



泊発電所 震源を特定せず策定する地震動について

平成26年2月20日
北海道電力株式会社

1. 検討対象地震	3
2. Mw6.5以上の地震について	5
3. Mw6.5未満の地震について	23
4. 「震源を特定せず策定する地震動」の策定	79

1. 検討対象地震

検討対象地震

- 「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」に示されている16地震について、
 - ① Mw6.5以上の2地震(2008年岩手・宮城内陸地震, 2000年鳥取県西部地震)については、「地域差」の観点で整理を実施。
 - ② Mw6.5未満の14地震については、震源近傍の観測記録を収集し、基盤地震動の評価を行う。

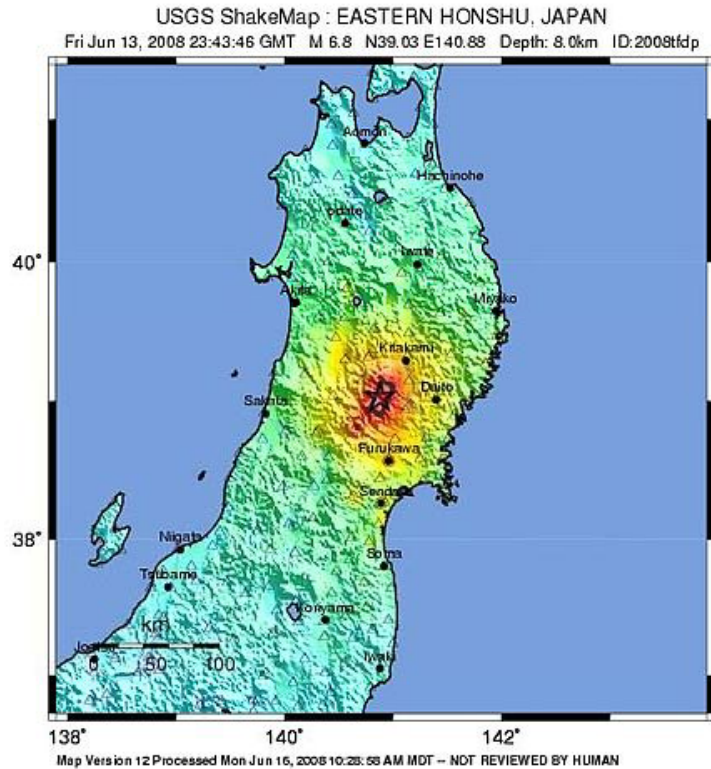
表-1 収集対象となる内陸地殻内の地震の例

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

2. Mw6.5以上の地震について

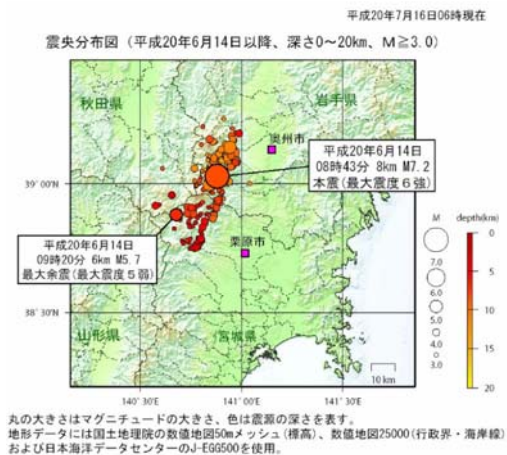
2008年岩手・宮城内陸地震について

- 岩手・宮城内陸地震は、2008年6月14日に岩手県内陸南部の奥羽山地東縁で発生した地震で、震央の深さ8km、規模はMw6.9、最大震度6強とされている。
- この地震は、西北西－東南東方向に圧力軸を持つ西側隆起の逆断層により発生したとされる。

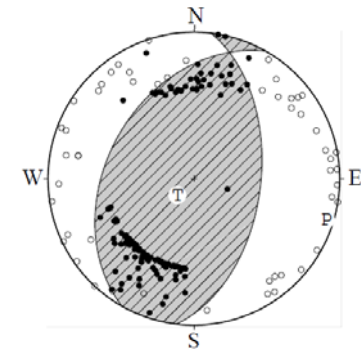


PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-18	18-31	31-60	60-118	>118
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

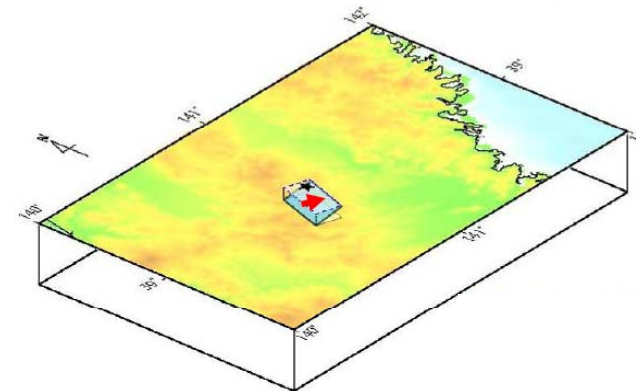
岩手・宮城内陸地震の位置及び震度分布 (USGS, 2008)



岩手・宮城内陸地震の震央分布図 (気象庁,2008)



岩手・宮城内陸地震メカニズム解 (気象庁,2008)

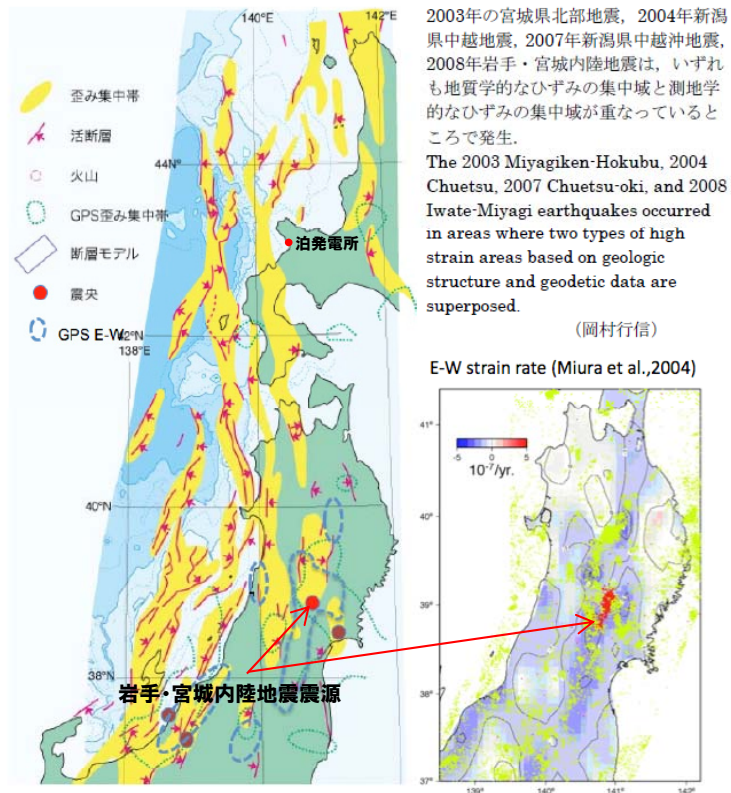


地殻変動から推定された断層モデル (国土地理院, 2008)

2. Mw6.5以上の地震について

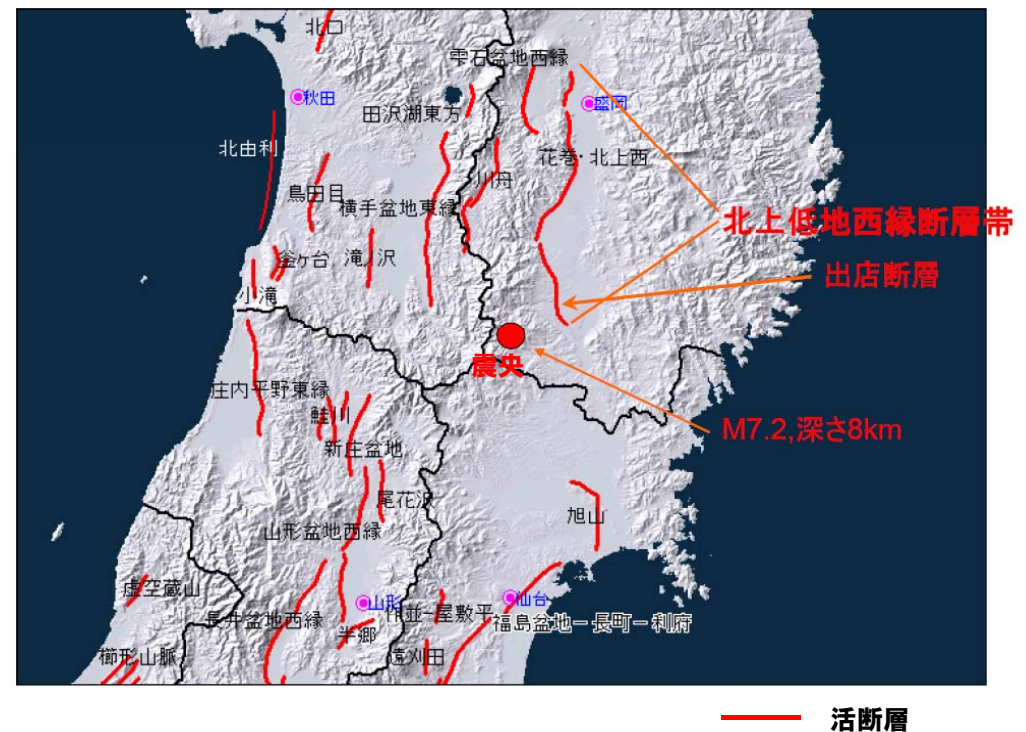
2008年岩手・宮城内陸地震について

- 東北日本弧の第四紀テクトニクスは、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 産業技術総合研究所(2009)では、岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中域と、測地学的ひずみ集中域の重なったところで発生しているとしている。
- 震源付近には、文献に活断層の記載はないが、北方に北上低地西縁断層帯等が分布する。



東大出版会 (2002) 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」を簡略化。

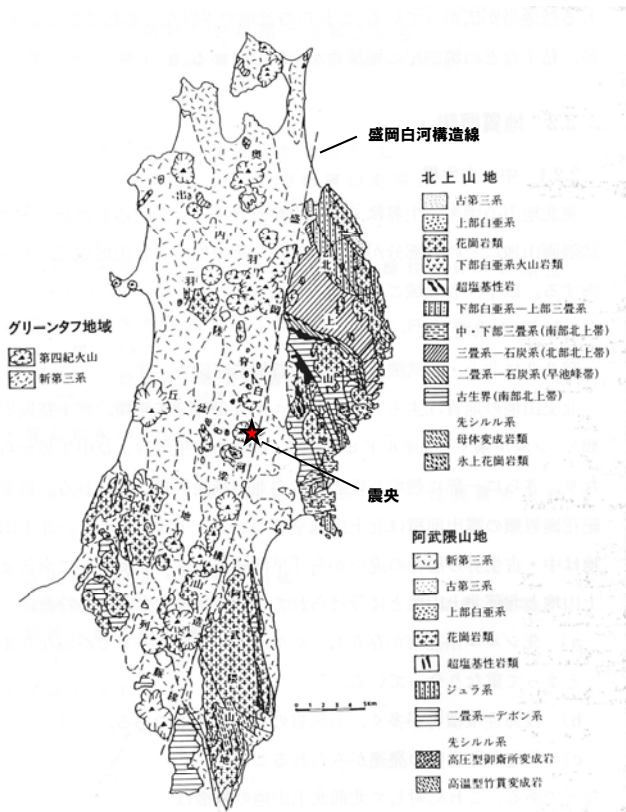
産業技術総合研究所(2009)に加筆



震源周辺の活断層等
(震基11-2-2に加筆)

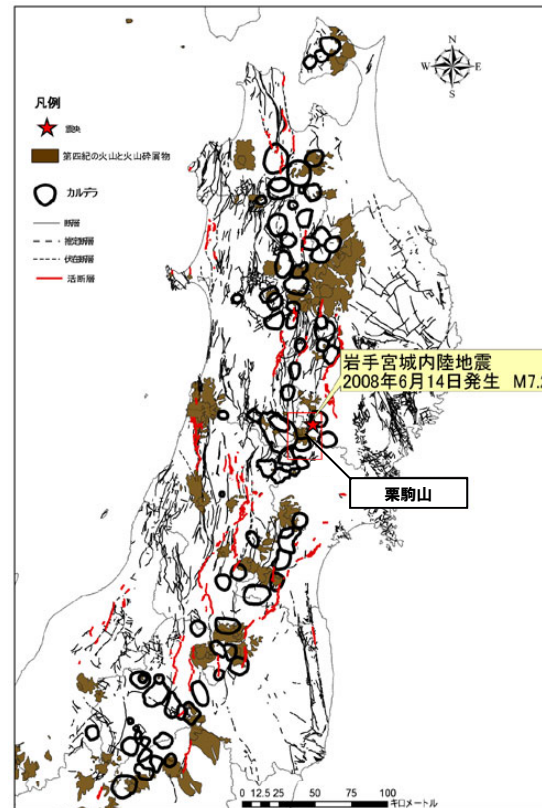
2008年岩手・宮城内陸地震について

- 震源域の奥羽山脈の東縁部から北上山地の間は、日本海の形成に伴う背弧リフトの東縁に相当し(Sato, 1994), 西側低下の2000万年前~1500万年前に活動した正断層群が分布する。
- リフト期の正断層活動の終了後, 東北日本の奥羽山脈は隆起に転じ, 800万年前~200万年前には多数のカルデラが形成された。
- 地質構造を特徴付けるのは, 背弧海盆の形成に伴う正断層群の形成と大規模カルデラの形成に伴うドーム状の隆起, 鮮新世(500万年前)以降に生じた西傾斜の正断層の逆断層としての反転運動であるとされる。



東北地方概略図

地すべり学会東北支部編(1992)に加筆



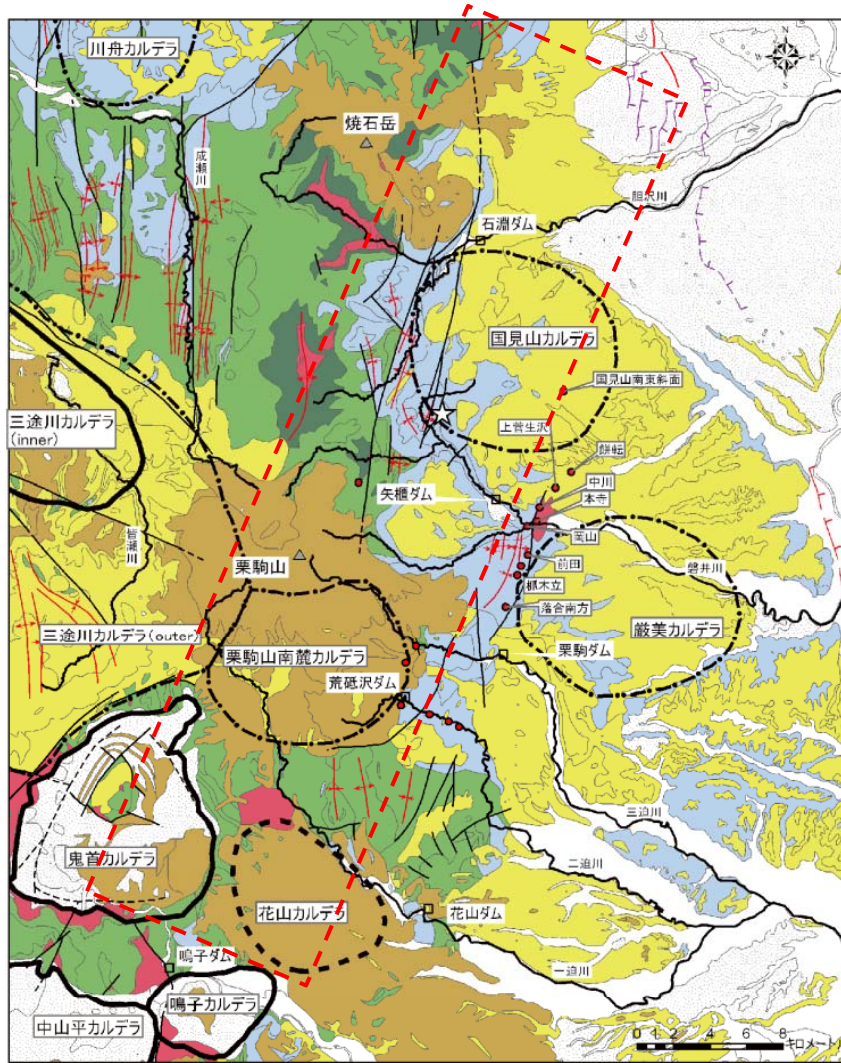
東北地方のカルデラと地質断層第四紀火山の分布状況

布原ほか(2008)に加筆

- ▶北上山地と奥羽脊梁山脈の間には、盛岡白河構造線が指摘され、構造線を挟んで、大局的には西側に新第三系、東側には、古~中生界が分布する。(左図)
- ▶北上山地西側では、西側低下の正断層が、新期の応力場に対応して逆断層として再活動しているとされる。
- ▶奥羽脊梁山脈には、12Ma以降形成されたカルデラが南北に配列する。特に栗駒山周辺は、カルデラが密集している地域である。(右図)

2. Mw6.5以上の地震について

2008年岩手・宮城内陸地震について

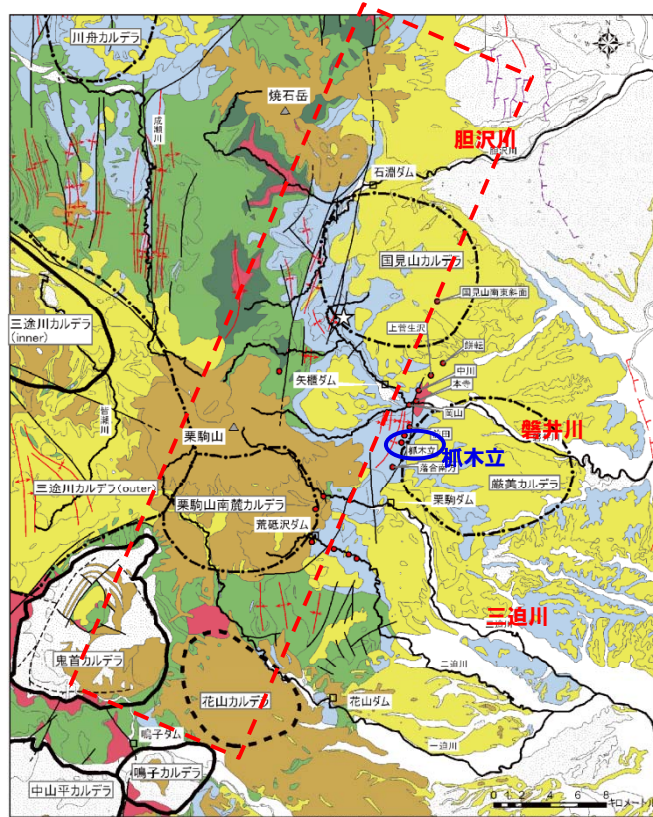


- 本地域は新第三系の地層が広く分布し、カルデラの中に大域的にN-S走向の波長の短い褶曲構造が断続的に記載されている。(⇒古いカルデラの存在により、褶曲構造の連続が把握しにくい。)
- 変位基準となる河成段丘面等の発達が悪く、第四系の地層が分布する範囲もわずかに限られる。
- 栗駒山周辺には地すべり地形が多く認められる。
- 岩手・宮城内陸地震における地表変状は、厳美カルデラ西側の褶曲沿い及びその南南西延長の荒砥沢ダム付近で認められ、余震域は、褶曲の走向と調和的である。



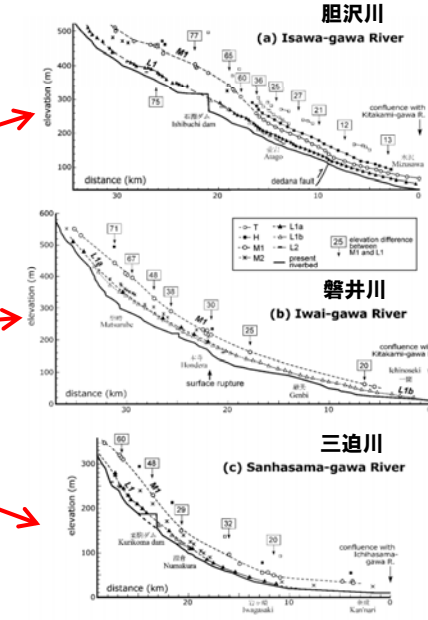
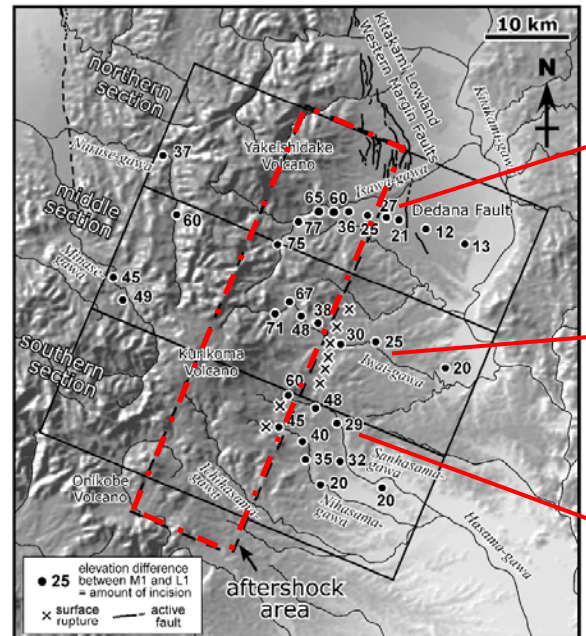
※地質年代
 PG4: 漸新世～前期中新世, N1: 前期中新世～中期中新世, N2: 中期中新世～後期中新世
 N3: 後期中新世～鮮新世, Q: 更新世, H: 完新世

2008年岩手・宮城内陸地震について



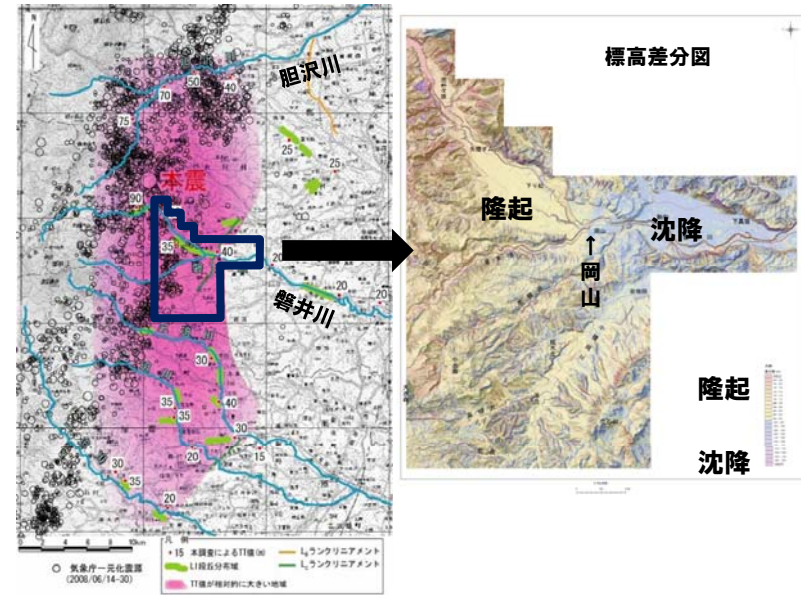
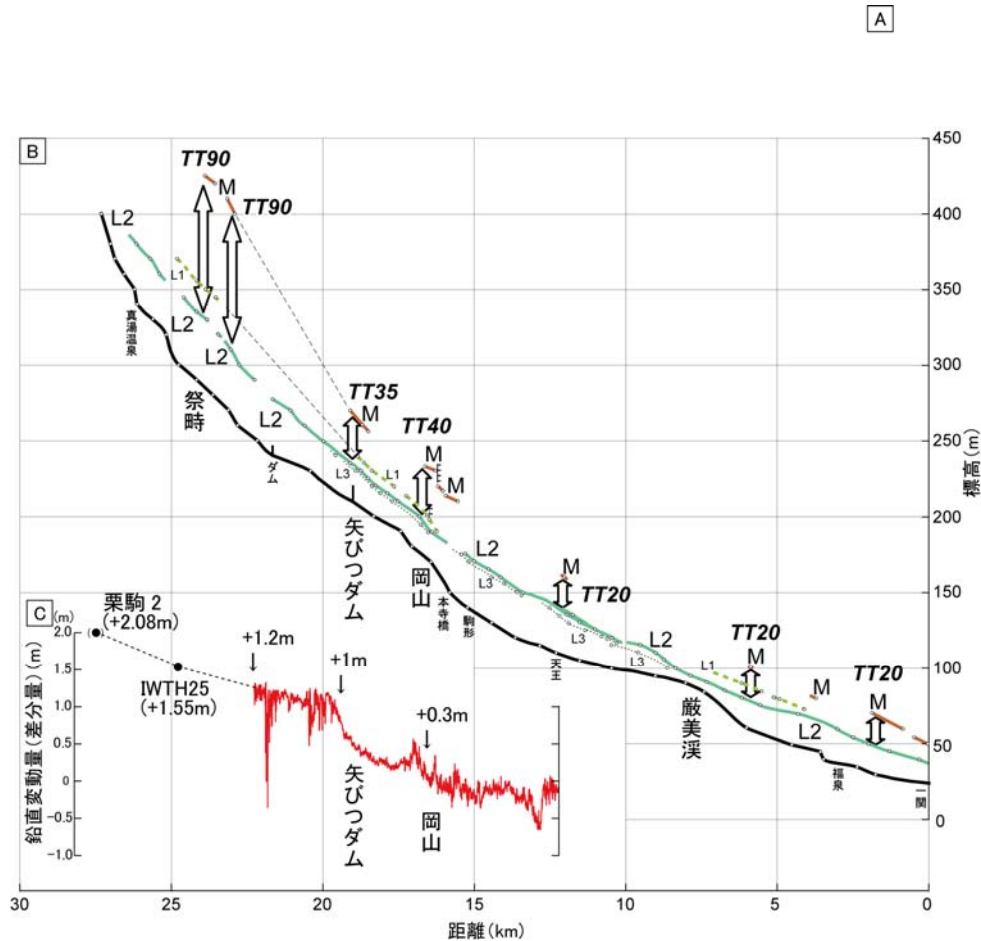
※地質年代
 PG4: 漸新世～前中新世, N1: 前中新世～中中新世, N2: 中中新世～後中新世
 N3: 後中新世～鮮新世, Q: 更新世, H: 完新世

【第四紀の活動性について】
 ○鈴木ほか(2008)では、爪木立地点のトレンチ調査において、5千年前以降、複数回の活動を確認したとしている。また、同地点では、短いながらも明瞭な断層変位地形が空中写真判読で認められるとしている。
 ○田力ほか(2009)では、胆沢川、磐井川、三迫川の河成段丘面において、河成段丘の変化帯が存在し、変化帯が岩手・宮城内陸地震の震源断層の活動に関連しているとしている。また、震源断層付近で求められる垂直変位速度(0.5mm/yr)は、池田ほか編(2002)の北方の北上低地西縁断層帯の垂直変位速度にほぼ等しいとしている。



震源域の河床及び段丘面縦断面図と比高 田力ほか(2009)に加筆・修正

2008年岩手・宮城内陸地震について



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。

磐井川沿いの河成段丘縦断と標高差分縦断 (震基11-2-2に加筆)

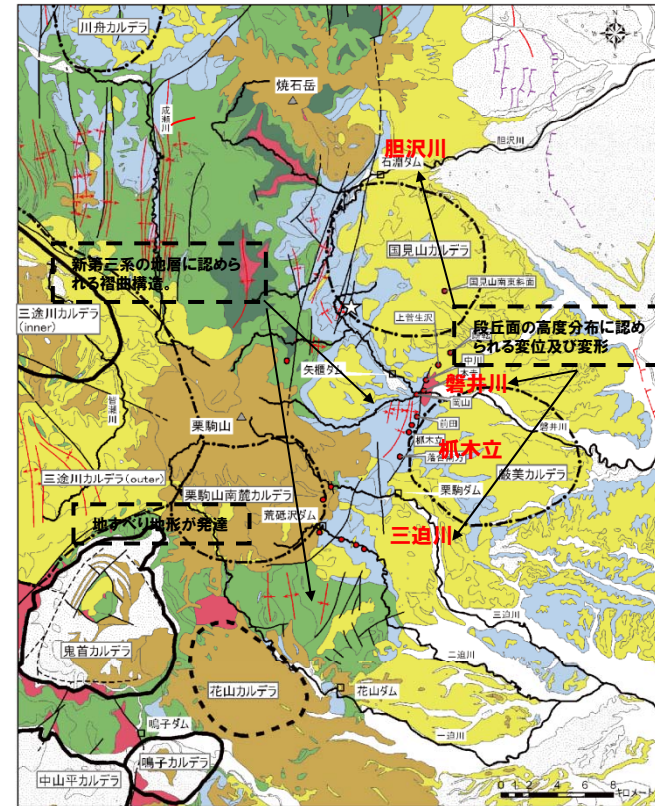
2008年岩手・宮城内陸地震について

【岩手・宮城内陸地震についてのまとめ】

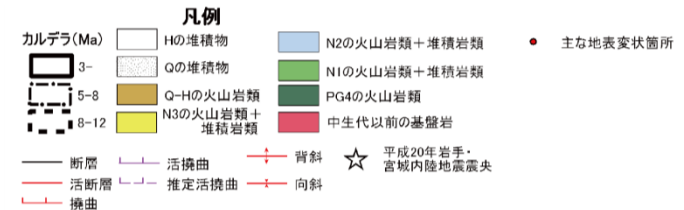
- 岩手・宮城内陸地震は、岩手県内陸南部の奥羽山地東縁で発生した地震で西北西－東南東方向に圧力軸をもつ西側隆起の逆断層により発生したとされる。
- 東北日本弧の第四紀テクトニクスは、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 震源域周辺では、新第三系の地層に大局的にN-S方向の波長の短い褶曲構造が認められるが、古いカルデラの存在により、その連続性が不明瞭である。
- 震源域周辺では、変位基準となる河成段丘面等の発達が悪く、第四系の地層が分布する範囲は、わずかに限られることから、活断層の分布や連続性が把握しにくい。
- 一方、岩手・宮城内陸地震後に実施したトレンチ調査、地形学的調査において、震源付近の活断層の累積的な活動が確認されている。



- 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ると判断される。
- ただし、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。



引用：地質図：東北建設協会(2006)を一部修正 カルデラ分布：吉田ほか(2005)を主力図を基に修正



※地質年代

PG4: 漸新世～前中新世, N1: 前中新世～中中新世, N2: 中中新世～後中新世
N3: 後中新世～鮮新世, Q: 更新世, H: 完新世

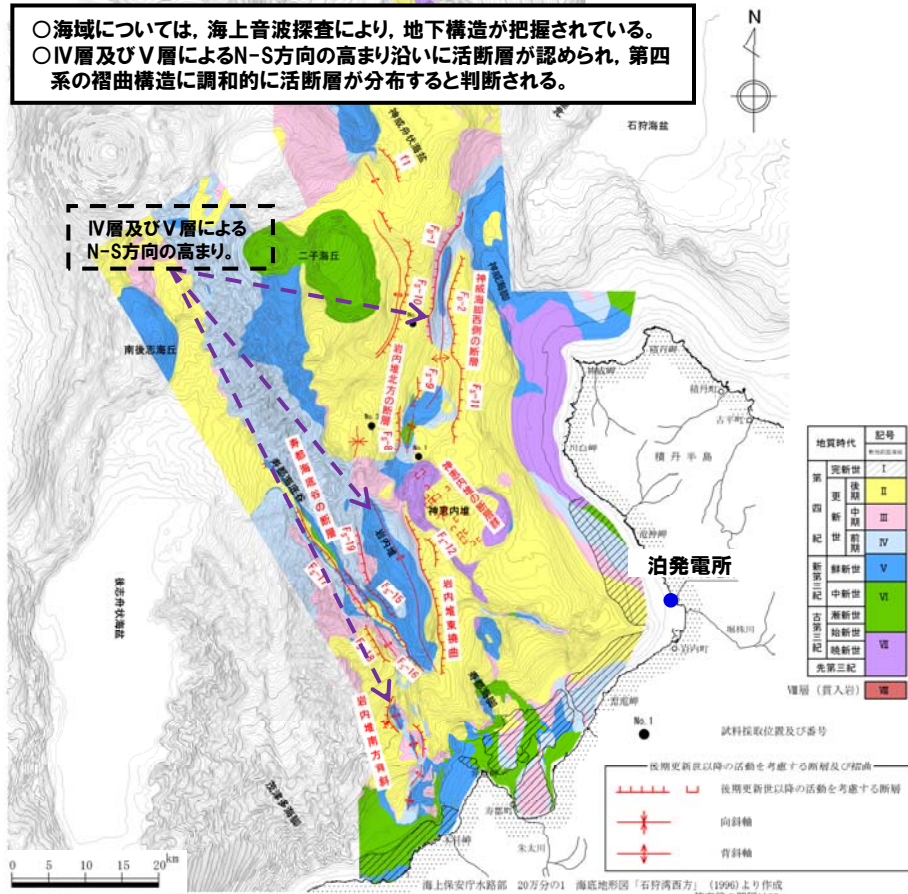
2. Mw6.5以上の地震について

2008年岩手・宮城内陸地震について

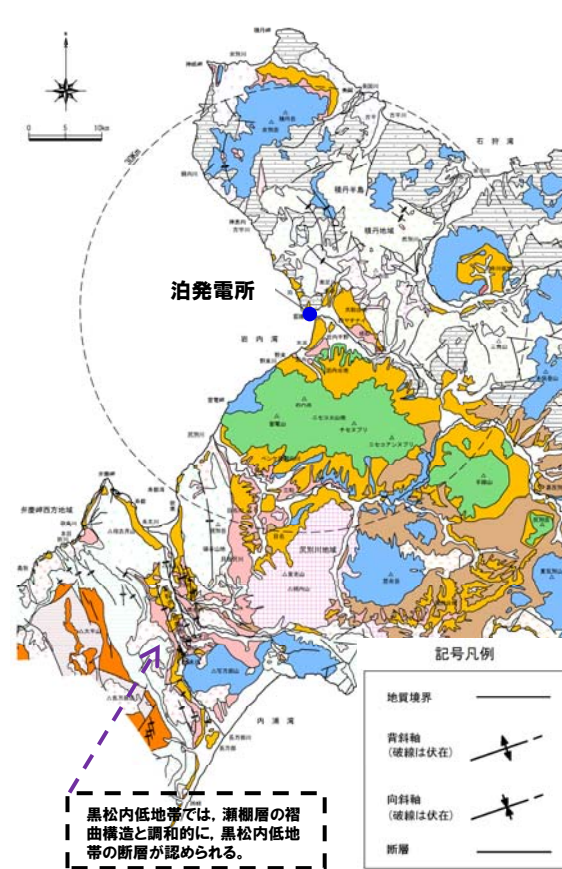
【泊発電所周辺の状態について】

- 泊発電所周辺の活断層は、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 上記活断層は、陸域では、下部～中部更新統の瀨棚層相当層、海域では、下部～中部更新統のIV層等、広域に分布する第四系の褶曲構造に調和的に分布している。
- 泊発電所周辺では、下部～中部更新統の瀨棚層相当層や段丘堆積物等が広域に分布しており、活動性を論ずる上での評価基準となっている。

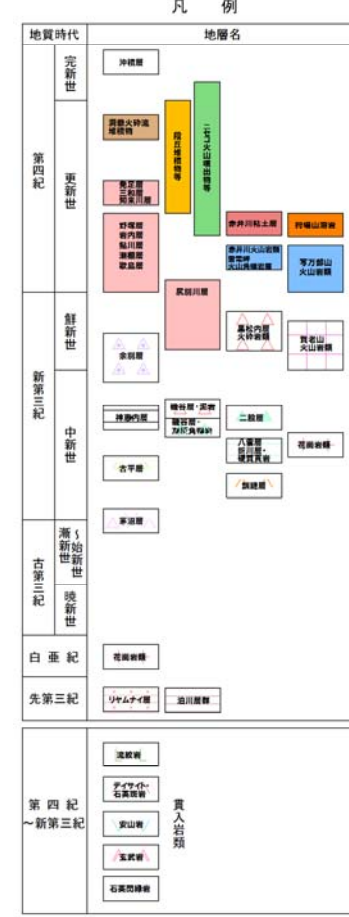
- 海域については、海上音波探査により、地下構造が把握されている。
- IV層及びV層によるN-S方向の高まり沿いに活断層が認められ、第四系の褶曲構造に調和的に活断層が分布すると判断される。



敷地前面海域の地質分布と活断層

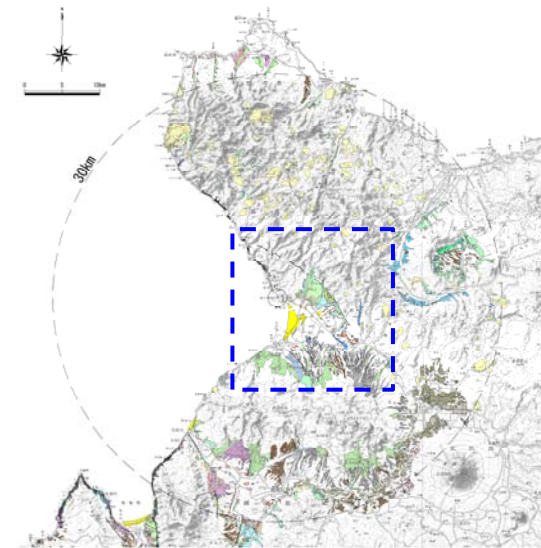
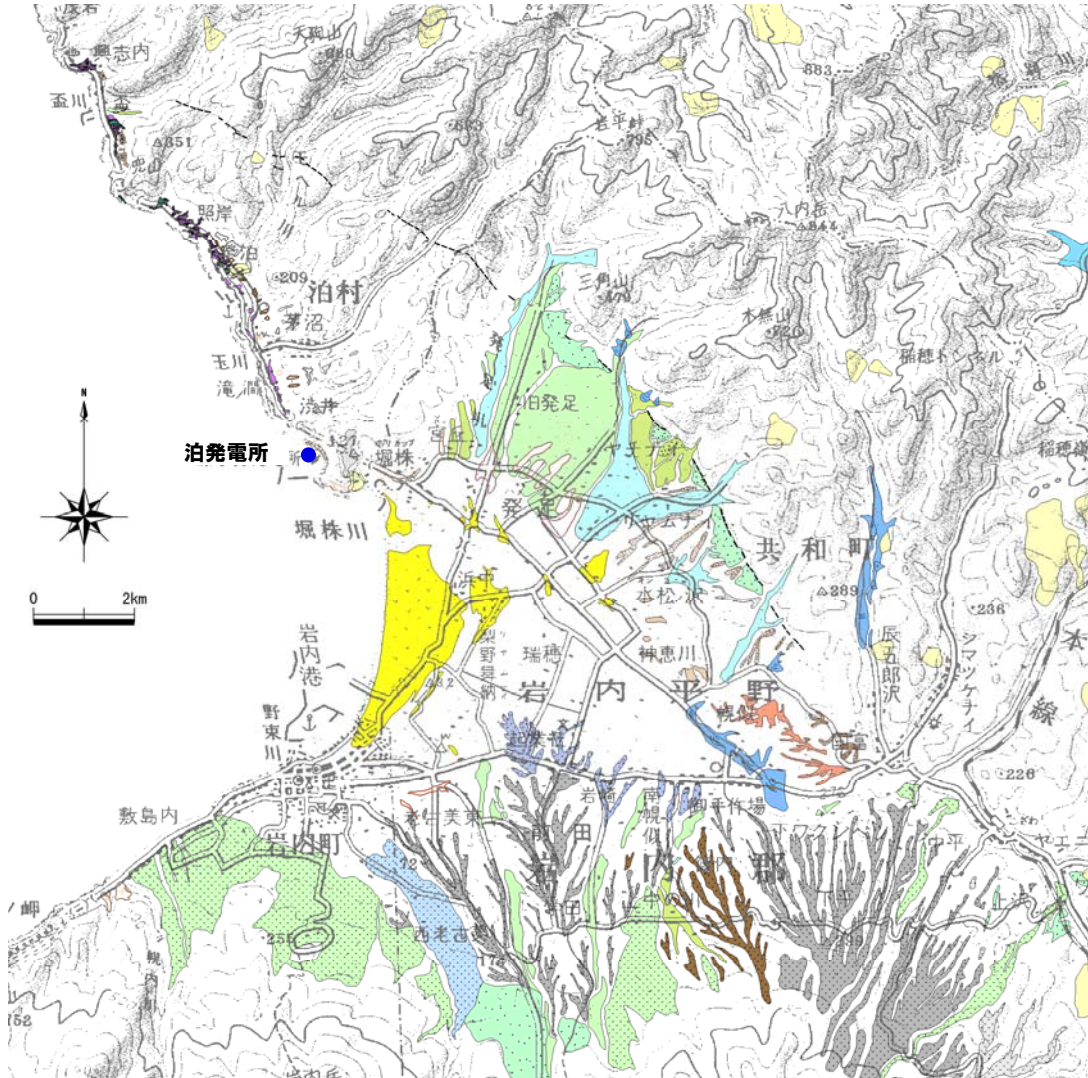


敷地周辺陸域の第四系の分布及び地質構造



2008年岩手・宮城内陸地震について

○泊発電所近傍では、岩手・宮城内陸地震震源域と比べ、海成段丘面、河成段丘面、火山麓扇状地面等の変位基準となる地形が発達している。



表示範囲

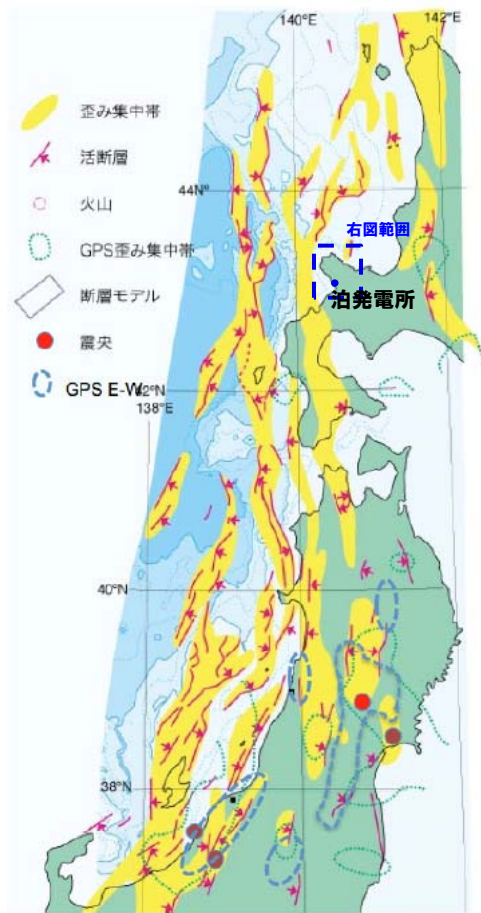
凡例

変位地形	地形区分	地形区分	地形区分	地形区分
I	A1段丘面	Hw1段丘面	火山麓扇状地(低位2)	火山麓扇状地(低位2)
II	L1段丘面	H1段丘面	火山麓扇状地(中位1)	火山麓扇状地(中位1)
III	L2段丘面	H2段丘面	火山麓扇状地(高位1)	火山麓扇状地(高位1)
IV	L3段丘面	河成火砕流二次堆積層	火山麓扇状地(高位2)	火山麓扇状地(高位2)
V	Mw0段丘面	河成火砕流堆積層	砂丘砂	火山麓扇状地(低位2)
文線	W1段丘面	沖積層	扇状地(低位1)	火山麓扇状地(低位1)
植 帯	M1段丘面	扇状地II	扇状地I	低位丘陵面
	M2段丘面	扇状地I	扇状地II	低位丘陵面
	M3段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M4段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M5段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M6段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M7段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M8段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M9段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M10段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M11段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M12段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M13段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M14段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M15段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M16段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M17段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M18段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M19段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M20段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M21段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M22段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M23段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M24段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M25段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M26段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M27段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M28段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M29段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M30段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M31段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M32段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M33段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M34段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M35段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M36段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M37段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M38段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M39段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M40段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M41段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M42段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M43段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M44段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M45段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M46段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M47段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M48段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M49段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M50段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M51段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M52段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M53段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M54段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M55段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M56段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M57段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M58段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M59段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M60段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M61段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M62段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M63段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M64段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M65段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M66段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M67段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M68段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M69段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M70段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M71段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M72段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M73段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M74段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M75段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M76段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M77段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M78段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M79段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M80段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M81段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M82段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M83段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M84段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M85段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M86段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M87段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M88段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M89段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M90段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M91段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M92段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M93段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M94段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M95段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M96段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M97段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M98段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I
	M99段丘面	扇状地II	扇状地I	扇状地II
	M100段丘面	扇状地I	扇状地II	扇状地I

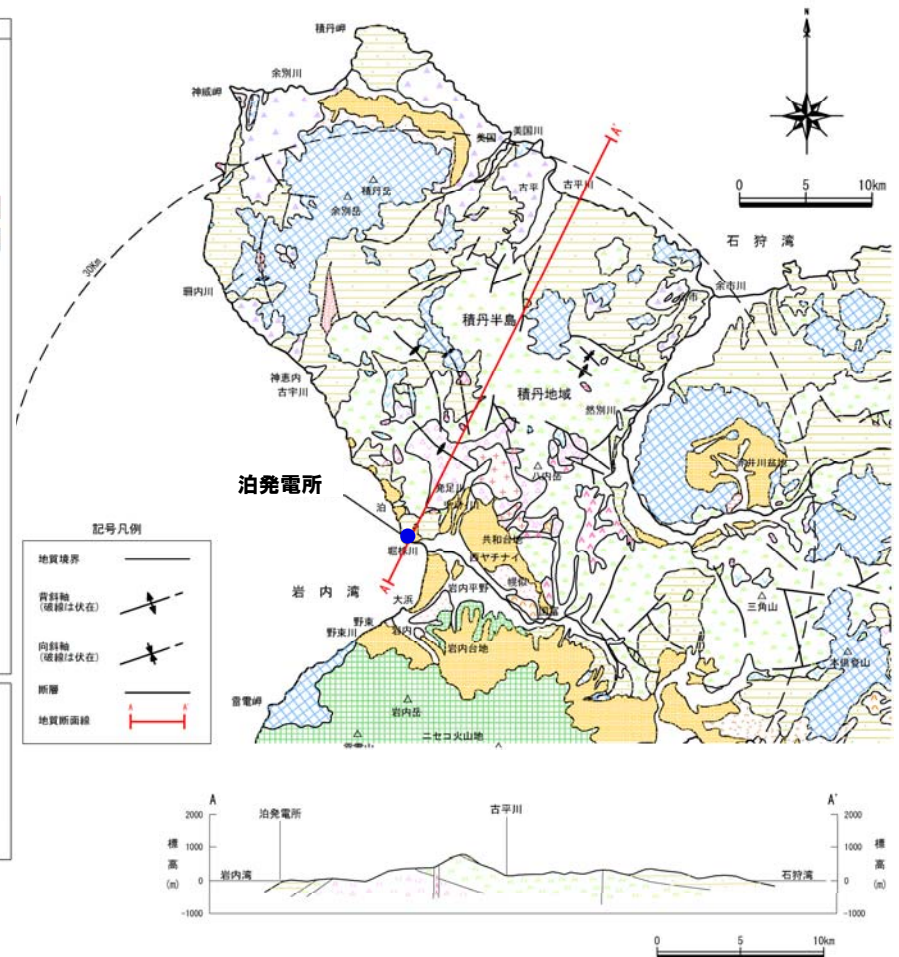
敷地近傍の地形分類図

2008年岩手・宮城内陸地震について

- 積丹半島は大局的にはNW-SE方向の背斜構造で特徴づけられ、東北日本にみられるN-S方向の褶曲は見られない。積丹半島西岸部は、背斜構造の西翼部にあたる。
- 積丹半島西岸部に分布する第四系(瀬棚層相当層)に褶曲構造は認められず、ほぼ水平に堆積しており、また、評価すべき変位地形も認められない。
- 積丹半島では、岩手宮城内陸地震震源域のようなカルデラの密集もなく、地質構造は十分把握できている。



地質学的ひずみ集中帯の分布
産業技術総合研究所(2009)に加筆



泊発電所周辺の地質図

2008年岩手・宮城内陸地震について

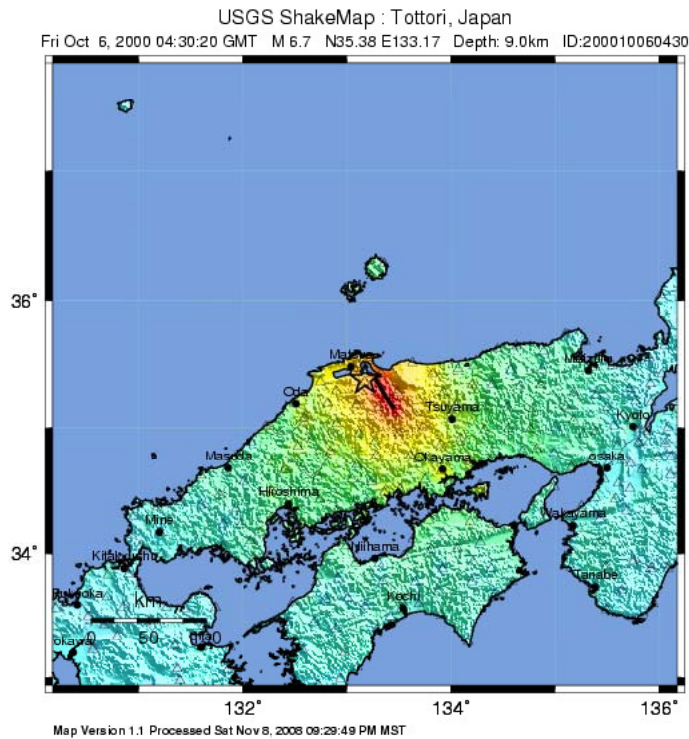
泊発電所周辺は、背景とする地形、地質及び地質構造の分布状況から、岩手・宮城内陸地震の震源域と同様な条件の地域ではないと判断されることから、観測記録収集対象外とする。

		岩手・宮城内陸地震震源域	泊発電所周辺
当該地域に分布する活断層の特徴		<ul style="list-style-type: none"> ○東西圧縮応力による逆断層。 ○大局的な地質構造の延長部に現在のテクトニクスと調和的な活断層（北西縁断層帯等）が認められる。 	<ul style="list-style-type: none"> ○東西圧縮応力による逆断層。 ○泊発電所近傍では、地質構造の延長部に連続するような同走向の活断層は認められない。
活断層の認定に関連する地形・地質の状況	地点概要	○岩手・宮城内陸地震の震源断層は、侵食等により変位地形の保存が悪く、変位基準となる地形の分布が限られる山地（内陸）部に認められる活断層である。	○泊発電所は沿岸部に位置する。
	基盤の構造	<ul style="list-style-type: none"> ○新第三系の地層に大局的にN-S方向の波長の短い褶曲構造が認められるが、古いカルデラの存在により、その連続性が明確でない。 ○第四系の地層の分布がわずかで、活動性の把握が困難である。 	<ul style="list-style-type: none"> ○陸域では、古いカルデラがなく、新第三系を含む褶曲・撓曲構造が十分に把握できている。 ○海域では、海上音波探査により地下構造が把握されている。 ○広域に第四系が分布し、活動性評価の指標の1つとなっている。
	地形分布	○震源域周辺では、変位基準となる河成段丘面等の発達が悪い。	○海成段丘面、河成段丘面、火山麓扇状地面等の変位基準となる地形が広域に分布する。
まとめ		○震源域周辺では、古いカルデラの存在により地質構造の連続性が明確でない。また、変位基準となる河成段丘面等の発達が悪く、第四系の地層が分布する範囲は、わずかに限られることから、活断層の分布や連続性が把握しにくい。	<ul style="list-style-type: none"> ○泊発電所敷地周辺の活断層は、陸域では、下部～中部更新統の瀬棚層相当層、海域では、下部～中部更新統のIV層等、広域に分布する第四系の褶曲構造に調和的に分布している。 ○発電所周辺は、地形、地質及び地質構造分布状況から、活断層の分布や連続性が把握しにくい地域ではない。

2. Mw6.5以上の地震について

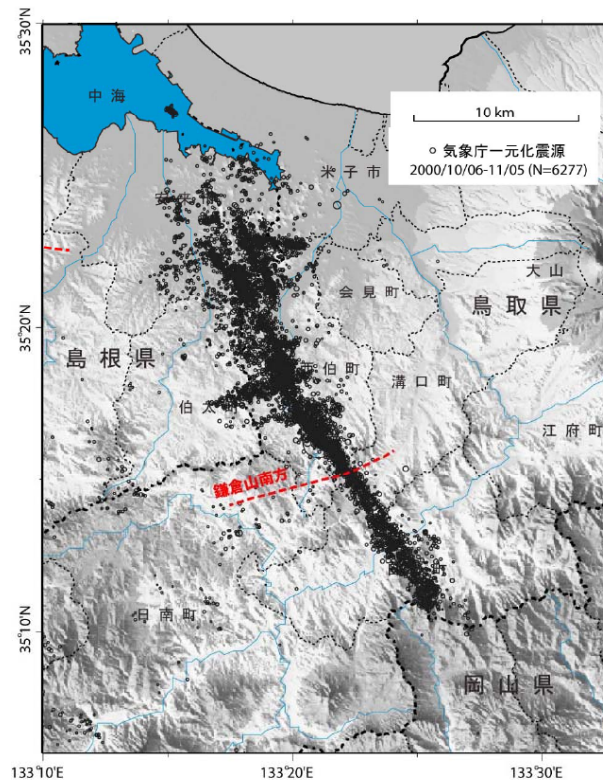
2000年鳥取県西部地震について

- 鳥取県西部地震は、2000年10月6日に鳥取県と島根県の県境付近で発生した地震で、震央の深さ11km、規模はMw6.6、最大震度6強とされている。
- この地震の発震機構は、北東-南西と北西-南東のほぼ垂直な節面を持つ横ずれ型で、余震分布から北西-南東方向の断層面に沿って左ずれが起こったとされる。

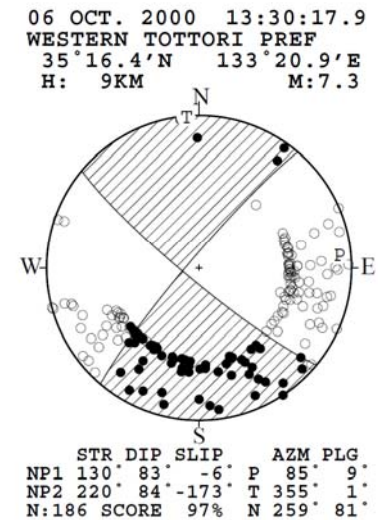


PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC (%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.0	3.0-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

鳥取県西部地震の位置及び震度分布 (USGS, 2000)



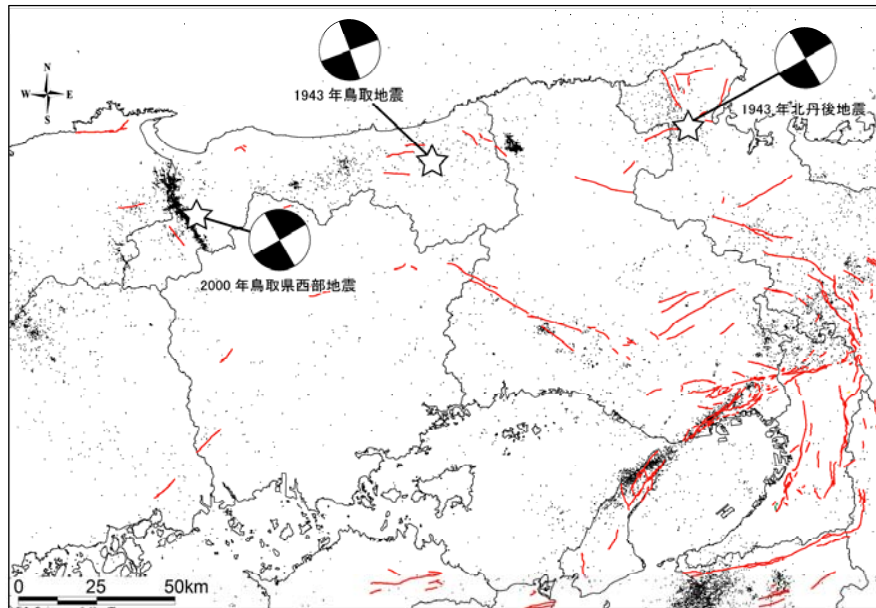
鳥取県西部地震の震央分布図 (震基11-2-2)



鳥取県西部地震メカニズム解 (気象庁, 2000)

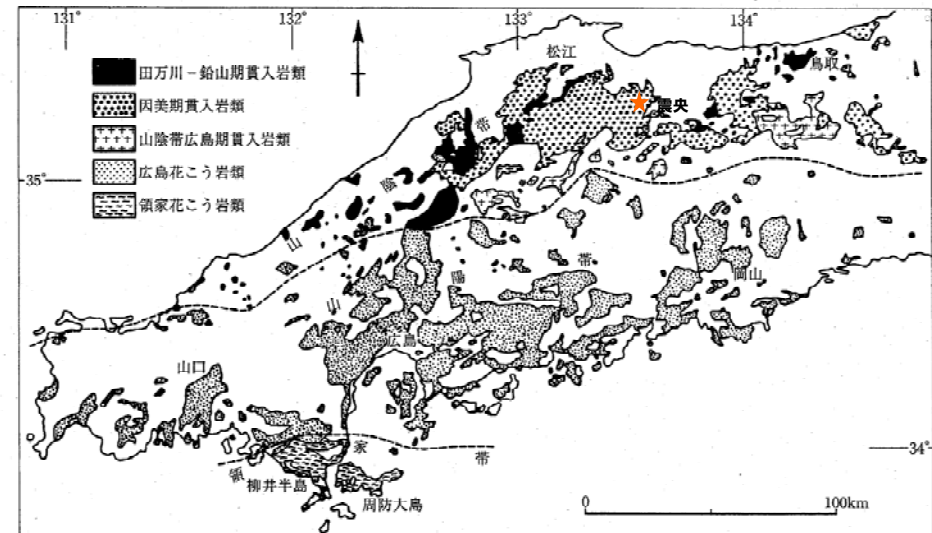
2000年鳥取県西部地震について

- 震源域周辺を含む山陰地方では、大局的に東西方向の圧縮応力による横ずれ型の地震が卓越する。
- 震源付近には、文献に活断層の記載はない。
- 震源域周辺は、白亜紀～古第三紀の花崗岩類が分布する。また、変位基準となる河成段丘面等の発達が悪い。
- 岡田(2002)では、山陰地域の活断層の特徴について、①変位地形は全体的に不明瞭であり、累積変位量はいずれも少ないこと、②ENE-WSWまたはNNW-SSE方向の横ずれ断層が卓越すること、③第四紀中期以降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こと等を挙げ、山陰地方は、このような発現時期の若い断層が分布する、日本列島の中でも特異な地域としている。



震源付近の活断層及び地震発生状況

震央分布は気象庁地震年報によるデータ(1923年～2011年まで)のうち、マグニチュード2以上、深度20km以浅をプロットした。活断層は、中田・今泉編(2006)「活断層詳細デジタルマップ」の「活断層シェイプファイル」を使用した(製品シリアル番号:DAFM2592)。
地震の発震機構解は地震断層を伴った1927年以降のみを示した(岡田, 2002より作成)。



中国地方における白亜紀～古代三紀貫入岩の分布

(日本の地質増補版編集委員会編, 2005)

2000年鳥取県西部地震について

- 伏島ほか(2001)では、鳥取県西部地震で、震源付近に長さ約6kmの範囲で地震断層を確認している。
- 堤ほか(2000)では、震源周辺で、地形に左ずれ屈曲を与えている2条の推定活断層と、最新の地質時代の断層変位地形が伴っていない長さ4km未満の北西-南東方向の複数のリニアメントを確認している。このうち、推定活断層に沿っては、花崗岩中に断層露頭を確認している。
- 井上ほか(2002)では、鳥取県西部地震の震源周辺において、左横ずれを示唆する短く断続的なリニアメント群を判読し、震源断層の方向に一致することを確認している。また、これらのリニアメント沿いで多くの断層露頭を確認し、その断層の一部が第四紀層を変位させていることを確認している。
- 堤(2009)では、鳥取県西部地震の震源域に、震源断層と同じ走向の推定活断層やリニアメントが高密度に分布することから、これらが地下の活断層の地表表現である可能性が高いとしている。
- 垣見(2010)では、堤ほか(2000)、井上ほか(2002)によるリニアメントの分布の特徴から、鳥取県西部地震の震央域では若い未成熟な断層が並列的に現れ、その一部が地震断層として地表まで達したとしている。

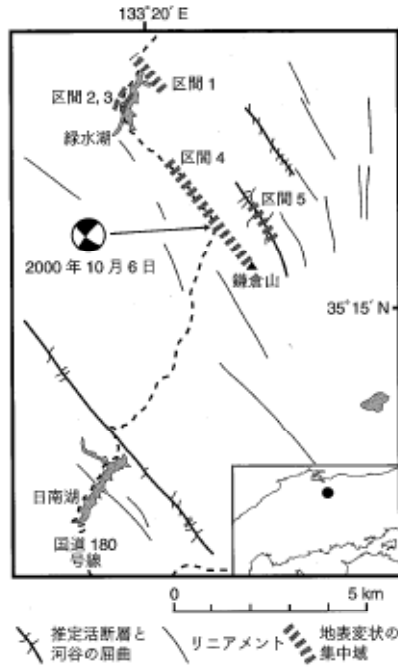
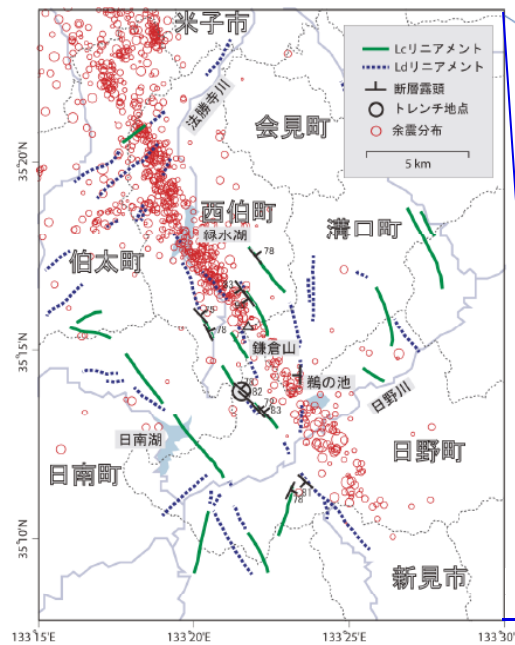


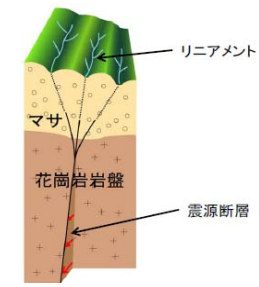
図1—震源域周辺の推定活断層・リニアメント分布図¹⁰⁾

震源域周辺の推定活断層とリニアメント
(堤, 2009)



<井上ほか(2002)の概要>

- 鳥取県西部地震の震源周辺では、左横ずれを示唆するリニアメントが存在し、これらは短く断続的に分布する。
- 上記リニアメントは、想定される震源断層の方向とほぼ一致している。
- リニアメント沿いで多数の断層露頭が確認され、一部は第四紀層を変位させている。
- 地表でいくつかに分散する横ずれ断層は全体としてフラワー構造を呈しているが、地下では1本に収斂し、震源断層になる。
- これらは未成熟な断層であり、地表付近まで破壊が進行したが、明瞭な地震断層として地表に出現しなかった。



震源断層とリニアメントの関係(推定)

震源域のリニアメントと余震分布
(震基11-2-2に加筆)

2000年鳥取県西部地震について

【鳥取県西部地震についてのまとめ】

- 鳥取県西部地震は、北東-南西と北西-南東のほぼ垂直な節面を持つ横ずれ型の地震で、余震分布から北西-南東方向の断層面に沿って左ずれが起こったとされている。
- 震源域周辺を含む山陰地方では、大局的に東西方向の圧縮応力による横ずれ型の地震が卓越する。
- 山陰地域の活断層の特徴の一つとして、活断層が未成熟であることが挙げられ、岡田(2002)では、山陰地方は、このような発現時期の若い断層が分布する、日本列島の中でも特異な地域としている。
- 鳥取県西部地震の震源域周辺は、白亜紀～古第三紀の花崗岩類が分布する。また、変位基準となる河成段丘面等の発達が悪く、第四系の地層が分布する範囲は、わずかに限られることから、活断層の分布や連続性が把握しにくい地域である。
- 鳥取県西部地震後に実施された、堤ほか(2000)、井上ほか(2002)の調査では、鳥取県西部地震の震源周辺において、左横ずれを示唆する短く断続的な推定活断層及びリニアメントを判読し、リニアメント等の周辺で断層露頭を確認している。



- 震源周辺は、花崗岩が分布しており、断層の連続が把握しにくく、また、変位基準となる河成段丘面等の発達が悪いことから、活断層の認定が難しい地域と判断されるが、これらの震源断層についても詳細な調査・解析により、活断層の存在が推定できるとされている。

2000年鳥取県西部地震について

泊発電所周辺は、背景とする地形、地質及び地質構造の分布状況から、鳥取県西部地震の震源域と同様な条件の地域ではないと判断されることから、観測記録収集対象外とする。

		鳥取県西部地震震源域	泊発電所周辺
当該地域に分布する活断層の特徴		<ul style="list-style-type: none"> ○東西圧縮応力による横ずれ断層。 ○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。 	<ul style="list-style-type: none"> ○東西圧縮応力による逆断層。 ○陸域では、下部～中部更新統の瀬棚層相当層、海域では、下部～中部更新統のIV層等、広域に分布する第四系の褶曲構造に調和的に分布する。
活断層の認定に関連する地形・地質の状況	地点概要	○鳥取県西部地震の震源断層は、侵食等により変位地形の保存が悪く、変位基準となる地形の分布が限られる山地(内陸)部に認められる活断層である。	○泊発電所は沿岸部に位置する。
	基盤の構造	○花崗岩中の活断層であり、連続性の把握が難しい。	○花崗岩の大規模な分布は認められず、地質調査において、褶曲・撓曲構造が十分に把握できている。
	地形分布	○震源域周辺では、変位基準となる河成段丘面等の発達が悪い。	○海成段丘、河成段丘、火山麓扇状地等の変位基準となる地形が広域に分布する。
まとめ		○震源域周辺では、花崗岩が分布し活断層の連続性が明確でない。また、変位基準となる河成段丘面等の発達が悪く、第四系の地層が分布する範囲は、わずかに限られる。さらに、断層の発達が未成熟な地点とされていることから、活断層の分布や連続性が把握しにくい。	<ul style="list-style-type: none"> ○鳥取県西部地震震源域と発生する地震のタイプが異なる。 ○泊発電所周辺は、地形、地質及び地質構造の分布状況から、活断層の分布や連続性が把握しにくい地域ではない。

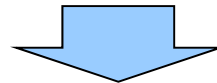
- (1) USGS:USGS shake Map : EASTERN HONSHU,JAPAN,Fri Jun 13,2008 23:43:46 GMT M6.8 .
- (2) 気象庁(2008):「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の特集,
http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008_06_14_iwate-miyagi/
- (3) 国土地理院(2008):平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動(第2報),
<http://www.gsi.go.jp/johosystem/johosystem60032.html>
- (4) 産業技術総合研究所(2009):地質学的歪みと測地学的歪みの集中域と地震との関係, 地震予知連絡会会報, 第81巻, pp98.
- (5) 地すべり学会東北支部(1992):東北の地すべり・地すべり地形 分布図と技術者のための活用マニュアル.
- (6) 布原啓史, 吉田武義, 山田亮一:地理情報システムを用いた地震災害とカルデラ構造との関連の検討, 日本地質学会HP,
<http://www.geosociety.jp/hazard/content0035.html>
- (7) 社団法人東北建設協会監修(2006):建設技術者のための東北地方の地質, pp.408.
- (8) 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——関市巖美町付近の調査速報—. 活断層研究, 29, pp.25-34.
- (9) 田力正好・池田安隆・野原壯(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, pp.1-11.
- (10)池田安隆・今泉敏文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志[編](2002):第四紀逆断層アトラス, 東大出版会.
- (11)震基11-2-2:発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる新安全設計基準に関する検討チーム 第11回会合資料, 平成25年4月2日, 原子力規制委員会.
- (12)USGS: USGS shakeMap :Tottori,JAPAN,Fri Oct 5,2000 04:30:20 GMT M6.7.
- (13)気象庁(2000):気象庁の発震機構解2000年10月, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/pdf/mc200010.pdf>
- (14)中田高・今泉俊文編(2006):活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.
- (15)岡田篤正(2002):山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究22, pp17-32.
- (16)日本の地質増補版編集委員会編(2005):日本の地質増補版, 共立出版, pp241.
- (17)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, pp.1-26.
- (18)堤 浩之・隈元 崇・奥村晃史・中田 高(2000):鳥取県西部地震震源域の活断層. 月刊地球, 号外31, pp.81-86.
- (19)井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査. 地震2, 54, pp.557-573.
- (20)垣見俊弘(2010):活断層の成熟度について. 活断層研究, No.32, pp.73-77.
- (21)堤 浩之(2009):2000年鳥取県西部地震, 科学, 79, pp.210-212.

3. Mw6.5未満の地震について

3.1 観測記録の収集・整理

観測記録の収集・整理

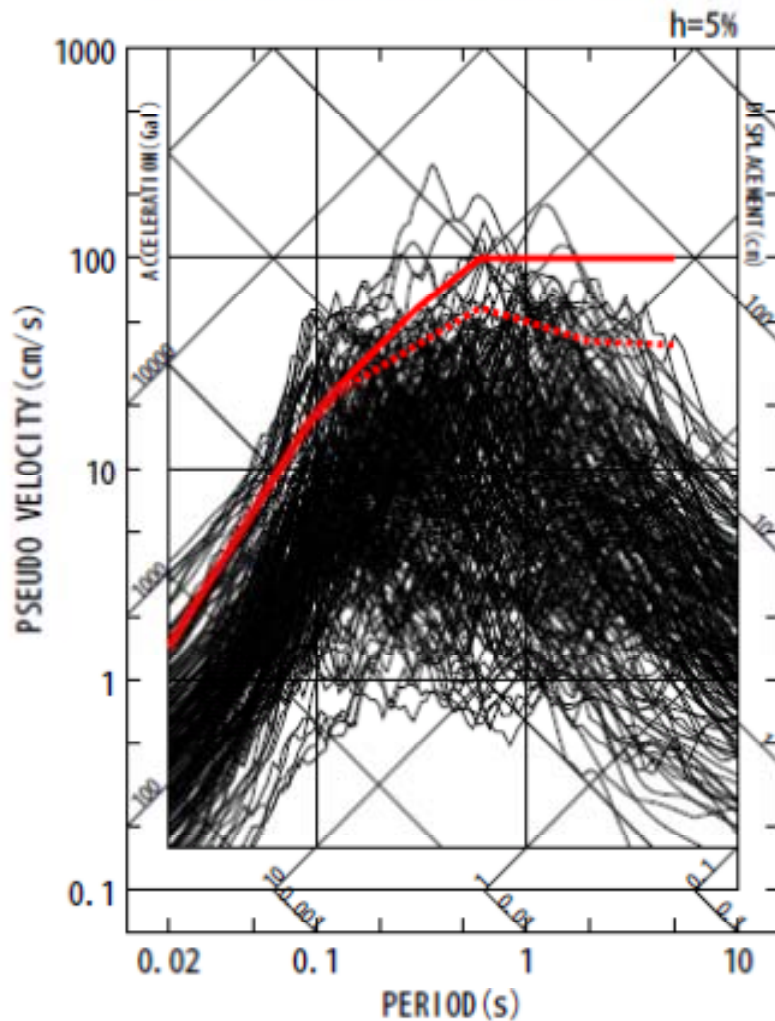
- 「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」において、震源を特定せず策定する地震動の収集対象とされている16地震のうち、Mw6.5未満の14地震を対象として、震源近傍における観測記録を収集する。
- Mw6.5未満の14地震について、防災科学技術研究所のK-NET及びKiK-net観測点の観測記録のうち、以下の条件に適合するものを収集する。
 - ・断層最短距離が30km以内
(断層最短距離が評価されていない記録は震源距離とする。)
 - ・AVS30(Kanno et al.(2006))が500m/s以上
(地盤条件が不明な観測点は全て収集対象に含める。)



- 上記の条件にあてはまる観測記録は137記録

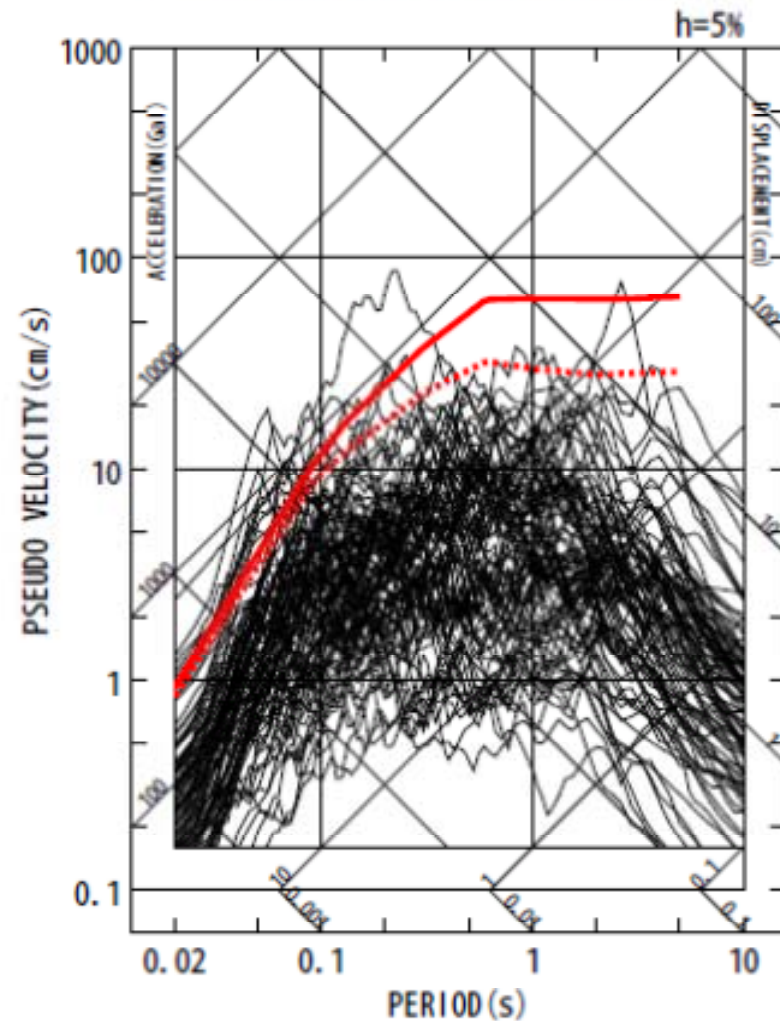
14地震の観測記録(地表)の応答スペクトル

..... 加藤ほか(2004)($V_s=2.2\text{km/s}$)
 ——— 加藤ほか(2004)($V_s=0.7\text{km/s}$)



水平方向

..... 加藤ほか(2004)($V_p=4.2\text{km/s}$)
 ——— 加藤ほか(2004)($V_p=2.0\text{km/s}$)

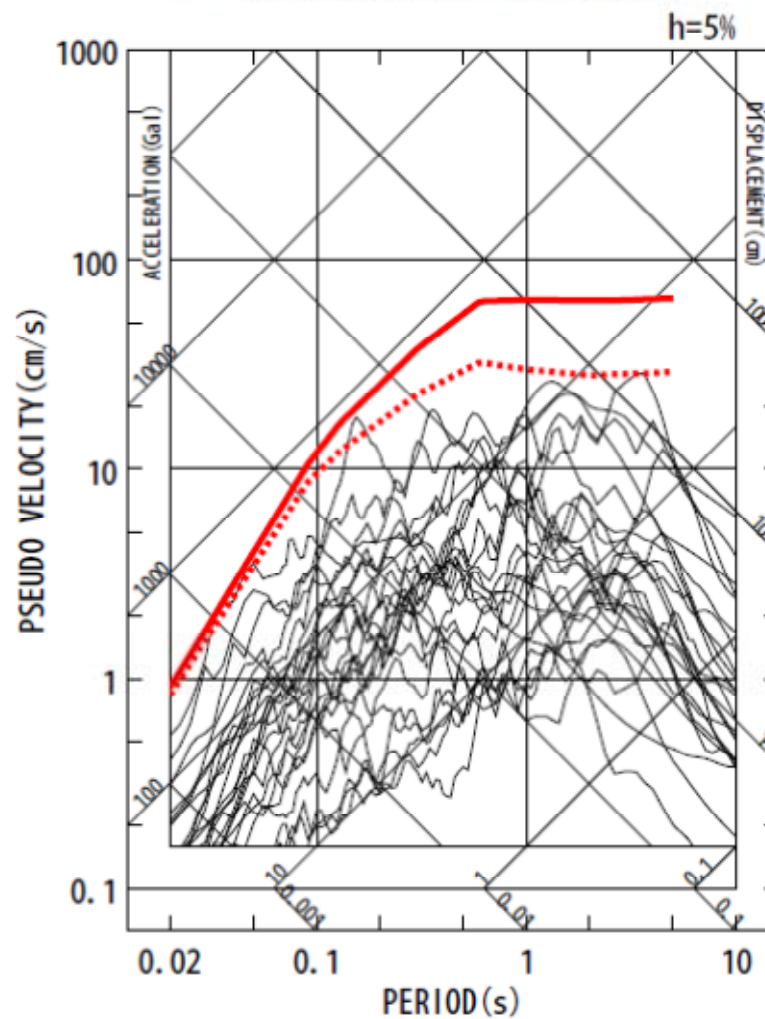
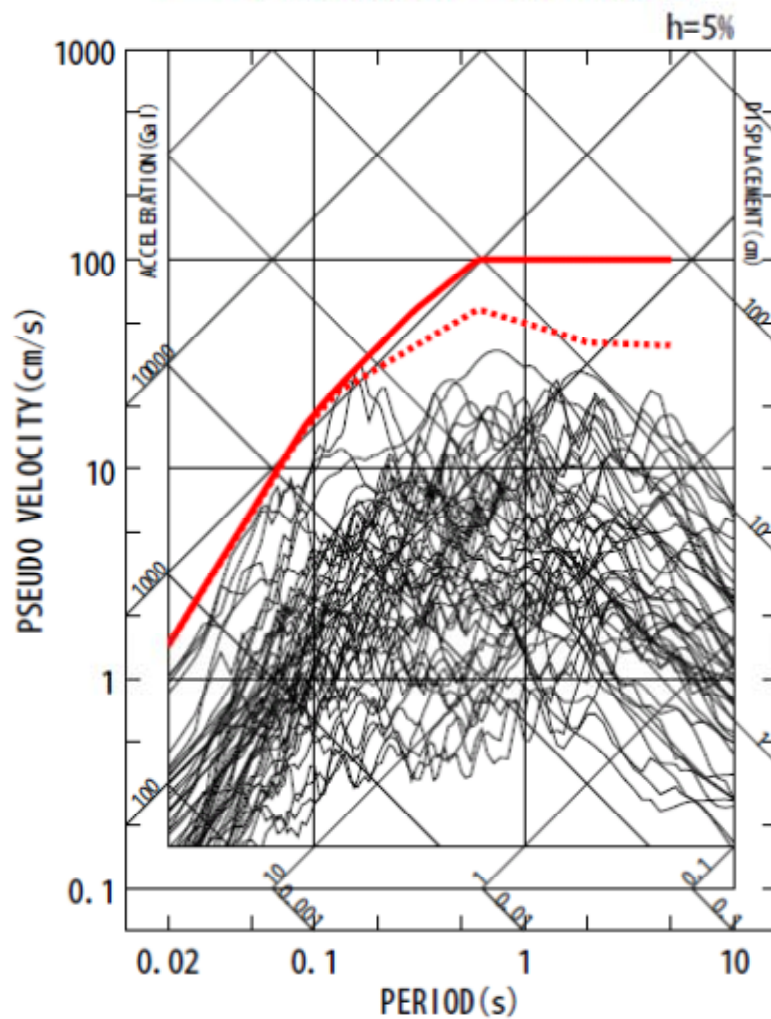


鉛直方向

14地震の観測記録(地中)の応答スペクトル

..... 加藤ほか(2004)($V_s=2.2\text{km/s}$)
 ——— 加藤ほか(2004)($V_s=0.7\text{km/s}$)

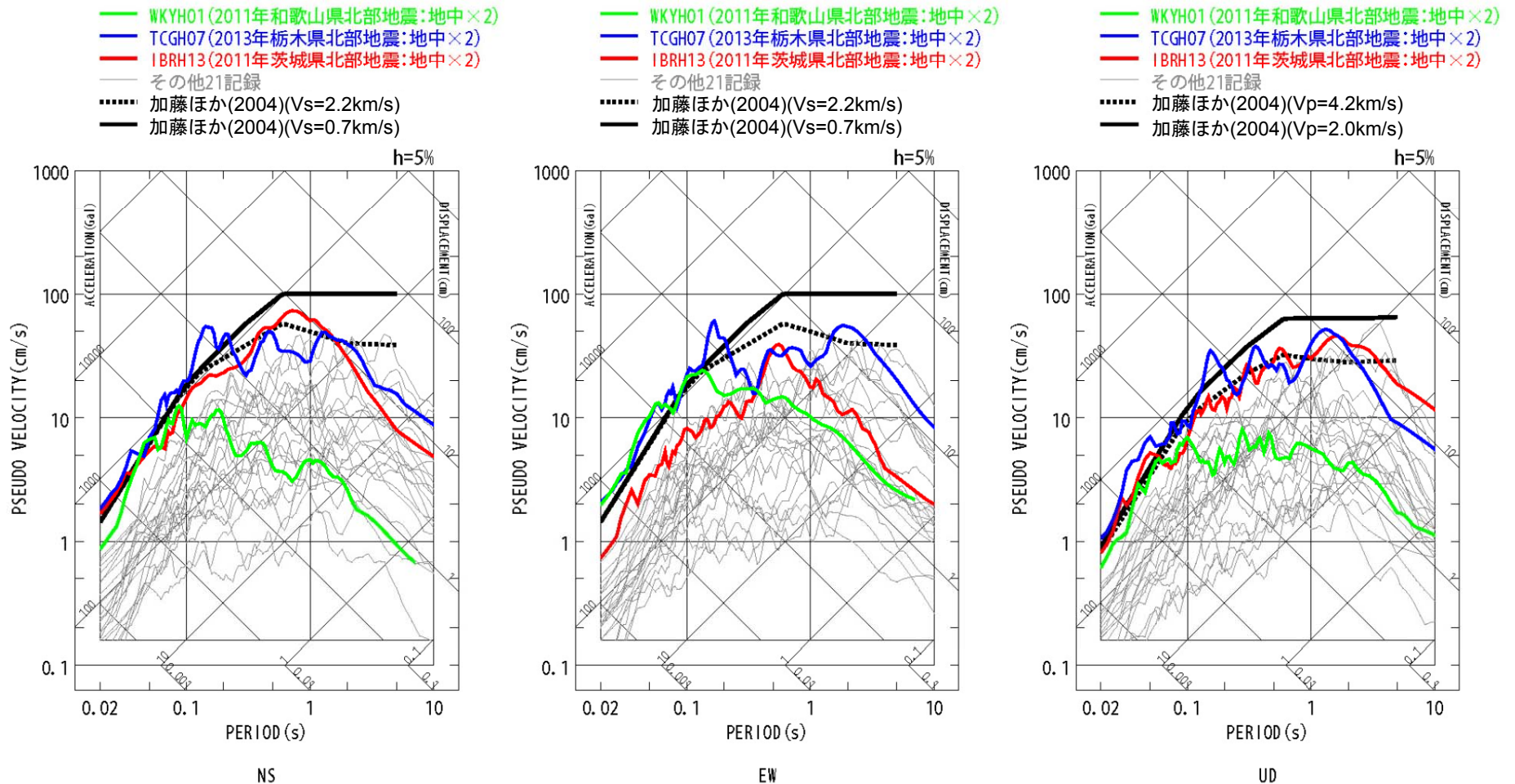
..... 加藤ほか(2004)($V_p=4.2\text{km/s}$)
 ——— 加藤ほか(2004)($V_p=2.0\text{km/s}$)



基盤地震動の検討

● 収集した観測記録のうち、敷地に与える影響が大きいと考えられる観測記録を用いて基盤地震動を検討する。

● KiK-net観測点の地中記録の2倍が基盤地震動に相当すると仮定し、加藤ほか(2004)の応答スペクトルと比較したところ、2011年和歌山県北部地震・WKYH01(広川)、2013年栃木県北部地震・TCGH07(栗山西)、2011年茨城県北部地震・IBRH13(高萩)の観測記録が、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る。



基盤地震動の検討

●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(①～③)及びK-NET観測点の観測記録で影響が大きいと考えられる2記録(④, ⑤)について, 以降で詳細に検討する。

- ①2011年和歌山県北部地震 WKYH01(広川)
- ②2013年栃木県北部地震 TCGH07(栗山西)
- ③2011年茨城県北部地震 IBRH13(高萩)
- ④2004年北海道留萌支庁南部地震 HKD020(港町)
- ⑤2011年長野県北部地震 NIG023(津南)

2004年北海道留萌支庁南部地震の概要

- 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°
- 各地の震度及び被害状況

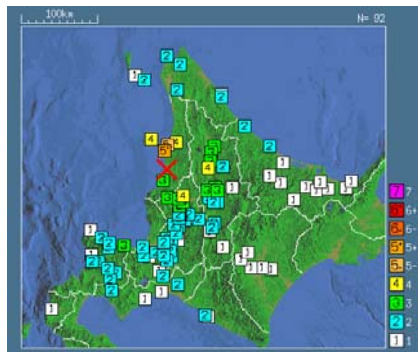
各地の震度(気象庁)は以下のとおり。

 - 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

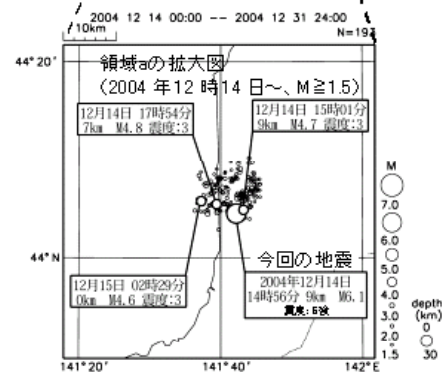
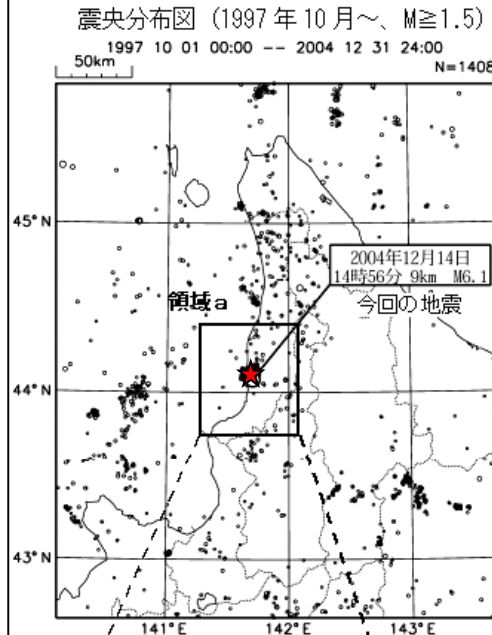
地震による津波の発生はなし

被害状況(消防庁)は以下のとおり。

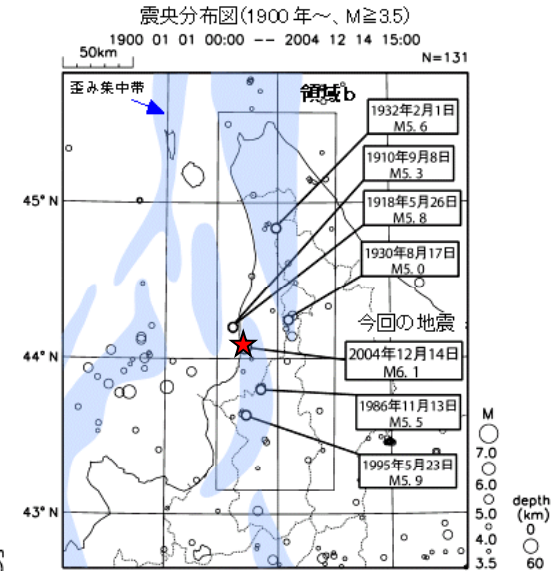
 - 住宅全壊・半壊: 0棟
 - 住宅一部損壊: 165棟
 - (内訳;小平町 121棟, 苫前町 17棟, 羽幌町 27棟)
 - 負傷者8名(家具の下敷き, 転倒による打撲等)
 - コンビナート関係等異常なし
- 地震発生メカニズム(気象庁)
 - 発震機構解より, 東南東-西北西方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震。
 - 本震位置より60km南方で1995年に発生したM5.9の地震の発震機構解は東西圧縮の逆断層型であり, この地域の東西圧縮の応力場と調和的である。
 - 北海道内陸西部では, やや規模の大きな地震は, 歪み集中帯で発生するようである。



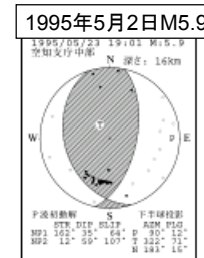
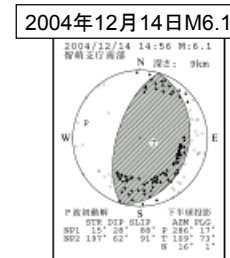
気象庁 震度データベースによる震度分布



2004年北海道留萌支庁南部の地震及び
周辺で発生した主な地震



※ 震央分布図に表記した歪み集中帯のデータは、「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(東京大学出版会,2002)を使用した。

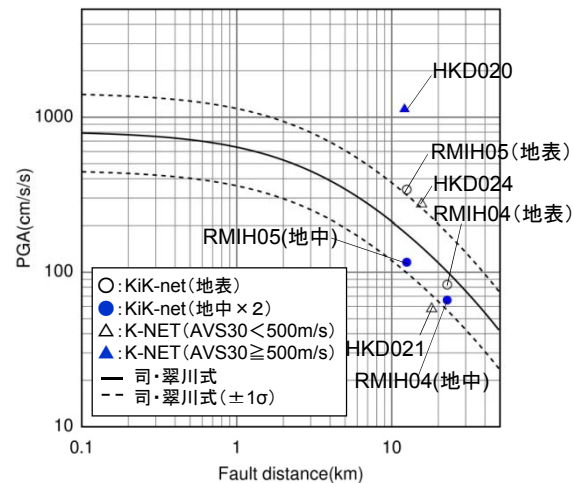


地震調査研究推進本部
地震調査委員会

2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録

●断層最短距離30km以内の観測記録は下表の5記録であった。このうち震源近傍に位置するHKD020観測点において、最大加速度1127.2Galが観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1 σ を上回る。

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)

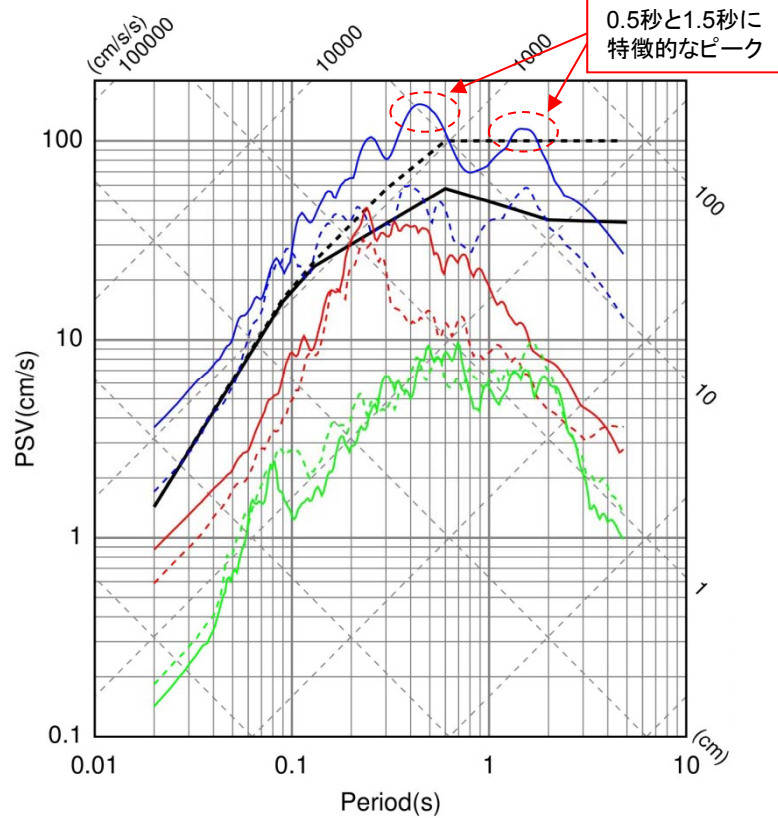


距離減衰式との関係

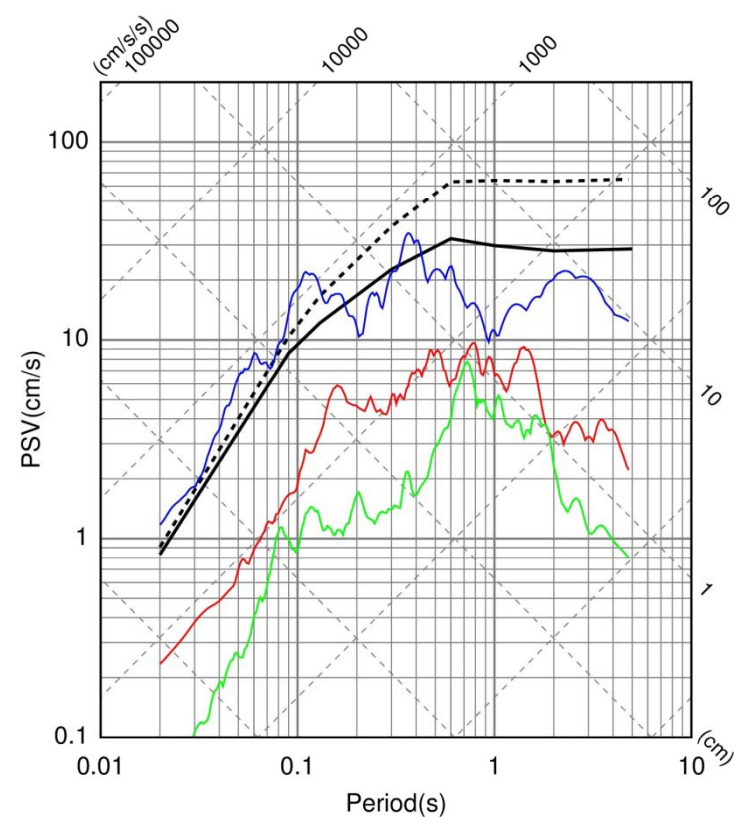
2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録

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

- 加藤ほか(2004)(Vs=0.7km/s)
- 加藤ほか(2004)(Vs=2.2km/s)
- HKD020(X=12.1km)_EW
- HKD020(X=12.1km)_NS
- HKD024(X=15.6km)_EW
- HKD024(X=15.6km)_NS
- HKD021(X=18.1km)_EW
- HKD021(X=18.1km)_NS
- 加藤ほか(2004)(Vp=2.0km/s)
- 加藤ほか(2004)(Vp=4.2km/s)
- HKD020(X=12.1km)_UD
- HKD024(X=15.6km)_UD
- HKD021(X=18.1km)_UD



水平方向

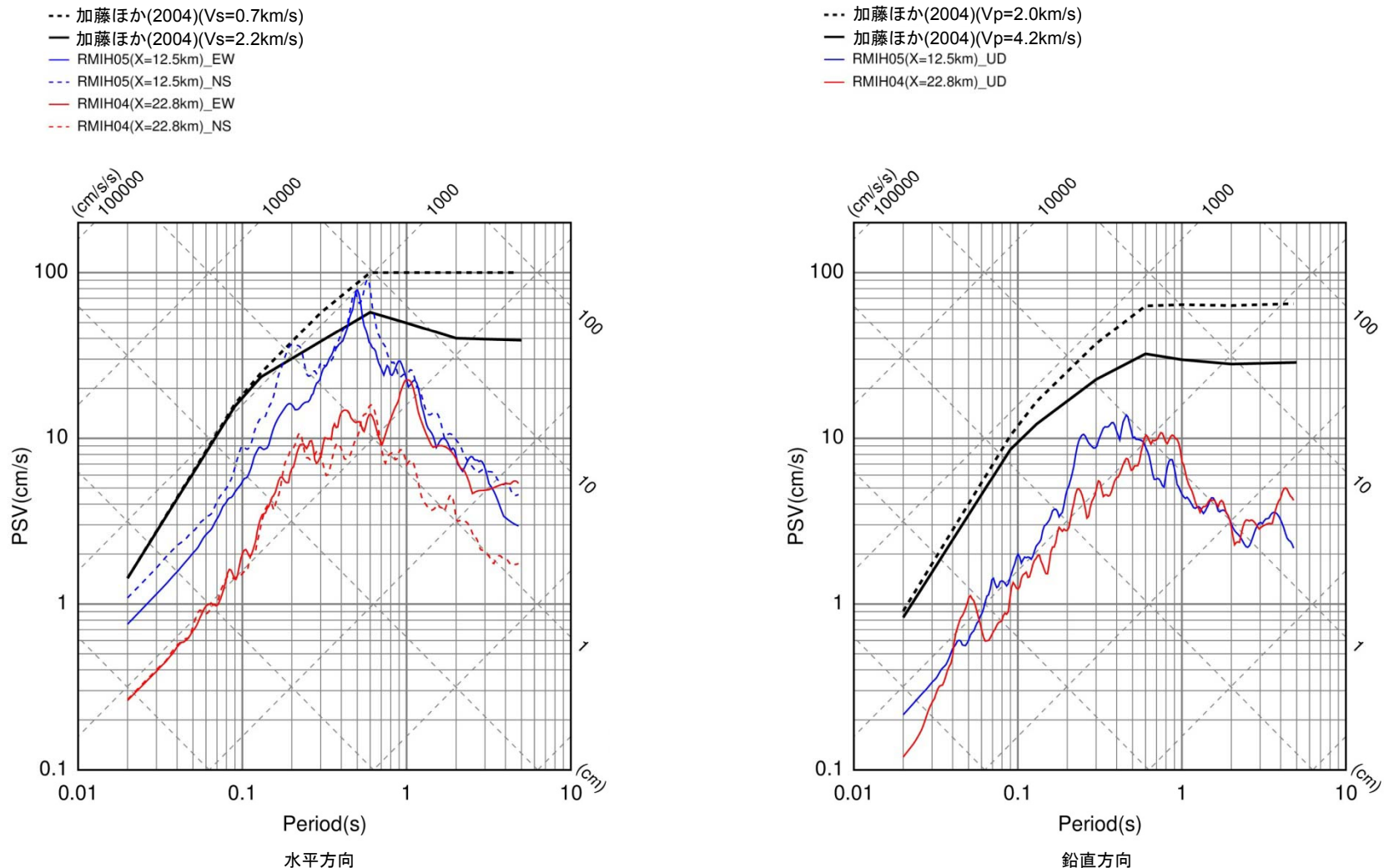


鉛直方向

K-NET各観測点による応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録

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



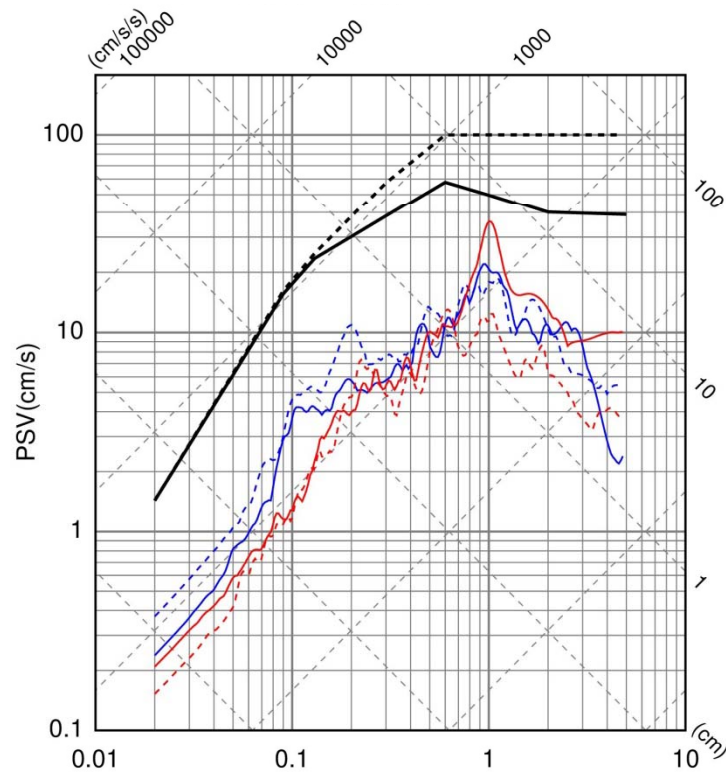
KiK-net各観測点による応答スペクトル(地表)と加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録

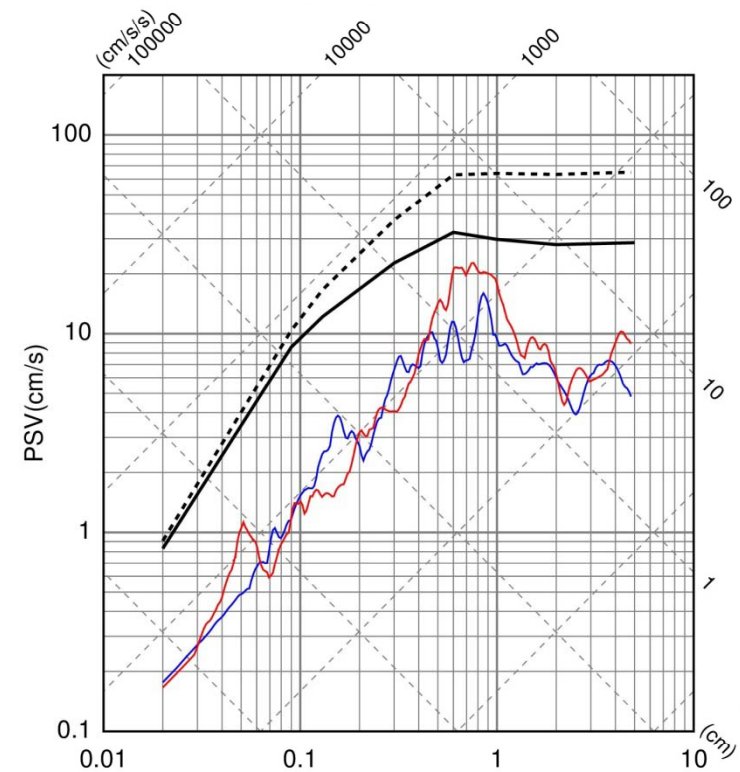
●KiK-net観測点の地中観測記録(地中×2)は, すべて加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。

--- 加藤ほか(2004)(Vs=0.7km/s)
 — 加藤ほか(2004)(Vs=2.2km/s)
 — RMIH05(X=12.5km)_EW
 - - RMIH05(X=12.5km)_NS
 — RMIH04(X=22.8km)_EW
 - - RMIH04(X=22.8km)_NS

--- 加藤ほか(2004)(Vp=2.0km/s)
 — 加藤ほか(2004)(Vp=4.2km/s)
 — RMIH05(X=12.5km)_UD
 — RMIH04(X=22.8km)_UD



水平方向

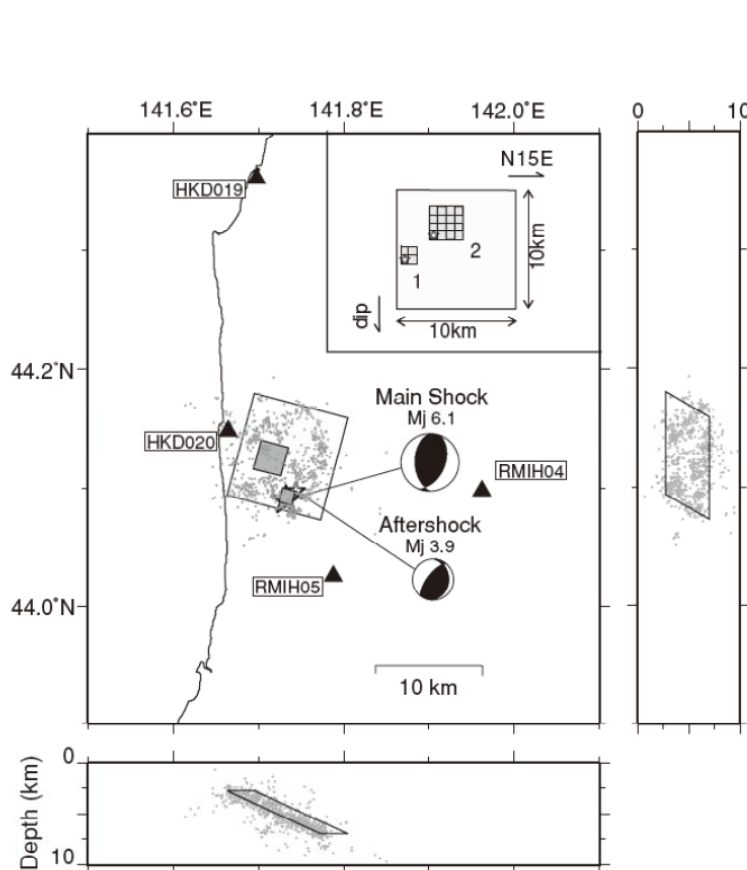


鉛直方向

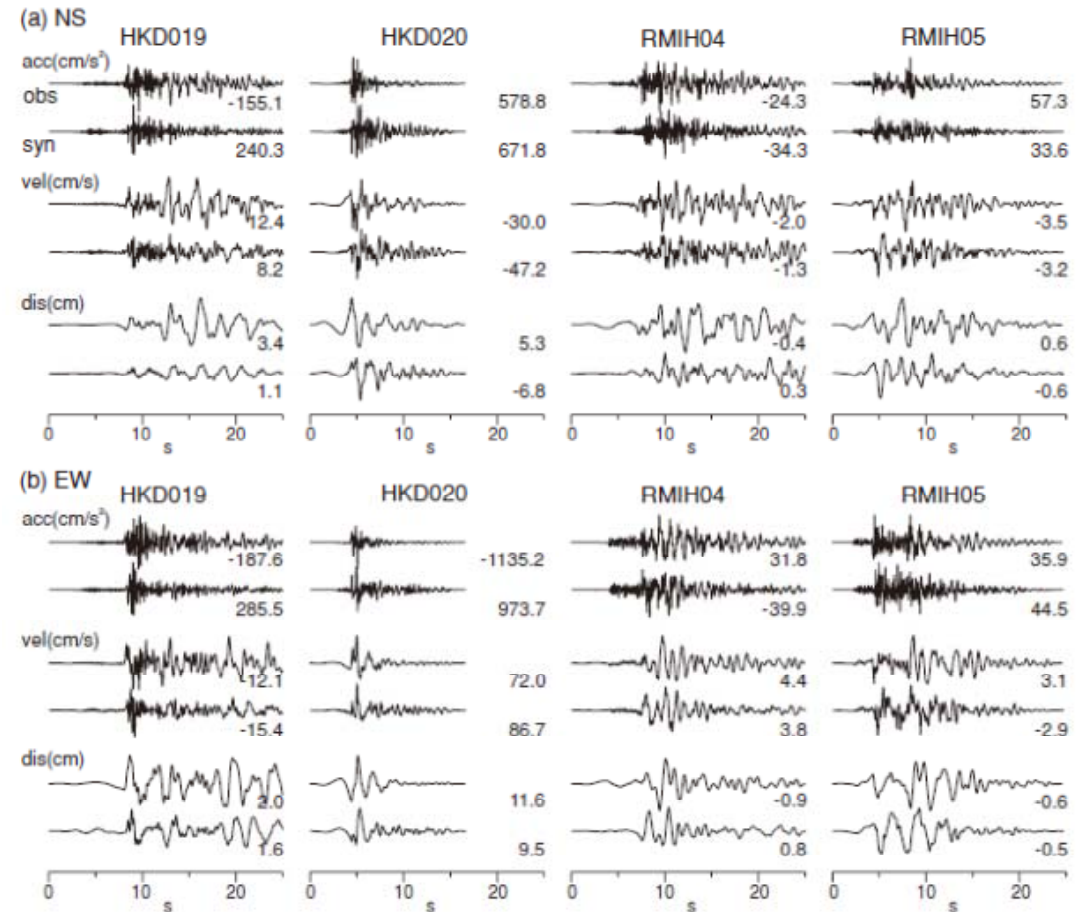
KiK-net各観測点による応答スペクトル(地中×2)と加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

2004年北海道留萌支庁南部地震に関する既往の知見①

●Maeda & Sasatani (2009) では、経験的グリーン関数法により観測記録をよく説明する震源モデルを構築しており、HKD020観測点はアスペリティの近くに位置したことやディレクティビティ効果により大加速度の記録が観測されたとしている。



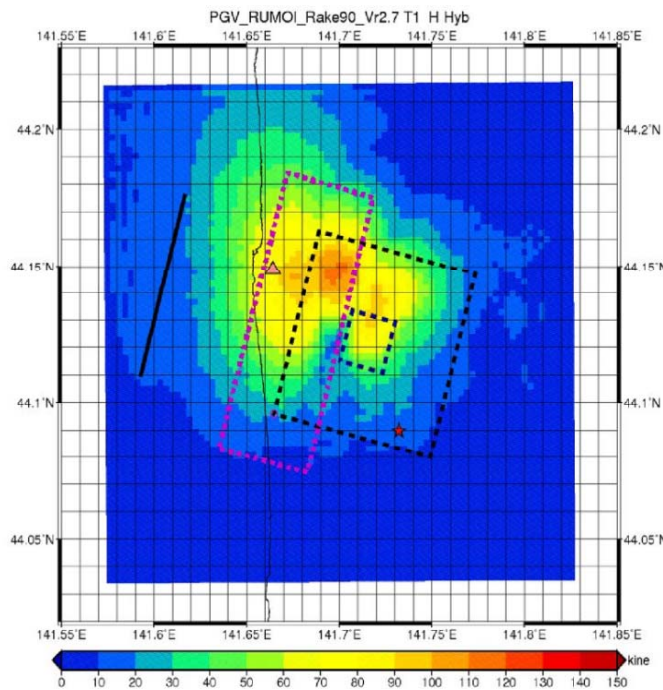
Maeda & Sasatani(2009)の震源モデル



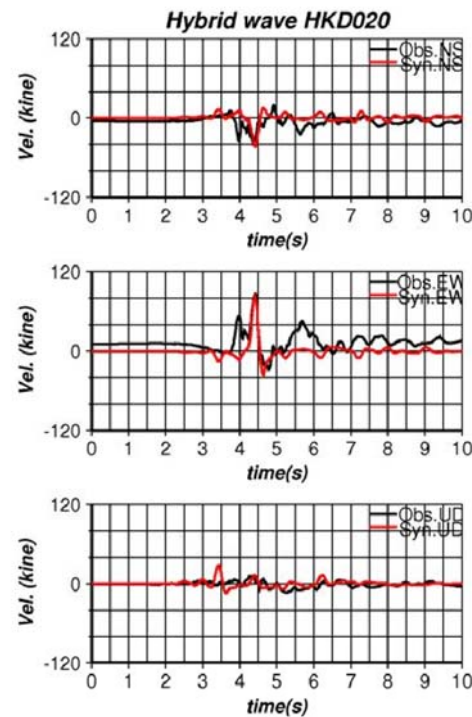
観測記録と波形合成結果の比較

2004年北海道留萌支庁南部地震に関する既往の知見②

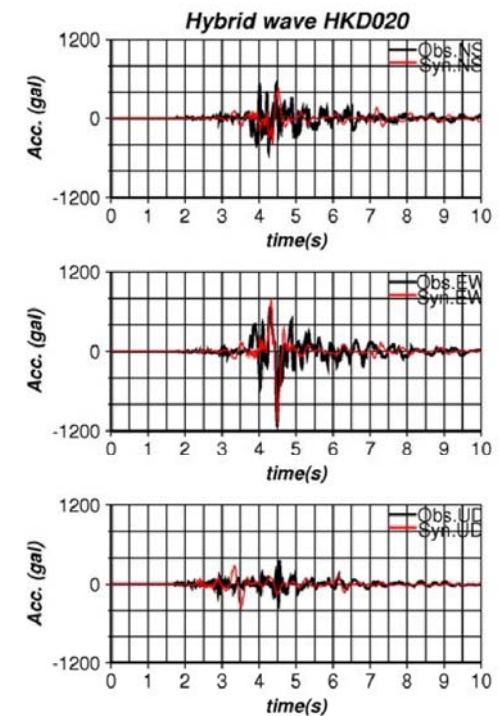
●Miyakoshi et al. (2012) では、Maeda & Sasatani (2009) の震源モデル・地下構造モデルを用いた統計的グリーン関数法と3次元有限差分法のハイブリッド合成法による強震動評価を行い、HKD020観測点の観測記録を概ね再現できることを示した。



ハイブリッド合成法による
HKD020(港町)周辺のPGV分布



速度

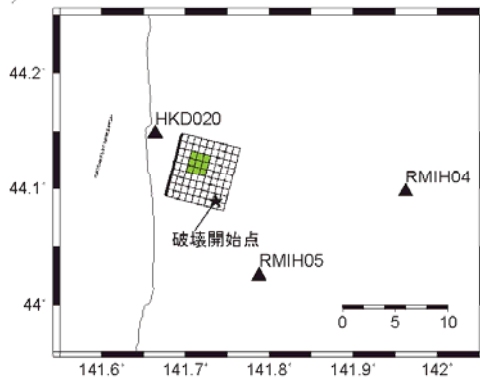


加速度

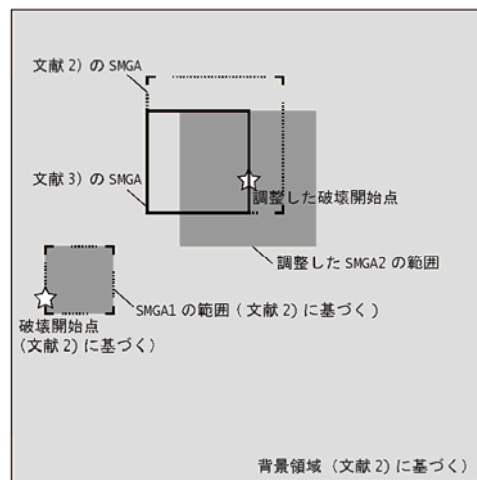
ハイブリッド合成法によるHKD020(港町)における観測記録の再現

2004年北海道留萌支庁南部地震に関する既往の知見③

●元木ほか(2013)では, HKD020, RMIH04及びRMIH05観測点の3記録を再現するように Maeda&Sasatani (2009) の震源モデルを調整し, 理論的手法により強震動評価を行った。

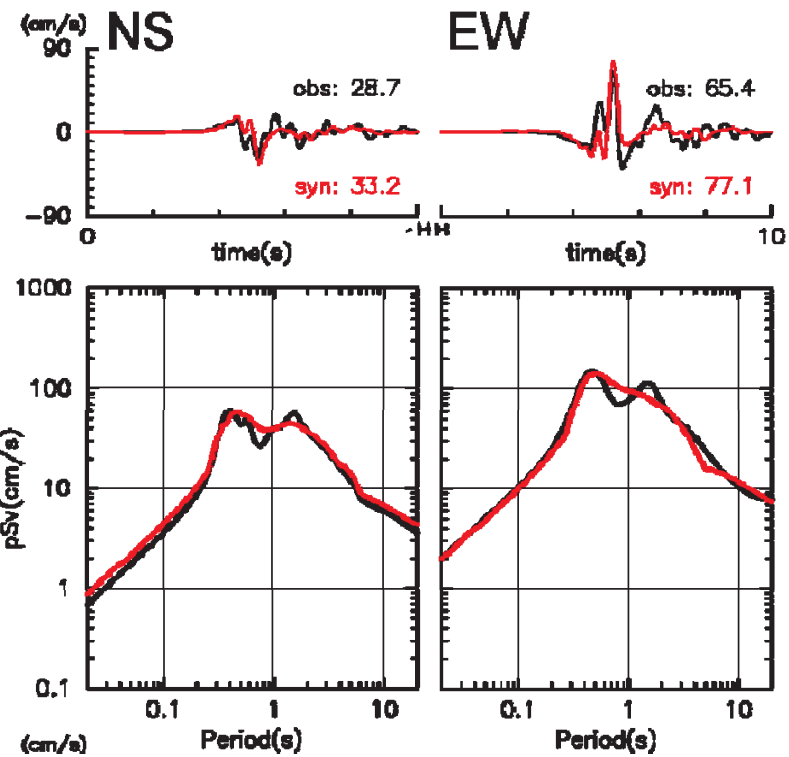


Miyakoshi et al.(2012)による震源モデルを対象観測点



文献2) : Maeda and Sasatani (2009)
文献3) : Miyakoshi et al. (2012)

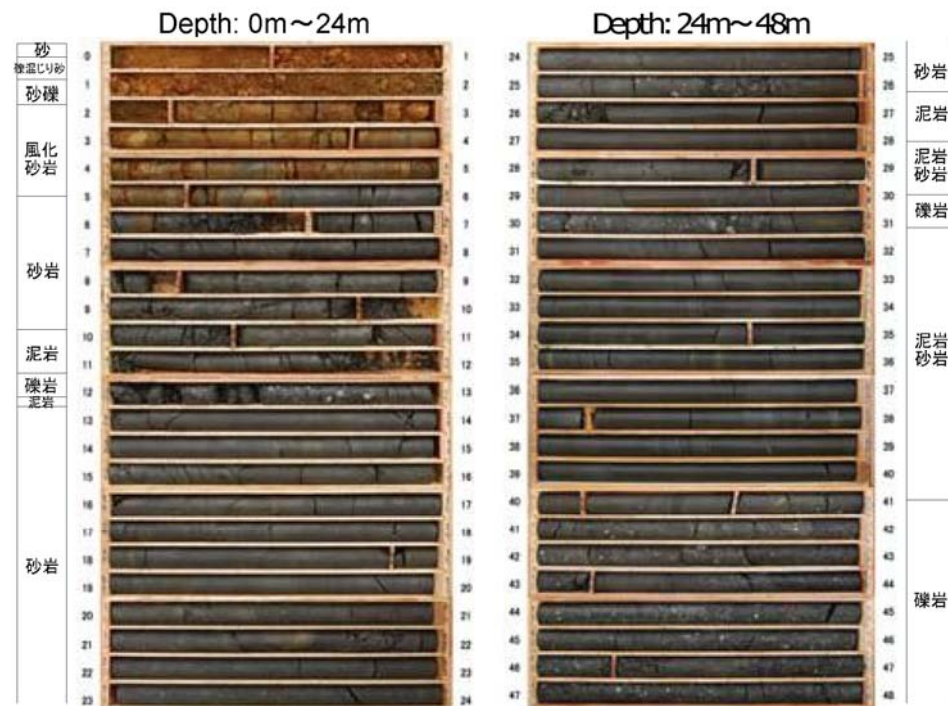
元木ほか(2013)による震源モデル



理論地震動と観測記録の比較

佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の物理探査

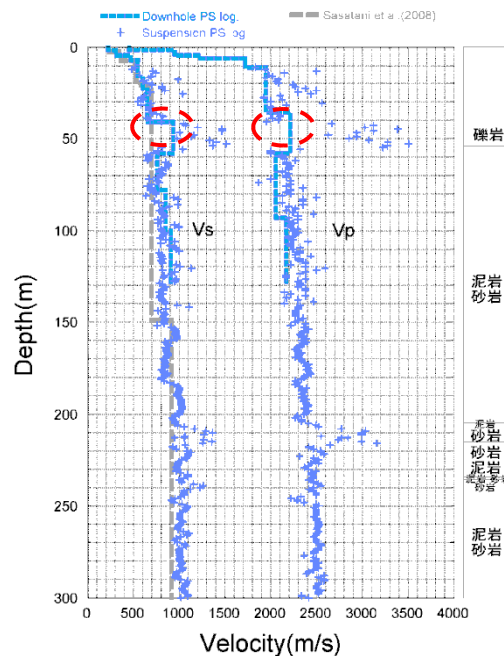
- 佐藤ほか(2013)では、HKD020観測点の地質構造及び速度構造の把握を目的として、地震計設置地点の北西約5mの同一標高位置にて、300mまでの深さ(GL-300m)のボーリング掘削をオールコア採取で実施した。
- 13m付近の深さまでの岩盤は亀裂が多く、岩盤が脆いことを示唆している。また、それ以深の岩盤層については、泥岩・砂岩の互層が主体で、そのうち30m付近、さらに、41m以深に礫岩層が存在する構成となっていることが分かる。



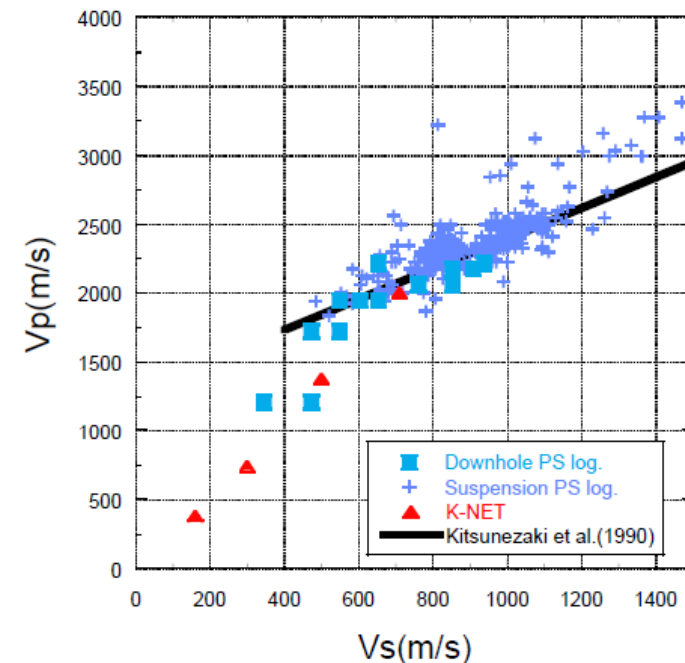
HKD020におけるボーリングコア写真
(左: 深さ0m~24m, 右: 深さ24m~48m)

佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の物理探査

- ボーリング孔を用いて、150mまでについてはダウンホール法とサスペンション法、300mまでについてはサスペンション法によるPS検層を実施した。
- 深さ50m付近までにおいては、笹谷ほか(2008)による微動アレイ探査に基づく構造は、今回の調査によるS波速度構造と十分に対応しない。しかしながら、58m以深の泥岩・砂岩互層が続く部分のVsについては、サスペンション法による大局的な速度とほぼ対応している。
- PS検層によるS波速度構造から、Vsが700m/s以上となる明瞭な速度境界としての基盤層を、Vsが938m/sとなる41mの深さに設定した。Vpの観点から見ても、基盤層は41mの深さに設定することが妥当。
- 狐崎ほか(1990)による既往の経験式からVsが700m/s以上では、Vpが2000m/sを超える。



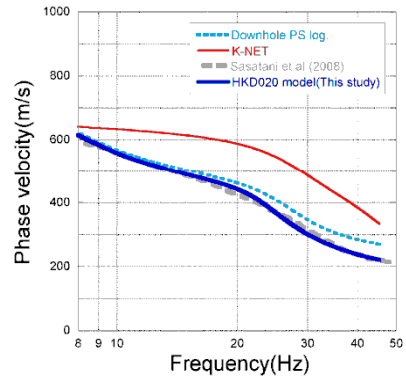
HKD020におけるPS検層と
既往の研究によるS波速度構造モデル



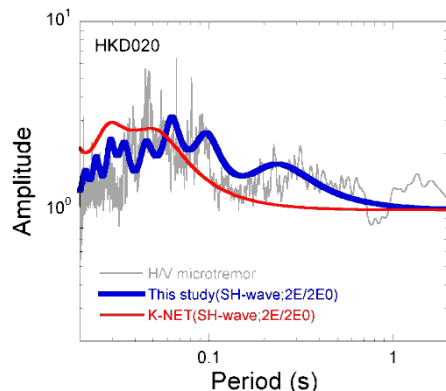
HKD020のPS検層結果による
Vp-Vs関係と既往の経験式の比較

佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の物理探査

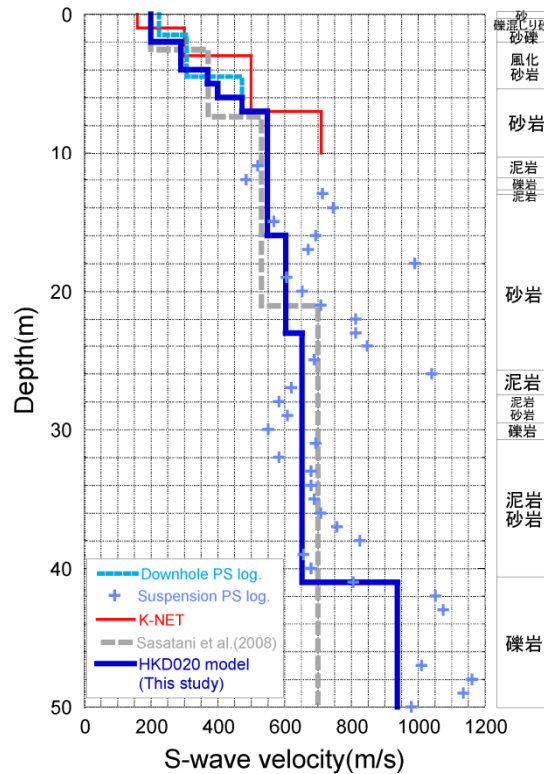
- ダウンホール法によるPS検層結果のVsが500m/s以下の深さ6mまでのS波速度を、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できるように若干修正し、HKD020観測点の地盤モデルを作成した。
- HKD020観測点の地盤モデルによるSH波の理論増幅特性の卓越周期は、微動H/Vスペクトルの卓越周期と周期0.02秒程度のごく短周期までよく対応。K-NET地盤情報によるSH波の理論増幅特性は、微動H/Vスペクトルの卓越を説明できない。
- 以上から、本研究によるHKD020観測点の地盤モデルは、より妥当なモデルであると結論付けられる。



HKD020におけるレイリー波位相速度の比較



HKD020における微動H/Vスペクトルと地盤モデルに基づくSH波の理論増幅特性の比較



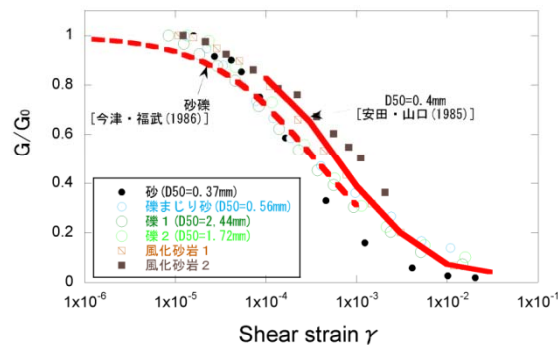
HKD020における地盤速度構造(S波速度構造)の比較

HKD020における地震動評価モデル

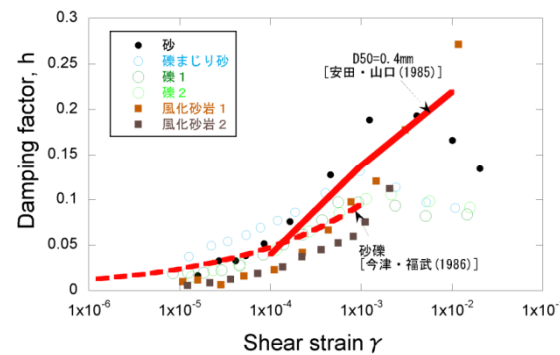
上面深度 (m)	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (10 ³ kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数 h	非線形特性	
0	457	200	1.90	0.5	0.02	砂	
0.5		200	2.00	0.5	0.03	礫混じり砂	
1	952	200	2.00	1.0	0.02	礫1	
1.5		1722	290	2.00	1.0	0.01	礫2
2			290	2.00	1.0	0.01	風化砂岩1
3			370	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
4			400	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
5			473	2.00	1.0	0.01	—
6	2215	549	2.00	9.0	0.01	—	
7		604	2.06	7.0	0.01	—	
16		653	2.06	18.0	0.01	—	
23		938	2.13	—	0.01	—	
38						—	
41						—	

佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の基盤地震動評価

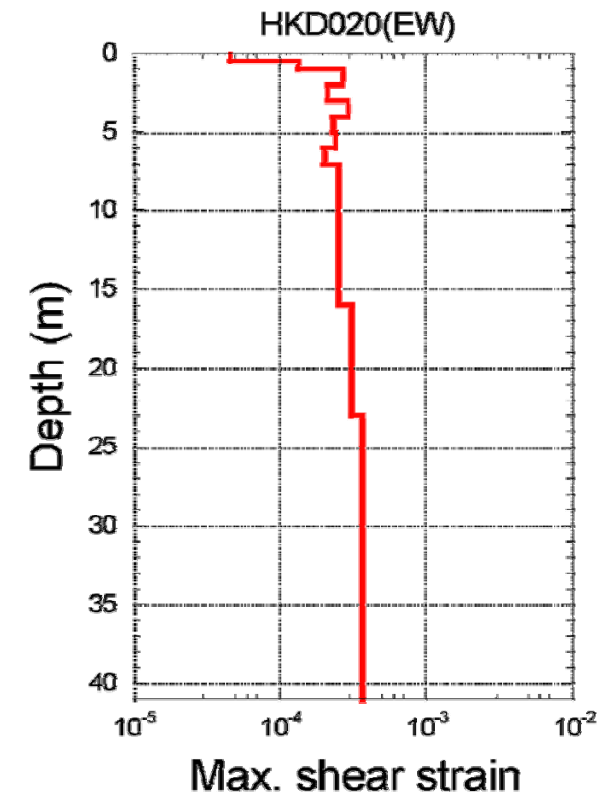
- 本研究では、深さ6mまでの土質地盤の6点において、GPサンプリングにより試料採取し、0.2Hzの正弦波による繰り返し三軸試験によって地盤の剛性 G および減衰 h のひずみ γ 依存性を取得。
- ひずみレベルが 10^{-4} オーダーで G/G_0 が0.6程度、すなわち初期の剛性から約6割程度低下。
- 既往の経験的な G/G_0 のひずみ依存性に関する既往の経験式との対応が良い。
- 室内試験を実施した砂、礫混じり砂、礫、風化砂岩に対応する深さ6m程度までの地盤は、強震時に非線形性を生じやすい特性を有している。



HKD020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



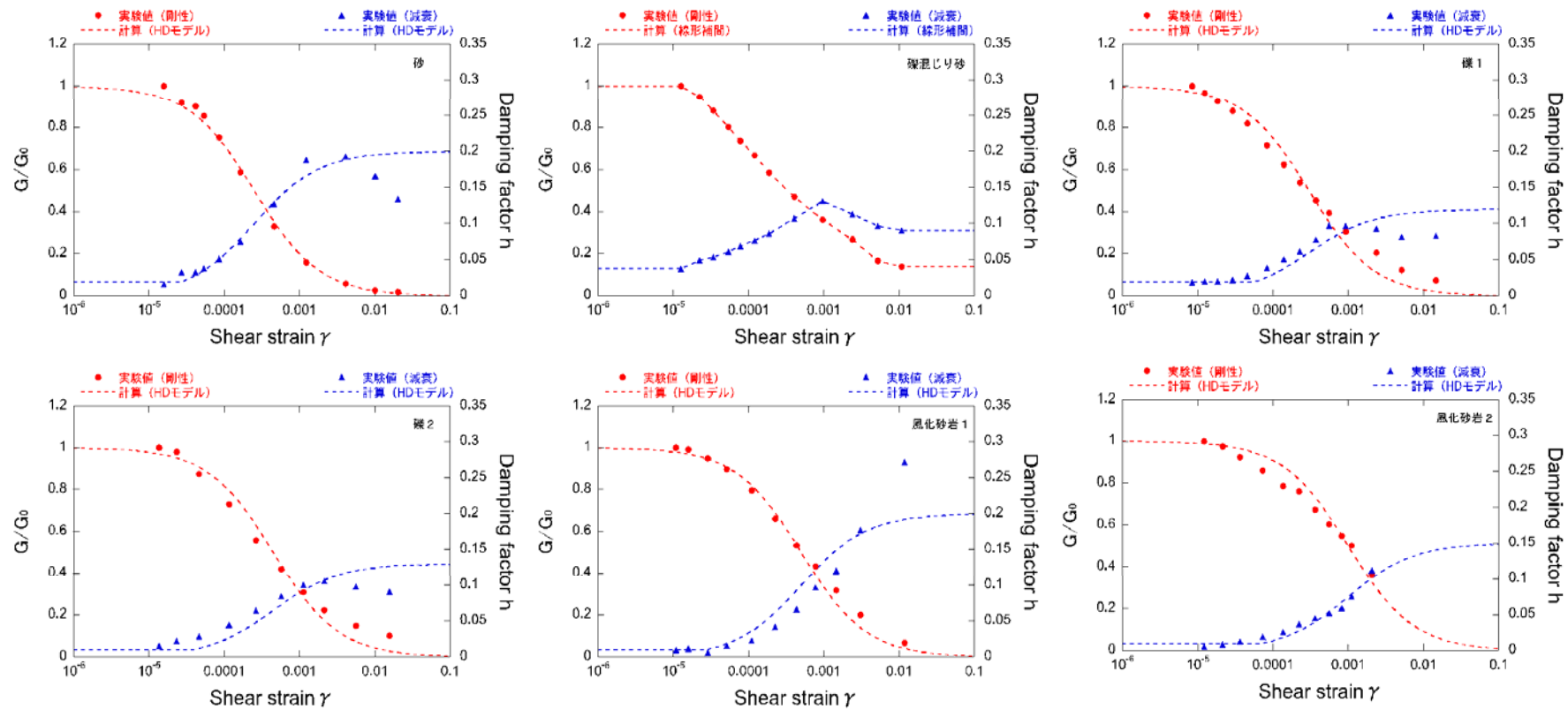
HKD020における表層地盤の減衰定数 h のひずみ依存性と既往の経験式の比較



2004年留萌地震時の地盤の最大せん断ひずみの深さ分布の試算結果(線形解析)

佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の基盤地震動評価

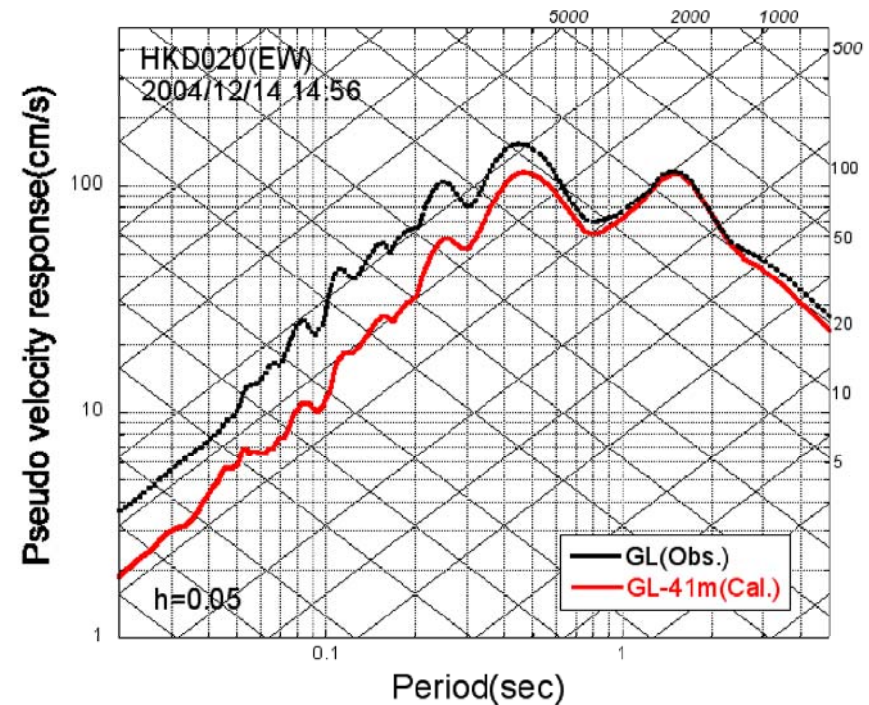
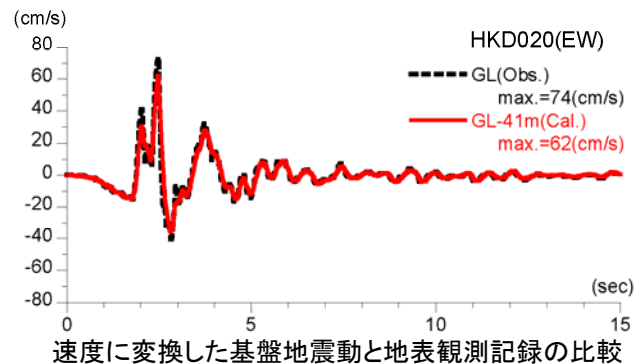
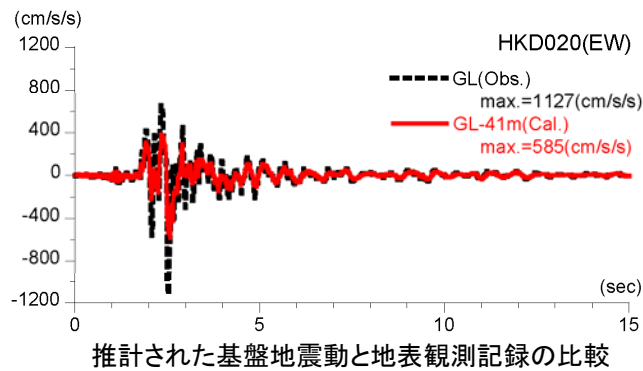
●表層6mまでの層については、室内試験結果を用いてHardin-Drnevichモデルにより非線形特性 ($G/G_0 \sim \gamma$, $h \sim \gamma$)を設定する。



等価線形解析において設定した地盤の非線形特性

佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の基盤地震動評価

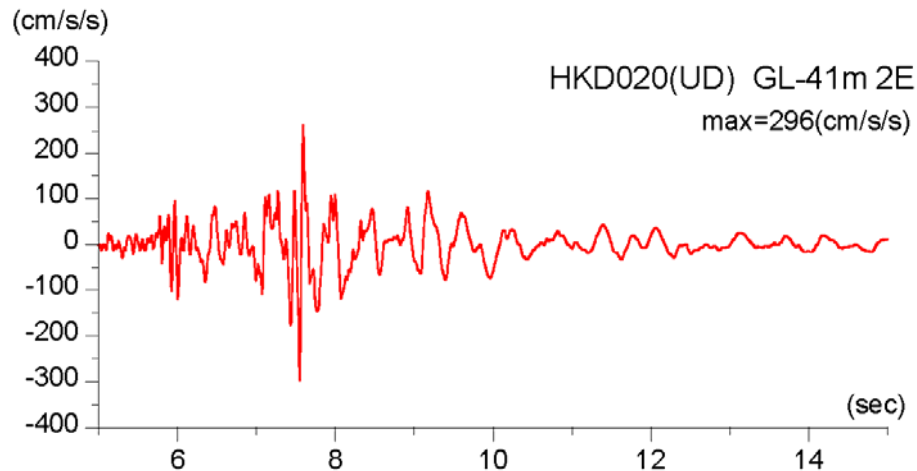
- 等価線形解析により、地表観測記録(EW成分)から深さ41mでの基盤地震動を評価した。
- はざとり結果は、最大加速度が585Galとなっており、地表観測記録の約1/2となった。



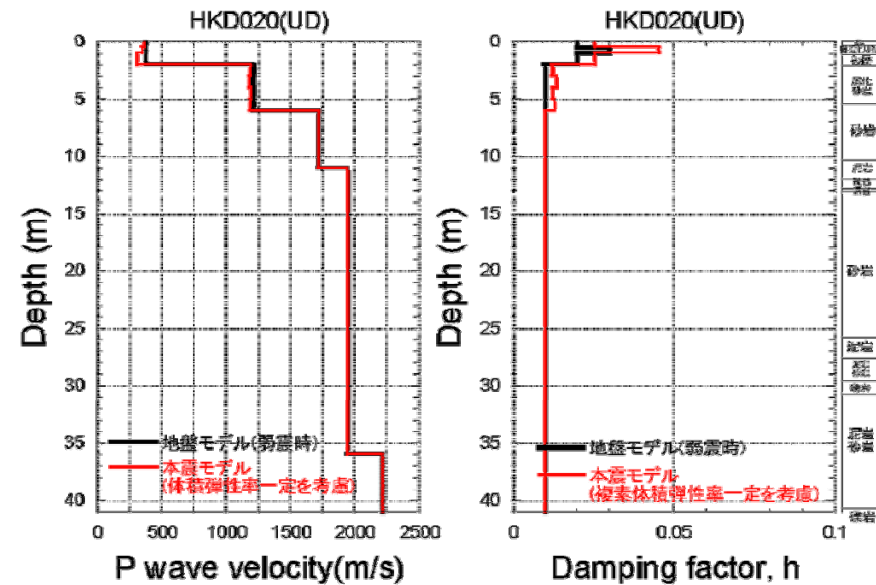
擬似速度応答スペクトルの比較

佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の基盤地震動評価

●上下方向については、1次元波動論による線形解析により、深さ41mでの基盤地震動を評価。



上下成分の基盤地震動の推計結果



2004年留萌地震時のP波速度と減衰定数