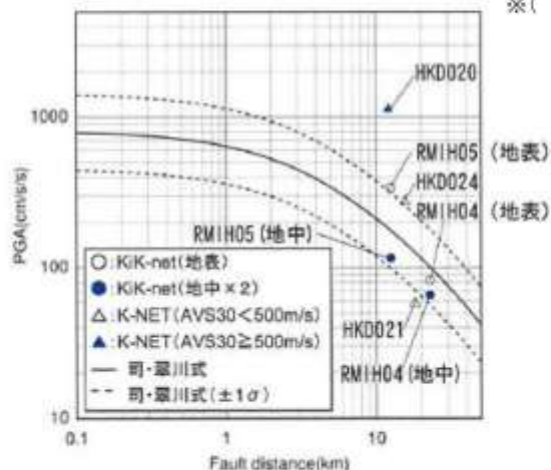
2004年北海道留萌支庁南部地震（観測記録）

- 震源距離が30km以内の観測記録としては下表の5記録となる。
- このうち、震源近傍に位置するHKD020港町においては、最大加速度 $1,127\text{cm/s}^2$ が観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の $+1\sigma$ を上回る。

断層最短距離が30km以内の観測記録

観測点			震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (Gal) *		
					水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
K-NET (地表)	HKD020	港町	12.1	562.7	535.7	1127.2	368.4
	HKD024	達布	15.6	337.2	184.9	274.0	73.5
	HKD021	留萌	18.1	302.0	57.5	44.6	20.0
KiK-net (地表・地中)	RMIH05	小平西	12.5	218.1	340.4 (57.8)	236.1 (36.8)	66.2 (27.4)
	RMIH04	小平東	22.8	543.3	83.0 (23.8)	81.8 (32.7)	36.5 (25.9)

※()の数値は地中記録を示す

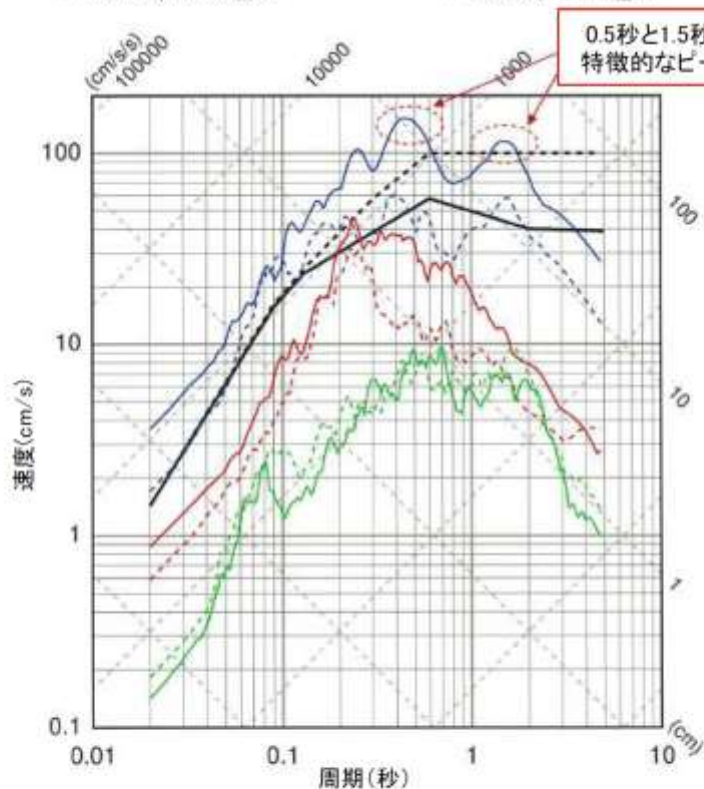


司・翠川(1999)の距離減衰式との関係

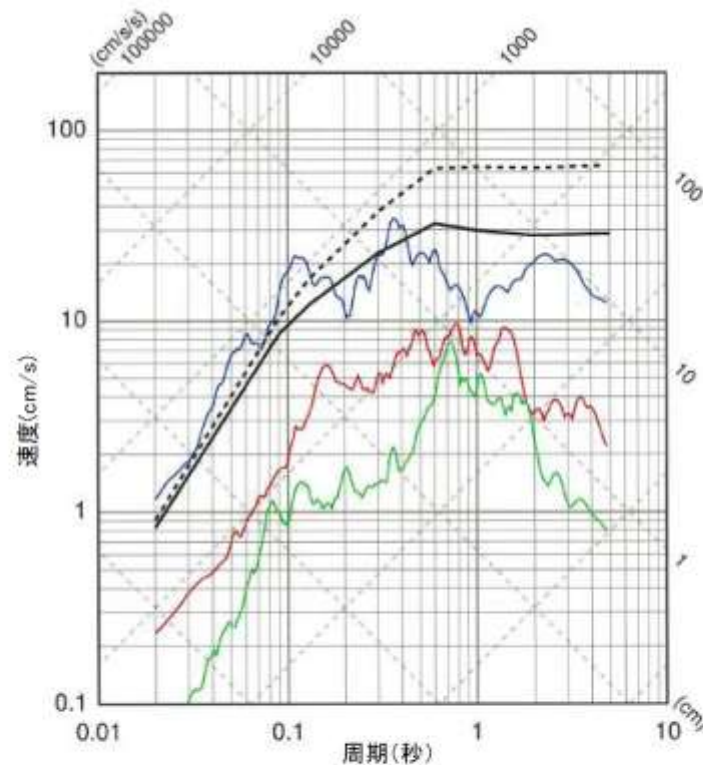
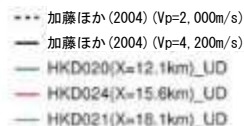
Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（観測記録）

■ K-NET観測点の観測記録のうち、HKD020港町の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを大きく上回る。また、HKD024達布の観測記録は、HKD020港町のEW成分の観測記録に包絡される。



水平方向



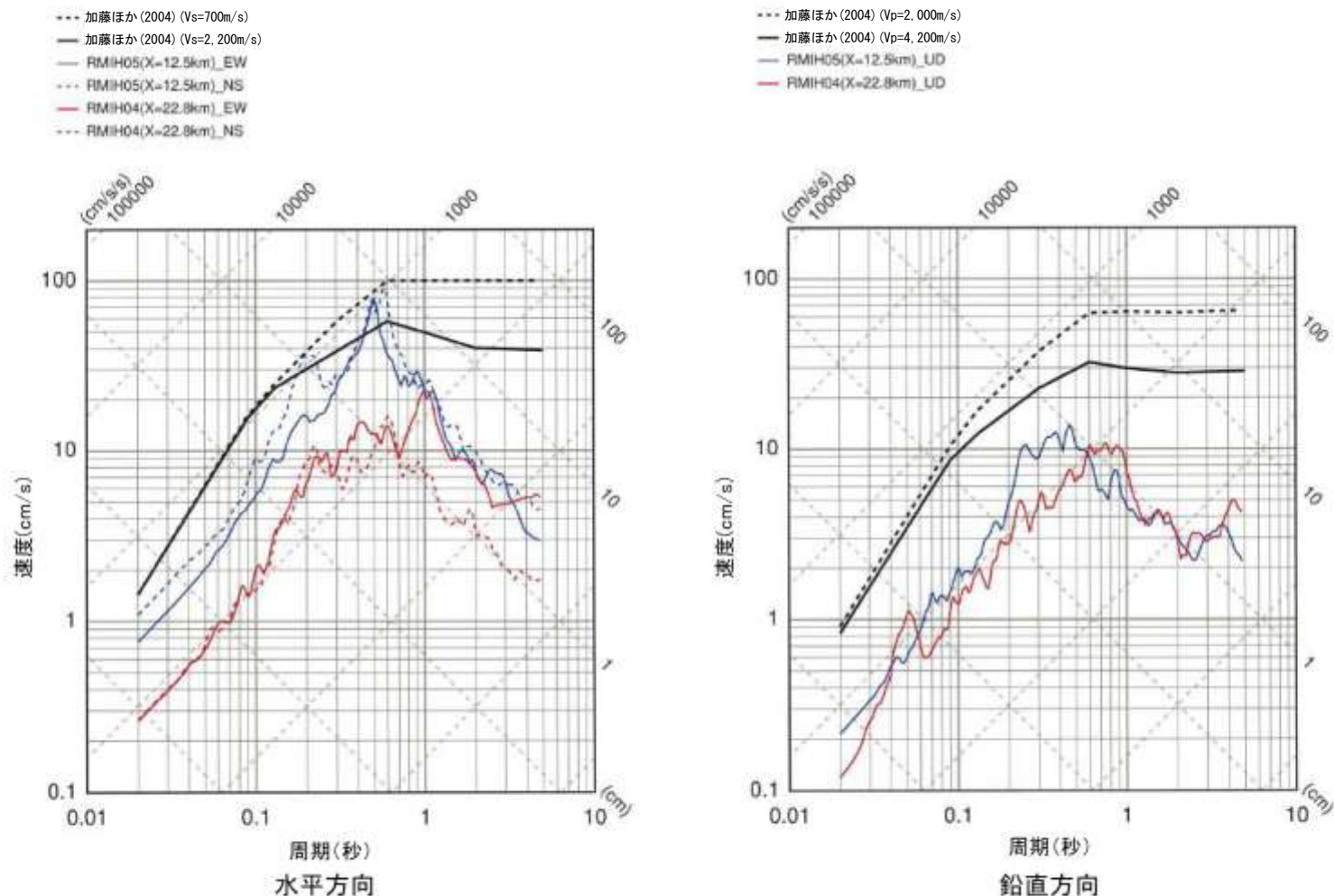
鉛直方向

K-NET各観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（観測記録）

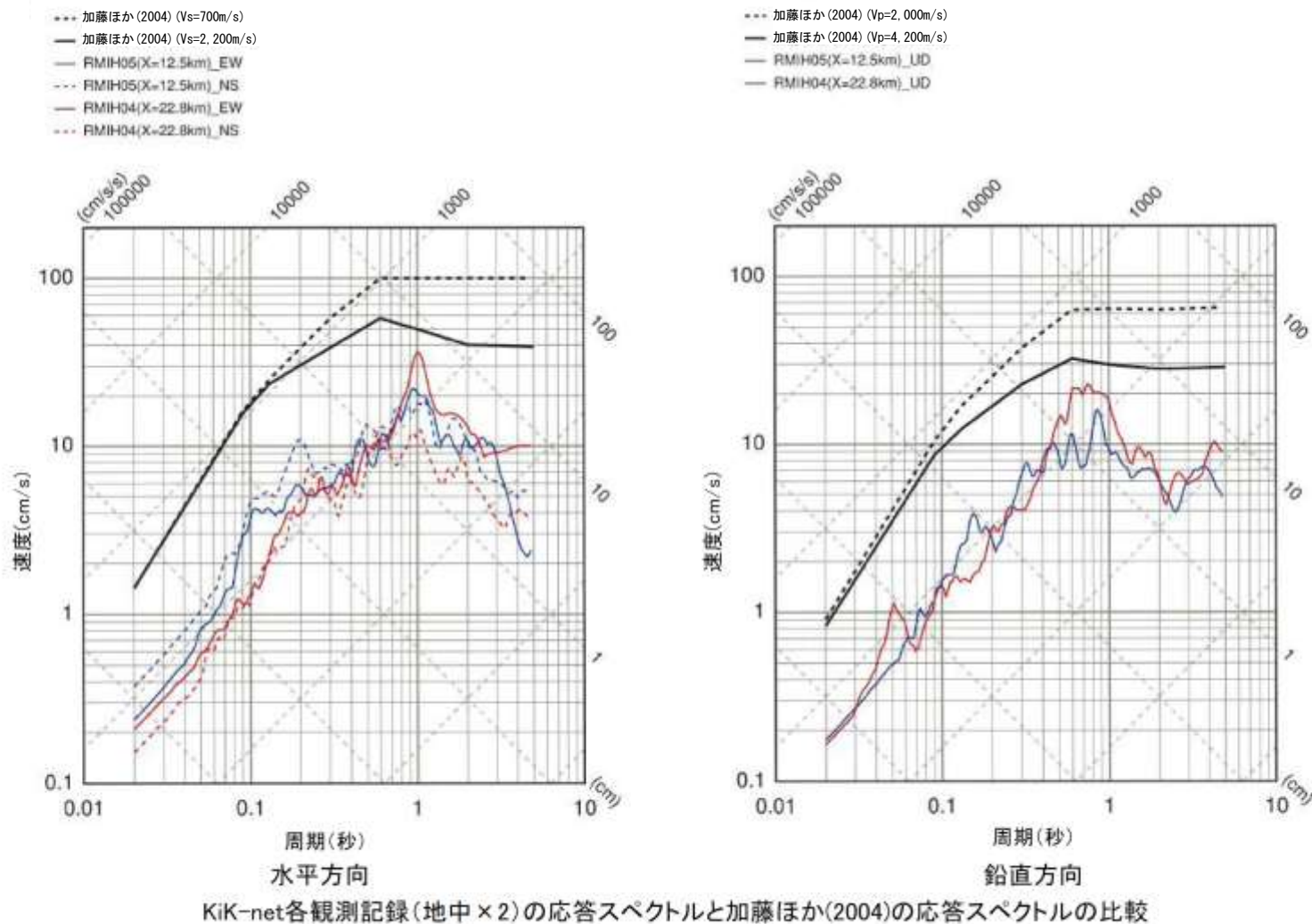
■ KiK-net観測点の地表観測記録は、全て加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。



KiK-net各観測記録(地表)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（観測記録）

■ KiK-net観測点の地中観測記録（地中×2）は、全て加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。

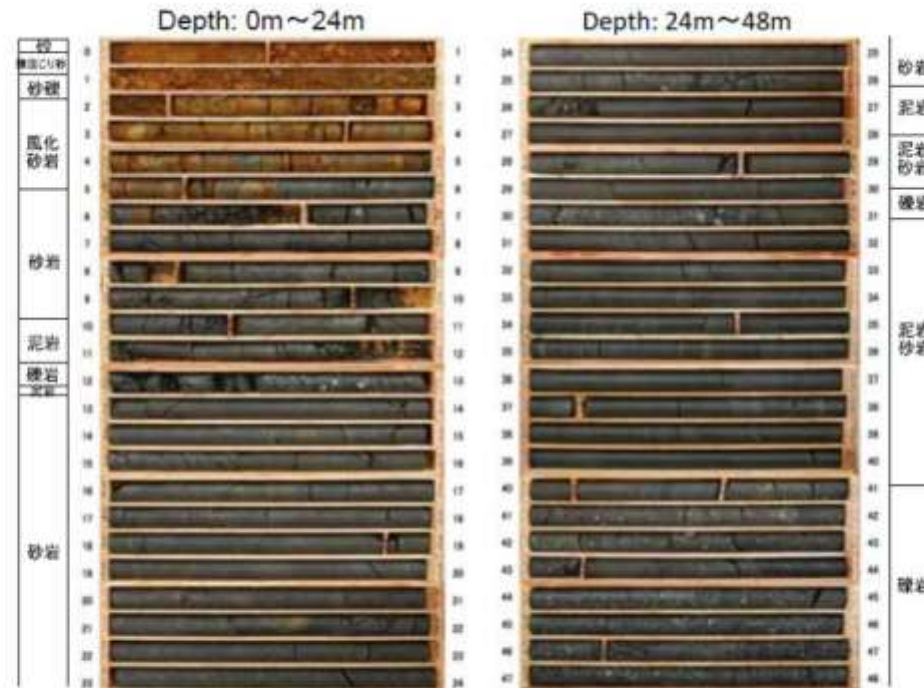


■ 以上から、HKDO20港町の観測記録についてはざっと解析の対象とする。

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（佐藤ほか(2013)）

- HKD020港町の地質構造・速度構造の把握を目的として、地震計設置地点の北西約5mの同一標高位置で、深さ300m（GL-300m）までのボーリング掘削をオールコア採取で実施している。
- GL-13m付近までの岩盤は亀裂が多く、岩盤が脆いことを示唆している。また、それ以深の岩盤層については、泥岩・砂岩の互層が主体で、そのうちGL-30m付近、さらにGL-41m以深に礫岩層が存在する構成となっている。

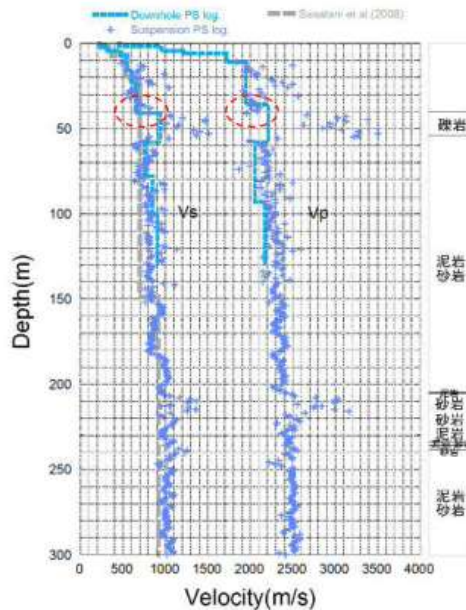


HKD020(港町)におけるボーリングコア写真
(左:深さ0m~24m, 右:深さ24m~48m)

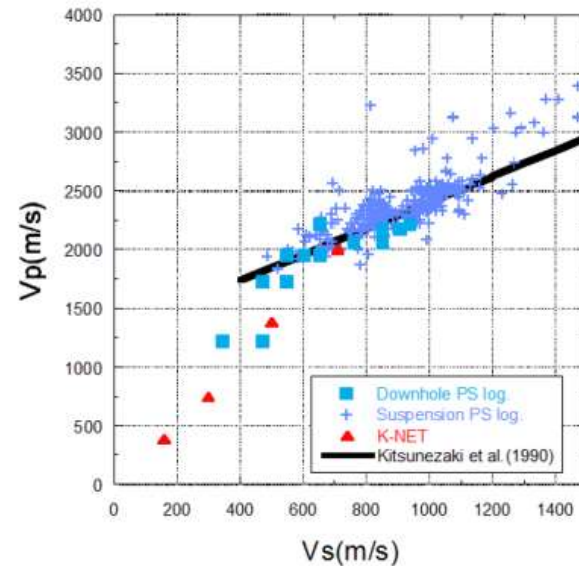
Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（佐藤ほか(2013)）

- ボーリング孔を用いて、GL-150mまではダウンホール法とサスペンション法、GL-300mまではサスペンション法によるPS検層を実施している。
- GL-50m付近までは、笹谷ほか(2008)の微動アレイ探査に基づくS波速度構造と今回の調査によるS波速度構造は十分に対応していない。しかし、GL-58m以深の泥岩・砂岩互層が続く部分のS波速度構造については、大局的にサスペンション法によるS波速度構造とほぼ対応している。
- PS検層によるS波速度構造から、基盤層をVsが938m/sとなるGL-41mに設定している。また、その深さのVpが2,215m/sであるため、Vpの観点から見ても基盤層の深さは妥当としている。
- 狐崎ほか(1990)による既往の経験式より、Vsが700m/s以上では、Vpが2,000m/sを超えている。



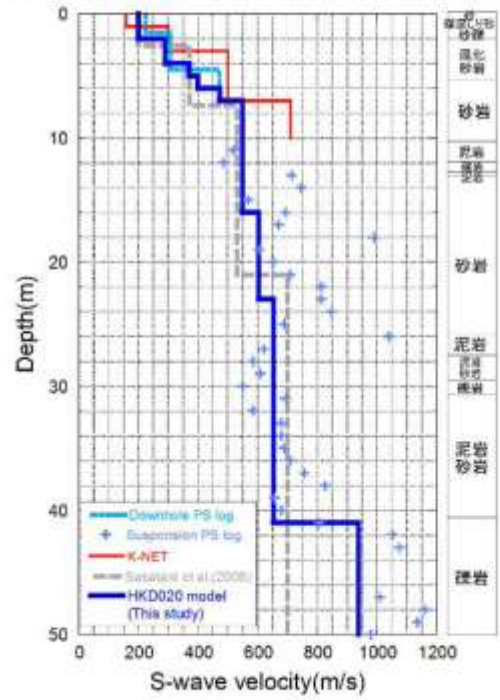
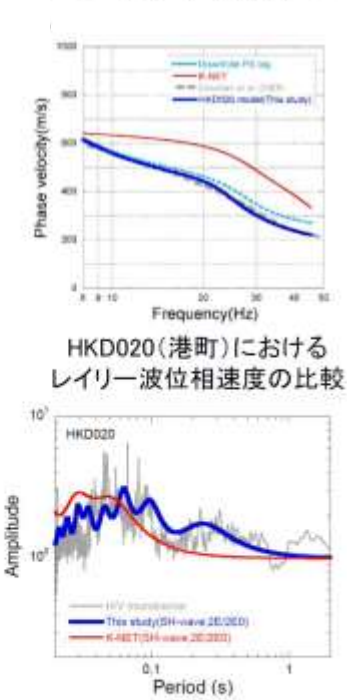
HKD020(港町)におけるPS検層結果と既往の研究によるS波速度構造モデル



HKD020(港町)のPS検層結果によるVp-Vs関係と既往の経験式の比較

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（佐藤ほか(2013)）

- ダウンホール法によるPS検層結果のVsが500m/s以下のGL-6mまでのS波速度を，笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できるように若干修正し，HKD020港町の地盤モデルを作成している。
- HKD020港町の地盤モデルによるSH波の理論増幅特性の卓越周期は，微動H/Vスペクトルの卓越周期と周期0.02秒程度のごく短周期までよく対応している。K-NET地盤情報によるSH波の理論増幅特性は，微動H/Vスペクトルの卓越を説明できない。
- 以上から，佐藤ほか(2013)によるHKD020港町の地盤モデルは，より妥当なモデルであると結論付けている。



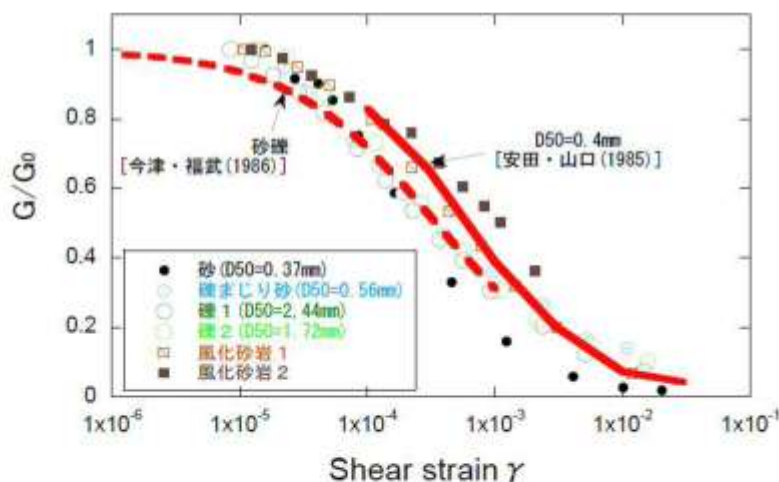
HKD020(港町)における地震動評価モデル

上面深度 (m)	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (10 ³ kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数 h	非線形特性
0	457	200	1.90	0.5	0.02	砂
0.5		200	2.00	0.5	0.03	凝縮シリ砂
1	952	200	2.00	1.0	0.02	礫1
2		290	2.00	1.0	0.01	礫2
3		290	2.00	1.0	0.01	風化砂岩1
4		370	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
5		400	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
6	1722	473	2.00	1.0	0.01	—
7		549	2.00	8.0	0.01	—
16		604	2.06	7.0	0.01	—
23		653	2.06	18.0	0.01	—
38						
41	2215	938	2.13	—	0.01	—

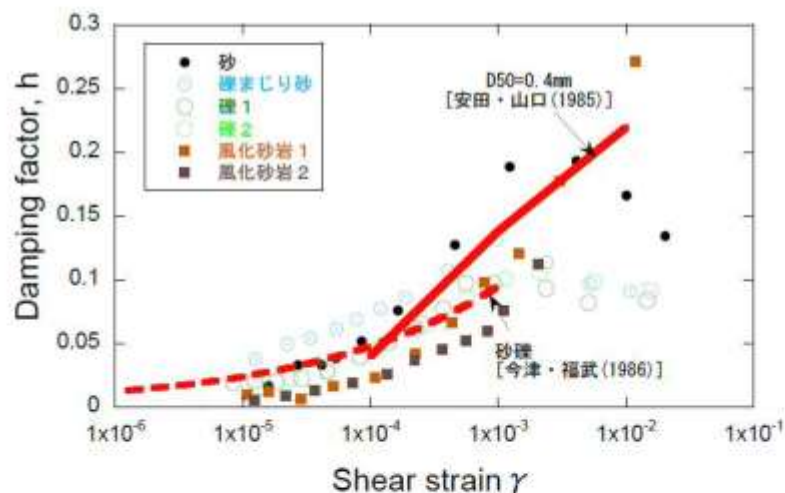
Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（佐藤ほか(2013)）

- GL-6mまでの土質地盤の6点について、GPサンプリングにより試料採取し、0.2Hzの正弦波による繰り返し三軸試験によって地盤の剛性 G 及び減衰 h のひずみ γ 依存性を取得している。
- ひずみレベルが 10^{-4} オーダーで G/G_0 が0.6程度，すなわち初期の剛性から4割程度低下している。
- 既往の経験的な G/G_0 のひずみ依存性に関する既往の経験式との対応が良い。
- 室内試験を実施した砂，礫混じり砂，礫，風化砂岩に対応するGL-6m程度までの地盤は，強震時に非線形性を生じやすい特性であるとしている。



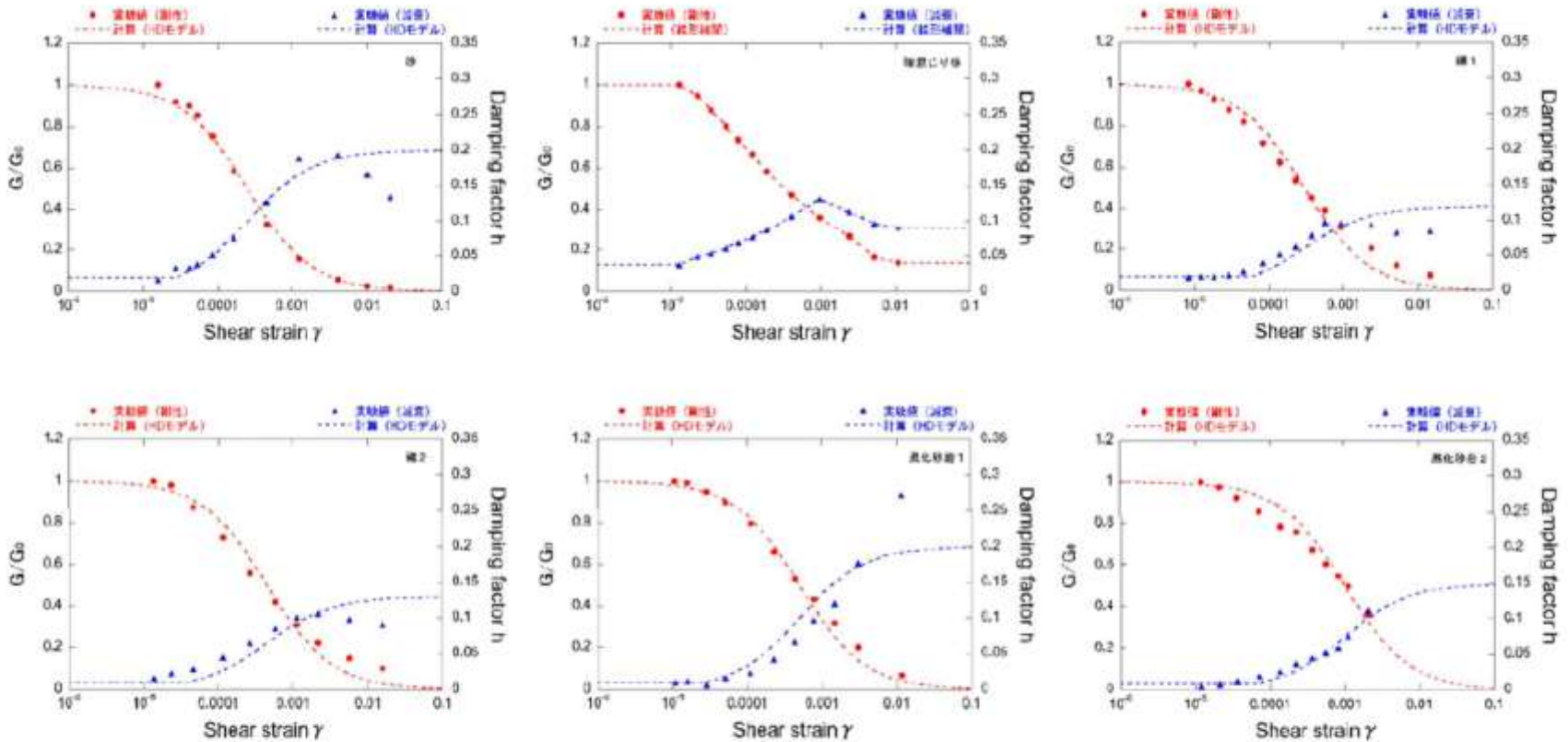
HKD020(港町)における表層地盤の G/G_0 のひずみ依存性と既往の経験式の比較



HKD020(港町)における表層地盤の減衰定数 h のひずみ依存性と既往の経験式の比較

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（佐藤ほか(2013)）

- GL-6mまでの層については、室内試験結果を用いてHDモデルにより非線形特性（ $G/G_0-\gamma$ ， $h-\gamma$ ）を設定している。

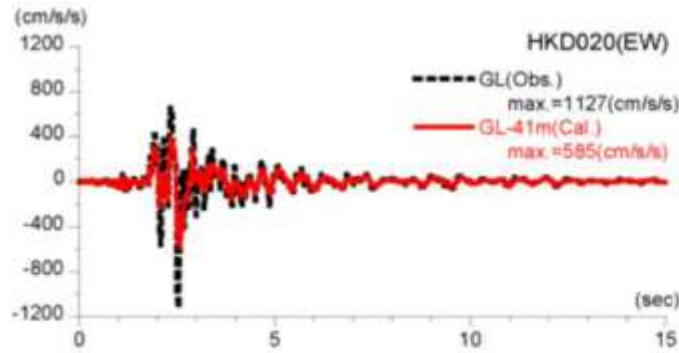


等価線形解析において設定した地盤の非線形特性

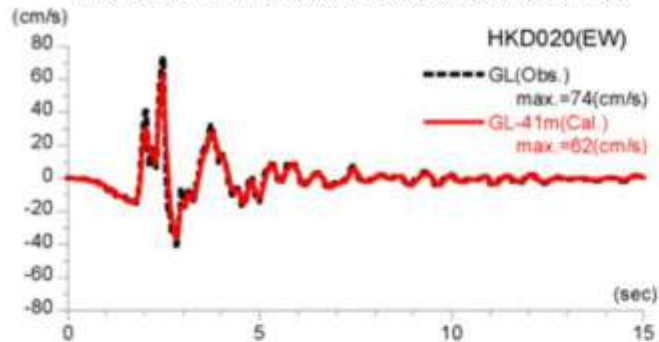
Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（佐藤ほか(2013)）

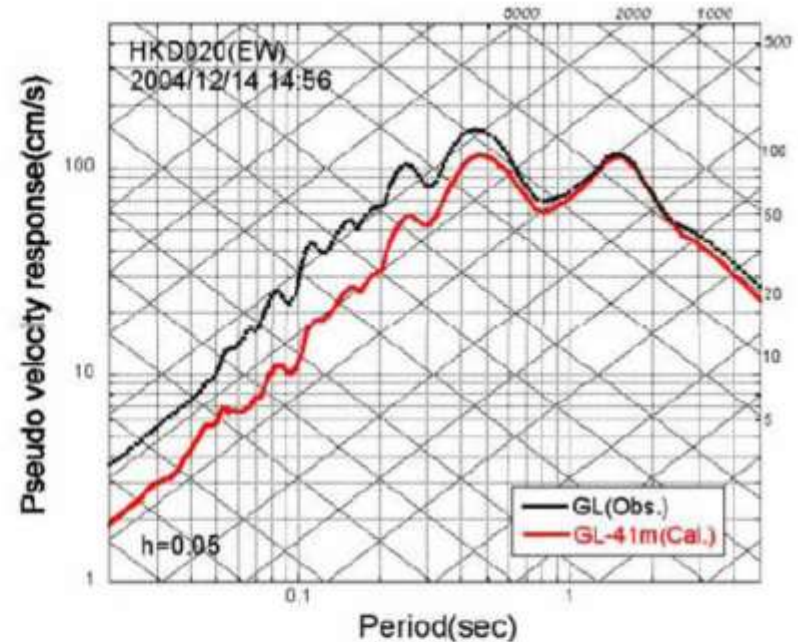
- 等価線形解析により，地表観測記録（EW成分）からGL-41mの基盤地震動を評価している。
- はぎとり結果の最大加速度は585cm/s²で，地表観測記録の約1/2となっている。



推計された基盤地震動と地表観測記録の比較



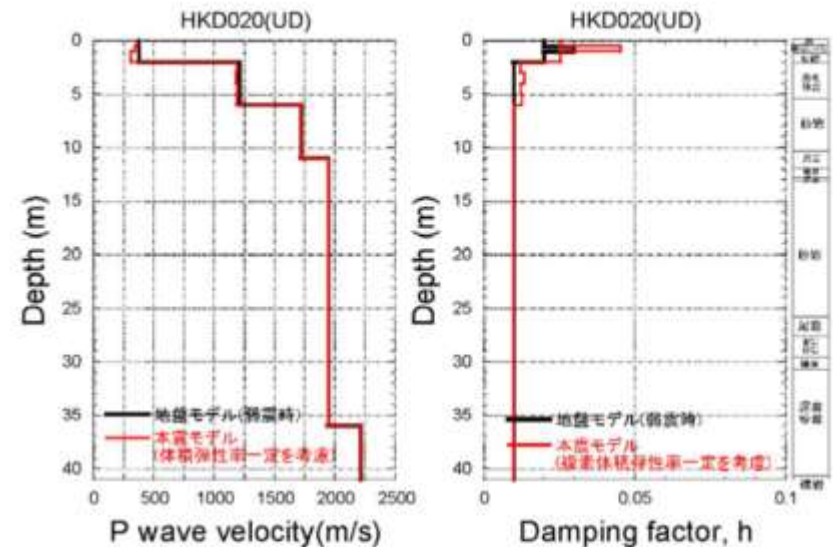
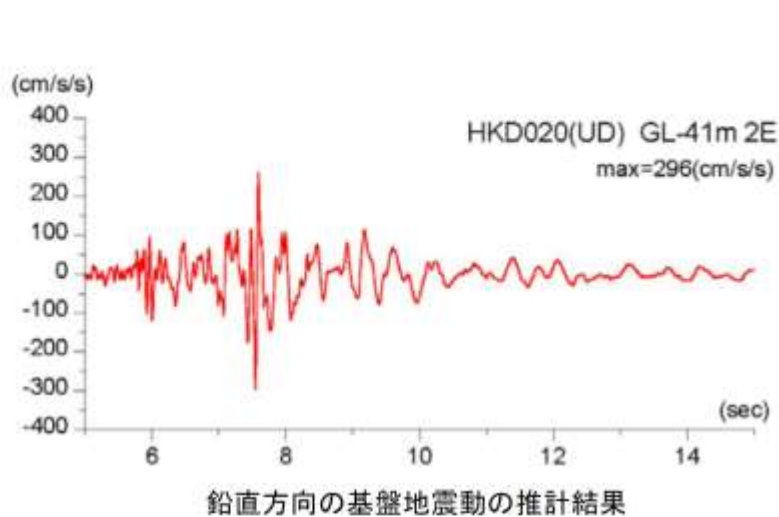
速度に変換した基盤地震動と地表観測記録の比較



擬似速度応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（佐藤ほか(2013)）

- 体積弾性率一定を仮定した1次元波動論による線形解析により、地表観測記録（UD成分）からGL-41 mの基盤地震動を評価している。
- はざとり結果の最大加速度は 296cm/s^2 となっている。



Step3 記録の分析

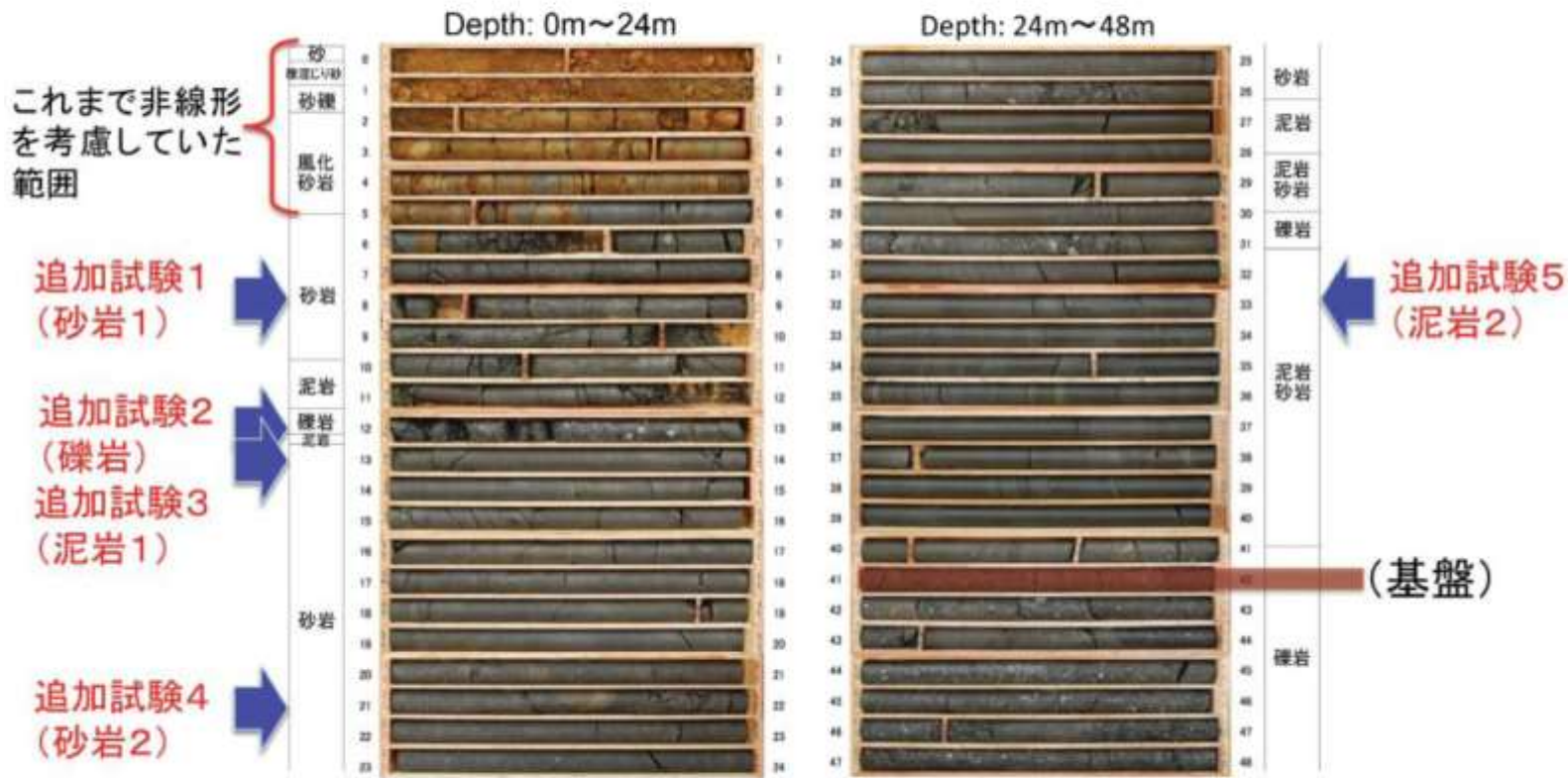
2004年北海道留萌支庁南部地震（基盤地震動の妥当性検証）

- 佐藤ほか(2013)では、K-NET観測点のHKDO20 港町について、GL-6mまでの室内試験結果を考慮した非線形解析を行い、GL-41mの基盤面における基盤地震動を評価している（GL-6m以深は線形解析を仮定、減衰定数は1%に設定）。
- 上記の基盤地震動の評価結果について検証するため、以下の検討を実施する。
 - ① 佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られた、GL-6mからGL-41mまでの室内試験結果を用い、GL-41mまで非線形性を考慮して基盤地震動（水平方向）を評価。
 - ② 不確かさを考慮した基盤地震動の評価として、GL-6mまで非線形、GL-6m以深は減衰定数を3%として基盤地震動（水平方向）を評価。
 - ③ 佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られたPS検層の再測定結果から、地盤モデルを変更して基盤地震動（鉛直方向）を評価（解析方法は佐藤ほか(2013)と同様）。
 - ④ HKDO20 港町における地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまではポアソン比一定、GL-6m以深は体積弾性率一定として基盤地震動（鉛直方向）を評価。
 - ⑤ 柏崎刈羽原子力発電所における地盤物性の影響を考慮し基盤地震動（水平方向・鉛直方向）を評価。

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

検討①：GL-41mまで非線形性考慮

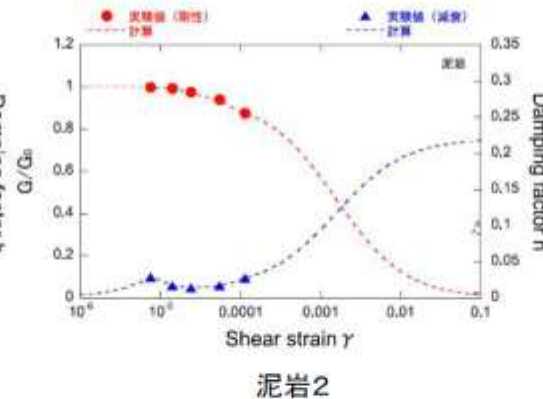
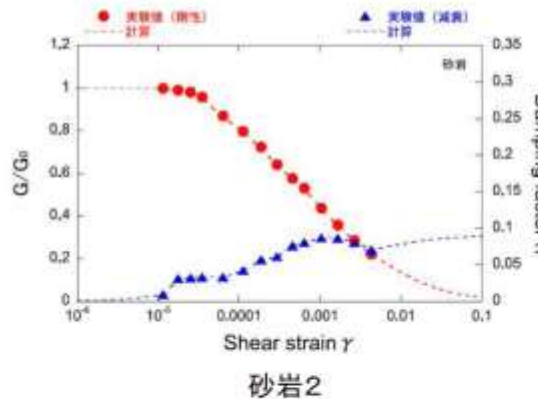
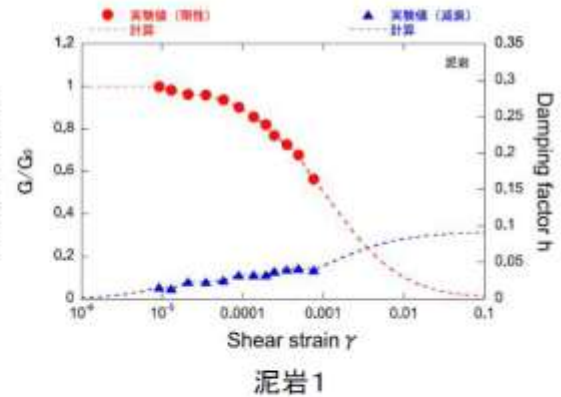
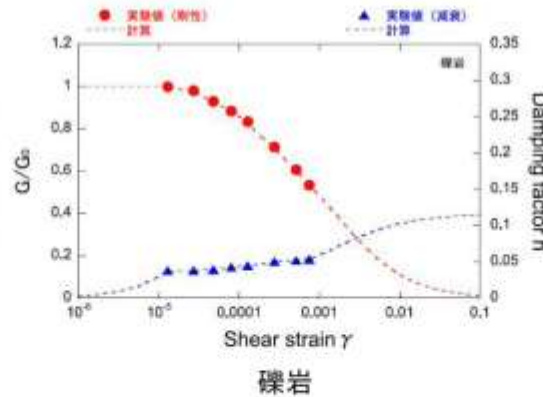
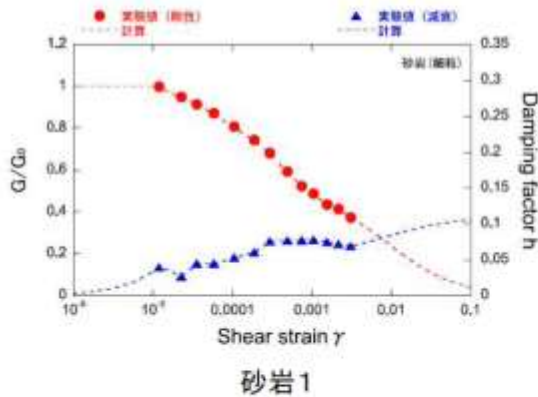
■ GL-6mからGL-41mまでの5か所において、室内試験を追加実施。



追加の室内試験の実施位置

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

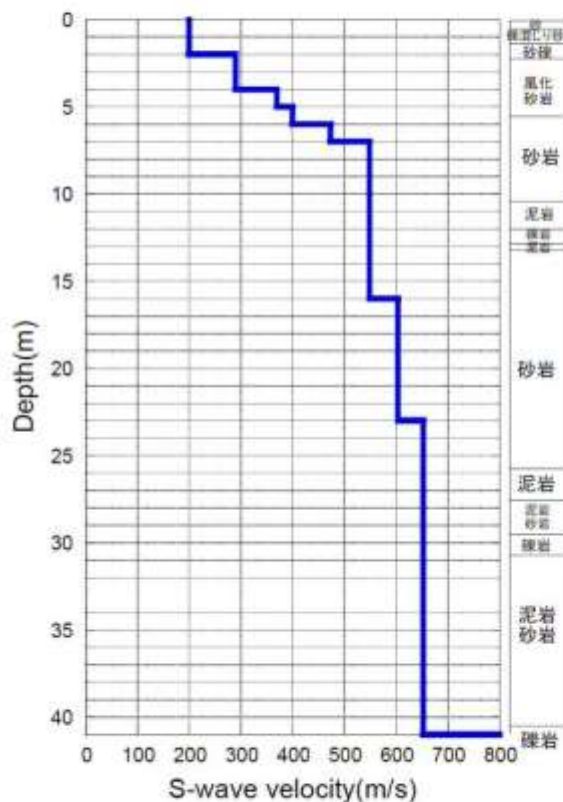
■ 追加の室内試験結果により非線形性を設定。



追加の室内試験による地盤の非線形特性

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

- GL-6mからGL-41mの地盤の非線形特性と減衰定数を変動させて、等価線形解析により深さ41mでの基盤地震動を評価。

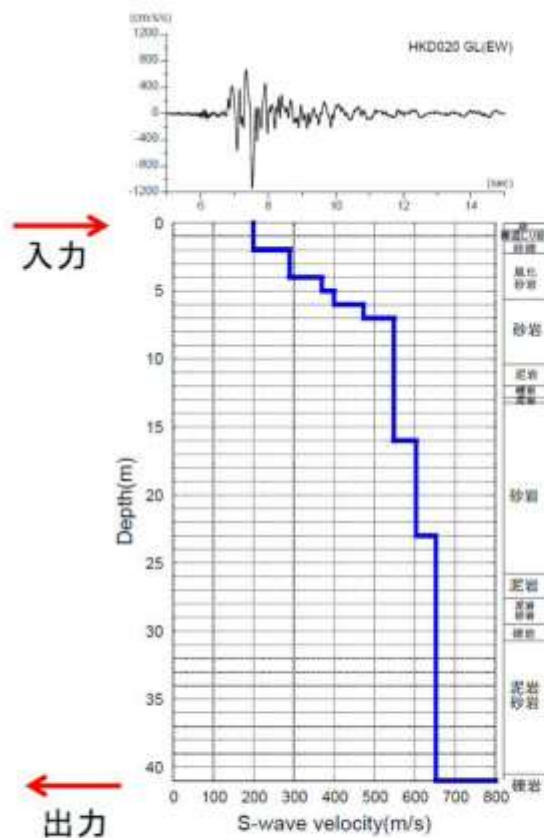


S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.02	砂岩1
473	2.0	1	0.02	砂岩1
549	2.0	3	0.02	砂岩1
549	2.0	2	0.01	泥岩1
549	2.0	1	0.03	礫岩
549	2.0	0.5	0.01	泥岩1
549	2.0	2.5	0.01	砂岩2
604	2.06	7	0.01	砂岩2
653	2.06	18	0.015	泥岩2
938	2.13	17	0.01	—

等価線形解析に用いる地盤モデル

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

- 地表観測記録を入力として、GL-41mまで非線形性を考慮した等価線形解析から、GL-41m（ $V_s=938\text{m/s}$ ）における基盤地震動を評価。



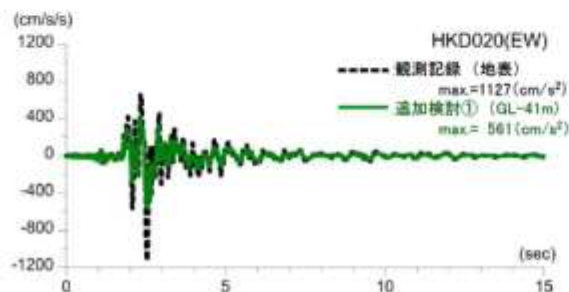
等価線形解析の条件

- ✓ 有効ひずみ $\gamma_{\text{eff}} = 0.65 \gamma_{\text{max}}$
- ✓ 収束判定値(前のモデルとの差異): 1%以内
- ✓ 最大繰り返し計算回数: 30回

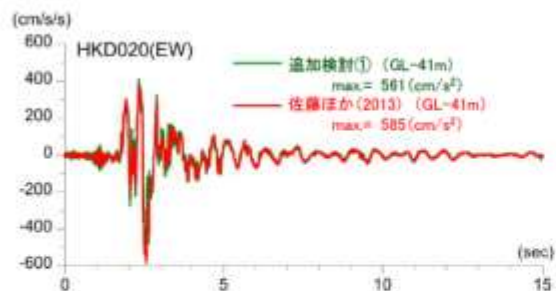
Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

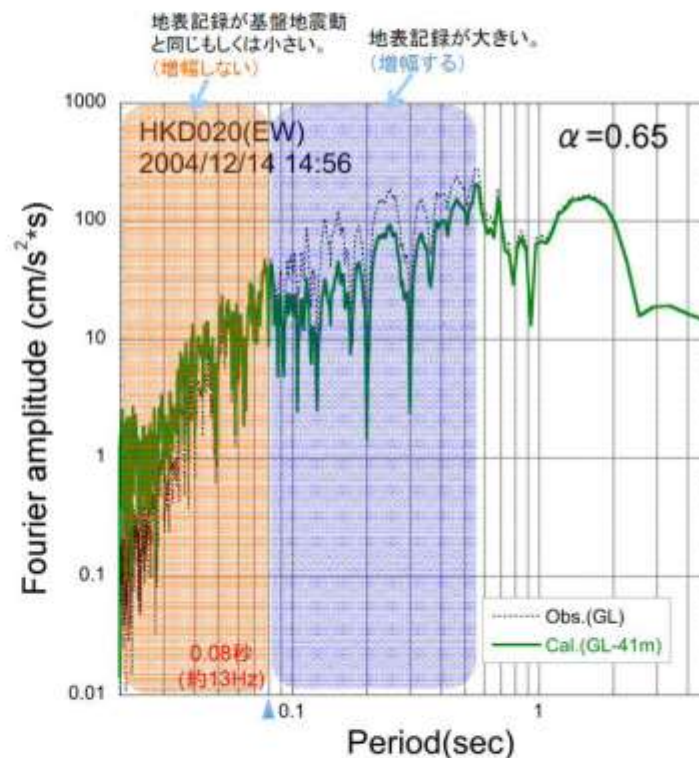
- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の最大加速度は 561cm/s^2 となっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585cm/s^2)と比較すると、やや小さい。



地表観測記録と基盤地震動の比較



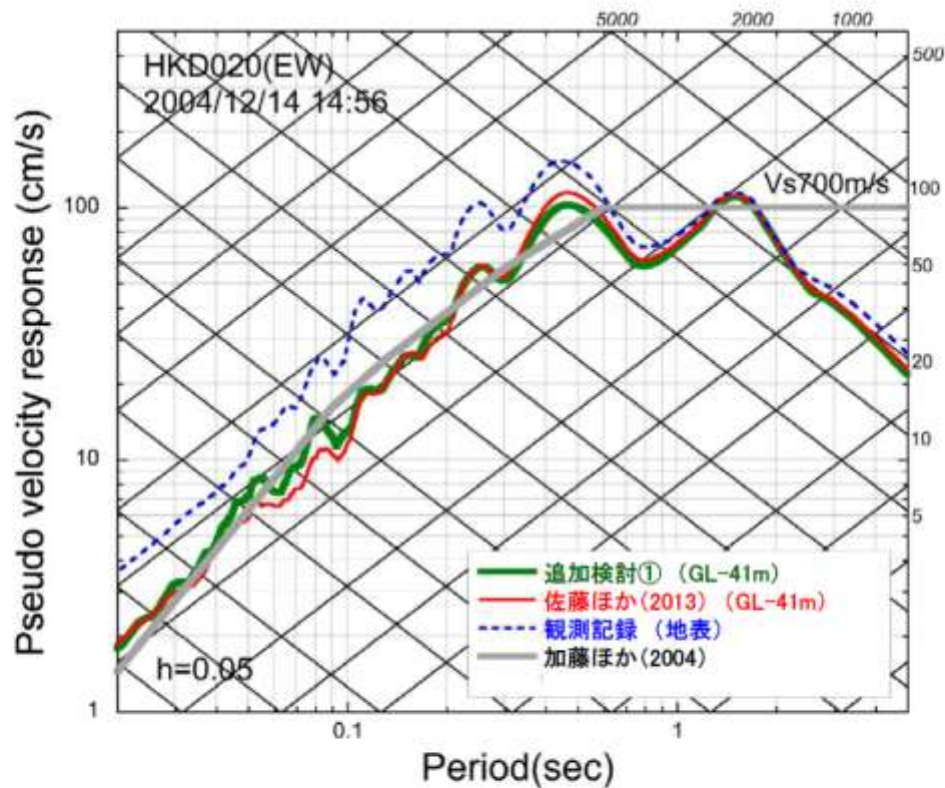
非線形性を考慮した検討と佐藤ほか(2013)の比較



基盤地震動と地表観測記録の加速度フーリエスペクトルの比較

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

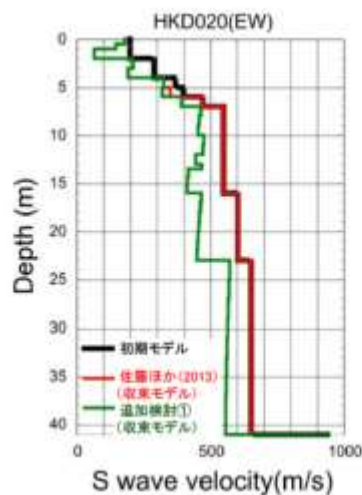
- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。



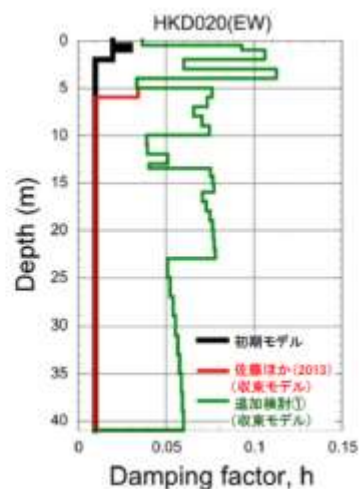
擬似速度応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

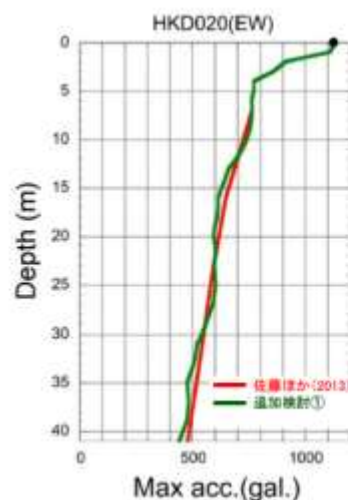
- 収束物性値の深さ分布によると、GL-6m以深における減衰定数の収束物性値は、概ね5%程度となっている。



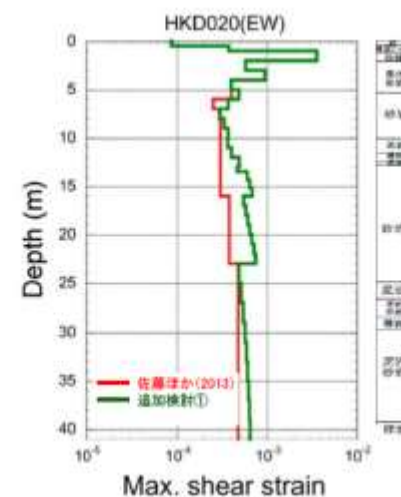
S波速度



減衰定数



最大加速度



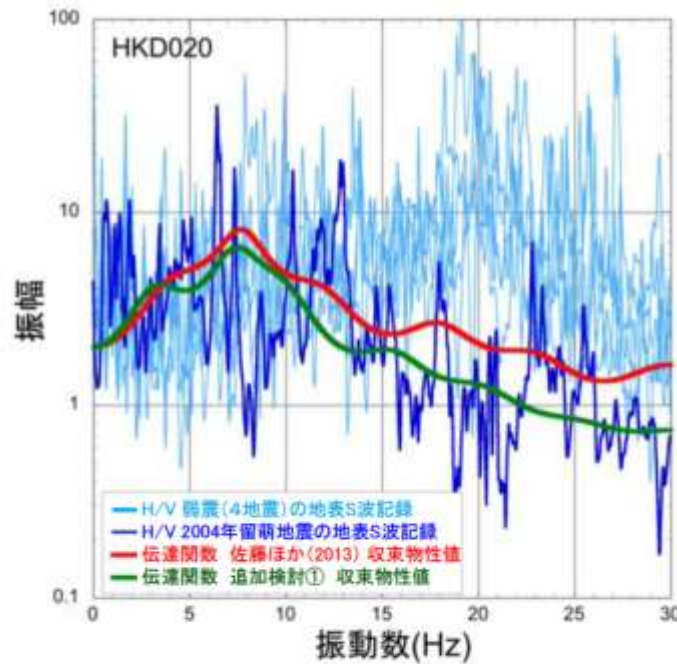
最大ひずみ

収束物性値、最大加速度及び最大ひずみの深さ分布

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価に用いた収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、GL-6mよりも深部の減衰定数が1%から5%程度になったことにより、10Hzより高振動数側で小さくなっている。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討①）

検討①のまとめ

- 2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020 港町の観測記録について、追加の室内試験結果を用い、GL-41mまで非線形性を考慮して基盤地震動を評価。
- 基盤地震動の最大加速度は 561cm/s^2 となっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動（ 585cm/s^2 ）と比較してやや小さく評価されている。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討②）

検討②：減衰定数の不確かさ考慮

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価し、佐藤ほか(2013)の評価結果と比較。

等価線形解析に用いる地盤モデル

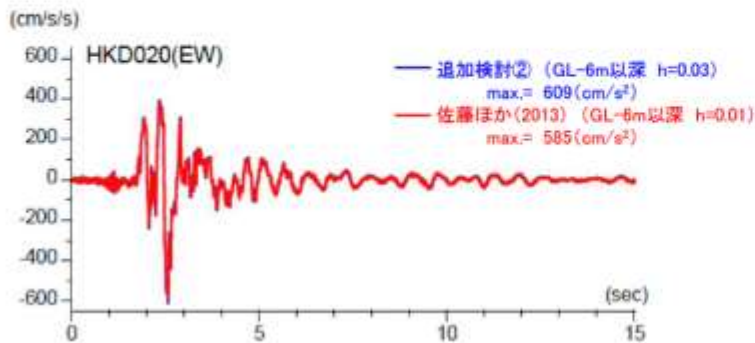
S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.01	風化砂岩2
473	2.0	1	0.03	—
549	2.0	3	0.03	—
549	2.0	2	0.03	—
549	2.0	1	0.03	—
549	2.0	0.5	0.03	—
549	2.0	2.5	0.03	—
604	2.06	7	0.03	—
653	2.06	18	0.03	—
938	2.13	17	0.03	—

減衰定数3%として評価する。

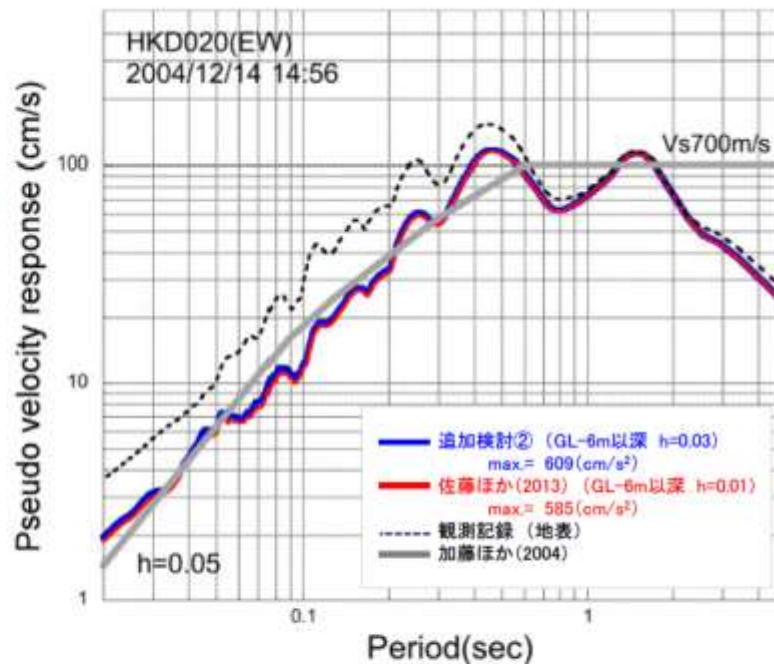
Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討②）

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき、GL-6m以深を減衰定数3%とした基盤地震動の最大加速度は609cm/s²となっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動（585cm/s²）と比較すると、やや大きく評価されている。また、その応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。



加速度時刻歴波形の比較

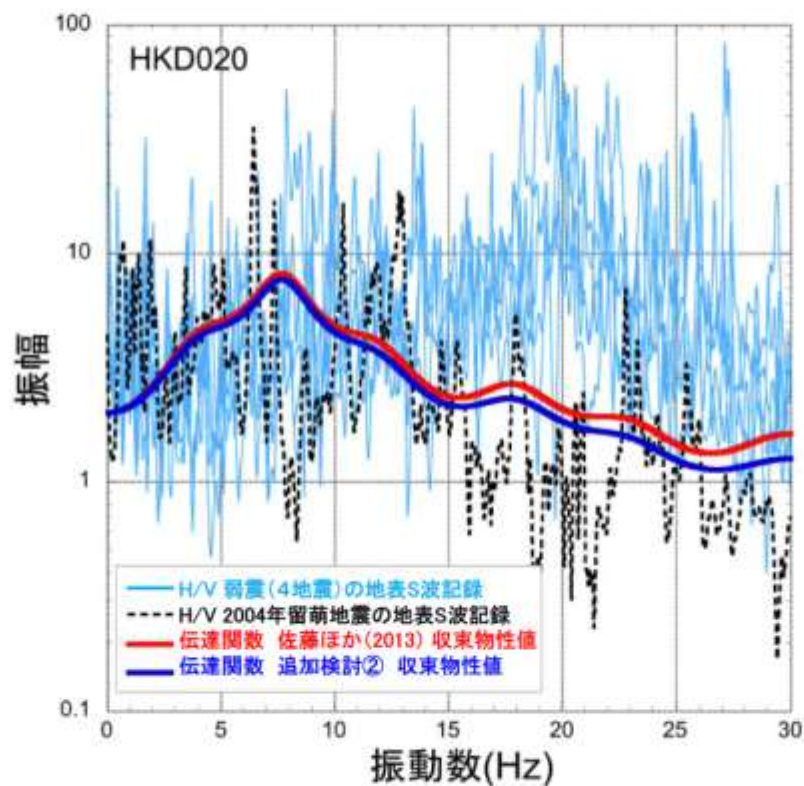


擬似速度応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討②）

- 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現していると考えられる。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討②）

検討②のまとめ

- 2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020 港町の観測記録について、佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価。
- 基盤地震動の最大加速度は 609cm/s^2 となっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動（ 585cm/s^2 ）と比較してやや大きく評価されている。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。
- 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現する結果となっている。

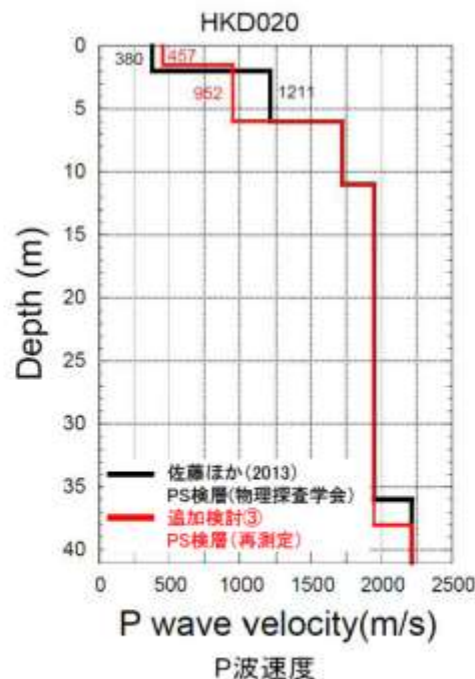
Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討③）

検討③：地盤モデル変更による基盤地震動（鉛直方向）評価

- 佐藤ほか(2013)における鉛直方向の基盤地震動の評価結果は、物理探査学会(2013.10)時点での地盤モデルに基づいていたが、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できないことから、佐藤ほか(2013)の報告時点以降に、表層部分のPS検層を再測定している。
- 再測定結果によるGL-6mまでのP波速度は、佐藤ほか(2013)の地盤モデルと異なるため、再測定結果を反映した地盤モデルにより、鉛直方向の基盤地震動を再評価。

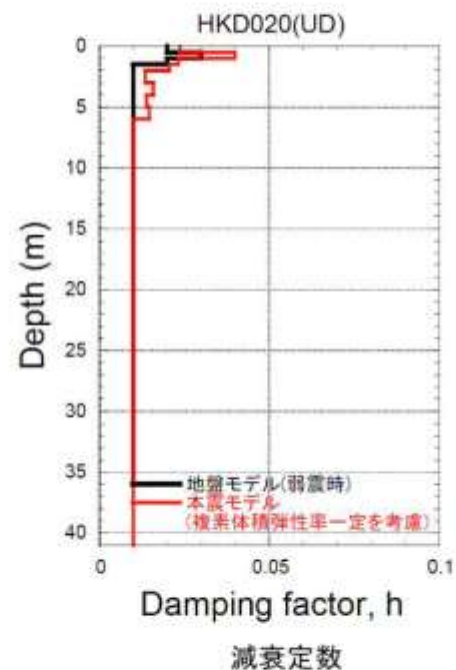
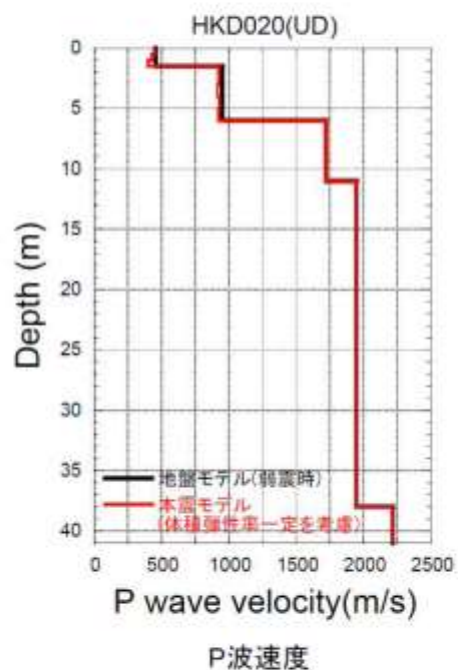
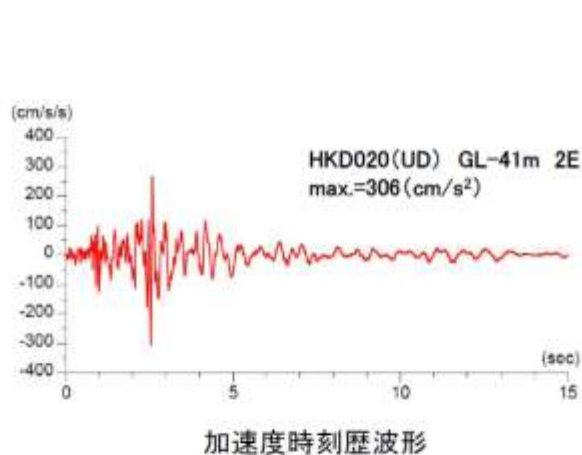
※再測定結果によるS波速度は、佐藤ほか(2013)の地盤モデルとほぼ同様のため変更していない。



Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討③）

- PS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い、体積弾性率一定としてGL-41mの鉛直方向の基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は 306cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動（ 296cm/s^2 ）と比較すると、やや大きい。



Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討③）

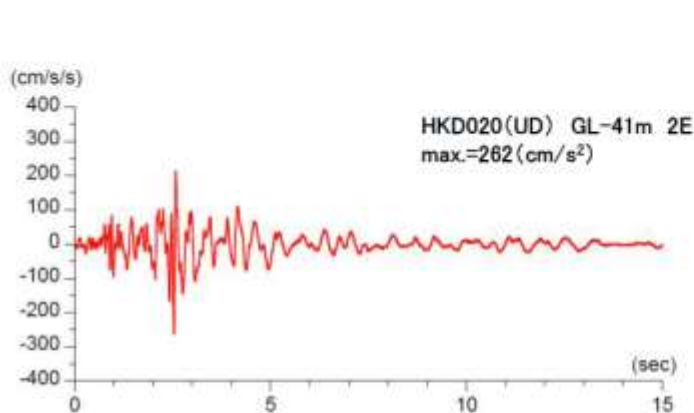
検討③のまとめ

- 佐藤ほか(2013)のHKD020 港町のP波速度モデルは、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できないことから、表層部分のPS検層を再測定し、再測定結果を反映した地盤モデルを設定。
- 上記地盤モデルを用い、体積弾性率一定としてGL-41mの鉛直方向の基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は 306cm/s^2 となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動（ 296cm/s^2 ）と比較すると、やや大きい。

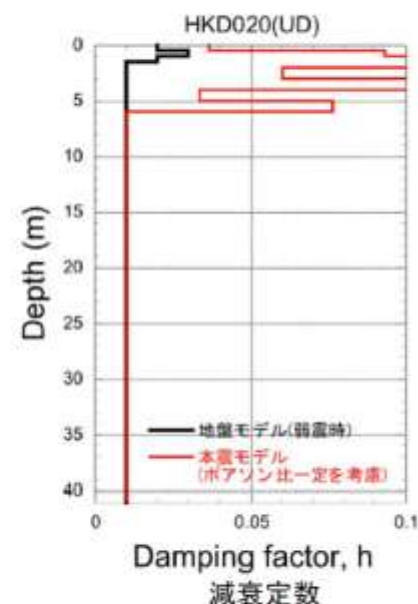
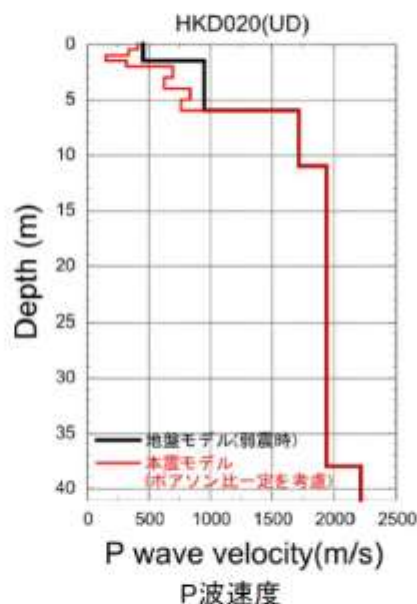
Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（検討④）

検討④：GL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動（鉛直方向）評価

- 佐藤ほか(2013)及び追加検討③における鉛直方向の基盤地震動は、体積弾性率一定として評価しているが、地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価。
- 体積弾性率一定とした場合と比較して、ポアソン比一定とした場合、S波速度の低下に伴ってP波速度も低下するため、最大加速度は小さくなっている。
- その結果、最大加速度は 262cm/s^2 となり、体積弾性率一定と仮定した結果（ 306cm/s^2 ）は保守的な結果となっている。



加速度時刻歴波形



Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討④）

検討④のまとめ

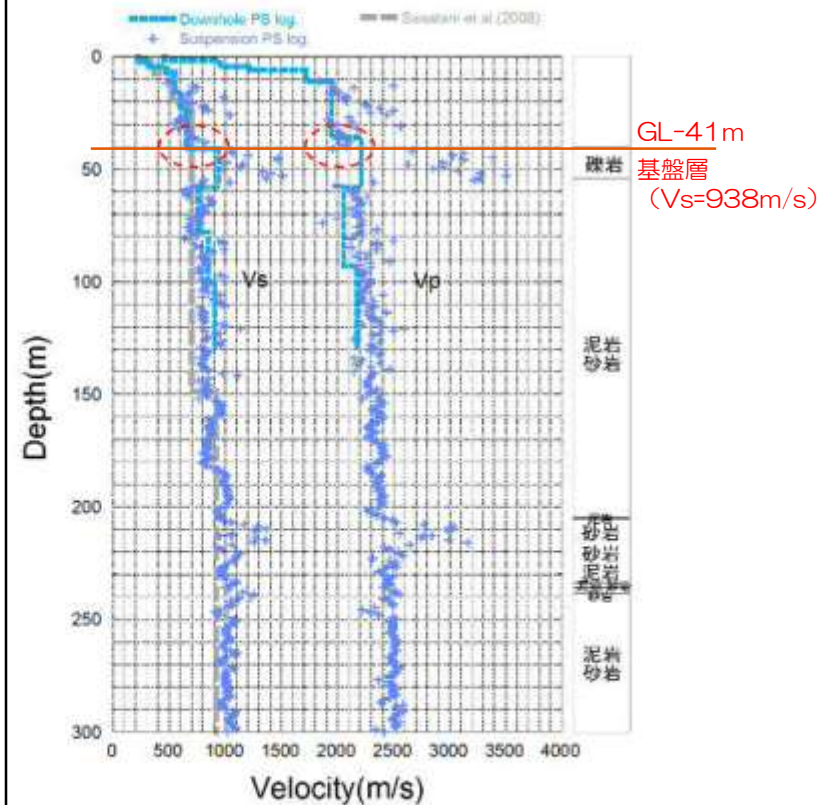
- 地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価。
- GL-41mの基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は 262cm/s^2 となり、体積弾性率一定と仮定した結果（ 306cm/s^2 ）は保守的な結果となっている。

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討⑤）

検討⑤：柏崎刈羽原子力発電所の地盤物性を用いた検討

- 柏崎刈羽原子力発電所における地盤物性の影響を評価。
- 佐藤ほか(2013)によるHKD020港町観測点の基盤地震動は、地表観測記録に基づきGL-41mの $V_s=938\text{m/s}$ の基盤層において評価されている。柏崎刈羽原子力発電所における解放基盤表面のS波速度は荒浜側・大湊側ともに $V_s=700\text{m/s}$ であるため、これらの地盤物性の影響を評価する。
- なお、地震基盤から解放基盤表面までの伝播特性に関しては、柏崎刈羽原子力発電所の敷地周辺及び敷地内の地下構造の影響により地震波の到来方向により異なることが示されており、「震源を特定して策定する地震動」に反映している。しかし、「震源を特定せず策定する地震動」のように、到来方向が不明な地震に対してはその伝播特性を反映することは難しい。
- 一方で、HKD020港町観測点での伝播特性に関して十分な調査・検討はなされていないことから、両者を比較した上で柏崎刈羽原子力発電所に対する地震動として評価することはできない。
- そこで「震源を特定せず策定する地震動」の候補としては、HKD020港町観測点の伝播特性が含まれる佐藤ほか(2013)による基盤地震動を重視し、これに対する不確かさ等を考慮した検討結果を参照し、保守的に設定することとした。



HKD020(港町)におけるPS検層結果と
既往の研究によるS波速度構造モデル

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討⑤）

- 敷地において解放基盤表面までモデル化された1次元地下構造モデルにより地盤物性の影響を評価する。
- 荒浜側の1次元地下構造モデルは、褶曲構造の影響により評価精度が低いと考えられるため、大湊側の1次元地下構造モデルを参照する。なお、荒浜側の1次元地下構造モデルにおいては解放基盤表面のVsは1,100m/sであるため、これによると地盤物性による補正の必要はないものと考えられる。
- 補正にあたり、HKD020港町観測点の基盤層のVs=938m/sに近いVs=960m/s層の上面に、はぎとり解析の不確かさを考慮した基盤地震動（水平：609m/s²，鉛直：306m/s²）を入力し、Vs=730m/sの解放基盤表面の応答を評価した。

地下構造モデル

※SGFによる評価に用いた地下構造モデル

荒浜側

層No.	T. M. S. L. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q (-)
	-284					
1	-300	16	2.11	1110	2280	50f
2	-1360	1060	2.12	1160	2390	50f
3	-2410	1050	2.25	1620	3220	50f
4	-3700	1290	2.36	2050	4150	50f
5	-5880	2180	2.51	2760	4820	50f
6	-	-	2.59	3170	5230	-

地震基盤

大湊側

層No.	T. M. S. L. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q (-)
	-134					
1	-149	15	2.03	730	1800	50f
2	-180	31	2.03	890	1900	50f
3	-231	51	2.03	890	1900	50f
4	-266	35	2.03	960	1900	50f
5	-300	34	2.03	1000	2100	50f
6	-1360	1060	2.12	1160	2390	50f
7	-2410	1050	2.25	1620	3220	50f
8	-3700	1290	2.36	2050	4150	50f
9	-5880	2180	2.51	2760	4820	50f
10	-	-	2.59	3170	5230	-

入力位置

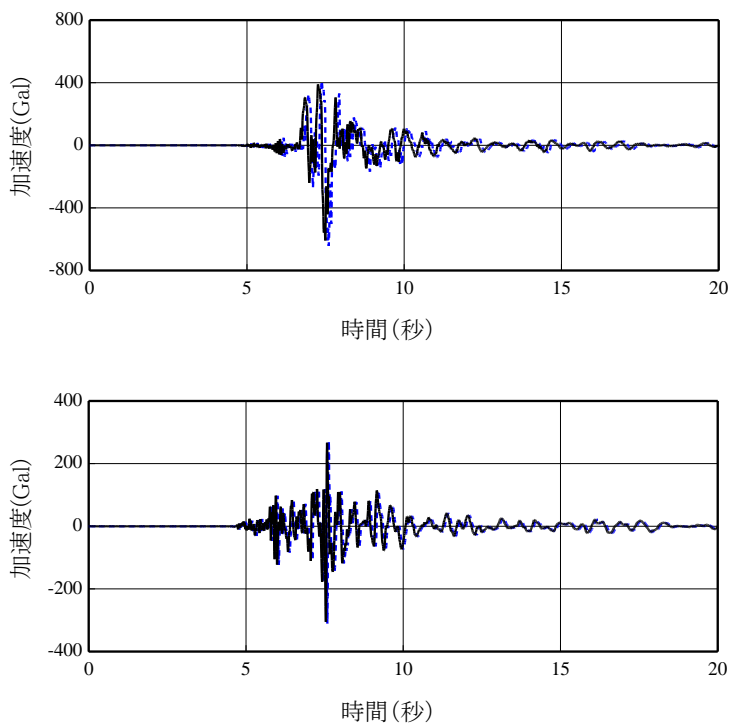
地震基盤

Step3 記録の分析 2004年北海道留萌支庁南部地震（検討⑤）

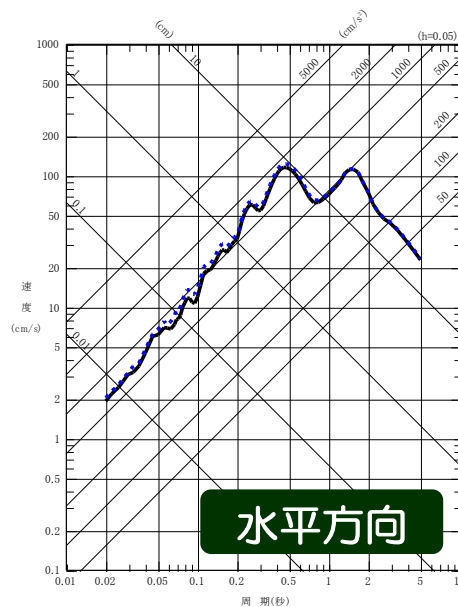
敷地における解放基盤表面の地震動は、水平方向：643cm/s²、鉛直方向310cm/s²と評価された。

— 佐藤ほか(2013)の検証結果の最大ケース
(水平方向:609gal, 鉛直方向:306gal)
- - - 敷地の地盤物性を考慮
(水平方向:643gal, 鉛直方向:310gal)

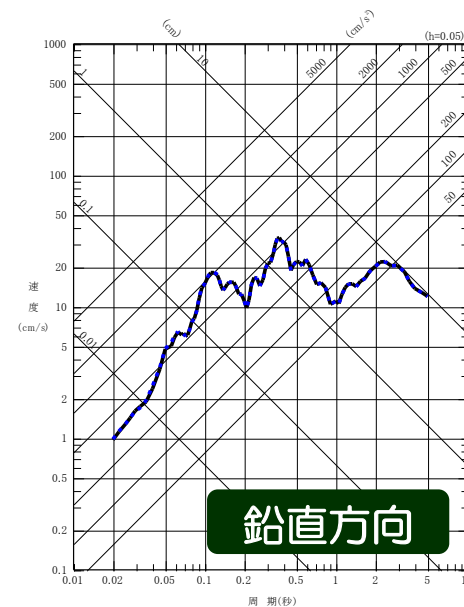
加速度時刻歴波形



疑似速度応答スペクトル



水平方向



鉛直方向

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（検討⑤）

検討⑤のまとめ

- 柏崎刈羽原子力発電所における地盤物性及び解放基盤表面までの地震波の伝播特性の影響を評価。
- 敷地における解放基盤表面の地震動は、水平方向： 643cm/s^2 ，鉛直方向 310cm/s^2 と評価された。

Step3 記録の分析

2004年北海道留萌支庁南部地震（まとめ）

- 佐藤ほか(2013)による2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020 港町の基盤地震動評価について、以下の検討を実施した。
 - ① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価（水平方向）
 - ② GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価（水平方向）
 - ③ 再測定されたPS検層結果を踏まえた基盤地震動評価（鉛直方向）
 - ④ 地下水位の状況を踏まえGL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動評価（鉛直方向）
 - ⑤ 柏崎刈羽原子力発電所における地盤物性の影響評価（水平方向，鉛直方向）
- 上記の①～④の検討結果によると，HKD020 港町の基盤地震動は水平方向についてはケース②（ 609cm/s^2 ），鉛直方向についてはケース③（ 306cm/s^2 ）が最も大きくなっている。
- 以上の最大加速度が最も大きくなるケース②及び③について，⑤として柏崎刈羽原子力発電所の基盤地震動を評価した結果，水平方向については 643cm/s^2 ，鉛直方向についてはケース 310cm/s^2 と評価された。

Step3 記録の分析 2013年栃木県北部地震（概要）

概要(発生日時, 地震規模等)

1. 地震発生日時 (気象庁他)

- 発生日時: 平成25年2月25日 16時23分頃
- 地震規模: Mj6.3 (Mw5.8)
- 震源深さ: 約3km
- 震源位置: 北緯36.873°, 東経139.412°

2. 各地の震度及び被害状況

- 各地の震度 (気象庁) は以下のとおり。
- 震度5強: 栃木県 日光市
 - 地震による津波の発生はなし

被害状況 (消防庁) は以下のとおり。

- 住家被害: 被害なし
- 人的被害: 被害なし
- その他被害: 被害なし

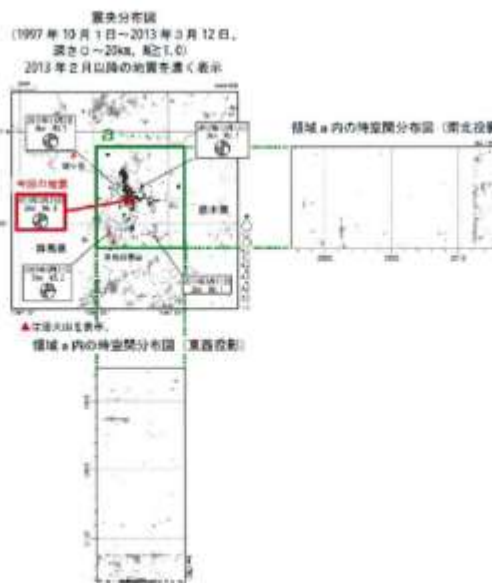
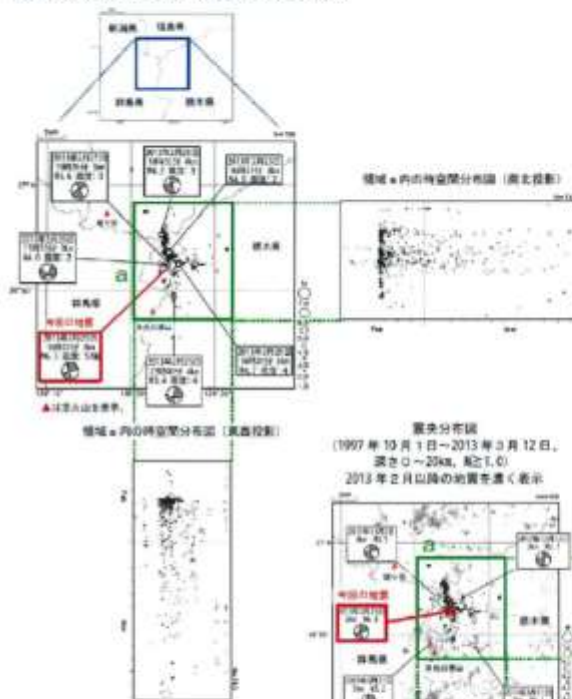
3. 地震発生メカニズム (気象庁)

- 発震機構解より、西北西-東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型の地震。
- 震央付近 (領域a) では、2月23日頃から地震活動が見られており、約1時間前の2月25日15時26分にもM3.6の地震 (最大震度3) が発生。今回の地震の発生後、活発な余震活動が見られ、同日16時34分にM1.7の地震 (最大震度1) が発生。



気象庁 震度データベース
による震度分布

震央分布図
(2013年2月21日～2013年3月12日, 深さ0～20km, 日記1.0)

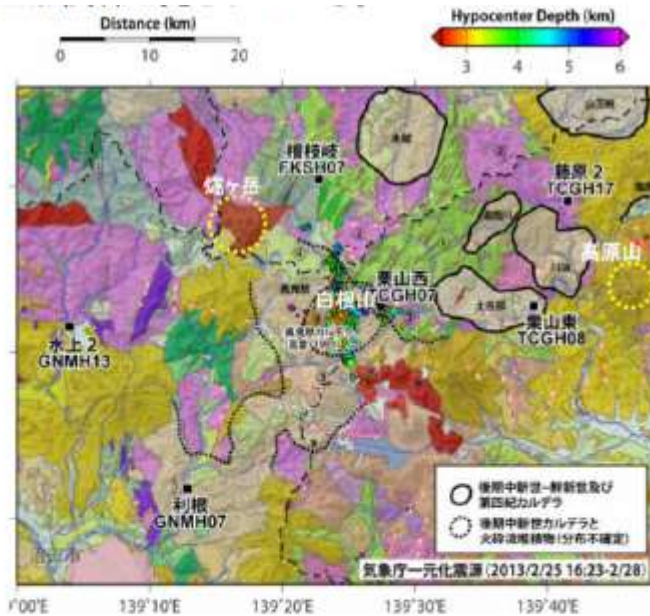


気象庁 平成25年2月 地震・火山月報(防災編)

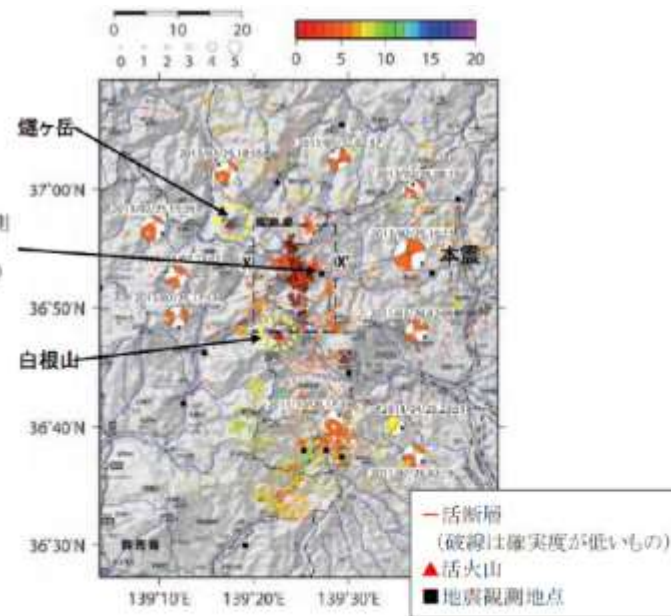
Step3 記録の分析

2013年栃木県北部地震（震源周辺の地質構造）

- 栃木県北部地震の震源域には、後期中新世の奥鬼怒カルデラ並びに同噴出物が分布する。
- 震源域周辺には、後期中新世～鮮新世に活動したカルデラ火山群があり、これらの近傍には前期～後期更新世に活動した第四紀火山が分布する。このうち、高原山・白根山・燧ヶ岳（尾瀬）は、完新世に活動実績を持つ活火山であることから、この地域では火山活動が継続し、地殻浅部～深部の地質構造に様々な制約を与えていると想定される。
- 栃木県北部地震は、西北西-東南東方向に圧縮軸を持つ、横ずれ断層型である。余震分布は、南北方向からやや反時計回りに並んでおり、震源断層は南北系と想定される。
- 震源域周辺には、確実度が低い活断層が分布しているが、東西系の走向に近いことから、震源断層は活断層と無関係とみられている。



地質・カルデラと震央の分布図



栃木県北部地震とその周辺の地震活動 (2011.3.11～2013.2.25の地震活動)

(地震速報)2013年2月15日栃木県北部の地震(電力中央研究所提供, 2013)に加筆

Step3 記録の分析 2013年栃木県北部地震（観測記録）

- 震源距離が30km以内の観測記録としては下表の10記録となる。
- このうち、震源近傍に位置するTCGH07栗山西においては、地表で最大加速度 $1,224\text{cm/s}^2$ が観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の $+1\sigma$ を上回る。

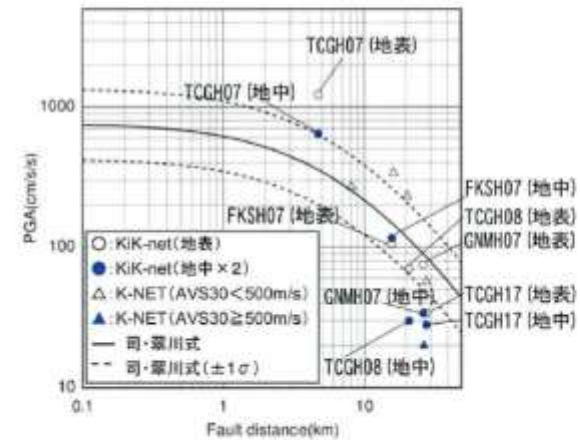
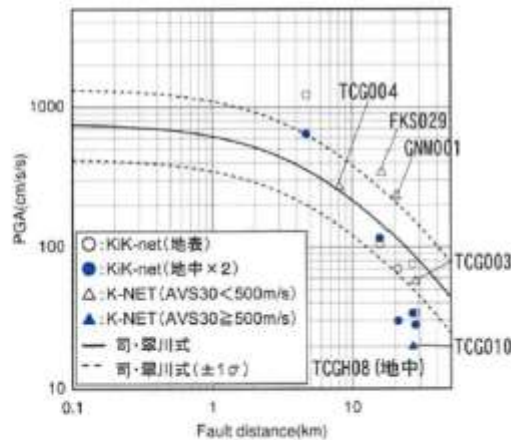
断層最短距離が30km以内の観測記録(K-NET)

観測点	震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (cm/s^2)			
			水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)	
K-NET (地表)	TCG004 湯元	8.1	421.0	196.8	269.5	283.2
	FKS029 檜枝岐	16.3	492.2	199.8	339.2	146.0
	GNM001 片品	20.4	462.1	168.2	231.5	100.9
	TCG010 足尾	26.8	516.8	12.2	20.0	12.9
	TCG003 藤原	27.9	345.5	56.9	55.4	28.8

断層最短距離が30km以内の観測記録(KiK-net)

観測点	震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (cm/s^2)*		
			水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
KiK-net (地表・地中)	TCGH07 栗山西	4.7	1224.3 (296.2)	835.0 (322.3)	736.5 (168.2)
	FKSH07 檜枝岐	15.8	91.7 (28.9)	105.3 (58.5)	74.1 (33.9)
	TCGH08 栗山東	21.0	69.8 (15.1)	62.2 (14.4)	42.8 (14.9)
	GNMH07 利根	26.6	74.6 (17.4)	69.0 (16.3)	54.2 (12.7)
	TCGH17 藤原2	27.9	34.2 (13.5)	30.3 (10.3)	17.4 (6.4)

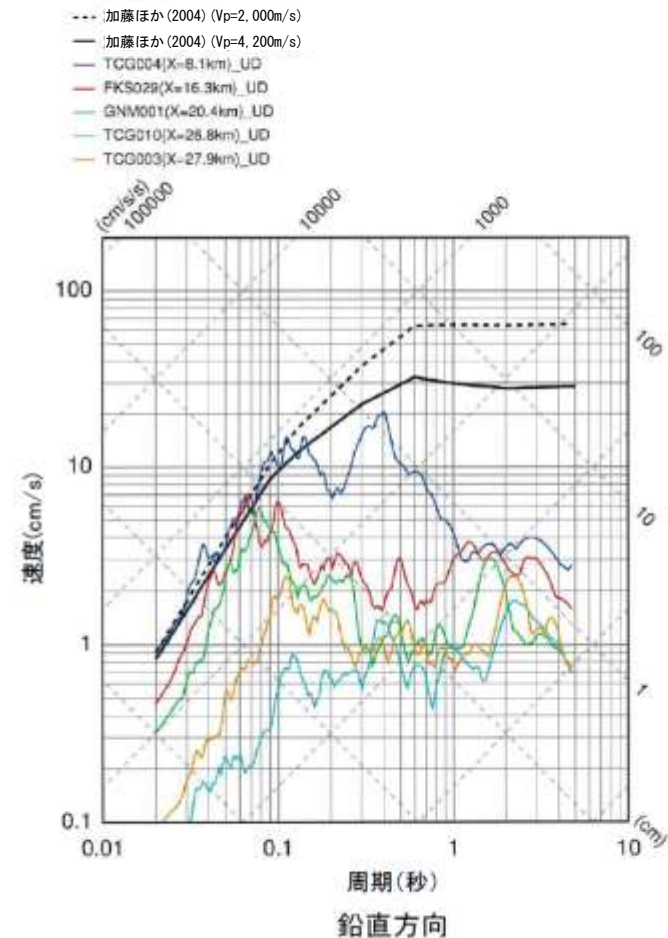
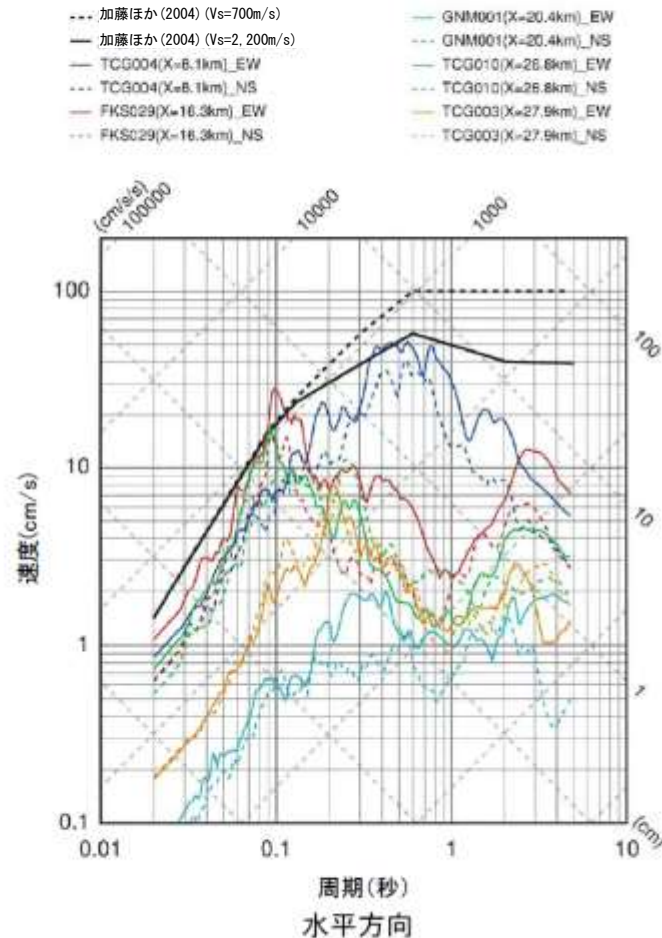
※()の数値は地中記録を示す



司・翠川(1999)の距離減衰式との関係

Step3 記録の分析 2013年栃木県北部地震（観測記録）

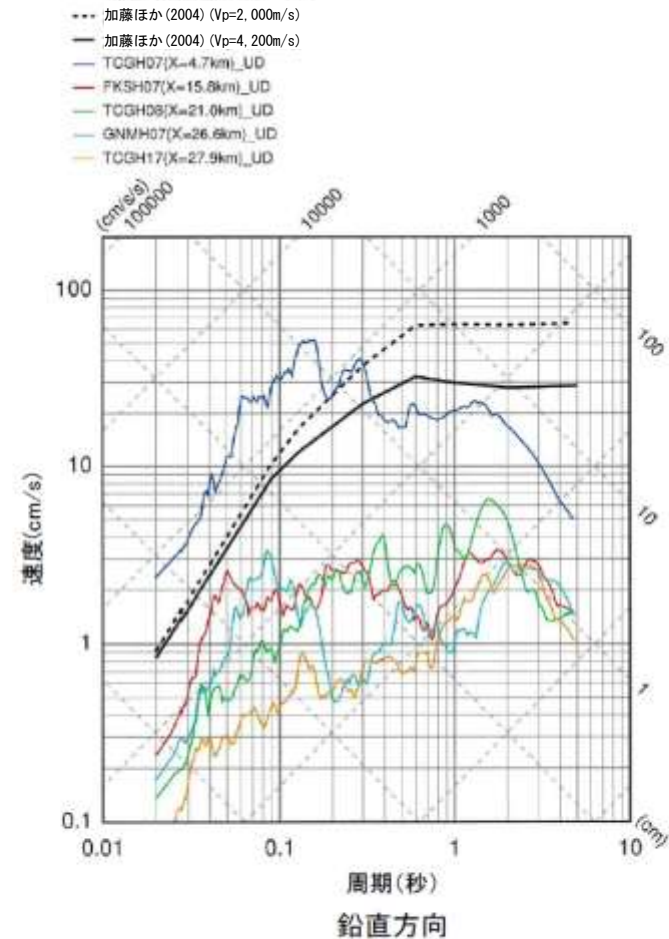
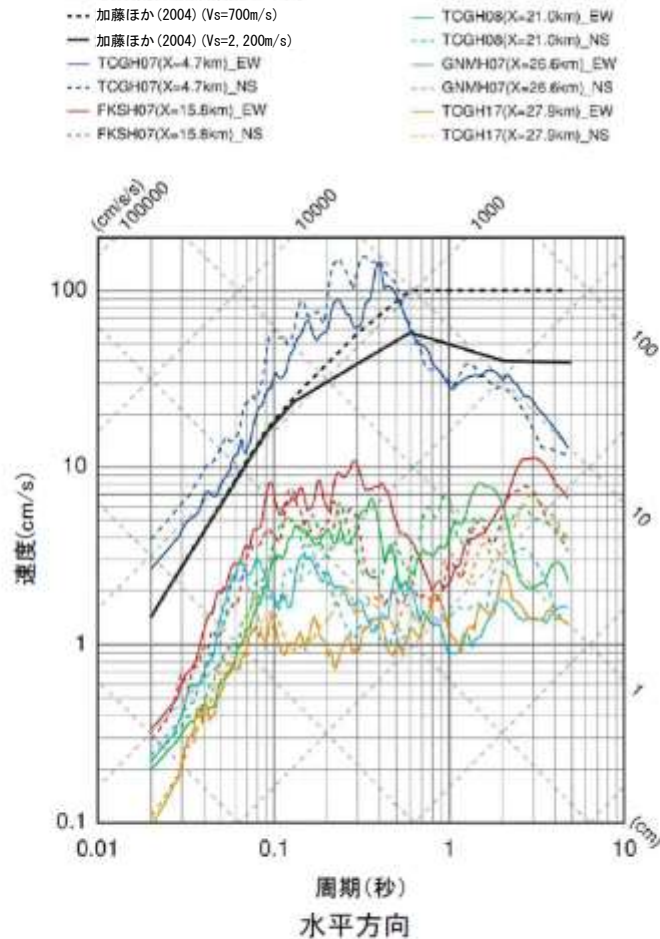
- K-NET観測点の観測記録のうち、FKS029桜枝岐及びTCG004湯元の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期で上回る。
- いずれの観測点も $AVS_{30} < 500\text{m/s}$ であり、次項以降に示すTCGHO7栗山西の観測記録（地中×2）に概ね包絡される。



K-NET各観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2013年栃木県北部地震（観測記録）

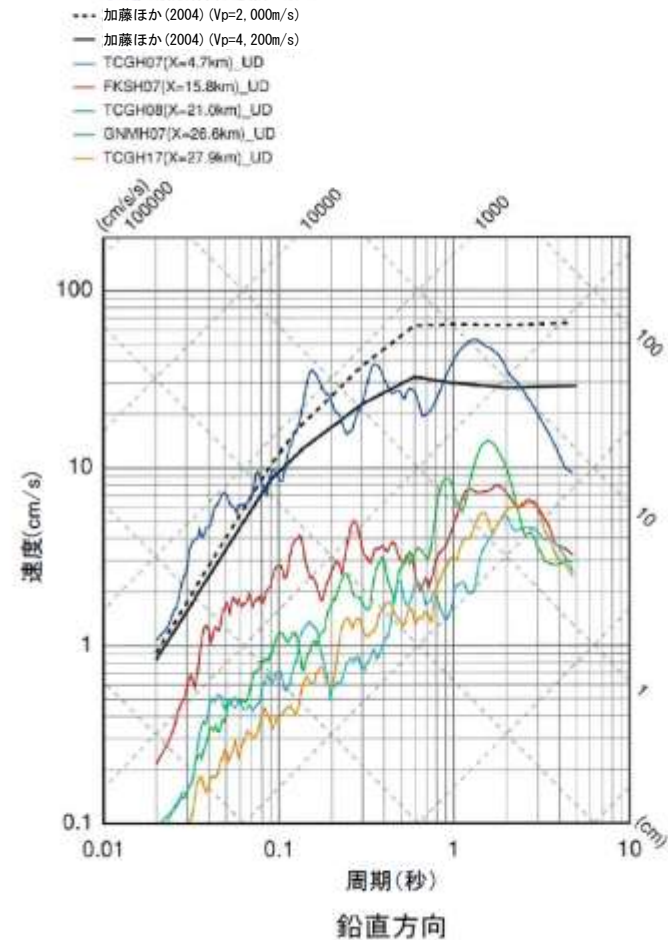
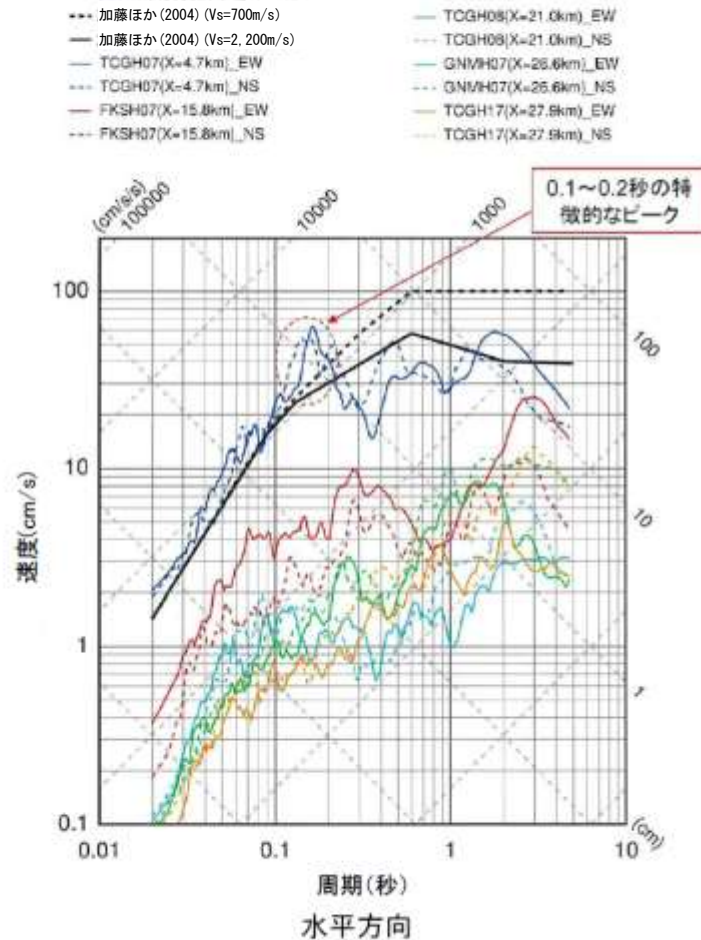
■ KiK-net観測点の地表観測記録のうち、TCGH07栗山西の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る。



KiK-net各観測記録(地表)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2013年栃木県北部地震（観測記録）

■ KiK-net観測点の地中観測記録（地中×2）のうち、TCGH07栗山西の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る。

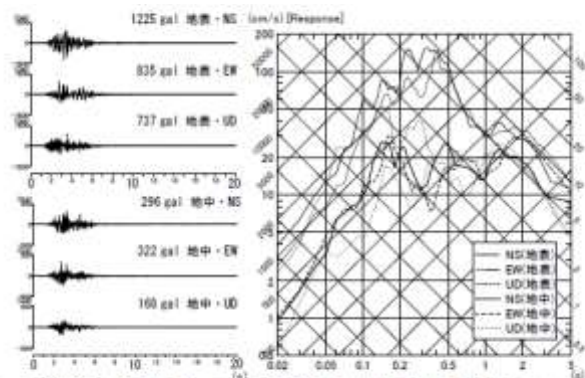


KiK-net各観測記録（地中×2）の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

■ 以上から、TCGH07栗山西の観測記録についてはざっと解析の対象とする。

Step3 記録の分析 2013年栃木県北部地震（引間(2015)）

- 2013年栃木県北部地震の余震記録等を対象としたスペクトルインバージョンにより、TCGH07 栗山西の観測記録を分析している。その結果、TCGH07 栗山西の地中地震計で顕著な0.2秒程度のピークについては本震が位置する西・近傍領域からの地震動のみに特徴的に見られ、サイトの比較的近傍での伝播特性・サイト特性が影響しているものと推察されるとしている。



TCGH07（栗山西）での観測波形と擬似速度応答スペクトル（ $h=5\%$ ）

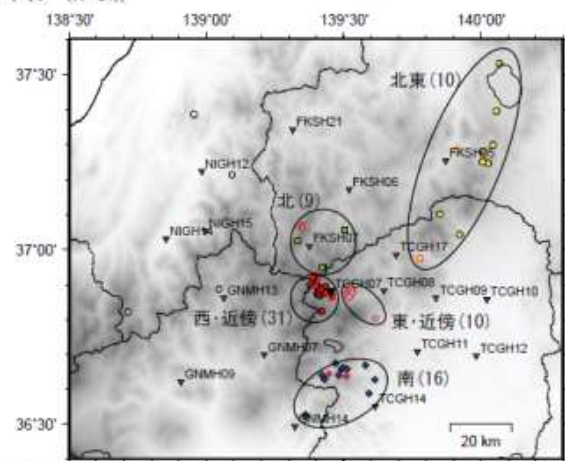


図2 解析に使用した地震の震央と観測点。到来方向の区分と地震数を合わせて記す。

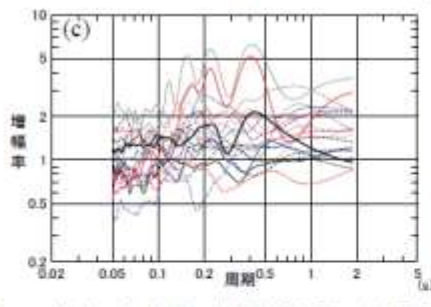
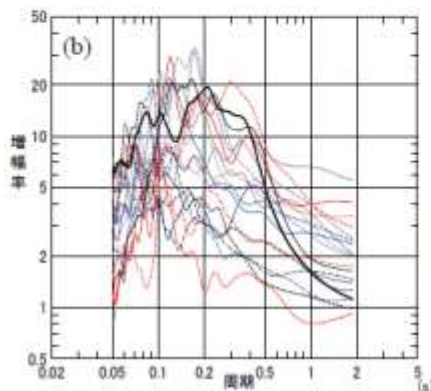


図3 全データを用いた解析結果。(a)震源スペクトル、(b)地表地震計、(c)地中地震計の増幅率。

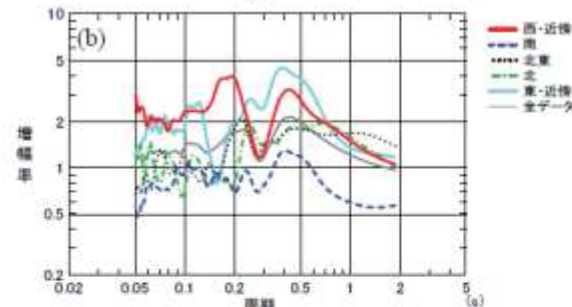
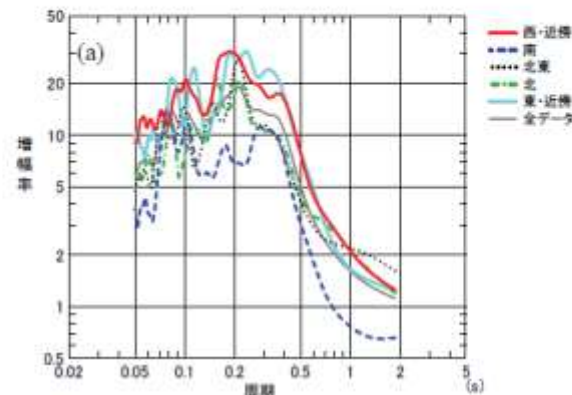


図4 TCGH07 地点での到来方向別のサイト増幅率。(a)地表地震計、(b)地中地震計。

Step3 記録の分析 2013年栃木県北部地震（はぎとり解析）

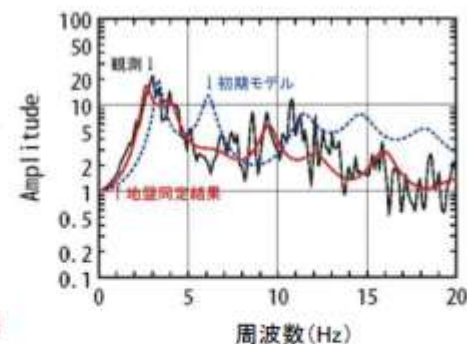
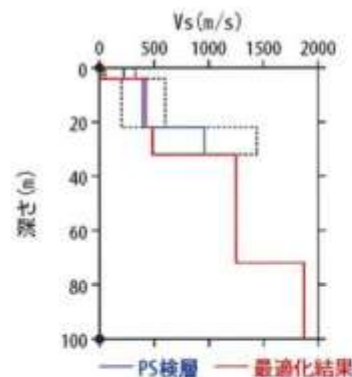
- TCGH07 栗山西について、KiK-netボーリングデータを初期値とし、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- 得られた地盤モデルは、PS検層結果から大きく乖離しているため、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難と考えられる。

地盤同定結果（水平方向）

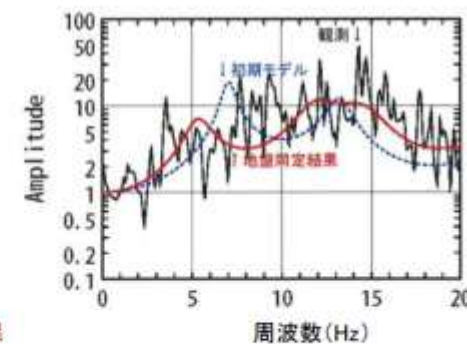
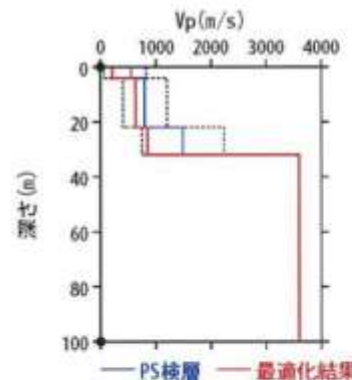
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	220	22	330	51	0.23		
2	18	4	1.64	400	200	600	428	1.07	0.081	0.312
3	10	22	1.64	960	480	1440	487	0.51		
4	40	32	2.33	1250	1250	1250	1250	1.00		
5	28	72	2.33	1870	1870	1870	1870	1.00	0.266	0.000
6	—	100	2.33	1870	1870	1870	1870	1.00		

地盤同定結果（鉛直方向）

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	550	55	825	216	0.39		
2	18	4	1.64	800	400	1200	630	0.79		
3	10	22	1.64	1490	745	2235	844	0.57	0.232	0.350
4	40	32	2.33	3600	3600	3600	3600	1.00		
5	28	72	2.33	3600	3600	3600	3600	1.00		
6	—	100	2.33	3600	3600	3600	3600	1.00		



伝達関数の比較（水平方向）



伝達関数の比較（鉛直方向）

※電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

Step3 記録の分析 2011年茨城県北部地震 (概要)

■ 概要(発生日時, 地震規模等)

1. 地震発生日時 (気象庁他)
 - ・発生日時: 平成23年3月19日 18時56分頃
 - ・地震規模: $Mj0.1$ ($Mw5.8$)
 - ・震源深さ: 約5km
 - ・震源位置: 北緯36.783°、東経140.57°
2. 各地の震度及び被害状況

各地の震度(気象庁)は以下のとおり。

 - ・震度5強: 茨城県 日立市
 - ・震度5弱: 茨城県 常陸太田市、高萩市、笠間市、ひたちなか市、常陸大宮市、那珂市、城里町、土浦市、五霞町
 - ・地震による津波の発生はなし

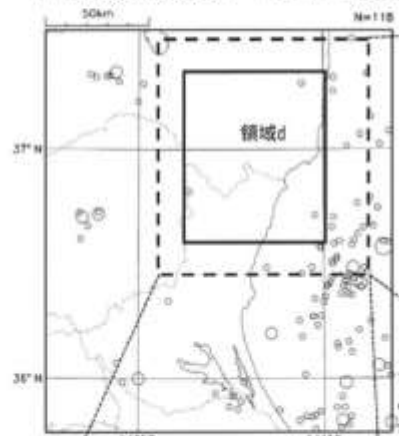
被害状況についての資料なし。

 - ・消防庁資料なし
 - ・気象庁資料なし
3. 地震発生メカニズム (気象庁)
 - ・発震機構解より、北東-南西方向に圧力軸を持つ正断層型の地震。
 - ・1923年8月以降の活動を見ると、今回の地震の震源付近(領域d)では、「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」が発生する前までの間、 $M5.0$ 以上の浅い地震はほとんど観測されていない。

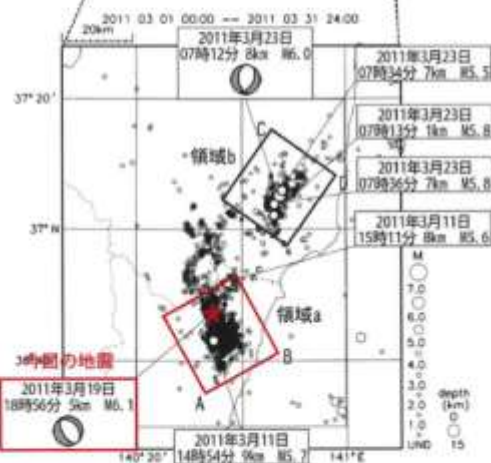
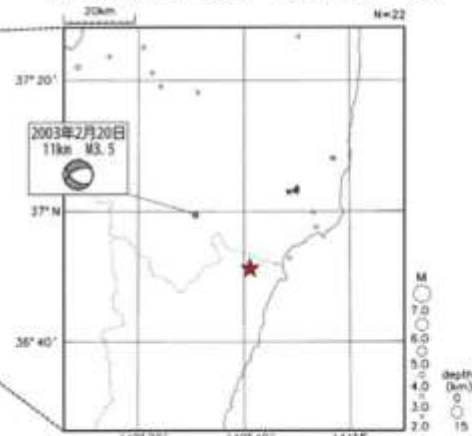


気象庁 震度データベースによる震度分布

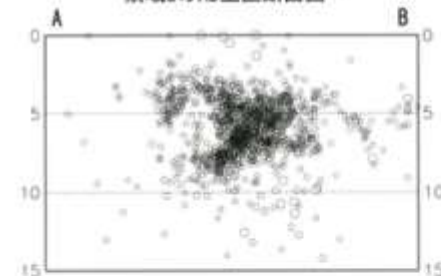
震央分布図
(1923年8月1日~2011年3月11日
14時45分, 深さ0~40km, $M \geq 5.0$)



震央分布図
(1997年10月1日~2011年3月11日
14時45分, 深さ0~15km, $M \geq 2.0$)



領域aのAB垂直断面図※



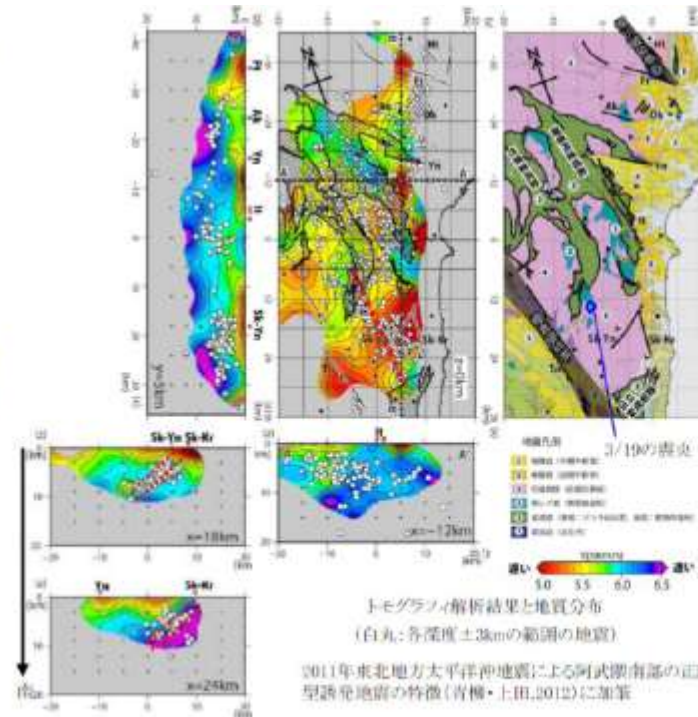
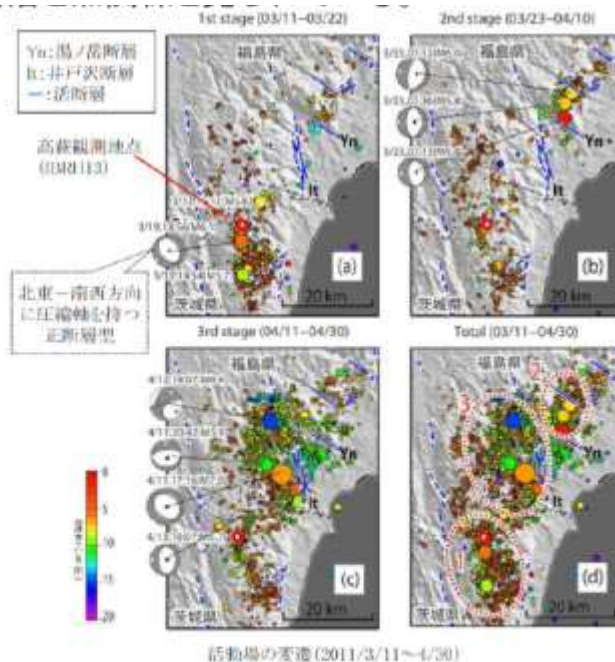
震央分布図※

(2011年3月1日~3月31日, 深さ0~15km, M 全て)
※2011年3月11日以降は未処理のデータがある

気象庁 平成23年3月 地震・火山月報(防災編)

Step3 記録の分析 2011年茨城県北部地震（震源周辺の地質構造）

- 茨城県北部地震は、東北地方太平洋沖地震の誘発地震と考えられており、3.11直後から、3つのステージで震源域が拡大。
- 阿武隈南部には、変成岩（原岩：ジュラ紀以前，変成：前期白亜紀），花崗岩（前期白亜紀）が広く分布するが，地震後の稠密余震観測等の結果，高速度域は変成岩，低速度域は花崗岩に対応し誘発地震は地質構造に規制されていると考えられている。
- 茨城県北部地震を含むエリアには関口-米平リニアメント（Sk-Yn）が，外周部には関口-黒磯リニアメント（Sk-Kr）・棚倉破砕帯西縁断層（Tn）が分布する。地震活動は，竹貫及び日立変成岩に挟まれた花崗岩分布域に対応して北北西-南南東方向に延び，南西傾斜を示している。
- 地震活動が関口-米平リニアメントを横断し，関口-黒磯リニアメントと走向が異なることから，北部断層は，両断層と無関係とみられている。



Step3 記録の分析 2011年茨城県北部地震（観測記録）

- 震源距離が30km以内の観測記録としては下表の11記録となる。
- このうち、震源近傍に位置するIBRH13 高萩においては、地表で最大加速度 1027cm/s^2 が観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の $+1\sigma$ を上回る。

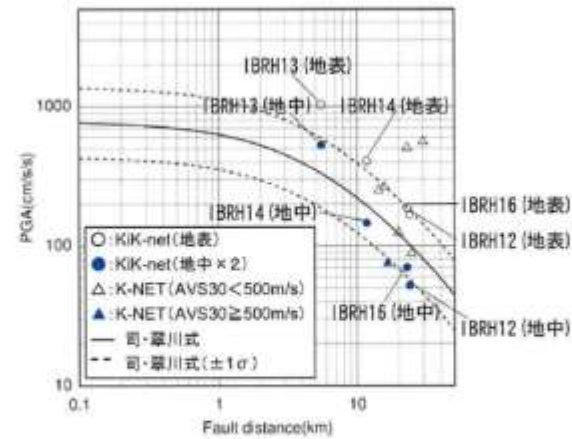
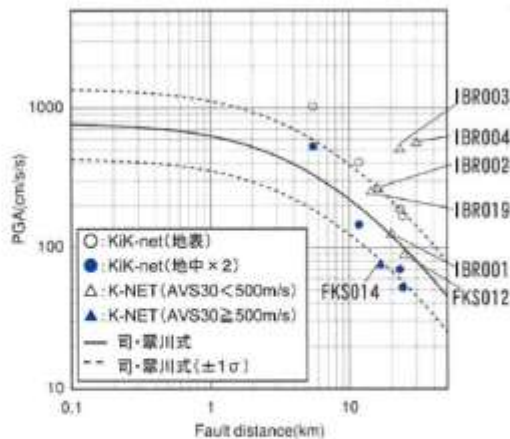
断層最短距離が30km以内の観測記録(K-NET)

観測点	震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (cm/s^2)			
			水平 (NS)	水平 (EW)	鉛直 (UD)	
IBR019	北茨城	14.3	—	221.0	251.1	122.4
IBR002	高萩	15.8	344.8	266.1	239.2	113.8
FKS014	矢祭	16.6	506.1	48.1	75.5	40.9
IBR001	大子	19.9	208.4	124.7	96.1	72.8
IBR003	日立	23.0	292.2	486.7	502.7	278.9
FKS012	勿来	24.6	202.8	64.8	88.2	51.5
IBR004	大宮	30.0	325.0	357.7	560.1	169.7

断層最短距離が30km以内の観測記録(KiK-net)

観測点	震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (cm/s^2) [※]		
			水平 (NS)	水平 (EW)	鉛直 (UD)
IBRH13	高萩	5.5	1026.5 (264.8)	526.1 (116.7)	733.1 (128.1)
IBRH14	十王	11.7	407.2 (73.1)	382.6 (64.2)	404.7 (82.7)
IBRH16	山方	22.9	187.7 (25.3)	184.1 (35.0)	123.0 (20.8)
IBRH12	大子	24.0	145.2 (22.1)	168.5 (26.0)	74.9 (14.3)

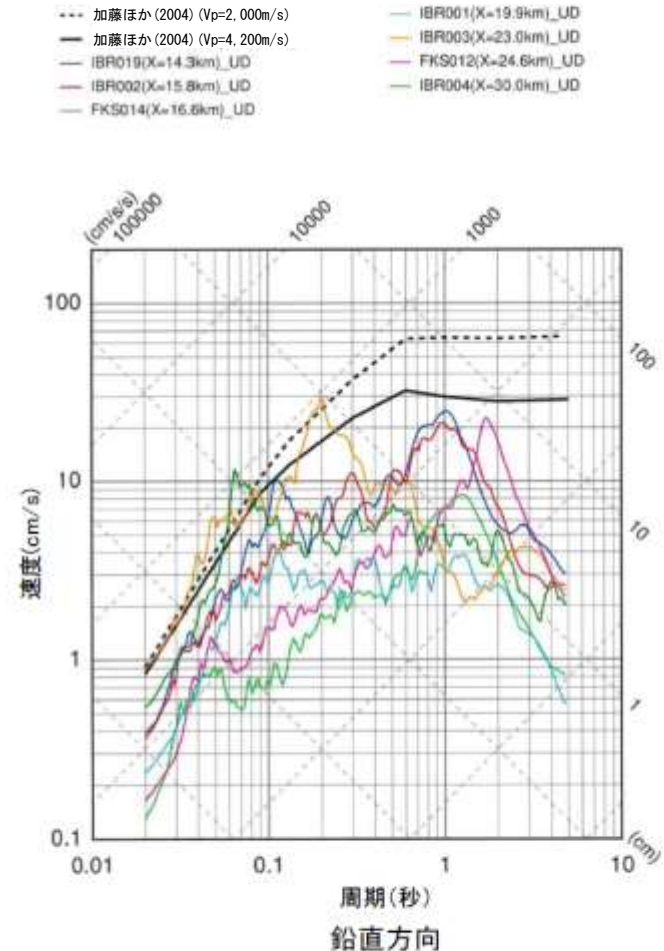
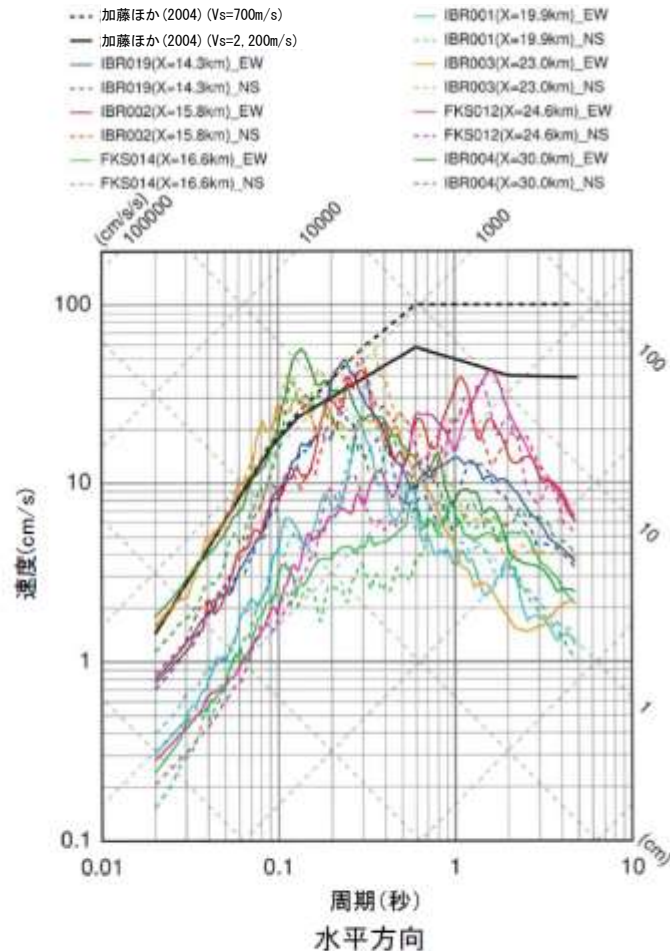
※()の数値は地中記録を示す



司・翠川(1999)の距離減衰式との関係

Step3 記録の分析 2011年茨城県北部地震（観測記録）

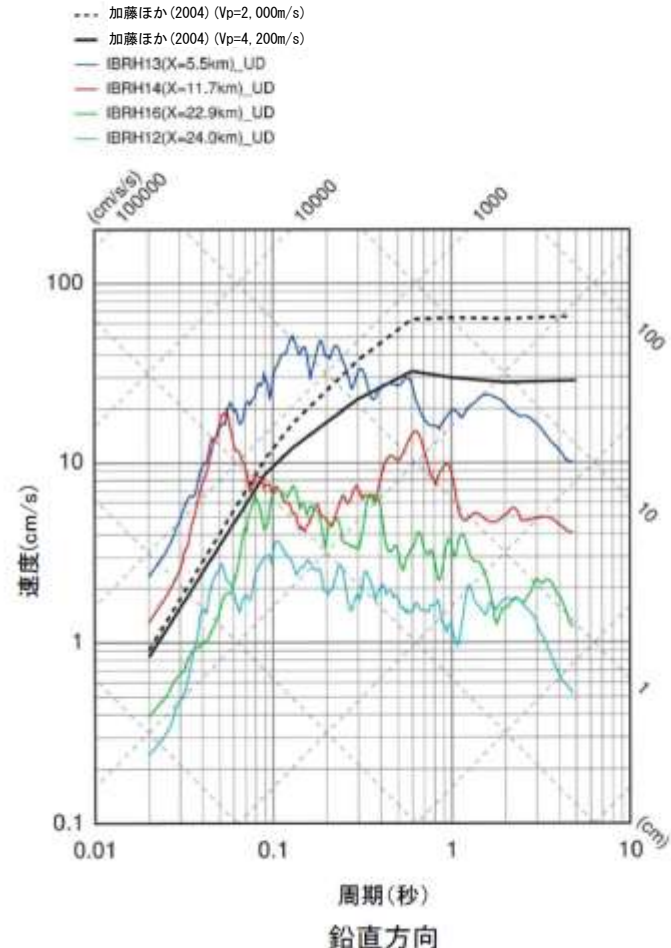
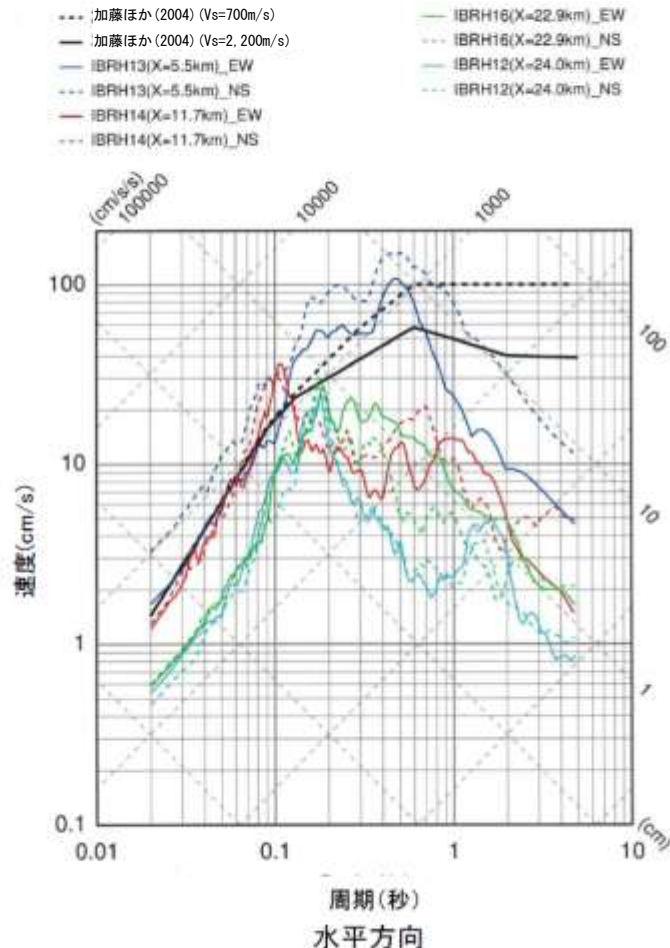
- K-NET観測点の観測記録のうち、IBR003 日立及びIBR004 大宮の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期で上回る。
- いずれの観測点も $AVS_{30} < 500\text{m/s}$ であり、次項以降に示すIBRH13高萩の影響度よりも小さいと考えられる。



K-NET各観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2011年茨城県北部地震（観測記録）

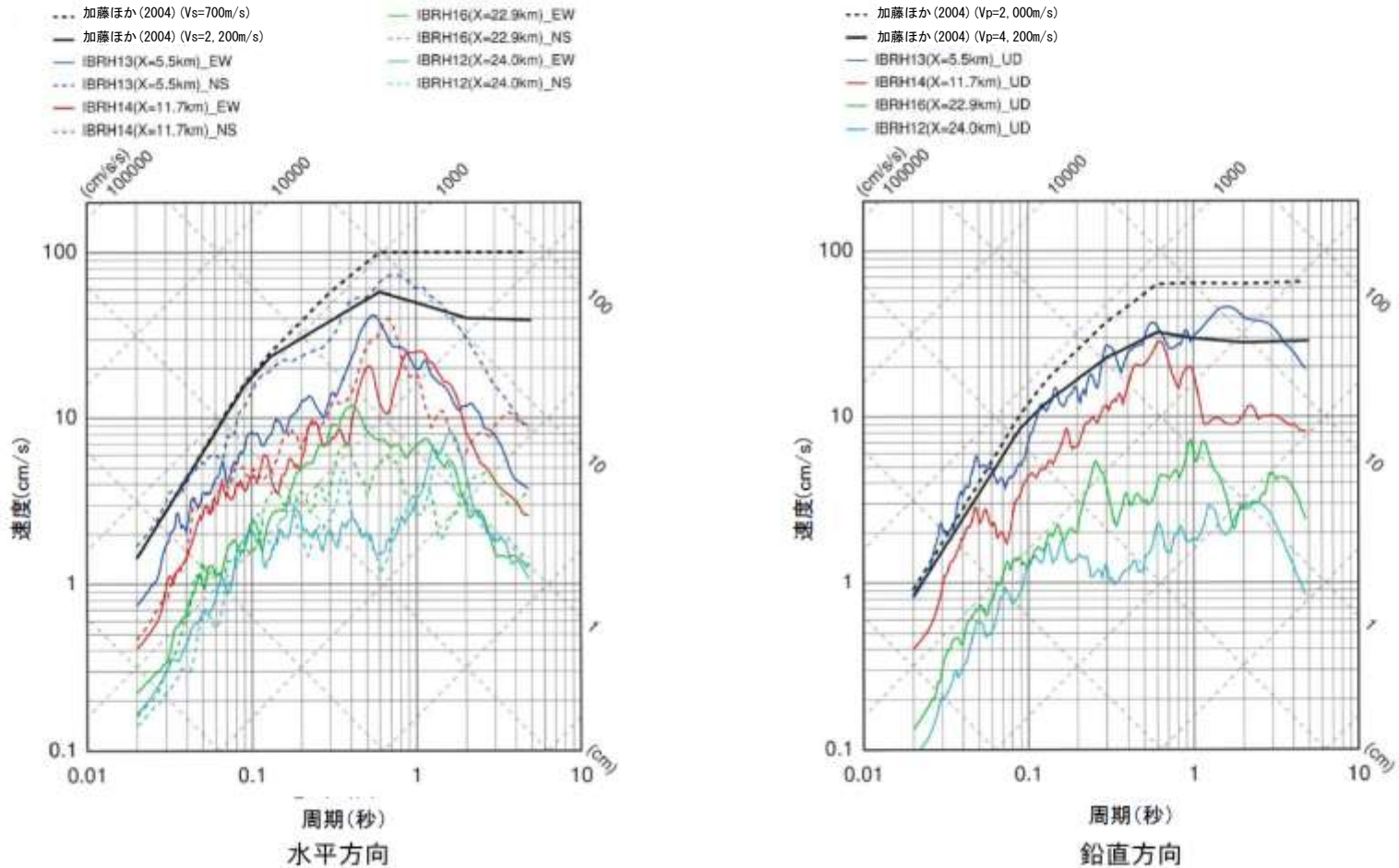
- KiK-net観測点の地表観測記録のうち、IBRH13 高萩及びIBRH14 十王の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る。
- IBRH14 十王の地表観測記録については、次項に示す地中観測記録において加藤ほか(2004)を下回ることから、影響度は小さいと考えられる。



KiK-net各観測記録(地表)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2011年茨城県北部地震（観測記録）

■ KiK-net観測点の地表観測記録（地中×2）のうち、IBRH13 高萩の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る。



KiK-net各観測記録(地中×2)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

■ 以上から、IBRH13 高萩の観測記録についてはざっと解析の対象とする。

Step3 記録の分析 2011年茨城県北部地震（はぎとり解析）

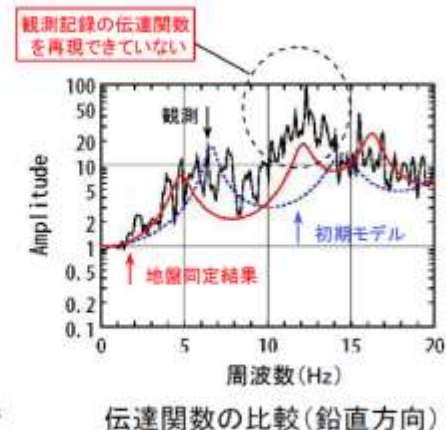
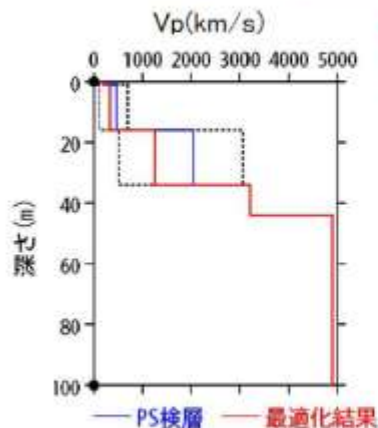
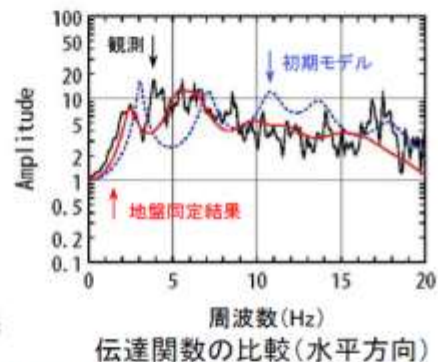
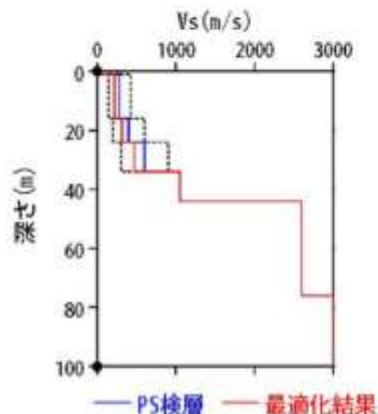
- IBRH13 高萩について、KiK-netボーリングデータを初期値とし、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- 得られた地盤モデルは、表層のVsが極端に小さく、また上下動の観測記録の伝達関数を再現できていないため、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難と考えられる。

地盤同定結果（水平方向）

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	1	0	1.64	170	17	255	22	0.13	0.152	0.180
2	15	1	1.64	280	140	420	218	0.78		
3	8	16	1.93	400	200	600	311	0.78		
4	10	24	1.93	600	300	900	467	0.78		
5	10	34	2.26	1050	1050	1050	1050	1.00		
6	32	44	2.52	2600	2600	2600	2600	1.00		
7	24	76	2.52	3000	3000	3000	3000	1.00		
8	—	100	2.52	3000	3000	3000	3000	1.00		

地盤同定結果（鉛直方向）

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	1	0	1.64	250	25	375	179	0.72	0.502	1.0
2	15	1	1.64	460	115	690	330	0.72		
3	8	16	1.93	2050	513	3075	1258	0.61		
4	10	24	1.93	2050	513	3075	1258	0.61		
5	10	34	2.26	3200	3200	3200	3200	1.00		
6	32	44	2.52	4900	4900	4900	4900	1.00		
7	24	76	2.52	4900	4900	4900	4900	1.00		
8	—	100	2.52	4900	4900	4900	4900	1.00		



※電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

Step3 記録の分析 2011年和歌山県北部地震（概要）

■ 概要（発生日時、地震規模等）

1. 地震発生日時（気象庁他）

- ・発生日時：平成23年7月5日 19時18分頃
- ・地震規模：M_J5.5（M_w5.0）
- ・震源深さ：約7km
- ・震源位置：北緯33.99°、東経135.233°

2. 各地の震度及び被害状況

各地の震度（気象庁）は以下のとおり。

- ・震度5強：広川町、日高川町
- ・震度5弱：有田市、湯浅町
- ・地震による津波の発生はなし

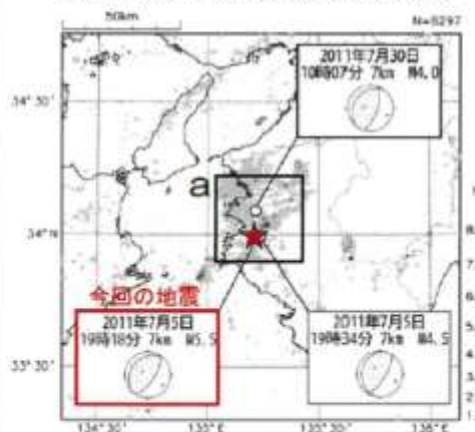
被害状況（消防庁）は以下のとおり。

- ・住宅全壊・半壊：0棟
- ・住宅一部破損：21棟
（内訳：有田市1棟、湯浅町12棟、
広川町7棟、由良町1棟）
- ・人的被害：被害情報なし
- ・和歌山北部臨海北部、和歌山北部臨海中中部、和歌山北部臨海南部、御坊各区域の石油コンビナート施設について、被害なし

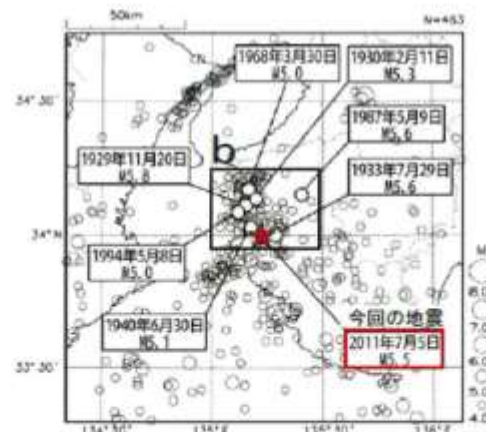
3. 地震発生メカニズム（気象庁）

- ・発震機構解より、北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震。
- ・同日19時34分には、ほぼ同じ場所でM_J4.5の地震（最大震度4）が発生。また、30日10時07分にこの地震の北約10km、深さ7kmでM_J4.0の地震（最大震度3）が発生。この2つの地震の発震機構は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型。
- ・今回の震源域周辺では、1900年代以降、M_J5.0を越える地震が発生している。

震央分布図
（1997年10月1日～2011年7月31日、
深さ0～20km、M_J≥1.5）
2011年7月以降の地震を濃く表示



震央分布図
（1923年8月1日～2011年7月31日、
深さ0～40km、M_J≥4.0）



気象庁 震度データベースによる震度分布

気象庁 平成23年7月 地震・火山月報(防災編)

Step3 記録の分析

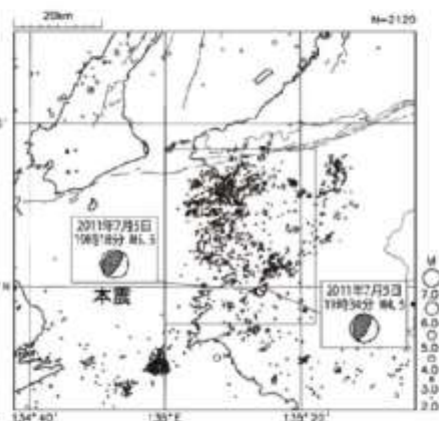
2011年和歌山県北部地震（震源周辺の地質構造）

- 和歌山県北部地震の震源域には、古第三紀日高川層群（上部）が分布する。
- 震源近傍には、仏像構造線があるが、活断層としての確実度は低いとされている。
- 和歌山県北部地震は、北西-南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型である。
- 余震は、仏像構造線とほぼ平行な長さ3~4kmの範囲に分布し、南東側が浅くなっている。



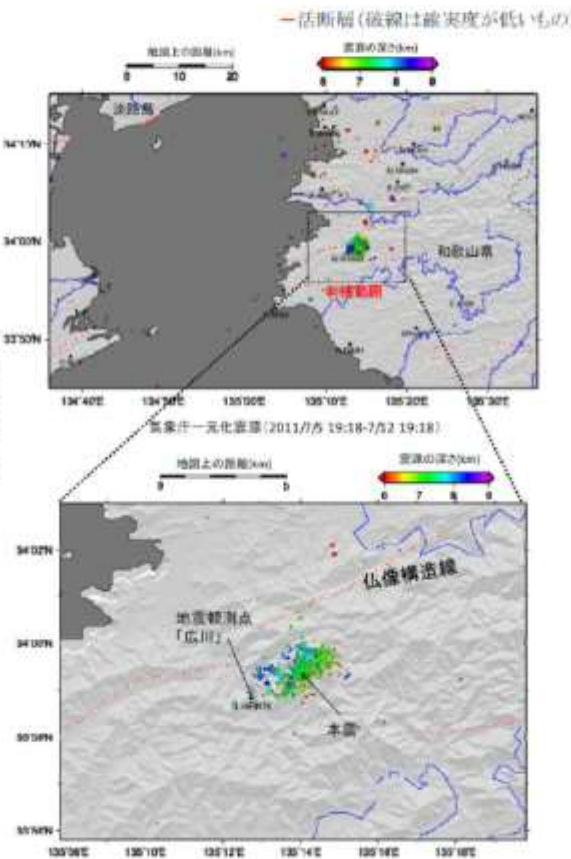
地質図

(平成25年度和歌山県防災計画に加筆)



- ・1997年10月1日～2011年7月31日
- ・深さ0～30km, M \geq 2.0
- ・細線は地震調査研究推進本部による主要活断層

震央分布図
(気象庁に加筆)



余震分布図(電力中央研究所提供)

Step3 記録の分析

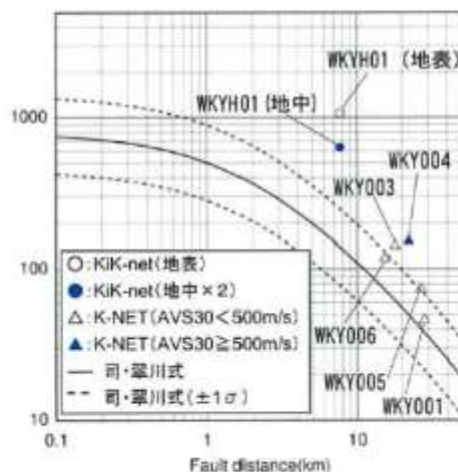
2011年和歌山県北部地震（観測記録）

- 震源距離が30km以内の観測記録としては下表の6記録となる。
- このうち、震源近傍に位置するWKYH01 広川においては、地表で最大加速度1065cm/s²が観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。

断層最短距離が30km以内の観測記録(K-NET及びKiK-net)

観測点	震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (cm/s ²) ※			
			水平 (NS)	水平 (EW)	鉛直 (UD)	
K-NET (地表)	WKY006 御坊	15.3	198.4	88.3	117.5	46.0
	WKY003 有田	17.9	144.0	92.9	141.6	68.3
	WKY004 清水	22.2	681.8	115.4	152.6	29.2
	WKY005 熊神	26.8	338.3	45.7	74.1	32.9
	WKY001 和歌山	28.1	206.3	43.4	46.4	29.9
KiK-net (地表・地中)	WKYH01 広川	7.7	462.9	754.2 (137.1)	1064.5 (317.0)	385.8 (96.8)

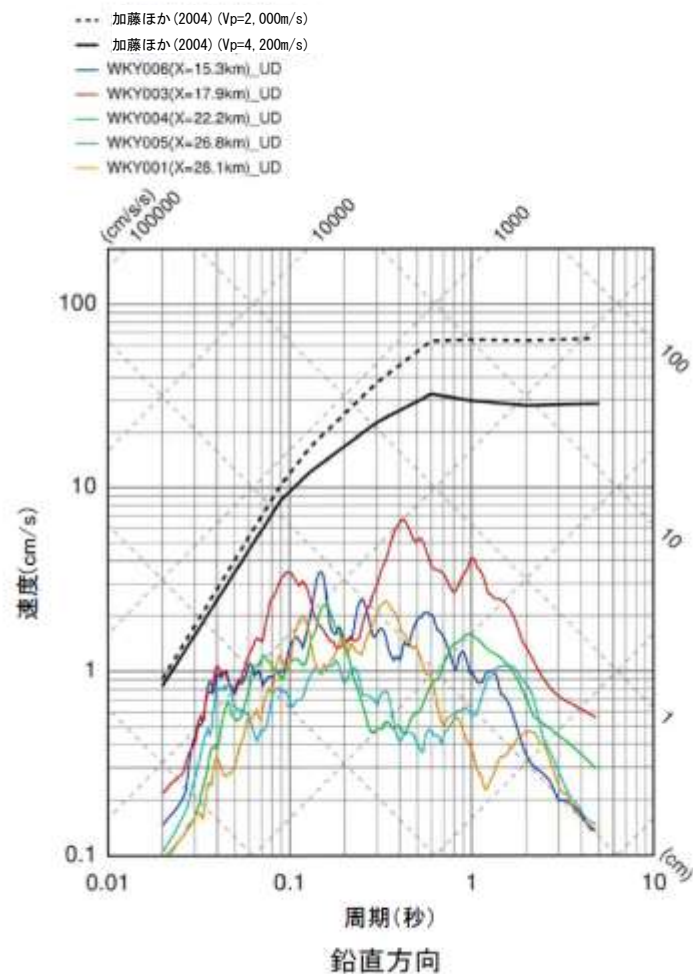
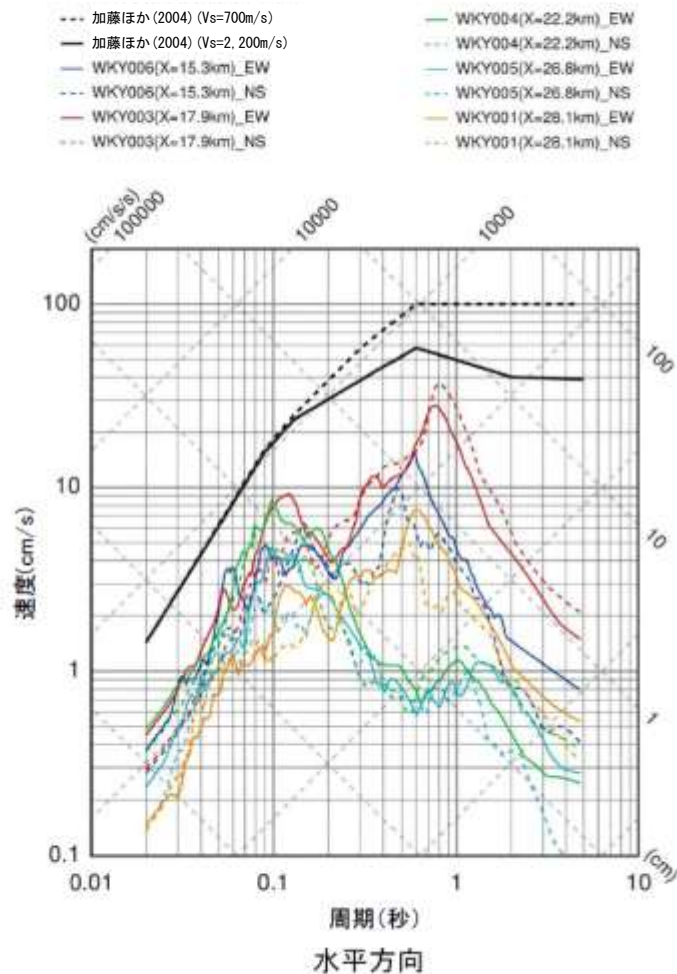
※()の数値は地中記録を示す



司・翠川(1999)の距離減衰式との関係

Step3 記録の分析 2011年和歌山県北部地震（観測記録）

■ K-NET観測点の観測記録は、すべて加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。

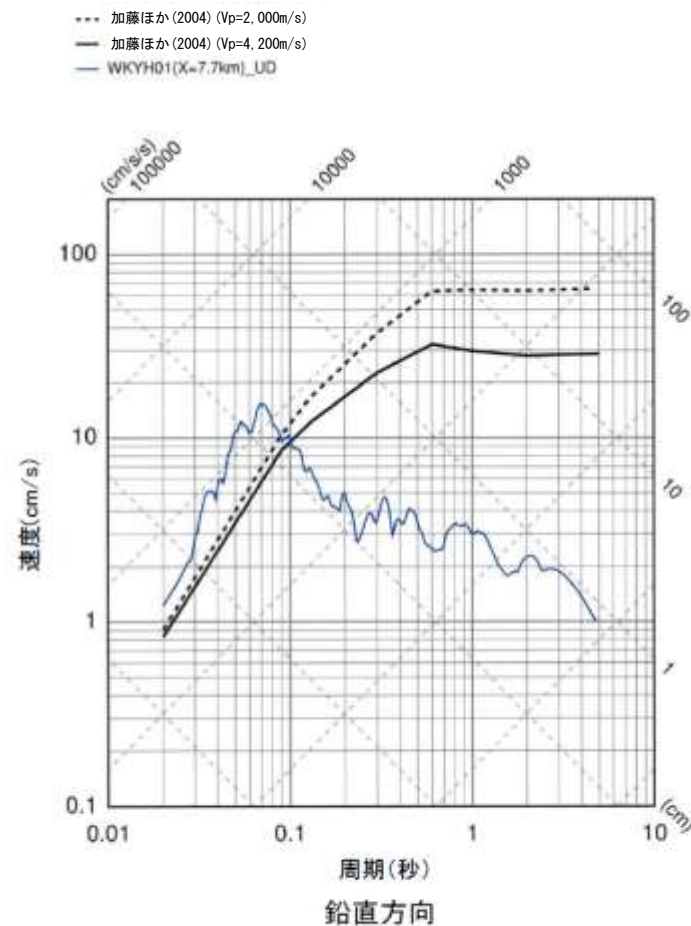
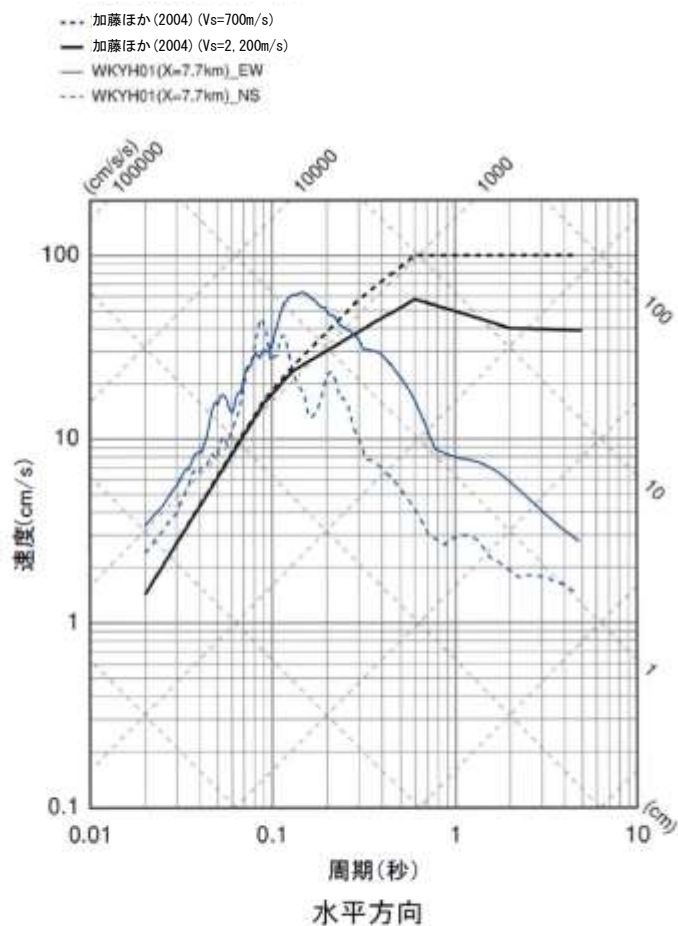


K-NET各観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析

2011年和歌山県北部地震（観測記録）

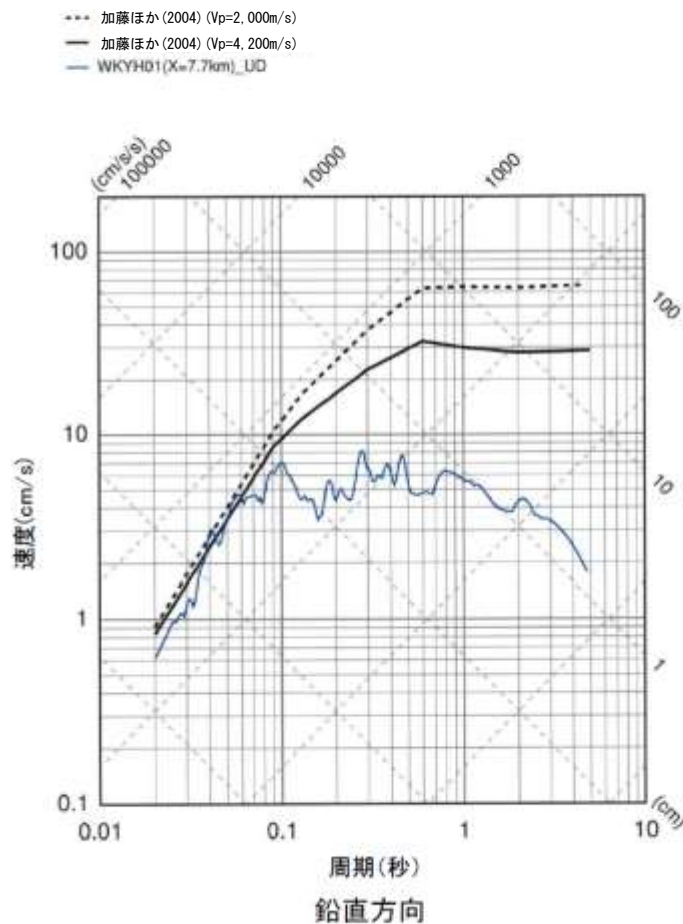
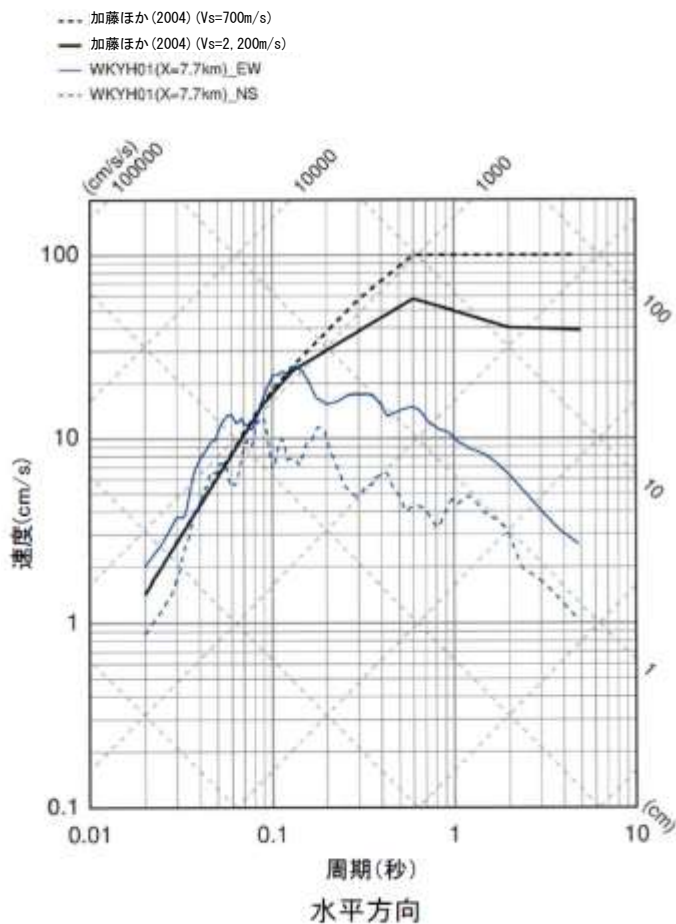
- KiK-net観測点の地表観測記録のうち、WKYH01 広川の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期で上回る。



KiK-net各観測記録(地表)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2011年和歌山県北部地震（観測記録）

- KiK-net観測点の地中観測記録（地中×2）のうち、WKYH01 広川の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期で上回る。



KiK-net各観測記録（地中×2）の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

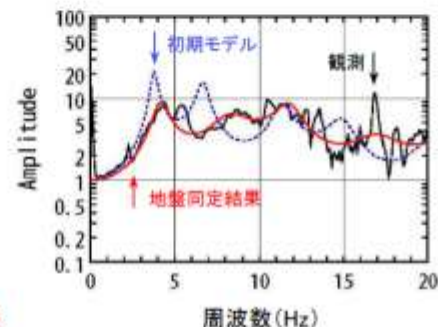
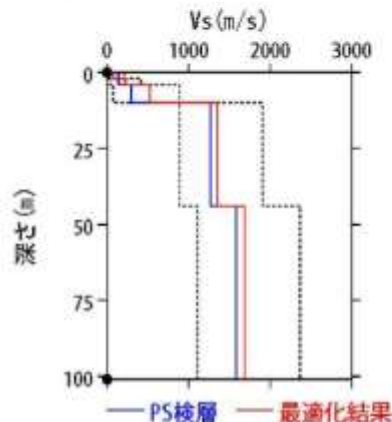
- 以上から、WKYH01 広川の観測記録についてはざっと解析の対象とする。

Step3 記録の分析 2011年和歌山県北部地震（はぎとり解析）

- WKYH01 広川について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- 得られた地盤モデル，PS検層結果から大きく乖離しているため，1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難と考えられる。

地盤同定結果(水平方向)

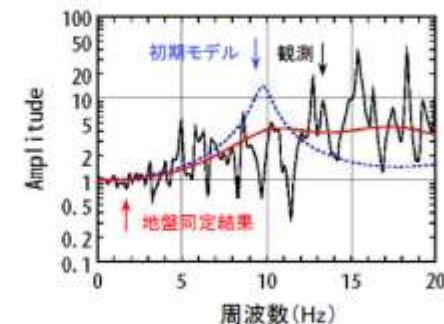
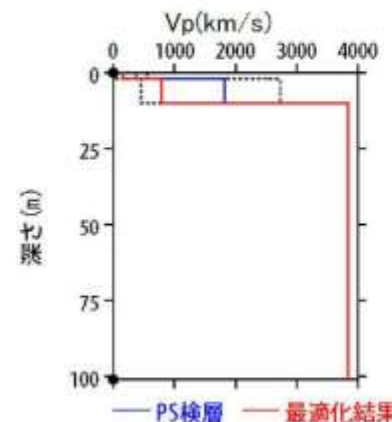
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	139	14	209	78	0.56		
2	2	2	1.82	139	35	417	225	1.62	0.298	0.324
3	6	4	1.82	296	74	888	524	1.77		
4	34	10	2.37	1269	888	1904	1354	1.07		
5	57	44	2.37	1580	1106	2370	1686	1.07	0.284	0.715
6	—	101	2.37	1580	1106	2370	1686	1.07		



伝達関数の比較(水平方向)

地盤同定結果(鉛直方向)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	368	37	552	161	0.44		
2	2	2	1.82	1820	455	2730	798	0.44		
3	6	4	1.82	1820	455	2730	798	0.44		
4	34	10	2.37	3846	3846	3846	3846	1.00	1.000	0.590
5	57	44	2.37	3846	3846	3846	3846	1.00		
6	—	101	2.37	3846	3846	3846	3846	1.00		



伝達関数の比較(鉛直方向)

※電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

Step3 記録の分析 2011年長野県北部地震（概要）

■ 概要（発生日時，地震規模等）

1. 地震発生日時（気象庁他）

- ・発生日時：平成23年3月12日 03時59分頃
- ・地震規模：Mj6.7 (Mw6.2)
- ・震源深さ：約8km
- ・震源位置：北緯36.985°、東経138.597°

2. 各地の震度及び被害状況

各地の震度（気象庁）は以下のとおり。

- ・震度6強：長野県 栄村
- ・震度6弱：新潟県 十日町市、津南町
- ・震度5強：新潟県 上越市
- ・震度5弱：群馬県 中之条町
- ・震度4強：長野県 野沢温泉村
- ・震度4弱：新潟県 長岡市、柏崎市、出雲崎町、湯沢町、刈羽村、南魚沼市
- ・地震による津波の発生はなし

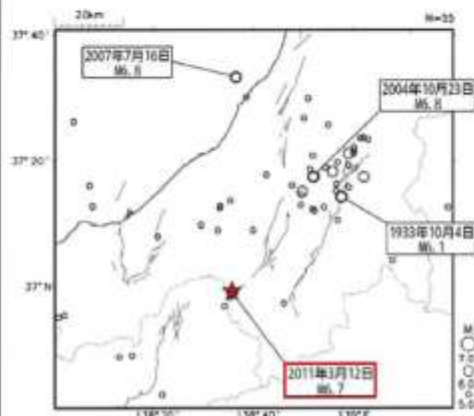
被害状況（気象庁）は以下のとおり。

- ・住宅全半壊及び一部破損：1,324棟
- ・負傷者57名（重傷者1名、軽傷者56名）

3. 地震発生メカニズム（気象庁）

- ・発震機構解より、北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震。
- ・1997年10月以降の活動を見ると、今回の地震の震源付近（領域a）では、M5.0以上の地震は発生していなかった。今回の地震の後、12日04時31分と05時42分に、長野県栄村で最大震度6弱を観測する余震が発生。

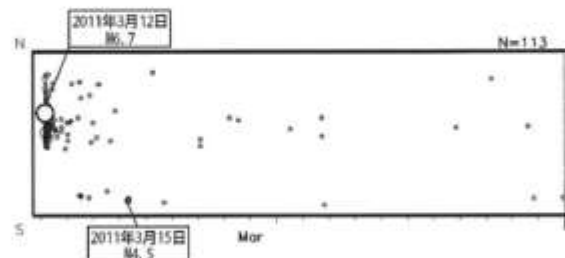
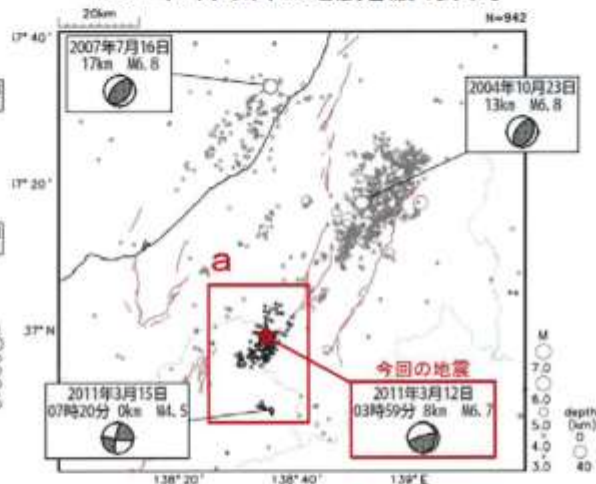
震央分布図
(1923年8月1日～2011年3月31日、
深さ0～40km, M \geq 5.0)



気象庁 震度データベースによる震度分布

気象庁 平成23年3月 地震・火山月報（防災編）

震央分布図
(1997年10月1日～2011年3月31日、
深さ0～40km, M \geq 3.0)
2011年3月以降の地震を濃く表示。



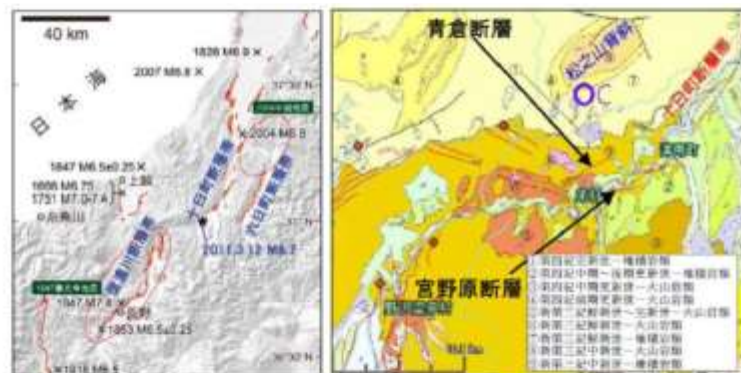
領域a内の時空間分布図 (南北投影)

(2011年3月12日～3月31日)

Step3 記録の分析

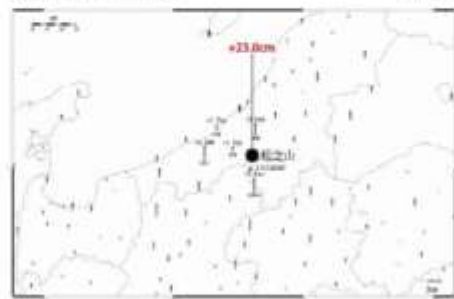
2011年長野県北部地震（震源周辺の地質構造）

- 長野県北部地震の震源付近には、堆積岩類及び火山岩類（新第三紀中新世～第四紀完新世）が分布する。
- 震源付近には、十日町断層帯の西端に位置する宮野原断層、青倉断層があり、これらは活断層と推定されている。
- 震源断層は、北西-南東方向の圧縮軸を持つ南東傾斜の逆断層とみられている。また、余震の震源分布の投影図から、余震域の北東側と南西側では、断層面の傾斜が異なる可能性があるともみられている。
- 余震分布の震源域の北端に、松之山背斜がほぼ一致することから、南東傾斜の断層は松之山背斜と関連した断層構造である可能性が高いと想定されている。また、松之山が隆起した解釈とも調和的であり、地震によって松之山背斜が成長した可能性があるともみられている。



長野県北部の主な地帯

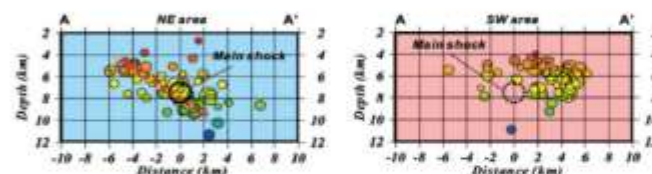
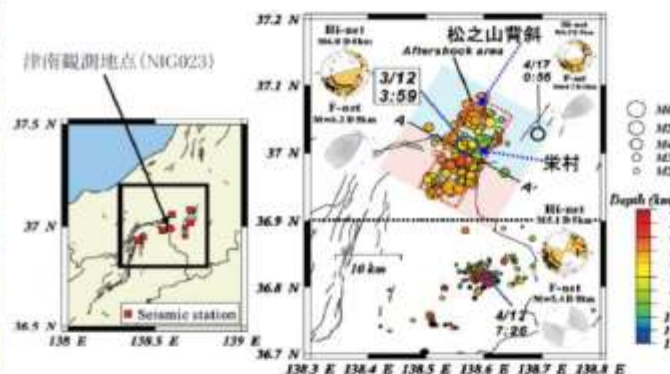
周辺地質図



長野県北部地震前後の上下方向の地殻変動

3月12日長野県北部の地震に伴う地変と栄村周辺地域の活断層

(廣内ほか, 2012)に加筆



A-A'断面に震源を投影した図(左:北東域, 右:南西域)

- ・稠密地震観測データを用いた解析により、本震の震源の深さは約8kmと推定。
- ・余震は、北北東-南南西方向に約17kmの広がり、深さ4~10kmに分布。
- ・余震域の北東側では、余震が南東傾斜の面状に分布するが、南西側ではその特徴が見られず、北東側と南西側では断層面の傾斜が異なる可能性。

3月12日長野県北部の地震と余震の震源分布図

Step3 記録の分析 2011年長野県北部地震（観測記録）

- 震源距離が30km以内の観測記録としては下表の10記録となる。
- このうち、震源近傍に位置するNIG023 津南においては、最大加速度704cm/s²が観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。

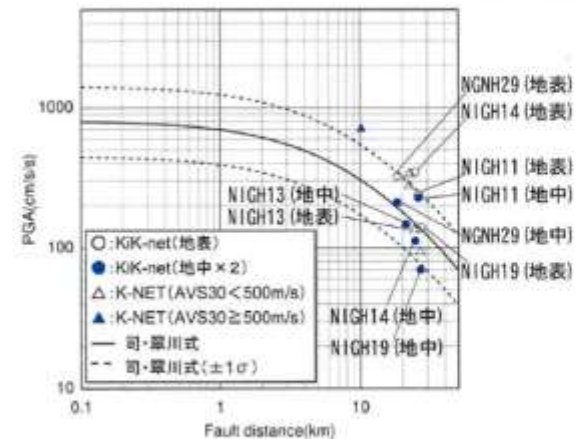
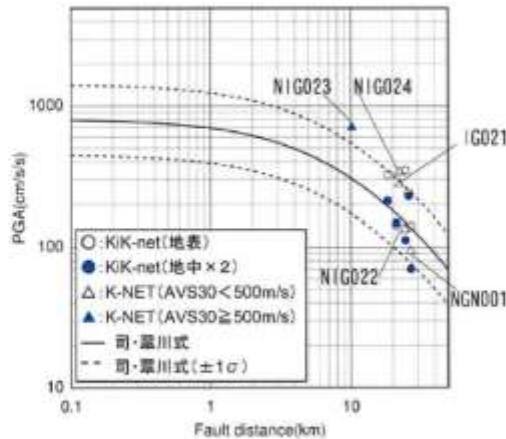
断層最短距離が30km以内の観測記録(K-NET)

観測点	震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (cm/s ²)			
			水平 (NS)	水平 (EW)	鉛直 (UD)	
K-NET (地表)	NIG023 津南	10.2	579.5	535.7	703.7	316.2
	NIG021 十日町	22.2	418.8	277.9	248.5	125.5
	NIG024 安塚	22.4	340.2	337.5	216.8	113.0
	NIG022 塩沢	24.3	197.0	113.4	134.1	73.0
	NGN001 飯山	26.8	324.9	92.1	94.4	47.9

断層最短距離が30km以内の観測記録(KiK-net)

観測点	震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (cm/s ²)※		
			水平 (NS)	水平 (EW)	鉛直 (UD)
KiK-net (地表・地中)	NGNH29 野沢温泉	18.3	279.5 (87.8)	323.8 (106.5)	259.1 (65.6)
	NIGH13 牧	21.2	143.1 (74.3)	135.9 (39.0)	69.6 (40.7)
	NIGH14 塩沢	24.6	300.0 (48.6)	346.1 (56.3)	149.0 (31.7)
	NIGH11 川西	25.9	238.5 (114.5)	158.4 (83.2)	90.6 (42.9)
	NIGH19 湯沢	26.9	139.8 (35.4)	127.3 (34.2)	70.5 (6.1)

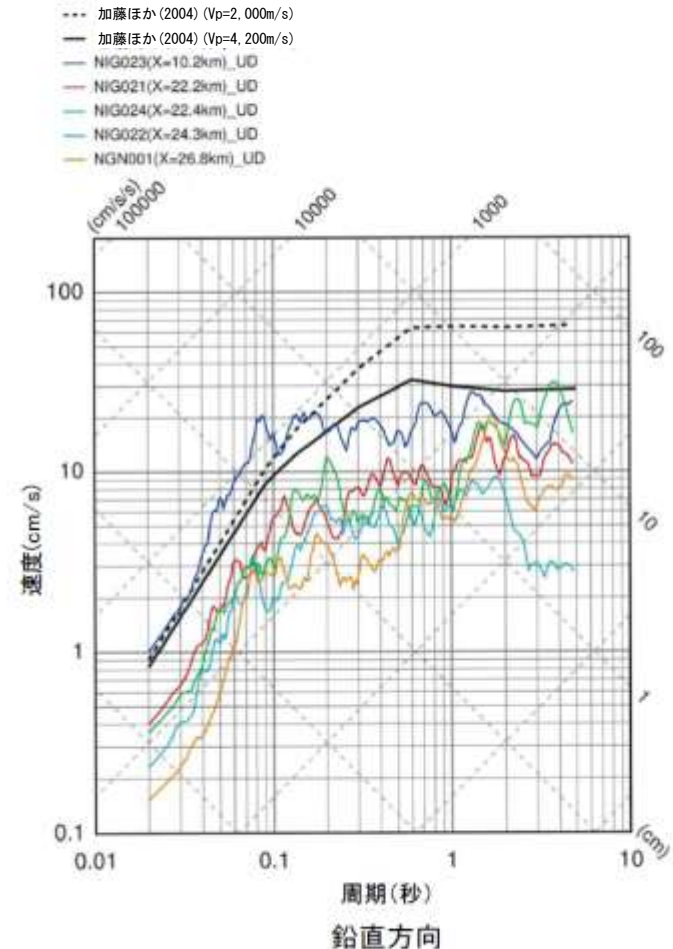
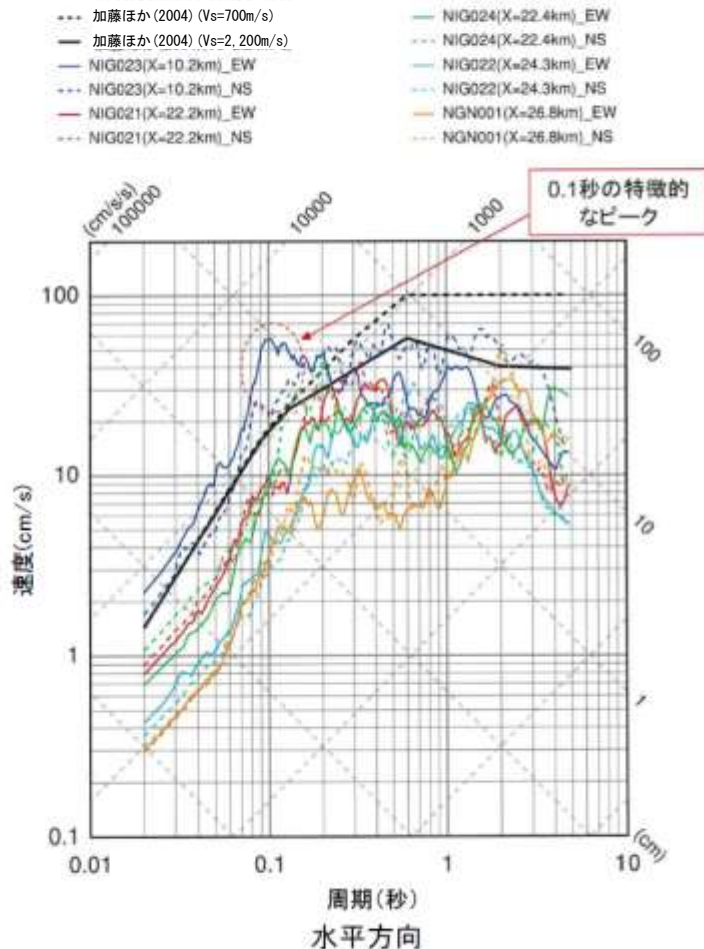
※()の数値は地中記録を示す



司・翠川(1999)の距離減衰式との関係

Step3 記録の分析 2011年長野県北部地震（観測記録）

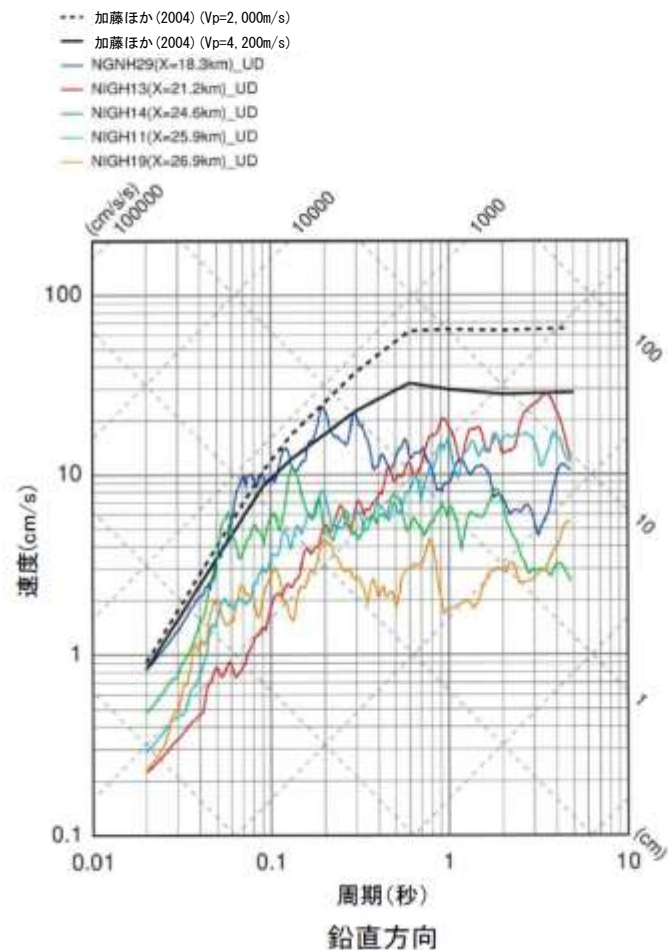
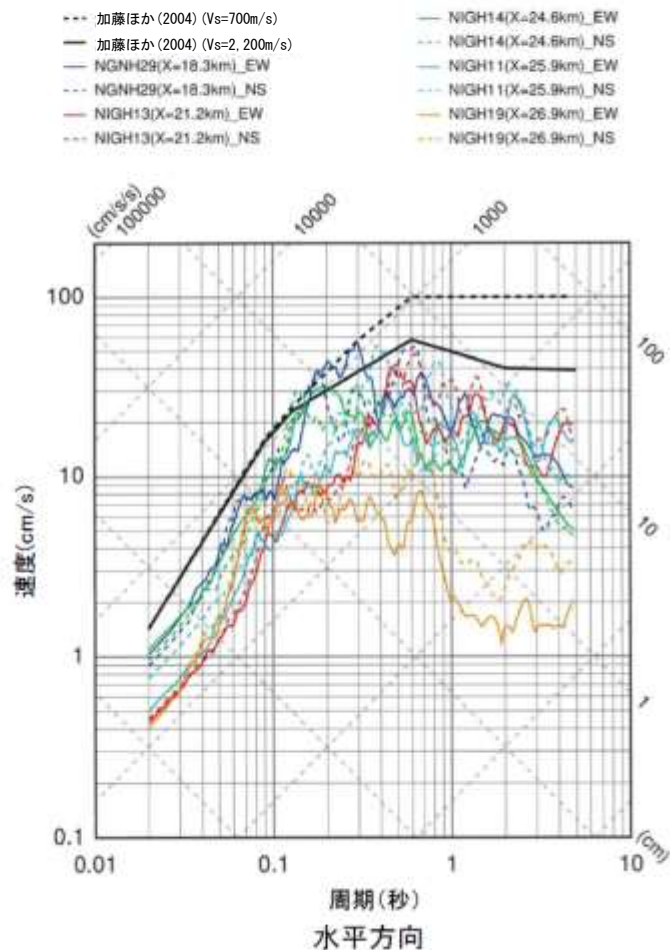
- K-NET観測点の観測記録のうち、NIG023 津南及びNIG024 安塚の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期で上回る。
- NIG024 安塚は $AVS_{30} < 500\text{m/s}$ であり、NIG023 津南の観測記録に概ね包絡される。



K-NET各観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2011年長野県北部地震（観測記録）

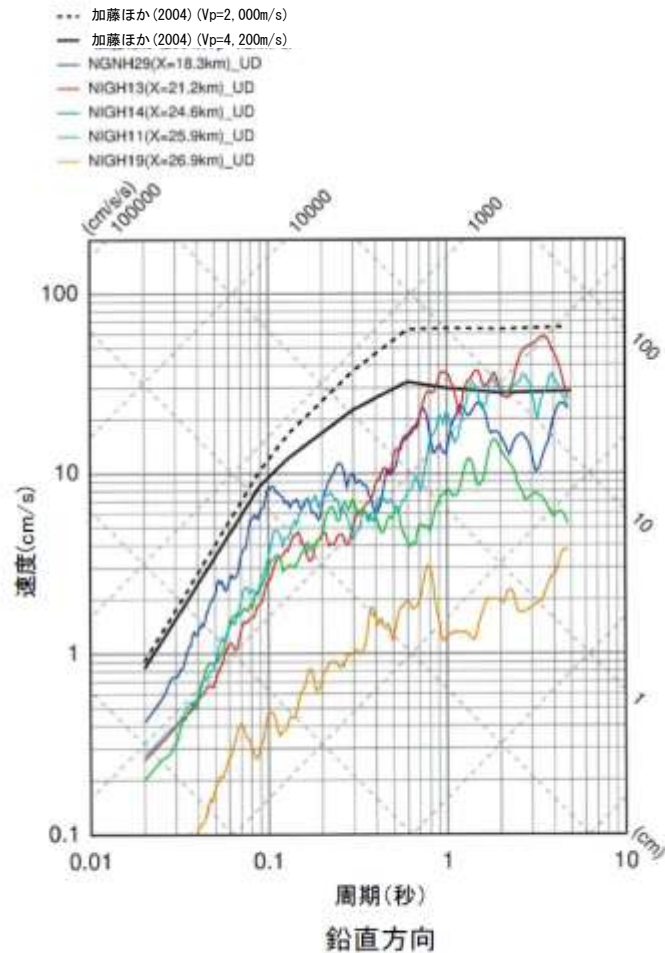
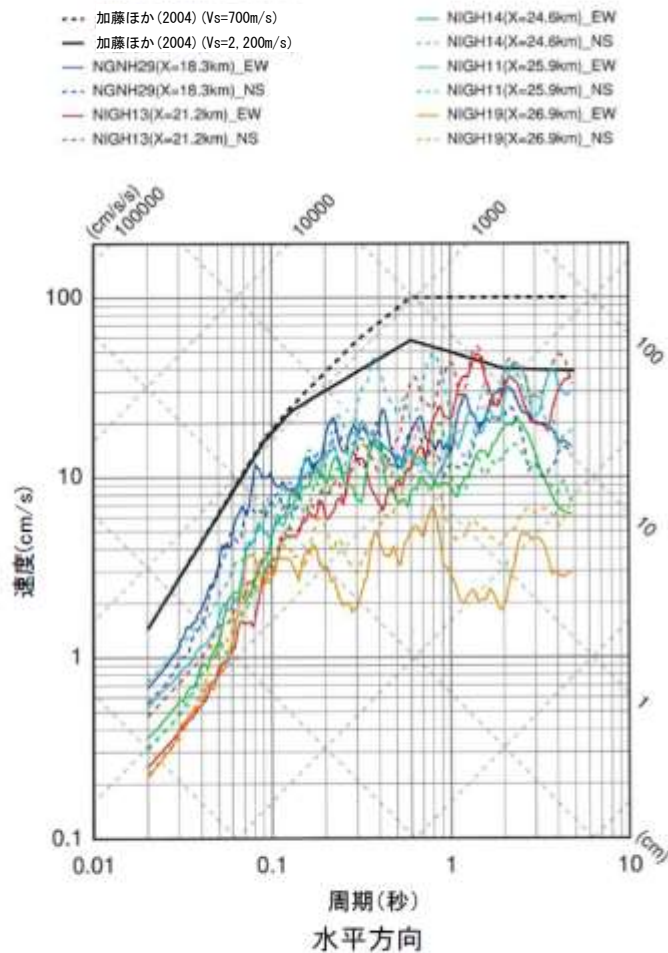
- KiK-net観測点の地表観測記録のうち、NIGH29 野沢温泉及びNIGH14 塩沢の観測記録は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期で上回る。
- いずれ観測点の地表観測記録については、次項に示す地中観測記録において加藤ほか(2004)を下回ることから、影響度は小さいと考えられる。



KiK-net各観測記録(地表)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

Step3 記録の分析 2011年長野県北部地震（観測記録）

■ KiK-net観測点の地中観測記録（地中×2）は、全て加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。



KiK-net各観測記録（地中×2）の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

■ 以上から、NIGO23 津南の観測記録についてはざっと解析の対象とする。

Step3 記録の分析

2011年長野県北部地震（はぎとり解析）

- NIG023 津南の観測記録については、地盤情報が乏しいため、地盤モデルが構築できない。
- 上記に伴い、はぎとり解析による基盤地震動の評価ができない。
- 今後、各種調査により地盤情報の取得が必要である。

M_w6.5未満の地震 まとめ

- 審査ガイド例示16地震の内M_w6.5未満の地震について、観測記録を収集し分析を実施。
- 2004年北海道留萌支庁南部地震のHKD020港町観測点で得られた記録については、信頼性の高いはぎとり波を評価できたと考えられるため、震源を特定せず策定する地震動として考慮する。
- 上記以外の地震の観測記録については、現状の知見では解放基盤波の信頼性に課題があるため、今後も継続的に知見の収集とはぎとり解析等の検討を進め、信頼性の高い解放基盤波の算定を試みる。

地震名	2011年 長野県北部地震	2011年 茨城県北部地震	2013年 栃木県北部地震	2004年 北海道留萌支庁南部地震	2011年 和歌山県北部地震	
発震日時	2011.03.12 03:59	2011.03.19 18:56	2013.02.25 16:23	2004.12.14 14:56	2011.07.05 19:18	
観測点 赤：KiK-net 青：K-NET	NIG023津南	IBRH13高萩	TCGH07栗山西	HKD020港町	WKYH01広川	
地盤モデル	使用モデル	・地盤情報が乏しくモデルが構築できない	・地表及び地中観測記録に基づく地盤同定モデル	・佐藤ほか(2013)のボーリング結果に基づく地盤モデル	・地表及び地中観測記録に基づく地盤同定モデル	
	既往の知見との整合性	・地盤モデルに係る既往の知見が無い。	・KiK-net地盤データと整合しない ・知見で指摘されている減衰の影響が不明	・KiK-net地盤データと整合しない ・知見で指摘されている減衰・方位依存性の影響が不明	・KiK-net地盤データと整合しない ・知見で指摘されている減衰の影響が不明	
	更なる知見収集・検討事項	×	×	×	○	×
はぎとり解析	解析手法	・地質調査、微動探査等による地盤情報の取得	・地盤モデルの改良 ・知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	・地盤モデルの改良 ・知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	・地盤モデルの改良 ・知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	
	精度	・地盤モデルが構築できないため、解析できない	・線形解析	・線形解析	・非線形性を考慮した等価線形解析	・線形解析
	更なる知見収集・検討事項	・はぎとり解析手法の適用性が不明	・はぎとり解析手法の適用性が不明	・はぎとり解析手法の適用性が不明	・観測事実（非線形性によるサイト増幅の低下）と整合	・はぎとり解析手法の適用性が不明
結果の信頼性	×	×	×	○	×	

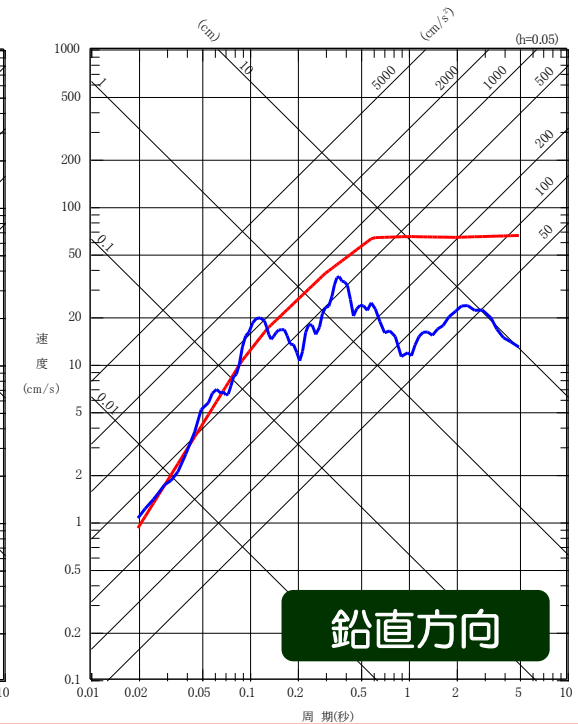
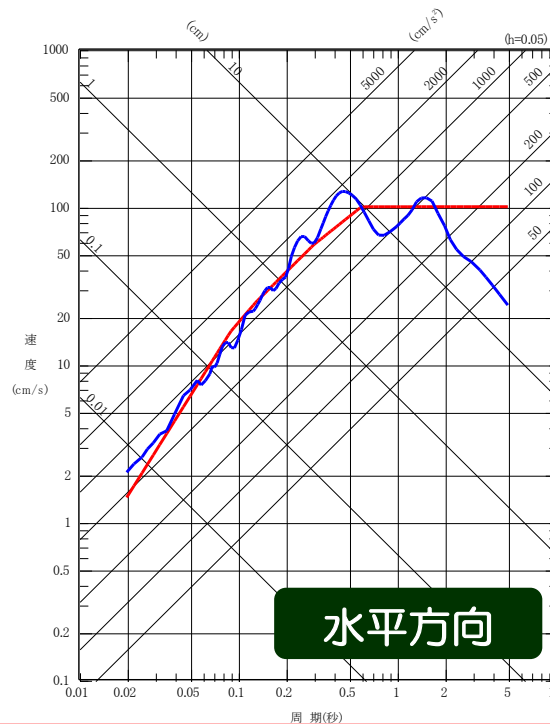
I. 震源を特定せず策定する地震動

1. はじめに
2. 既往の知見
3. M_w 6.5以上の地震
4. M_w 6.5未満の地震
5. まとめ

II. 基準地震動について

震源を特定せず策定する地震動の策定

- 2004年北海道留萌支庁南部地震HKDO20港町観測点の基盤地震動に基づき震源を特定せず策定する地震動を策定する。
- 上記の基盤地震動について分析し、以下の結果が得られた。
 - 佐藤ほか(2013)によると、水平方向：585cm/s²、鉛直方向：296cm/s²と評価されている。
 - はぎとり解析の不確かさ等を含めた検証結果は、水平方向：609cm/s²、鉛直方向：306cm/s²と評価される。
 - はぎとり解析の不確かさを含めた検討結果について、敷地の地盤物性の影響を評価した結果、水平方向：643cm/s²、鉛直方向：310cm/s²と評価される。
- 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮して、水平方向：650cm/s²、鉛直方向：330cm/s²の地震動を震源を特定せず策定する地震動として設定する。



- 2004年北海道留萌支庁南部地震を考慮した地震動 (水平方向:650gal, 鉛直方向:330gal)
- 【参考】加藤ほか(2004)による応答スペクトル (水平Vs=700m/s, 鉛直Vp=2000m/s)

I. 震源を特定せず策定する地震動

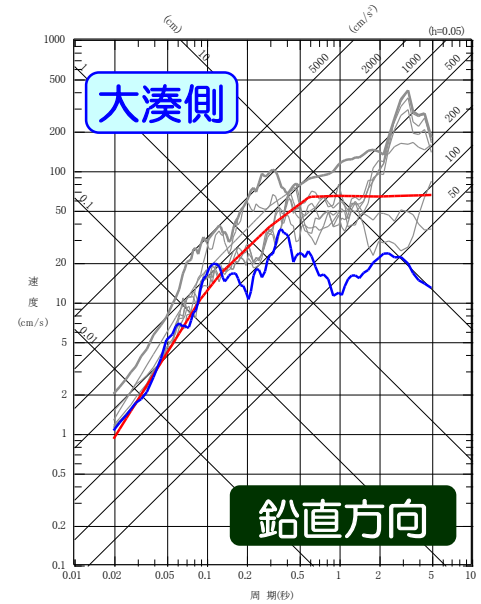
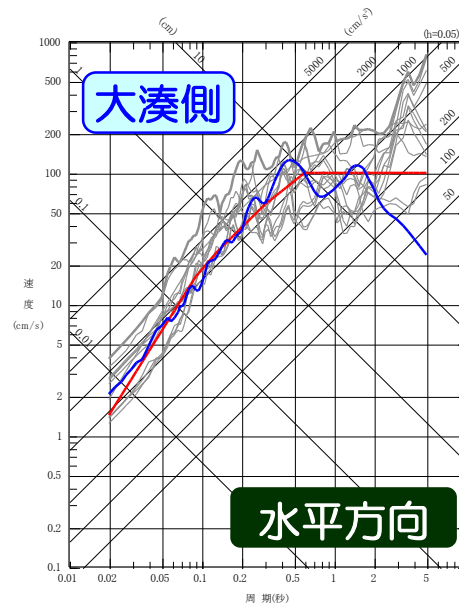
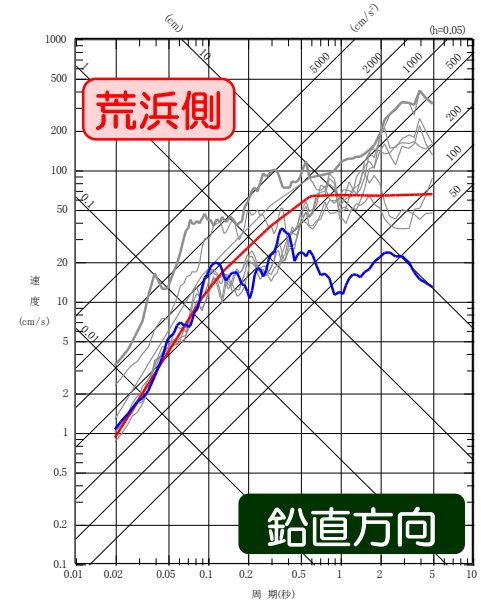
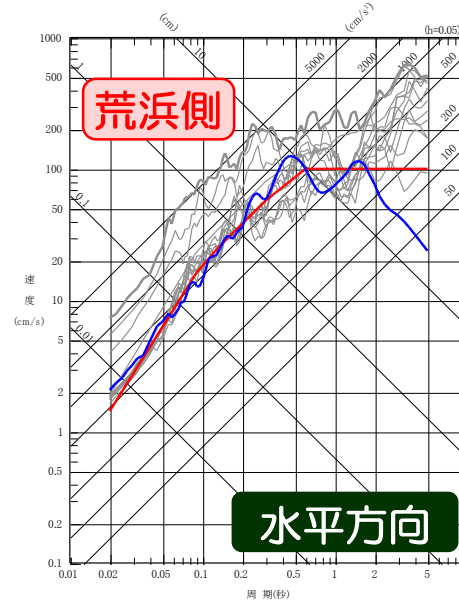
1. はじめに
2. 既往の知見
3. M_w 6.5以上の地震
4. M_w 6.5未満の地震
5. まとめ

II. 基準地震動について

震源を特定せず策定する地震動

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動との比較

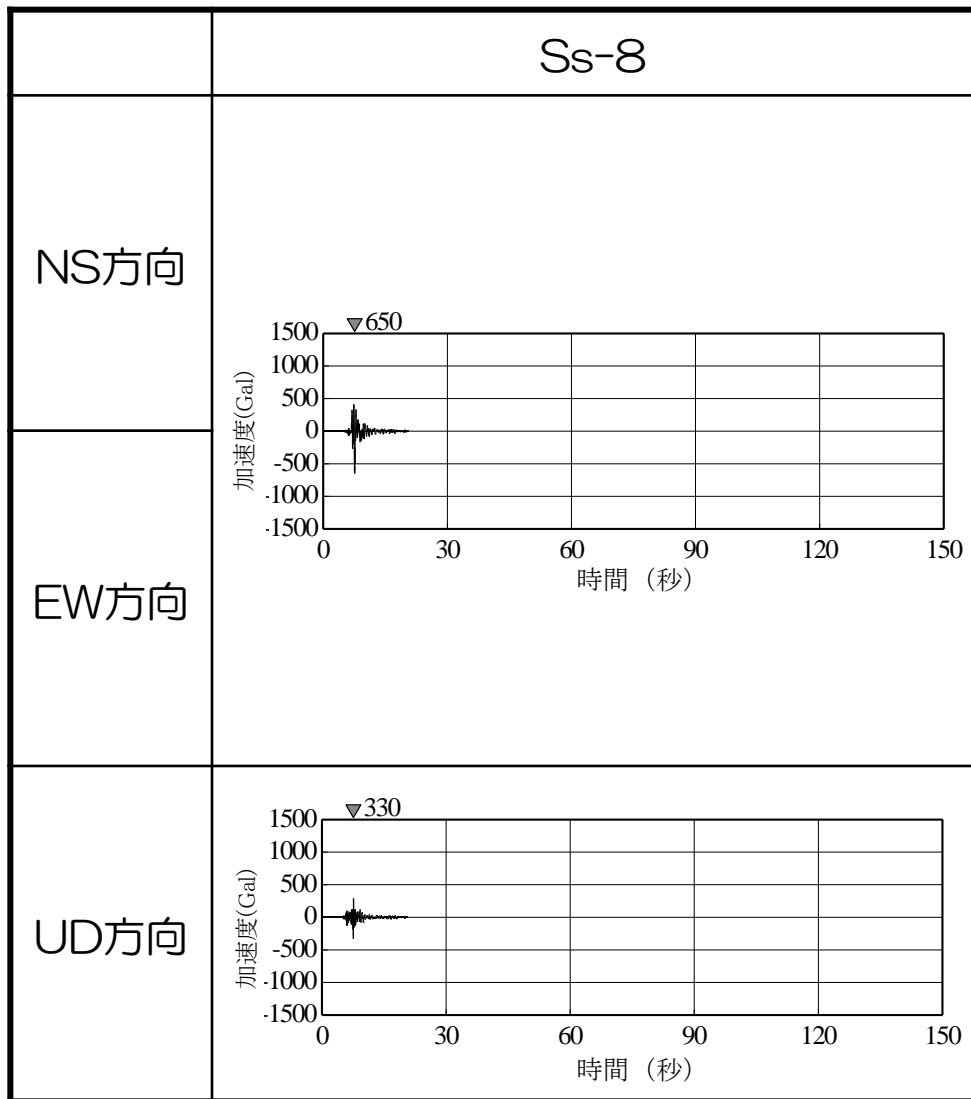
- 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動と震源を特定せず策定する地震動として2004年北海道留萌支庁南部地震を考慮した地震動とを比較。
- 比較の結果、2004年北海道留萌支庁南部地震を考慮した地震動は、大湊側の敷地ごとに震源を特定して策定する地震動を0.5秒付近の周期帯でわずかに上回ることから、大湊側においては基準地震動Ss-8とする。



- 2004年北海道留萌支庁南部地震を考慮した地震動
(水平方向:650gal, 鉛直方向:330gal)
- 【参考】加藤ほか(2004)による応答スペクトル
(水平Vs=700m/s, 鉛直Vp=2000m/s)
- 基準地震動Ss-1~7
(荒浜側Ss-2のNS・UD方向については見直し後をプロット)
- 【参考】基準地震動Ssの包絡スペクトル
(基準地震動の各周期の最大値をとった応答スペクトル)

大湊側

基準地震動Ss-8の加速度時刻歴波形



基準地震動の一覧

- 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動として「F-B断層による地震」, 「長岡平野西縁断層帯による地震」の応答スペクトルに基づく地震動評価及び断層モデルを用いた手法による地震動評価の結果を踏まえて基準地震動Ss-1~7を策定。
- 震源を特定せず策定する地震動として, 留萌支庁南部地震を考慮した地震動を踏まえて, 大湊側において基準地震動Ss-8を策定。

【基準地震動の最大加速度値】

基準地震動	検討用地震		最大加速度値 (Gal)							
			荒浜側			大湊側				
			NS方向	EW方向	UD方向	NS方向	EW方向	UD方向		
Ss-1	F-B断層による地震	応答スペクトルに基づく地震動評価		2300		1050	1050		650	
Ss-2		断層モデルを用いた手法による地震動評価		1240	1703	711	848	1209	466	
Ss-3	長岡平野西縁断層帯による地震	応答スペクトルに基づく地震動評価	応力降下量1.5倍及び断層傾斜角35° ケースを包絡		600		400	600		400
Ss-4		断層モデルを用いた手法による地震動評価	応力降下量1.5倍		589	574	314	428	826	332
Ss-5			断層傾斜角35°		553	554	266	426	664	346
Ss-6			連動+応力降下量1.5倍		510	583	313	434	864	361
Ss-7			連動+断層傾斜角35°		570	557	319	389	780	349
Ss-8	2004年留萌支庁南部地震を考慮した地震動		-	-	-	650		330		

参考文献

- Asano, K. and T. Iwata (2011): Characterization of Stress Drops on Asperities Estimated from the Heterogeneous Kinematic Slip Model for Strong Motion Prediction for Inland Crustal Earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 105-116.
- 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
- Okada, T., N. Umino, and A. Hasegawa (2010) : Deep structure of the Ou mountain range strain concentration zone and the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, NE Japan—seismogenesis related with magma and crustal fluid, *Earth Planets Space*, 62
- Ohzono, M., Y. Yabe, T. Iimura, Y. Ohta, S. Miura, K. Tachibana, T. Sato, and T. Demachi (2012) : Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw9.0) as observed by a dense GPS network in northern Japan, *Earth Planets Space*, 64
- Tanaka, A., M. Yamano, Y. Yano, and M. Sasada (2004) : Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I) : Appraisal of heat flow from geothermal gradient data, *Earth Planets Space*, 56
- Yoshida, K., A. Hasegawa, T. Okada, and T. Iinuma (2014) : Changes in the stress field after the 2008 M7.2 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake in northeastern Japan, *Journal of Geophysical Research* 10.1002/2014JB011291
- Shibutani, T., H. Katao, and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (2005) : High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake in southwestern Honshu, Japan using very dense aftershock observations, *Earth Planets Space*, 57
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi (2010) : Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.100, No.1, 256-266.
- 青柳 恭平, 阿部信太郎, 宮腰勝義, 井上大栄, 津村紀子 (2004) : 2000年鳥取県西部地震の余震分布と地形・地質との関係—内陸地震のアスペリティ予測に向けて—, 電力中央研究所報告, NO4009, 28p.
- 青柳恭平, 上田圭一 (2012) : 2011年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴—臨時余震観測に基づく震源分布と速度—, 電力中央研究所, 平成24年4月
- 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋, 入倉孝次郎 (2002) : 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集 第 561号
- 今津雅紀, 福武毅芳 (1986) : 動的変形特性のデータ処理に関する一考察, 第21回土質工学研究発表会講演集, pp.533-536.
- 岩田知孝, 関口春子 (2002) : 2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集
- 岡田篤正 (2002) : 山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, 22, 17-32.
- 岡村行信 (2010) : 日本海東縁の地質構造と震源断層との関係, 地質学雑誌, 第116巻, 第11号
- 垣見俊弘, 松田時彦, 相田勇, 衣笠善博 (2003) : 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震 第2輯 第55巻
- 垣見俊弘 (2010) : 活断層の成熟度について, 活断層研究, 32, 73-77.
- 片尾浩, 吉井弘治 (2002) : 緊急観測によって得られた鳥取県西部地震直後の余震分布, 地震 第2輯 第54巻
- 加藤研一, 宮腰勝義, 武村雅之, 井上大栄, 上田圭一, 壇一男 (2004) : 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル —地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討—, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号
- 気象庁 : <http://www.jma.go.jp/jp/quake/>
- 気象庁 : 平成25年2月地震・火山月報 (防災編), 2月25日栃木県北部の地震, pp.25-26.
- 気象庁 : 震度データベース <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>

参考文献

- ・気象庁：平成23年3月地震・火山月報（防災編），3月11日からの茨城県北部から福島県浜通りにかけての地震活動，pp.21
- ・気象庁：平成23年7月地震・火山月報（防災編），7月5日からの和歌山県北部の地震活動，pp.33.
- ・気象庁：平成23年3月地震・火山月報（防災編），特集2.3月12日の長野県・新潟県境付近の地震，pp.149-167.
- ・狐崎長琅，後藤典俊，小林芳正，井川猛，堀家正則，斉藤徳美，黒田徹，山根一修，奥住宏一（1990）：地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定，自然災害科学，Vol.9，No.3，1990，pp.1-17.
- ・原子力規制委員会（2013）：基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド
- ・原子力規制庁（2013）：平成25年4月2日発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる規制基準に関する検討チーム会議資料，震基11-2-2 震源を予め特定しにくい地震について <https://www.nsr.go.jp/data/000050730.pdf>
- ・笹谷努，前田宜浩，高井伸雄，重藤迪子，堀田淳，関克郎，野本真吾（2008）：Mj6.1 内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-ET（HKD020）地点でのS波速度構造の推定，物理探査学会第119回，学術講演会講演論文集，pp.25-27.
- ・佐藤浩章，芝良昭，東貞成，功刀卓，前田宜浩，藤原広行（2013）：物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部の地震によるK-NET港町観測点（HKD020）の基盤地震動とサイト特性評価，電力中央研究所報告，研究報告：N13007
- ・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
- ・地震調査研究推進本部（2014）：「全国地震動予測地図 2014年版～全国の地震動ハザードを概観して～」報告書
- ・地震調査研究推進本部：留萌支庁南部の地震活動http://www.jishin.go.jp/main/chousa/major_act/act_2004.htm#a20041214
- ・司宏俊，翠川三郎（1999）：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文報告集，第523号
- ・社団法人 日本電気協会 原子力規格委員会（2008）：原子力発電所耐震設計技術指針（JEAG4601-2008）
- ・鈴木康弘，渡辺満久，中田高，小岩直人，杉戸信彦，熊原康博，廣内大助，澤祥，中村優太，丸島直史，島崎邦彦（2008）：2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義——関市厳美町付近の調査速報—，活断層研究，29，25-34.
- ・第72回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料1-1 柏崎刈羽原子力発電所 敷地近傍及び敷地の地質・地質構造（概要），<http://www.nsr.go.jp/data/000035152.pdf>
- ・第248回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料2-3柏崎刈羽原子力発電所6号炉及び7号炉 敷地周辺海域の地質・地質構造について <http://www.nsr.go.jp/data/000114306.pdf>
- ・第279回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料1 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コメント回答 <http://www.nsr.go.jp/data/000124919.pdf>
- ・田力正好，池田康隆，野原壮（2009）：河成段丘の高度分布から推定された，岩手・宮城内陸地震の震源断層，地震 第2輯 第62巻
- ・遠田晋次，丸山 正，吉見雅行，金田平太郎，栗田泰夫，吉岡敏和，安藤亮輔（2010）：2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層—震源過程および活断層評価への示唆—，地震 第2輯 第62巻
- ・独立行政法人 防災科学技術研究所：強震観測網（K-NET，KiK-net），<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/>
- ・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/>
- ・独立行政法人 産業技術総合研究所（2005）：火山 噴火と恵み 産総研の火山研究の最前線
- ・独立行政法人 産業技術総合研究所（2012）活断層データベース 2012年2月28日版，産業技術総合研究所研究情報公開データベースDB095，産業技術総合研究所。 https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
- ・独立行政法人 産業技術総合研究所／地質調査総合センター：地質図Navi，<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>
- ・200万分の1活断層図編纂7-キョウグループ（2000）：「200万分の1日本列島活断層図」—過去数十万年間の断層活動の特徴—，活断層研究 19
- ・引間和人，瀧瀬一起，宮崎真一（2008）：強震波形と測地データから推定した2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程，日本地震学会秋季大会 発表資料

参考文献

- ・引間和人, 瀨瀬一起(2013) : 2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程～東・西傾斜の複数枚断層を仮定した再解析～, 日本地震学会講演予稿集2013年度秋季大会
- ・引間和人(2015) : 2013年栃木県北部の地震の震源域におけるKiK-net 観測点を用いたサイト・伝播特性に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集(関東)
- ・廣内大助, 松多信尚, 杉戸信彦, 竹下欣宏(2012) : 3月12日長野県北部の地震に伴う地変と栄村周辺地域の活断層, 長野県北部地震災害調査研究報告書. 信州大学山岳科学総合研究所, 2012, pp.9-15.
- ・伏島祐一郎, 吉岡敏和, 水野清秀, 宍倉正展, 井村隆介, 小松原 琢, 佐々木俊法 (2001) : 2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No. 1, p. 1-26
- ・P. 村田 A, 吉田武義, 工藤健, 野中翔太(2012) : 重力異常分布図からの伏在カルデラリム抽出法, GIS-理論と応用 Theory and Applications of GIS, 2012, Vol.20, No.2
- ・本多亮, 平松良浩, 河野芳輝(2000) : 鳥取県西部地震震源域の重力異常とそれから見た震源断層の特徴, 地震 第2輯 第55巻
- ・防災わかやま : 平成25年度和歌山県防災計画<http://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/O11400/bousai/plan/plan1.html>
- ・松田時彦(1992) : 活断層の活動予測, 地学雑誌, 101
- ・安田進・山口勇(1985) : 種々の不攪乱土における動的変形特性, 第20回土質工学研究発表会講演集
- ・吉田邦一, 宮腰研, 倉橋奨, 入倉孝次郎(2014) : 震源直上の強震記録を用いた2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルとすべり速度に基づく特性化震源モデル, 日本地震学会講演予稿集2014年度秋季大会