

高浜発電所
「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の
改訂に伴う耐震安全性評価結果

(原子力安全・保安院での審議状況の反映)

平成22年11月25日
関西電力株式会社

はじめに

平成18年9月20日付「「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」等の改訂に伴う既設発電用原子炉施設の耐震安全性の評価等の実施について」(平成18・09・19原院第6号)等に基づき、当社は高浜発電所1～4号機の耐震安全性評価を実施しており、これまでに平成20年3月31日付「高浜発電所 耐震安全性評価結果の中間報告について」(関原発第533号)、および平成21年3月31日付「高浜発電所 耐震安全性評価結果中間報告書(追補版)の提出について」(関原発第621号)を提出してきた。

本報告書は上記の報告内容に対する原子力安全・保安院における審議状況を反映し、一部補正したものである。

1章 敷地周辺・敷地近傍・敷地の地質・地質構造

2章 基準地震動 S_s の策定

3章 安全上重要な建物・構築物の耐震安全性評価(略)

4章 安全上重要な機器・配管系の耐震安全性評価(略)

1章 敷地周辺・敷地近傍・敷地の地質・地質構造

目次

第1章 敷地周辺・敷地近傍・敷地の地質・地質構造

1. 調査の概要	1-2
2. 敷地周辺の地形、地質・地質構造	1-11
2-1 概要	1-12
2-2 熊川断層	1-21
2-3 上林川断層	1-38
2-4 FO-A断層、FO-B断層、FO-C断層	1-59
2-5 活断層の傾斜角	1-81
3. 敷地近傍の地形、地質・地質構造	1-86
3-1 敷地近傍の地形調査結果	1-87
3-2 T1リニアメント	1-89
3-3 T2リニアメント	1-95
3-4 T3リニアメント	1-109
4. 敷地の地形、地質・地質構造	1-122
引用文献	1-151

1. 調査の概要

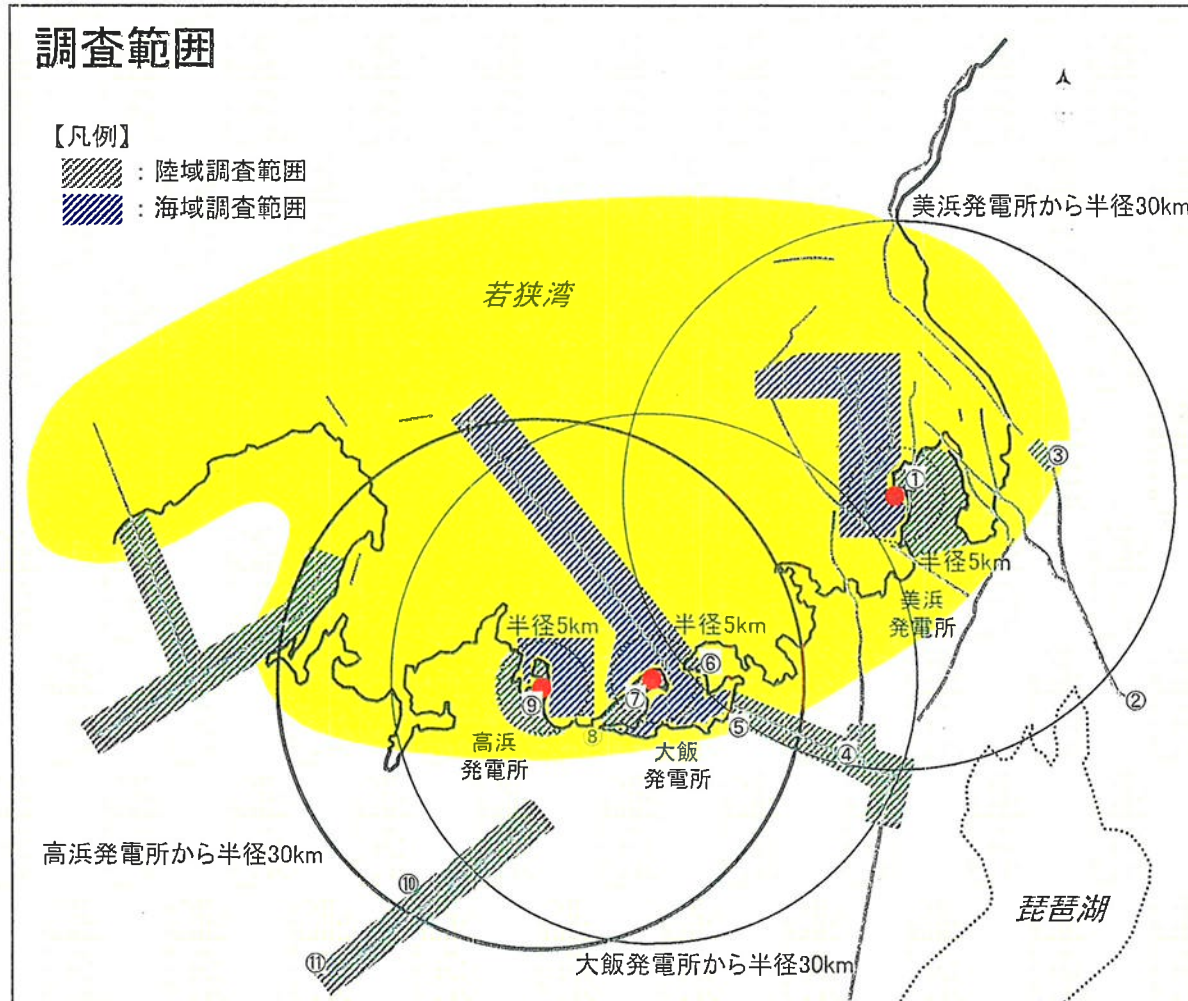
地質調査の概要

既存のデータに加えて、新耐震指針を踏まえ、変動地形学的調査・詳細地表地質調査・地球物理学的調査等を適切に組み合わせて調査を実施

調査範囲

【凡例】

-  : 陸域調査範囲
-  : 海域調査範囲



美浜発電所周辺については、日本原子力発電(株)において敦賀3, 4号機の申請時の調査および追加調査が実施されており、その調査データを使用した。

また、美浜発電所の敷地近傍陸域については、日本原子力発電(株)、(独)日本原子力研究開発機構と協調して実施した。

分類	調査項目	範囲
変動地形学的調査	空中写真判読	半径約30km
	航空レーザ測量	①, ⑥, ⑩
	踏査(剥ぎ取り含む)	特に、 
詳細地表地質調査	ボーリング調査	①, ②, ③, ④ ⑤, ⑦, ⑪
	トレンチ調査・ピット調査	①, ④, ⑦, ⑨, ⑪
地球物理学的調査	航空重力探査	
	反射法地震探査	②, ⑤, ⑧, ⑪
	海上音波探査	
	ジオパルス・マルチ	
	既存記録再解析	前面海域
	他機関記録再解析	前面海域 周辺海域

変動地形学的調査

下表に示す変動地形・リニアメント判読基準に基づき、敷地周辺陸域において、空中写真判読により判読できる直線あるいはゆるやかな弧状に配列する変動地形の可能性のある地形をリニアメントとして抽出した。

判読に際しては、変動地形学的調査の観点から、地形発達過程を考慮しながら行った。

リニアメントの成因としては、地形の切断・屈曲、撓曲、傾動・逆傾斜等、現在の地殻変動に起因するものと、既に活動が終息した断層、地質構造、堆積構造等を反映した活断層とは無関係の地形に分けられる。

変動地形・リニアメント判読基準

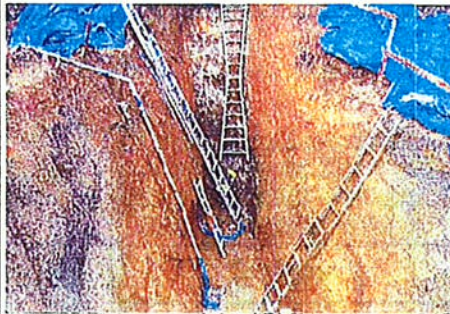
分類 (ランク)	山地・丘陵内		段丘面、扇状地等の平坦面上	
	崖・鞍部等	尾根・水系の屈曲	崖・溝状凹地	撓み・傾斜面
A	・新鮮な崖等の連続からなり、山地高度・丘陵高度に一樣な高度差が認められるものでかつ、延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの。	・尾根・水系が長い区間で同方向に屈曲し、かつ屈曲は鮮明であり、河川の規模と屈曲量との相関あるいは閉塞丘、風隙等の特異な地形が認められるもの。	・崖、溝状凹地等からなり、方向が水系の側刻方向と異なり、かつ、 (1)時代の異なる複数の段丘面に連続し、古い段丘面ほど比高が大きいもの。 (2)崖面が段丘面の傾斜方向とは逆向きを示すもの。 (3)山地・丘陵内の明瞭な崖等に連続するもの。	・撓み量、傾斜角が大きく、延長が長いものあるいは延長は短い、撓み量、傾斜角が大きく、段丘面の傾斜方向とは逆向きであるもの。
B	・崖等の連続からなり、山地高度・丘陵高度に一樣な高度差が認められるもので、 (1)地形形態は鮮明であるものが、段丘面との関係が不明なもの。 (2)地形形態はやや不鮮明であるが、延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの。	・尾根・水系が同方向に屈曲し、かつ屈曲は鮮明であり、 (1)連続区間も長い、河川の規模と屈曲量との相関あるいは閉塞丘、風隙等の特異な地形のいずれも認められないもの。 (2)連続区間は短い、河川の規模と屈曲量との相関あるいは閉塞丘、風隙等の特異な地形のいずれかが認められるもの。	・崖、溝状凹地等からなり、方向が水系の側刻方向であるが、 (1)時代の異なる複数の段丘面に連続し、古い段丘面ほど比高が大きいもの。 (2)崖面が段丘面の傾斜方向とは逆向きを示すもの。 (3)山地・丘陵内の明瞭な崖等に連続するもの。	・撓み量、傾斜角は小さいが、段丘面の傾斜方向とは逆向きのもの。 ・撓み量、傾斜角が大きい、延長は短く、段丘面の傾斜と同方向であるもの。
C	・崖等の連続からなり、山地高度・丘陵高度に一樣な高度差があるが、地形形態は一部で不鮮明かあるいは不連続となるもの。	・尾根・水系が同方向に屈曲するが、河川の規模と屈曲量との相関が認められないもので、 (1)連続区間は長い、屈曲は不鮮明なもの。 (2)屈曲は鮮明であるが、連続区間が短いもの。	・崖、溝状凹地等からなり、比高が小さく、一部で不鮮明かあるいは不連続となるもの。	・撓みの形態が不鮮明あるいは傾斜角は小さく、段丘面の傾斜と同方向であるもの。
D	・崖等の連続からなるが、山地高度・丘陵高度にみられる高度差は局所的で一樣でないもの。	・尾根・水系が同方向に屈曲しているが、連続区間が極めて短いもの。	・崖、溝状凹地等からなり、不鮮明なもの。	・撓みの形態が不鮮明あるいは傾斜角は小さく、短いもの。

陸域における詳細な地質調査

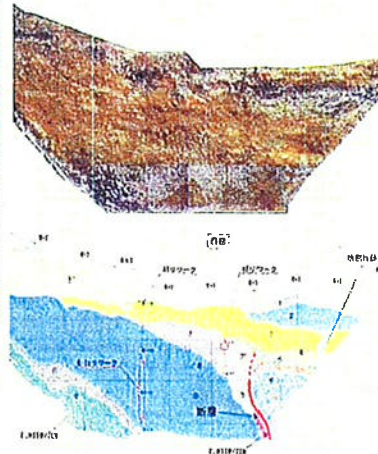
陸域における地質調査において、地表地質踏査については、表土を剥ぎ取る等してデータ採取を行うなど、調査(データ)密度の向上に努めた

必要に応じて

トレンチ調査

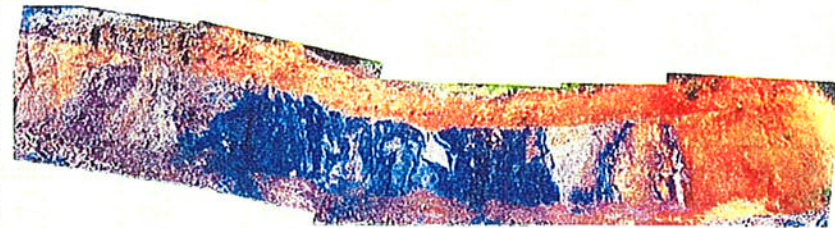


トレンチを掘り、断層を直接確認し、活動時期等について評価
(例：熊川断層)



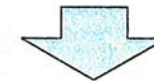
断層の存否や性状を直接確認し、
年代試料分析から活動時期を評価

剥ぎ取り調査



(例：O2リニアメント)

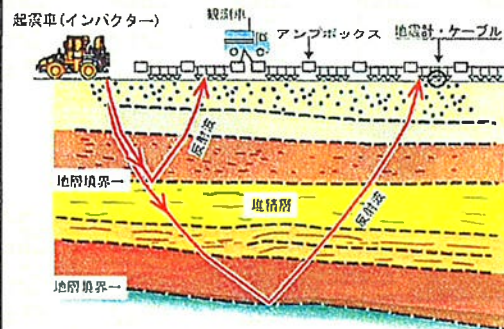
地表を剥ぎ取り、断層を直接確認し、活動時期等について評価



断層の存否や性状を直接確認し、
年代試料分析から活動時期を評価

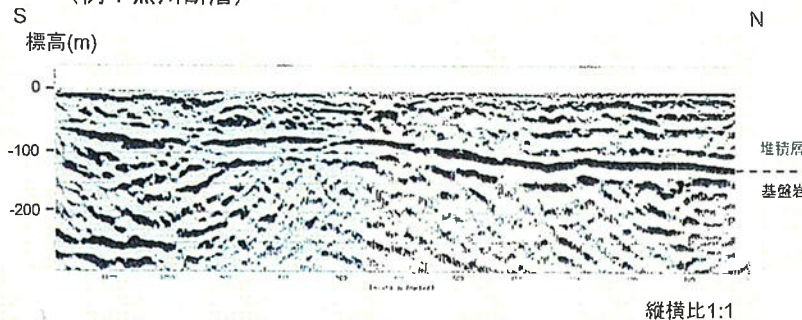
陸域における詳細な地質調査

反射法地震探査



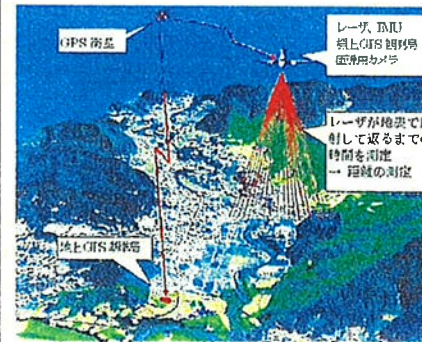
起震車で地面に振動を与え、この振動を受振器で観測し、振動の到達する時間を解析して非破壊的に地下の構造を推定

(例：熊川断層)



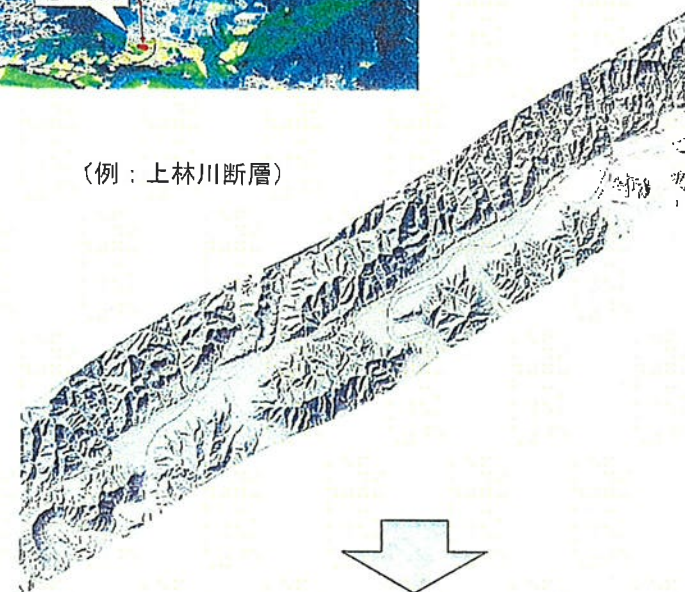
地表面下の情報を捉え、断層の存否の評価に活用

航空レーザー測量



航空機から地上に向けてレーザーパルスを照射し、地上から反射し戻ってくるレーザーを受信し、地表面を3次元で計測

(例：上林川断層)



精密な微地形情報を把握し、変動地形の評価に活用

海域における詳細な地質調査

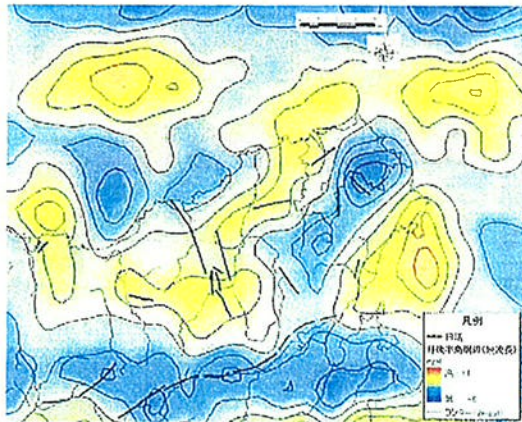
航空重力探査



航空重力探査により、陸域から沿岸域を経て海域にかけての重力異常の変化を明らかにする。

長波長成分を除去(フィルター処理)することにより、地震発生層上面の起伏を捉える。

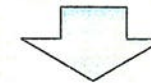
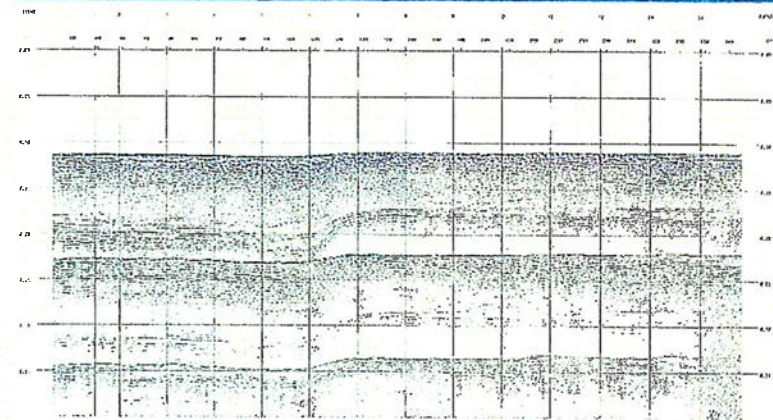
(例：郷村断層，山田断層)



地下構造の
情報捉えて、
起震断層の
長さの評価
に活用

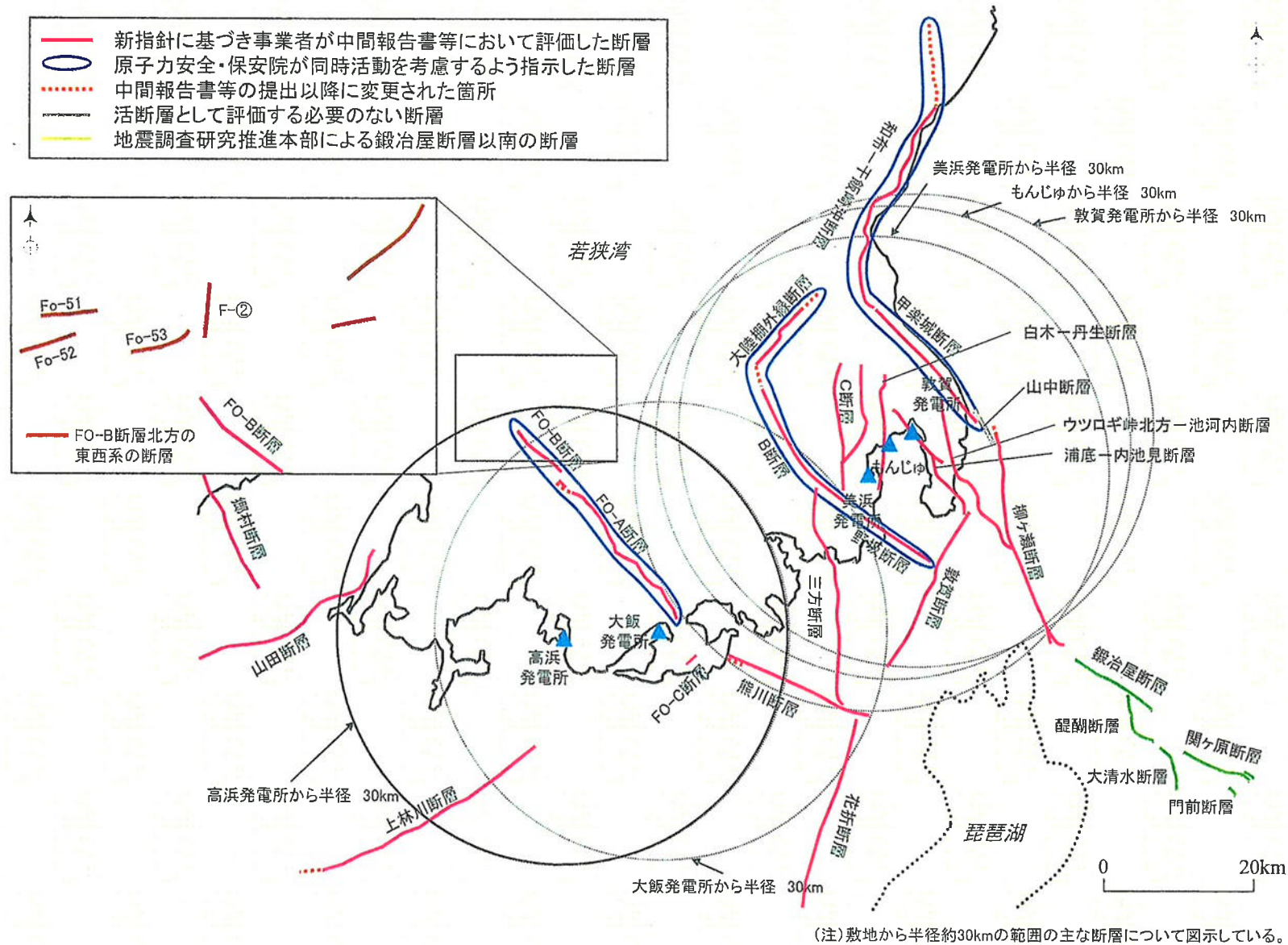
海上音波探査

最新の調査技術(ジオパルス・マルチチャンネル音波探査)を用いて、高精度の調査を実施。



海底下の情報を捉え、断層の存否
や活動性評価

若狭湾周辺の主な断層の分布



※原子力安全・保安院「活断層等に係る評価の中間的整理(案)」(平成21年8月31日)より

若狭湾周辺の主な断層評価一覧表

断 層		断層長さ		地震動評価上の長さ	その他(断層の性状)		
					断層のタイプ	走向	隆起方向
①	め ら かれいざき 和布一干飯崎沖断層	約42km	※1	60km	逆	N-S～NE-SW	東
②	かぶらぎ 甲楽城断層	約19km			左横ずれ	NW-SE	東
	やまなか 山中断層	活断層でない			—	—	—
③	やながせ 柳ヶ瀬断層	約31km	※2	同左	左横ずれ	N-S～NNW-SSE	東
④	ウツロギ峠北方ー いけのこうち 池河内断層	約23km		同左	左横ずれ	N-S～NW-SE	西
⑤	うらそこ うちいけみ 浦底一内池見断層	約18km		同左	左横ずれ	NW-SE	東
⑥	つるが 敦賀断層	約23km		同左	右横ずれ	NE-SW	東
⑦	しらき にゅう 白木一丹生断層	約15km		20km ※3	逆	N-S	東
⑧	C断層	約18km		同左	逆	N-S	東
⑨	のさか 野坂断層	約12km	※1	49km	左横ずれ	NW-SE	南、一部北
⑩	B断層	約21km			左横ずれ	NW-SE	北東
⑪	たいりくだながいえん 大陸棚外縁断層	約14km			右横ずれ	NE-SW	南東
⑫	みかた 三方断層	約27km		同左	逆	N-S	東
⑬	くまがわ 熊川断層	約18km		22.9km ※4	左横ずれ	WNW-ESE	南
⑭	FO-A断層	約24km	※1	35km ※5	左横ずれ	NW-SE	南西
⑮	FO-B断層	約11km			左横ずれ	NW-SE	南西
⑯	FO-C断層	約2.5km		20km ※6	右横ずれ	NE-SW	北西
⑰	かんばやしがわ 上林川断層	26km以上		39.5km ※7	右横ずれ	NE-SW	北
⑱	ごうむら 郷村断層	約34km		同左	左横ずれ	NW-SE	西
⑲	やまだ 山田断層	約33km		同左	右横ずれ	NE-SW	北

※1: 合同Cサブグループにおいて、同時活動を考慮して地震動を評価すべきと指摘。

* 断層のタイプ, 走向, 隆起方向は主たるものを記載

※2: 合同Cサブグループにおいて、基準地震動Ssの妥当性確認の観点から、和布一干飯崎沖断層・甲楽城断層、柳ヶ瀬断層及び鍛冶屋断層～関ヶ原断層(120km)について念のため同時活動を考慮するよう指摘。

※3: 断層モデルを用いた評価において、断層面積から算定した地震規模がM6.8以上になるように設定。

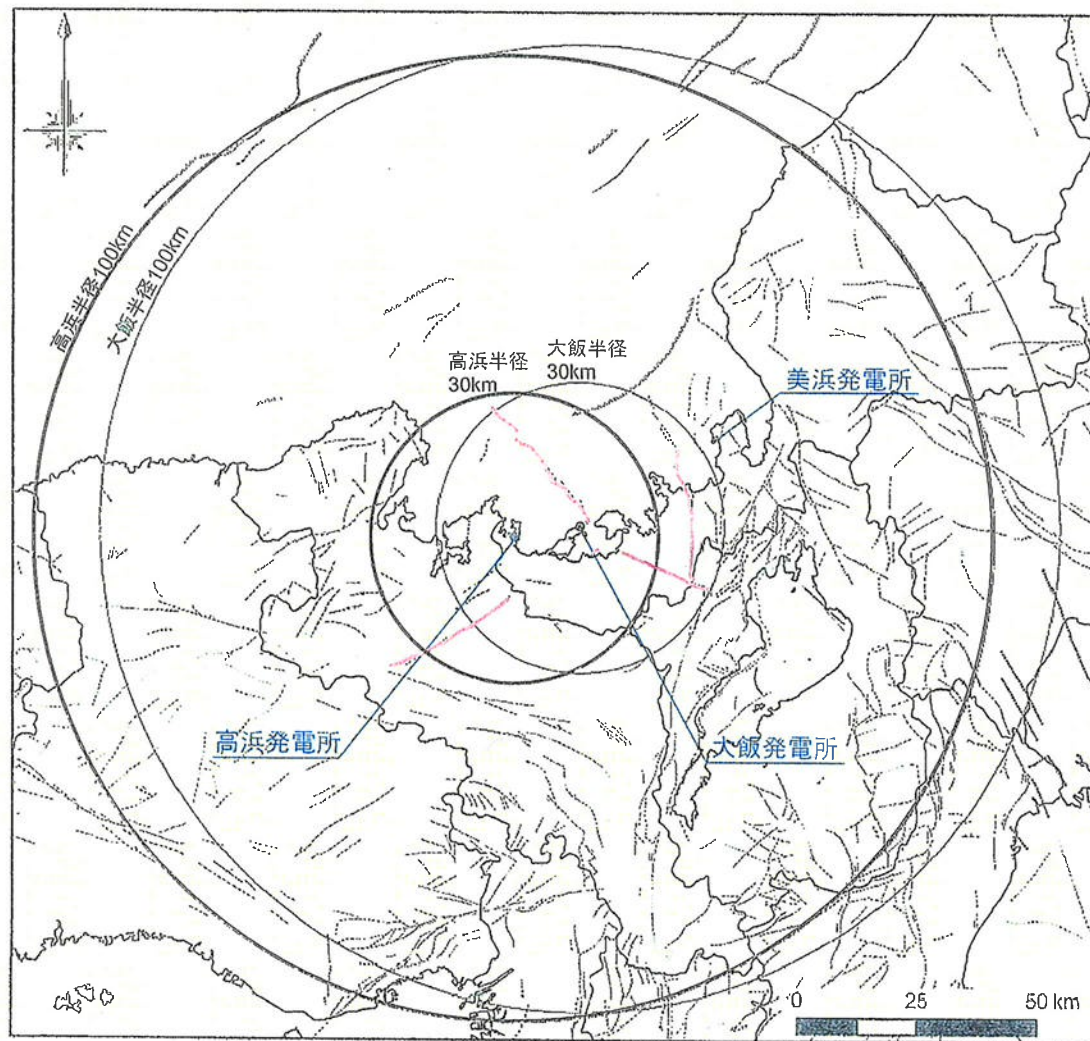
※4: 小浜湾内において、後期更新世以降の断層活動による変形の可能性が否定できない反射面の落差が更新世以降の地層に認められた地点も熊川断層の一部として設定。

※5: FO-A断層及びFO-B断層は、その特徴が類似しており近接してほぼ同一直線状にあることから、一つの断層として設定。

※6: 孤立した短い活断層として評価。

※7: 調査により断層の南西端を特定することは難しいことから、断層の延長を確実に否定できる福知山付近まで延伸して設定。

高浜発電所周辺の断層



活断層研究会編「新編日本の活断層(1991)」

(活断層に関する主な文献)

- ・岡田・東郷編(2000)
「近畿の活断層」
- ・池田他編(2002)
「第四紀逆断層アトラス」
- ・中田・今泉編(2002)
「活断層詳細デジタルマップ」
- ・海上保安庁水路部発行
5万分の1沿岸の海の基本図「若狭湾東部」(1980)
5万分の1沿岸の海の基本図「若狭湾西部」(1980)
- ・地質調査所発行
50万分の1活構造図「岡山」(1985)
50万分の1活構造図「金沢」(1985)
50万分の1活構造図「京都(第2版)」(2002)
20万分の1海洋地質図「ゲンタツ瀬海底地質図」(2000)
20万分の1海洋地質図「経ヶ岬沖海底地質図」(1993)

等

凡例

陸上活断層	
———	活断層である事が確実なもの(確実度Ⅰ)
- - - - -	活断層である事が推定されるもの(確実度Ⅱ)
.....	活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)
.....	地震断層
.....	伏在断層
海底活断層	
———	活断層である事が確実なもの
- - - - -	活断層であると推定されるもの
~~~~~	活撓曲

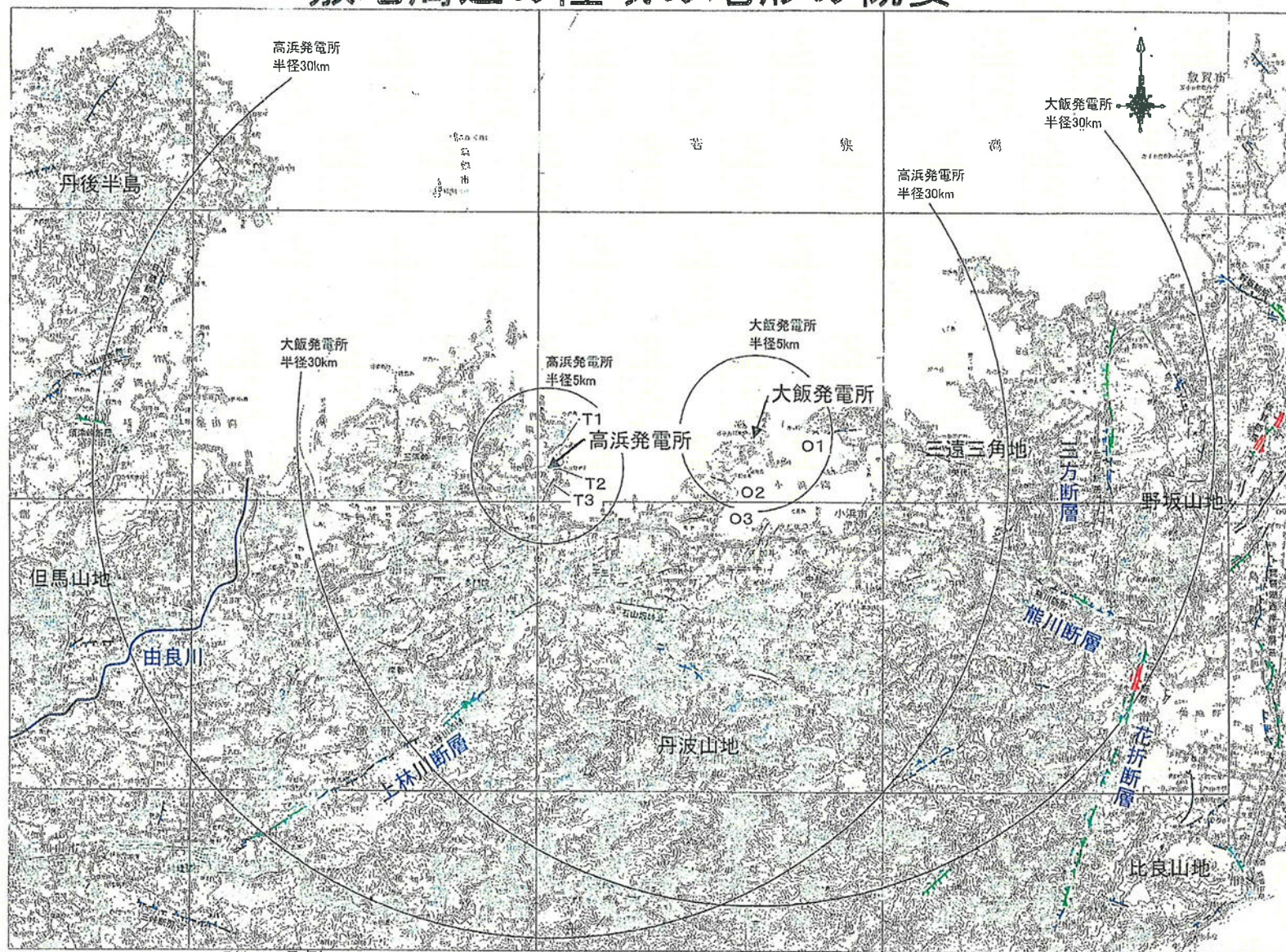
~~~~~ 30km圏内の主な断層  
(審議のポイントに挙げられている断層)

敷地から30km以遠の活断層については、断層長さと敷地からの距離を考慮すると、30km範囲内の活断層による影響を上回るものではない。

2. 敷地周辺の地形、地質・地質構造

2-1 概 要

敷地周辺の陸域の地形の概要

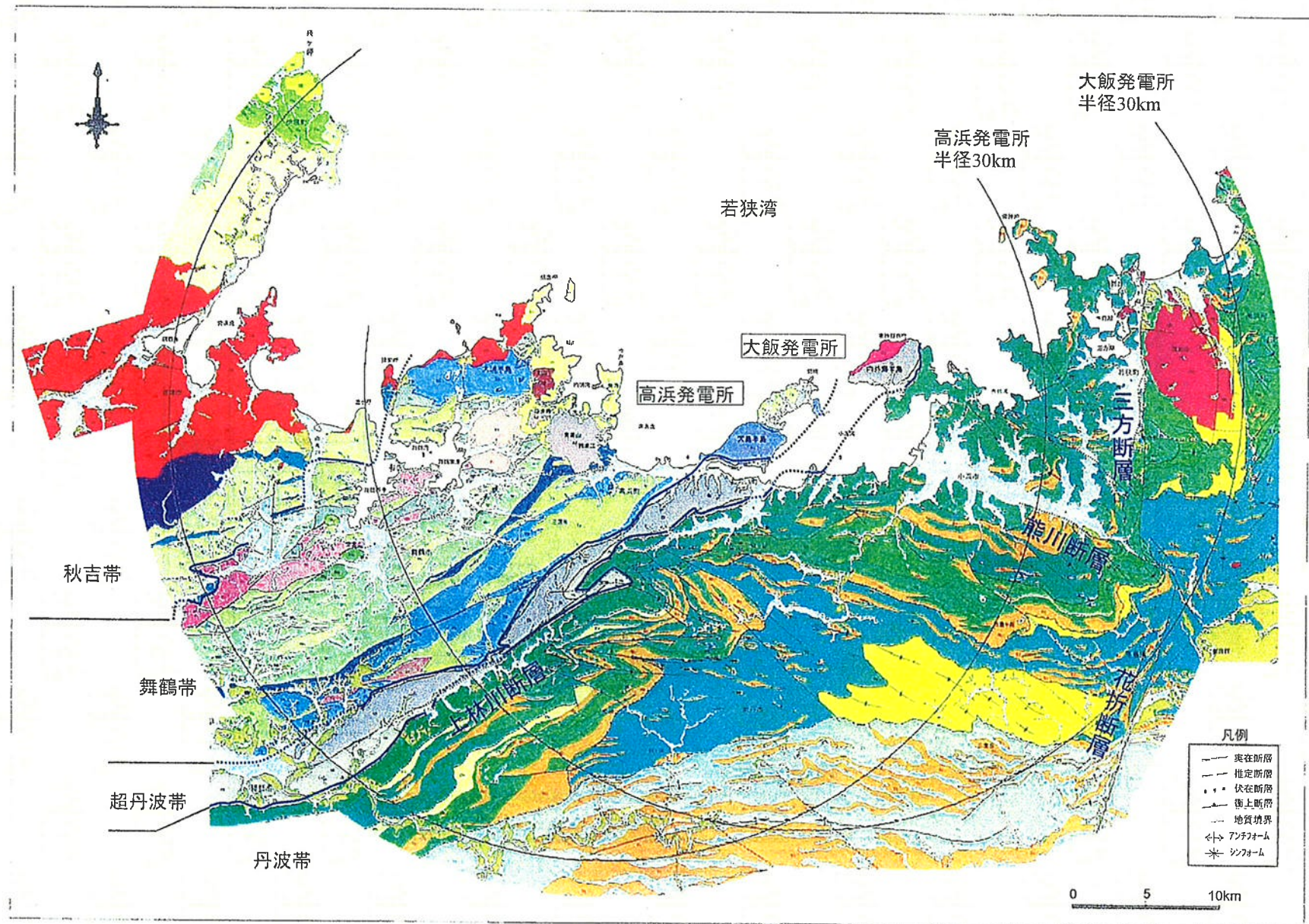


| | |
|--|------|
| | Aランク |
| | Bランク |
| | Cランク |
| | Dランク |

短線は地形的に低い側を、矢印は地形の屈曲方向を示す。

短線がないリニアメントは両側で高度の不連続が認められないもの。

敷地周辺の陸域の地質の概要

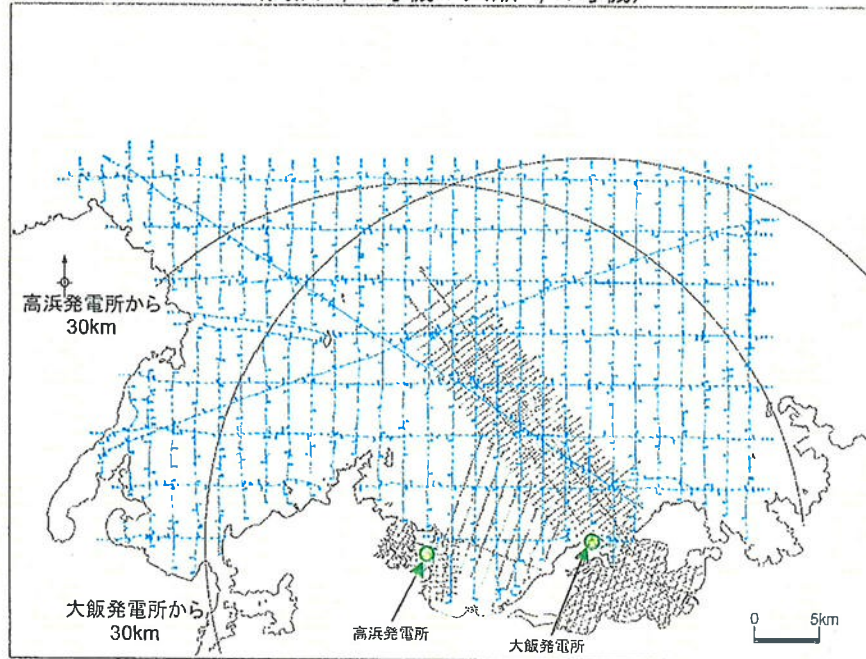


陸域の地質層序

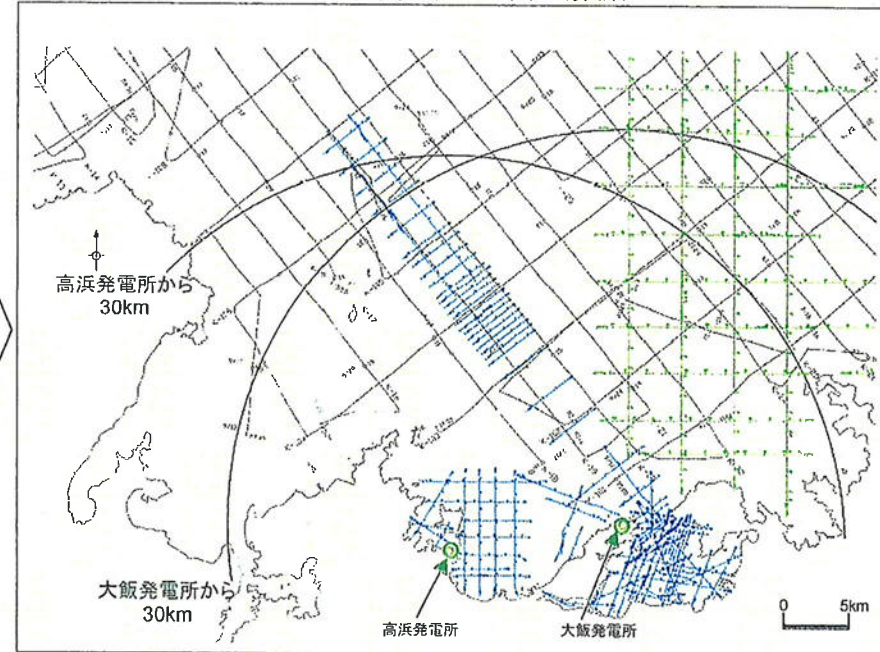
| 地質年代 | | | | | | | | | |
|-------------------------|------|---------------------------------|--|------------------------|-----------------------|--------------|-------------|--------------|--------------|
| 新生代 | 第四紀 | 完新世 | a 沖積層、新期扇状地堆積物及び崖堆積物 | | | | | | |
| | | 更新世 | t 段丘堆積物(低位段丘堆積物・中位段丘堆積物・高位段丘堆積物)及び古期扇状地堆積物 | No 能登野原 | Ko 古琵琶湖層群 | | | | |
| | | | | | | | | | |
| | | 新第三紀 | 鮮新世 | In 伊根層群 | | | | | |
| | 中新世 | | Qd 石英閃緑岩 | | | | | | |
| | | | Ht 北但層群 丹後層 | A2・A3 青葉山安山岩類
大山安山岩 | | | | | |
| | | | Ha 北但層群 網野層 | Uc 内浦層群 | | | | | |
| | | | Ho 北但層群 豊岡層 | | | | | | |
| | | | Hy 北但層群 八咫層 | | | | | | |
| | 古第三紀 | | G6 宮津花崗岩 | G3 蘇洞門花崗岩類 | G7 江若花崗岩
G5 雲谷山花崗岩 | | | | |
| 中生代 | 白堊紀 | 後期 | R1 音海流紋岩 | | | | | | |
| | | 前期 | | | | | | | |
| | ジュラ紀 | | | | | | | | |
| | 三畳紀 | | Sd 志高層群 | Nb 難波江層群
(荒倉層を含む) | G1 舞鶴花崗岩 | | | | |
| 古生代 | ペルム紀 | 下見谷層 | | Sa 頁岩・砂岩 | Sb 緑色岩類・凝灰岩 | | | | |
| | | 夜久野オフィオライト | | Yg 緑色岩類・頁岩 | Yf 珪長岩 | Yd 石英閃緑岩 | Yb 変斑れい岩 | Yc 超苦鉄質岩類 | |
| | | 舞鶴層群 | | Ms 砂岩 | Mm 頁岩 | Mg 緑色岩類 | Ou 大浦層 | Os 大島層 | |
| | | 超丹波帯 | | Hk 永上層 | Oi 大飯層 | Kz 上月層 | | | |
| | | 丹波帯中・古生層及び古屋層
コンプレックス区分 | | Fu 古屋層 | S 岡山コンプレックス | K 妻ヶ畑コンプレックス | H 灰屋コンプレックス | T 鶴ヶ岡コンプレックス | Y 由良川コンプレックス |
| | | 岩相
(コンプレックスの記号に
岩相の記号を付記) | | x 混在岩 | s 砂岩 | c チャート | l 石灰岩 | g 緑色岩類 | |
| | | 石炭紀 | | | | | | | |
| | | デボン紀～
オルドビス紀 | | Oe 超苦鉄質岩類 | Yr 変花崗岩
(高嶺花崗岩) | | | | |
| | | 大江山オフィオライト | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| 新生代第四紀更新世～
新第三紀～古第三紀 | | | D 岩脈 | (DI ドレライト | An 安山岩 | De デイザイト | Ry 流紋岩) | | |
| | | | | (Di 閃緑岩 | Gp 花崗斑岩 | |) | | |

敷地前面海域の調査測線

これまでの調査
(高浜3, 4号機+大飯3, 4号機)



今回の調査
(当社調査, 他機関再解析)



| 調査者 | | 調査手法 |
|-----|---|---|
| 事業者 | 関西電力㈱ | (高浜3,4号機)
・スパーカー・シングル
(大飯3,4号機)
・スパーカー・シングル
(今回の調査)
・ジオバルス・マルチ
約1,020km |
| | 日本原子力発電㈱ | ・ウォーターガン・シングル
約430km |
| 他機関 | 海上保安庁水路部
(現 海洋情報部) 約1,220km | ・スパーカー・シングル |
| | 地質調査所
(現 (独)産業技術総合研究所
活断層研究センター) 約1,620km | ・エアガン・シングル |

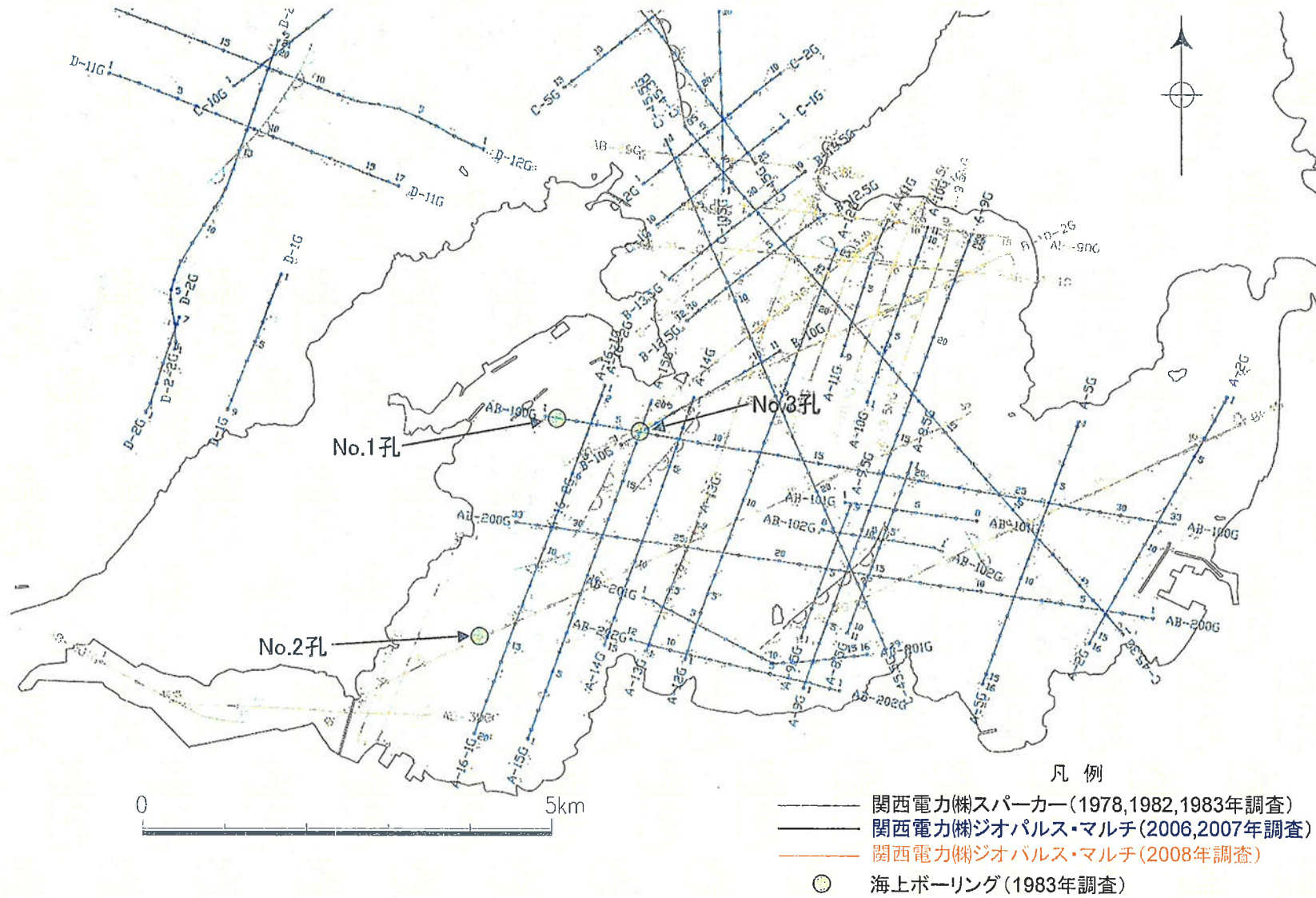
凡 例

- ~~~~~ 関西電力㈱スパーカー(1978,1982,1983年調査)
- 関西電力㈱ジオバルス・マルチ(2006,2007,2008年調査)
- 海上保安庁水路部スパーカー(1979年調査)
- 地質調査所エアガン(1987年調査)
- 日本原子力発電㈱ウォーターガン・シングル(1998年調査)

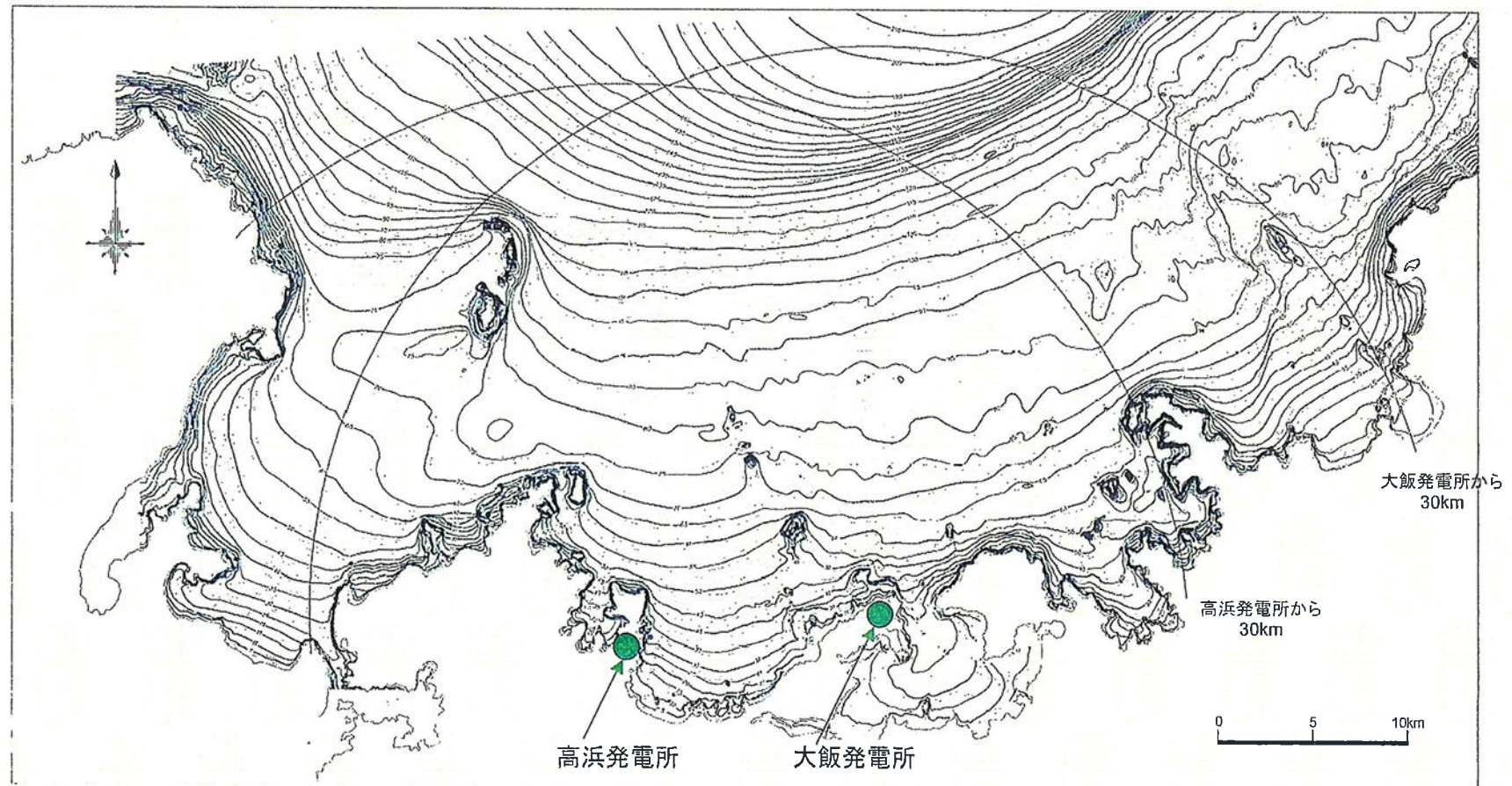
【今回の調査の特徴】

- 敷地近傍および断層周辺について、測線をより密に配置した調査
- 最新の技術を用いた海上音波探査を実施
- 他機関の記録の再解析も実施

小浜湾内の調査測線



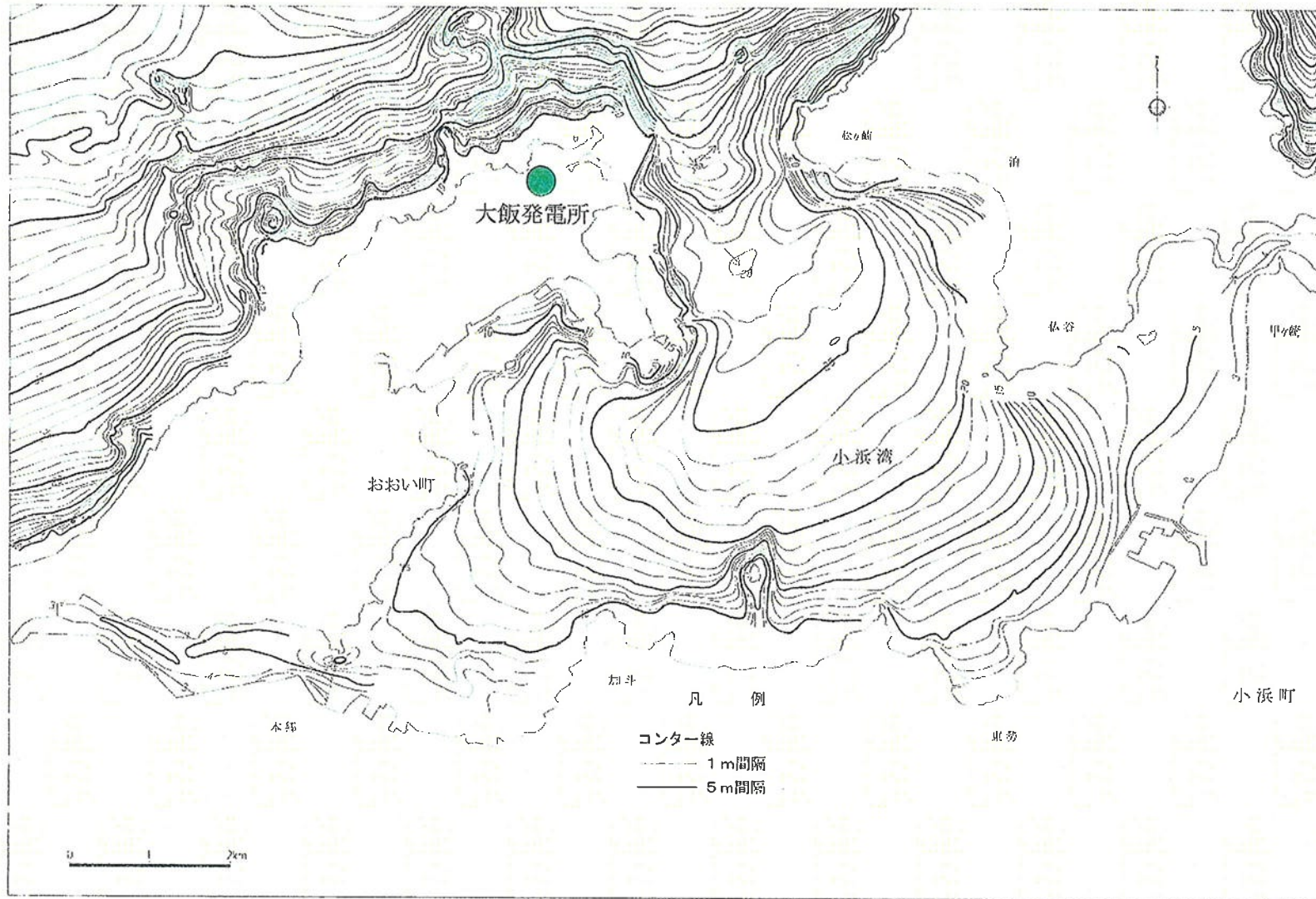
敷地前面海域の海底地形



●海底地形

- ・海岸線の大部分がリアス海岸を呈し、水深約120～130m付近の傾斜変換部を境として、大陸棚と斜面に分けられる。
- ・大陸棚は敷地前面海域の大部分を占め、極めて緩やかに傾斜する平坦面で形成される。(一部で礁、堆、谷状地形等の起伏あり)

小浜湾内の海底地形



● 海底地形

- ・海底地形は全体として起伏に乏しく平滑であり、湾口にむけて緩やかに傾斜している。
- ・最深部は湾口付近にあり、水深約30mに達する。

海域の地質層序

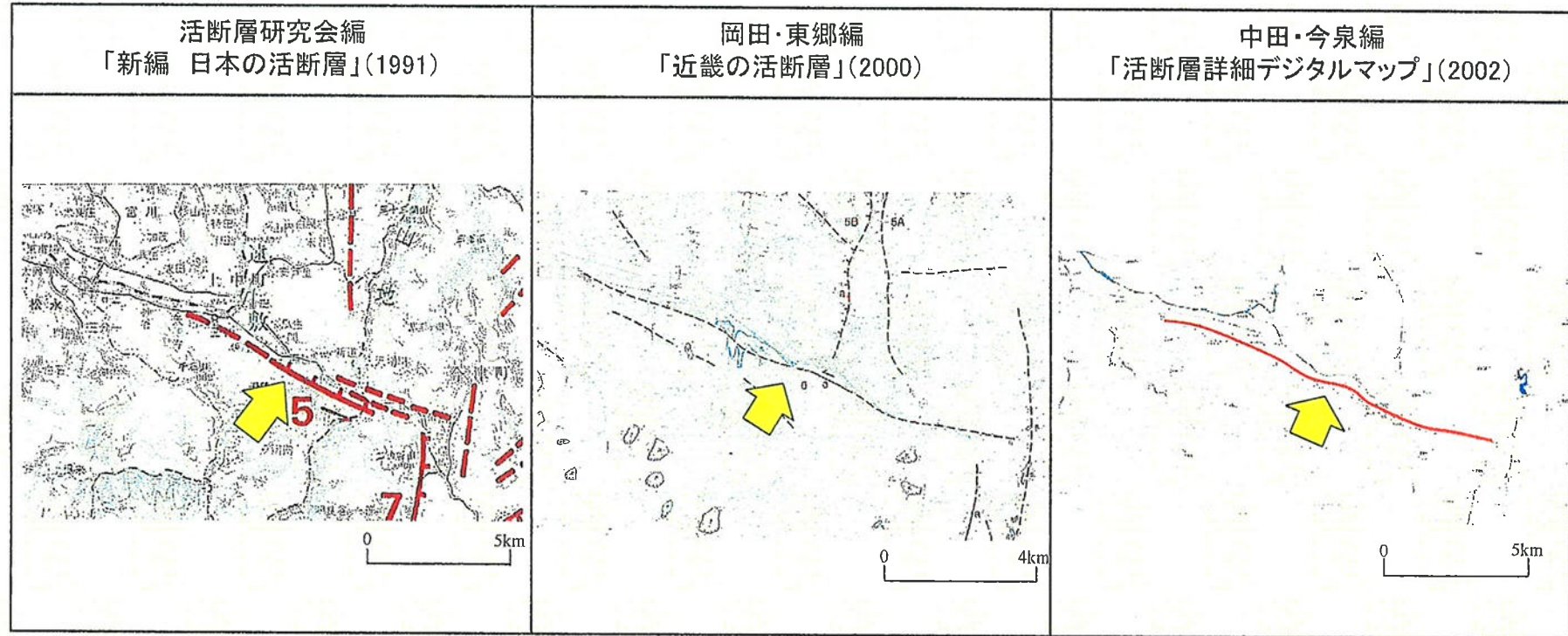
海上音波調査(既往・今回)
海上ボーリング(既往)

文献調査

| 区分 | | | 陸 域 | 海 域 | | | | | | | | | |
|------|-------|-----|----------------------------|-------|----------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|------------------|----------------|----------------|---|
| 文献名 | | | 関西電力㈱ | 関西電力㈱ | 日本原電㈱ | 海上保安庁水路部 | | 地質調査所 | | 福井県 | 田中・小草 | | |
| 地質時代 | | | 敷地周辺 | 敷地前面 | 敦賀発電所 | 若狭湾西部
(1980) | 若狭湾東部
(1980) | 経ヶ岬沖
(1993) | ゲンタツ瀬
(2000) | 柳ヶ瀬断層帯
(1997) | 山陰沖
(1981) | | |
| 第四紀 | 完新世 | | 沖積層
新期扇状地堆積物 | A | A | I <sub>w</sub> | I <sub>w</sub> | T2 F. | T2 F. | P <sub>1</sub> | e | | |
| | 更新世 | 後期 | 古期扇状地堆積物
段丘堆積物 | B | B | II <sub>w</sub> | II <sub>w</sub> | | | P <sub>2</sub> | | | |
| | | 中期 | 能登野層 | C | C <sub>1</sub> | | | | | P <sub>3</sub> | | | |
| | | 前期 | | | C <sub>2</sub> | | | | | P <sub>4</sub> | | | |
| 新第三紀 | 鮮新世 | | | | C <sub>3</sub> | III <sub>w</sub> | III <sub>w</sub> | T1 F. | T1 F. | | d <sub>2</sub> | | |
| | | 後期 | | | C <sub>4</sub> | | | H2 F. | HF. | H2 F. | | | |
| | | 前期 | | | D | | | H1 F. | | H1 F. | | d <sub>1</sub> | |
| | | 中新世 | | 石英閃緑岩 | R | | | R | IV <sub>w</sub> | IV <sub>w</sub> | K2 F. | K2 F. | B |
| | 中期 | | 青葉山安山岩類
大山安山岩 | K1 F. | | K1 F. | a | | | | | | |
| | | | 内浦層群
北但層群 | | | | | | | | | | |
| | | | 前期 | | | | | | | | | | |
| | 先新第三紀 | | 花崗岩，流紋岩
丹波帯，超丹波帯
舞鶴帯 | | | V <sub>w</sub> | V <sub>w</sub> | | | | | | |

2-2 熊川断層

熊川断層に関する文献



| 断層名 | 長さ | 確実度 | 変位の向き |
|--------|-----|-----|--------------|
| 5 熊川断層 | 9km | I | 左横ずれ
南側隆起 |

確実度Ⅰ：活断層であることが確実なもの
 確実度Ⅱ：活断層であると推定されるもの
 確実度Ⅲ：活断層の疑いがあるリニアメント

| 断層名 | 長さ | 確実度 | 変位の向き |
|--------|------|-----|-------|
| 6 熊川断層 | 12km | I | 左横ずれ |

活断層の確実度
 確実度Ⅰ：活断層であることが確実なもの
 確実度Ⅱ：活断層であると推定されるもの
 断層組織地形
 連続性に富むシャープなリニアメント (I)
 主なリニアメント

| 断層名 | 長さ | 分類 | 変位の向き |
|-------|--------------|-----|--------------|
| 熊川断層帯 | 12km
(図読) | 活断層 | 左横ずれ
南側隆起 |

活断層：過去に繰り返し動いてきた跡が地形に現れ、今後も活動を繰り返すと考えられる断層
 推定活断層：地形的な特徴により活断層の存在が推定されるが、現時点では明確には特定できないもの

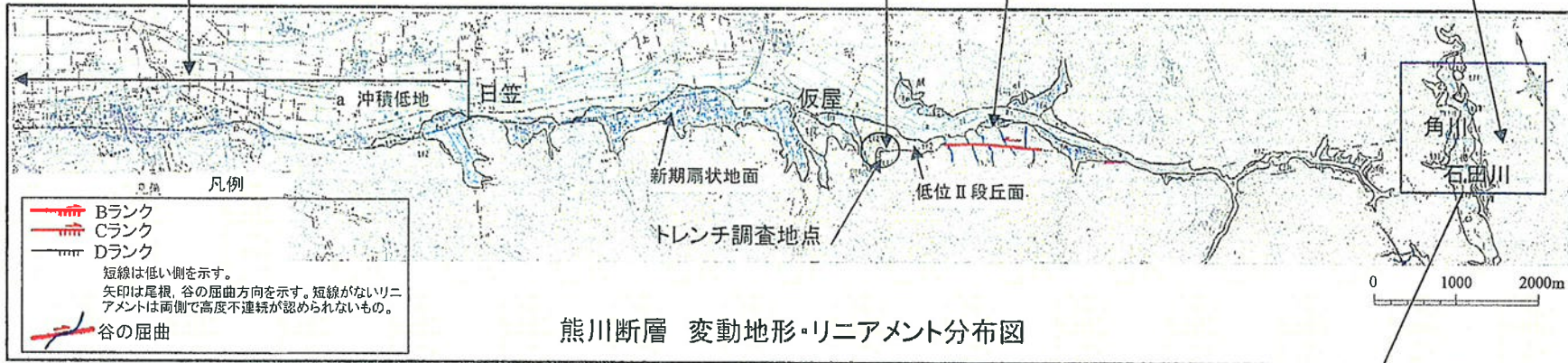
熊川断層に関する地形調査結果及び東端付近の地表地質調査結果

リニアメントの西端は若狭町日笠で、以西の沖積層分布域には判読されない。

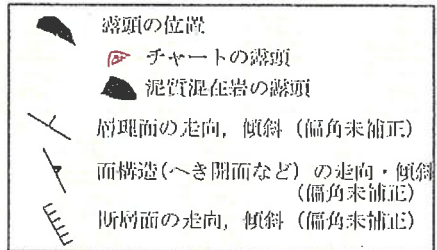
低位Ⅱ段丘面に低崖

尾根・谷に左横ずれの系統的な屈曲が認められる。

石田川から東側にリニアメントが判読されない。

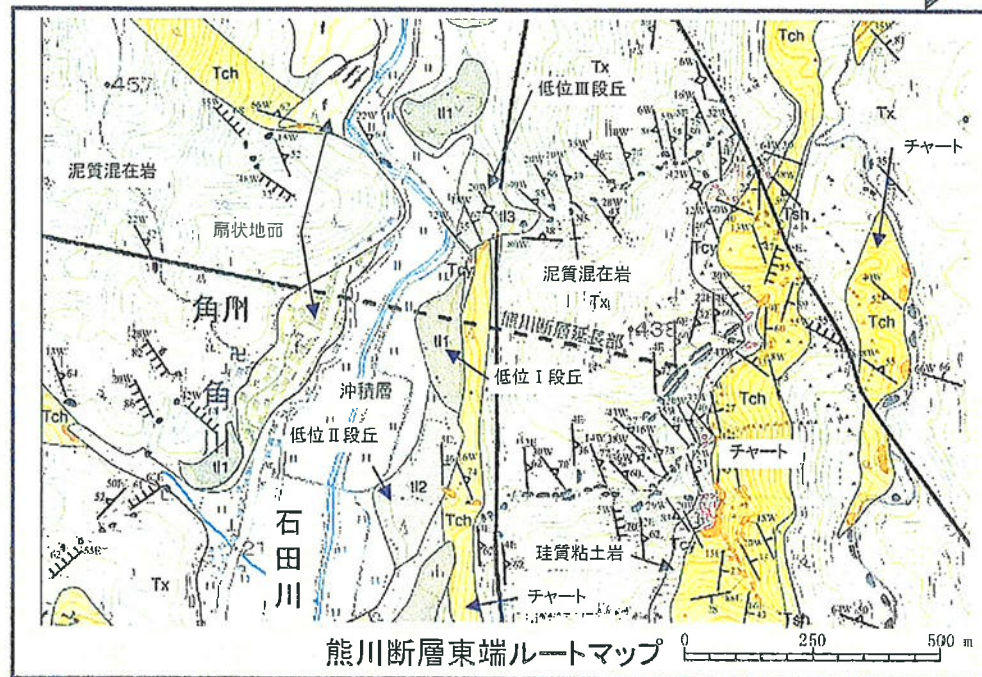


記号の凡例

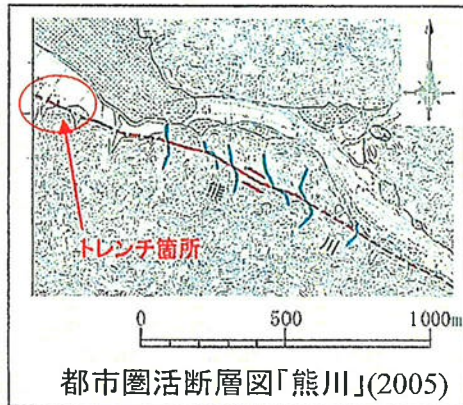


- ・ リニアメント延長部に健岩露頭が密に分布し、断層は認められない。
- ・ 岩盤中のへき開や層理面はNNW方向が卓越。
- ・ NNW方向に延びるチャートには変位が認められない。

熊川断層は、石田川から東方には延びない。



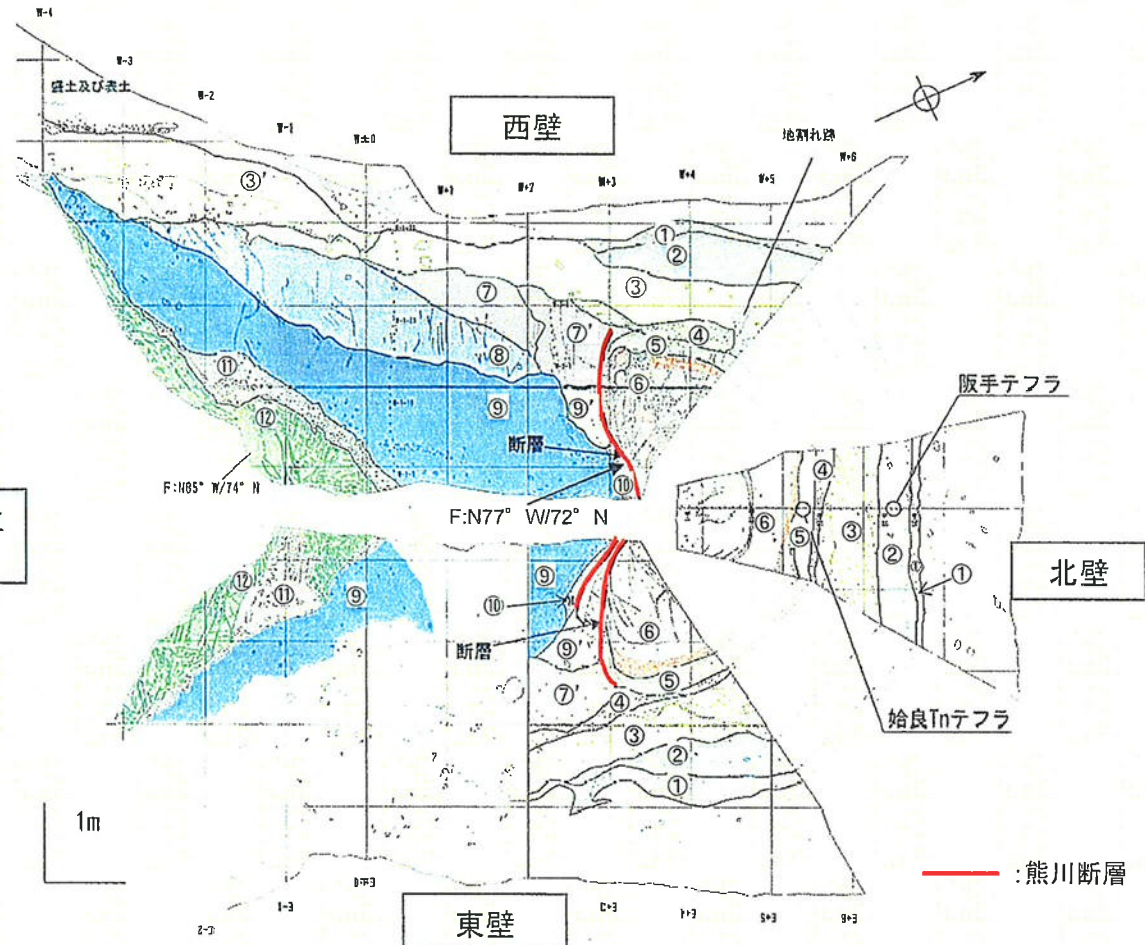
熊川断層の活動性(トレンチ調査結果)



トレンチ調査位置は、仮屋東方の低位段丘面と山地斜面末端の境界。

凡例

- ① ① 層：暗灰褐色礫混じり砂質シルト
- ② ② 層：淡灰色軟質シルト～粘土
- ③ ③ 層：黄褐色礫混じり砂質シルト
- ③' ③' 層：褐色礫混じりシルト
- ④ ④ 層：赤褐～黄褐色礫混じり砂質シルト～シルト質砂礫
- ⑤ ⑤ 層：淡褐色シルト
- ⑥ ⑥ 層：淡黄褐～赤褐色シルト
- ⑦ ⑦ 層：赤褐～黄褐色礫混じりシルト
- ⑦' ⑦' 層：黄白～赤褐色シルト
- ⑧ ⑧ 層：赤褐～黄白色シルト
- ⑨ ⑨ 層：赤褐～黄白色シルト
- ⑨' ⑨' 層：赤褐～黄白色礫混じりシルト
- ⑩ ⑩ 層：赤褐色砂礫混じりシルト
- ⑪ ⑪ 層：暗赤褐色角礫層
- ⑫ ⑫ 層：淡灰色チャート

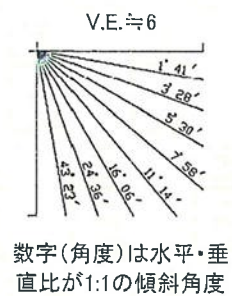
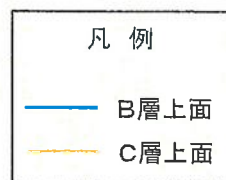
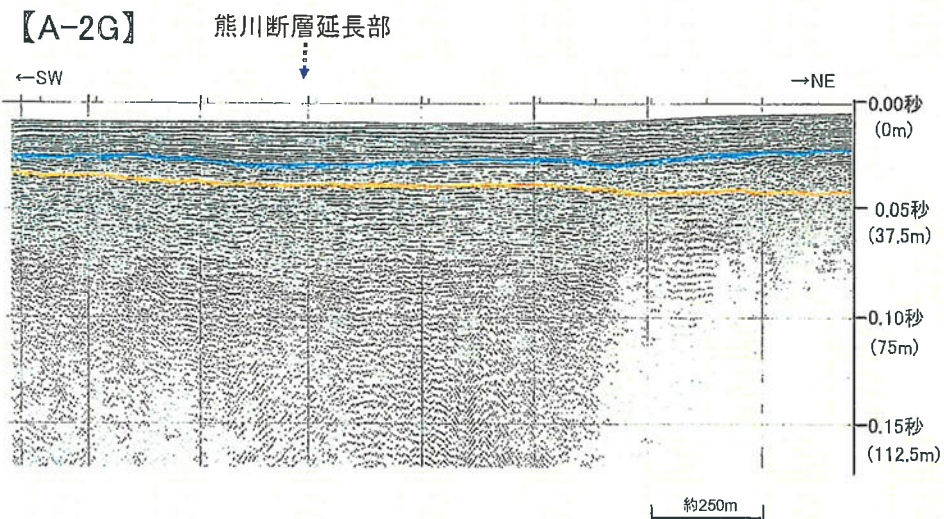
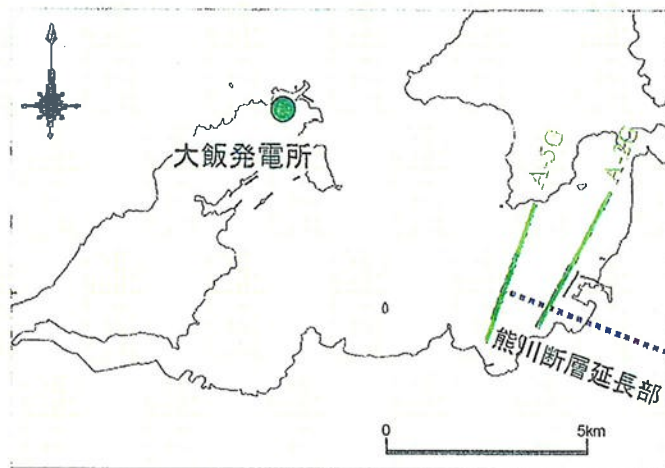


熊川断層は、下位の⑨'層、⑦'層、⑥層、⑤層に変位・変形を与え、④層に覆われる。

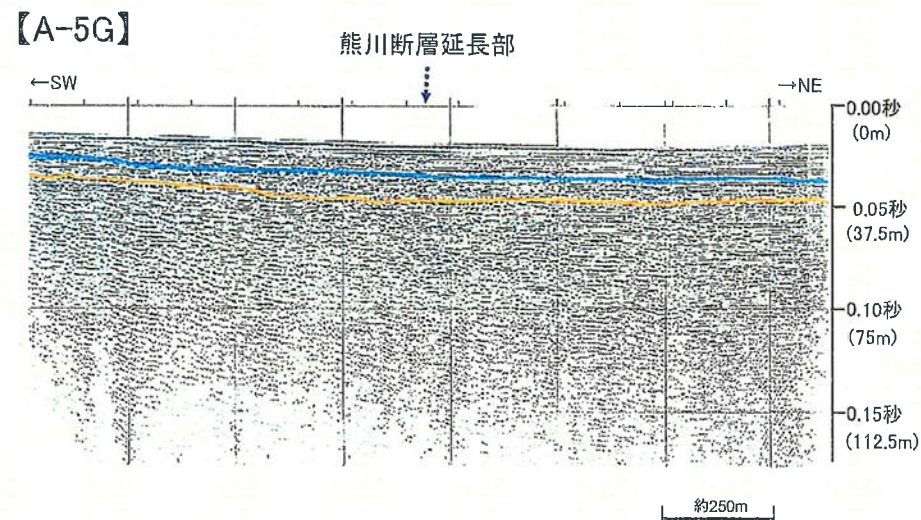
火山灰分析結果より、⑤層からは始良Tnテフラ(AT:約2.6～2.9万年前:町田・新井, 2003)を、②層からは阪手テフラ(約1.6万年前:東郷他, 1997)を検出。

最新活動時期は、始良Tnテフラ降灰時以降かつ阪手テフラ降灰時以前である。

熊川断層の小浜湾内への連続性に関する検討結果



小浜湾において実施した海上音波探査の結果、熊川断層延長の海域には、後期更新世以降の地層に変位・変形が認められない。



熊川断層の当初の評価



断層の活動性

- ・後期更新世以降の活動あり。
- ・最新活動時期は、始良Tnテフラ降灰時(約2.6~2.9万年前)以降かつ阪手テフラ降灰時(約1.6万年前)以前。

長さ約20kmの活断層と
評価

断層の連続性

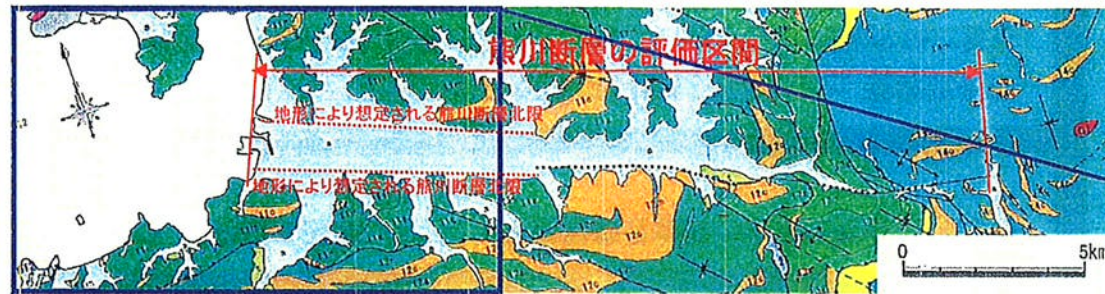
- ・西端: 北西延長海域において、後期更新世以降の地層に変位・変形が認められないことから海岸線とする。
- ・東端: リニアメントが石田川から東側には判読されないこと、東側延長部には健岩が密に分布し断層が認められないこと、さらにNNW方向に延びるチャートに左ずれの変位が認められないことから、角川付近とする。

【コメント】

- ①小浜湾付近の陸上の断層の位置を明瞭にし、海上音波探査結果により西端を評価する場合、断層の延長位置が特定しにくいのであれば、幅を考慮して記録の確認をすること。
- ②測線A-2Gでは、音波散乱層のすぐ南側に判断の難しい撓みが認められる。

熊川断層西端付近における補足調査及び
海上音波探査記録の再検討を実施

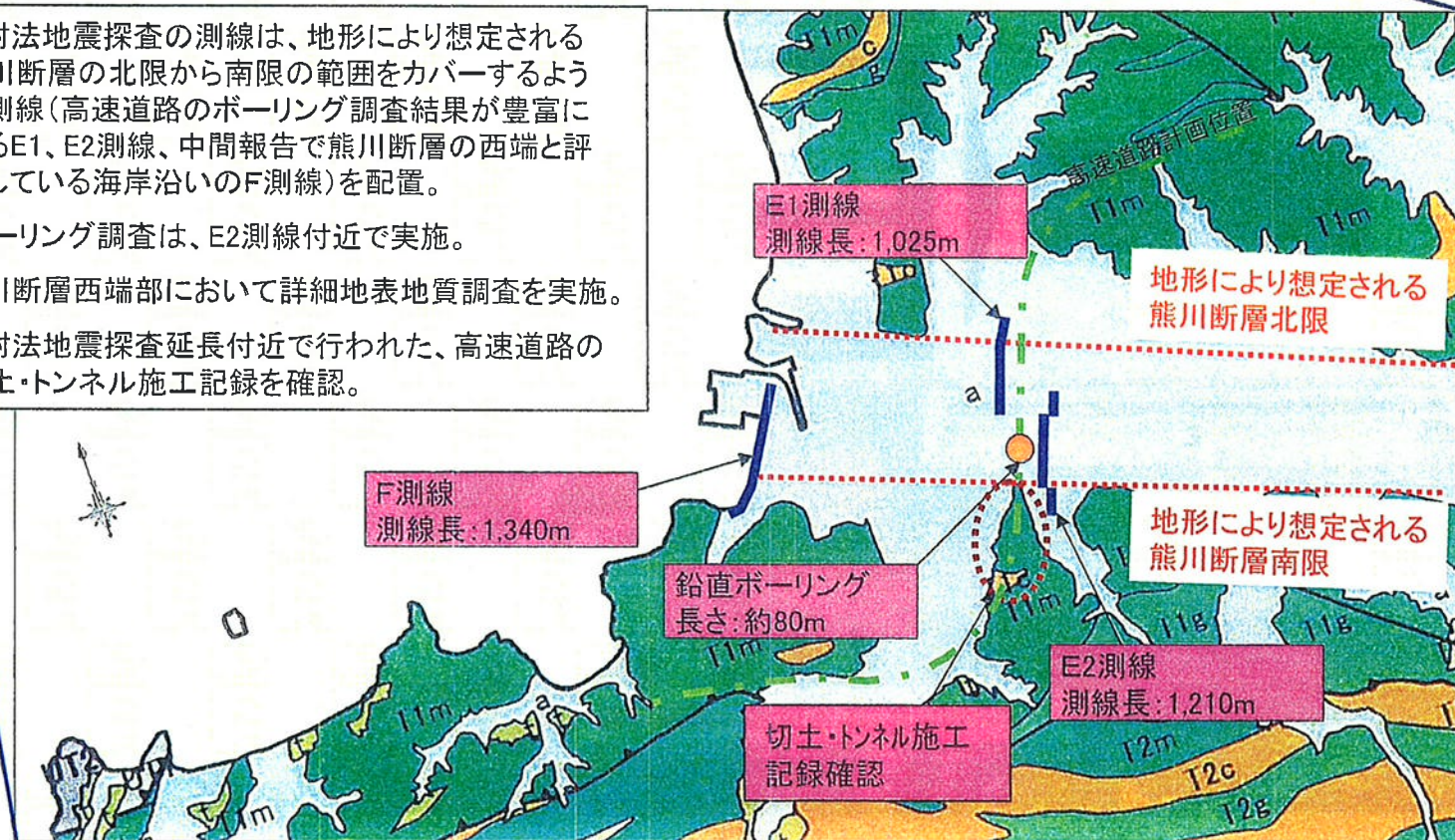
補足調査位置(熊川断層西端)



【補足調査】

- ①反射法地震探査:P波(E1、E2、F測線)
- ②ボーリング調査(1本)
- ③地表地質調査(熊川断層西端部)
- ④高速道路施工記録確認

- ・反射法地震探査の測線は、地形により想定される熊川断層の北限から南限の範囲をカバーするように測線(高速道路のボーリング調査結果が豊富にあるE1、E2測線、中間報告で熊川断層の西端と評価している海岸沿いのF測線)を配置。
- ・ボーリング調査は、E2測線付近で実施。
- ・熊川断層西端部において詳細地表地質調査を実施。
- ・反射法地震探査延長付近で行われた、高速道路の切土・トンネル施工記録を確認。



地質凡例

第四系

a: 沖積層、新期扇状地堆積物及び崖錐堆積物

丹波帯中・古生層

周山コンプレックス

T1m: 混在岩

T1c: チャート

T1g: 緑色岩類

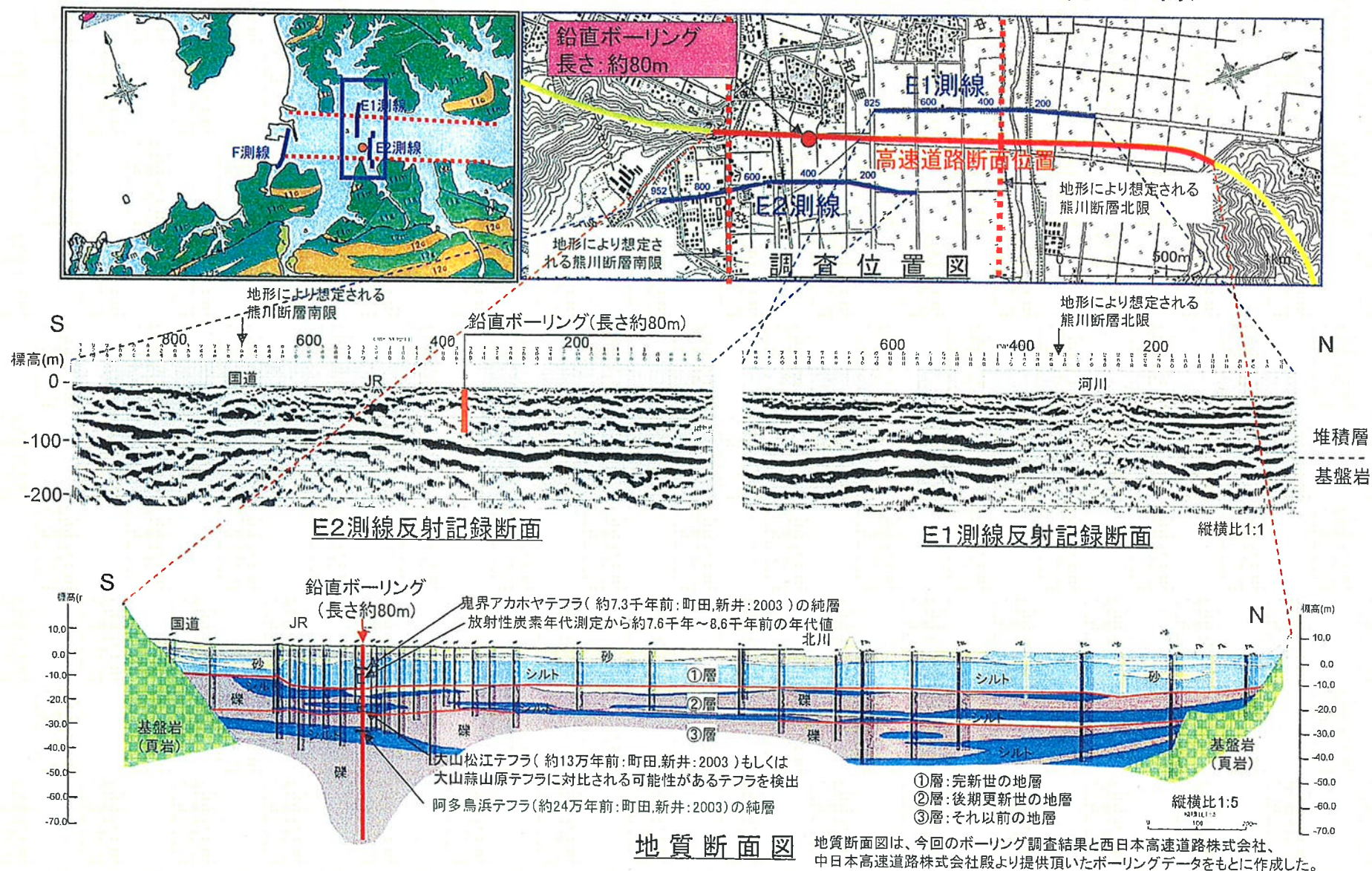
雲ヶ畑コンプレックス

T2m: 混在岩

T2c: チャート

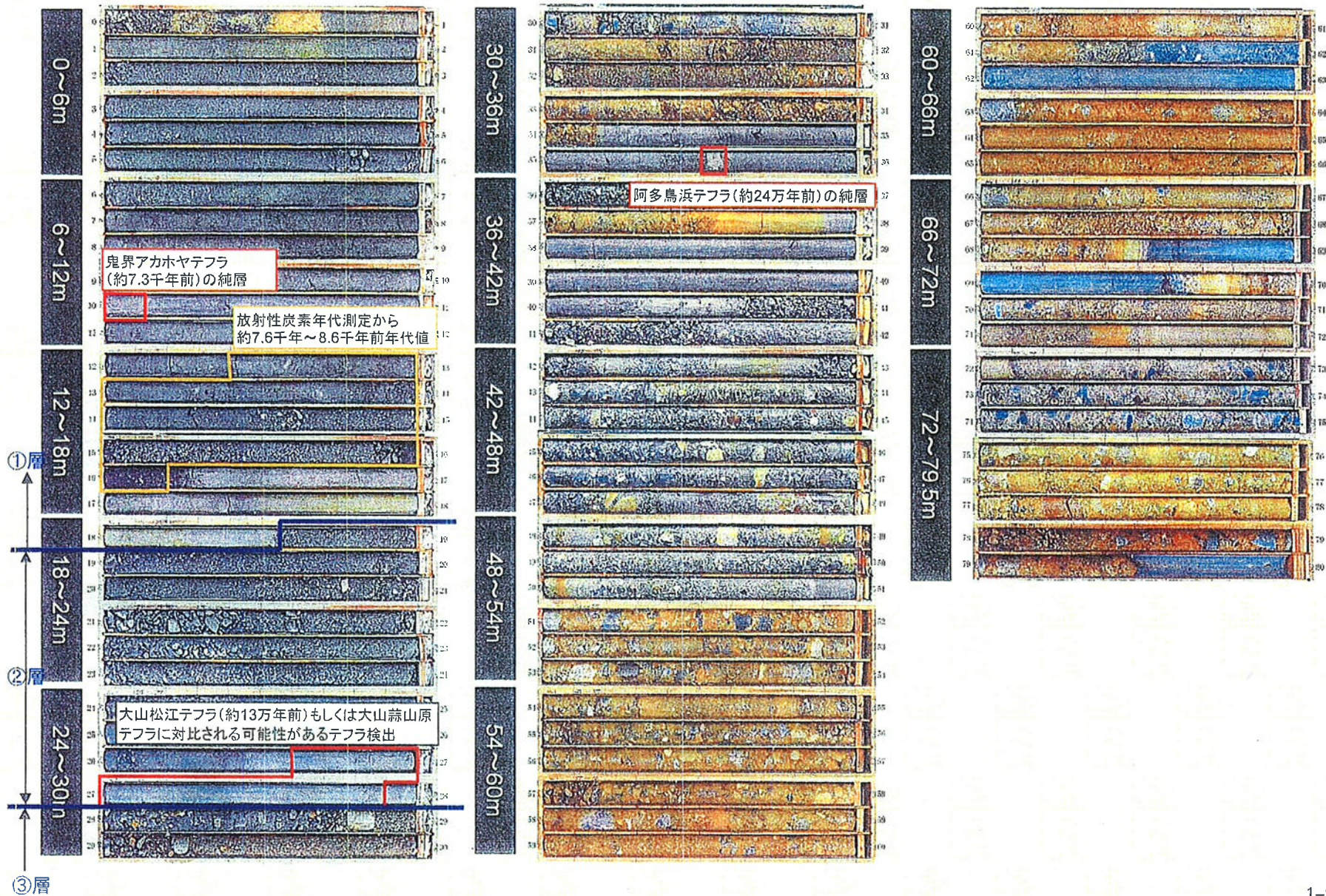
T2g: 緑色岩類

反射法地震探査・ボーリング調査結果(熊川断層西端)

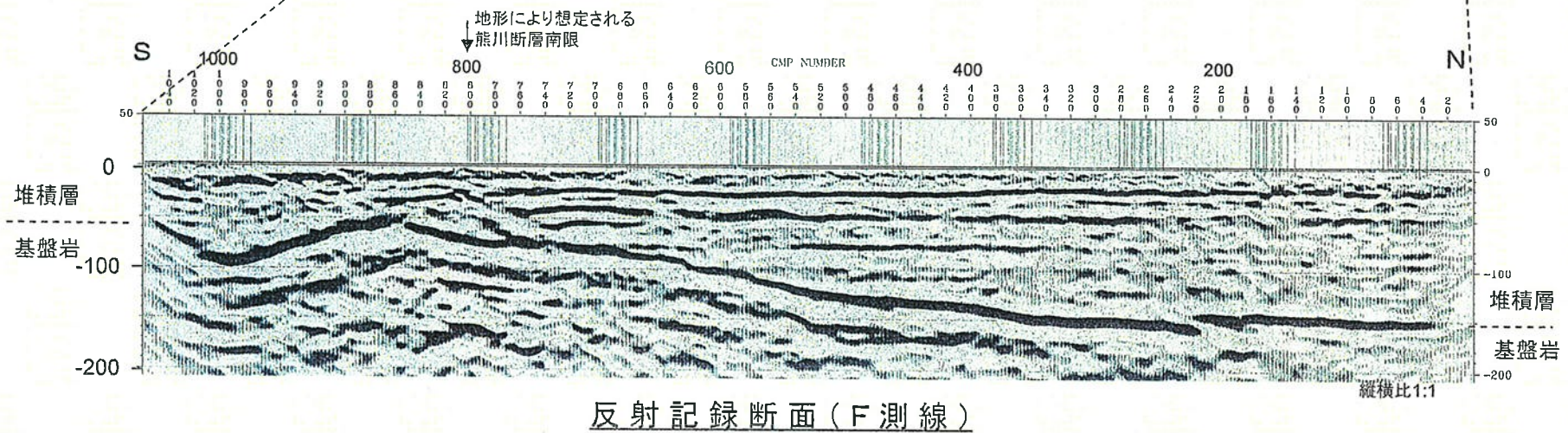
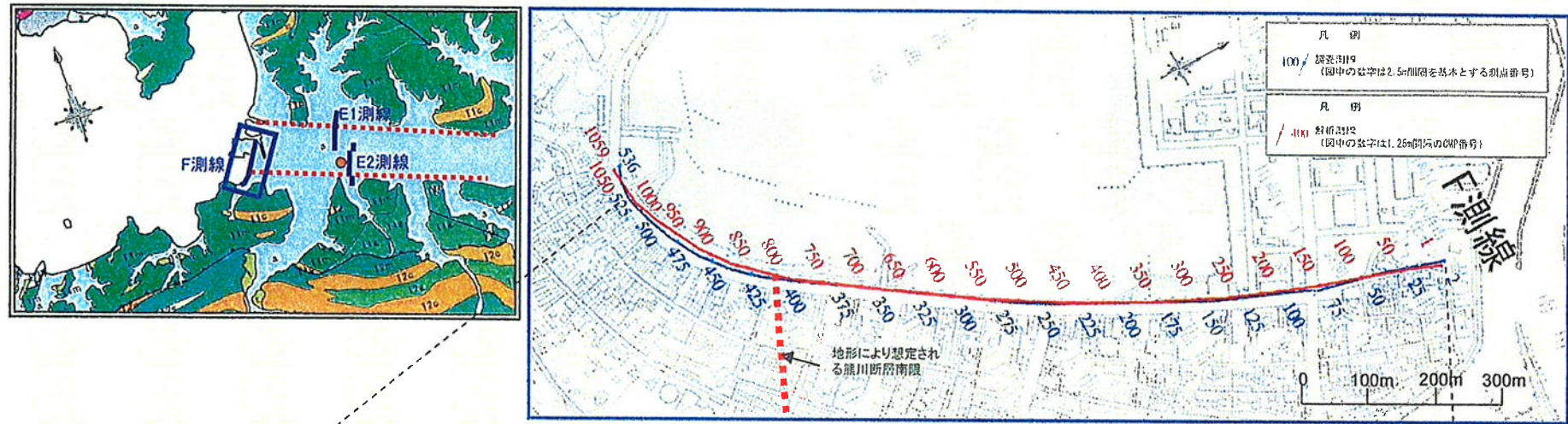


反射法地震探査およびボーリング調査の結果、E1、E2測線において、堆積層に断層による変位・変形は無いと判断した。

ボーリング調査結果(熊川断層西端)

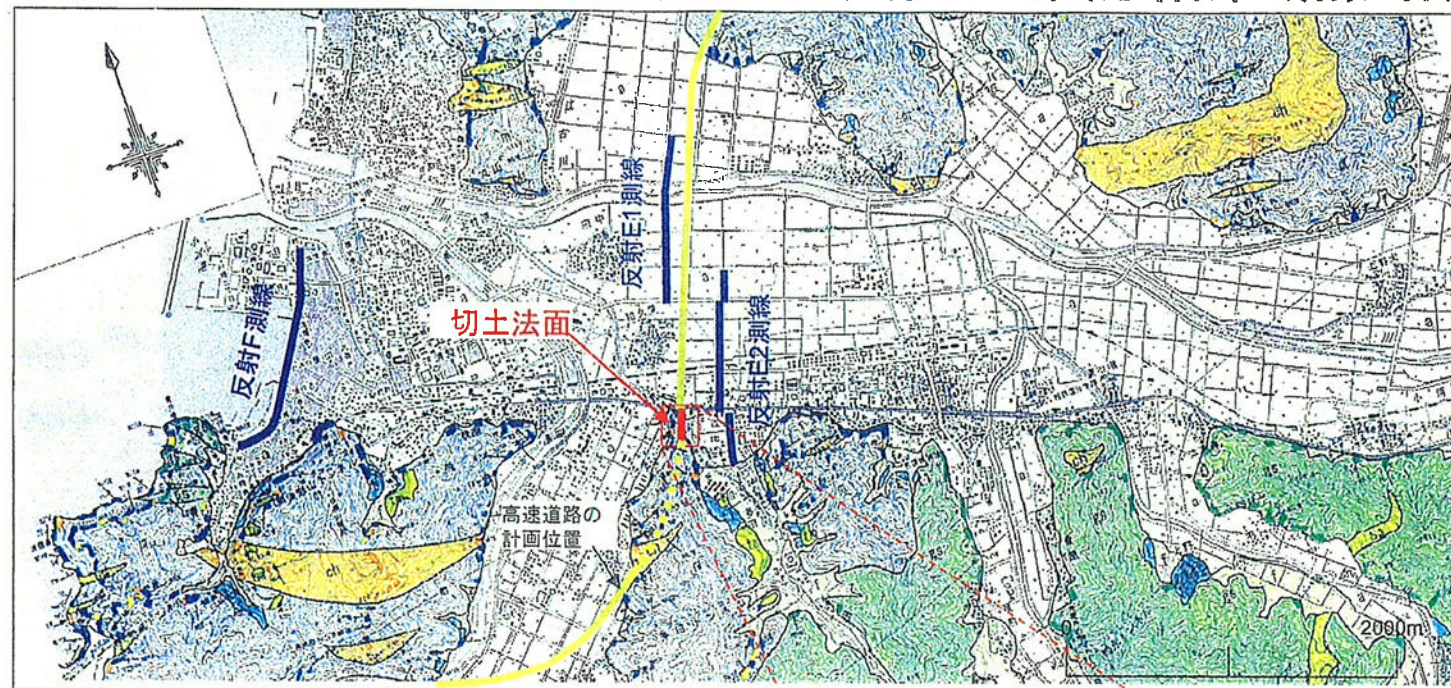


反射法地震探査結果(熊川断層西端)



反射法地震探査の結果、F測線において、基盤岩上面(想定)や堆積層中に断層による変位・変形が認められない。

地表地質調査と高速道路切土法面の確認結果(熊川断層西端)



凡例

| | | |
|--|---------|-----|
| a | 沖積層 | 丹波帯 |
| f | 風乾地層積物 | |
| 低 | 低位段丘堆積物 | |
| 中 | 中位段丘堆積物 | |
| 混 | 混在岩 | |
| 砂 | 砂岩 | |
| ch | チャート | |
| 緑 | 緑色岩類 | |
| 断層面の走向傾斜
面構造の走向傾斜
割れ目の走向傾斜
断層面の走向傾斜 | | |

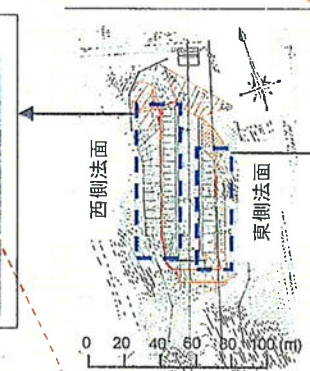
地表地質調査の結果、熊川断層に相当する断層は認められない。

熊川断層西端部の地質図



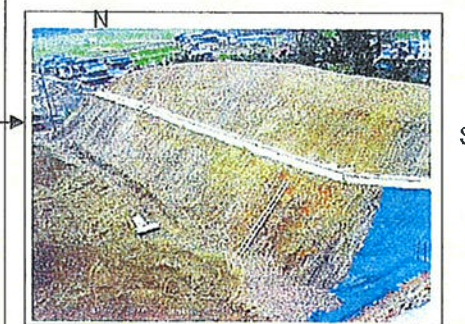
西側法面写真(長さ約90m、高さ約12m)

反射法地震探査E2測線付近の高速道路切土法面の記録を確認した結果、断層は認められない。



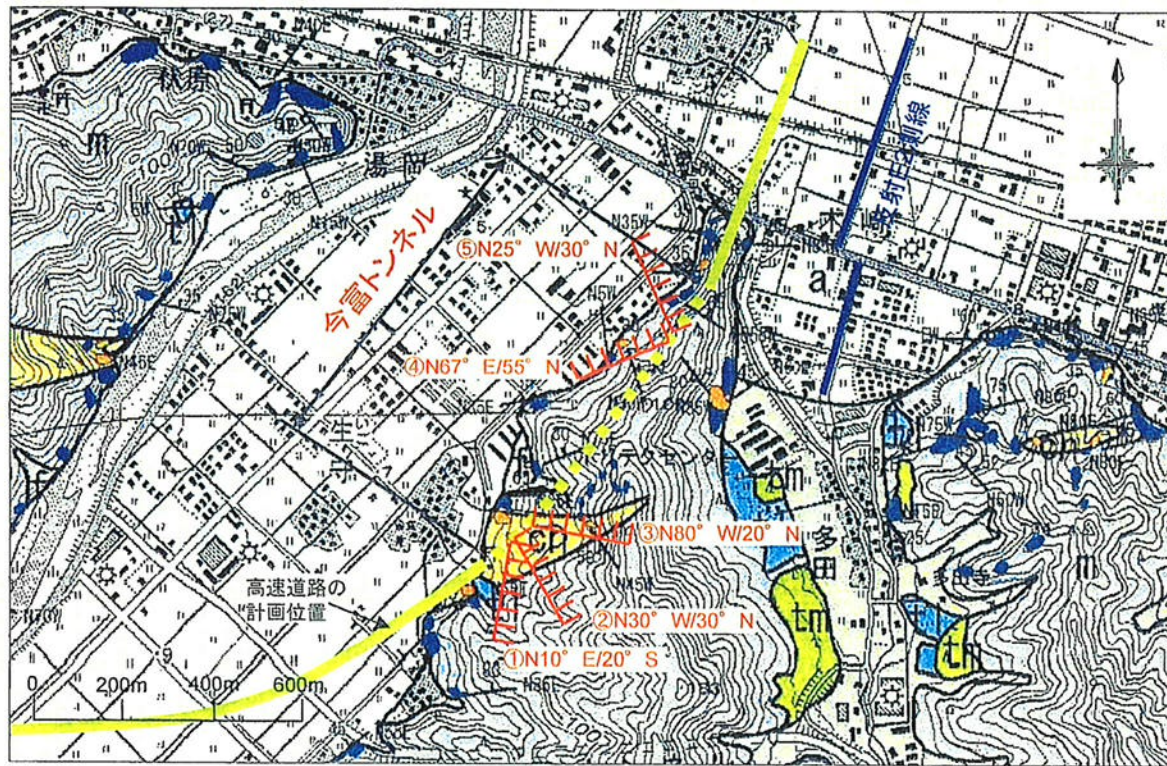
切土法面平面図

切取法面平面図および写真は、西日本高速道路株式会社より提供いただいた今富トンネル施工記録より掲載。

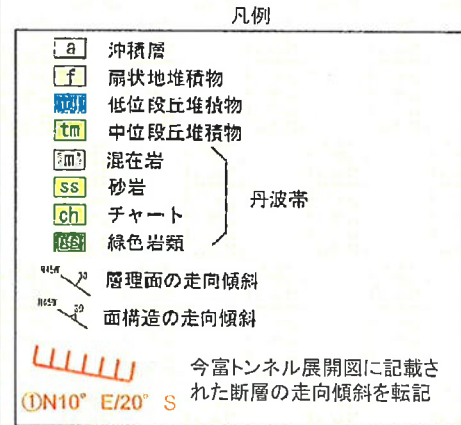


東側法面写真(長さ約70m、高さ約12m)

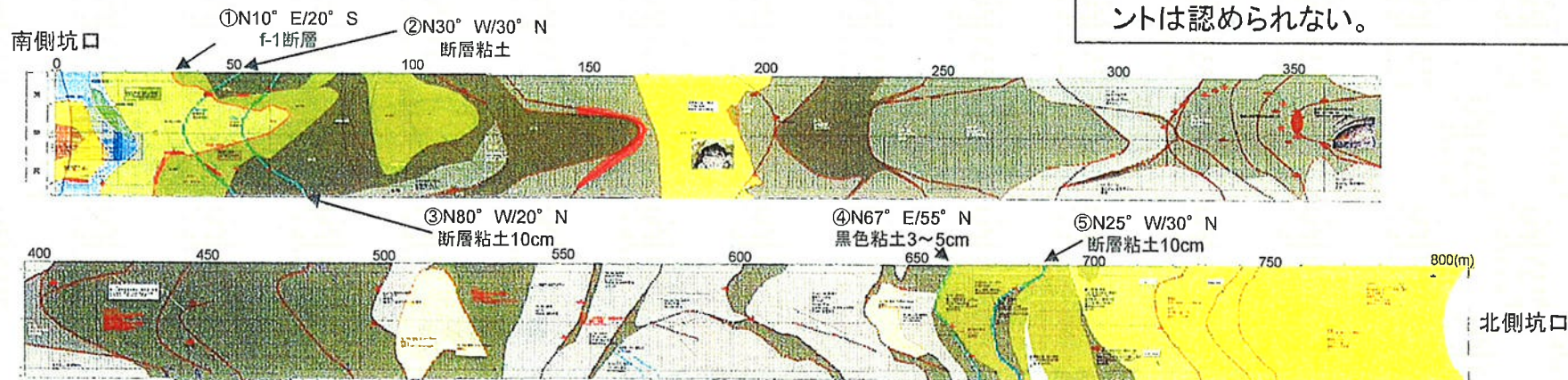
高速道路今富トンネル施工記録の確認結果(熊川断層西端)



熊川断層西端部の地質図

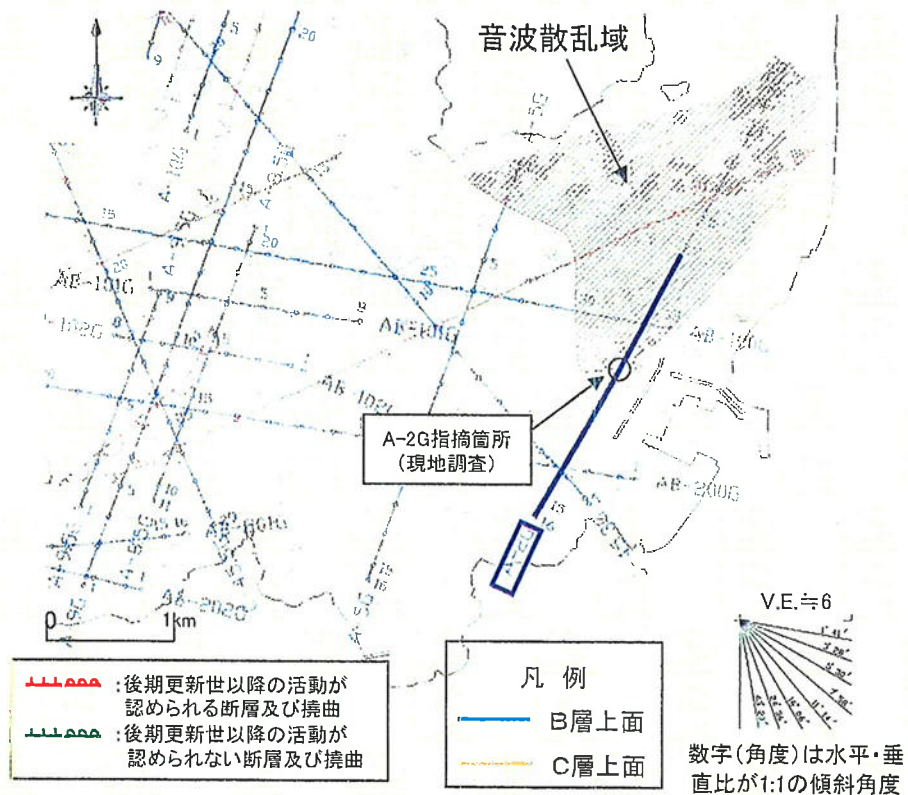


- ・反射法地震探査E2測線付近の今富トンネル展開図には5条の断層及び断層粘土が記載されている。
- ・その断層の走向傾斜は熊川断層の走向傾斜(WNW方向、高角度)と調和的でないことから、熊川断層に相当する断層ではないと判断した。
- ・なお、これらの断層に対応するリニアメントは認められない。



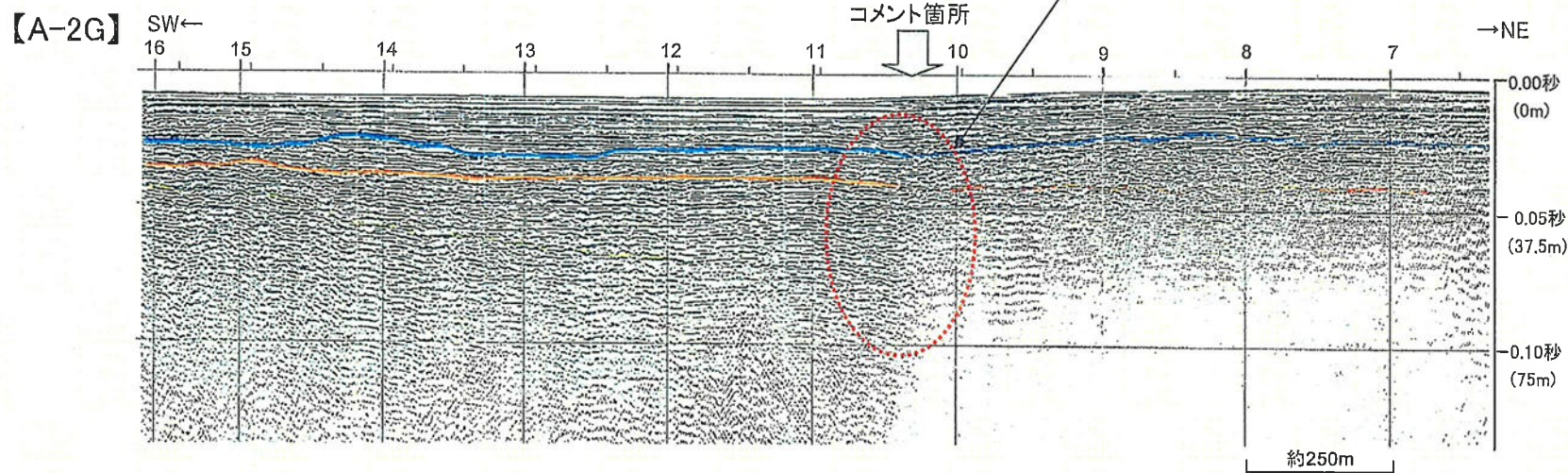
今富トンネル展開図(L=805m)

測線A-2Gで認められる曲がりについて

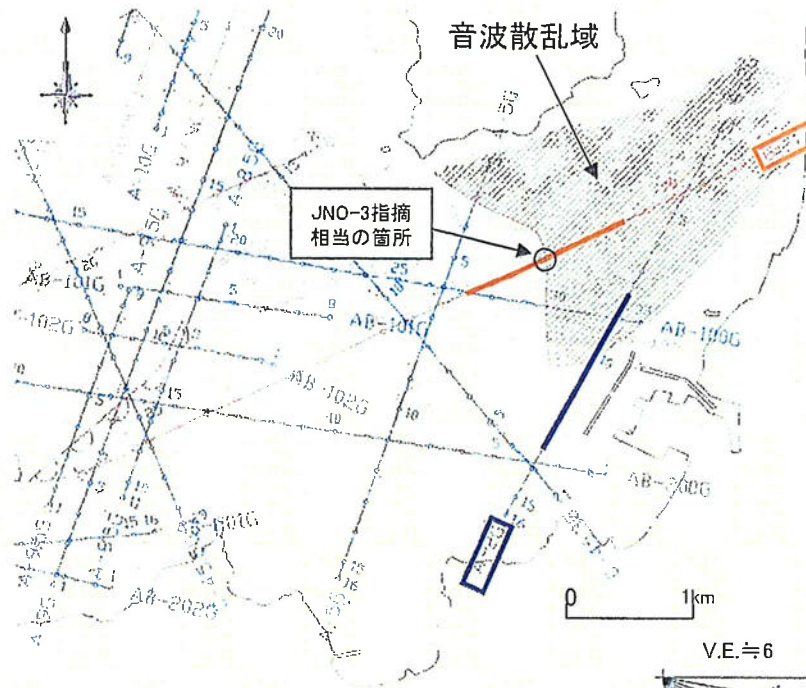


測点10.2付近では、音波散乱層に向かって下がる緩やかな曲がりがあるが、C層中にはC層上面と調和的に累積性を示す顕著な曲がりには認められない。

音波散乱層のすぐ南側に判断の難しい撓みあり。(Cサブ現地調査コメント)



保安院調査(小浜湾内)を受けた検討－反射断面図B-4G(測線JNO-aに相当)に関する検討－



||||| : 後期更新世以降の活動が認められる断層及び撓曲
||||| : 後期更新世以降の活動が認められない断層及び撓曲

凡 例
— B層上面
— C層上面

数字(角度)は水平・垂直比が1:1の傾斜角度

【JNO-3指摘相当の箇所】

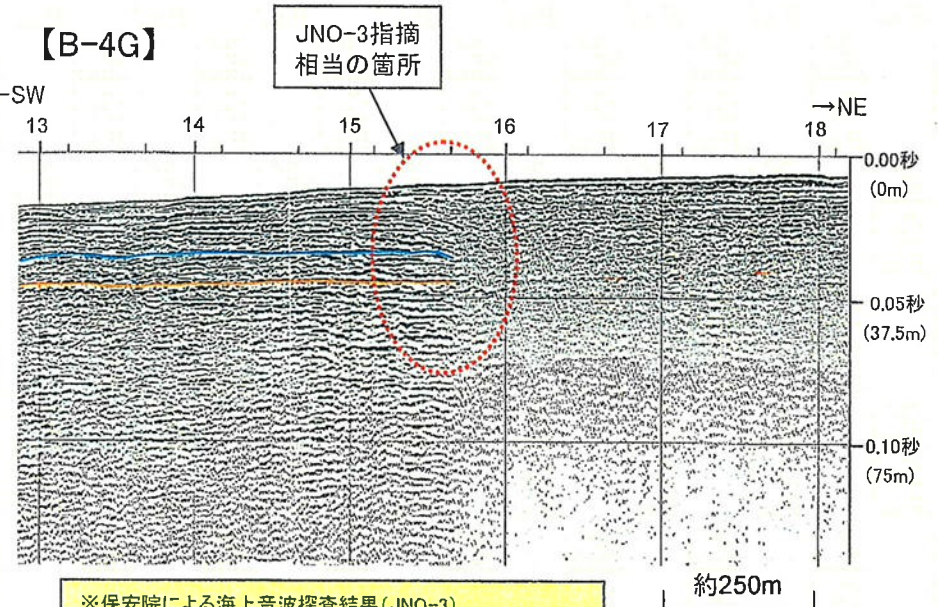
・測線B-4Gの測点15.7付近では、A層中、B層上面に曲がりがあるが、C層上面に同様の曲がりとは認められない。また、深部でこの曲がりと同様の累積性を有する曲がりも認められない。

【指摘箇所周辺の測線】

①測線A-2G

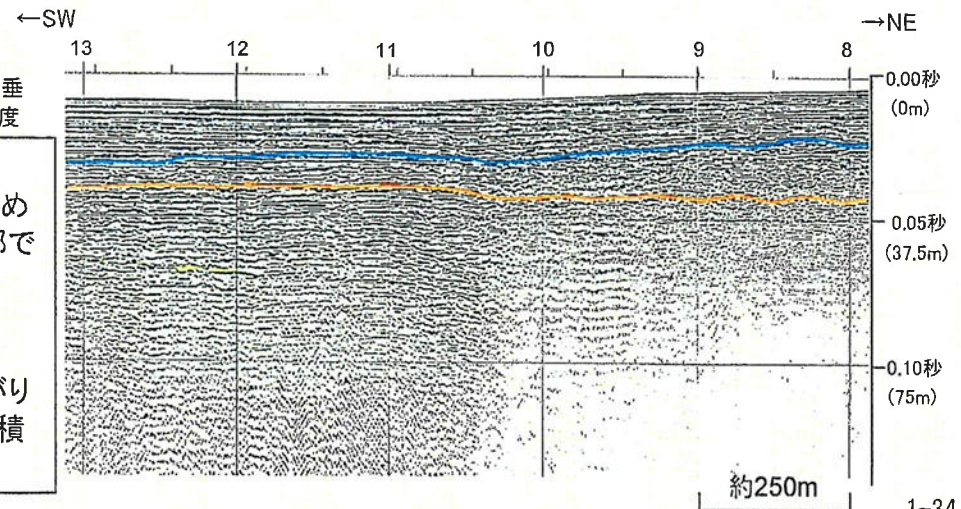
・測点10.2付近では、音波散乱層に向かって下がる緩やかな曲がりがあるが、C層上面に認められるが、C層中にはC層上面と調和的に累積性を示す顕著な曲がりとは認められない。

【B-4G】

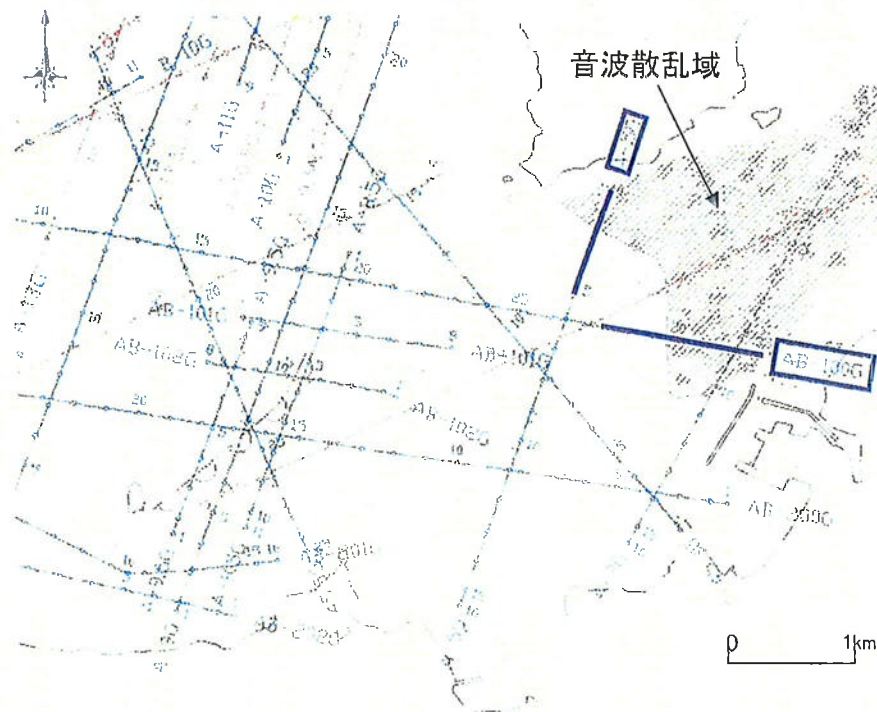


※保安院による海上音波探査結果(JNO-3)
後期更新世以降の活動が否定できない変形構造がある。

【A-2G】



保安院調査(小浜湾内)を受けた検討ー反射断面図B-4G(測線JNO-aに相当)に関する検討ー



【指摘箇所周辺の測線】

②A-5G

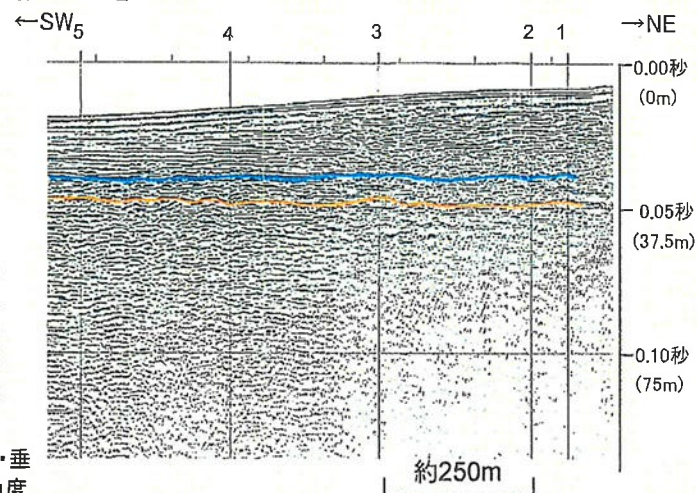
測点3.2付近では、音波散乱層周辺部で反射面の曲がりは認められない。

③AB-100G

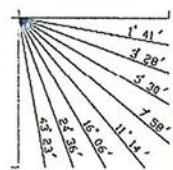
測点29.7付近では、音波散乱層に向かって下がる極めて緩やかな曲がりがC層上面に認められるが、C層中にはC層上面と調和的に累積性を示す顕著な曲がりは認められない。

- ・音波散乱層の分布域周縁部では曲がりが認められる箇所と認められない箇所がある。
- ・曲がりが認められる箇所においても、深部から累積性を有する曲がりは認められない。

【A-5G】

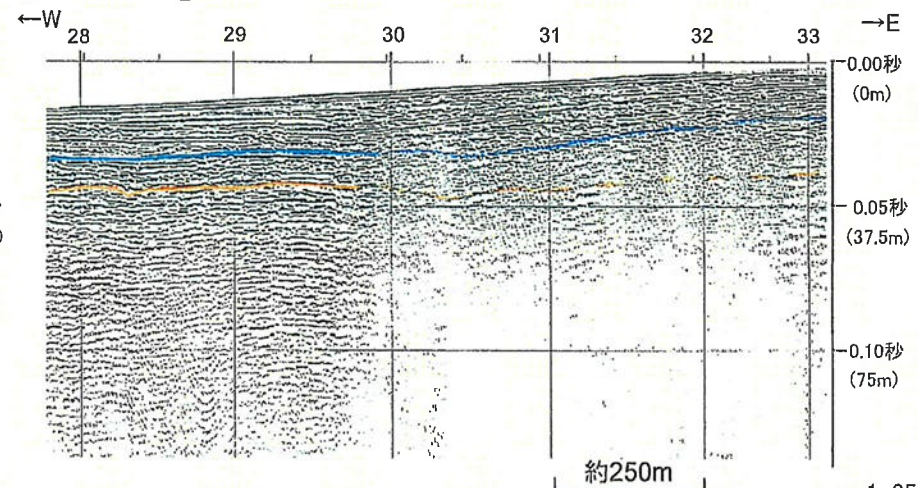


V.E. ≒ 6

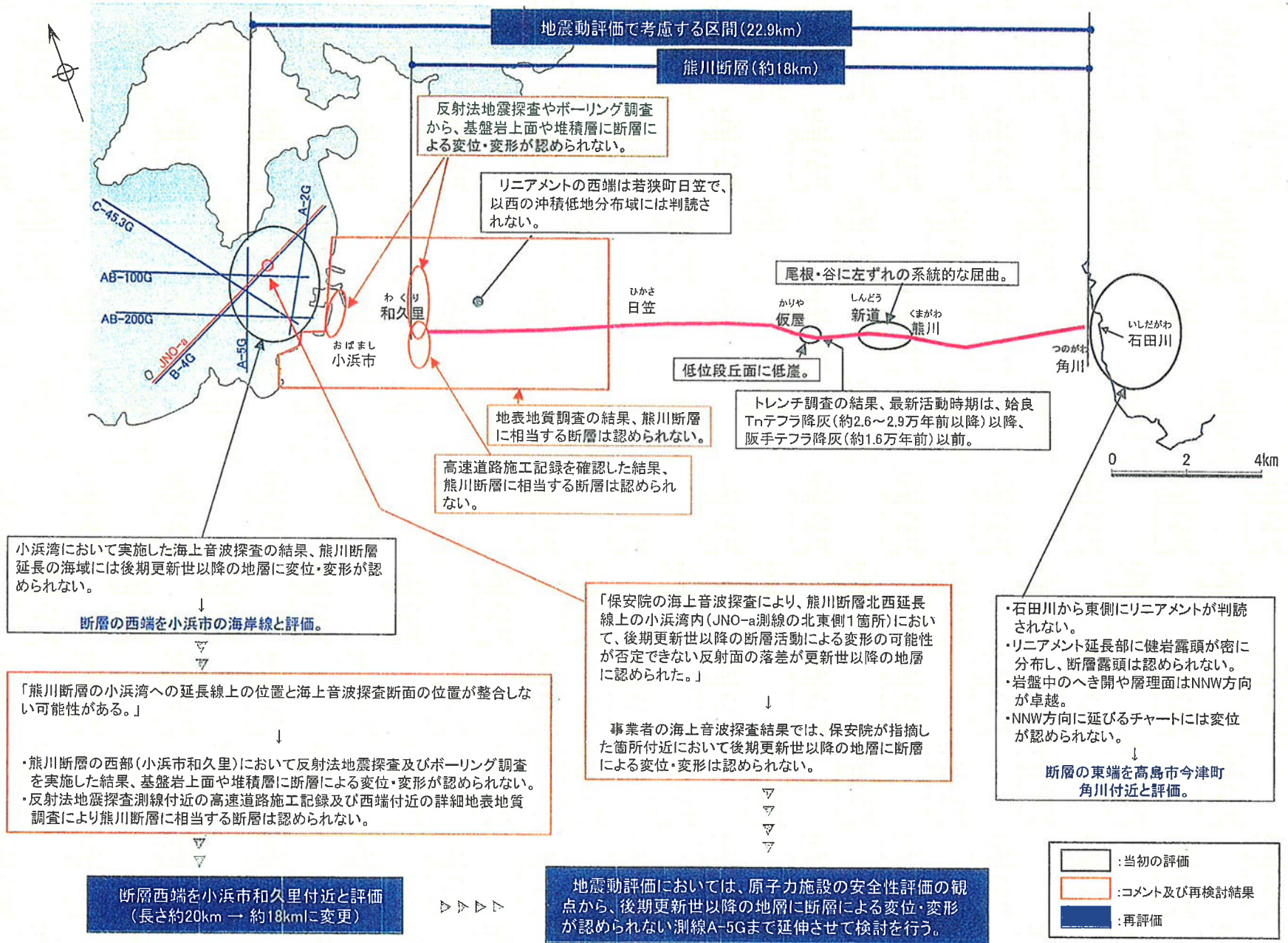


数字(角度)は水平・垂直比が1:1の傾斜角度

【AB-100G】



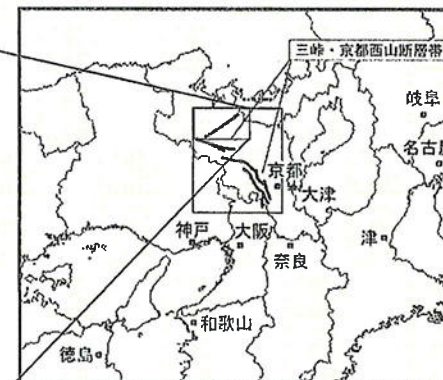
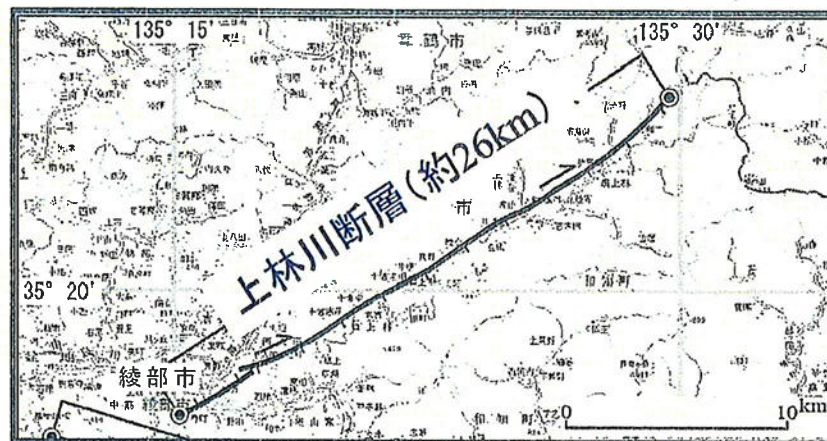
熊川断層の評価の概要



2-3 上林川断層

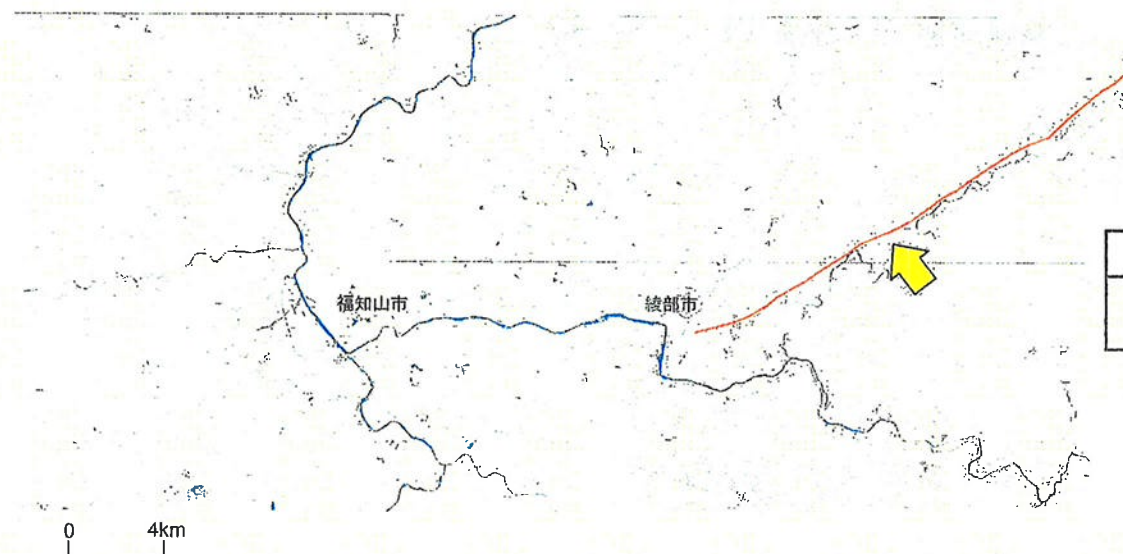
上林川断層に関する文献

地震調査研究推進本部の公表内容



三峠・京都西山断層帯・上林川断層
(平成17年2月9日公表)

中田・今泉編「活断層詳細デジタルマップ」(2002)

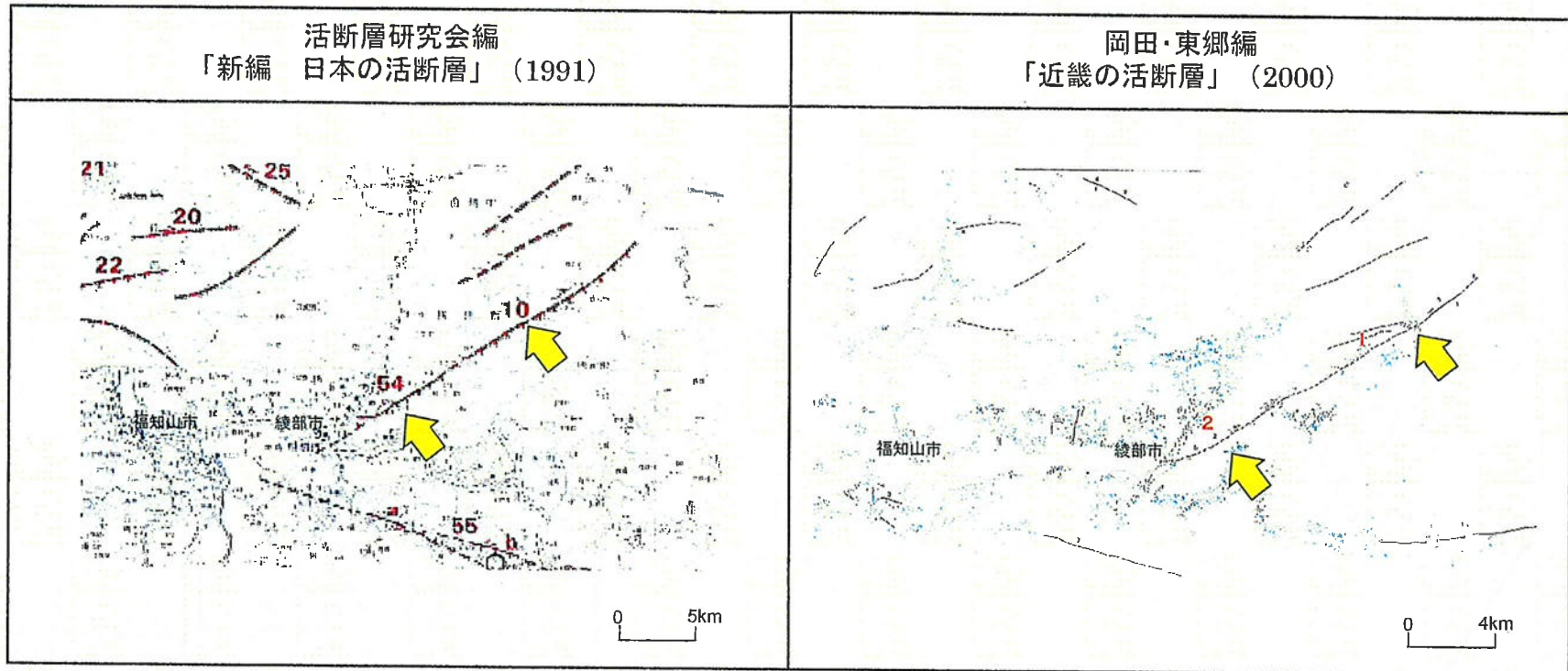


| 断層名 | 長さ | 分類 | 変位の向き |
|-------|--------------|-----|-------|
| 上林川断層 | 20km
(図読) | 活断層 | 右横ずれ |

活断層: 過去に繰り返し動いてきた跡が地形に現れ、今後も活動を繰り返すと考えられる断層

推定活断層: 地形的な特徴により活断層の存在が推定されるが、現時点では明確には特定できないもの

上林川断層に関する文献



| 断層名 | 長さ | 確実度 | 変位の向き |
|----------|--------|-----|--------------|
| 10 上林川断層 | (15km) | Ⅱ | 右横ずれ
北側隆起 |
| 54 上林川断層 | (6km) | I | 右横ずれ
北側隆起 |

確実度Ⅰ：活断層であることが確実なもの
 確実度Ⅱ：活断層であると推定されるもの
 確実度Ⅲ：活断層の疑いがあるリニアメント

| 断層名 | 長さ | 確実度 | 変位の向き |
|---------|---------|-----|--------------|
| 1 上林川断層 | (12km) | I | 右横ずれ |
| 2 上林川断層 | (7.5km) | I | 右横ずれ
北側隆起 |

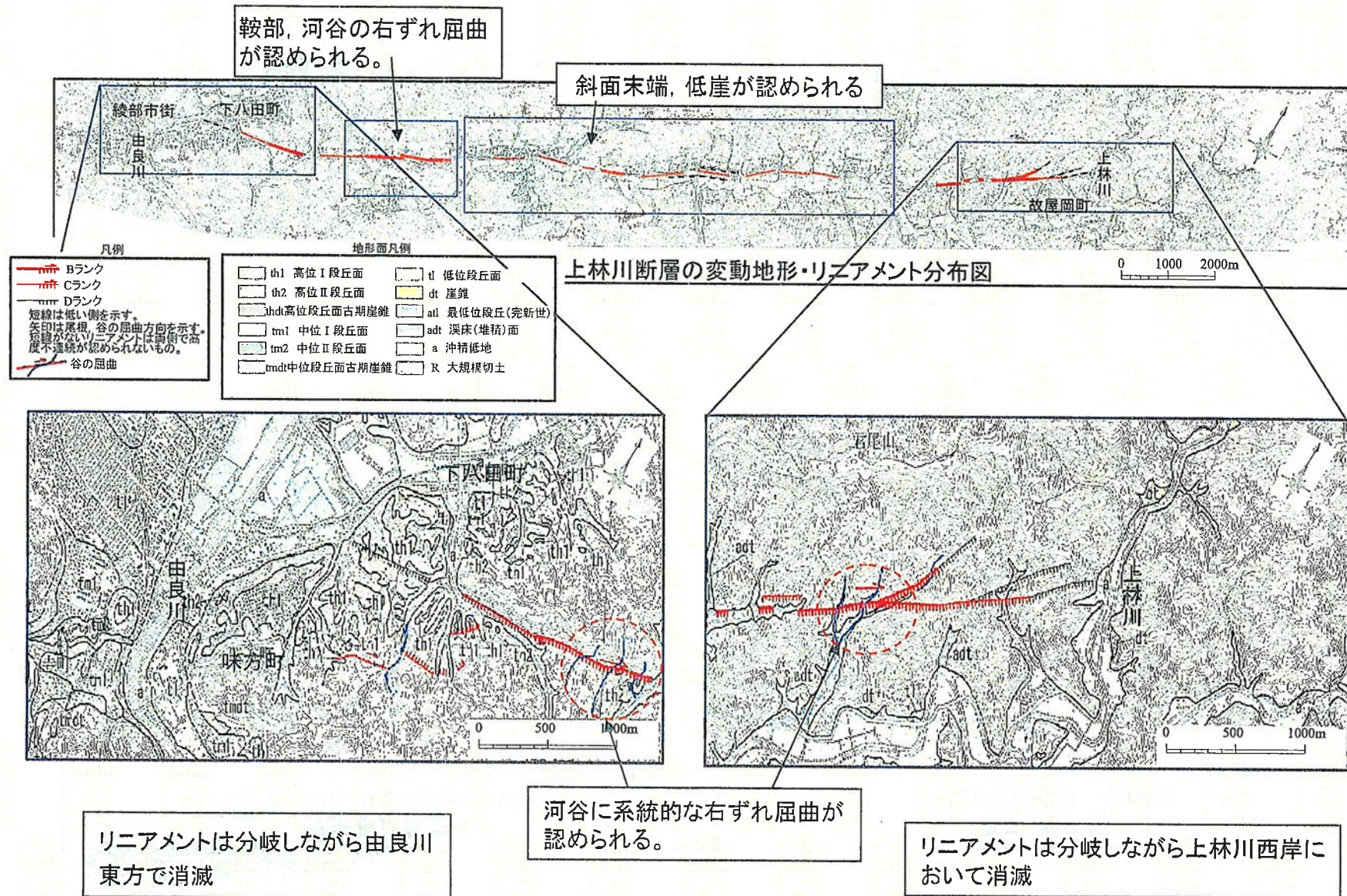
活断層の確実度

確実度Ⅰ：活断層であることが確実なもの
 確実度Ⅱ：活断層であると推定されるもの

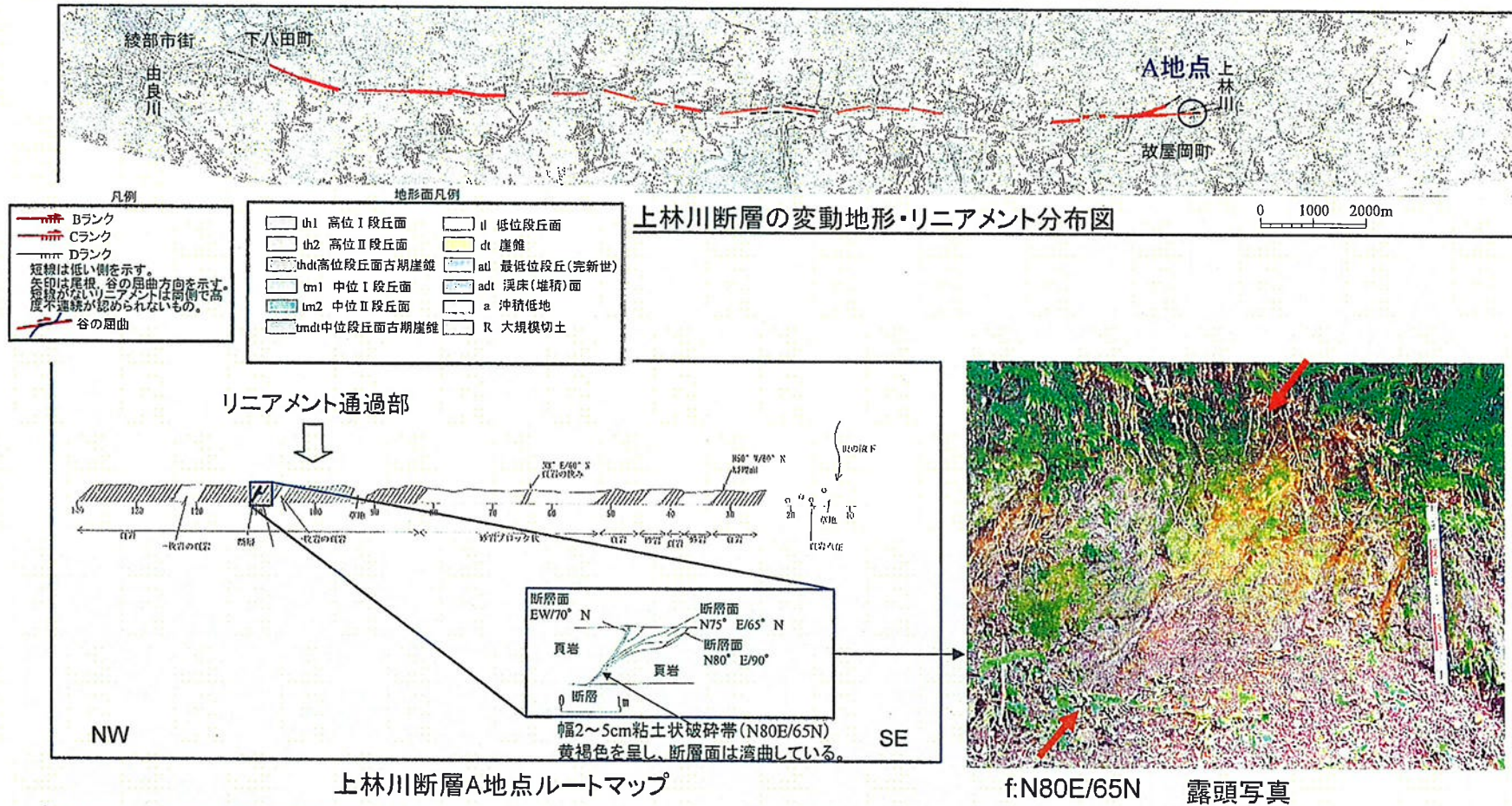
断層組織地形

連続性に富むシャープなリニアメント (L)
 主なリニアメント

上林川断層に関する地形調査結果



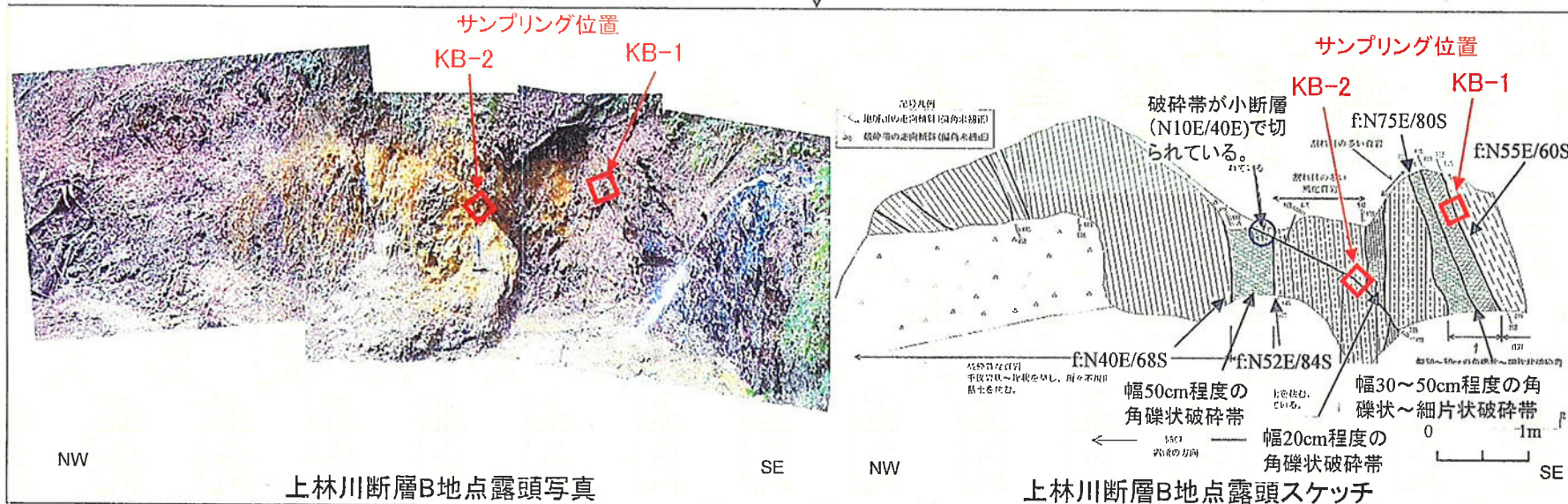
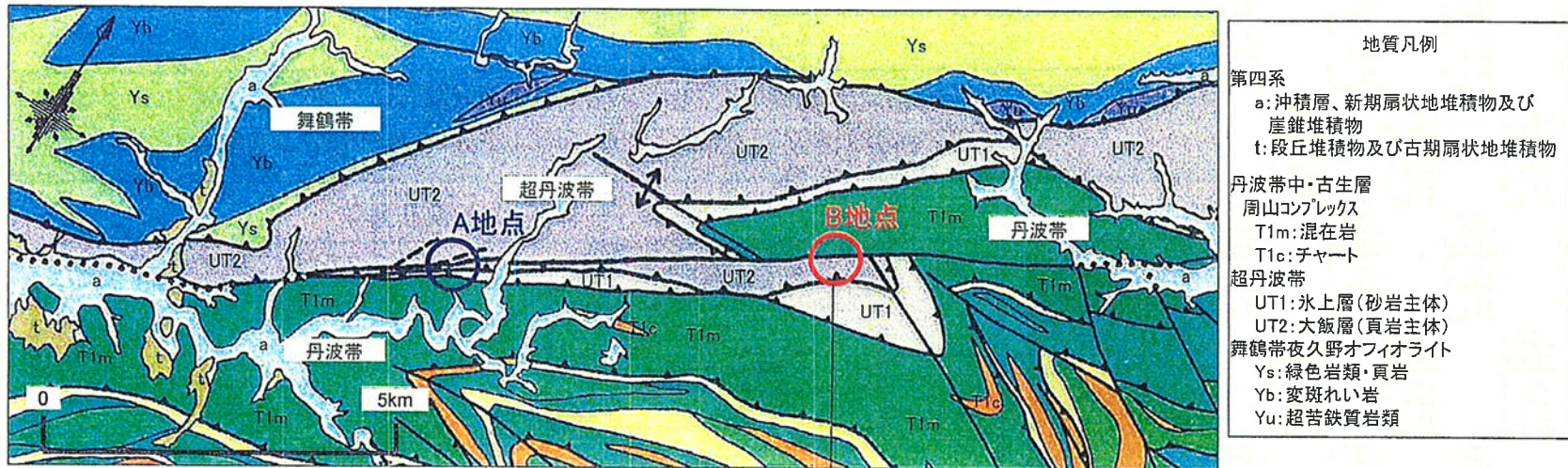
上林川断層北東端付近の地表地質調査結果(A地点)



- ・リニアメントを横断する約140m区間にほぼ連続した砂岩頁岩互層の露頭を確認。
- ・リニアメント通過部付近には小規模な断層が認められるが、断層面の方向とリニアメントの方向は斜交する。

故屋岡町付近(A地点)において、考慮対象となる活断層は存在しないことを確認。

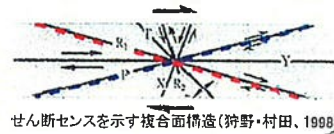
上林川断層北東端付近の地表地質調査結果(B地点)



- ・断層面は不鮮明で、断層破砕帯は角礫状から細礫状を呈し、所々に不規則に粘土を挟んでいる。
- ・破砕帯は、上林川断層の延びの方向と斜交する小断層に切られる。この小断層は白色の粘土を伴うが断層面は不鮮明。
- ・上林川断層の延びの方向と調和的な破砕帯の内、直線的な断層面を持つ部分(KB-1)と、断層破砕帯を切る小断層の部分(KB-2)の変形組織の検討。

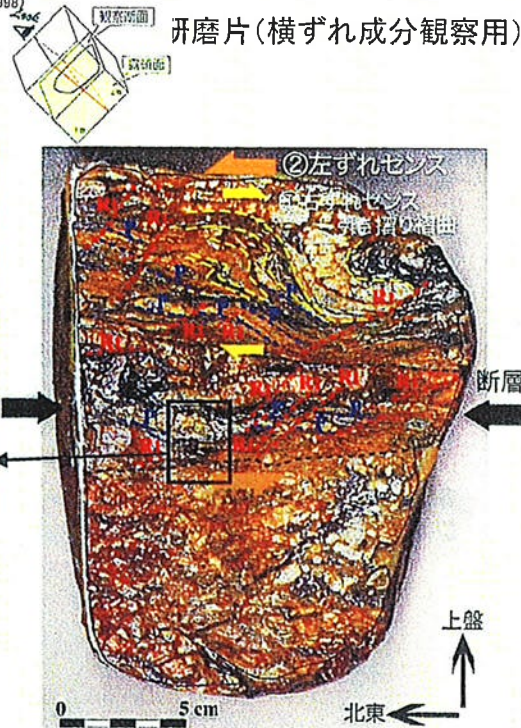
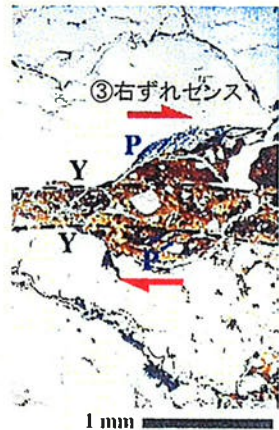
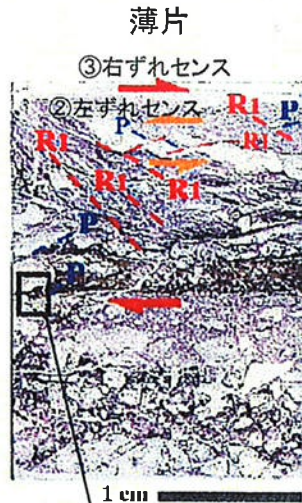
上林川断層北東端付近の地表地質調査結果(B地点)

—変形組織の観察(KB-1)—



[最も直線的な断層面をもつ部分]

研磨片(縦ずれ成分観察用)



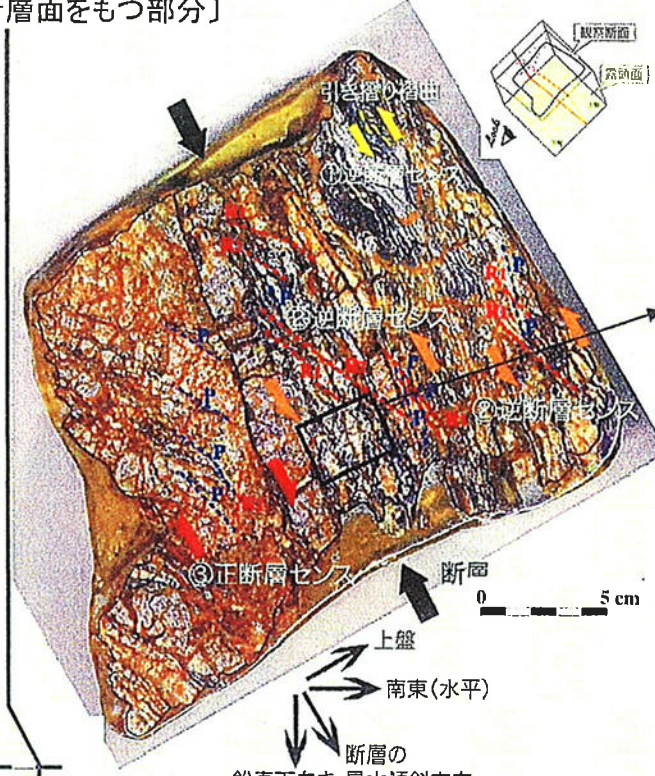
研磨片観察結果

- ・角礫状破碎部からなる。
- ・右ずれセンスの引き摺り褶曲①を切って、左ずれセンスの変形組織②が認められる。

薄片観察結果

- ・カタクレーサイトからなる。
- ・最新活動部③細粒なカタクレーサイトは、Y面とP面・R1面の関係から右ずれセンスを示す。

変形組織は古い順に①右ずれ・逆断層センス→②左ずれ・逆断層センス→③右ずれ・正断層センスを示す。



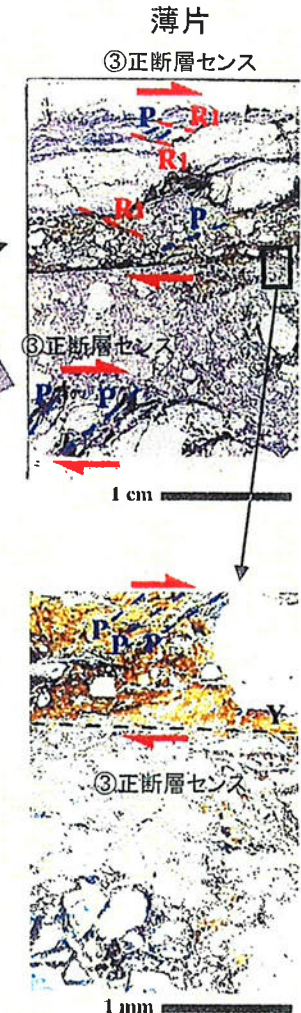
研磨片観察結果

- ・角礫状破碎部からなる。
- ・逆断層センスの引き摺り褶曲①、逆断層センスの変形組織②及び正断層センスを示す変形組織③が認められる。

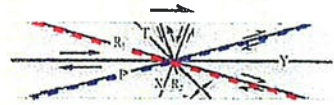
薄片観察結果

- ・カタクレーサイトからなる。
- ・最新活動部③細粒なカタクレーサイトはY面とP面・R1面の関係から正断層センスを示す。

破碎部はカタクレーサイトからなり、最新活動は正断層センスを示すことから、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断した。

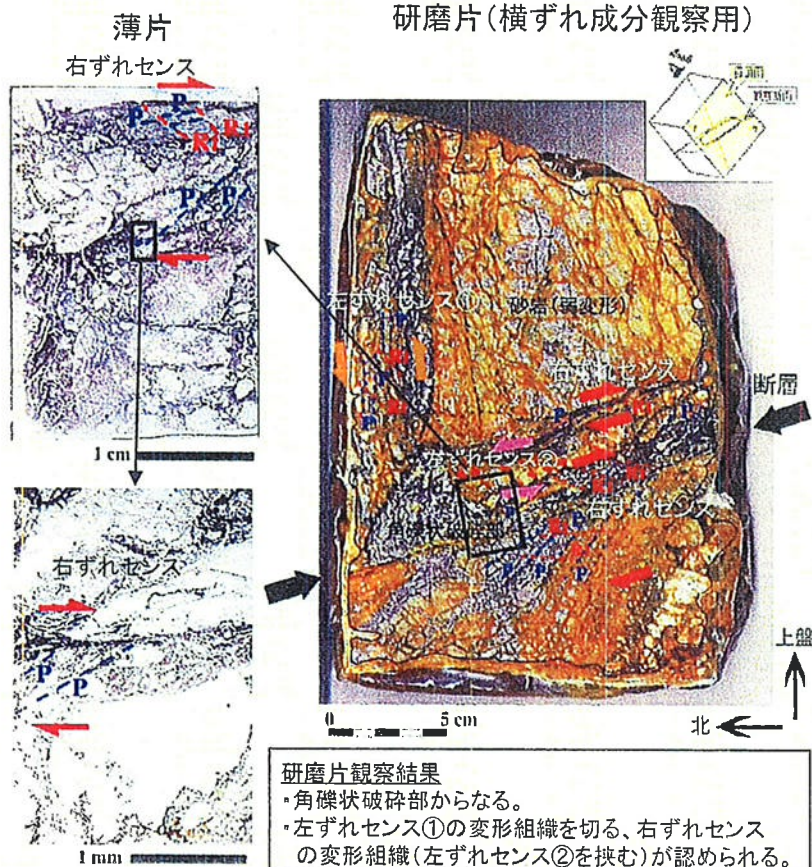


上林川断層北東端付近の地表地質調査結果(B地点) — 変形組織の観察(KB-2) —



せん断セシスを示す複合面構造(狩野・村田, 1998)

〔破碎帯を切る小断層〕



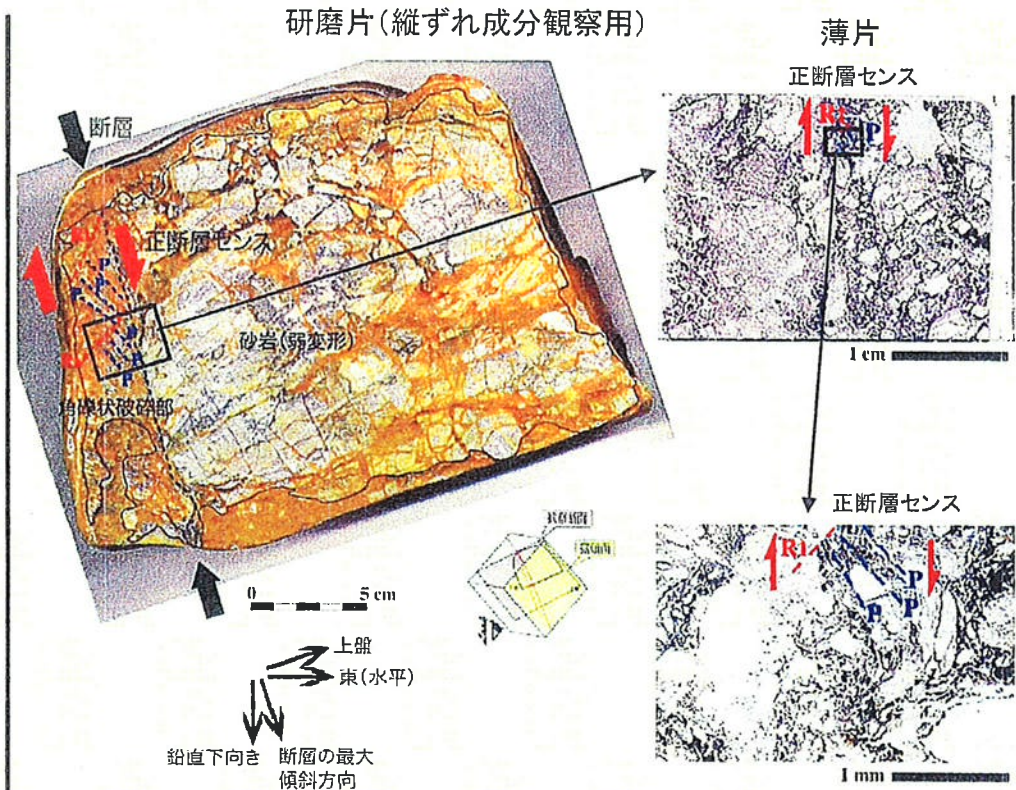
研磨片観察結果

- ・角礫状破碎部からなる。
- ・左ずれセシス①の変形組織を切る、右ずれセシスの変形組織(左ずれセシス②を挟む)が認められる。

薄片観察結果

- ・カタクレーサイトからなる。
- ・P面とR1面の関係から右ずれセシスを示す。

破碎部はカタクレーサイトからなり、最新活動は正断層セシスを示すことから、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断した。



研磨片観察結果

- ・角礫状破碎部からなる。
- ・P面とR1面の関係から正断層セシスを示す。

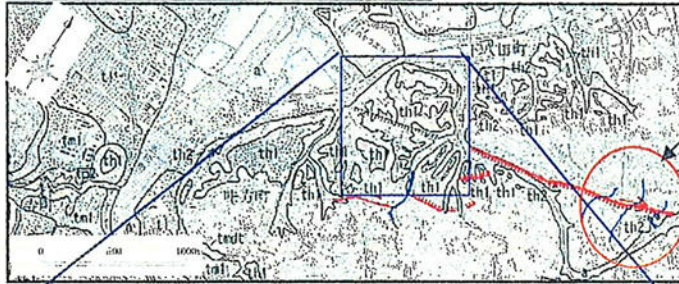
薄片観察結果

- ・カタクレーサイトからなる。
- ・P面とR1面の関係から正断層セシスを示す。

故屋岡町付近(A地点)において考慮対象となる活断層は存在しないことを確認したが、一部で露頭欠如区間があることから、活動性を否定できる露頭を確認した福井県との県境付近(B地点)を上林川断層の北東端とする。

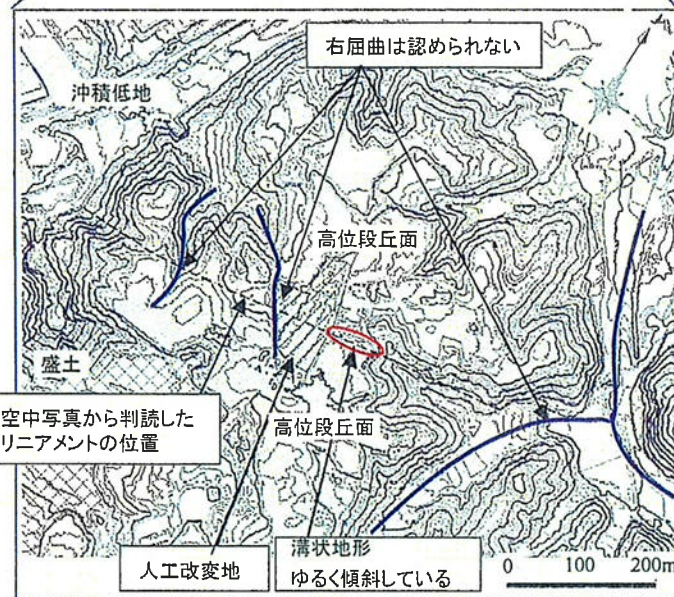
上林川断層南西端付近の調査結果

北側のリニアメントの周辺



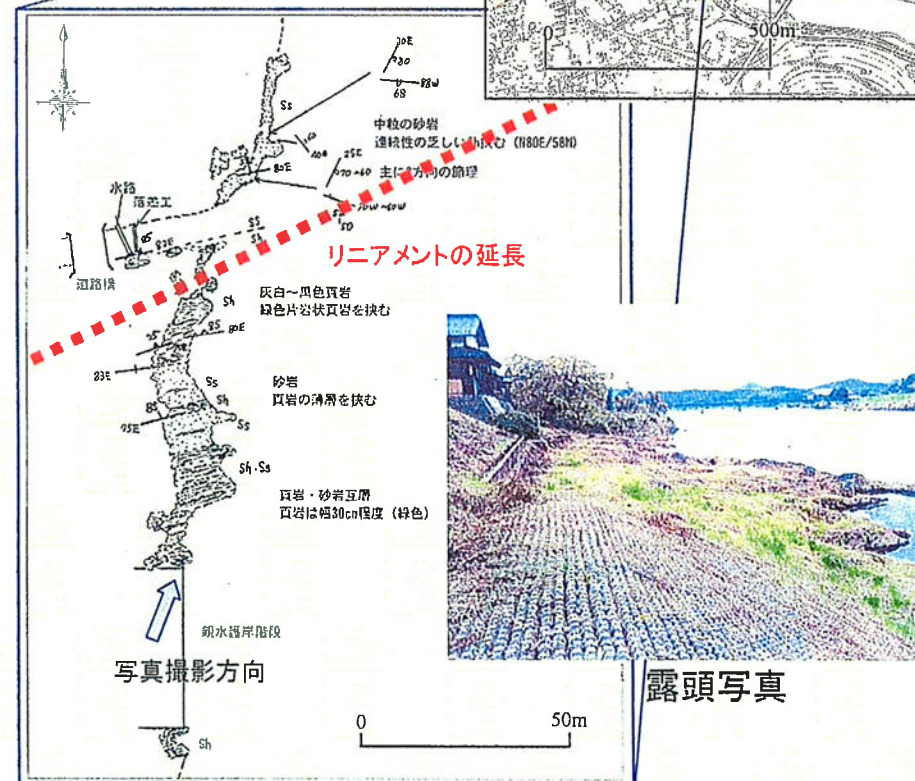
南側に分岐したリニアメントの延長上

50~90mの河谷の右屈曲



レーザー測量による詳細地形図
(下八田町周辺の高位段丘面拡大図)

現地調査及びレーザー測量では、高位段丘面に
右ずれ及び北側隆起の変位地形は認められない。



由良川川岸において約100mの頁岩の連続露頭が
存在しており、断層がないことを確認。

上林川断層は、由良川
から西方には延びない。

上林川断層の当初の評価



断層の活動性

後期更新世以降の活動あり。
(河谷や尾根に系統的な右ずれ変位が認められる。)

長さ約26kmの活断層
と評価

断層の連続性

北東端：
リニアメントは分岐しながら故屋岡町の上林川西岸において消滅し、活動的な断層も認められないことから故屋岡町までであるが、その北東にも断層露頭があることから、活動性を否定できる露頭を確認した福井県との県境付近と設定。

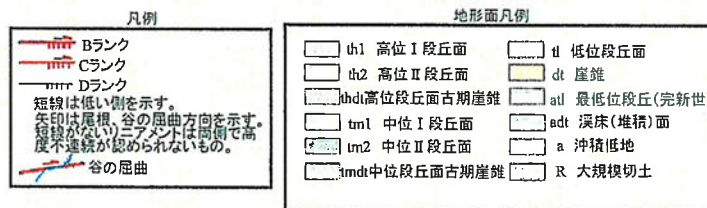
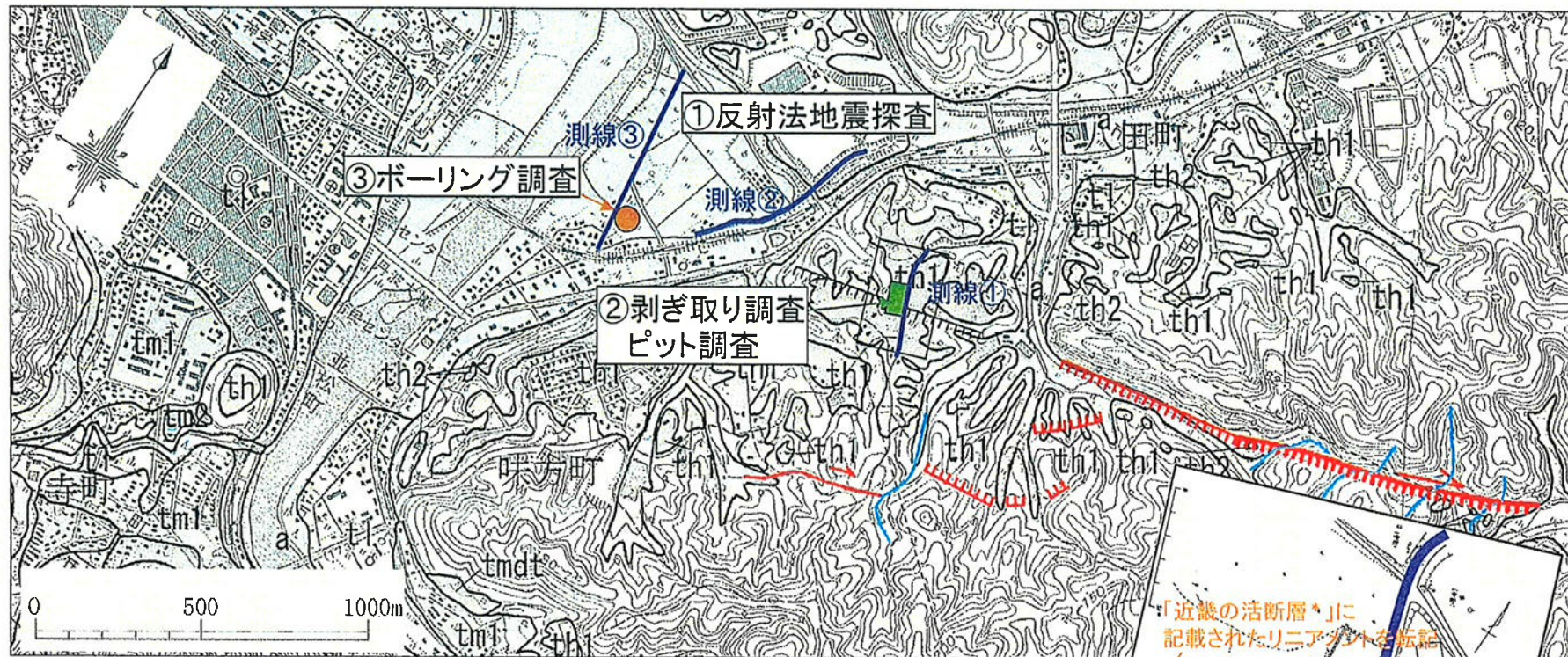
南西端：
リニアメントは分岐しながら由良川東方で消滅し、高位段丘面で右ずれや北側隆起の変位地形が認められないこと、南側分岐部も延長部の由良川河床部の岩盤露頭で断層が認められないことから、味方町付近と設定。

【コメント】

南西端の評価について、現在の地形は
改変を受けている可能性もあるため、段
丘面の変位を見る際、レーザ測量の適
用には留意が必要。

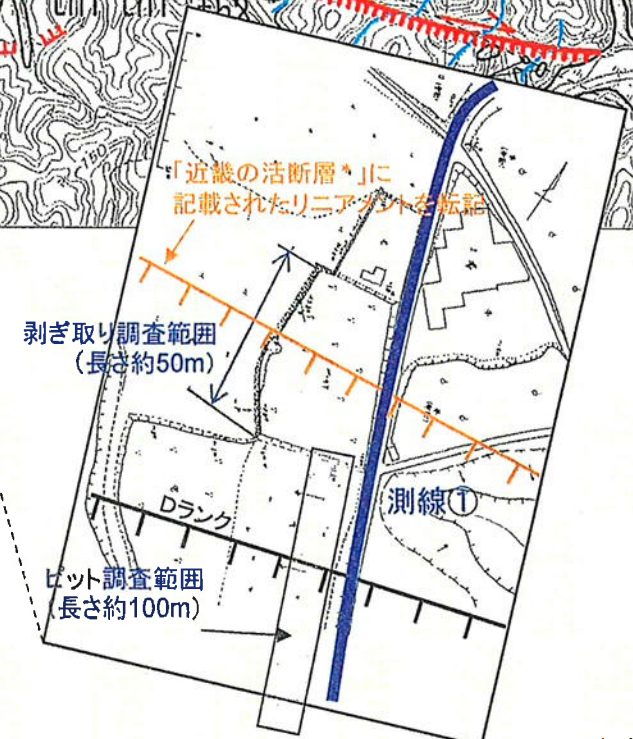
上林川断層南西端付近において補足調査を実施

補足調査位置(上林川断層南西端)

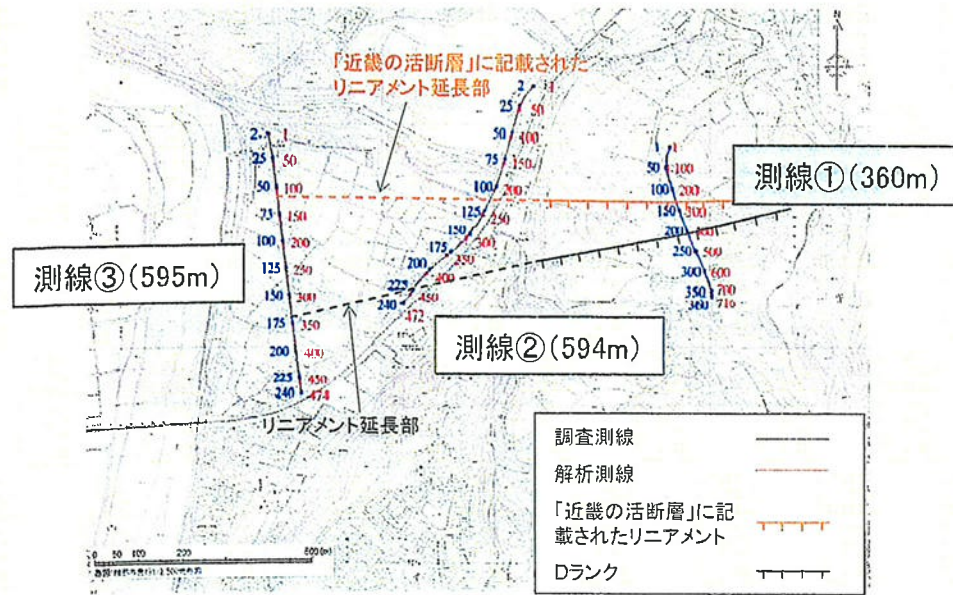


【補足調査】

- ① 反射法地震探査:
S波(測線①)、P波(測線②・③)
- ② 剥ぎ取り調査(約50m)、ピット調査(約100m)
- ③ ボーリング調査(2本)

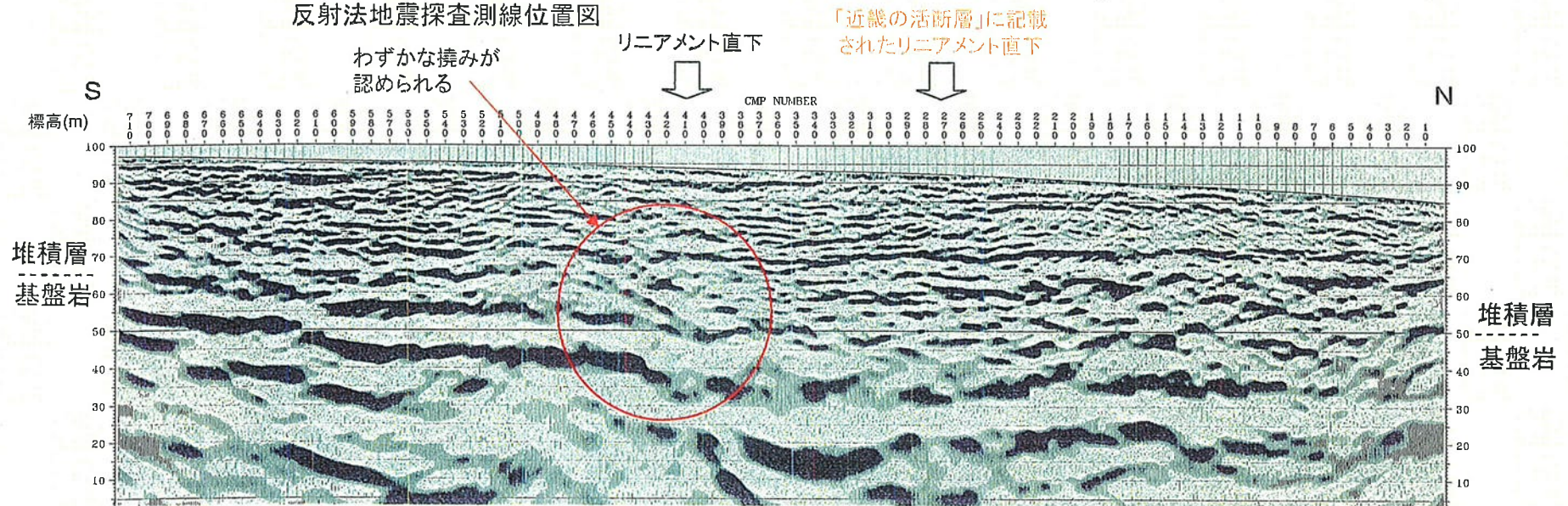


反射法地震探査結果(上林川断層南西端)



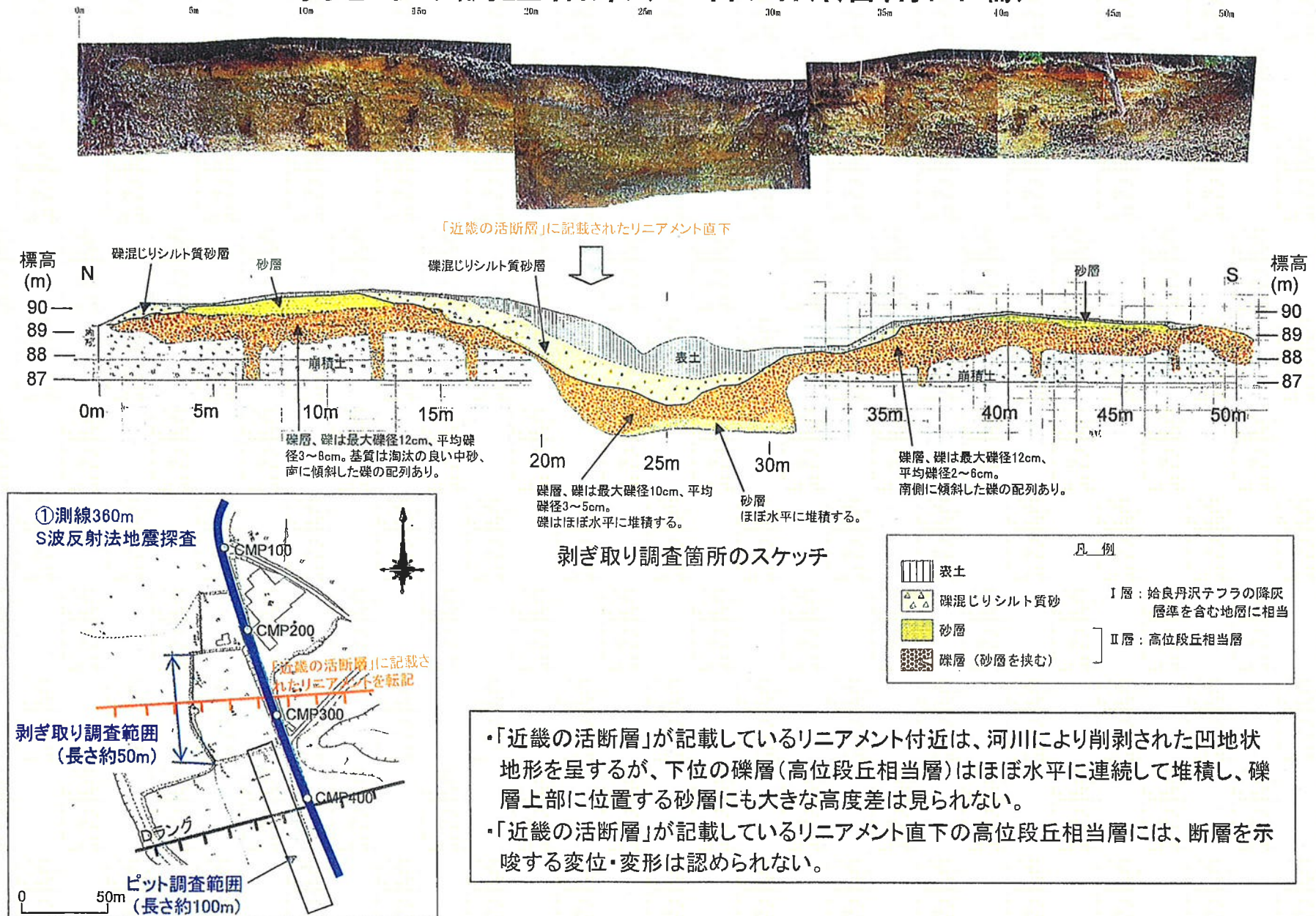
- ・反射法地震探査(S波)記録から、リニアメント直下の基盤岩上面(想定)にわずかな撓みが認められる。
- ・「近畿の活断層」が記載しているリニアメント直下の基盤岩上面(想定)には、断層による変位・変形は認められない。

反射法地震探査測線位置図



測線①反射法地震探査(S波)記録

剥ぎ取り調査結果(上林川断層南西端)





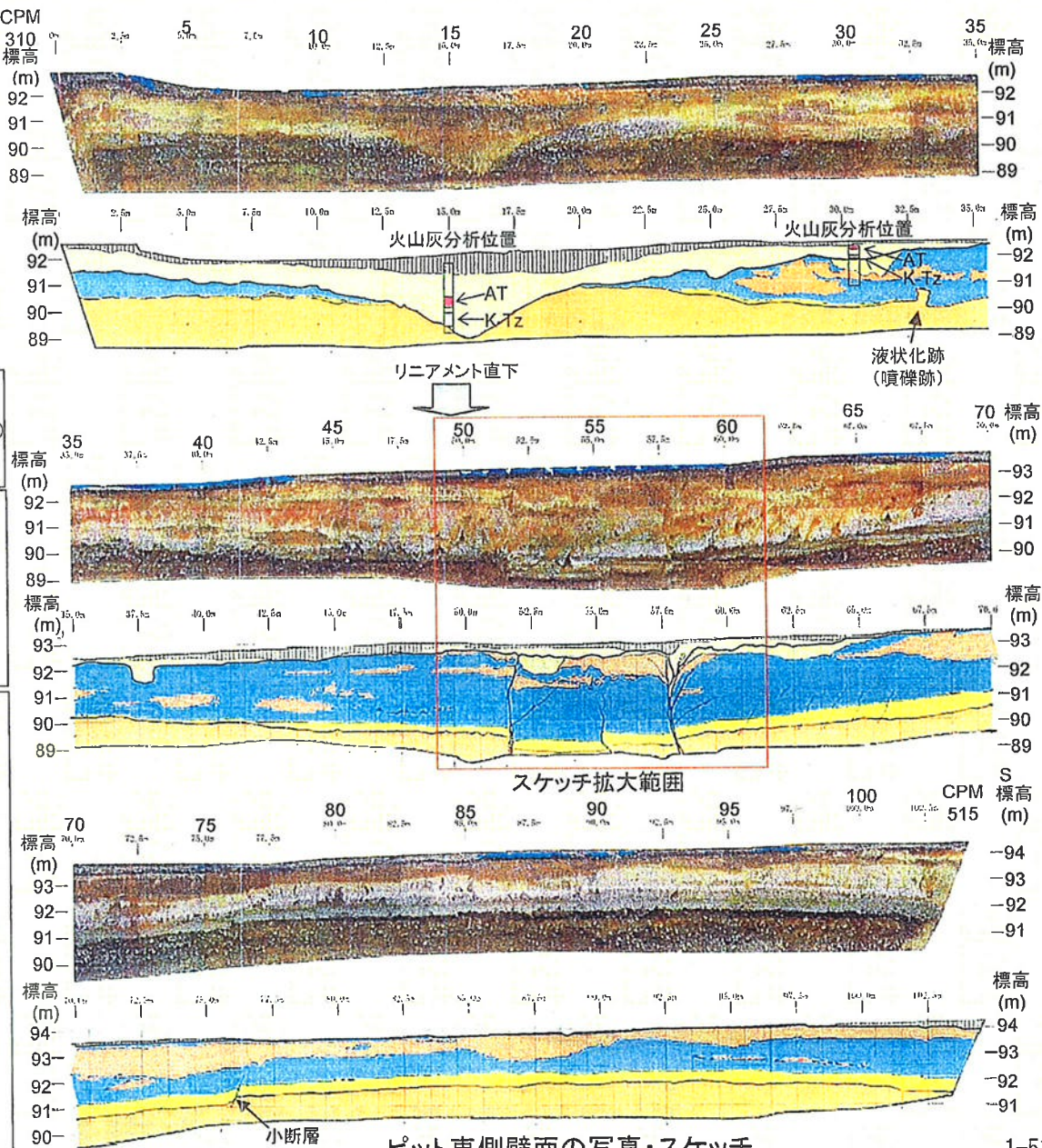
ピット調査箇所位置図

ピット調査結果(上林川断層南西端)

- 火山灰分析凡例
- : 火山灰分析位置
 - AT: 始良丹沢テフラ(2.6~2.9万年前\*)
 - K-Tz: 鬼界葛原テフラ(約9.5万年前\*)
- \* : 町田・新井(2003)より引用

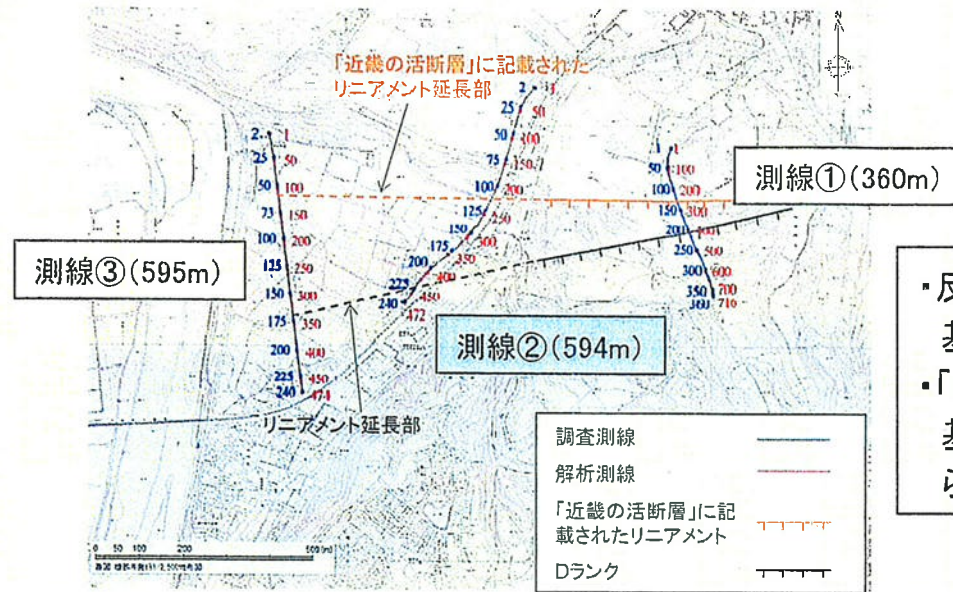
- 凡例
- 変位
 - シルト層2 (砂質シルトからなる)
 - 砂層1 (角礫主体、基質は砂質シルト)
 - 砂層2 (角礫主体)
 - シルト層1 (細かいシルト所)
 - 砂層1 (円礫からなる)
 - 断層
 - 削れ目
- I 層: 中位~低位段丘相当層 (AT, K-Tzの降灰層準を含む)
- II 層: 高位段丘相当層

- ・標高90~95m程度の高位段丘面において、約100m区間のピット調査を実施した。
- ・壁面には I 層、II 層の2層が分布する。
下部の II 層は堆積物の色相や周辺露頭との対比、火山灰分析結果から高位段丘相当層と想定される。
I 層は II 層を不整合に覆い、中位~低位段丘相当層(AT, K-Tzテフラの降灰層準を含む)である。
- ・リニアメント直下には3条の断層があり、南の断層は I 層まで変位を与えている(次項参照)。
- ・II 層の砂層1基底面及びシルト層1基底面は、共に断層の南側が北側に比べて1~2m程度隆起し、撓んだ構造を示す。
- ・II 層のシルト層1が断層付近で厚くなることから、II 層堆積時に断層運動があったと想定される。さらに II 層のシルト層1下部に液状化跡(32.5m地点)が認められる。



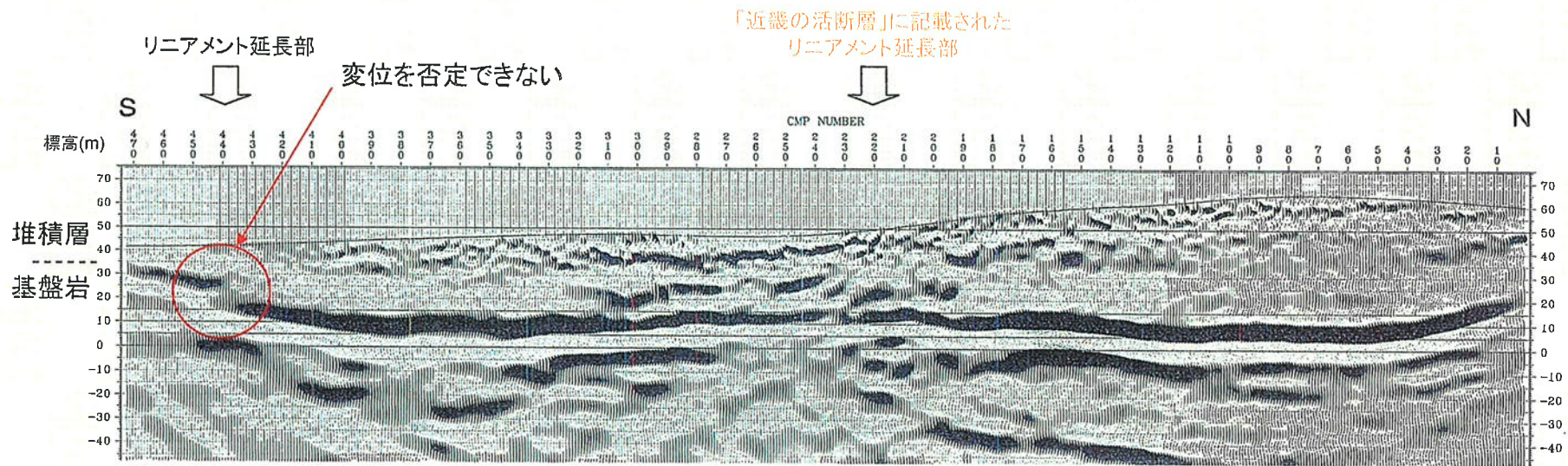
ピット東側壁面の写真・スケッチ

反射法地震探査結果(上林川断層南西端)



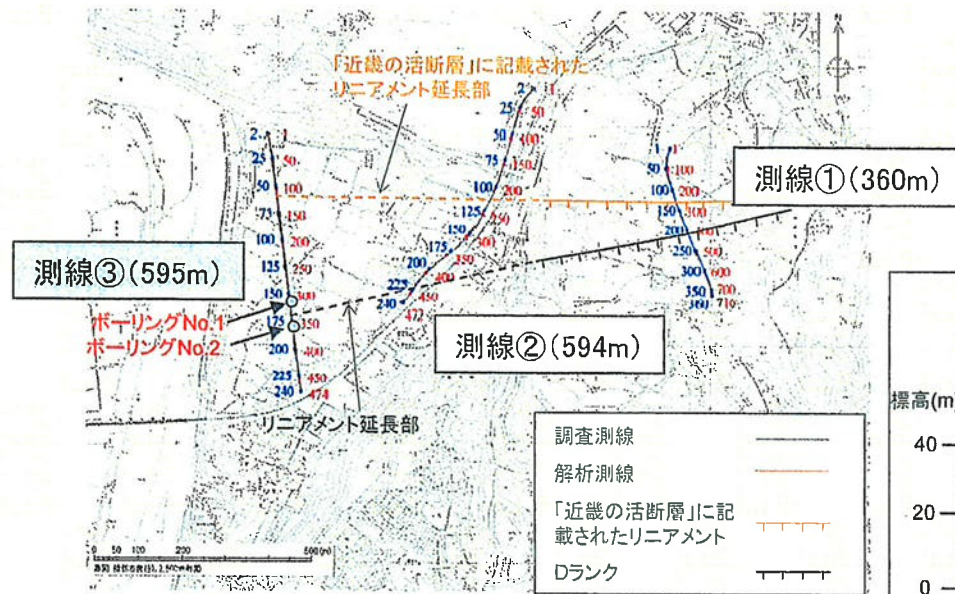
- ・反射法地震探査(P波)記録から、リニアメント延長部の基盤岩上面(想定)に南側隆起の変位は否定できない。
- ・「近畿の活断層」が記載しているリニアメント延長部の基盤岩上面(想定)には、断層による変位・変形は認められない。

反射法地震探査測線位置図



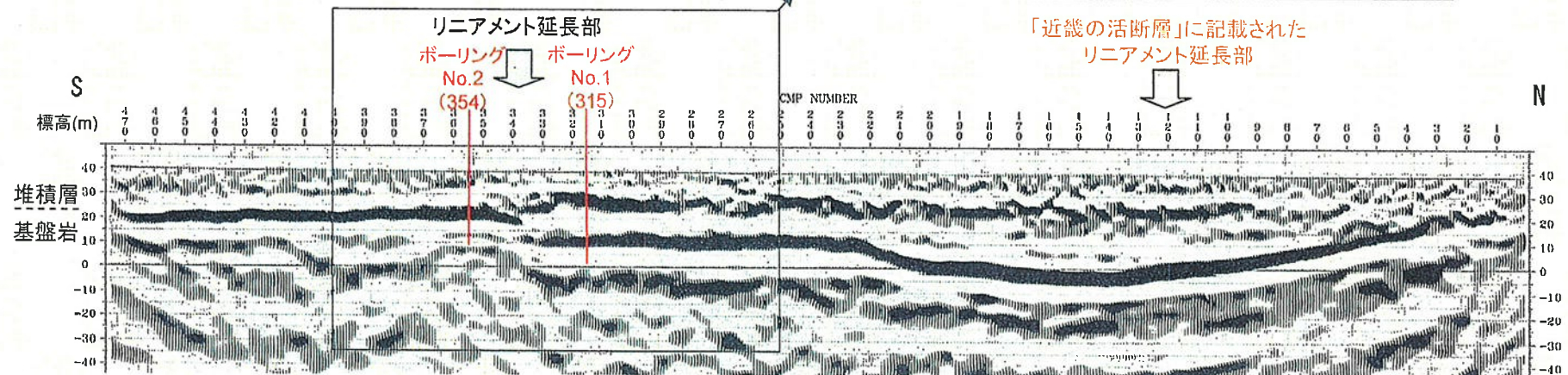
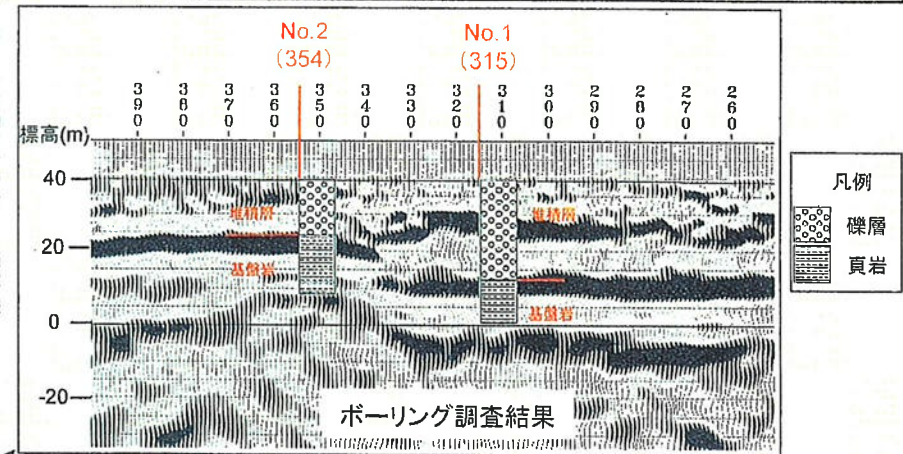
測線②反射法地震探査(P波)記録

反射法地震探査結果(上林川断層南西端)



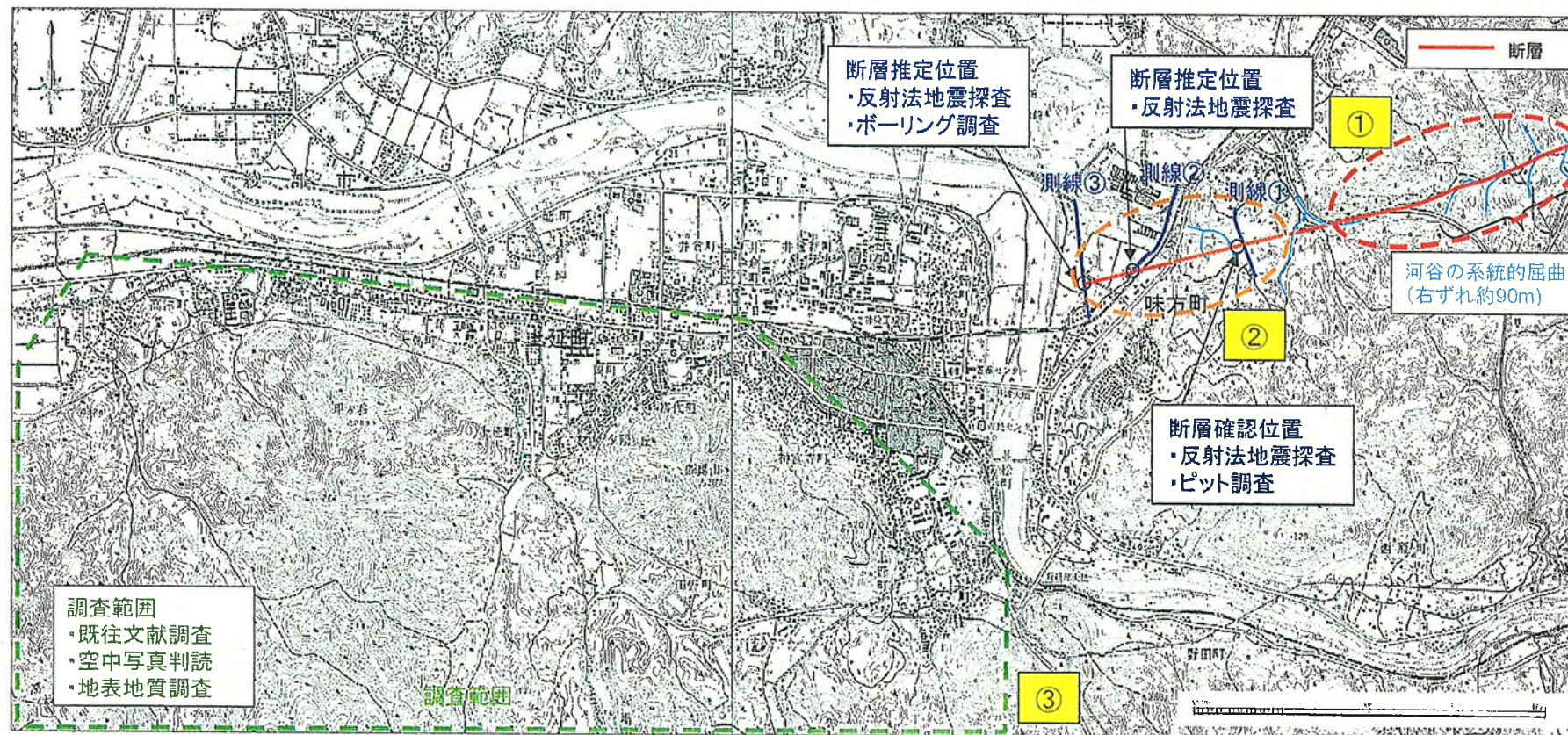
反射法地震探査測線位置図

- ・反射法地震探査(P波)記録から、リニアメント延長部の基盤岩上面に南側隆起の変位は否定できない。
- ・ボーリング調査の基盤岩上面深度は、反射法地震探査記録と整合している。
- ・「近畿の活断層」が記載しているリニアメント延長部の基盤岩上面には、断層による変位・変形は認められない。



測線③反射法地震探査(P波)記録

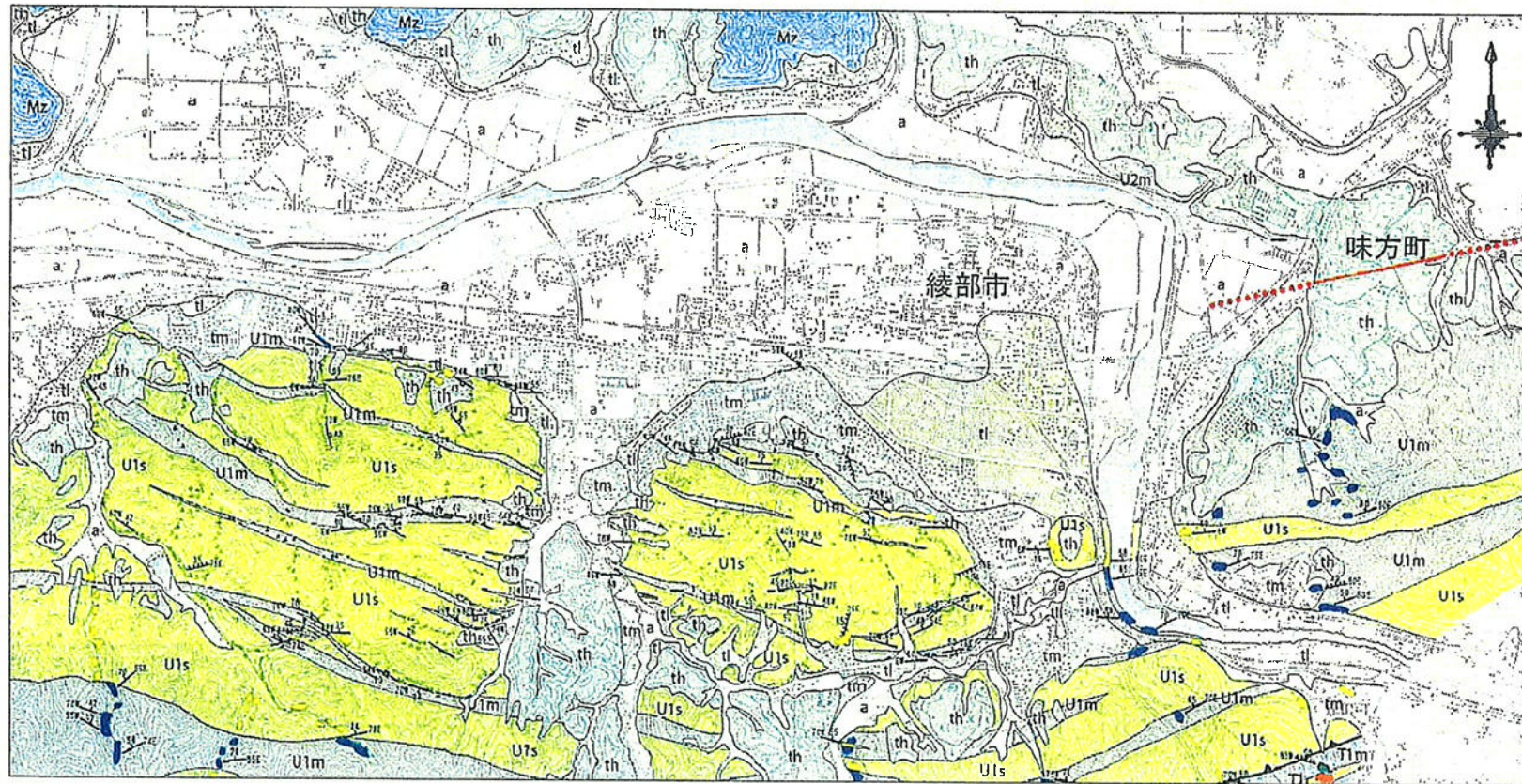
断層延長部の検討(上林川断層南西端)



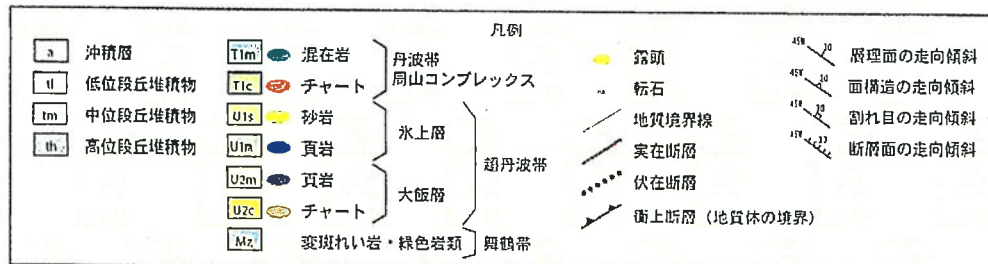
- ①明瞭な変動地形(河谷の系統的屈曲)が認められるが、味方町東方で河谷の屈曲は終息する。
- ②変動地形が不明瞭な味方町付近で実施した補足調査により上林川断層を確認した。ただし、変位量は小さく、小規模な溝状凹地や南側隆起の構造を呈する。
- ③上延町付近には変動地形や超丹波帯砂岩・頁岩の分布に断層を示唆する変位が認められない。
- ④各文献に記載された南西端とも概ね整合している。

上林川断層は上延町以西へは大きく延伸するものではないと考えられるが、調査により南西端を特定することは困難であることから、断層長さを26km以上と評価する。

断層延長部の検討(上林川断層南西端)

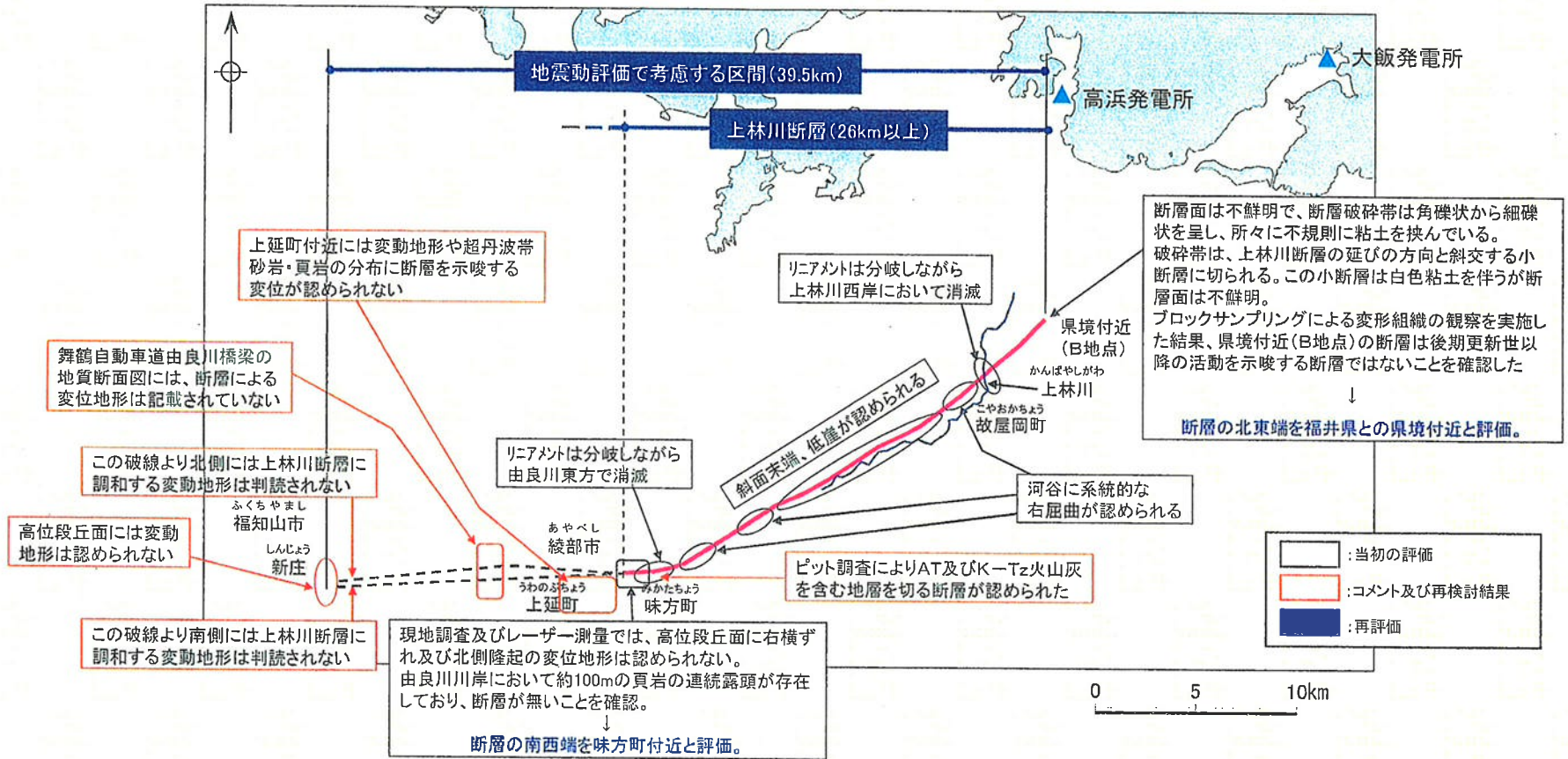


上林川断層南西部地質図



- ・空中写真判読の結果、調査範囲には変動地形は認められない。
- ・帯状配列する超丹波帯砂岩・頁岩に断層を示唆する大きな変位は認められない。

上林川断層の評価の概要



「南西端の評価について、現在の地形は改変を受けている可能性もあるため、段丘面の変位を見る際、レーザー測量の適用には留意が必要。」

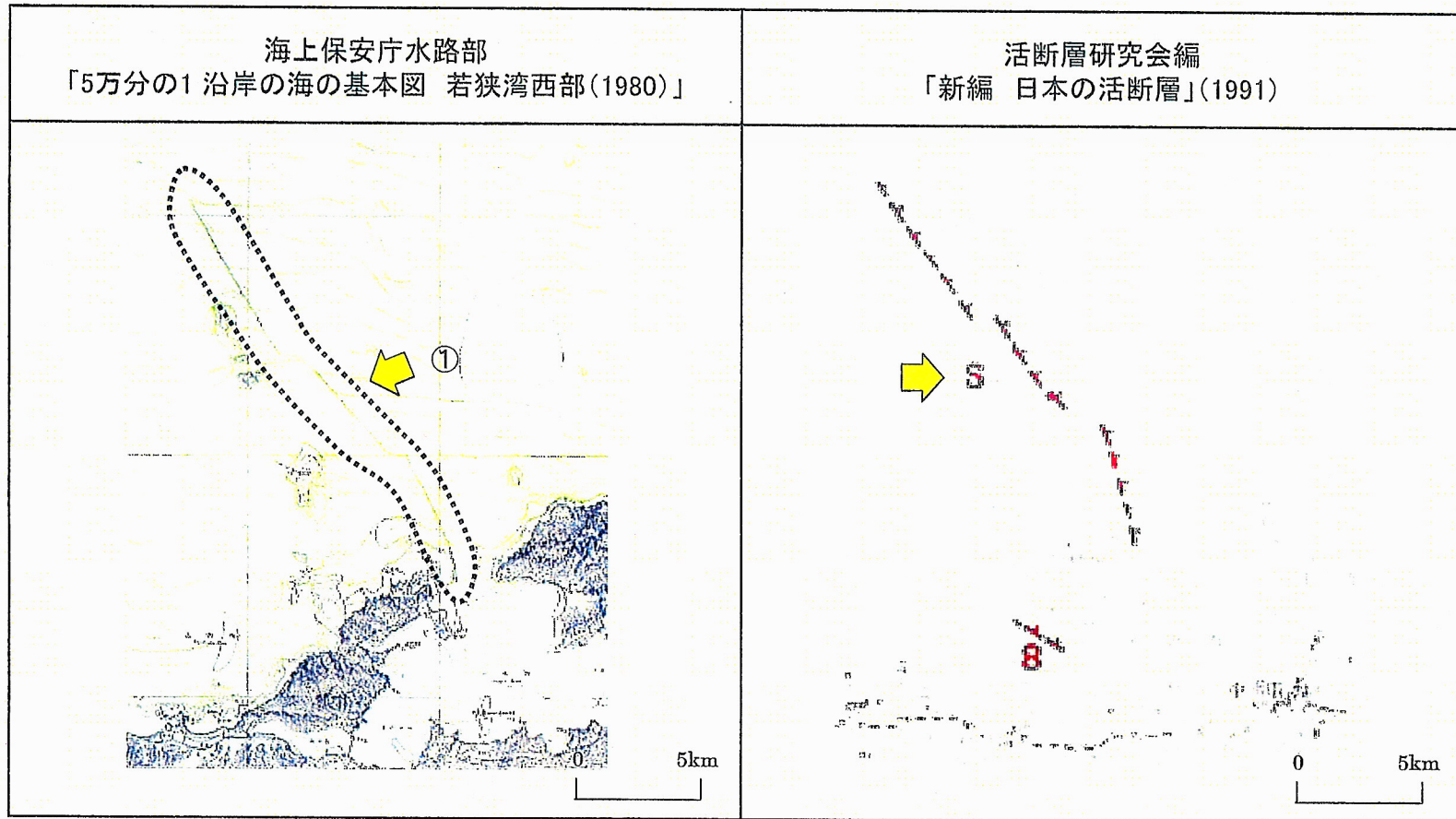
- ・味方町付近において補足調査(反射法地震探査、剥ぎ取り調査、ピット調査及びボーリング調査)を実施した結果、ピット調査によりAT及びK-Tz火山灰を含む地層を切る断層が認められた。ただし、変位量は小さく、小規模な溝状凹地や南側隆起の構造を呈する。
- ・上延町付近には変動地形や超丹波帯砂岩・頁岩の分布に断層を示唆する変位が認められない。
- ・各文献に記載された南西端とも概ね整合している。
- ・由良川の沖積低地を除いた周辺には、上林川断層に調和する変動地形は判読されない。
- ・舞鶴自動車道由良川橋梁の地質断面図には、断層による変位地形は記載されていない。
- ・福知山市内の高位段丘面には、文献に活断層の記載がなく、変動地形も判読されない。

上延町以西へは大きく延伸するものではないと考えられるが、調査により南西端を特定することは困難であることから、断層長さを約26kmから26km以上に変更。

由良川に沿って分布している沖積低地の方向に断層が延伸する可能性を完全に否定できず、調査により南西端を特定することは困難であることを勘案し、原子力施設の安全性評価の観点から、断層南西端を断層の延長が確実に否定できる福知山市付近まで延伸させた場合について地震動評価を行う。

2-4 FO—A断層、FO—B断層、FO—C断層

FO-A断層に関する文献調査結果

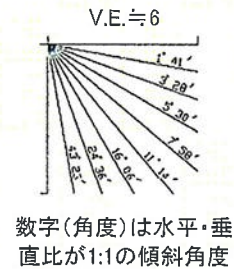
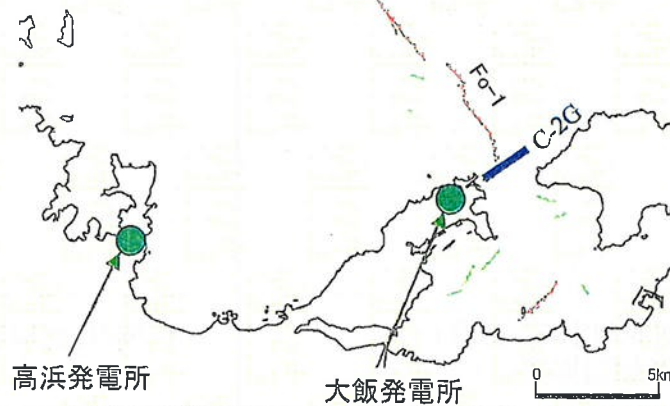
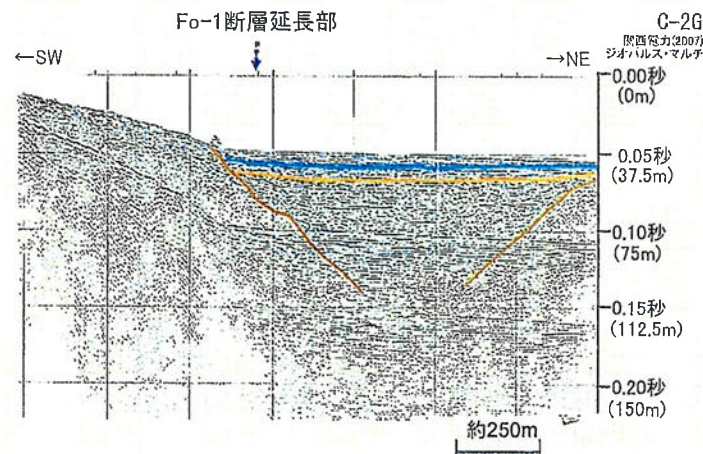
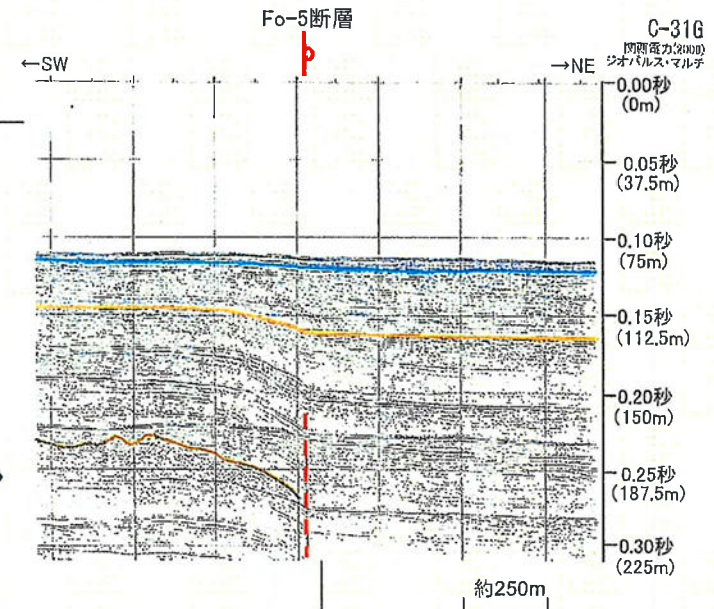
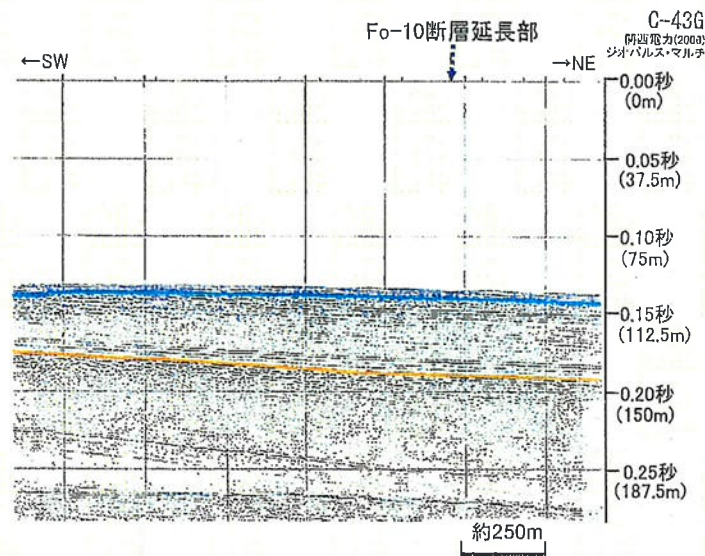


| 断層名 | 長さ | 分類 | 変位の向き |
|-------|-------|------|-------|
| ①名称なし | 約18km | 推定断層 | 南西側隆起 |

| 断層名 | 長さ | 分類 | 変位の向き |
|---------------|------|----------------|-------|
| 若狭湾断層群
S10 | 18km | 推定断層
(確実度Ⅱ) | 南西側隆起 |

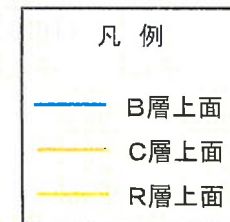
確実度Ⅰ：活断層であることが確実なもの
 確実度Ⅱ：活断層であると推定されるもの
 確実度Ⅲ：活断層の疑いがあるリニアメント

FO-A断層に関する調査結果

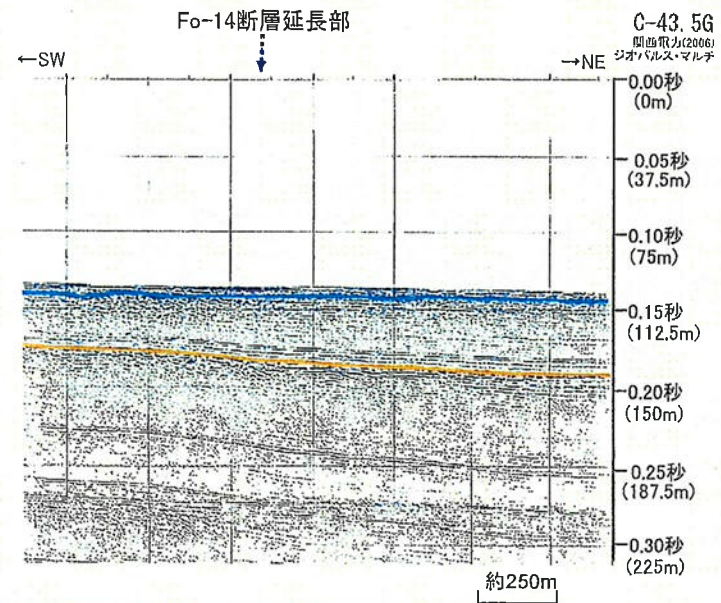
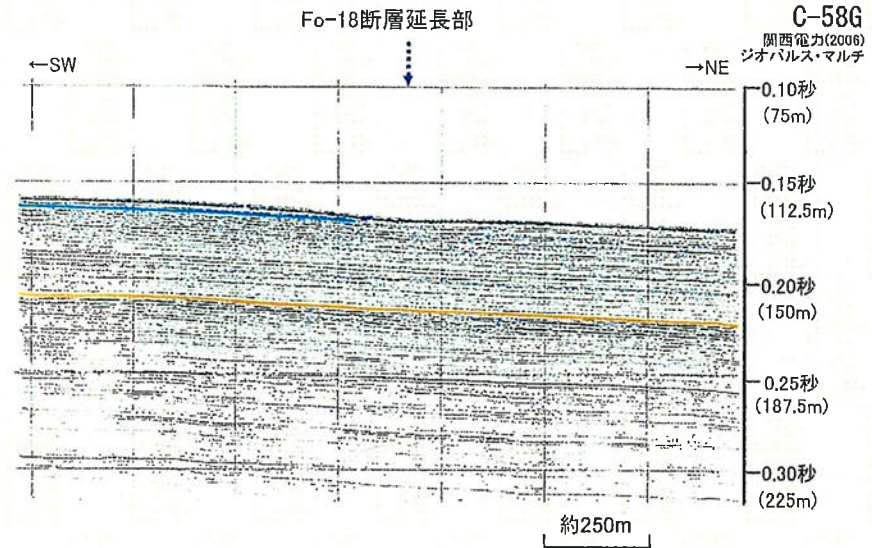
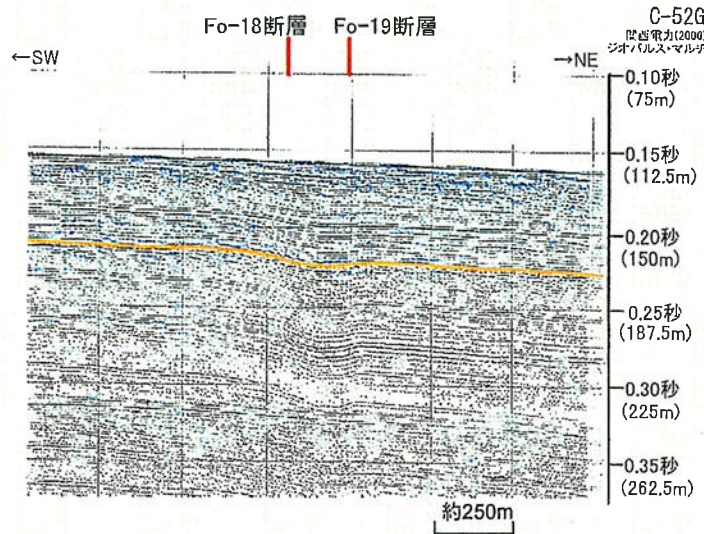
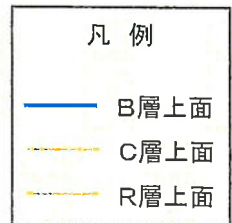
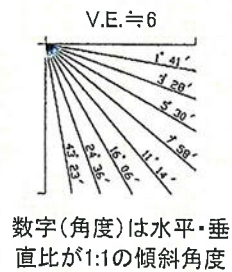
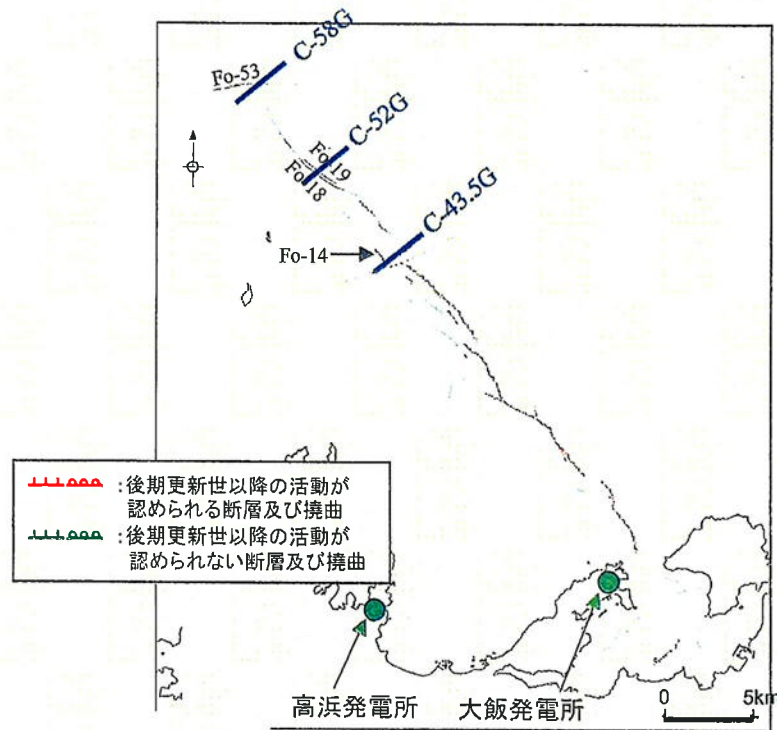


||||| : 後期更新世以降の活動が認められる断層及び撓曲
||||| : 後期更新世以降の活動が認められない断層及び撓曲

断層の北端部、南端部は後期更新世以降の地層に変位・変形が認められないことにより確認。

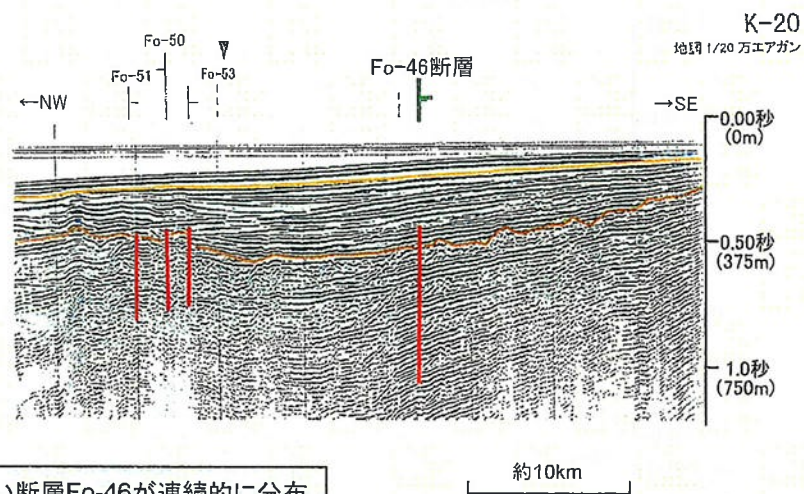
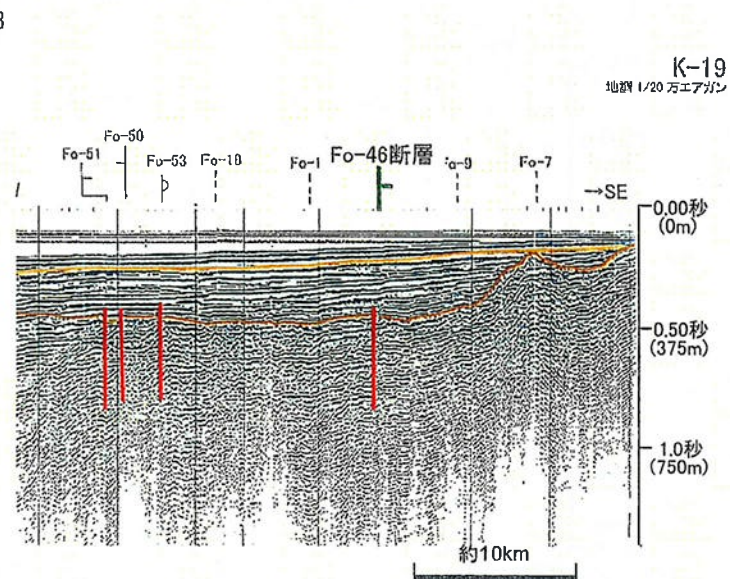
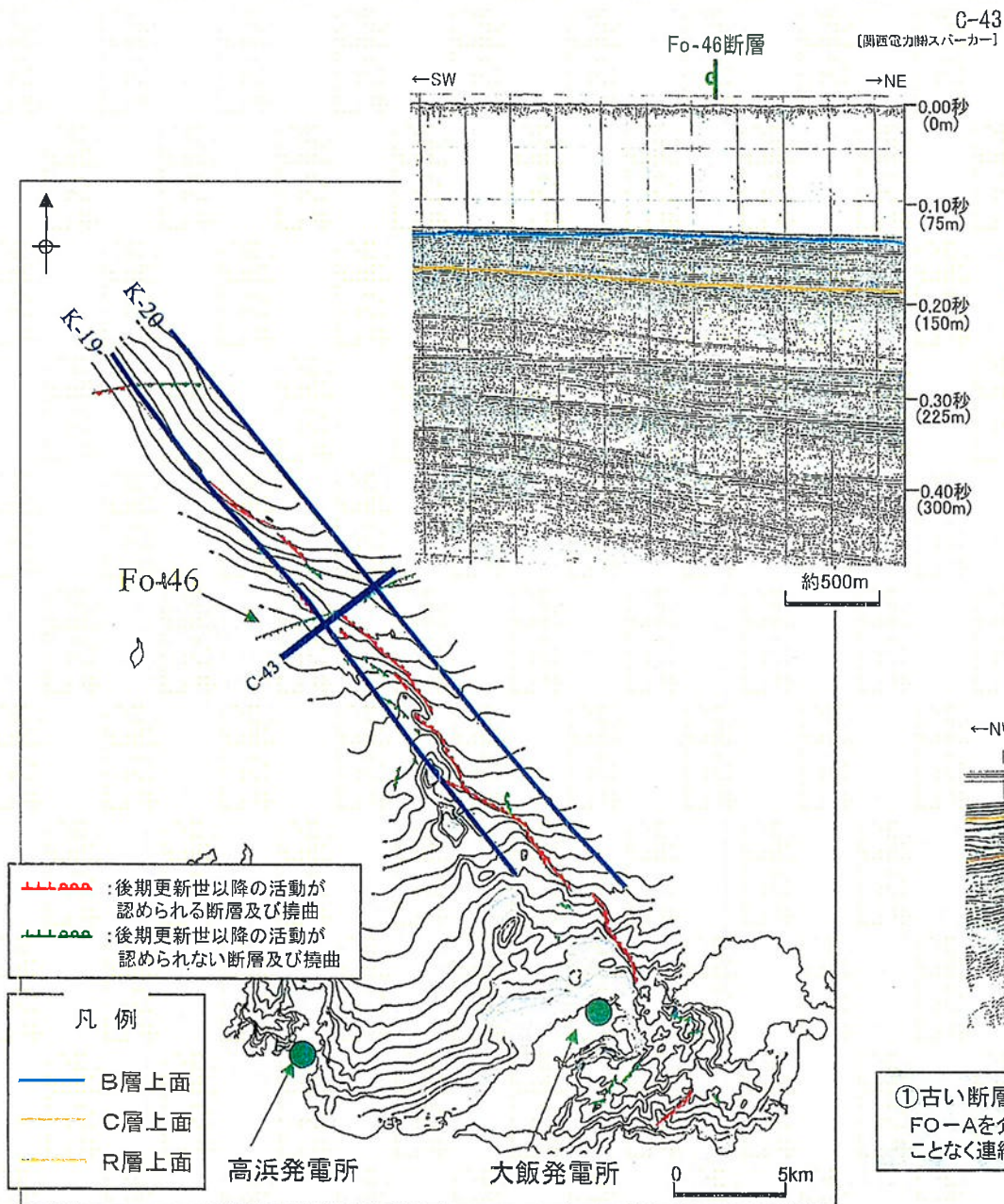


FO-B断層に関する調査結果



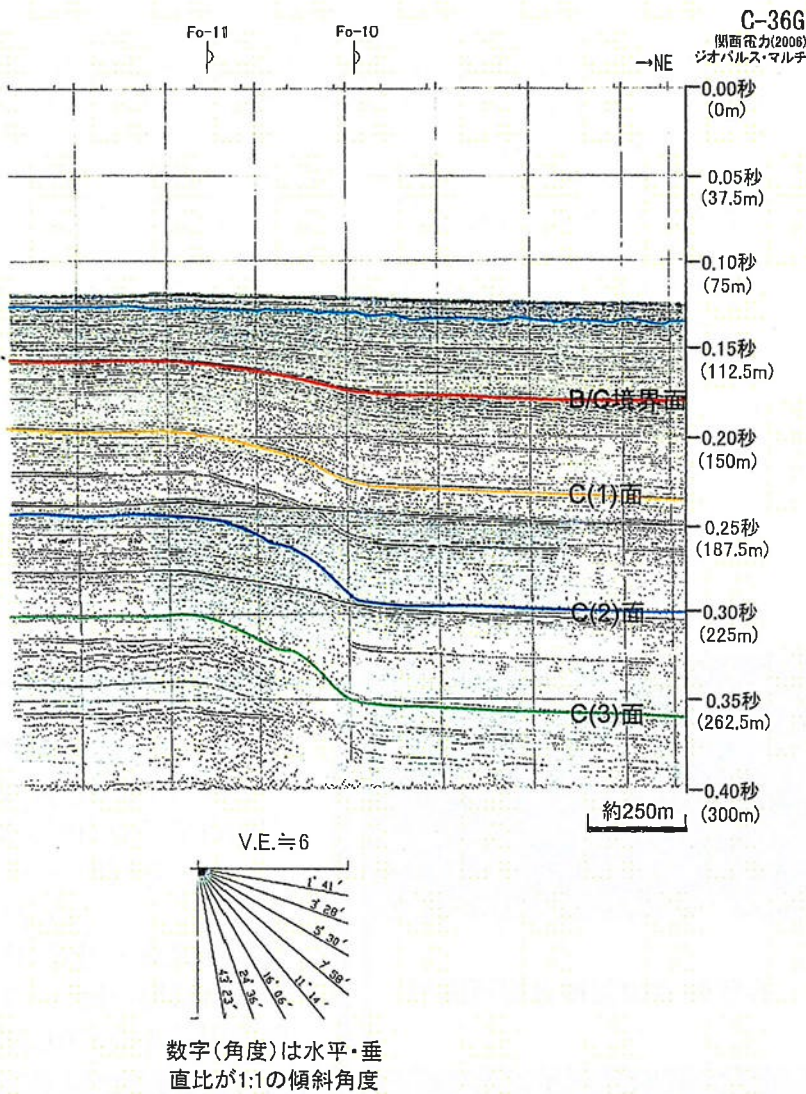
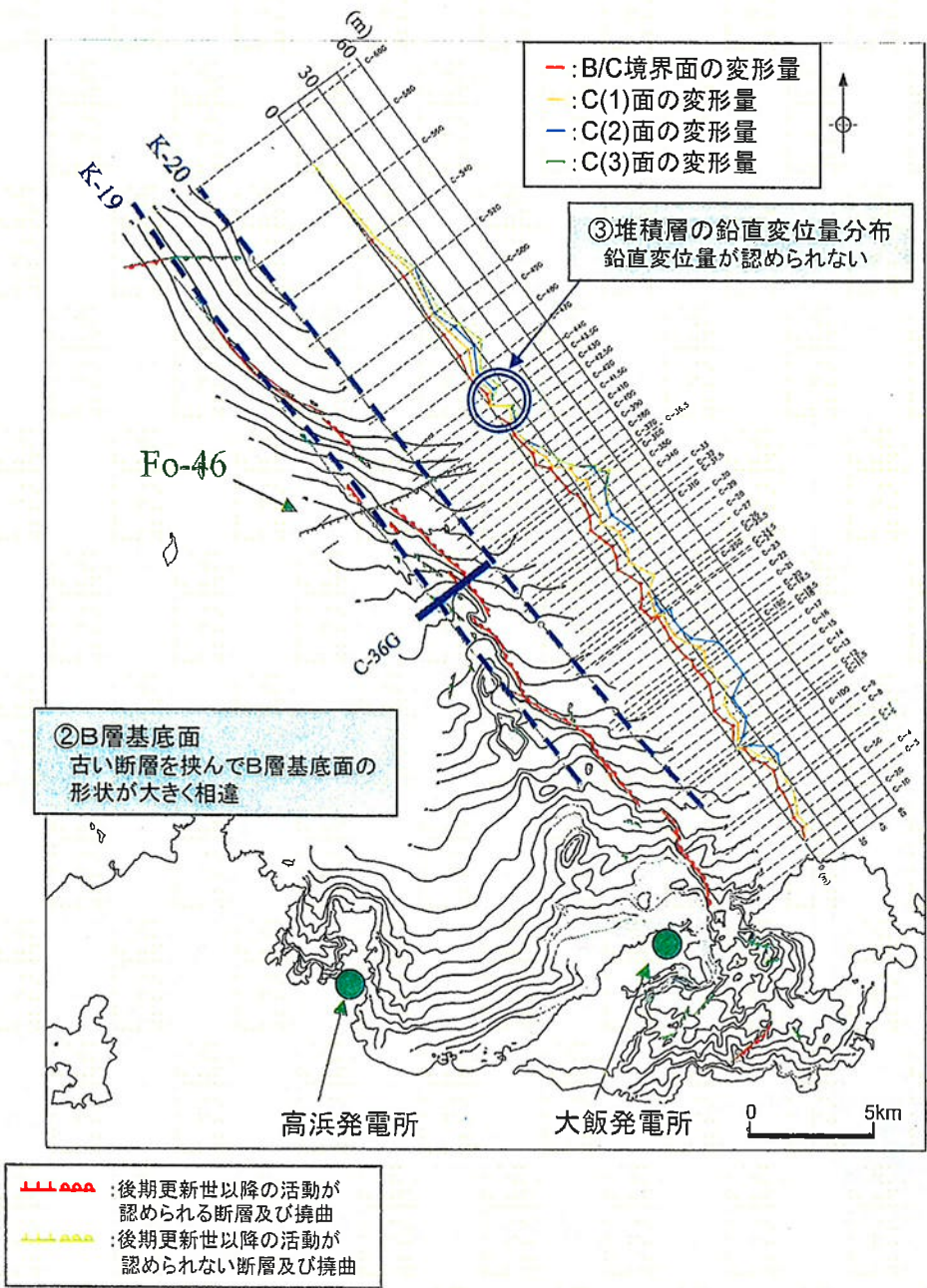
断層の北端部、南端部は後期更新世以降の地層に変位・変形が認められないことにより確認。

FO-A断層・FO-B断層の連続性



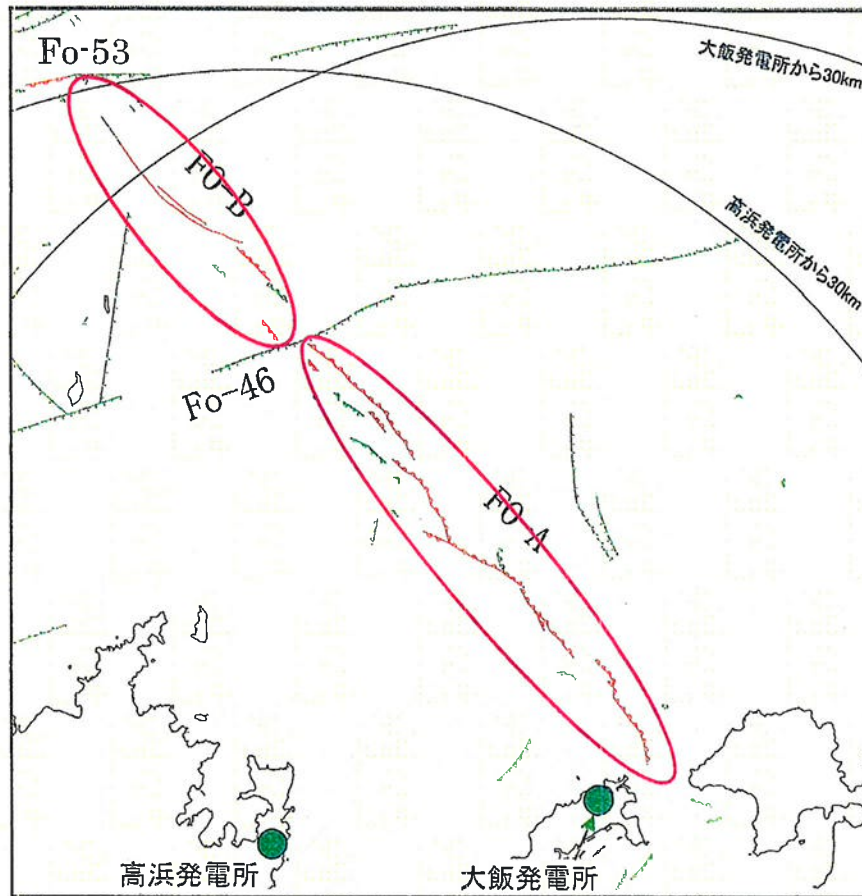
①古い断層Fo-46が連続的に分布
FO-Aを介して食い違いを生じる
ことなく連続的に分布

FO-A断層・FO-B断層の連続性



FO-A断層とFO-B断層は個別の断層として評価

FO-A断層, FO-B断層の当初の評価



断層の連続性

- ・各断層の北端部、南端部では、後期更新世以降の地層に変位・変形が認められない。
- ・FO-A断層とFO-B断層の間には、古い断層Fo-46が連続的に分布し、堆積層の鉛直変位量も認められない。

断層の活動性

後期更新世以降の活動あり

FO-A断層: 約23km

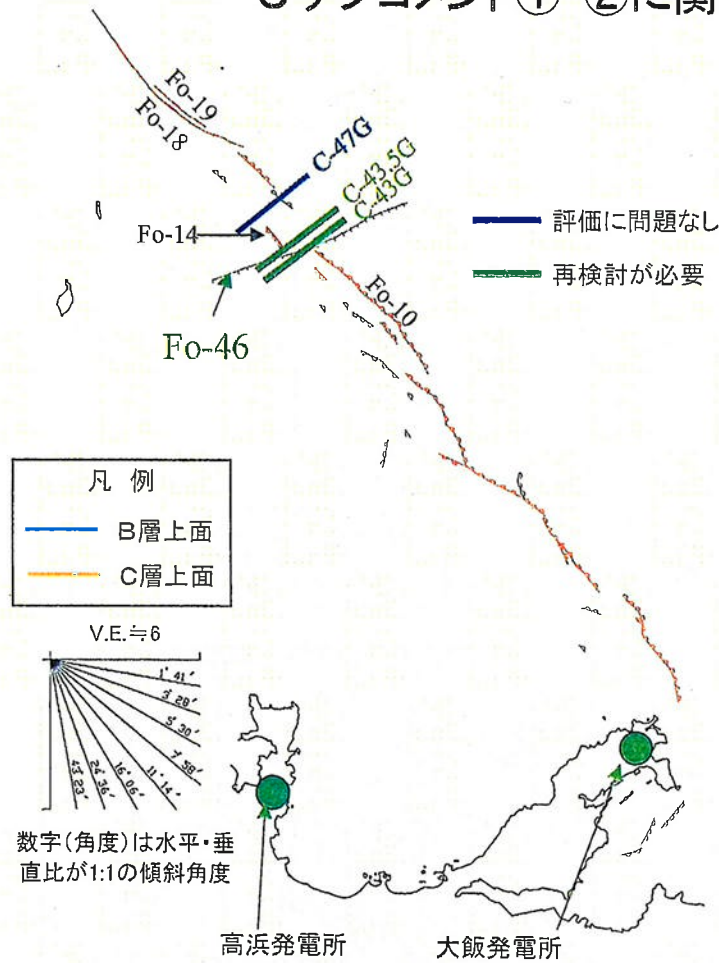
FO-B断層: 約12km

【Cサブコメント】

- ①測線C-47GはB層以上に変位・変形が無いとしてもよい。しかし、測線C-43.5G(FO-B南端)、測線C-43G(FO-A北端)は、B層厚さ、断層下盤の堆積層上面勾配を基準とした場合、明らかに南西側が隆起し、Fo-10がFo-14に繋がっていると考えられる。
- ②断層長さとしては、FO-A、FO-Bを個別の断層として評価してもよい。ただし、連動しないという考え方には無理がある。
- ③保安院が実施した海上音波探査により、FO-B断層北西に位置するJNO-58測線の北東部及びJNO-59測線の東部のそれぞれ1箇所において後期更新世以降の地層に変形が認められる。

海上音波探査記録の再検討及び保安院の調査で認められた変形構造周辺の地質構造等の検討を実施

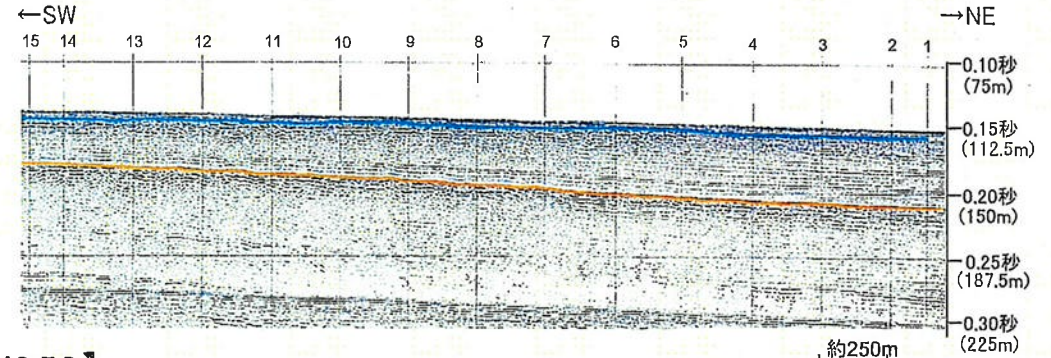
Cサブコメント①・②に関する検討(測線C-43G・43.5Gに関する再検討結果)



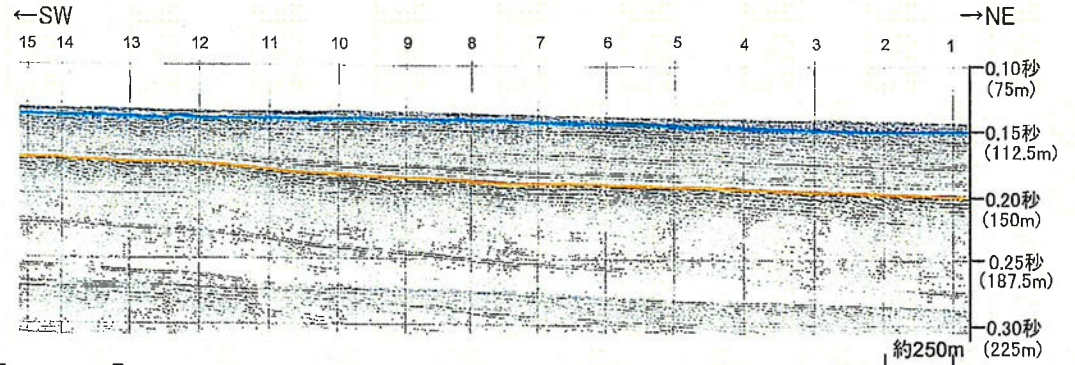
||||| 後期更新世以降の活動が認められる断層及び撓曲
||||| 後期更新世以降の活動が認められない断層及び撓曲

- ・測線C-43G, 43.5Gは、B層厚さ、断層下盤の堆積層上面勾配を基準とした場合、鉛直変位量は極めて小さいものの、相対的に南西側が隆起しているとも評価できるので、後期更新世以降の活動が認められるものとし、FO-A北端位置、FO-B南端位置を測線C-47Gに変更する。
- ・FO-A断層とFO-B断層の同時活動を考慮する。

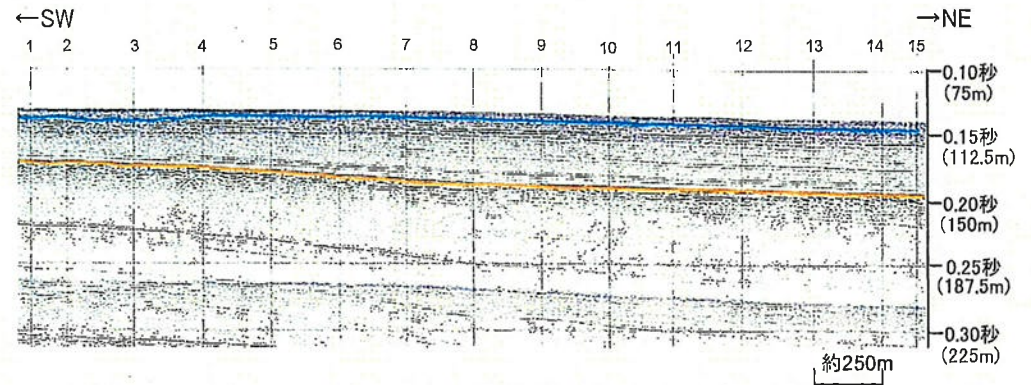
【C-47G】



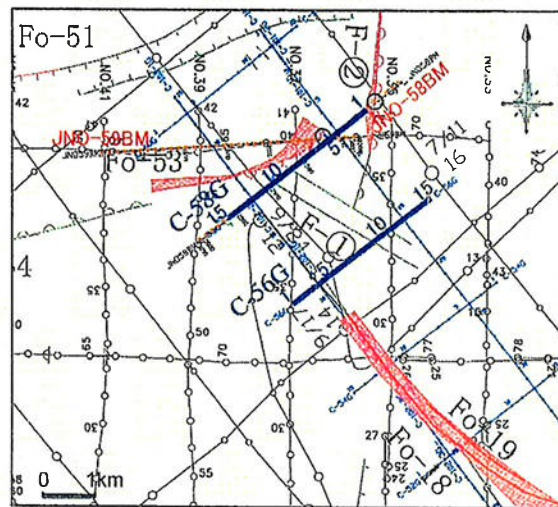
【C-43.5G】



【C-43G】

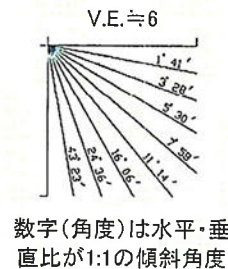
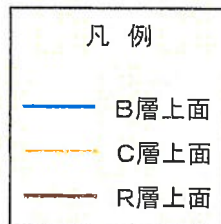


Cサブコメント③に関する検討(FO-B断層北端付近の音波探査記録(C-58G・C-56G))



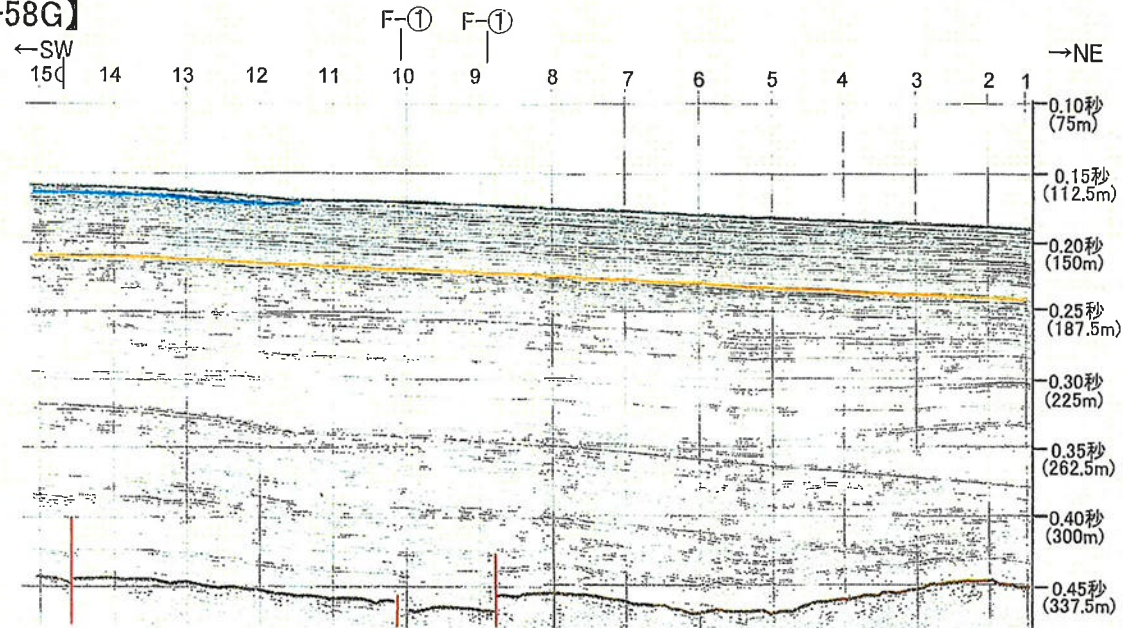
○ 保安院調査で変形が認められた箇所

—— 後期更新世以降の活動が認められる断層及び撓曲
—— 後期更新世以降の活動が認められない断層及び撓曲

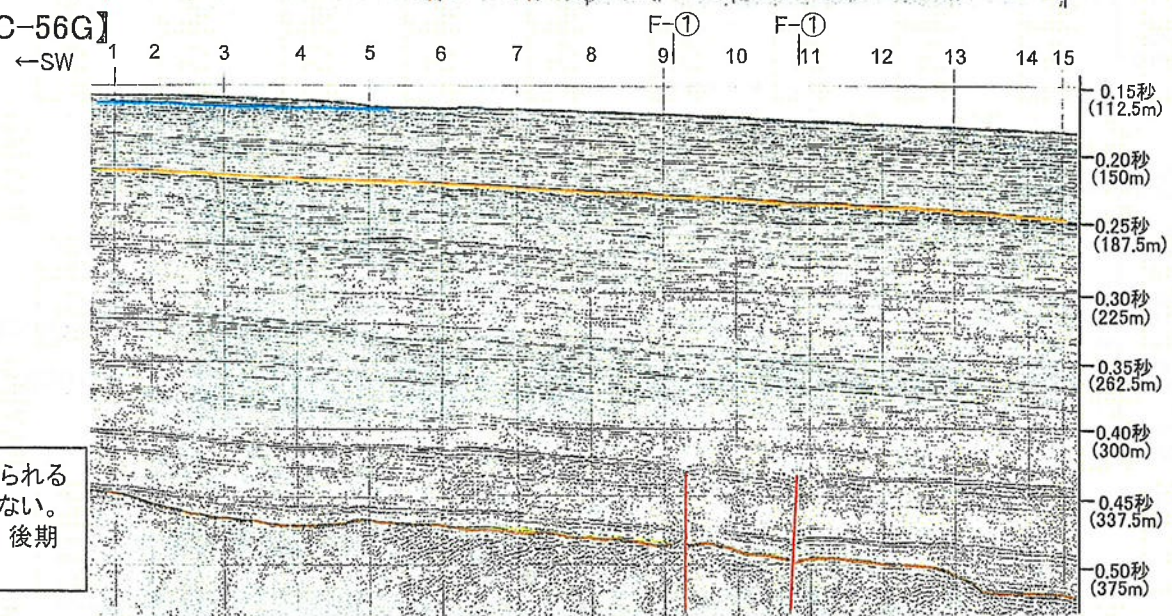


- ・C-58GではC層中に変形が3箇所(2箇所:F-①)が認められるが、後期更新世以降の地層には変位・変形は認められない。
- ・C-56GではC層中に変形が2箇所(F-①)認められるが、後期更新世以降の地層には変位・変形は認められない。

【C-58G】



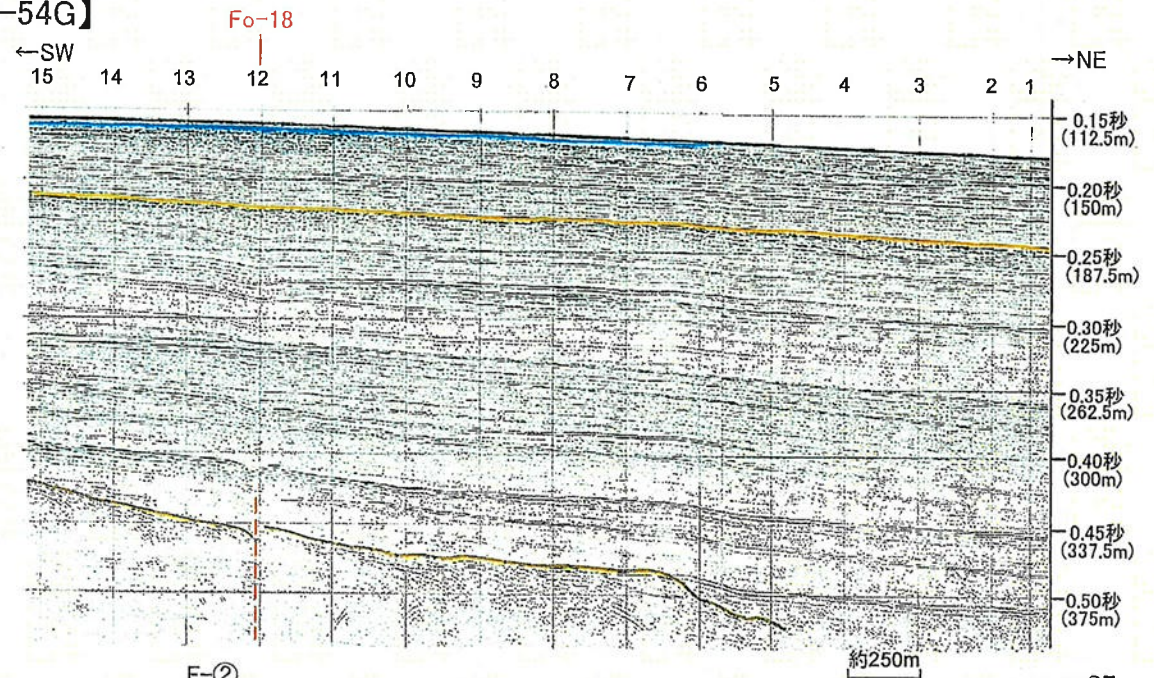
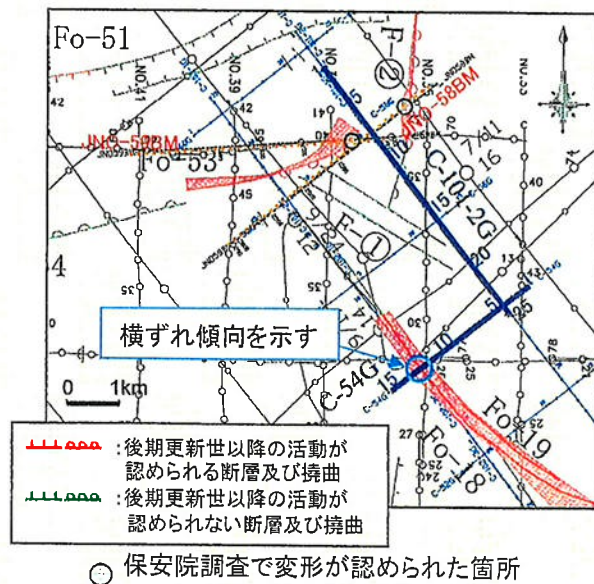
【C-56G】



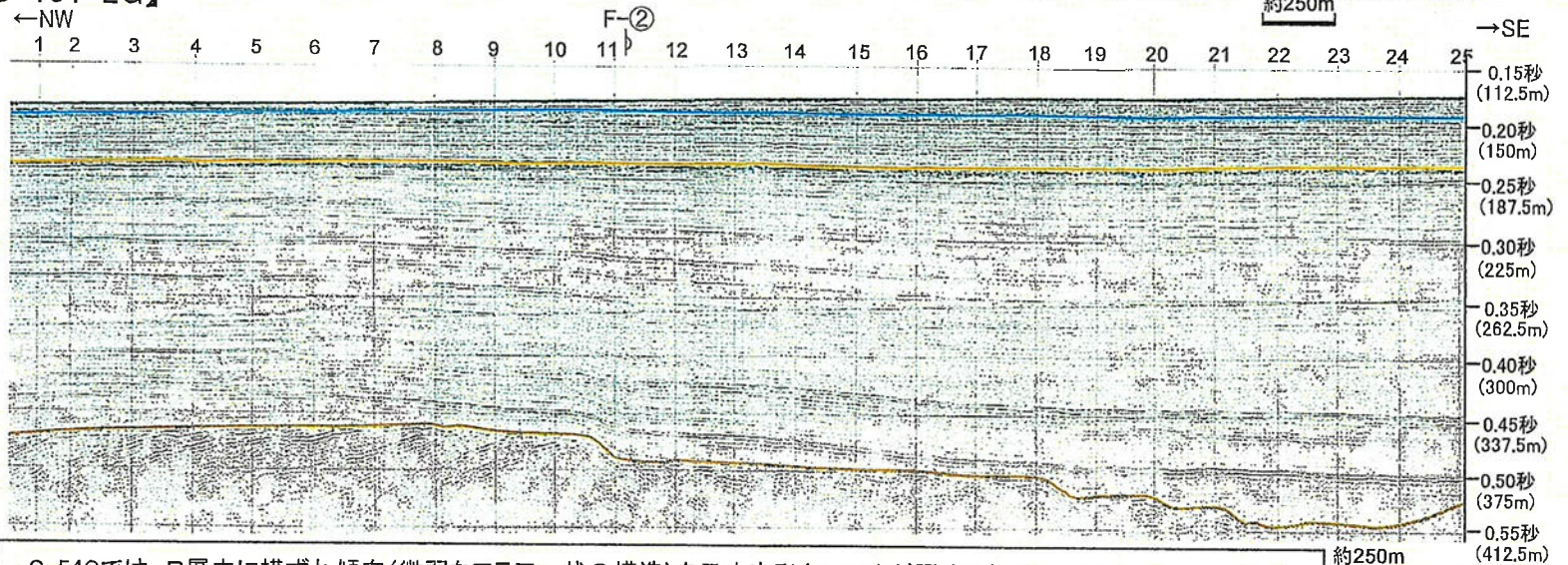
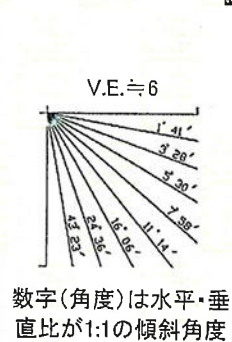
約250m

Cサブコメント③に関する検討(FO-B断層北端付近の断層分布の再検討(C-54G・C-101-2G))

【C-54G】



【C-101-2G】



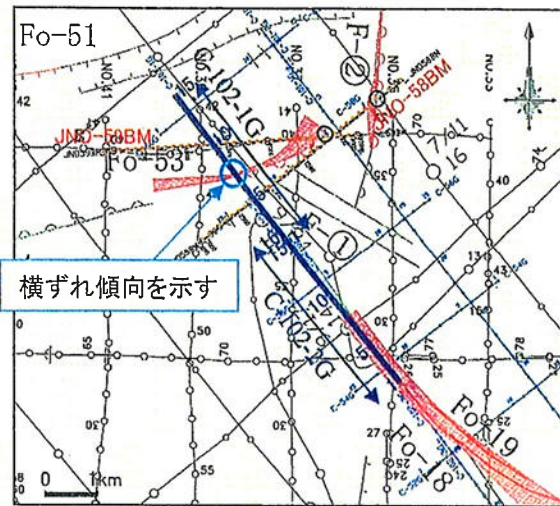
凡 例

- B層上面
- C層上面
- R層上面

- ・C-54Gでは、B層中に横ずれ傾向(微弱なフラワー状の構造)を示す変形(Fo-18)が認められる。
- ・C-101-2Gでは、C層中に変形(F-2)が1箇所では認められるが、後期更新世以降の地層には変位・変形は認められない。

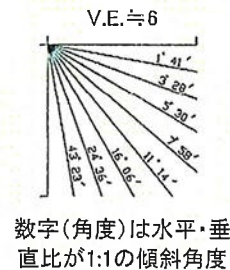
Cサブコメント③に関する検討(FO-B断層北端付近の断層分布の再検討(C-102-1G・C-102-2G))

【C-102-1G】

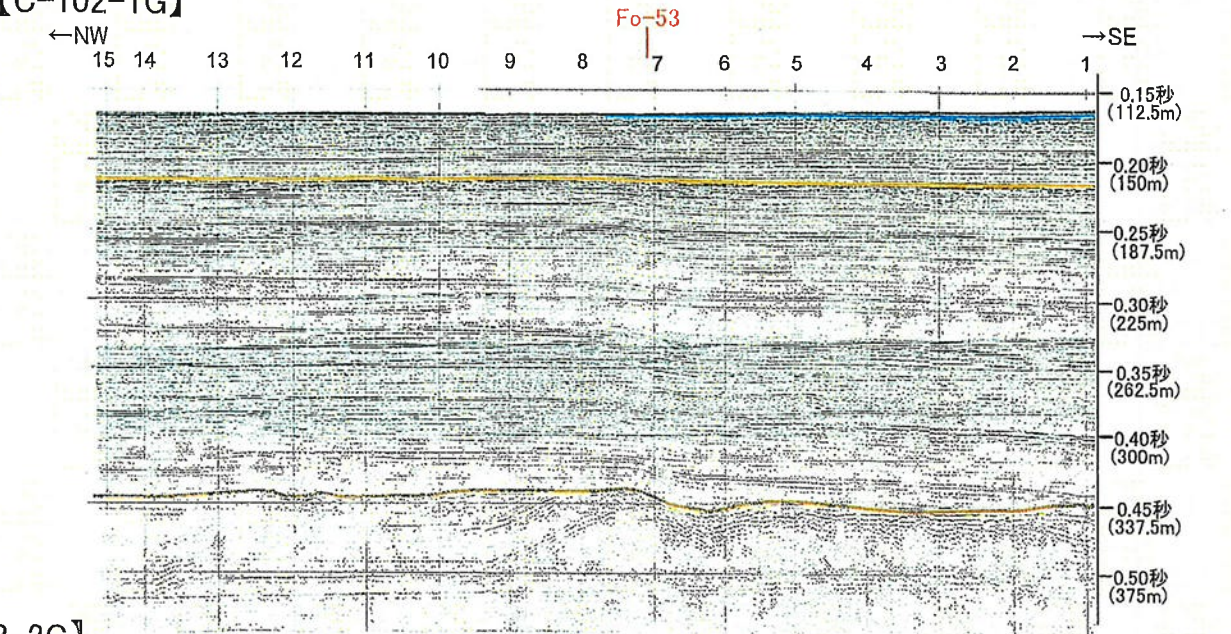


○ 保安院調査で変形が認められた箇所

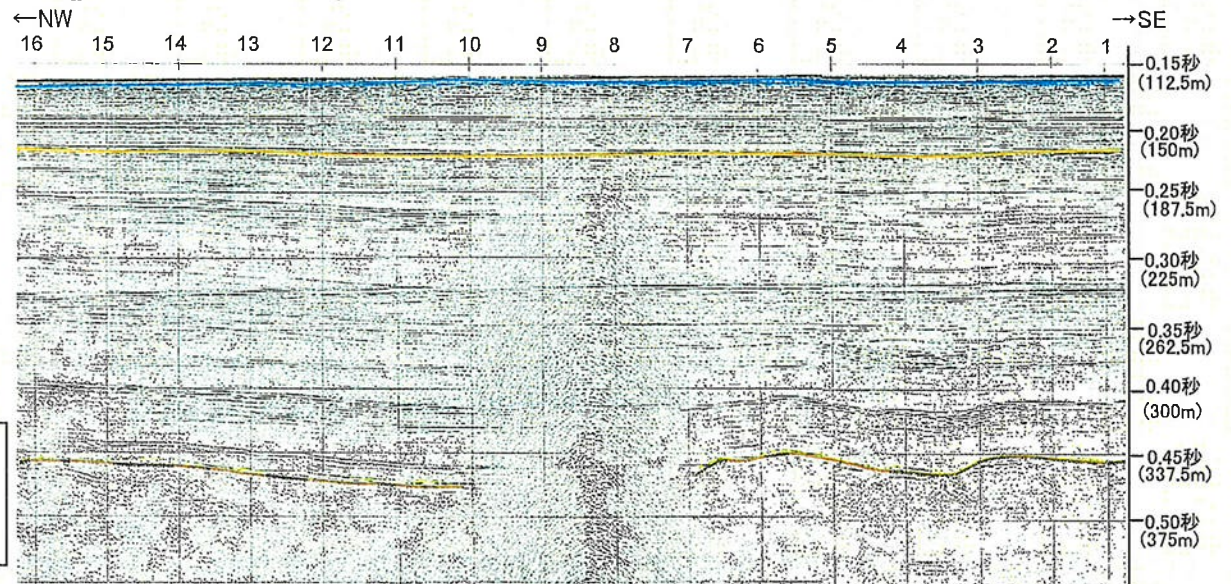
—— : 後期更新世以降の活動が認められる断層及び撓曲
—— : 後期更新世以降の活動が認められない断層及び撓曲



- ・C-102-1GではB層中に横ずれ傾向(微弱なフラワースタットの構造)を示す変形(Fo-53)が認められる。
- ・C-102-2Gでは、後期更新世以降の地層に変位・変形は認められない。

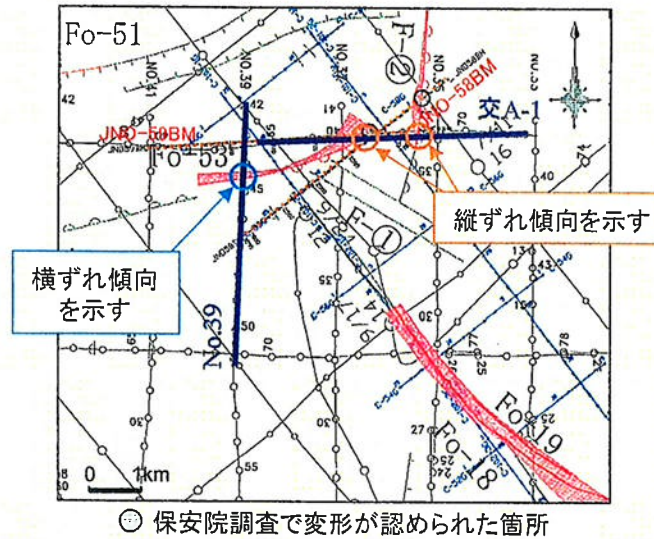


【C-102-2G】



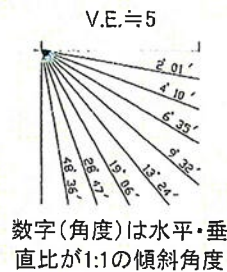
約250m

Cサブコメント③に関する検討(FO-B断層北端付近の断層分布の再検討(海保交A-1・No.39)) 【海保交A-1】

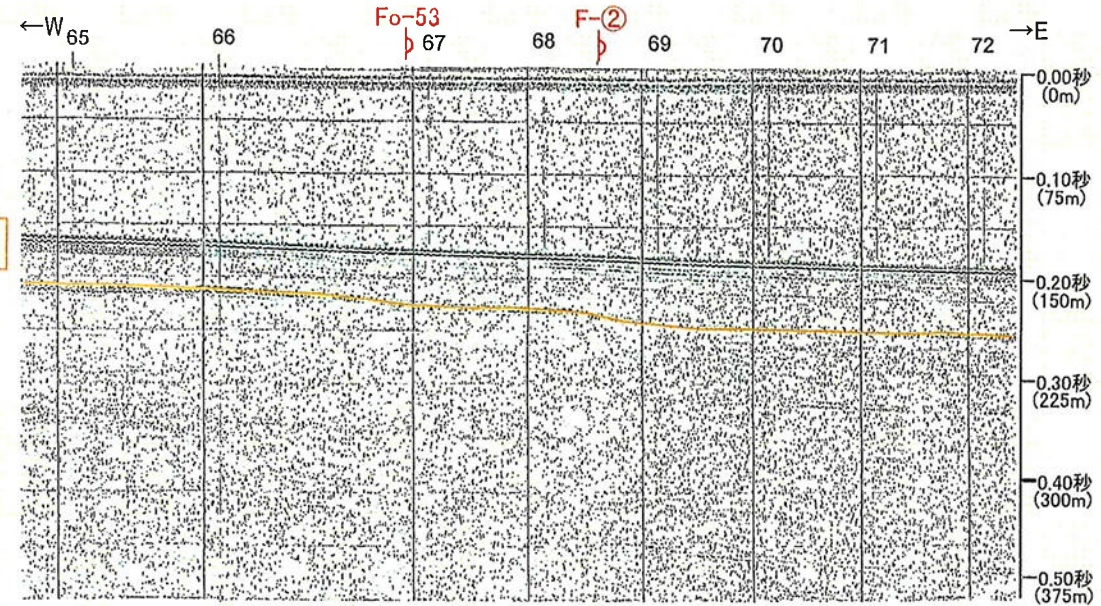


||||| : 後期更新世以降の活動が認められる断層及び撓曲
||||| : 後期更新世以降の活動が認められない断層及び撓曲

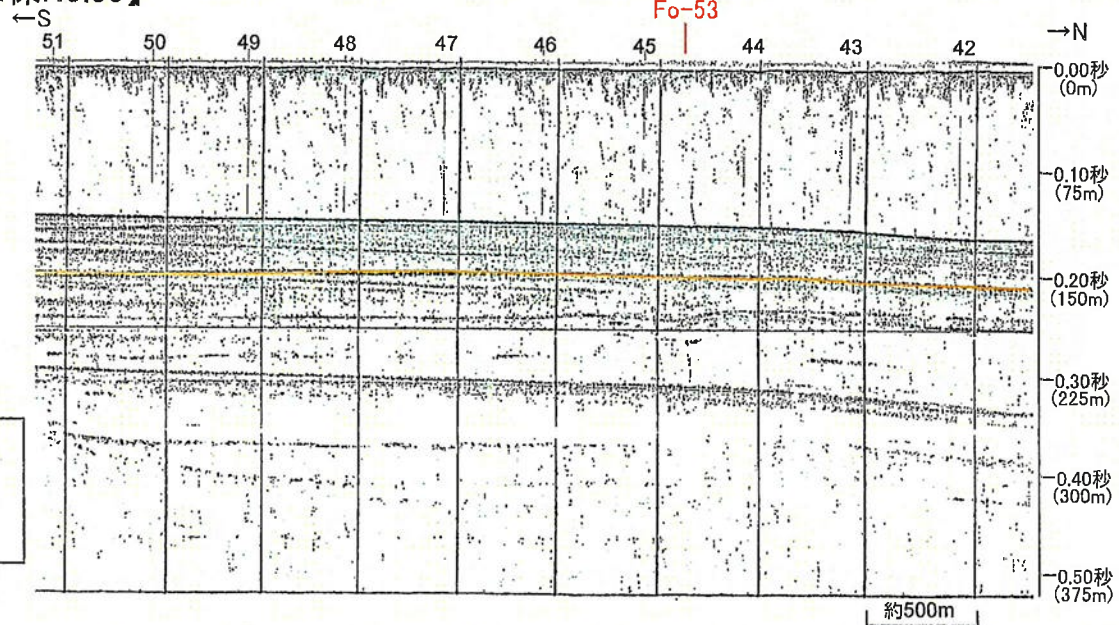
凡例
—— C層上面



- ・海保交A-1では、B層基底面に縦ずれ傾向(西側隆起)を示す変形(F-②、Fo-53)が認められる。
- ・海保No.39では、B層基底面に横ずれ傾向(微弱なフラワ-状の構造)を示す変形(Fo-53)が認められる。

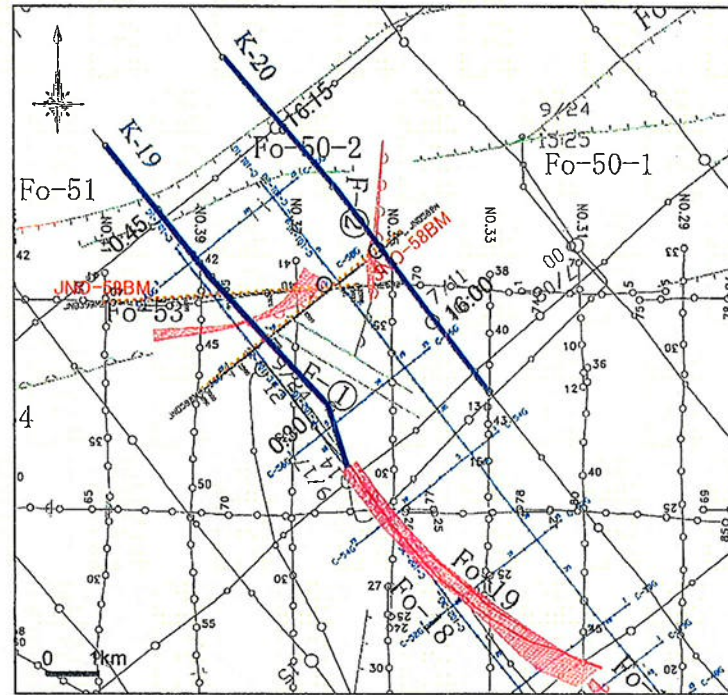


【海保No.39】



Cサブコメント③に関する検討(FO-B断層北端付近の断層分布の再検討(地調エアガンK-19・K-20))

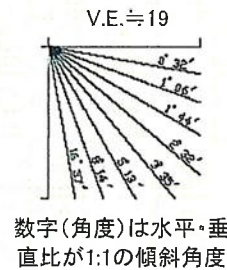
【地調エアガンK-19】



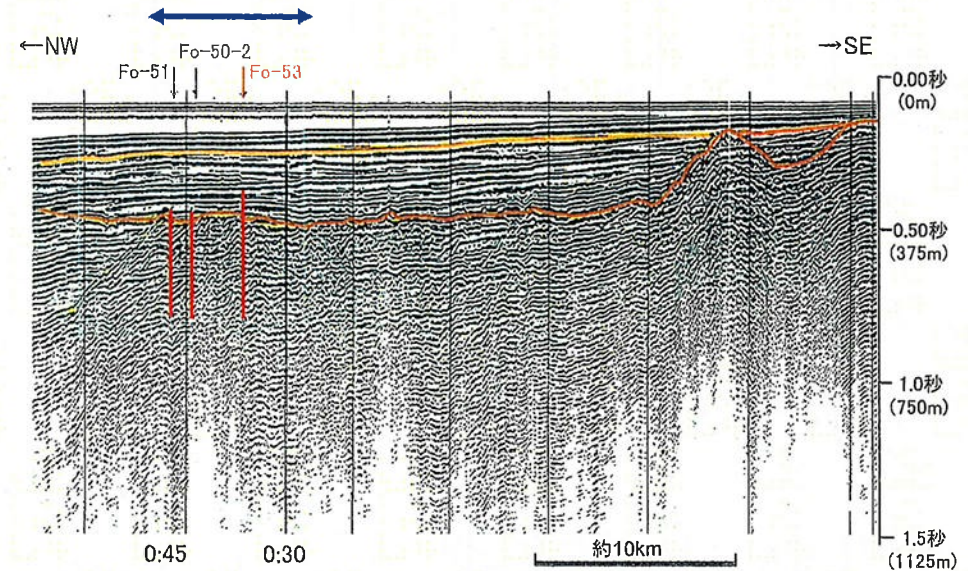
||||| : 後期更新世以降の活動が認められる断層及び撓曲
||||| : 後期更新世以降の活動が認められない断層及び撓曲

○ 保安院調査で変形が認められた箇所

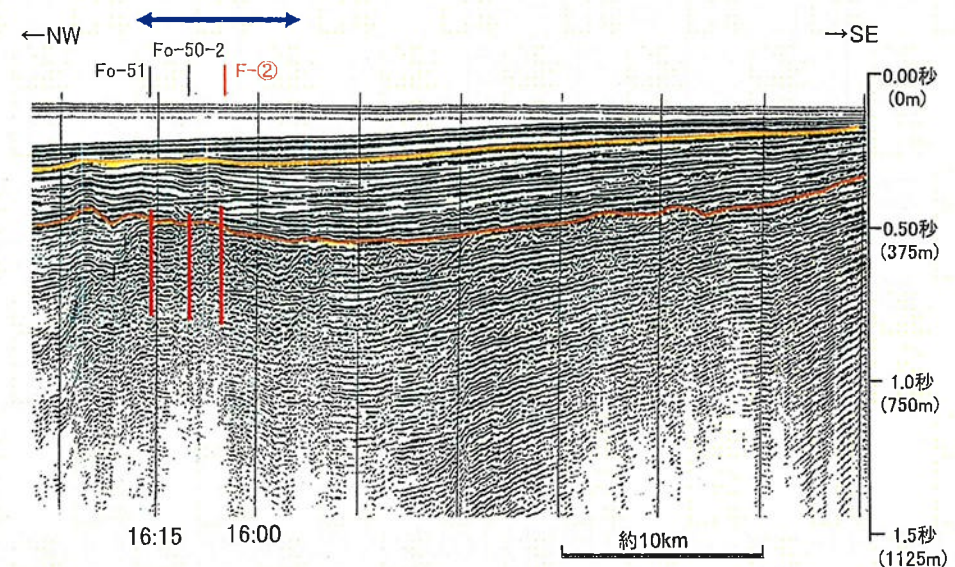
凡 例
—— C層上面
—— R層上面



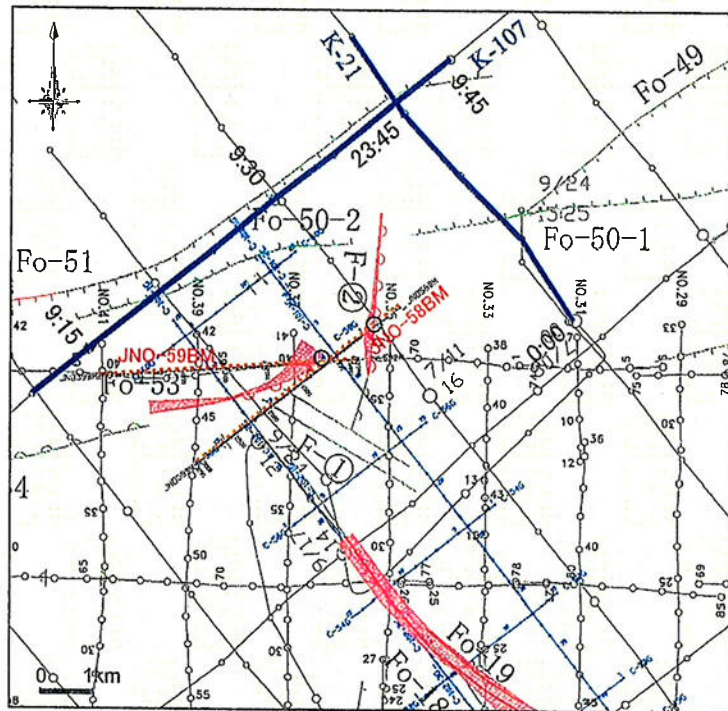
- ・地調エアガンK-19では、B層基底面に変形(Fo-53)、C層中に変位・変形(Fo-51、Fo-50-2)が認められる。
- ・地調エアガンK-20では、B層基底面に変形(F-②)、C層中に変位・変形(Fo-51、Fo-50-2)が認められる。



【地調エアガンK-20】



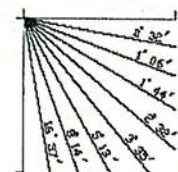
Cサブコメント③に関する検討(FO-B断層北端付近の断層分布の再検討(地調エアガンK-21・K-107))



—— : 後期更新世以降の活動が認められる断層及び撓曲
—— : 後期更新世以降の活動が認められない断層及び撓曲

⊙ 保安院調査で変形が認められた箇所

V.E. ≒ 19



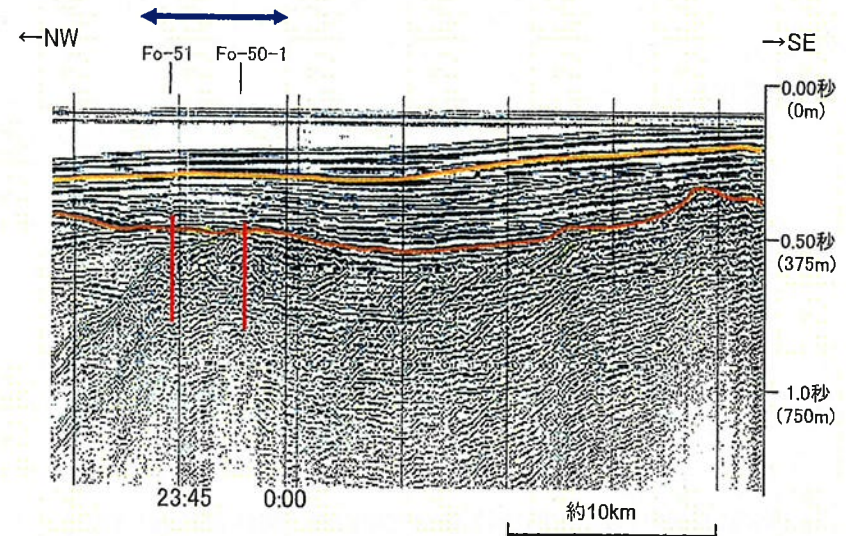
数字(角度)は水平・垂直比が1:1の傾斜角度

凡 例

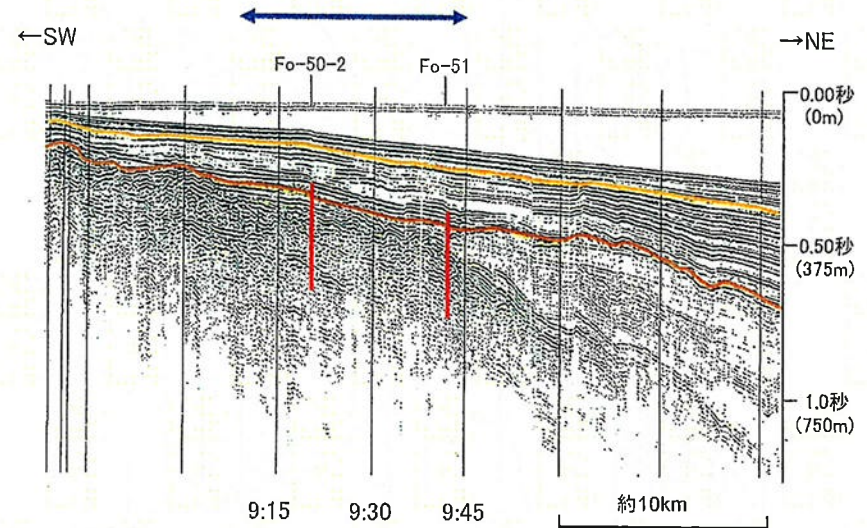
—— C層上面
—— R層上面

- ・地調エアガンK-21では、C層中の断層(Fo-50-1、Fo-51)が認められる。
- ・地調エアガンK-107では、C層中の断層(Fo-50-2、Fo-51)が認められる。

【地調エアガンK-21】



【地調エアガンK-107】

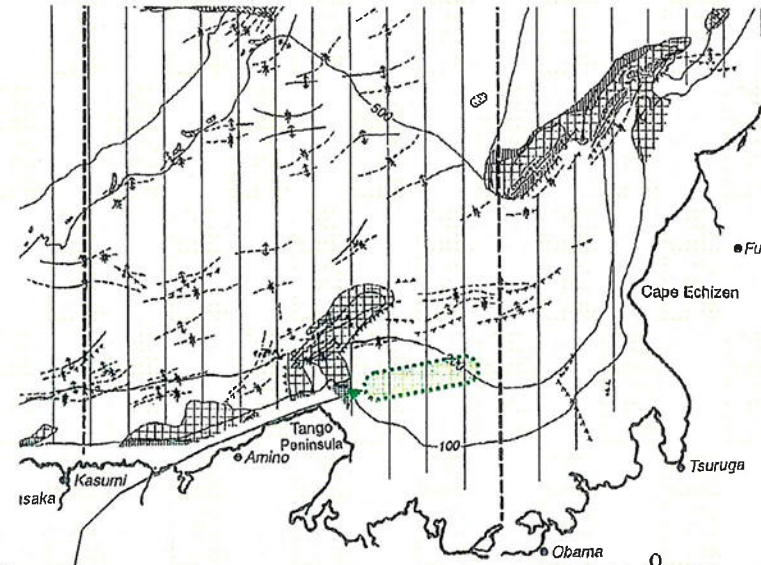
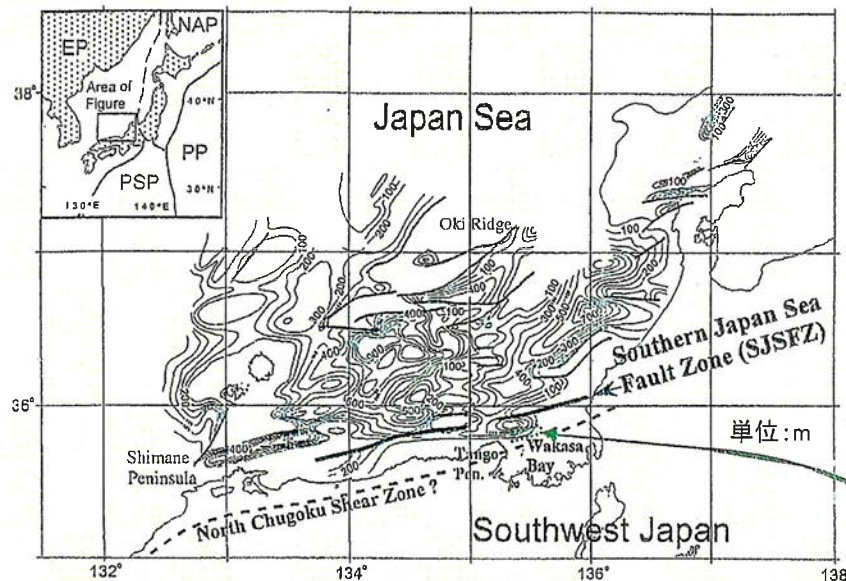


Cサブコメント③に関する検討(FO-B断層北端位置に関する再検討)

1. 断層配列と断層運動からの検討

【文献2】

【文献1】



若狭湾沖には、文献1及び文献2により東西方向の断層及び褶曲が示されており、FO-B断層北端付近の断層は、これらの断層・褶曲に沿って分布している。

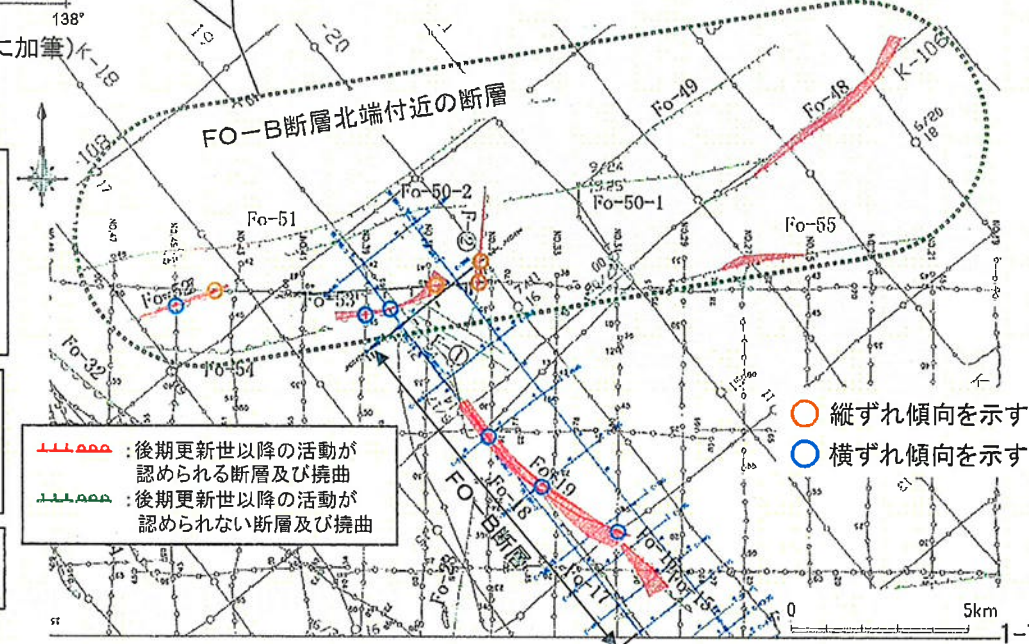
FO-B断層北端付近の断層は、文献1が「SJSFZ」に対して記載しているのと同様に、走向と広域応力場との関係から右横ずれ断層と考えられる。

FO-B: 横ずれ傾向を示す

Fo-53: 横ずれ→縦ずれ傾向を示す

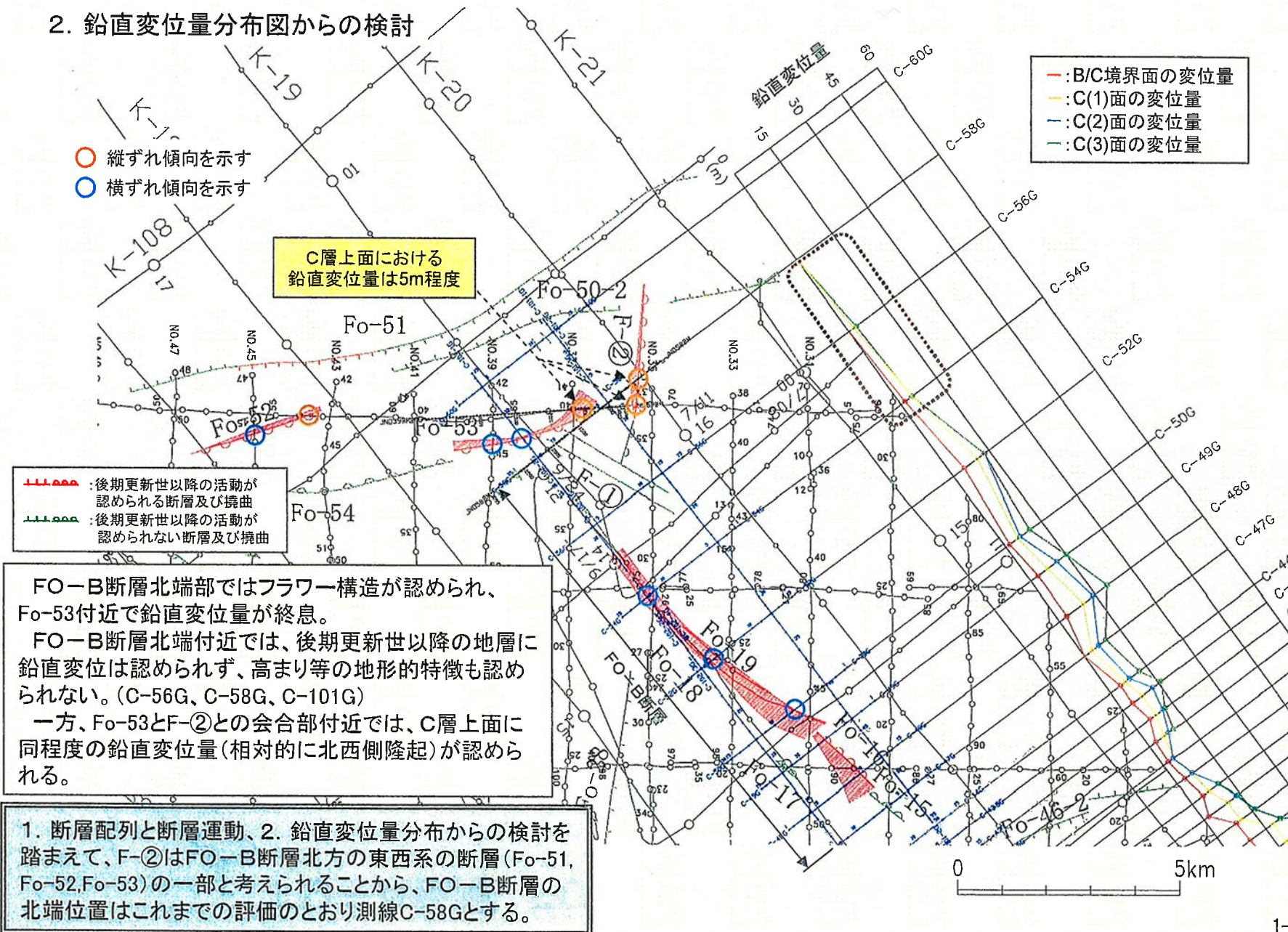
F-②: 縦ずれ傾向を示し、後期更新世以降の活動が認められる区間は概ねFo-53以北

近畿地方の陸域断層の事例では、FO-B断層とF-②と同様の断層配列で同時活動を考慮する断層は認められない。

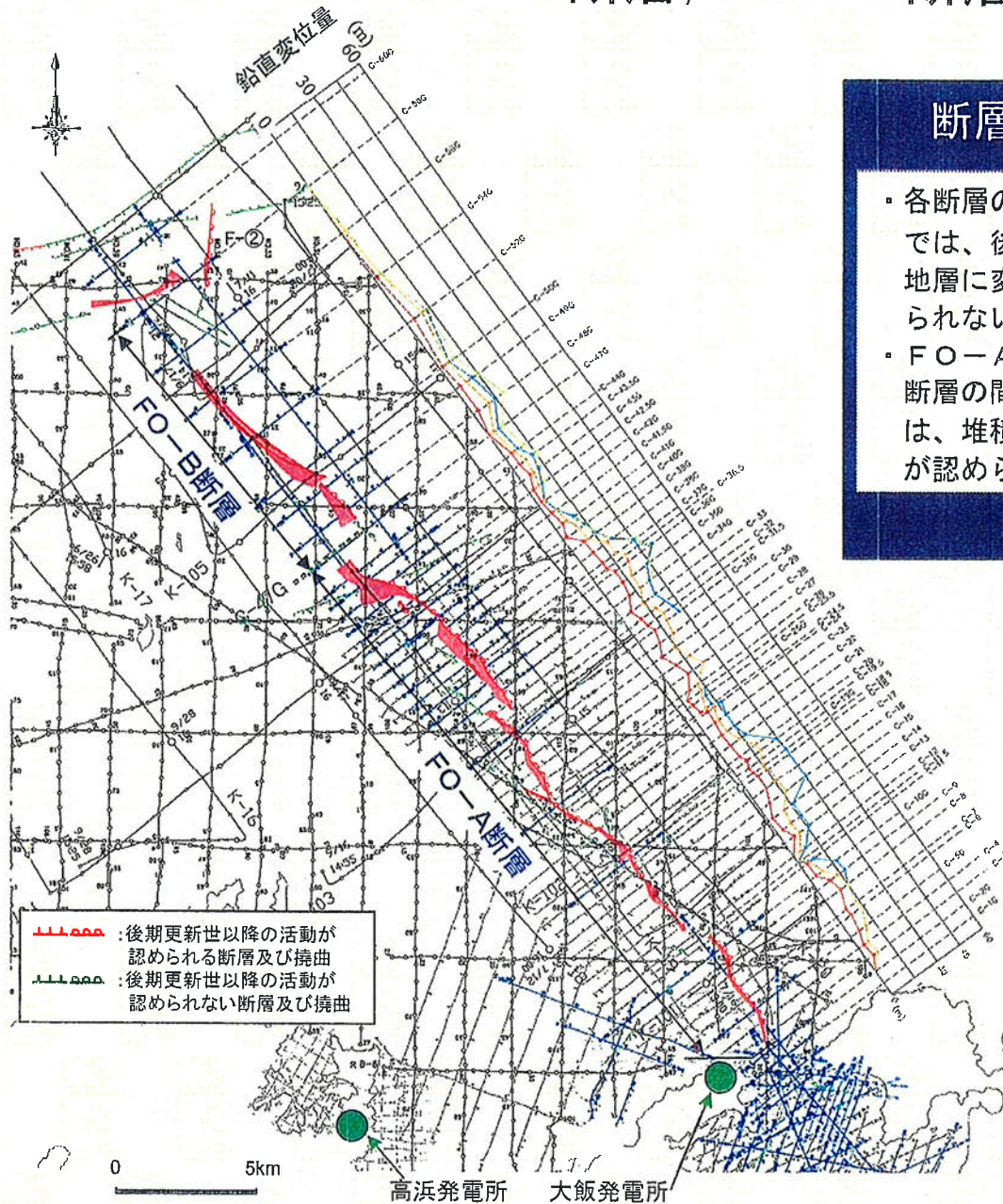


Cサブコメント③に関する検討(FO-B断層北端位置に関する再検討)

2. 鉛直変位量分布図からの検討



FO-A断層, FO-B断層の評価の変更



断層の連続性

- 各断層の北端部、南端部では、後期更新世以降の地層に変位・変形が認められない。
- FO-A断層とFO-B断層の間の測線C-47Gには、堆積層の鉛直変位量が認められない。

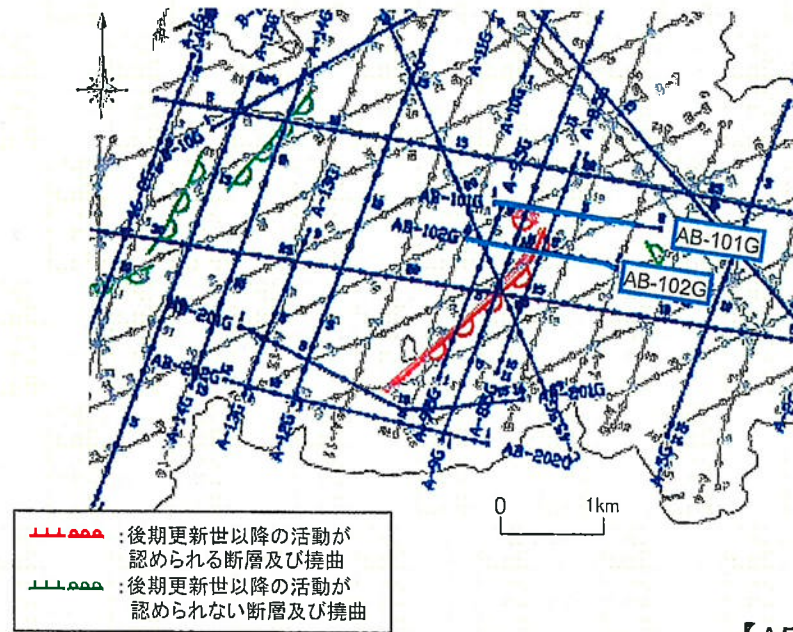
断層の活動性

後期更新世以降の活動あり

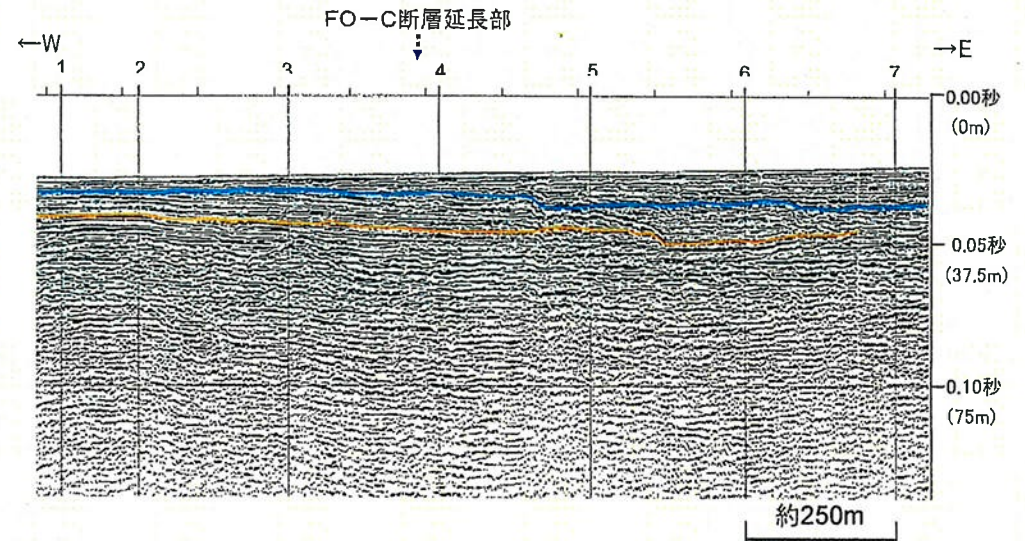
- FO-A断層: 約24km
- FO-B断層: 約11km
- 両断層の同時活動を考慮

- B/C境界面の変位量
- C(1)面の変位量
- C(2)面の変位量
- C(3)面の変位量

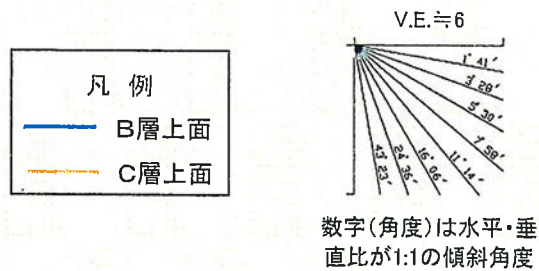
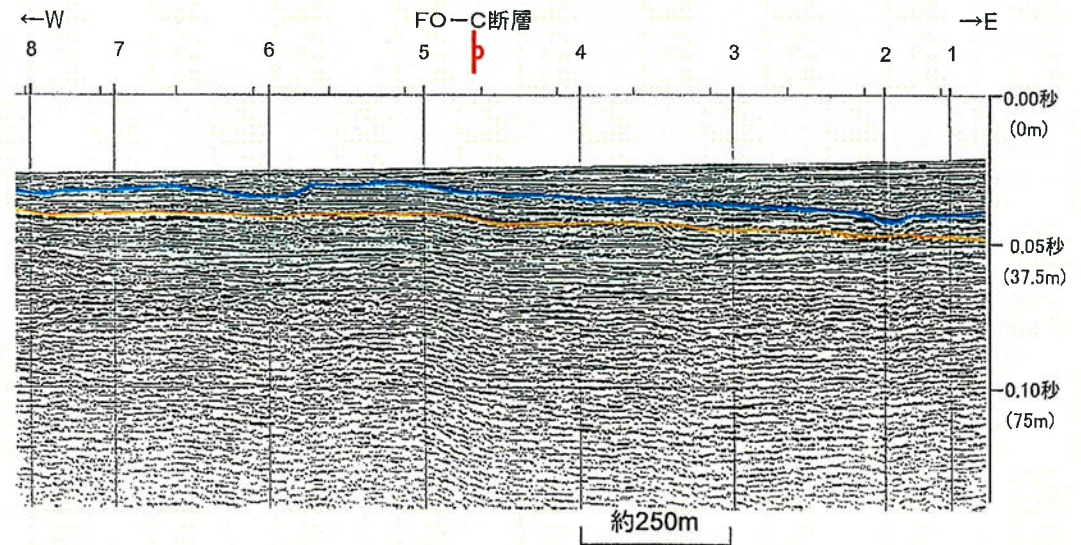
FO-C断層に関する調査結果



【AB-101G】

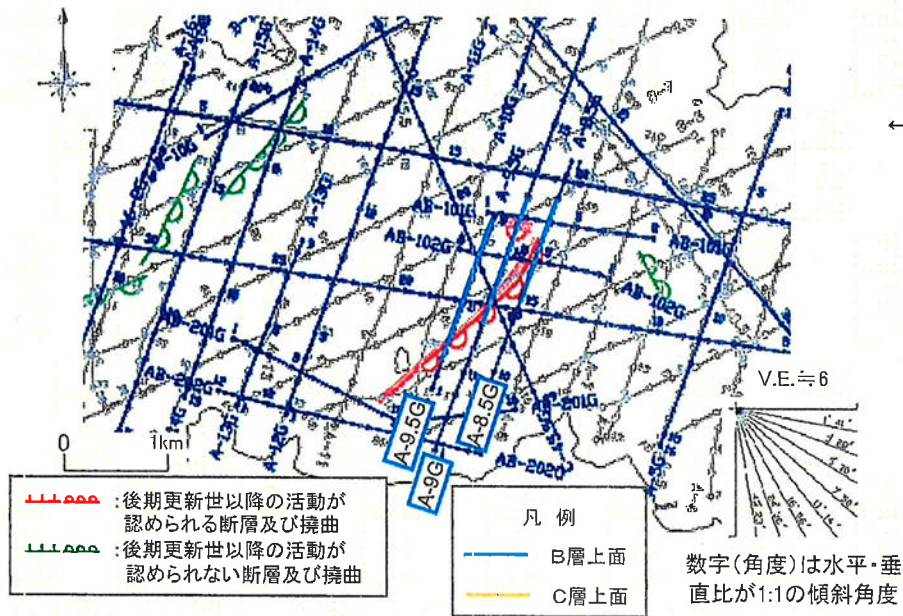


【AB-102G】

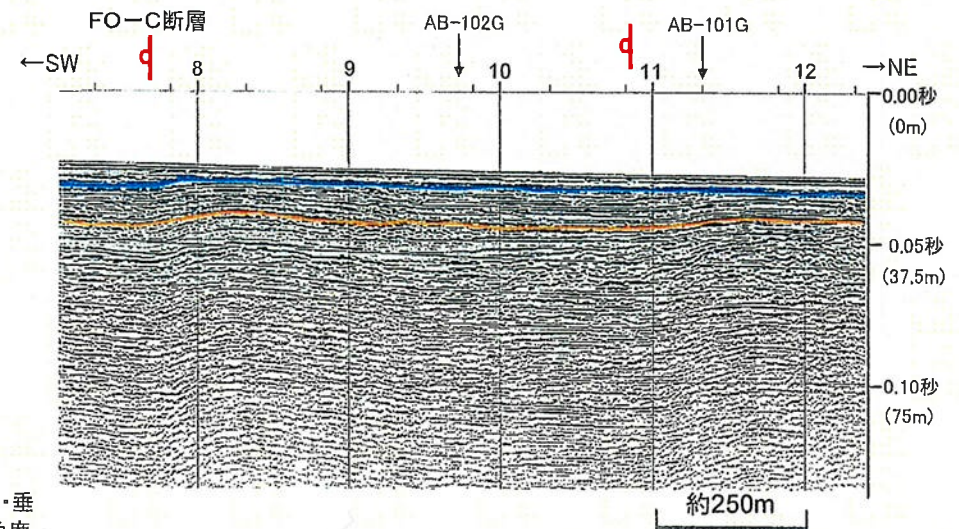


断層の北端部(測線AB-101G)には、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形は認められない。

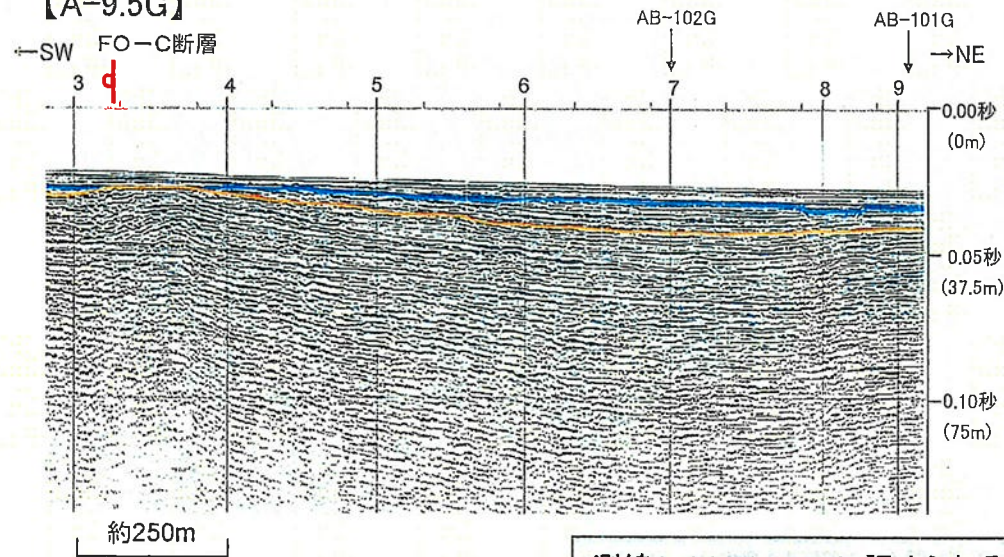
FO-C断層に関する調査結果



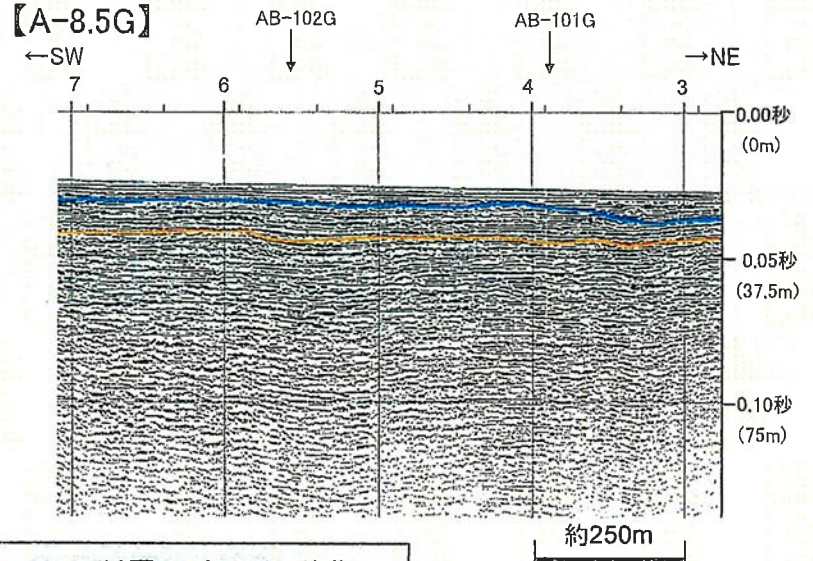
【A-9G】



【A-9.5G】

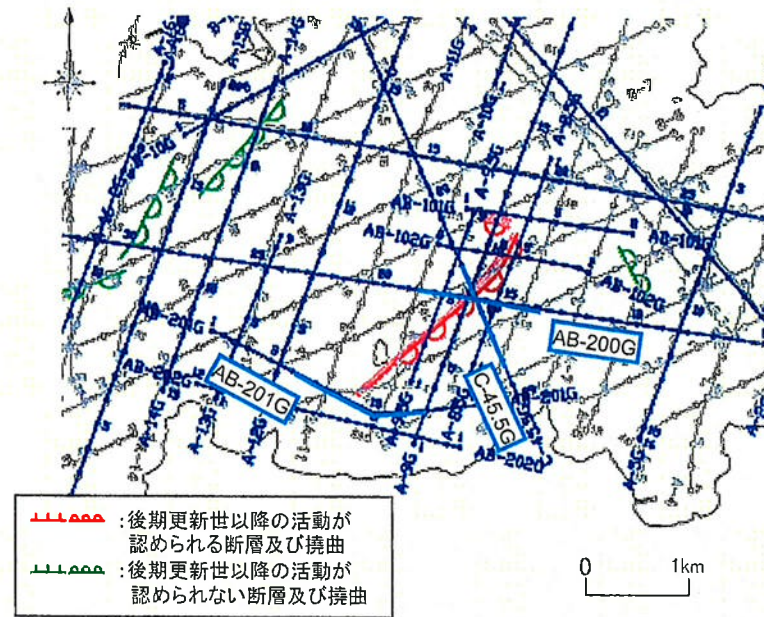


【A-8.5G】

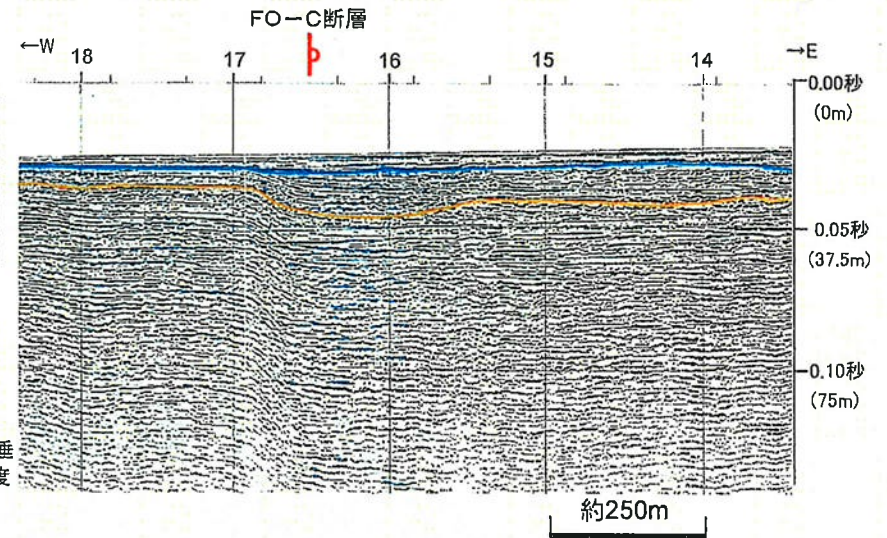


測線A-9G、A-9.5Gに認められるFO-C断層以外には、後期更新世以降の地層には断層による変位・変形は認められない。

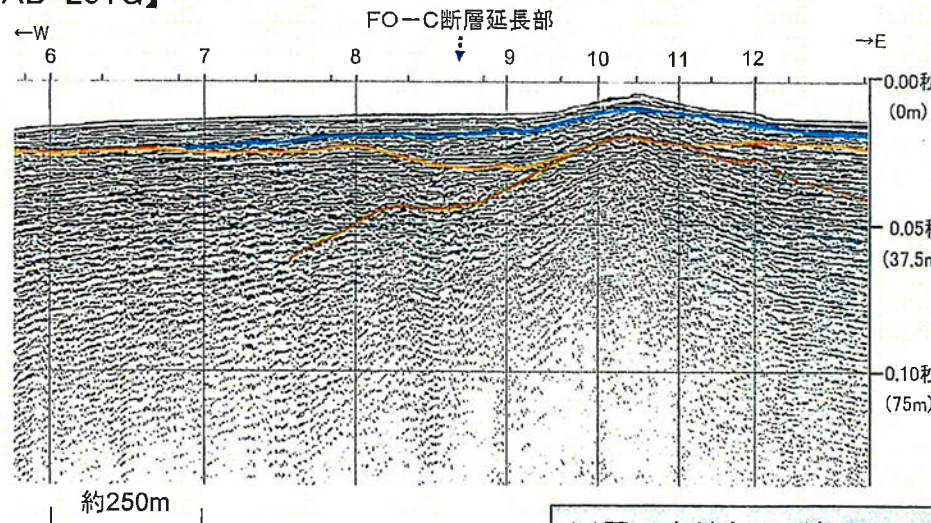
FO-C断層に関する調査結果



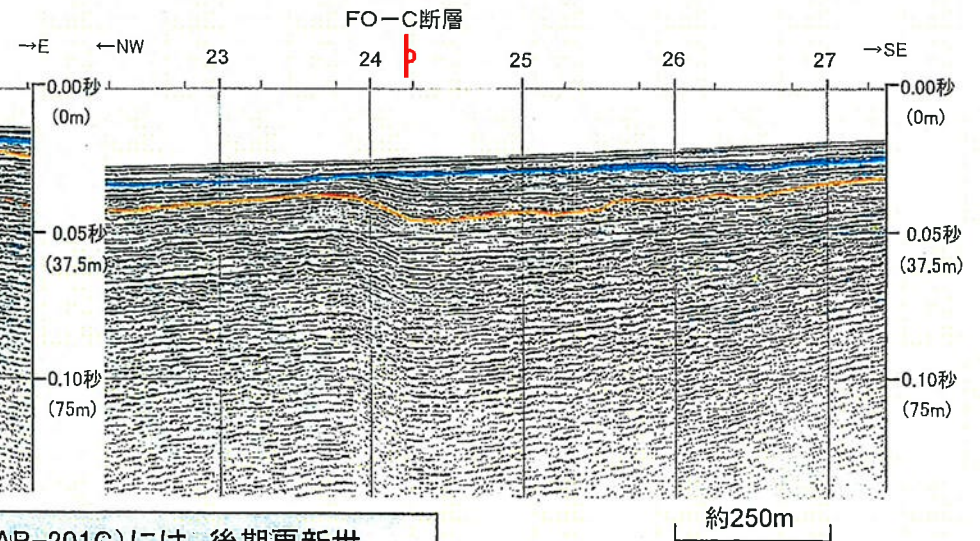
【AB-200G】



【AB-201G】

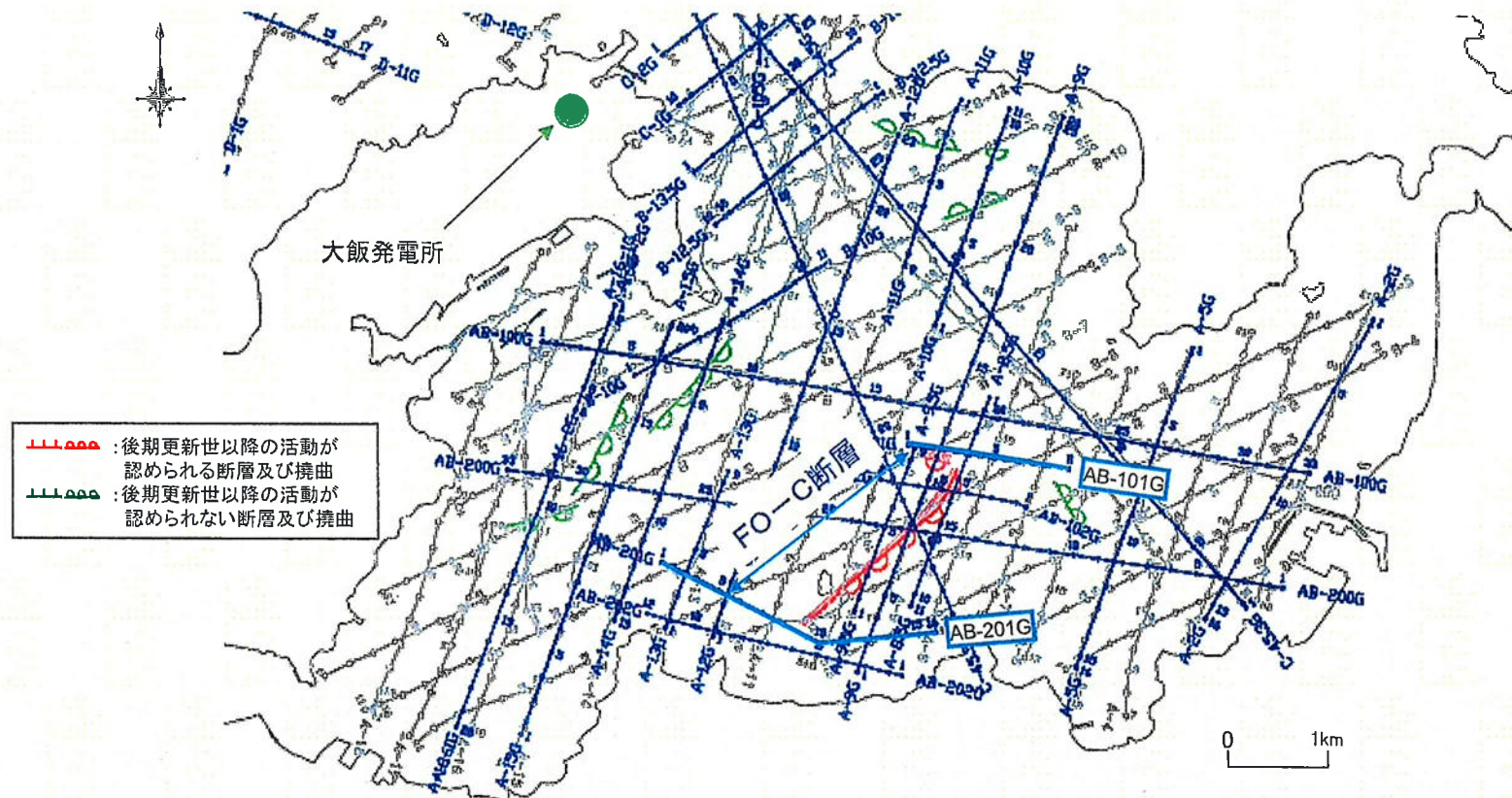


【C-45.5G】



断層の南端部(測線AB-201G)には、後期更新世以降の地層に断層による変位・変形は認められない。

FO-C断層の評価



断層の連続性

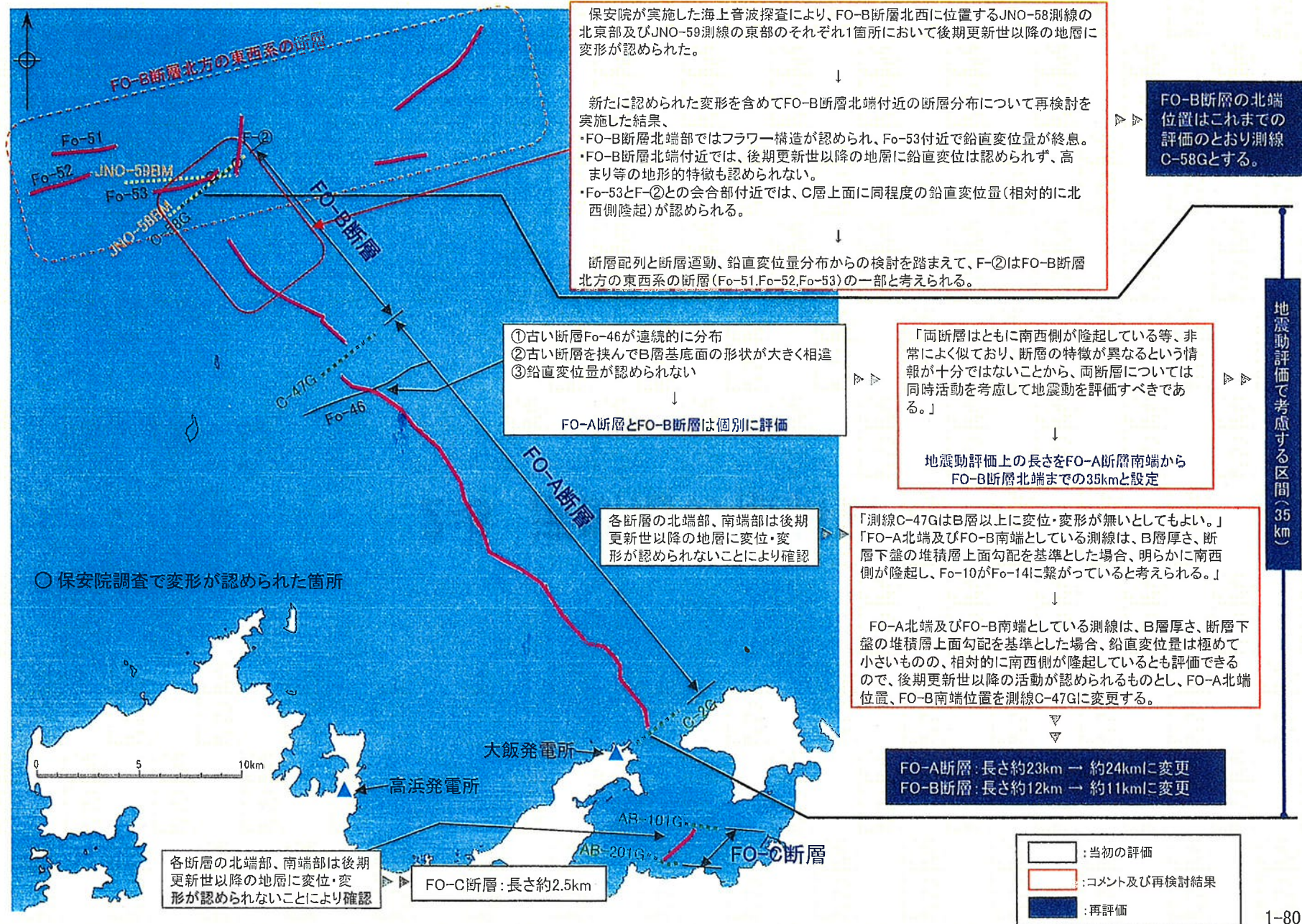
各断層の北端部、南端部では、後期更新世以降の地層に変位・変形が認められない。

断層の活動性

後期更新世以降の活動あり

- ・FO-C断層: 約2.5km
- ・地震動評価では、孤立した短い活断層として評価

FO-A断層～FO-B断層, FO-C断層の評価の概要



2-5 活断層の傾斜角

傾斜角の設定に関して

【地震調査研究推進本部における傾斜角の設定】※

- ・傾斜角に関する資料が得られていない場合は、
逆断層、正断層 : 45°
横ずれ断層 : 90°
- ・断層の傾斜角を推定できる場合には、それを参照する。
- ・周辺にある同タイプの断層から傾斜角が推定できる場合には、それを参照する。
- ・周辺の地質構造、特に活断層の分布を考慮し、その周辺の地質構造が説明できるように留意し、「低角」の場合は $0^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 、「高角」の場合は $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$ の範囲内で設定。

※ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2008年4月11日更新):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

【地形・地質調査データ】

(陸域)

- ・地形状況、断層分布、地質構造(断層露頭での傾斜角等)の確認。

(海域)

- ・海上音波探査記録(できる限り深部を確認できるもの)の確認。
- ・地形状況、断層分布、地質構造の確認。

地形・地質調査データから考えられる傾斜角を整理し、
地震動評価における傾斜角を設定

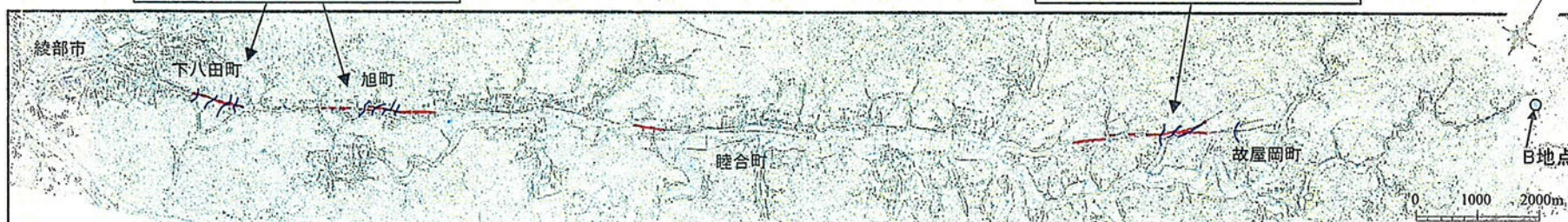
上林川断層の傾斜角



河谷に系統的な右ずれ屈曲が認められる。

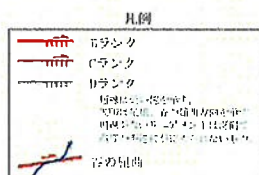
上林川断層周辺の地質図

河谷に系統的な右ずれ屈曲が認められる。



地形面凡例

| | |
|----------------|----------------|
| th1 高段I段丘面 | tl 低段I段丘面 |
| th2 高段II段丘面 | dl 低地 |
| thdt 高段I段丘面古河床 | at1 最低位段丘(定着時) |
| tm1 中位I段丘面 | adt 段丘(河川面) |
| tm2 中位II段丘面 | a 沖積低地 |
| tm3 中位段丘面古河床 | R 大規模断層 |



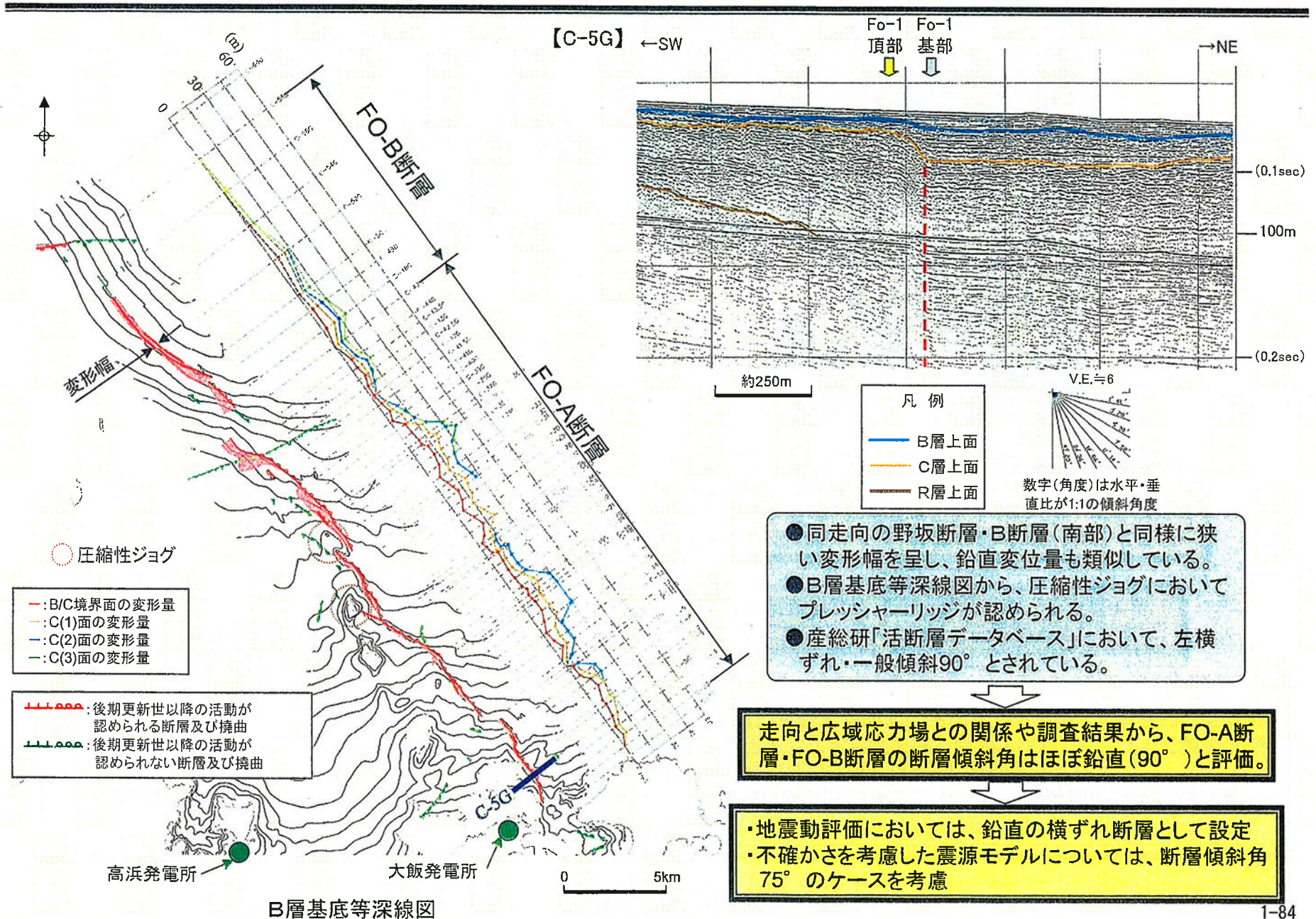
上林川断層の変動地形・リニアメント分布図

- 明瞭な変動地形(河谷の系統的右屈曲)が認められ、断層線は高い直線性を有する。
- 産総研「活断層データベース」において、右横ずれ・一般傾斜 90° とされている。
- 地震調査研究推進本部は、「三峠・京都西山断層帯の長期評価」において、右横ずれ断層・高角度としている。

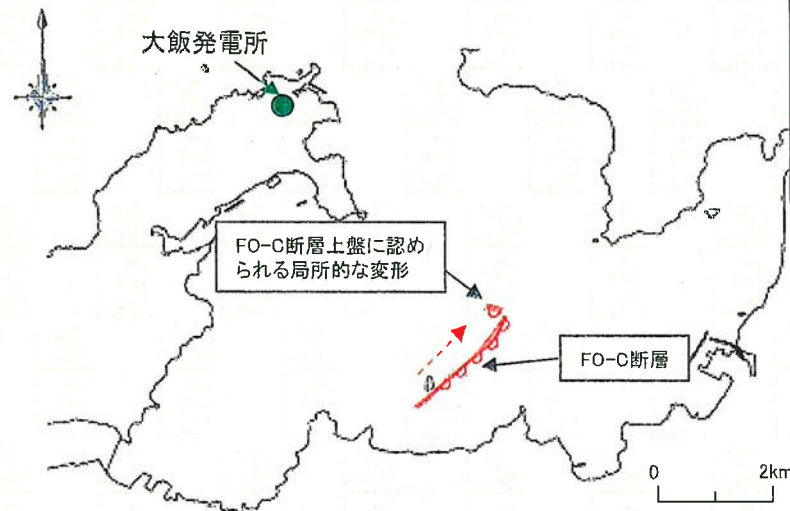
走向と広域応力場との関係や調査結果から、上林川断層の断層傾斜角はほぼ鉛直(90°)と評価。

地震動評価においては、鉛直の横ずれ断層として設定

FO-A~FO-B断層の傾斜角



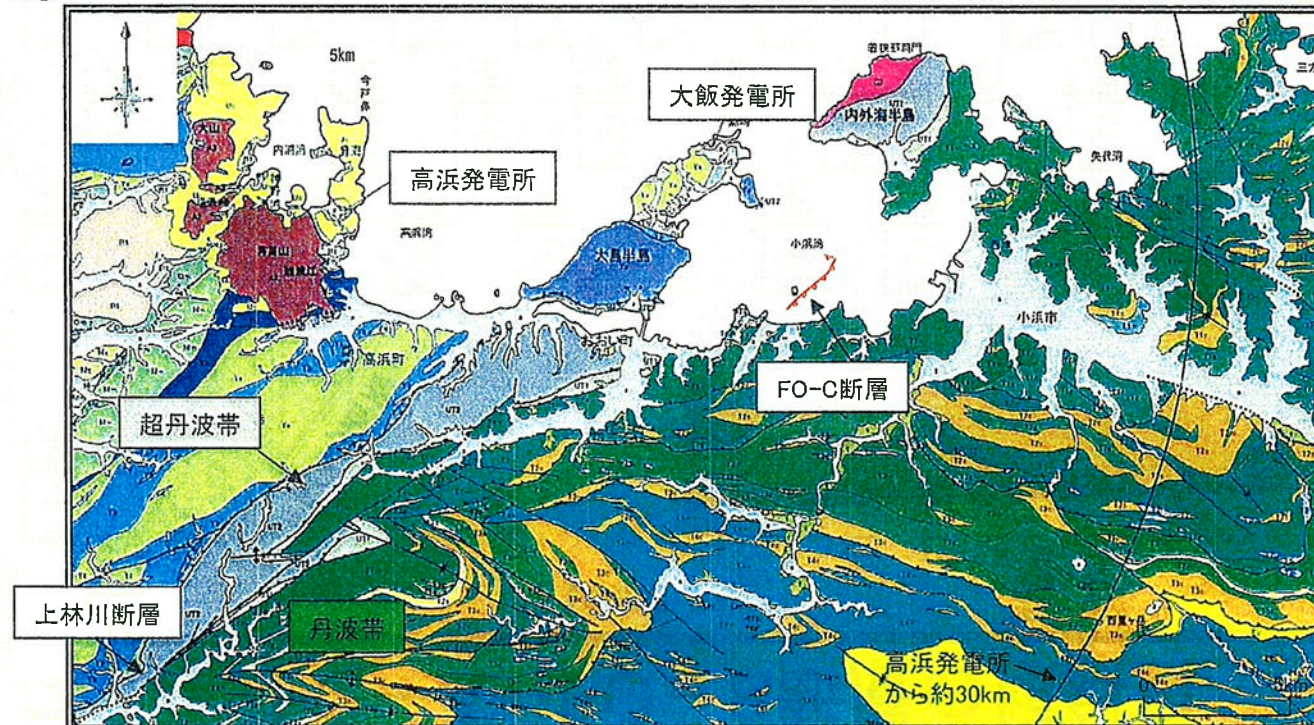
FO-C断層の傾斜角



- FO-C断層の北東延長方向及び南西延長方向には丹波帯が分布することから、上林川断層と同様に中・古生代堆積岩中の断層と考えられる。
- 右横ずれ断層の上林川断層と類似した走向を呈する。
- 海上音波探査結果では変形幅の狭い断層を確認。また、FO-C断層北端付近の断層上盤に右横ずれ断層の末端性状を示唆する局所的な変形が認められる。

走向と広域応力場との関係や調査結果から、FO-C断層の断層傾斜角はほぼ鉛直(90°)と評価する。

- ・地震動評価においては、鉛直の横ずれ断層として設定
- ・不確かさを考慮した震源モデルについては、断層傾斜角75°のケースを考慮



3. 敷地近傍の地形、地質・地質構造

3-1 敷地近傍の地形調査結果

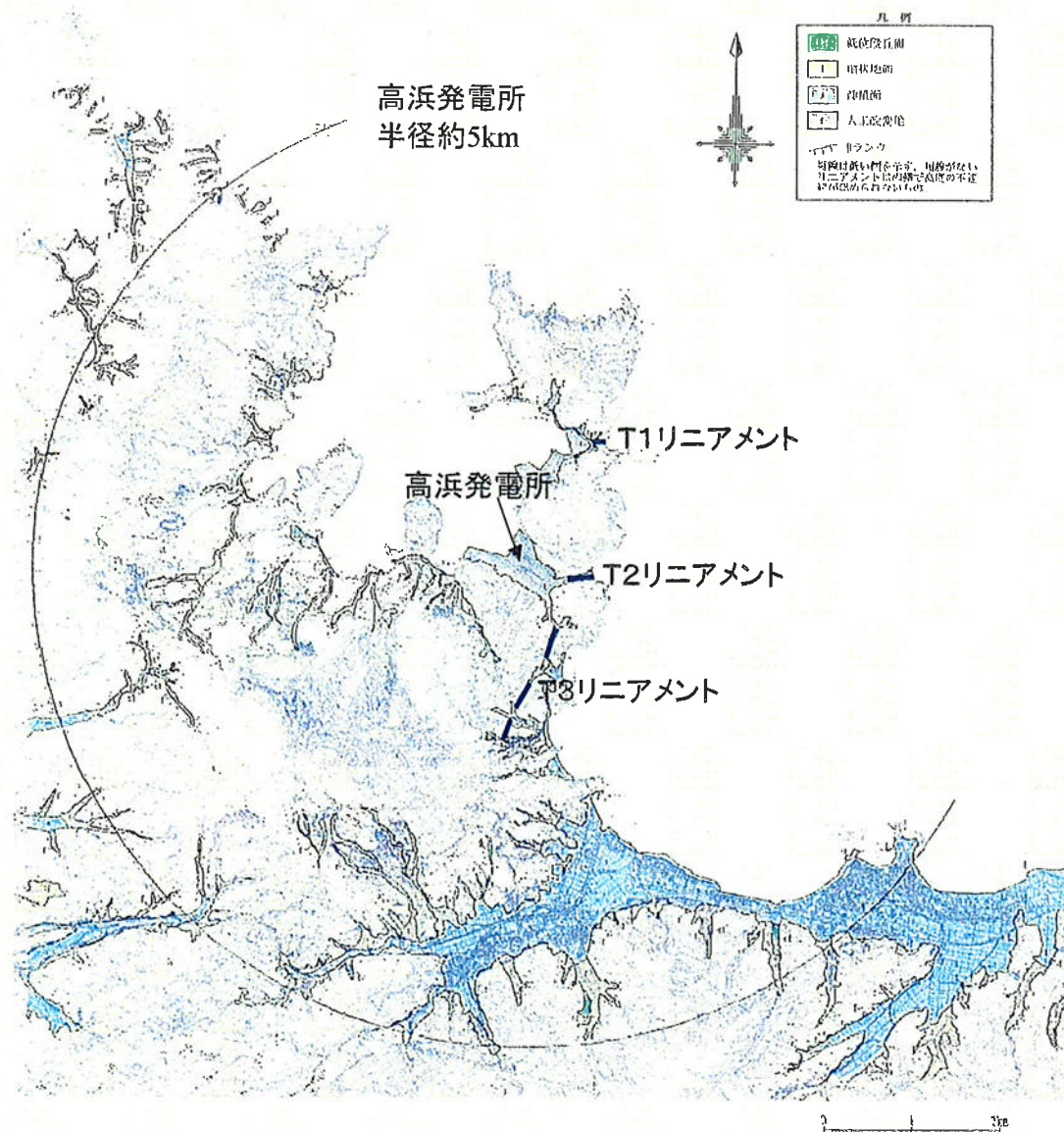
3-2 T1リニアメント

3-3 T2リニアメント

3-4 T3リニアメント

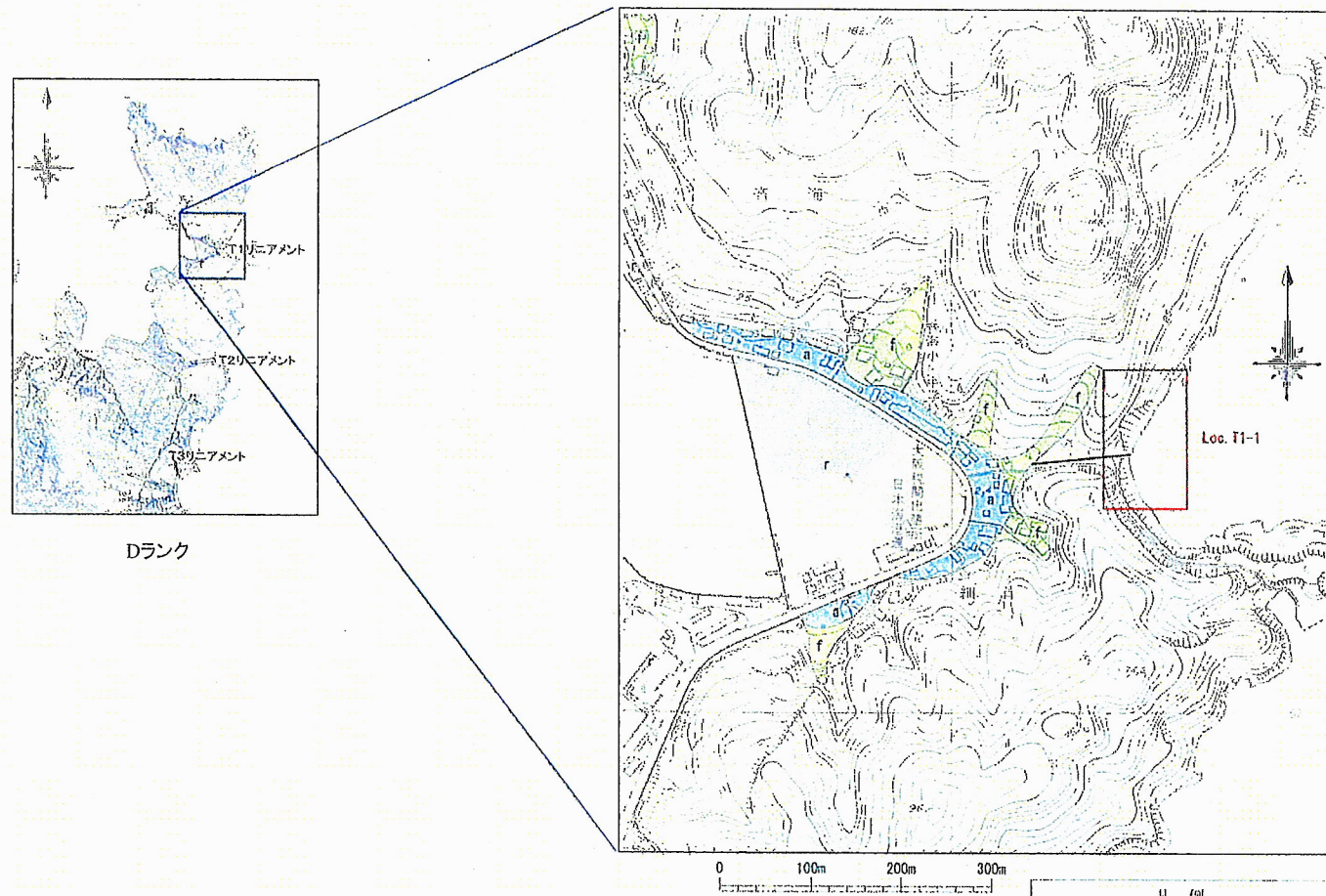
3-1 敷地近傍の地形調査結果

敷地近傍の地形調査結果

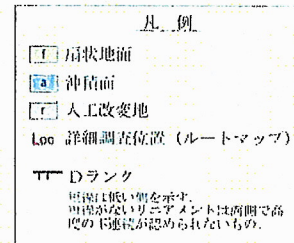


3-2 T1リニアメント

T1リニアメントの地形調査結果

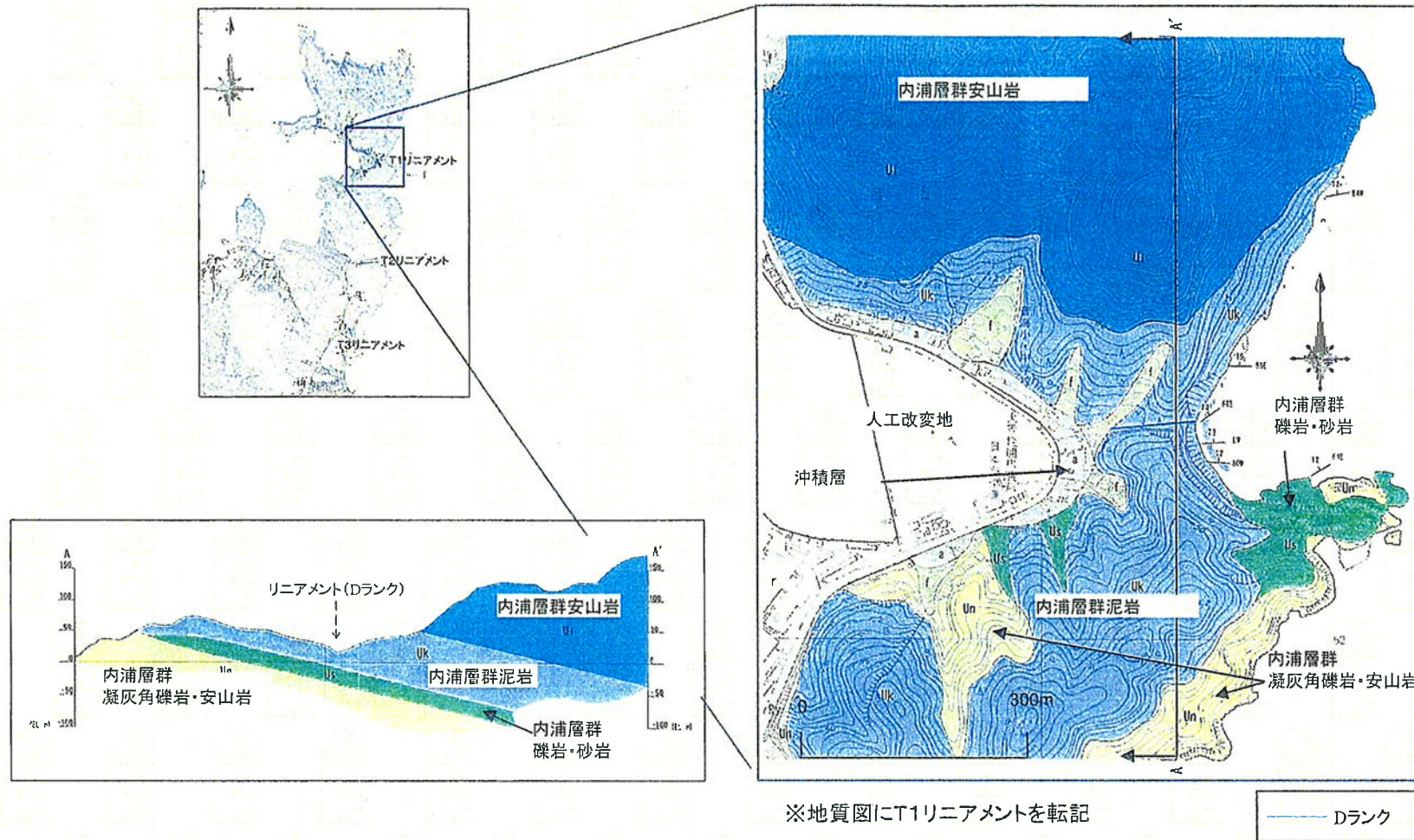


長さ約0.1km, E-W方向のDランクのリニアメントとして判読される。
判読要素は、鞍部が1箇所のみ。
音海半島の北部と南部を分けている凹地地形として認識されるが、長さは非常に短い。
尾根線の屈曲はなく、また西方延長部の沖積面に変動地形は認められない。



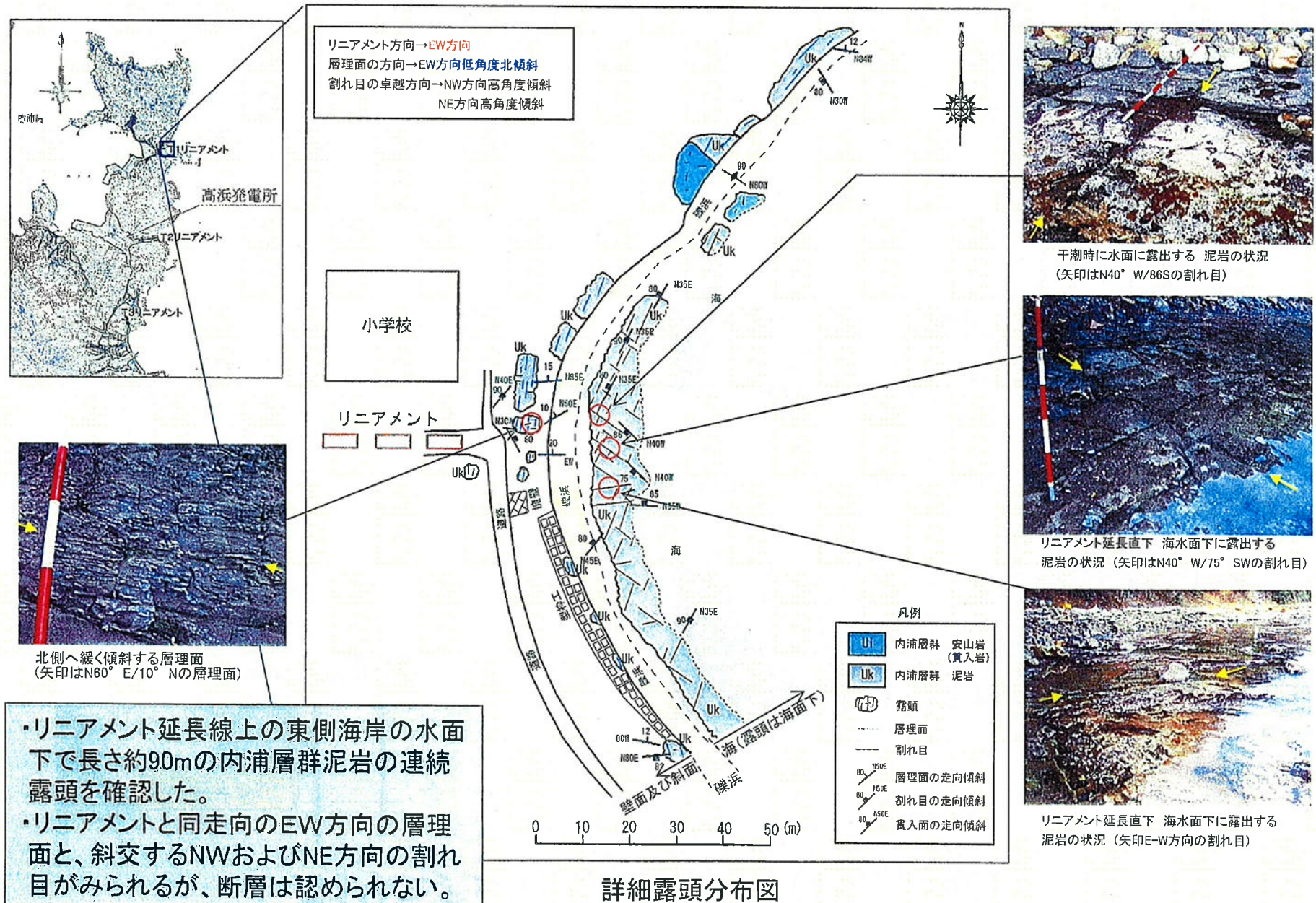
T1リニアメント周辺の変動地形・リニアメント分布図

T1リニアメントの調査結果

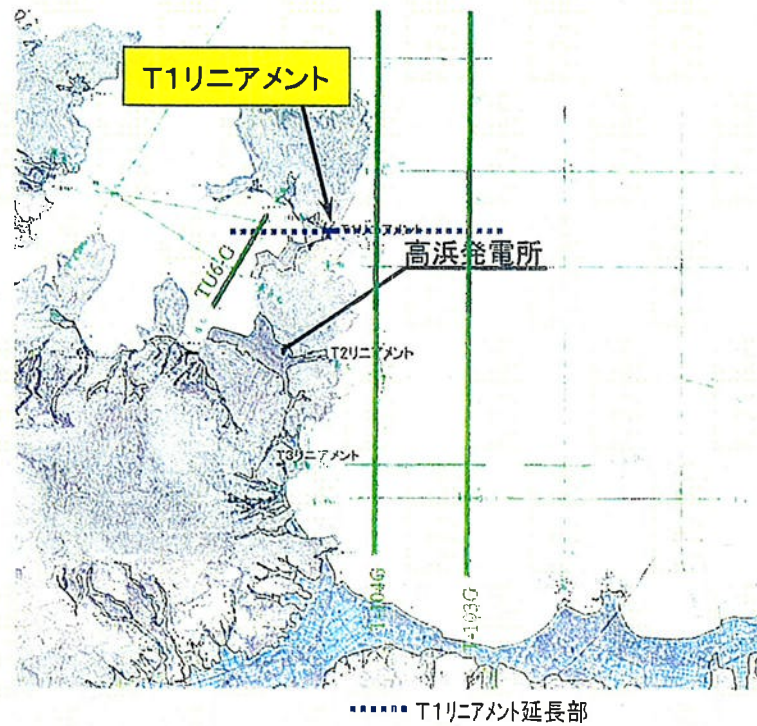


T1リニアメント周辺の地質は、下位より内浦層群の凝灰角礫岩と礫岩・砂岩、泥岩および安山岩からなり、ほぼEW方向で北へ緩く傾斜。
リニアメントの通過部には泥岩が分布し、幅広の凹地が認められる。

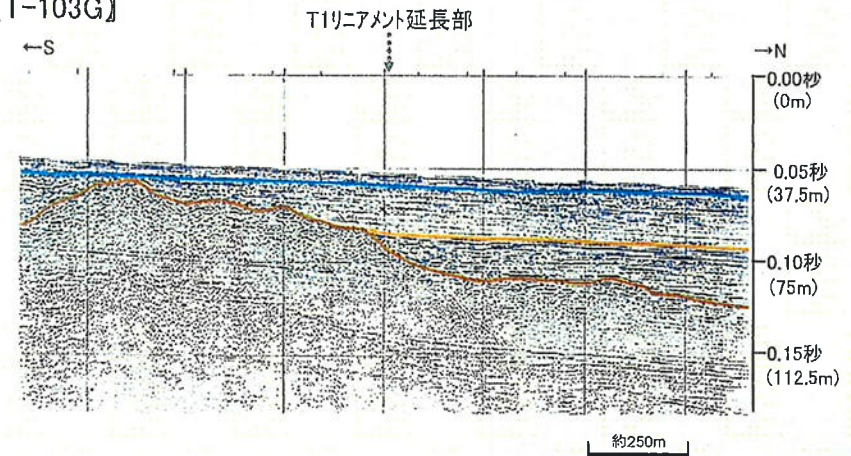
東側海岸の踏査結果(T1リニアメント)



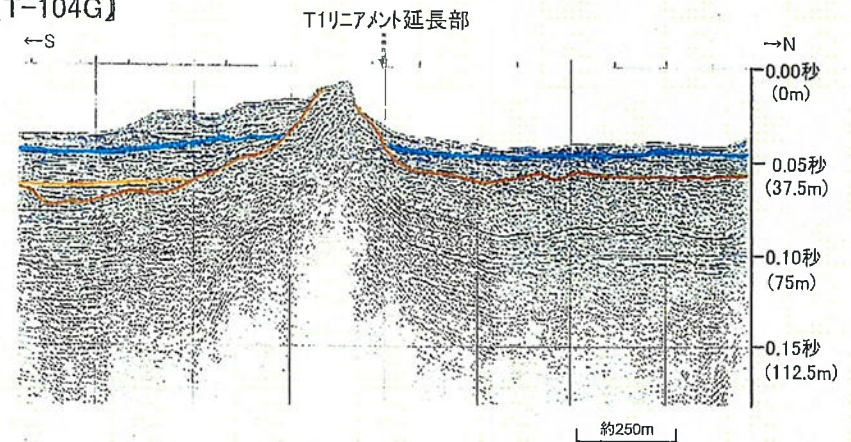
T1リニアメントの調査結果(延長海域)



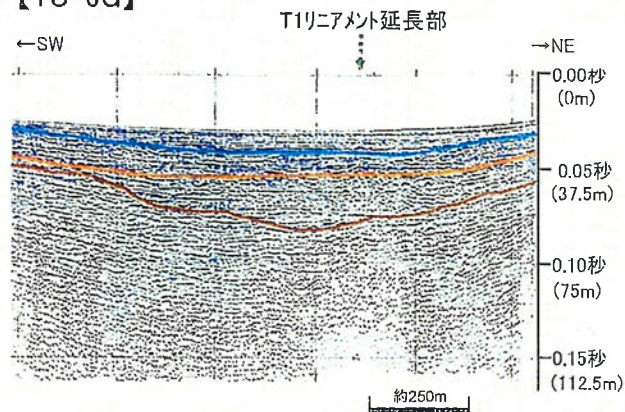
【T-103G】



【T-104G】



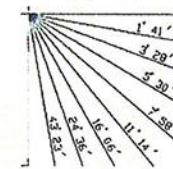
【TU-6G】



凡 例

- B層上面
- C層上面
- R層上面

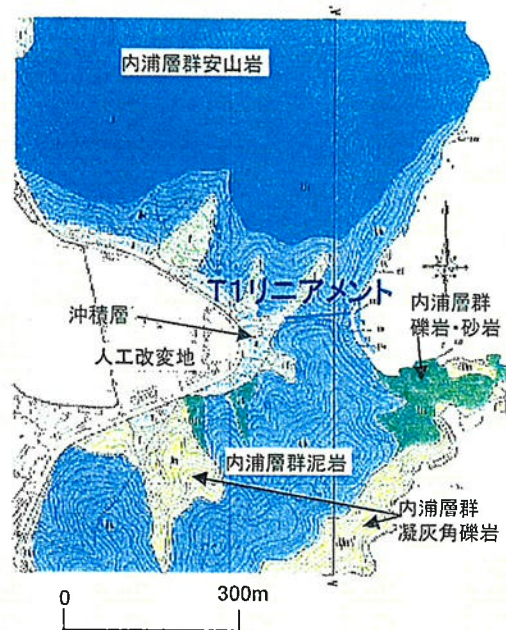
V.E. ≒ 6



数字(角度)は水平・垂直比が1:1の傾斜角度

海域延長部にも後期更新世以降に堆積した地層に変位・変形は認められない

T1リニアメントの評価



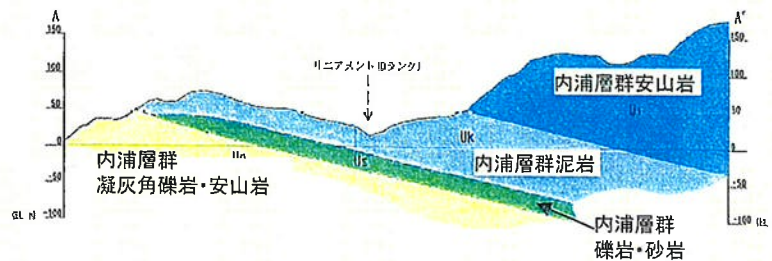
※地質図にT1リニアメントを転記

活動性の評価

リニアメント直下の内浦層群泥岩に断層は認められない。

海域延長部に後期更新世以降に堆積した地層に変位・変形は認められない

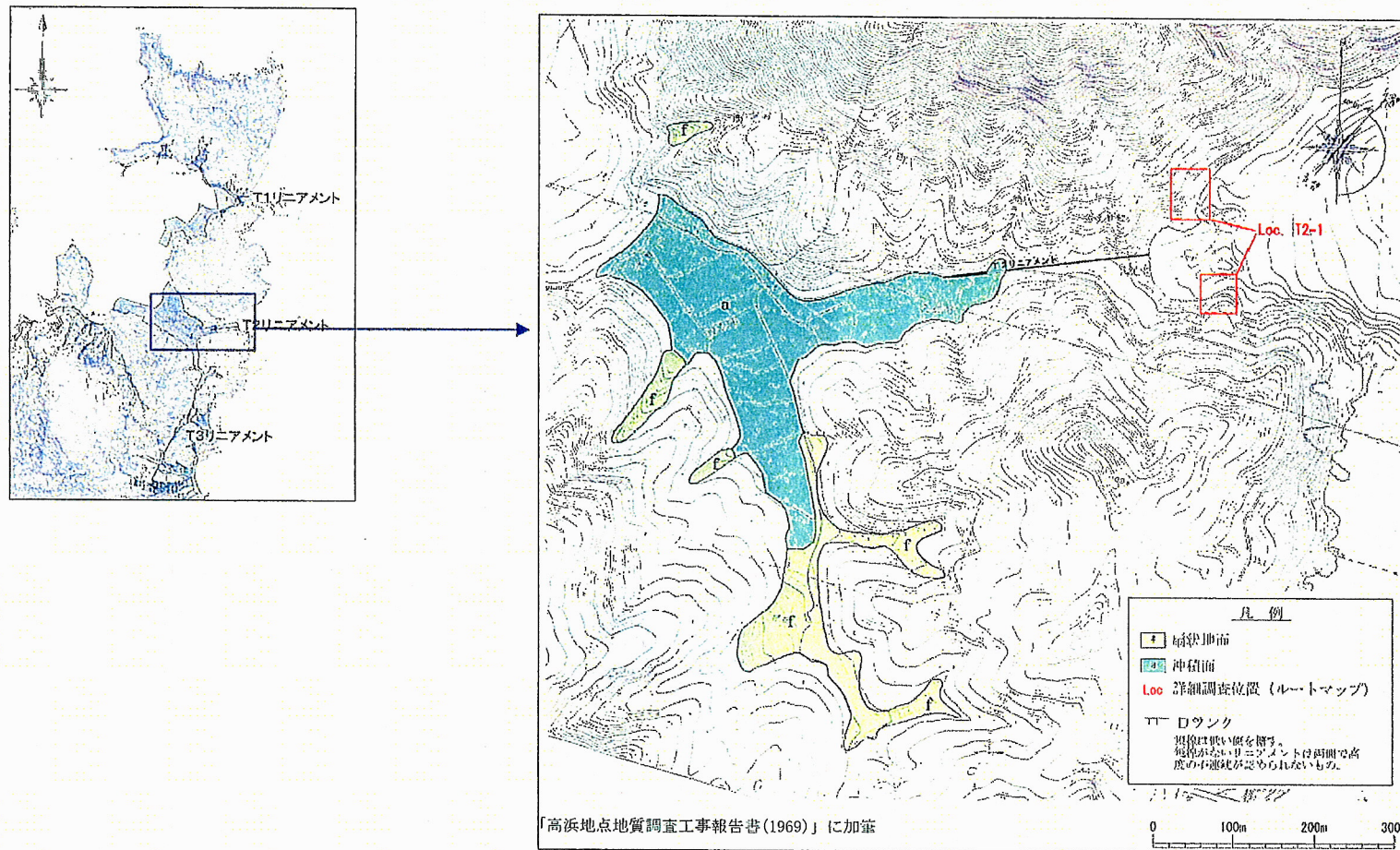
T1リニアメント直下には、少なくとも後期更新世以降の活動を示唆する断層はない。



T1リニアメントの成因は、安山岩や凝灰角礫岩に比べて軟質であり、EW方向で低角度北傾斜の層理面を有する泥岩が選択的に浸食されることによって生じた組織地形と評価。

3-3 T2リニアメント

T2リニアメントの地形調査結果

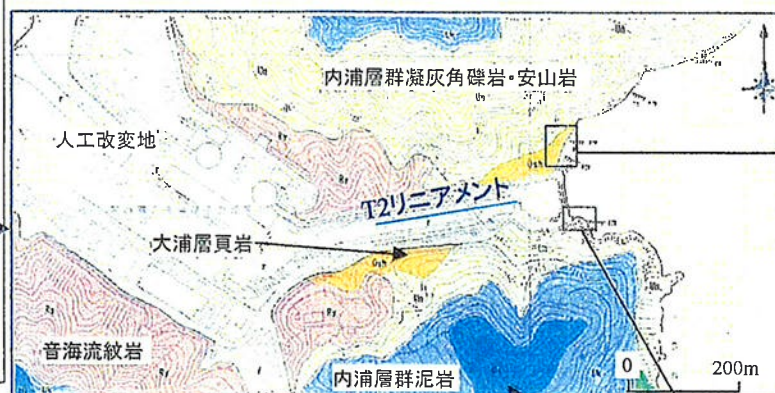
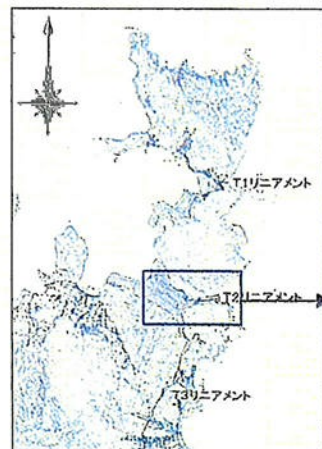


T2リニアメント周辺の変動地形・リニアメント分布図

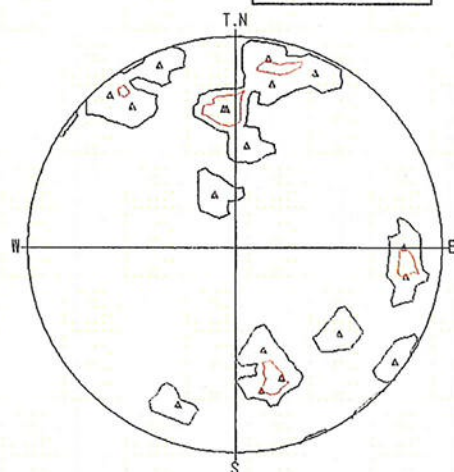
長さ約0.3km、N80E～E-W方向のDランクのリニアメントとして判読。判読要素は鞍部1箇所。尾根線の屈曲はなく、西方延長部の沖積面にも変動地形は認められない。

T2リニアメントの地表地質調査結果

東側海岸部の露頭調査結果



— Dランク ※地質図にT2リニアメントを転記



大浦層頁岩中の断層のステレオネット図

大浦層頁岩中の断層の卓越方向は概ねENE～EW方向であり、リニアメント方向と調和的である。

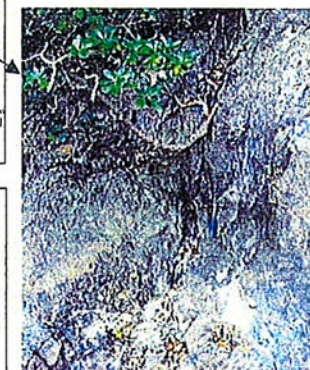


露頭写真

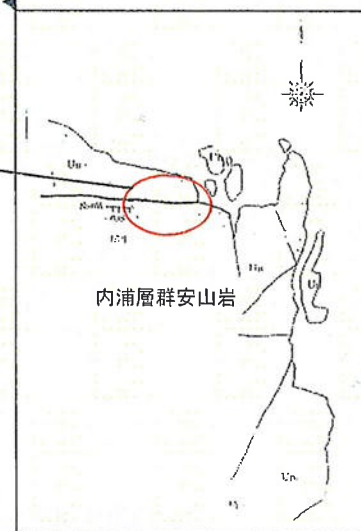
東側海岸には、大浦層頁岩と内浦層群安山岩が分布。そこにはリニアメントと同じ方向の固結した断層破碎帯が認められる。



露頭写真

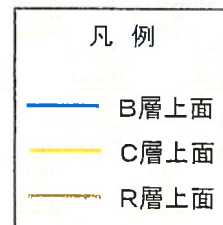
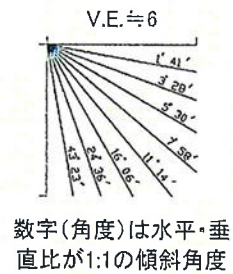
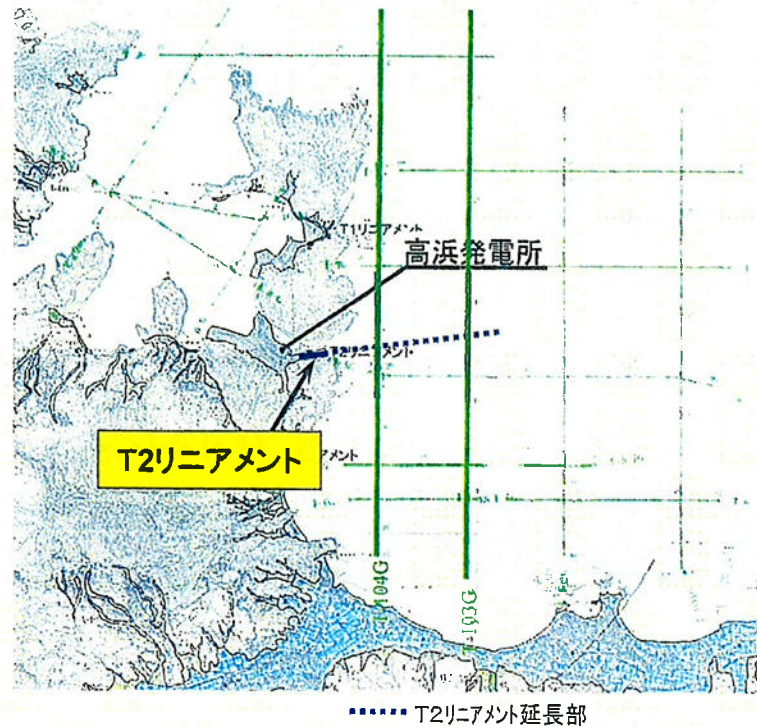


露頭写真

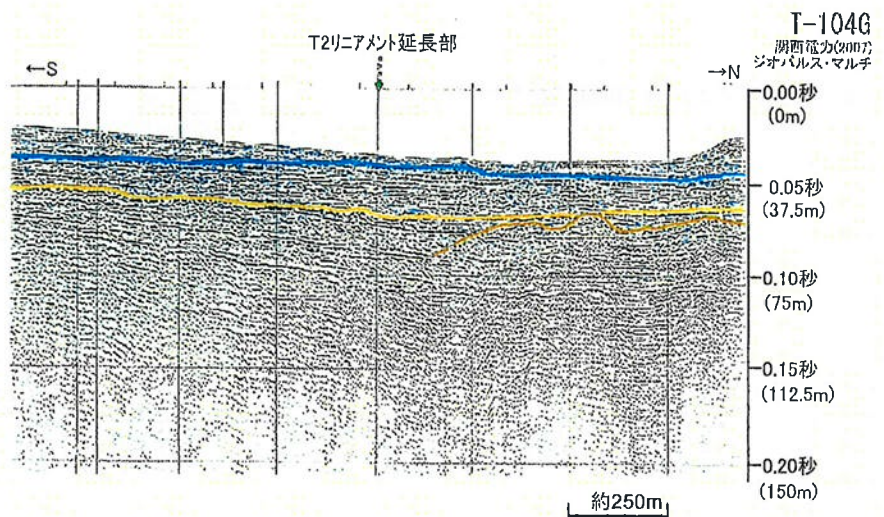
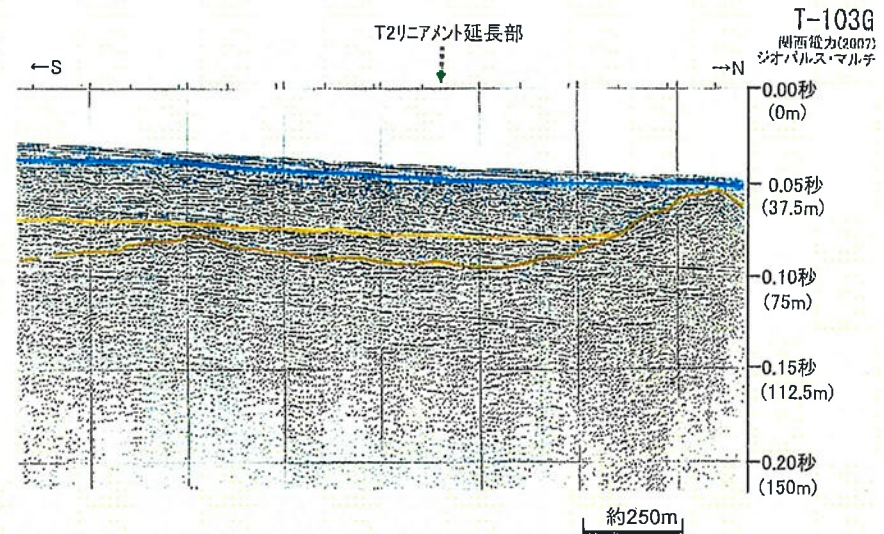


60N
N50W 断層面の走向、傾斜
60N
N50W 層理面の走向、傾斜

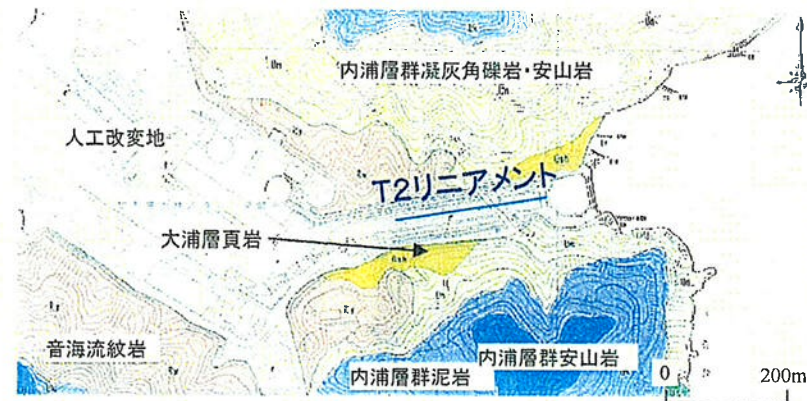
T2リニアメントの調査結果(延長海域)



海域延長部にも後期更新世以降に堆積した地層に変位・変形は認められない



T2リニアメントの当初の評価



※地質図にT2リニアメントを転記

活動性の評価

リニアメントを挟み、両側に分布する大浦層上面(不整合面)に大きな高度差はない。

T2リニアメント周辺の大浦層や内浦層群中のリニアメント方向の断層は固結している。

海域延長部には、後期更新世以降に堆積した地層に変位・変形は認められない。

T2リニアメント直下には、少なくとも後期更新世以降の活動を示唆する断層はない。

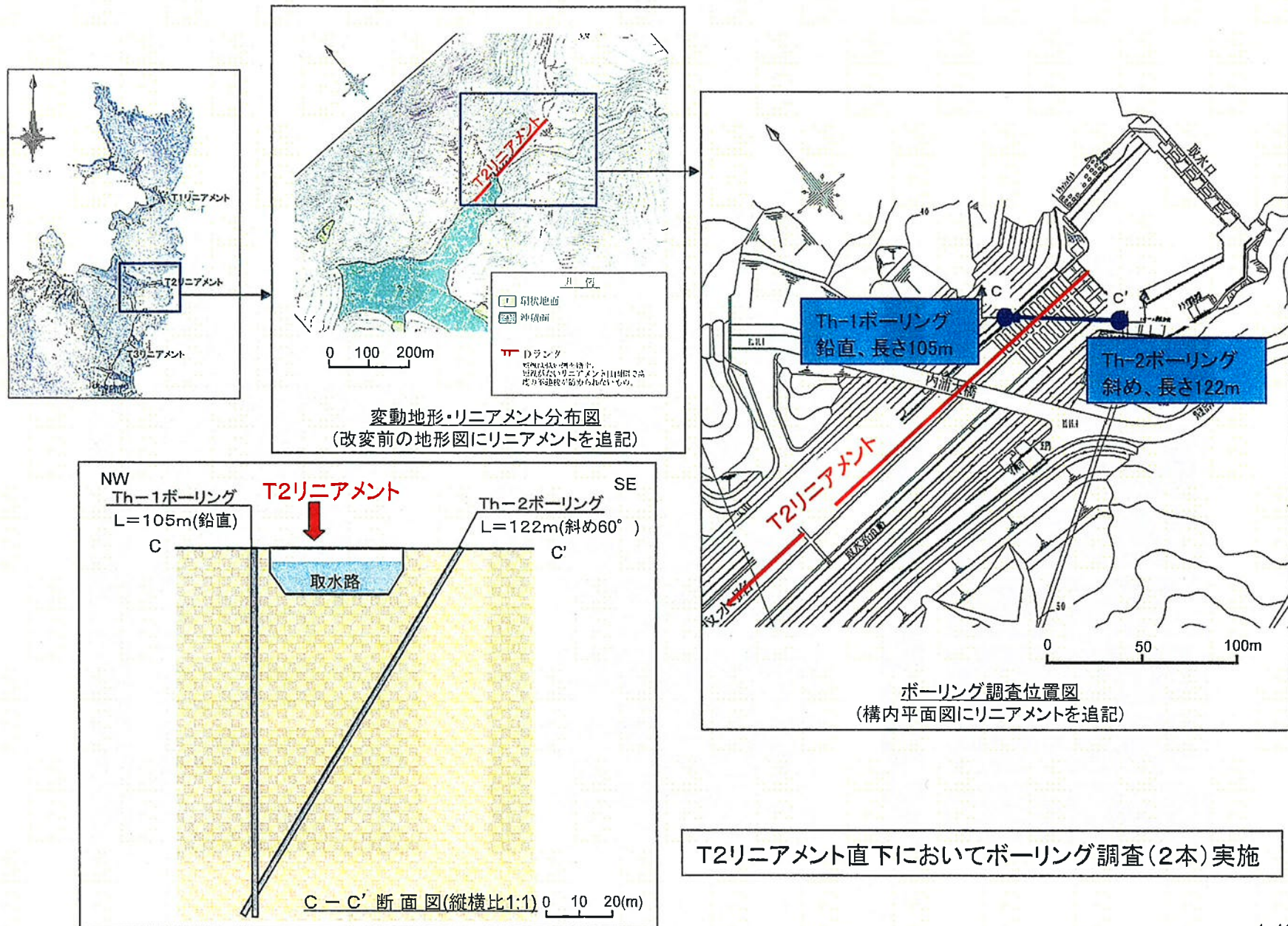
【コメント】

ボーリングや音波探査等により活動性を評価しているが、いずれもリニアメントを直接評価したものではない。活断層ではないと思うが、これらのデータでは活動性について説明する根拠としては弱い。

補足調査(ボーリング調査)を実施

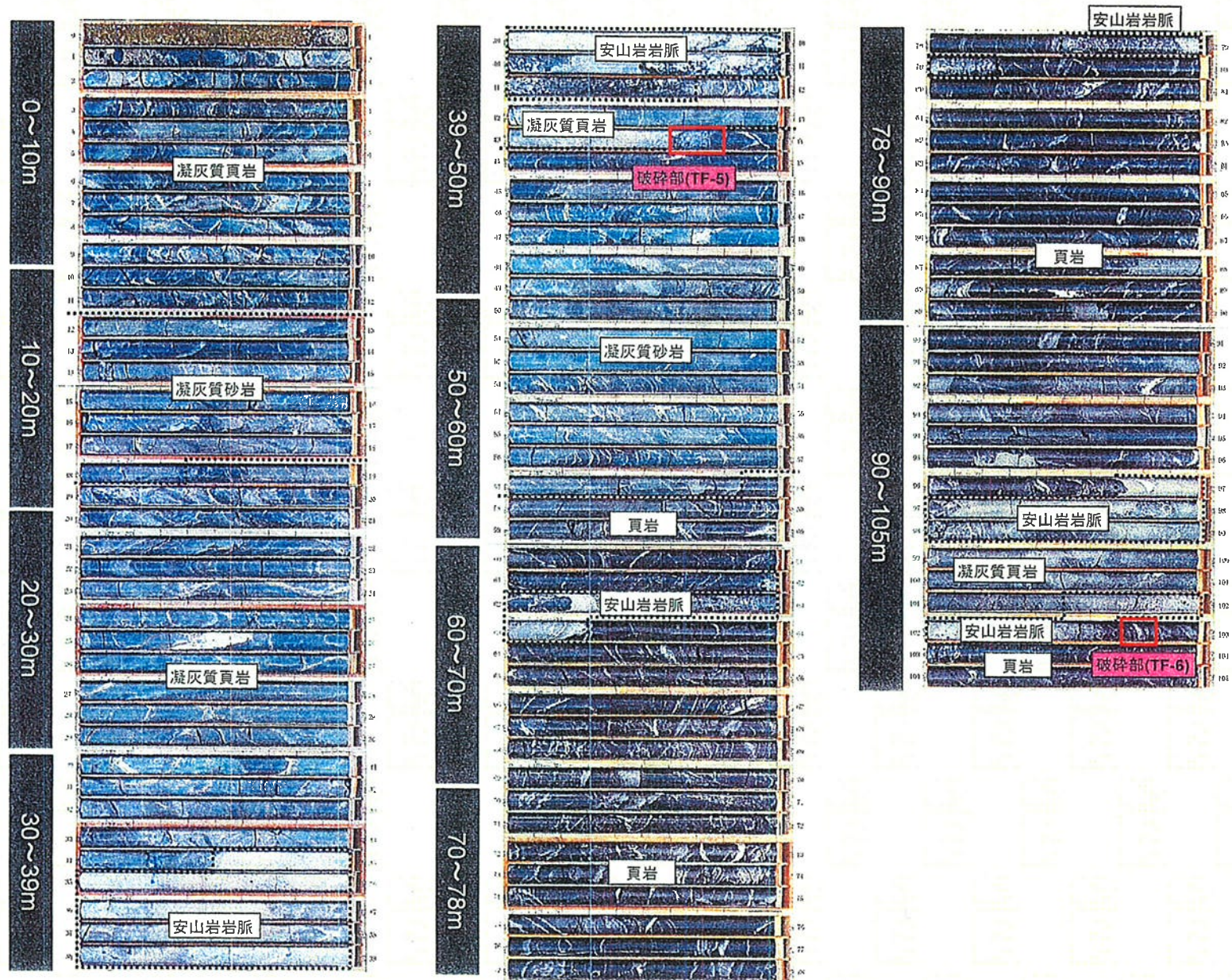
T2リニアメントの成因は、大浦層中の断層が選択的に浸食されることによって生じた組織地形と評価。

ボーリング調査位置(T2リニアメント)

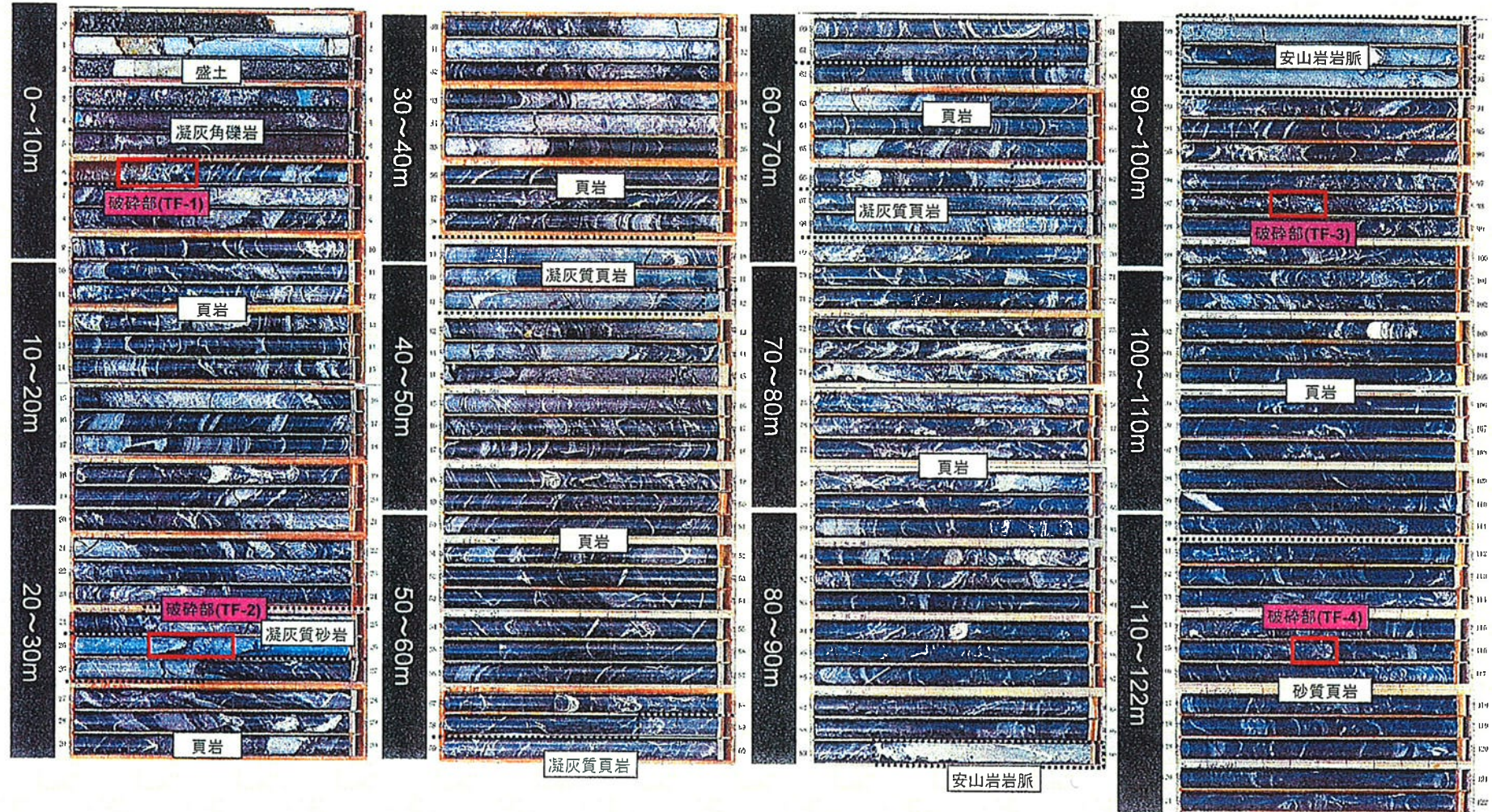


T2リニアメント直下においてボーリング調査(2本)実施

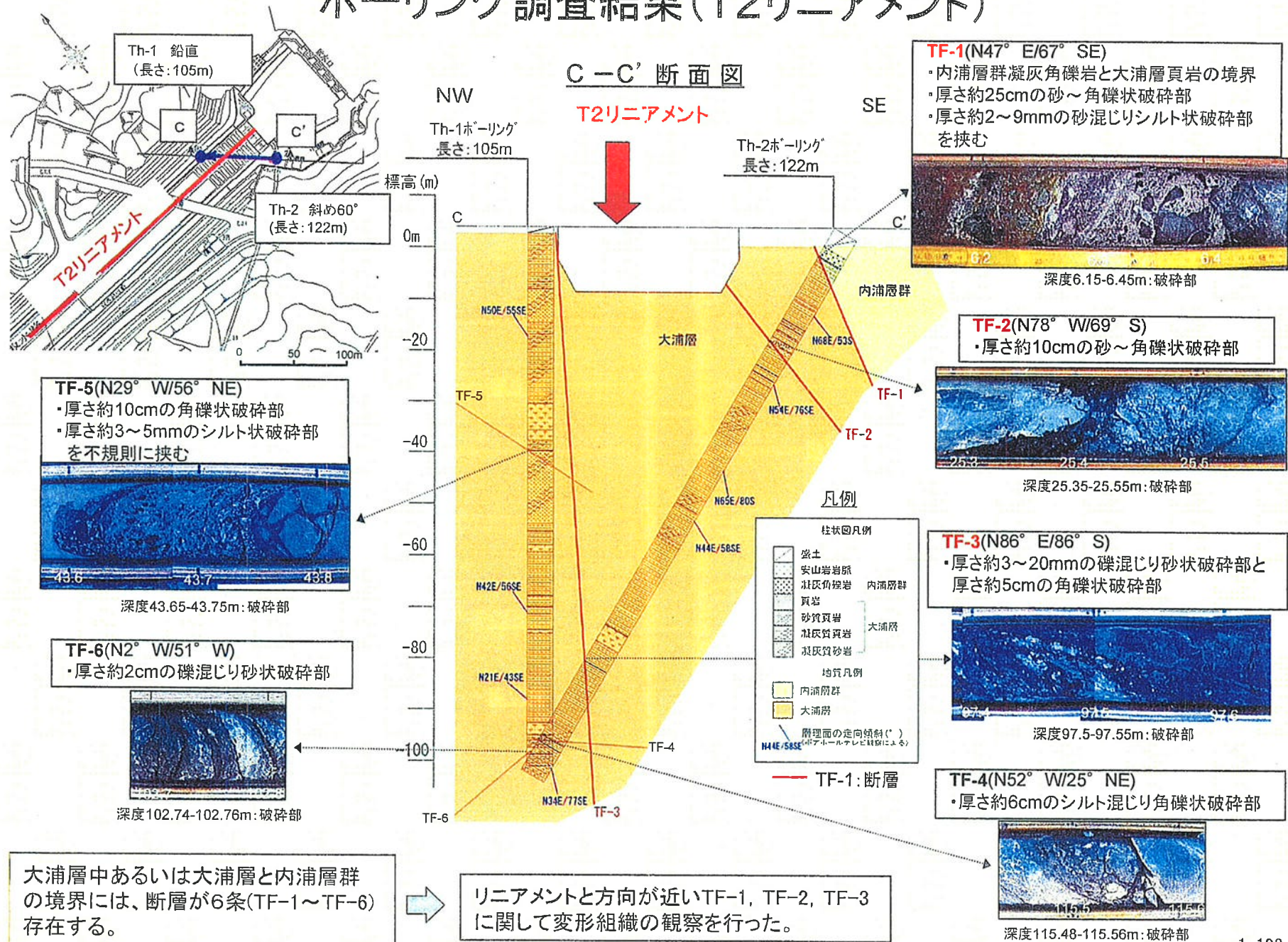
ボーリング調査結果(Th-1孔)



ボーリング調査結果(Th-2孔)

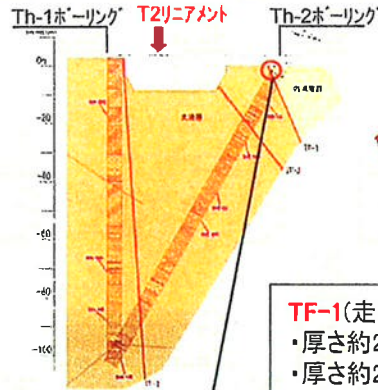


ボーリング調査結果(T2リニアメント)



変形組織の観察(TF-1)

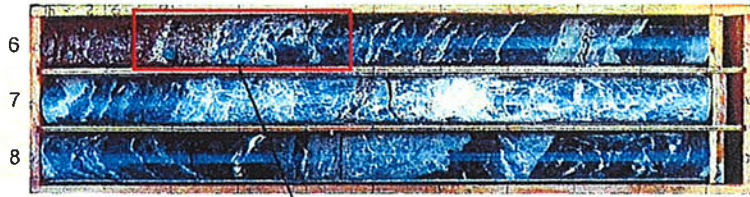
研磨片



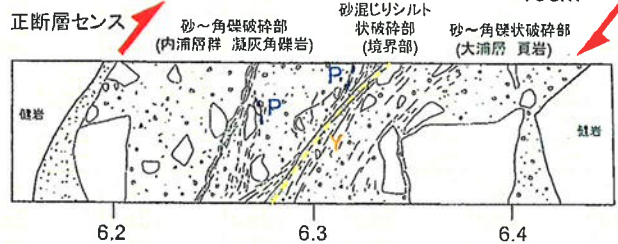
正断層センス

砂～角礫破碎部
(内浦層群 凝灰角礫岩)

TF-1(走向傾斜 N47° E/67° SE)
 ・厚さ約25cmの砂～角礫状破碎部
 ・厚さ約2～9mmの砂混じりシルト状破碎部を挟む

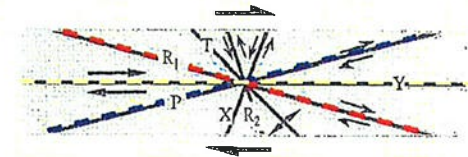


ボーリングコア



ボーリングコア観察

ボーリングコア観察結果
 Y面とP面の関係から正断層センスを示す。



せん断センスを示す複合面構造(狩野・村田、1998)

薄片

正断層センス

6.15m



6.25m



6.35m



せん断面
(Y面)

5 cm

0

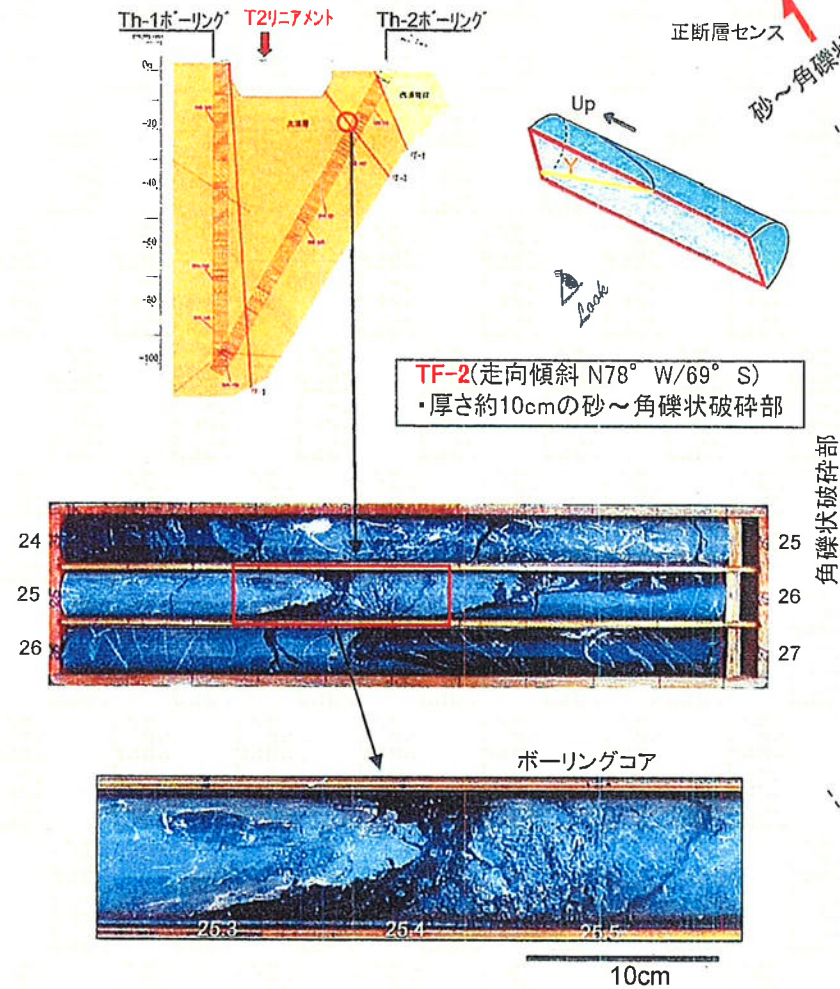
6.45m

薄片観察結果
 ・砂混じりシルト状破碎部にせん断面(Y面)が認められる。
 ・Y面とP面・R1面の関係から正断層センスを示す。

研磨片観察結果
 ・砂混じりシルト状破碎部にせん断面(Y面)が認められる。
 ・Y面とP面・R1面の関係から正断層センスを示す。

TF-1は正断層センスを示すことから、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断した。

変形組織の観察(TF-2)

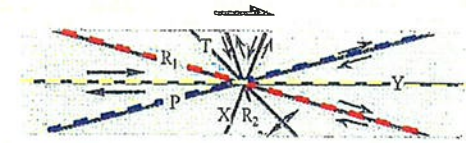


正断層センス
砂～角礫状破碎部 研磨片

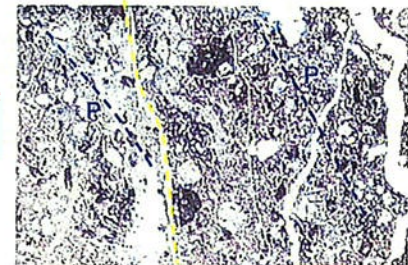
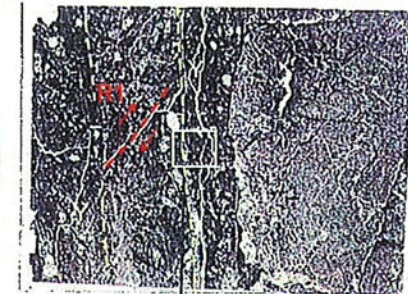


研磨片観察結果

- ・破碎部中にせん断面(Y面)が認められる。
- ・Y面とP面・R1面の関係から正断層センスを示す。



薄片 正断層センス

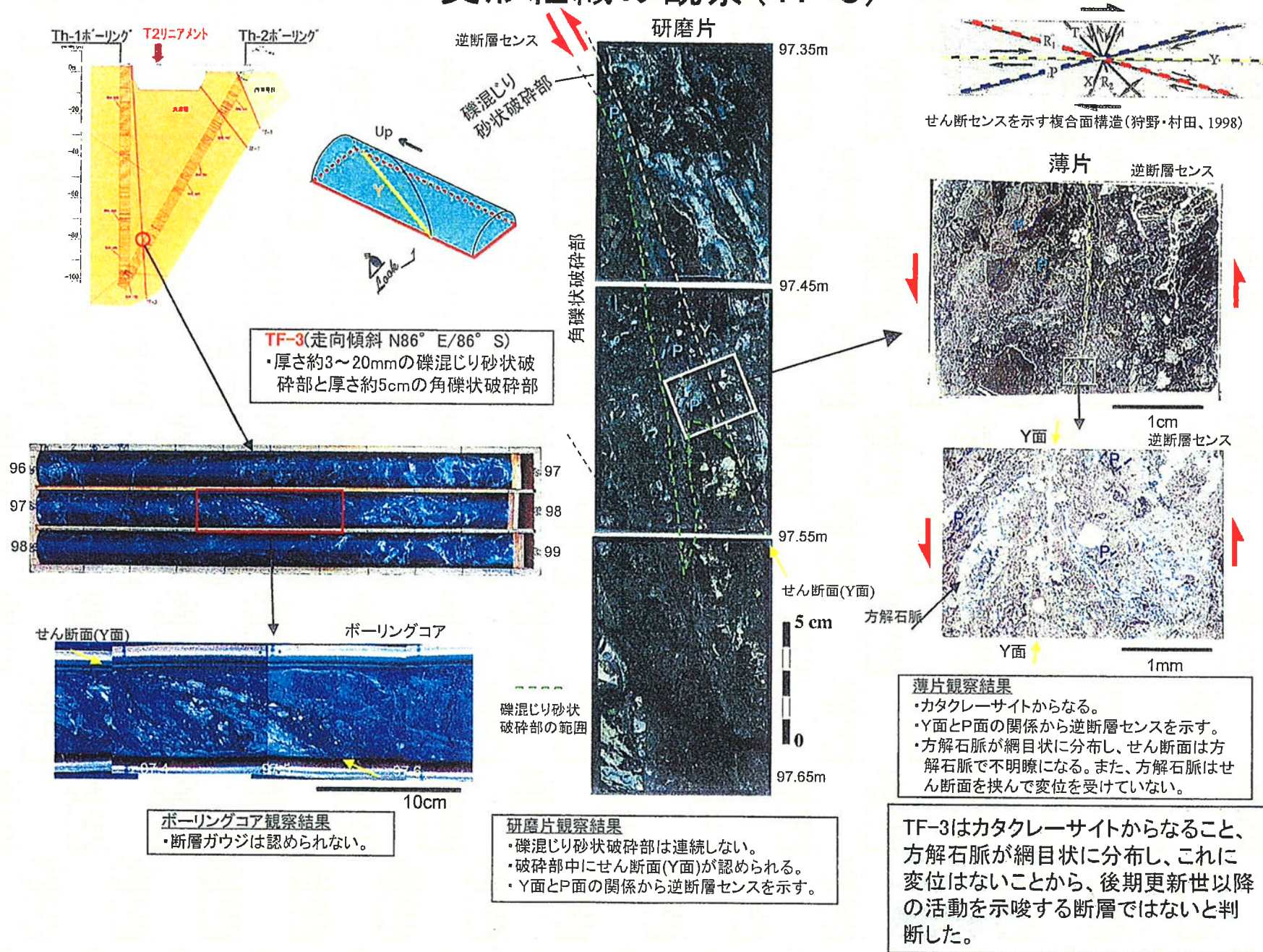


薄片観察結果

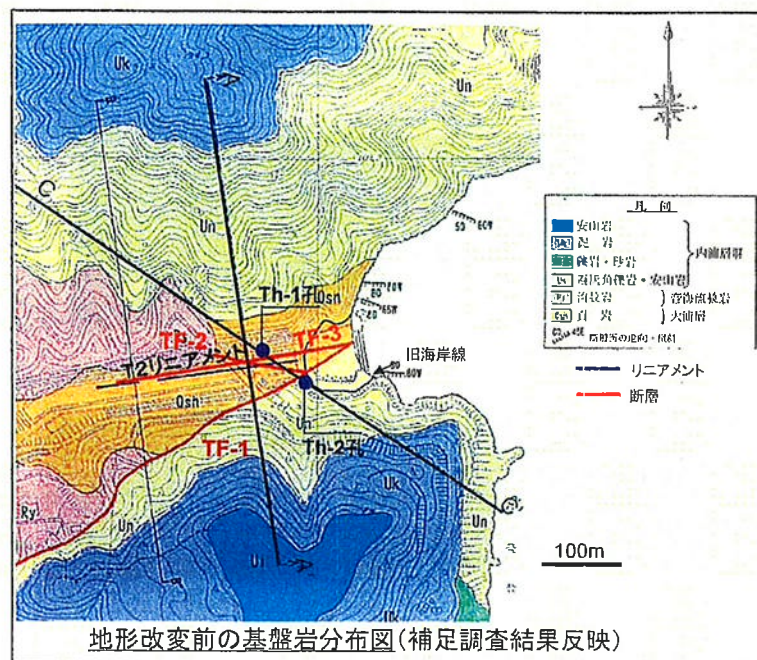
- ・カタクレーサイトからなる。
- ・Y面とP面・R1面の関係から正断層センスを示す。

TF-2はカタクレーサイトからなり、正断層センスを示すことから、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断した。

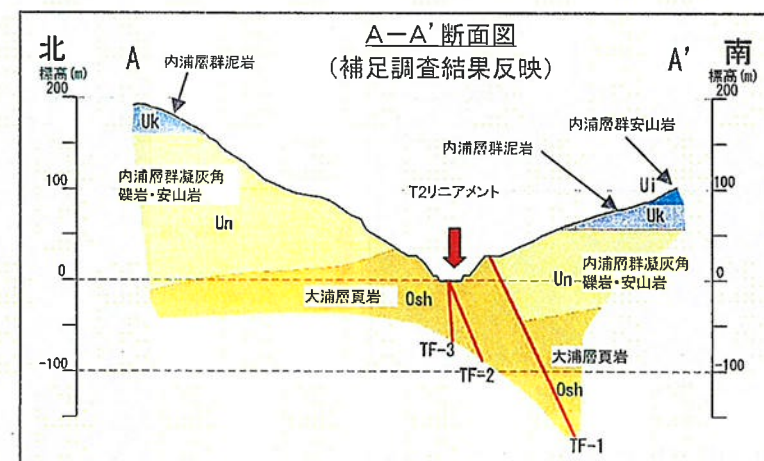
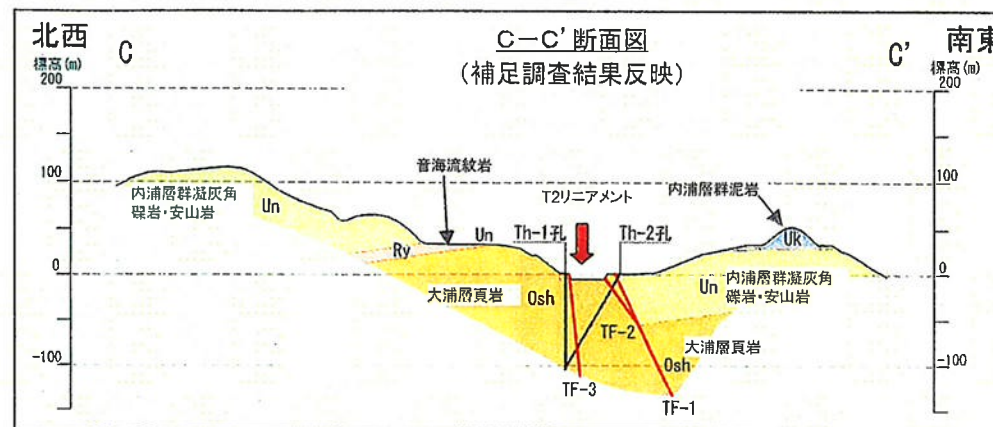
変形組織の観察(TF-3)



ボーリング調査結果(T2リニアメント)

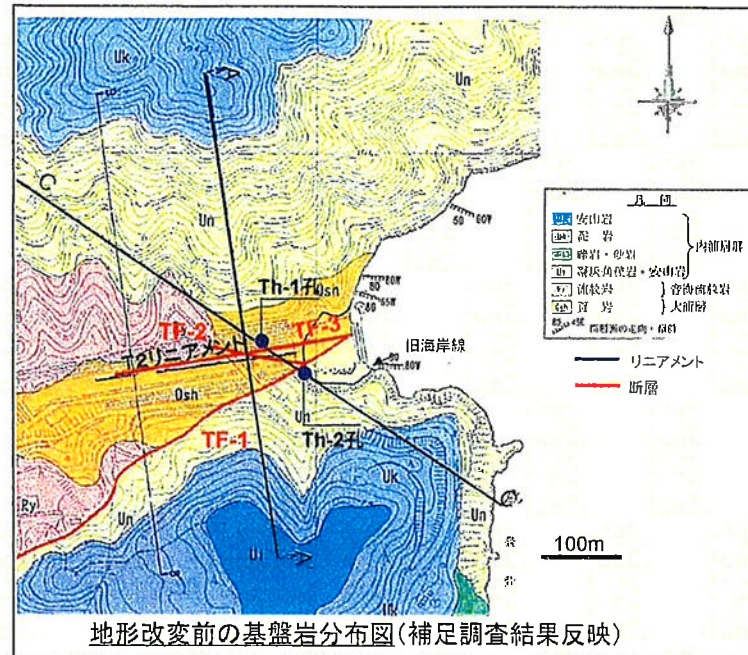


※基盤岩分布図にT2リニアメントを転記



リニアメント周辺の凹地状の地形は、古い断層が浸食を受けて形成されたものと推定される。

T2リニアメントの評価



※基盤岩分布図にT2リニアメントを転記

【調査結果】(●:補足の地質調査結果)

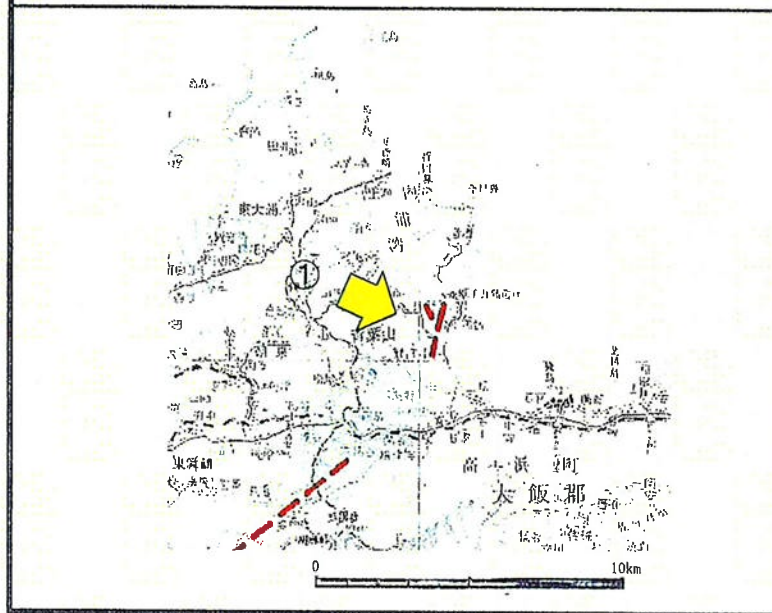
- T2リニアメント周辺の大浦層や内浦層群中のリニアメント方向の断層は固結している。
- 海域延長部には、後期更新世以降に堆積した地層に変位・変形は認められない。
- リニアメント直下においてボーリング調査を実施した結果、6条の断層が認められた。
リニアメントと方向が近い断層の変形組織の観察を実施した結果、正断層センスや地下深部で形成されたカタクレーサイトが認められたことから、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断した。
- リニアメント周辺の凹地状の地形は、古い断層が浸食を受けて形成されたものと推定される。

大浦層中の断層や、大浦層と内浦層群との境界の断層が選択的に浸食されることによって生じた組織地形と評価。

3-4 T3リニアメント

T3リニアメントに関する文献

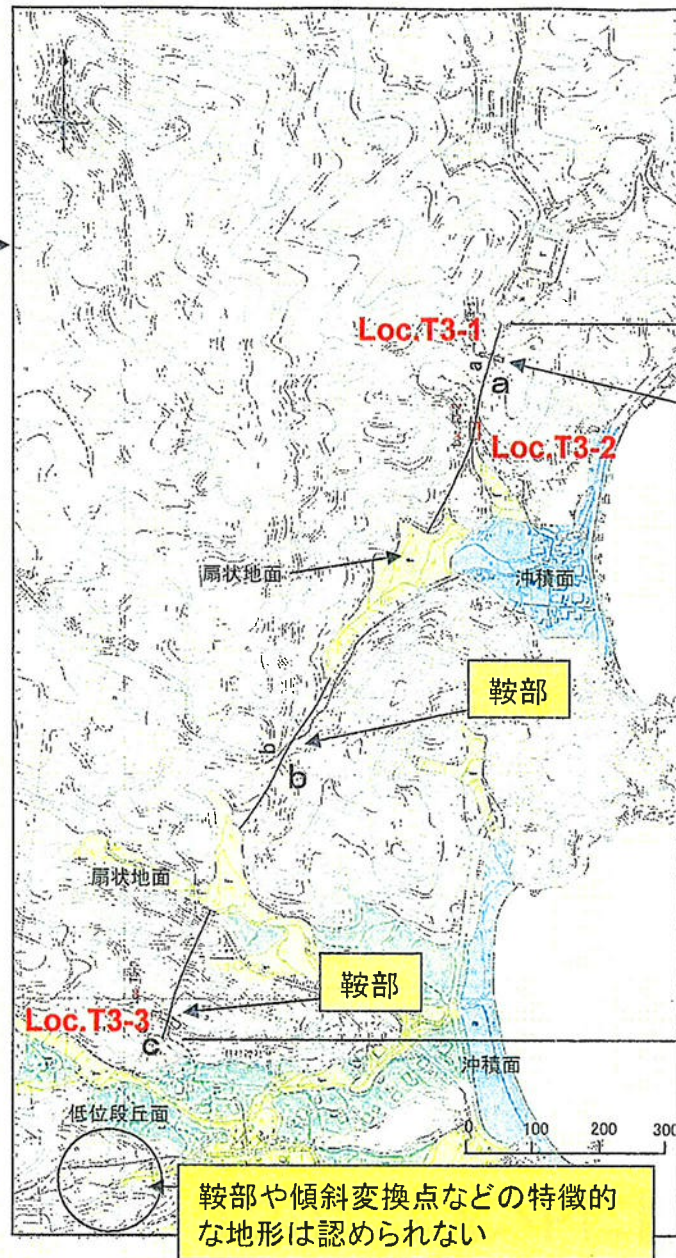
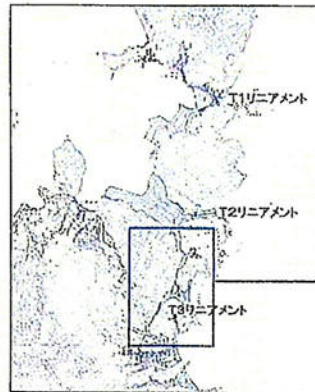
活断層研究会編「新編 日本の活断層」(1991)



| 断層名 | 長さ | 確実度 | 変位の向き |
|-------|--------------|-----|-------|
| ①名称なし | 2 km
(図読) | Ⅲ | — |

確実度Ⅰ：活断層であることが確実なもの
 確実度Ⅱ：活断層であると推定されるもの
 確実度Ⅲ：活断層の疑いがあるリニアメント

T3リニアメントの地形調査結果



鞍部

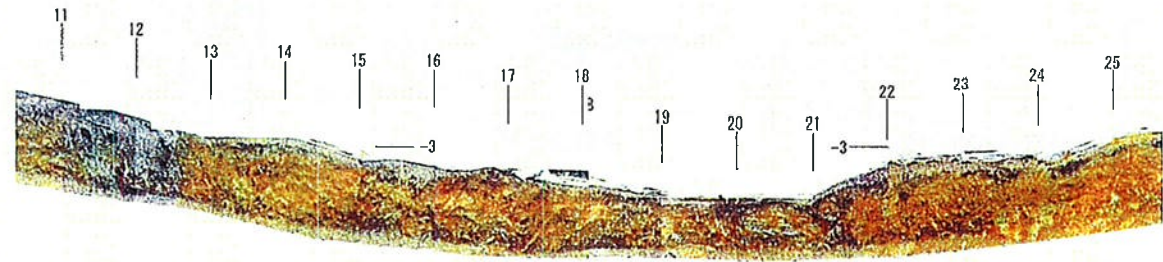
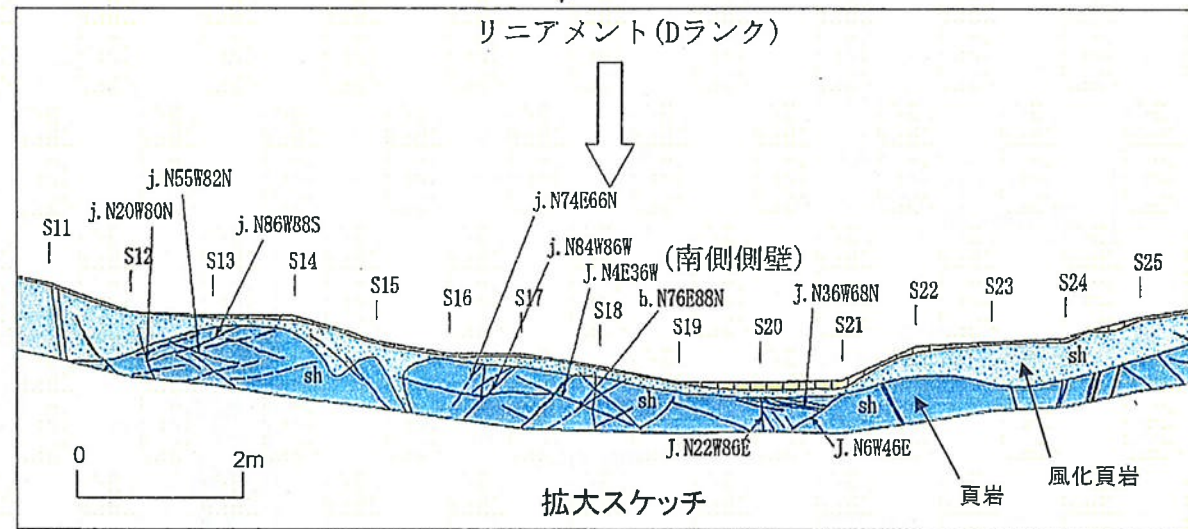
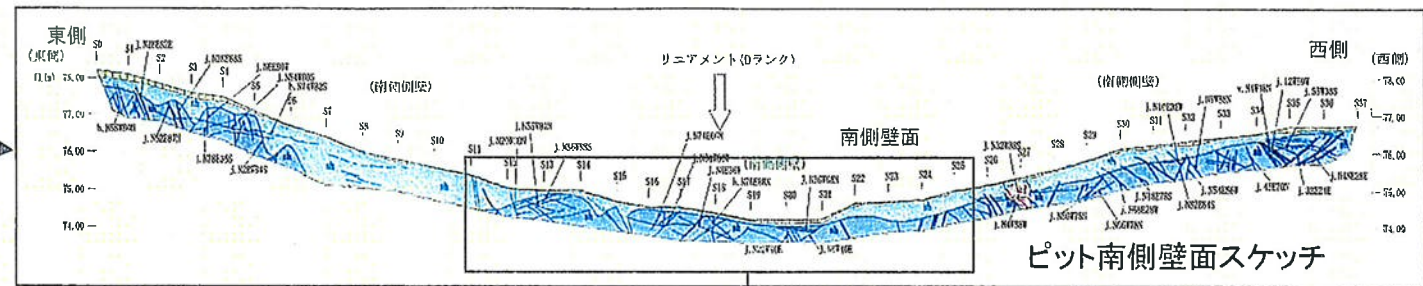
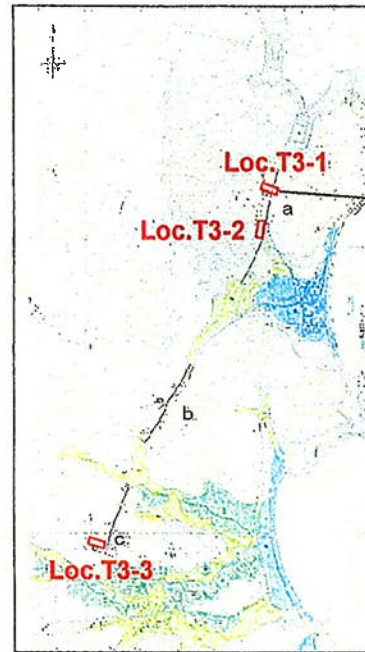
鞍部

鞍部

- ・長さ約1.4km, NNE-SSW方向のDランクのリニアメントとして判読。
- ・判読要素は鞍部列(a, b, c地点)。
- ・その間に分布する扇状地に変動地形は認められない。
- ・c地点の鞍部は不鮮明ではあるが、北部からの連続性を考慮して、一連のリニアメントと評価。

鞍部や傾斜変換点などの特徴的な地形は認められない

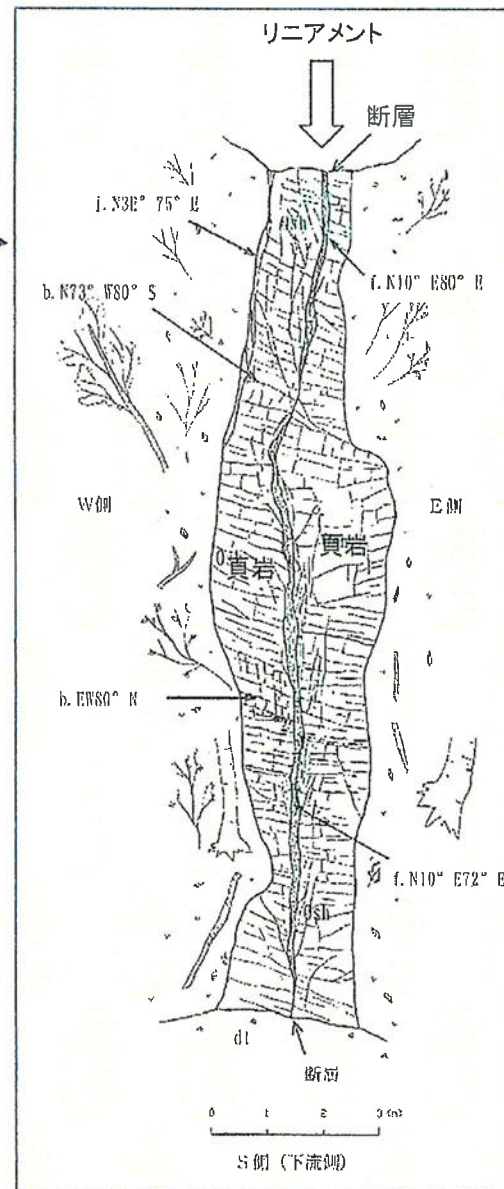
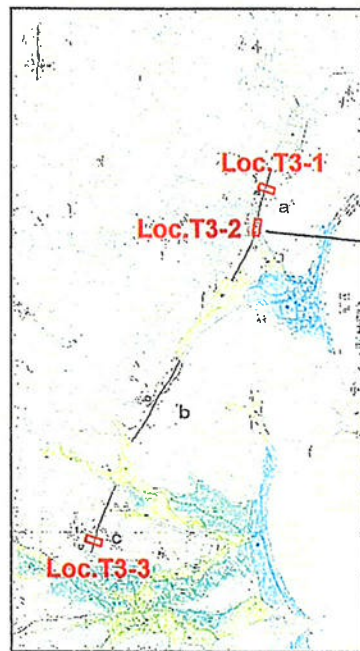
T3リニアメントの調査結果 (Loc.T3-1)



壁面写真

ピット(延長37m)には大浦層頁岩が分布し、そこには断層破碎帯は認められない。密に割れ目が分布しているが、系統性は認められない。

T3リニアメントの調査結果 (Loc.T3-2)



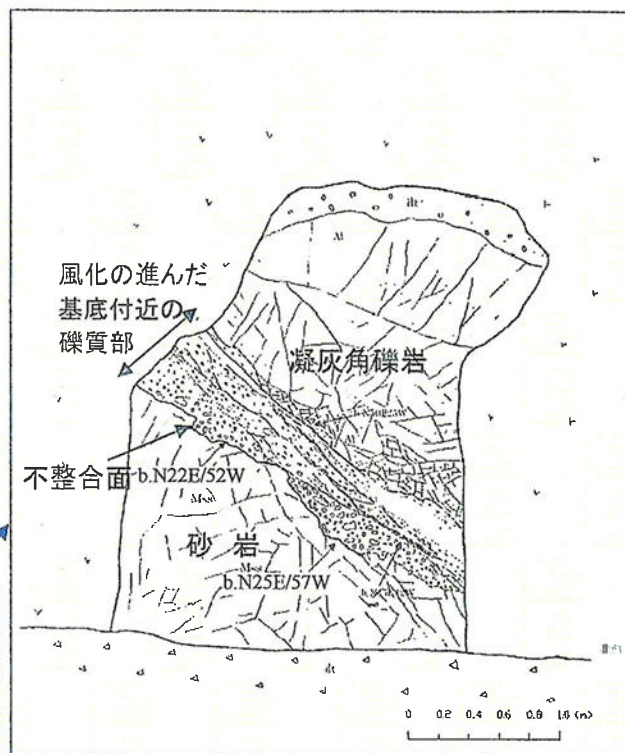
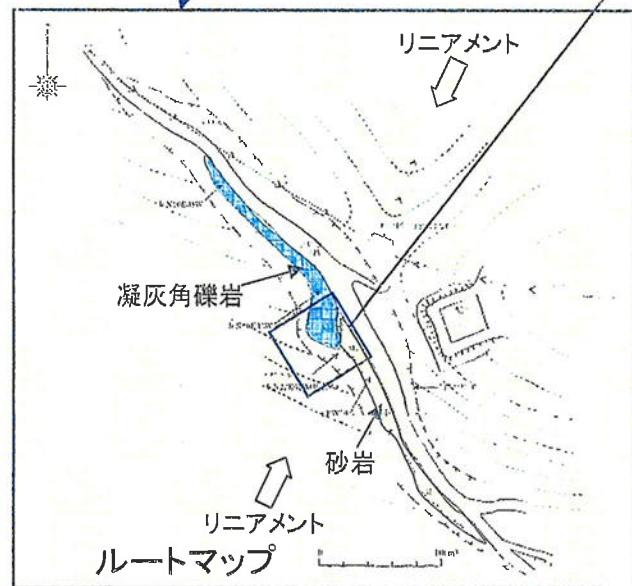
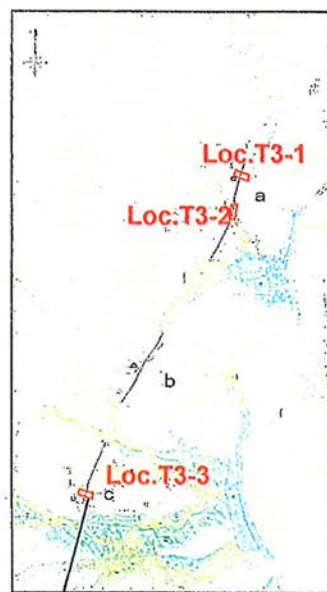
露頭平面スケッチ



下流側から見た写真

大浦層真岩中の断層は湾曲しており、破碎帯は固結し、その幅は1~16cmと膨縮している。

T3リニアメントの調査結果 (Loc.T3-3)



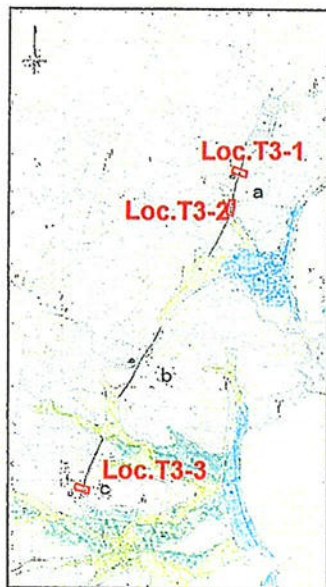
露頭スケッチ



露頭写真

- ・リニアメント周辺の38m区間には、北側(山側)に青葉山安山岩類凝灰角礫岩が、南側(谷側)には舞鶴層群砂岩が分布している。そこに断層は認められない。
- ・リニアメント直下には、両者の不整合面がある。

T3リニアメントの当初の評価



【コメント】

- ・リニアメント中央部の鞍部における調査結果を示すこと。
- ・南端部の地質境界としているところは断層の可能性はある。



補足調査(剥ぎ取り調査、
変形組織の観察)を実施

活動性の評価

【北端部 (Loc.T3-1)】

密に割れ目が分布しているが、断層破碎帯は認められない。

【北部 (Loc.T3-2)】

断層破碎帯は固結しており、その幅は膨縮している。

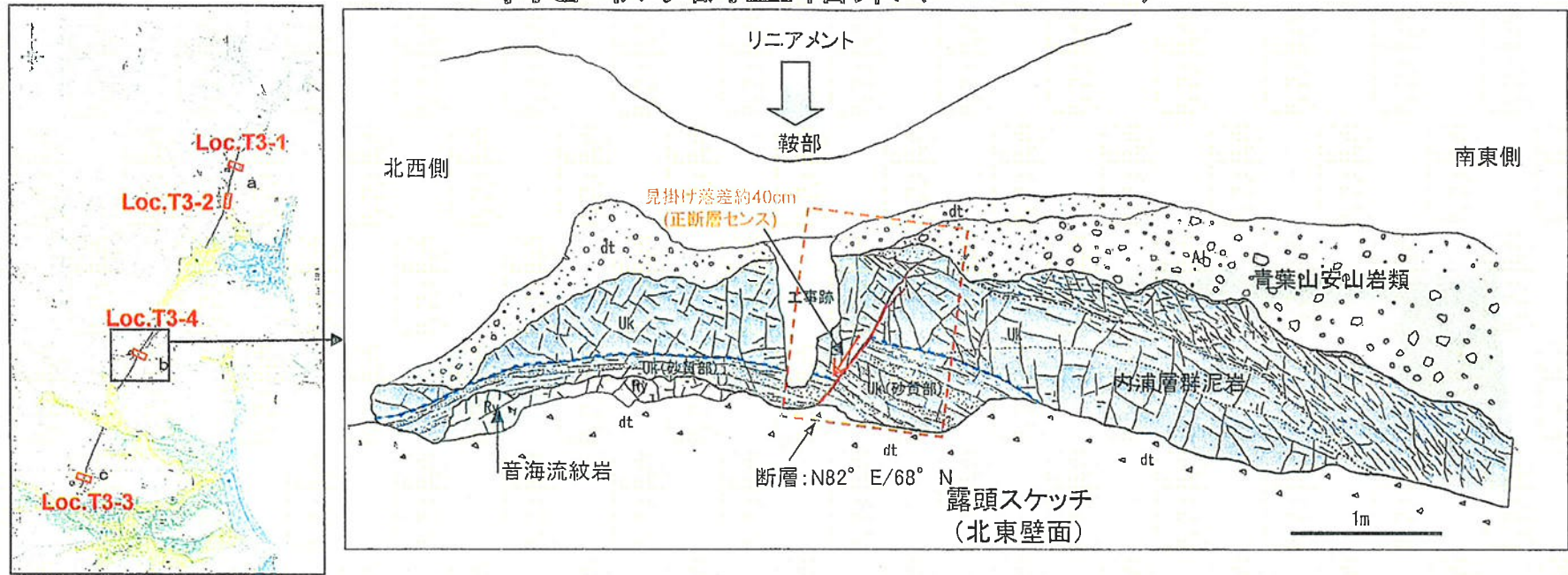
【南端部 (Loc.T3-3)】

青葉山安山岩類が舞鶴層群を覆う不整合面が認められるが、断層はない。

T3リニアメント直下には、少なくとも後期更新世以降の活動を示唆する断層はない。

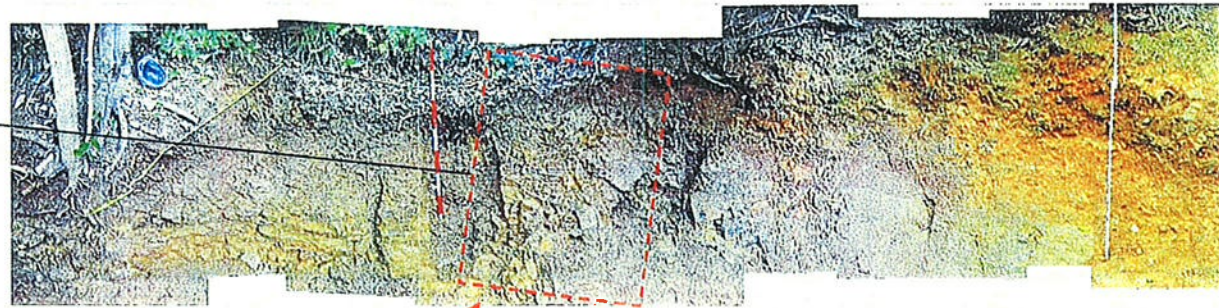
T3リニアメントの成因は、固結した破碎帯や地質境界の不整合面を反映した組織地形と評価。

剥ぎ取り調査結果 (Loc.T3-4)



断層

拡大写真

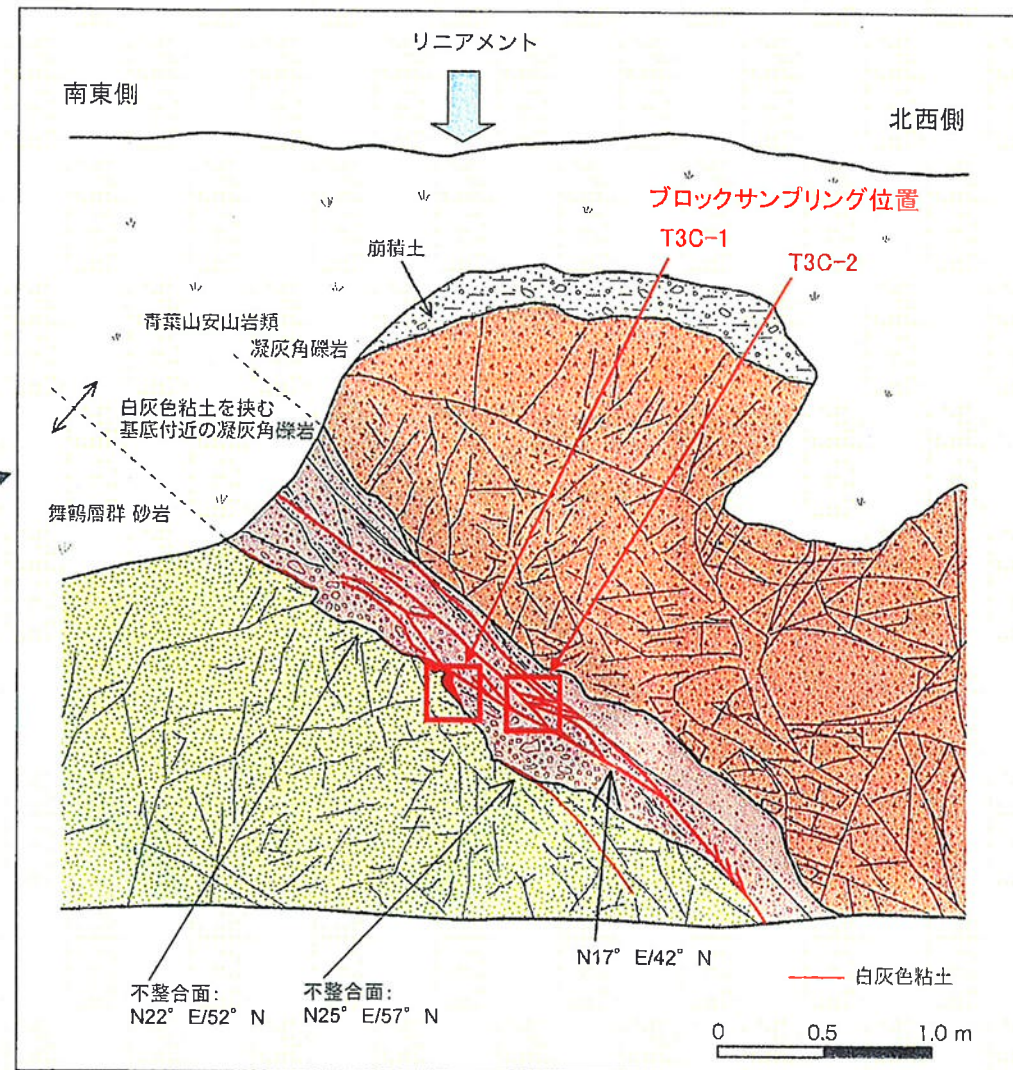
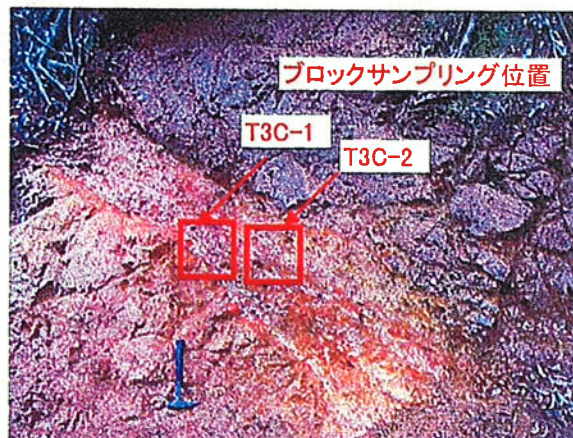
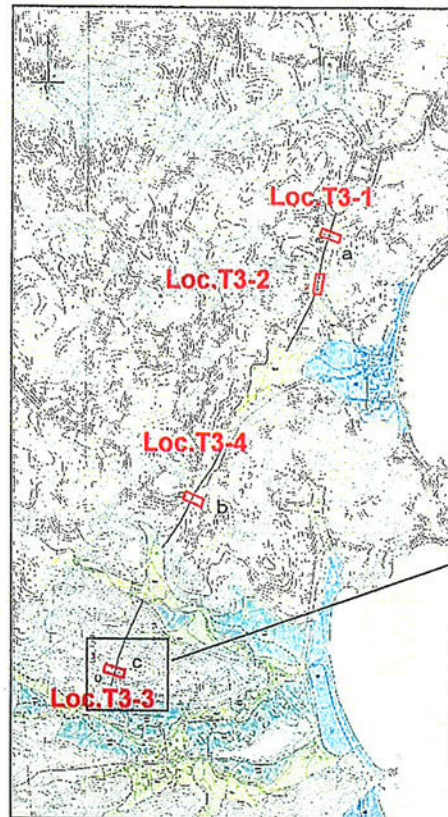


断層

全体写真

リニアメント中央部の鞍部における剥ぎ取り調査の結果、リニアメント直下にリニアメントと斜交する断層が確認された。この断層面は湾曲しており、傾斜方向に正断層センスの変位が認められたことから、古い断層であると判断した。

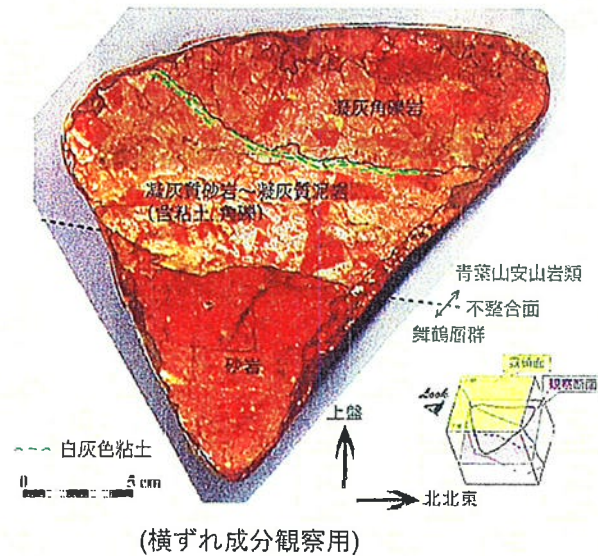
ブロックサンプリング位置 (Loc.T3-3)



青葉山安山岩類の凝灰角礫岩と舞鶴層群の砂岩との境界付近の粘土を挟む凝灰角礫岩からブロックサンプリングを実施。

変形組織の観察(Loc.T3-3)

T3C-1 研磨片
〔舞鶴層群と青葉山火山岩類の境界付近〕



研磨片観察結果(T3C-1)

・舞鶴層群と青葉山火山岩類の境界はせん断面や礫の定向配列が認められない。

不整合面と判断した。

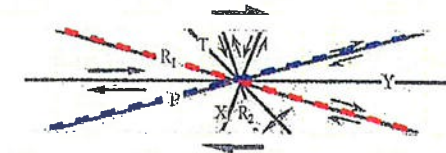
T3C-2 研磨片
〔白灰色粘土を挟む箇所〕



研磨片観察結果(T3C-2)

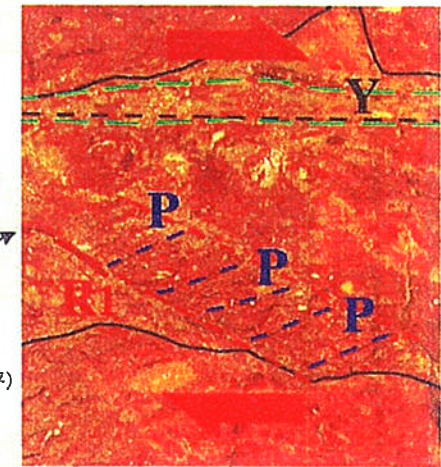
・明瞭なせん断面は認められない。
・比較的連続性のよい白灰色粘土をY面とした。
・Y面の付近に不鮮明ながら、P面とR1面が認められ、それらの関係から正断層センスを示す。

正断層センスを示すことから、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断した。

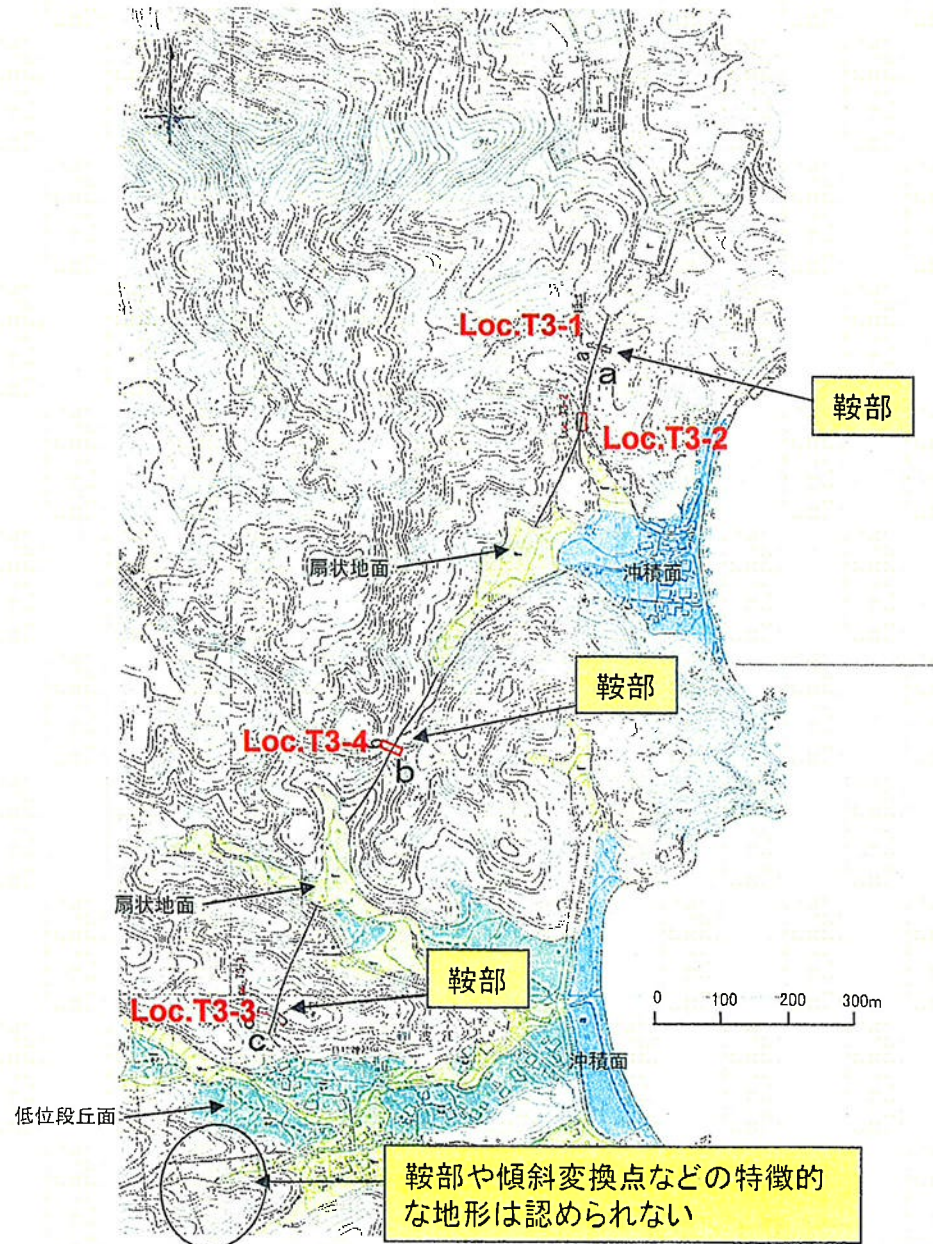


せん断センスを示す複合面構造(狩野・村田、1998)

拡大 正断層センス



T3リニアメントの評価



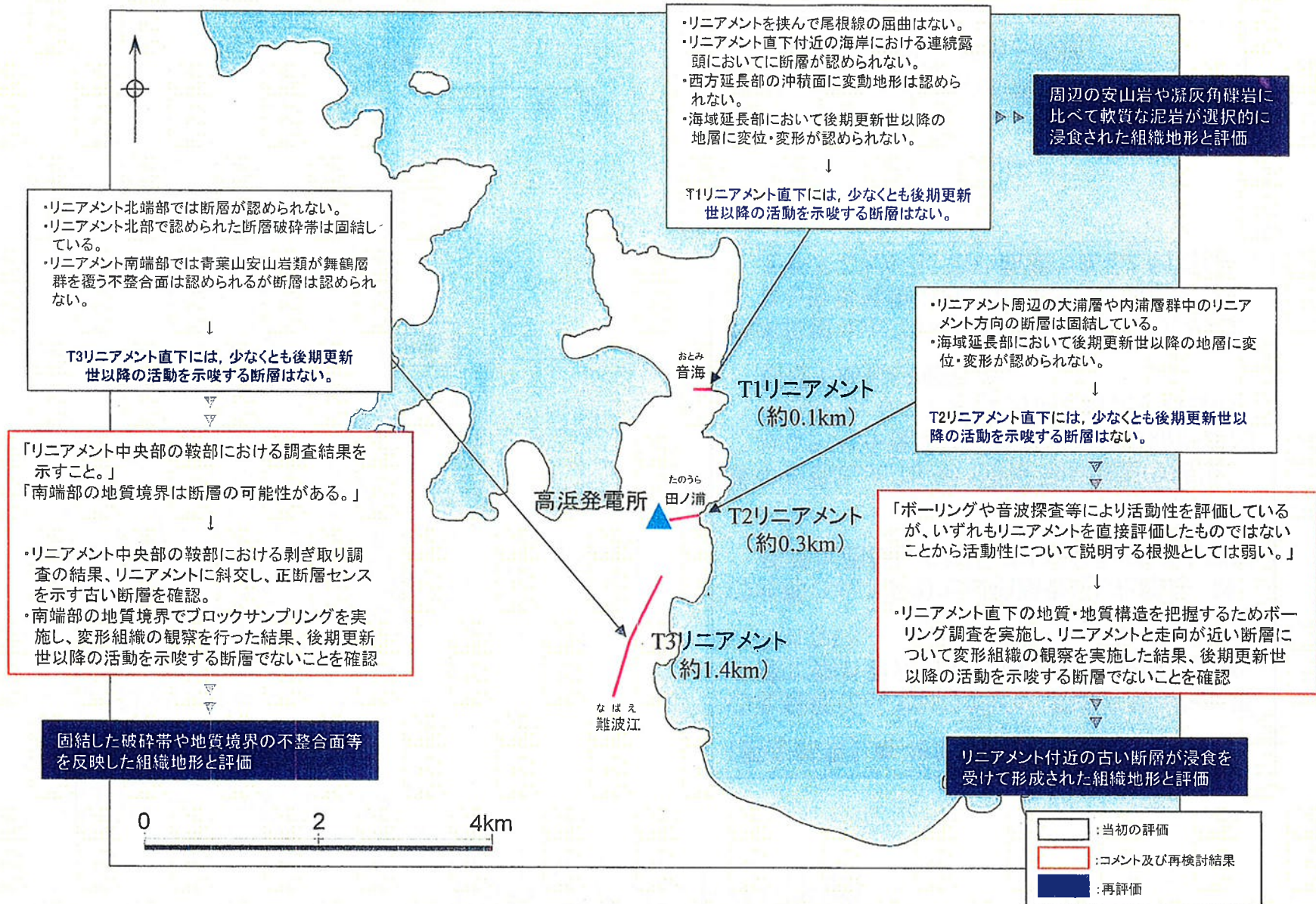
【調査結果】(●:補足の地質調査結果)

- 北端部(Loc.T3-1)でピット調査を行った結果、密に割れ目が分布しているが、断層は認められない。
- 北部(Loc.T3-2)で現地踏査をした結果、破碎帯は固結しており、古い断層であると判断した。
- 中央部(Loc.T3-4)で剥ぎ取り調査の結果、リニアメント直下に正断層センスの断層が認められた。リニアメント方向と斜交する古い断層であると判断した。
- 南端部(Loc.T3-3)でブロックサンプリングによる変形組織の検討の結果、正断層センスを示すことから、古い断層であると判断した。



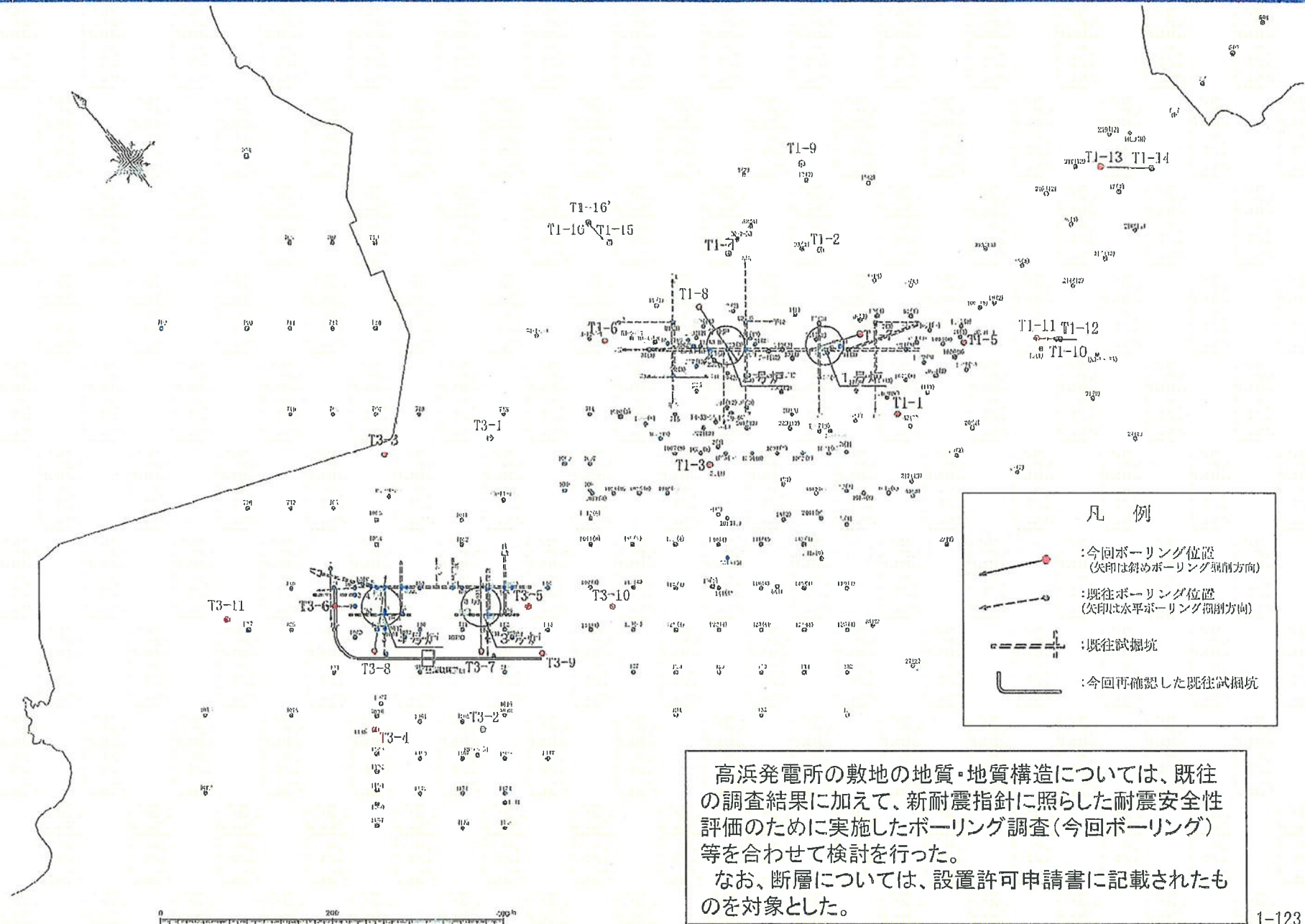
固結した破碎帯や地質境界の不整合面を反映した組織地形と評価。

T1, T2, T3リニアメントの評価の概要



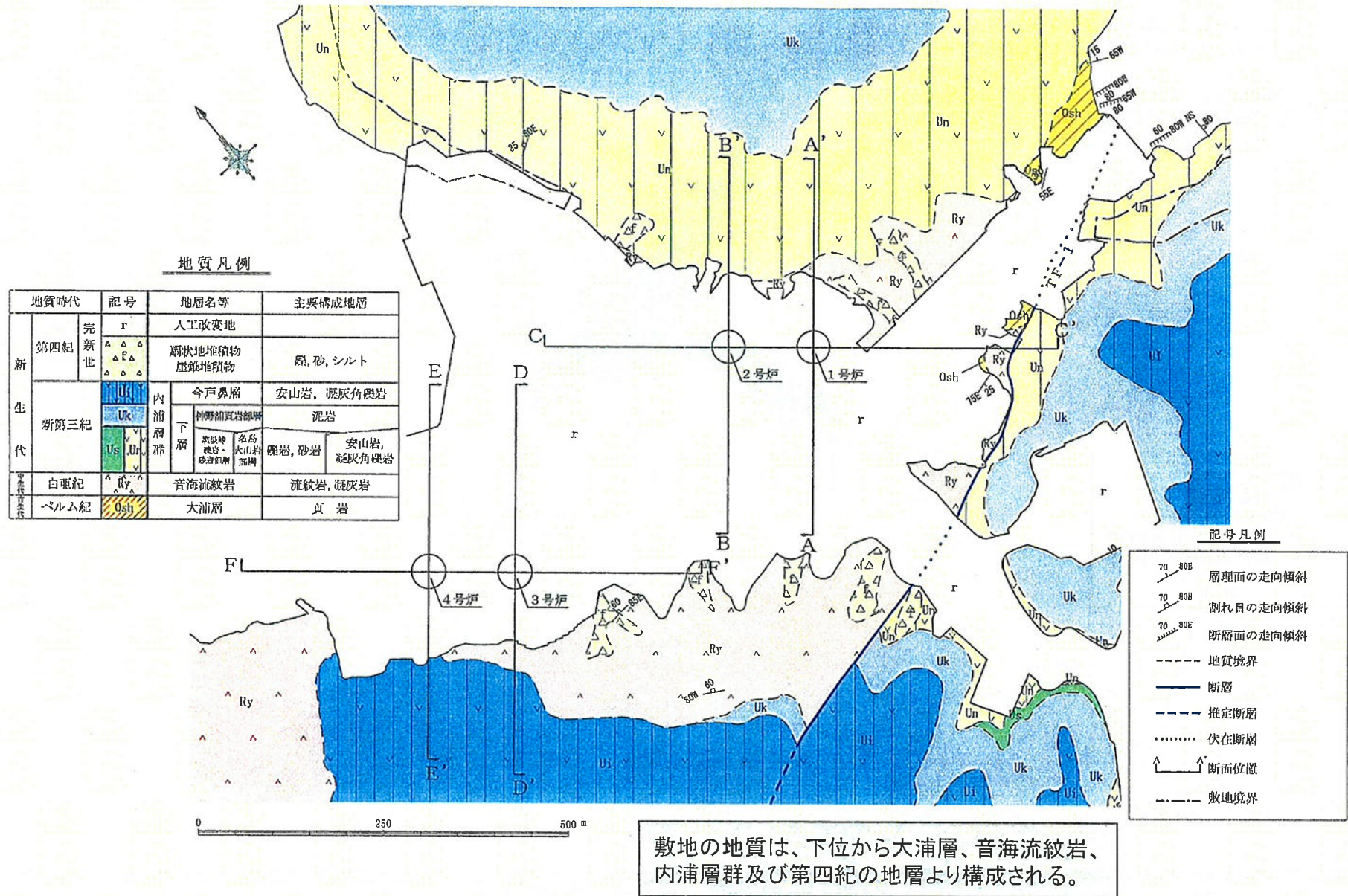
4. 敷地の地形、地質・地質構造

高浜発電所 敷地内地質調査位置図

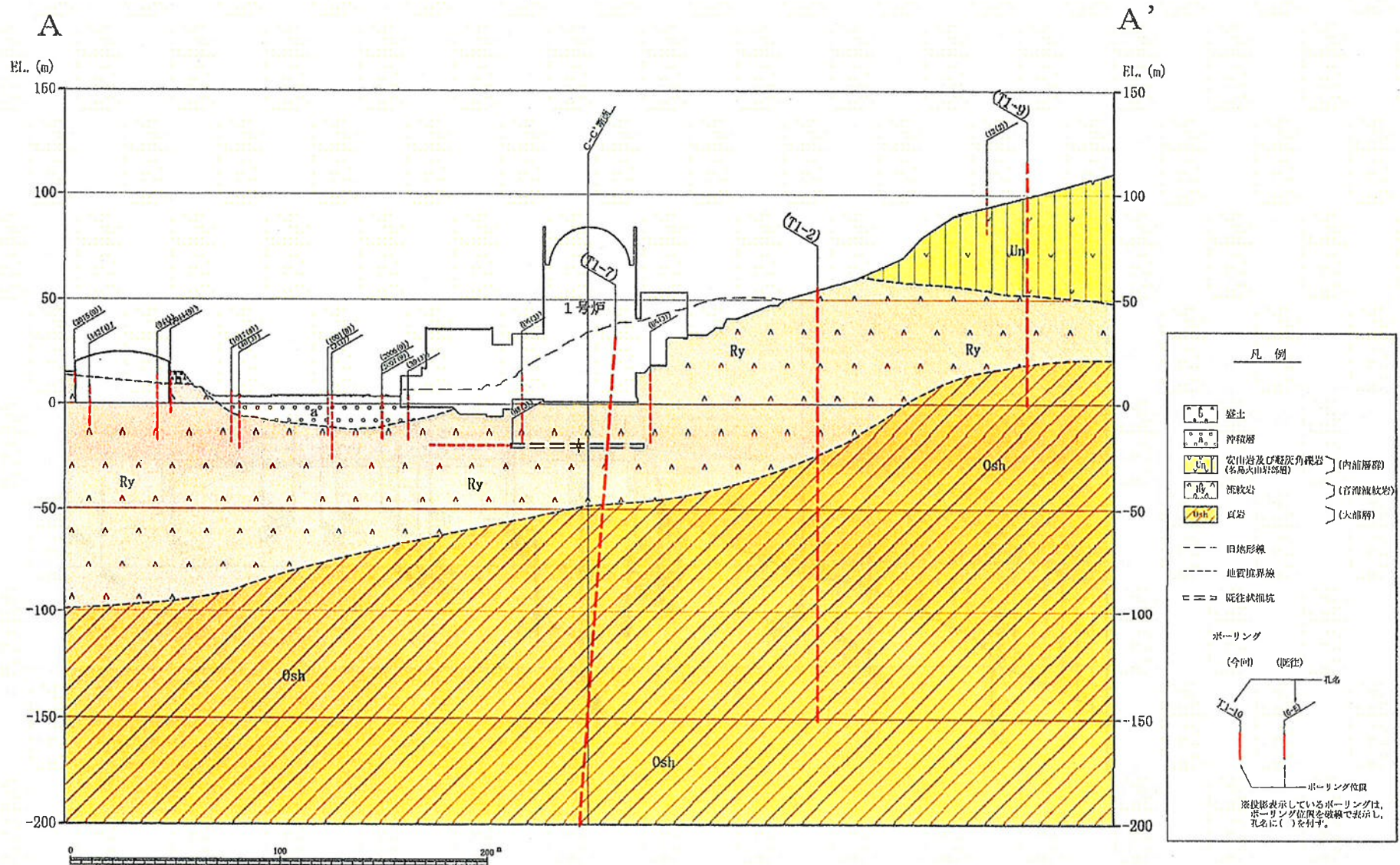




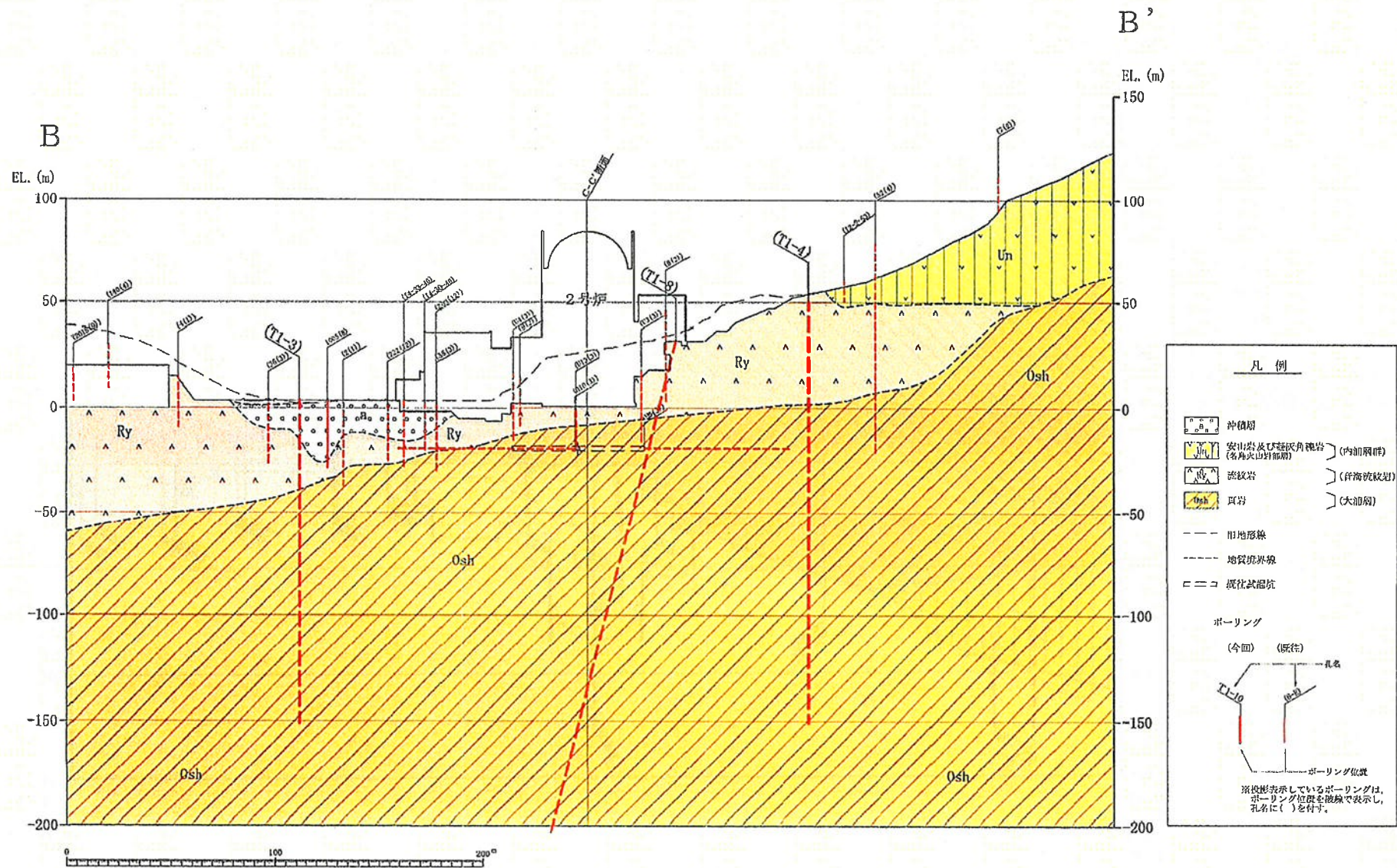
高浜発電所 敷地の地質



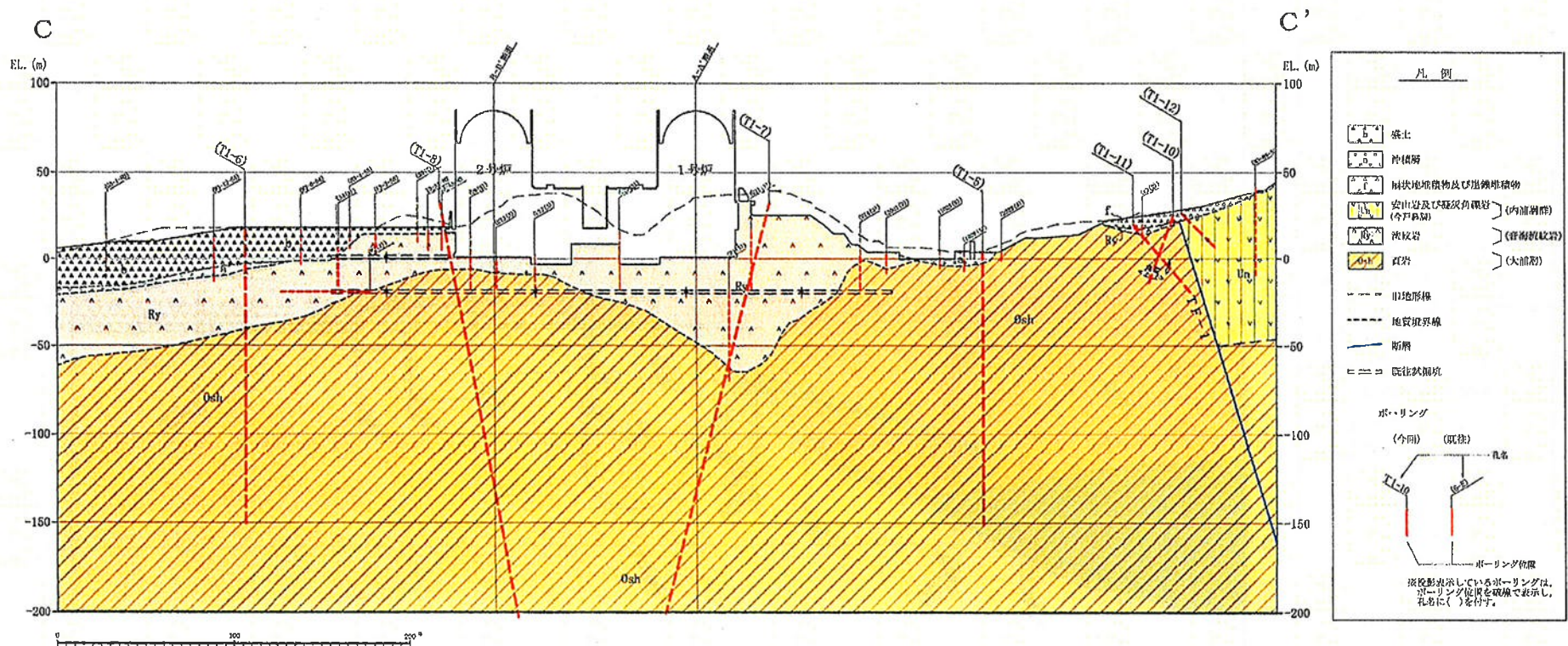
高浜発電所 地質断面図(1号炉:A-A')



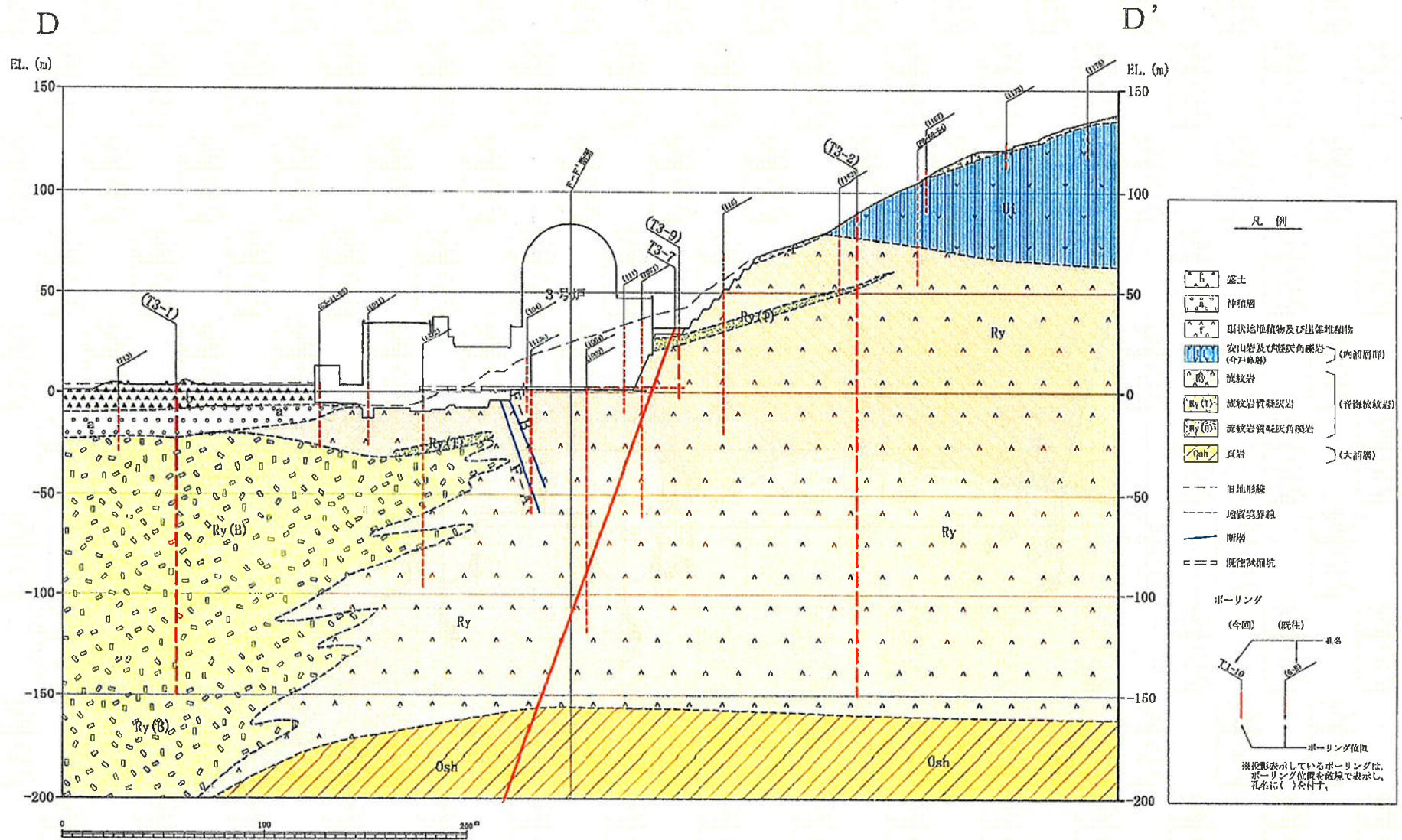
高浜発電所 地質断面図(2号炉:B-B')



高浜発電所 地質断面図(1, 2号炉:C-C')

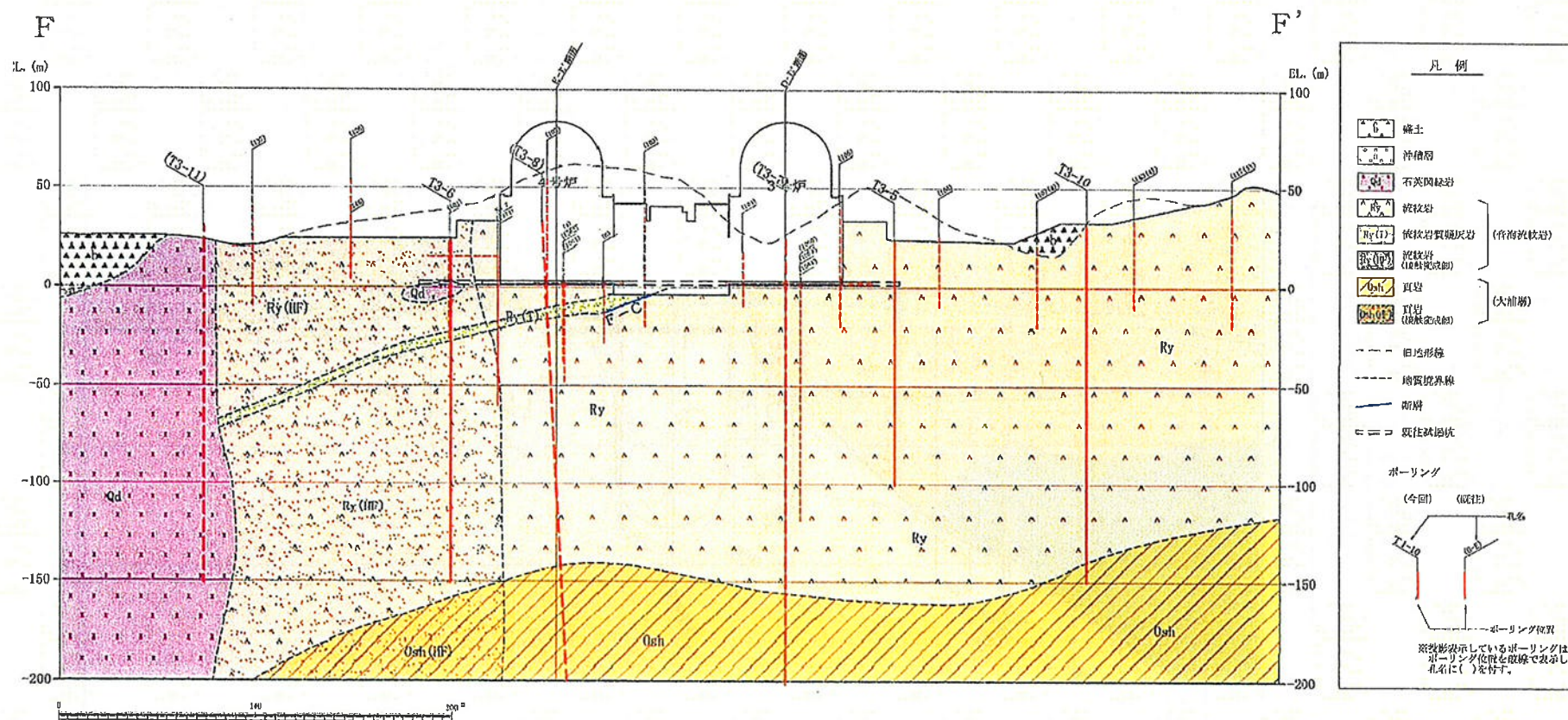


高浜発電所 地質断面図(3号炉:D-D')

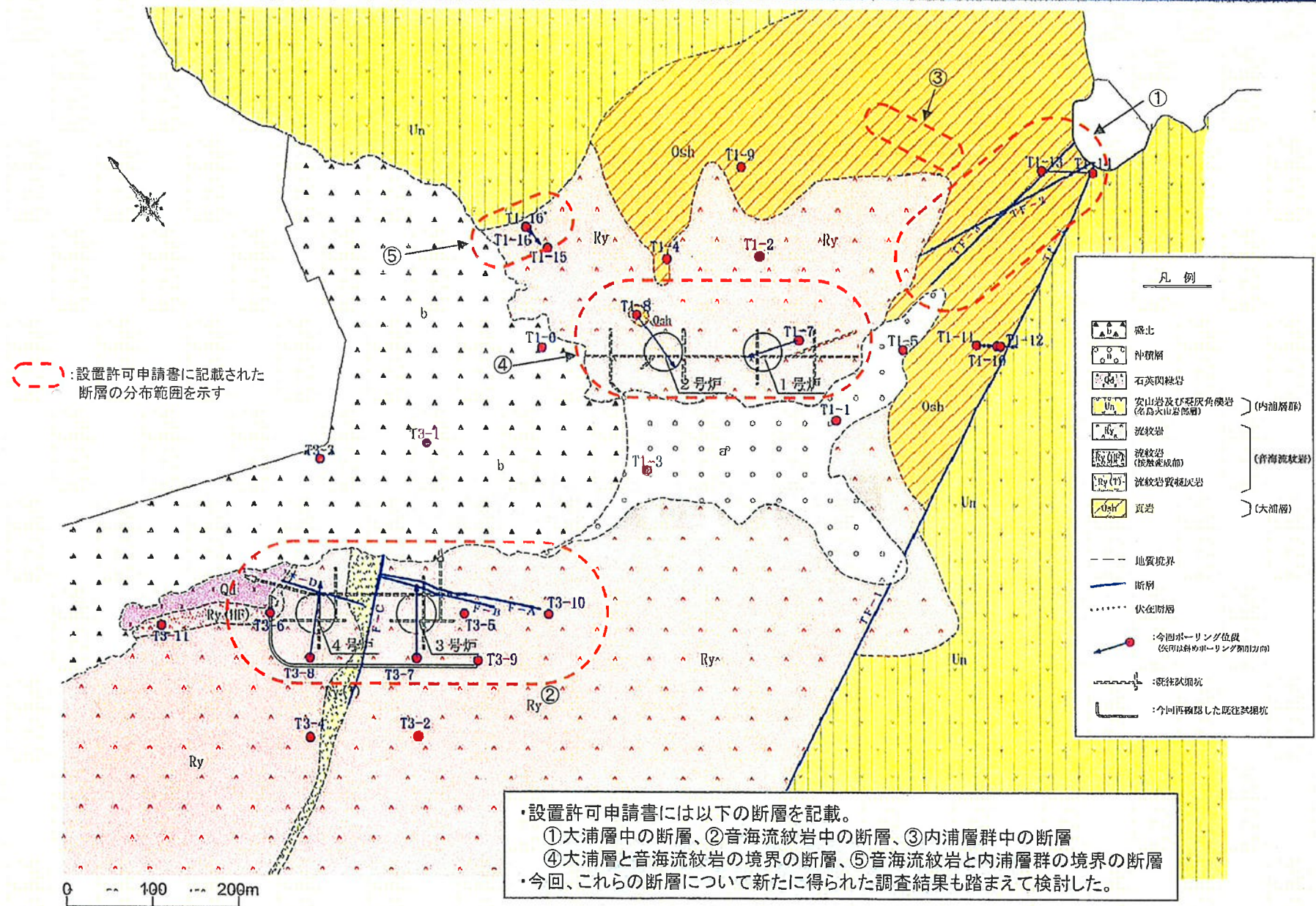


The diagram is a geological cross-section labeled 'E' and 'E'' at the top. The vertical axis represents elevation (EL. (m)) from -200 to 200. The horizontal axis represents distance, with a scale bar at the bottom indicating 0, 100, and 200 meters. The cross-section shows various geological units, including Ry (Rhyolite), Qd (Quartz diorite), and Osh (Ophiolite). A legend on the right side provides symbols for these units and other features like faults and boreholes. The diagram also shows a cross-section of the Pacific Plate and the Korean Peninsula, with a scale bar at the bottom.

高浜発電所 地質断面図(3, 4号炉:F—F')

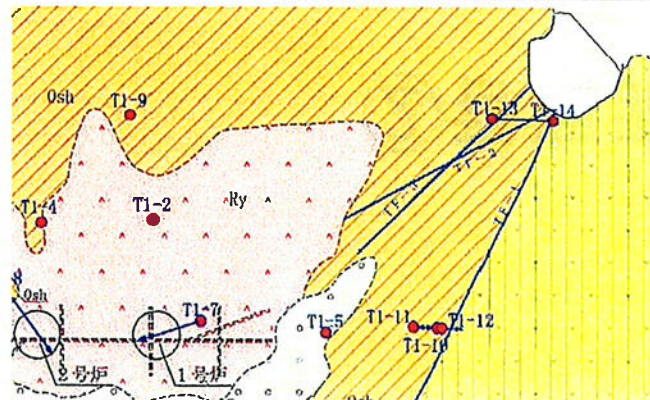
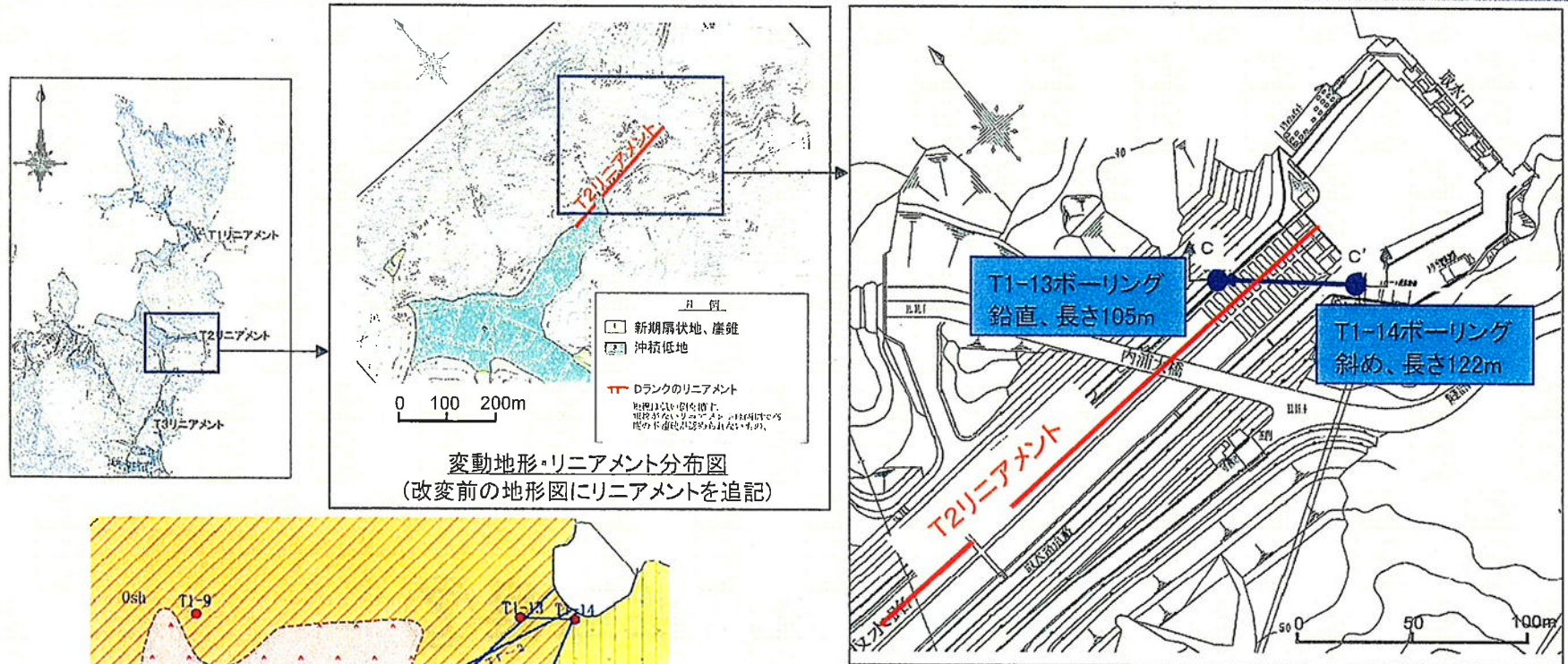


高浜発電所 敷地内の水平地質断面図(EL±0m)



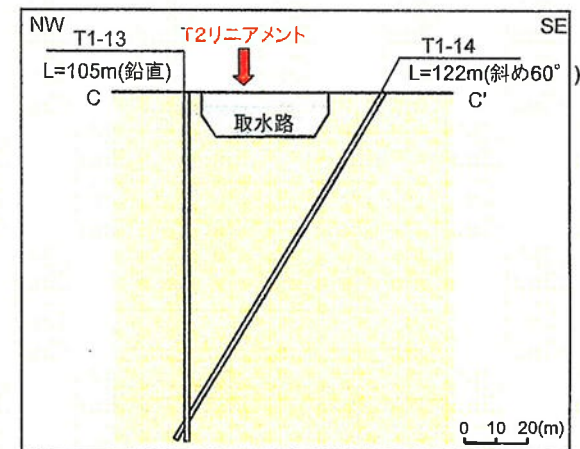
①大浦層中の断層

ボーリング調査位置(T2リニアメント)



敷地内の水平地質平面図(EL±0m)
(取水口付近)

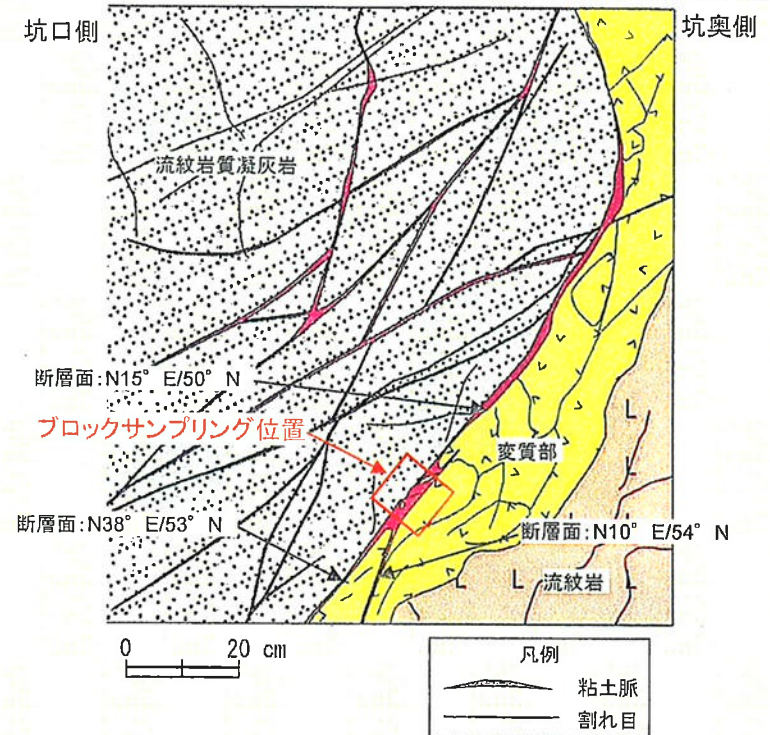
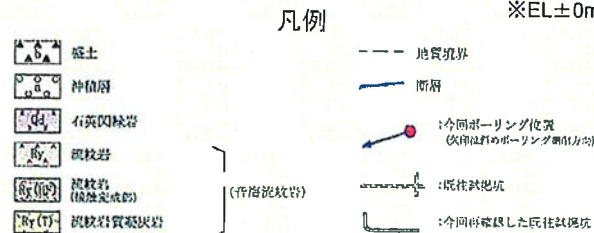
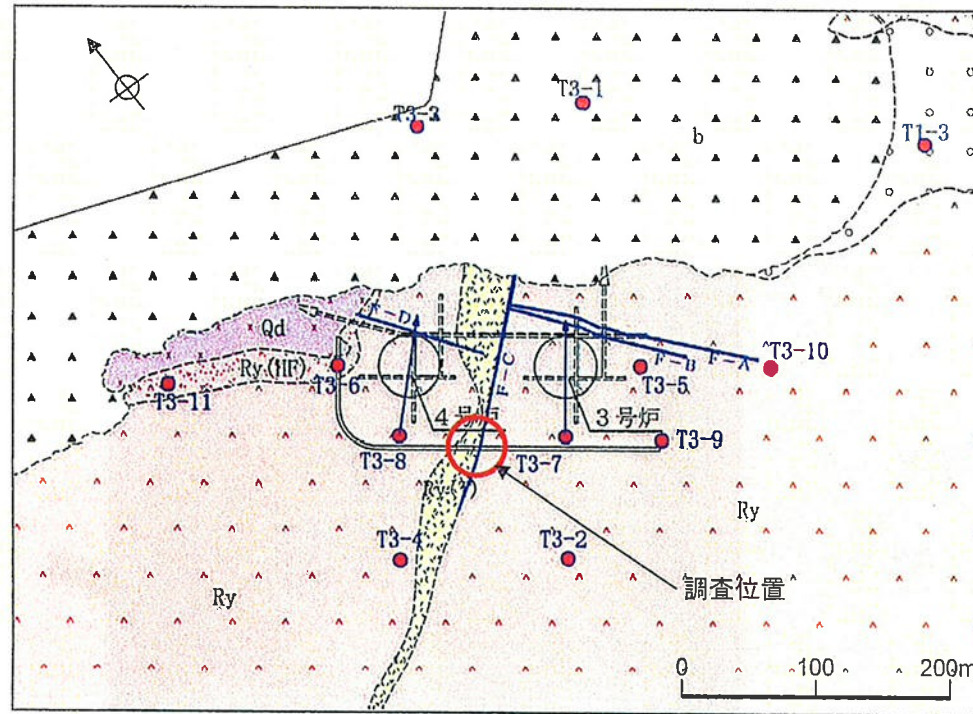
- ・設置許可申請書では、「大浦層の粘板岩中の断層は層理面に並行する方向が多く、一方、上部を覆っている流紋岩には同方向の断層は存在しないことから、大浦層の断層の生成年代は古く、流紋岩生成後の活動はなかったと考えられる。」と評価。
- ・今回、T2リニアメント直下においてボーリング調査(2本)を実施し、大浦層中の断層及び大浦層と内浦層群の境界の断層が確認され、変形組織の観察を行った結果、最新活動部の変形組織が正断層センスを示すこと、地下深部で形成されたカタクレサイトからなることから、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと評価。(T2リニアメントで説明済み)



C - C' 断面図(縦横比1:1)

②音海流紋岩中の断層

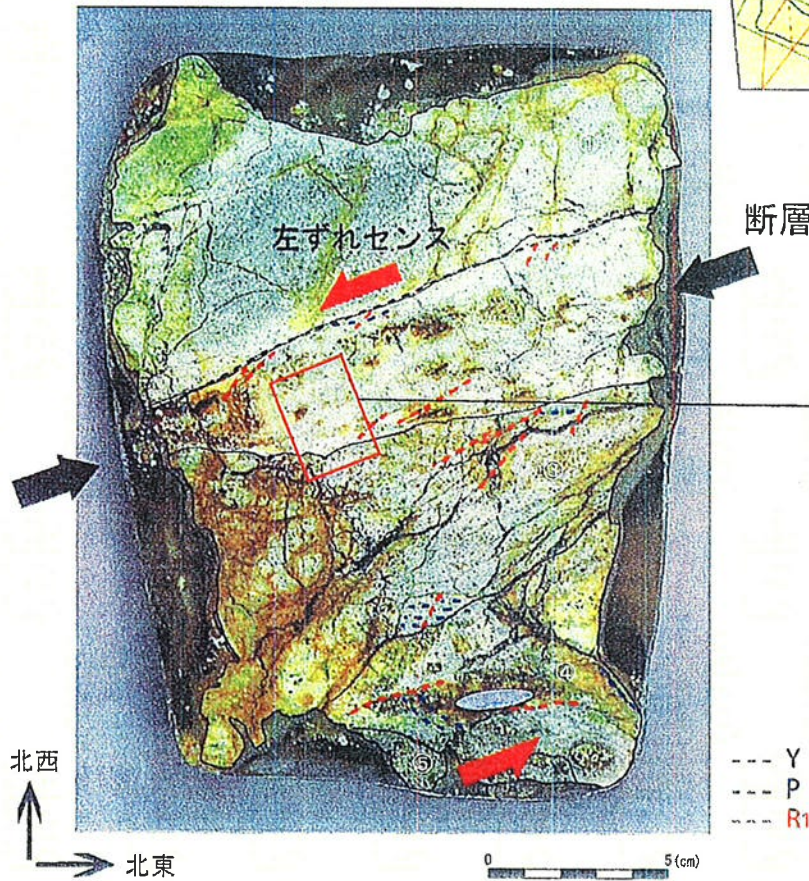
音海流紋岩中の断層(F-C破碎帯)の調査位置



- ・設置許可申請書では、「原子炉設置予定地付近の音海流紋岩中に4本の破碎帯が認められるが、いずれも短いものであり、分布も極めて狭い範囲に限られる。」と評価。
- ・今回、断層の連続性の観点から活動時期が最新と考えられるF-C破碎帯についてブロックサンプリングを行い、変形組織の検討を行った。

変形組織の観察(F-C破砕帯)

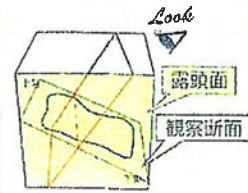
研磨片(横ずれ成分観察用)



- ①流紋岩(変質)
- ②砂状~粘土状破砕部
- ③砂状破砕部
- ④礫混じり砂状破砕部
- ⑤流紋岩(著しく変質)

研磨片観察結果

- ・砂状~粘土状破砕部からなる。
- ・P面とR1面の関係から左ずれセンスを示す。

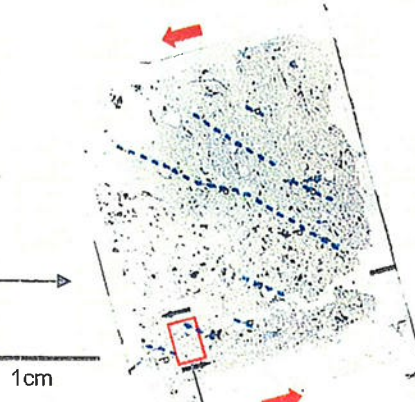


せん断センスを示す複合面構造
(狩野・村田、1998)

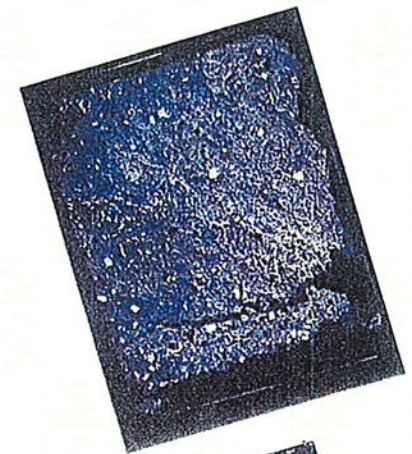
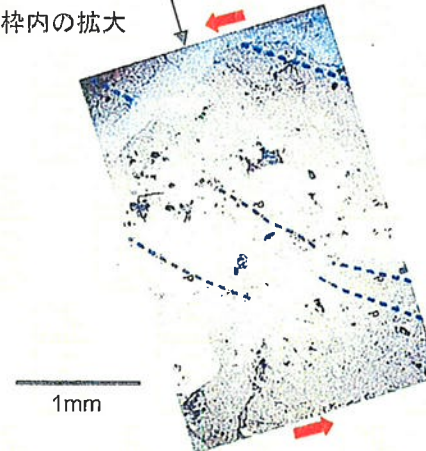
薄片(横ずれ成分観察用)

単ニコル

直交ニコル



赤枠内の拡大

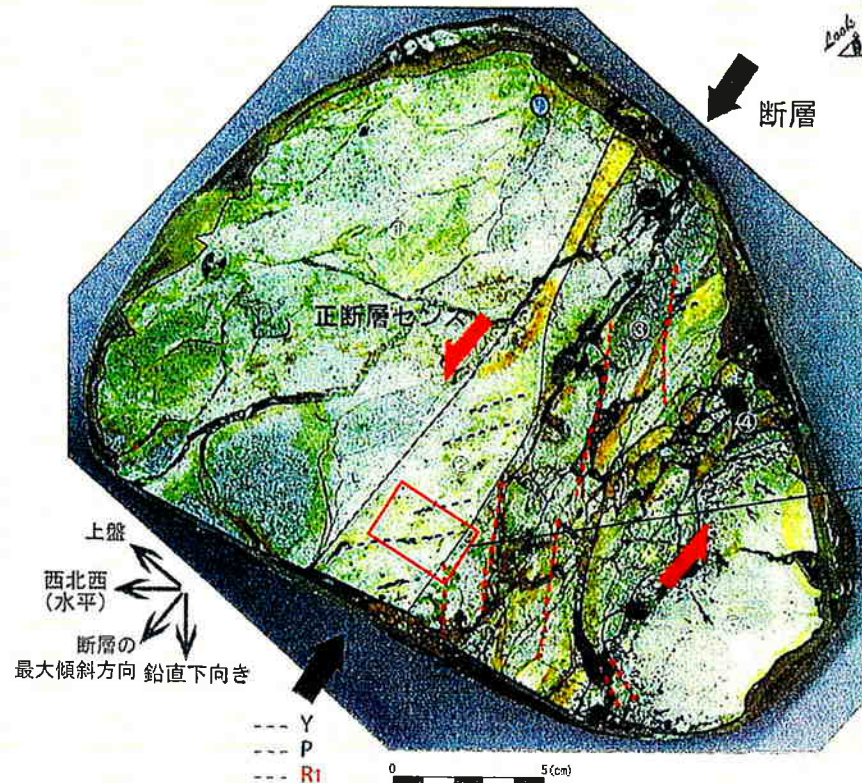


薄片観察結果

- ・面状カクレーサイトからなる。
- ・P面から左ずれセンスを示す。

変形組織の観察(F-C破碎帯)

研磨片(縦ずれ成分観察用)

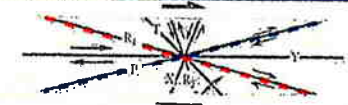
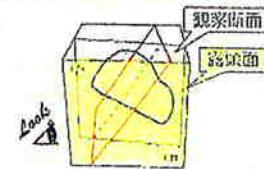


- ① 流紋岩(変質)
- ② 砂状~粘土状破碎部
- ③ 砂状破碎部
- ④ 礫混じり砂状破碎部
- ⑤ 流紋岩(著しく変質)

研磨片観察結果

- ・砂状~粘土状破碎部からなる。
- ・P面とR1面の関係から正断層センスを示す。

最新活動部の変形組織は左ずれセンス及び正断層センスを示すことから、現広域応力場との関係より、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断した。

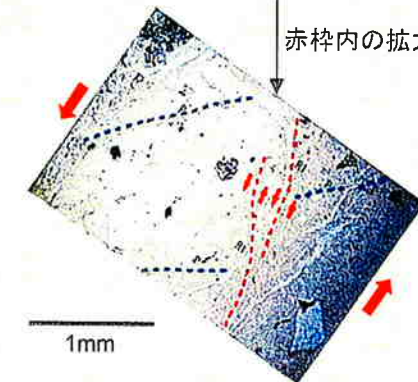
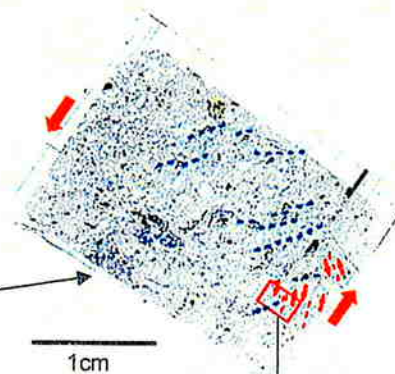


せん断センスを示す複合面構造
(狩野・村田、1998)

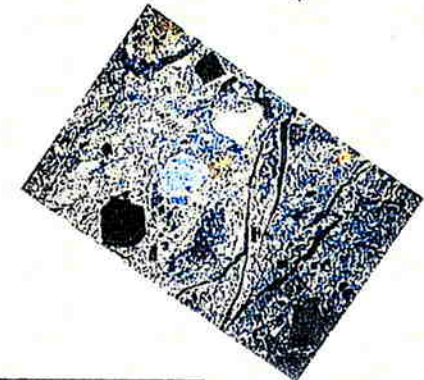
薄片(縦ずれ成分観察用)

単ニコル

直交ニコル



赤枠内の拡大



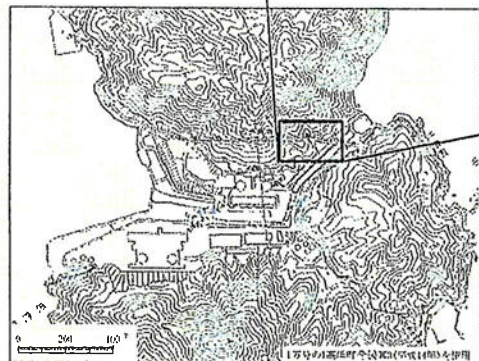
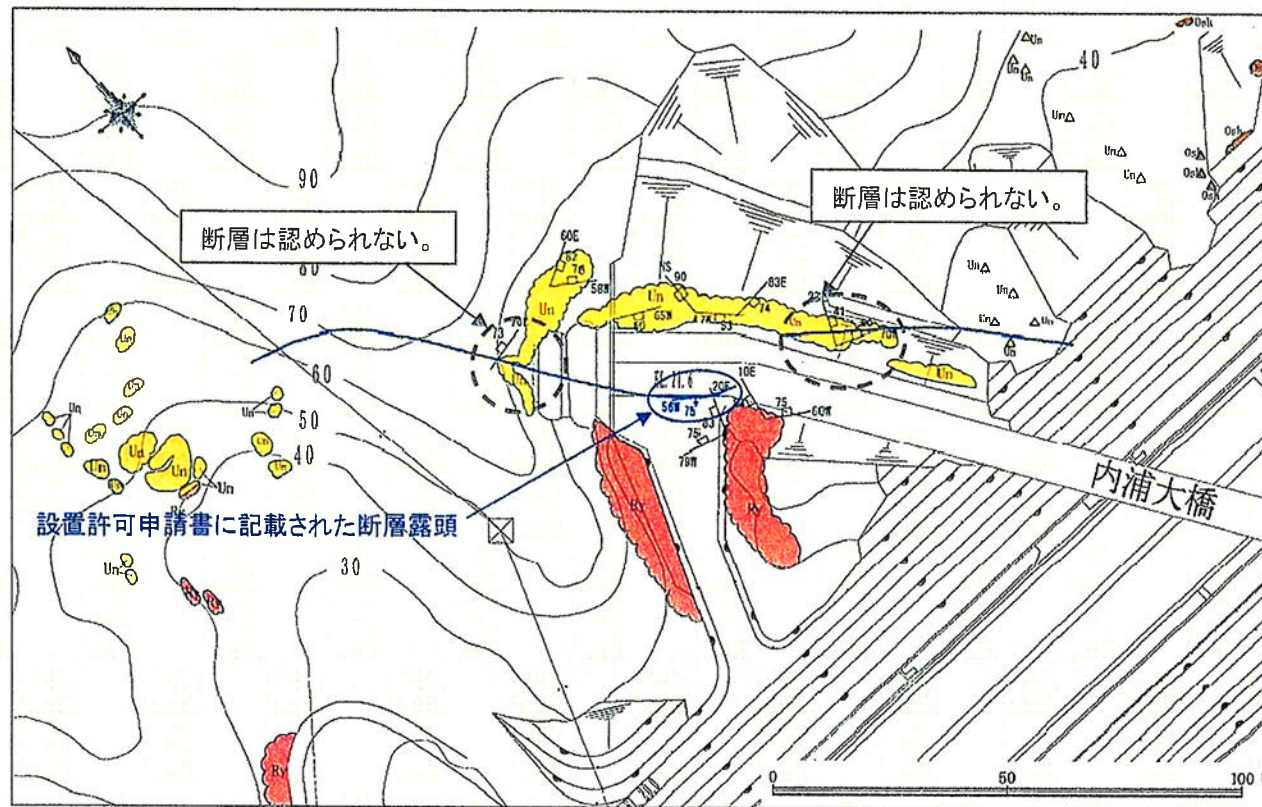
薄片観察結果

- ・面状カタクレサイトからなる。
- ・P面とR1面の関係から正断層センスを示す。

音海流紋岩中の断層は、いずれも後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断した。

③内浦層群中の断層

内浦層群中の断層に関する検討



凡 例

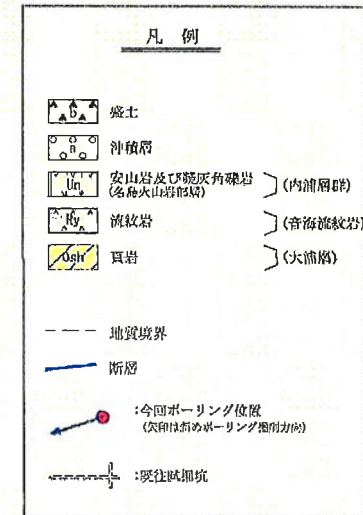
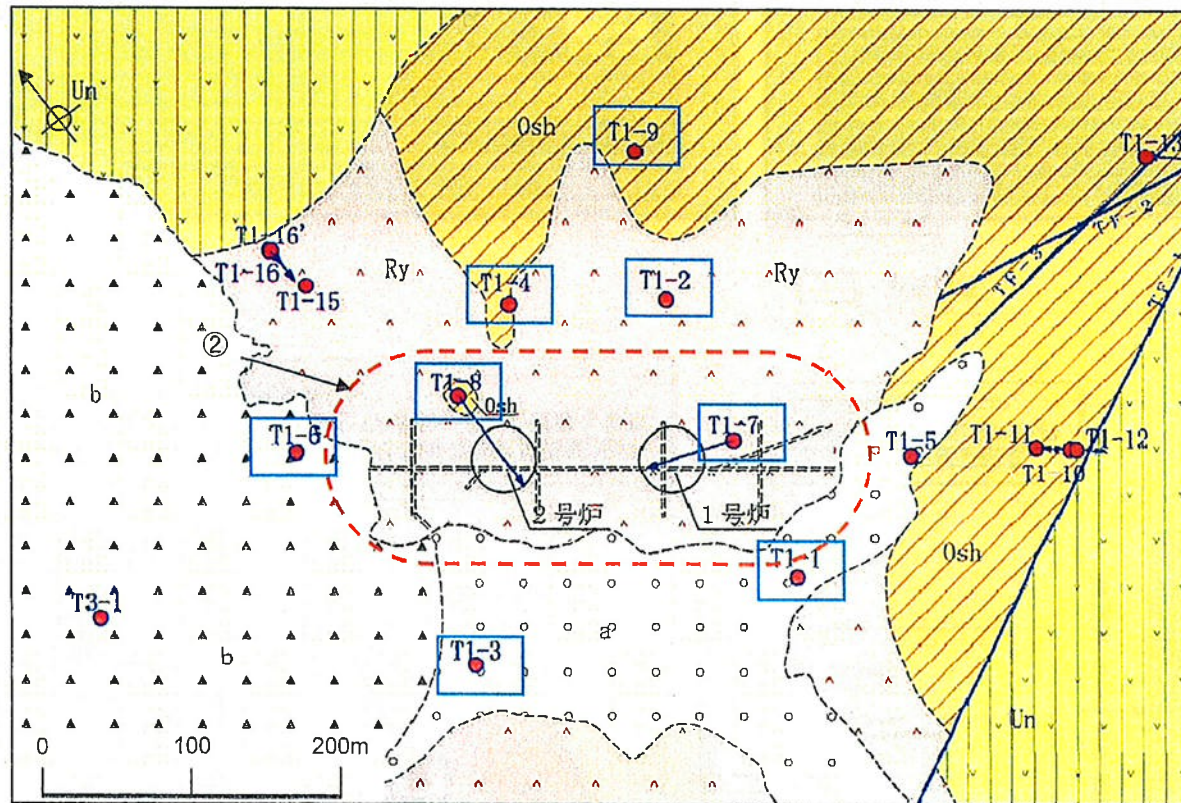
| | |
|--|---------------------------------|
| | 設置許可申請書に示されている断層 |
| | 露頭(音海流紋岩) |
| | 露頭(内浦層群名島火山部層) |
| | 露頭(大浦層頁岩) |
| | 転石(内浦層群名島火山部層) |
| | 転石(大浦層頁岩) |
| | 節理面の走向傾斜 |
| | 設置許可申請書に示されている断層露頭位置及び、断層面の走向傾斜 |

- ・設置許可申請書では、「内浦層群中には断層、破碎帯は極めて少なく、県道トンネル入口で破碎帯の幅が10cm程度の小規模な断層が確認されたのみである。」と記載されている。
- ・今回、この断層を確認するため地表地質調査を行ったが、断層露頭は消失し、確認できなかった。
- ・しかし、北側延長上のトンネル坑口上方斜面及び南側延長上の県道の擁壁上方に分布する内浦層群名島火山岩部層の連続露頭に断層は認められない。
- ・設置許可申請書に記載された断層に相当する変動地形は認められない。

内浦層群中の断層は極めて短く、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと判断

④大浦層と音海流紋岩の境界の断層

大浦層と音海流紋岩との地質境界に関する検討



※EL±0mの水平地質断面図

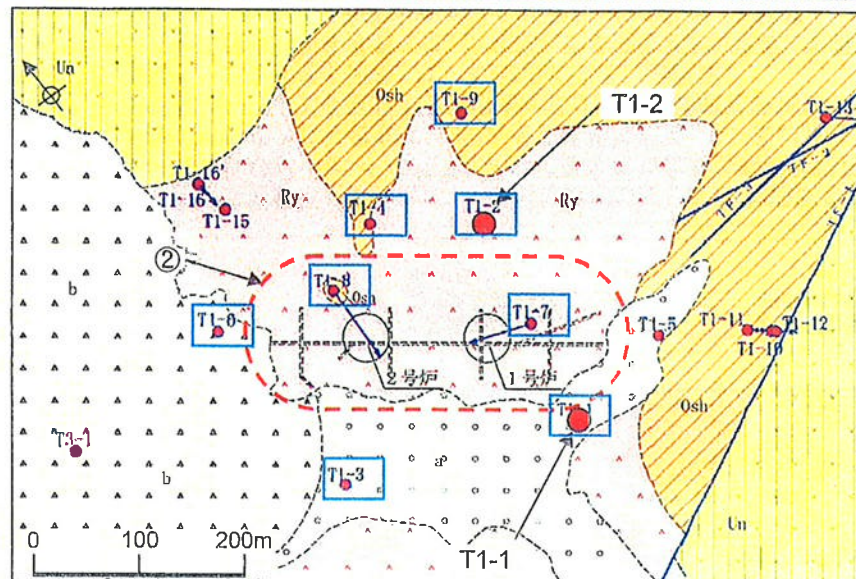
: 大浦層と音海流紋岩の地質境界を確認したボーリング

: 設置許可申請書に記載された断層の分布範囲を示す

- 1, 2号炉設置許可申請書では、「石英粗面岩質凝灰岩(音海流紋岩)は、地質踏査及びボーリングの結果によれば基盤の古生層の角礫質粘板岩(大浦層)の上に不整合に分布し、その境界は密着している。しかし、試掘横坑内では石英粗面岩質凝灰岩と古生層の角礫質粘板岩との接触部に一部破碎帯が存在しているところがある。」と評価。
- 3, 4号炉設置許可申請書では、大浦層と音海流紋岩との境界に断層を記載しているが、「分布範囲の狭い小規模なものである。」と評価。

今回実施したボーリング調査のボーリングコアを用いて、大浦層と音海流紋岩の地質境界のコア観察及び地質境界の分布形状に関する検討を実施。

大浦層と音海流紋岩との地質境界に関する検討



※EL±0mの水平地質断面図

□ : 大浦層と音海流紋岩の地質境界を確認したボーリング

○ : 設置許可申請書に記載された断層の分布範囲を示す

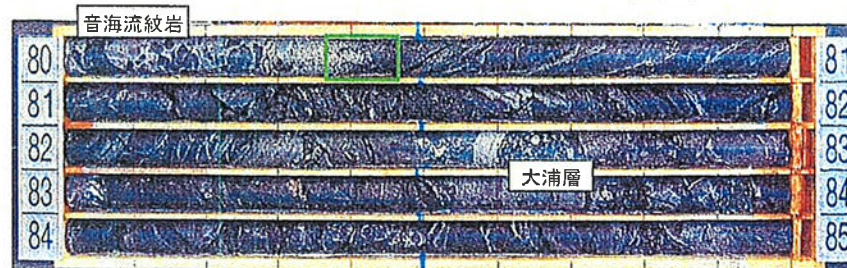
今回実施したボーリング調査では、8孔で大浦層と音海流紋岩の地質境界を確認したので、ボーリングコアを用いて、大浦層と音海流紋岩の地質境界のコア観察を行った。

ボーリングコア観察結果
大浦層と音海流紋岩の境界に断層は認められない。

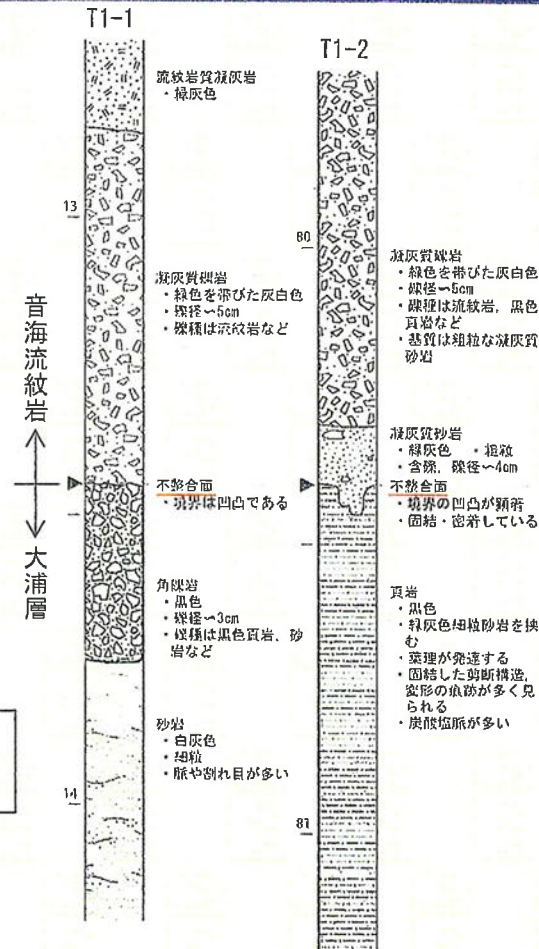
□ : 地質境界



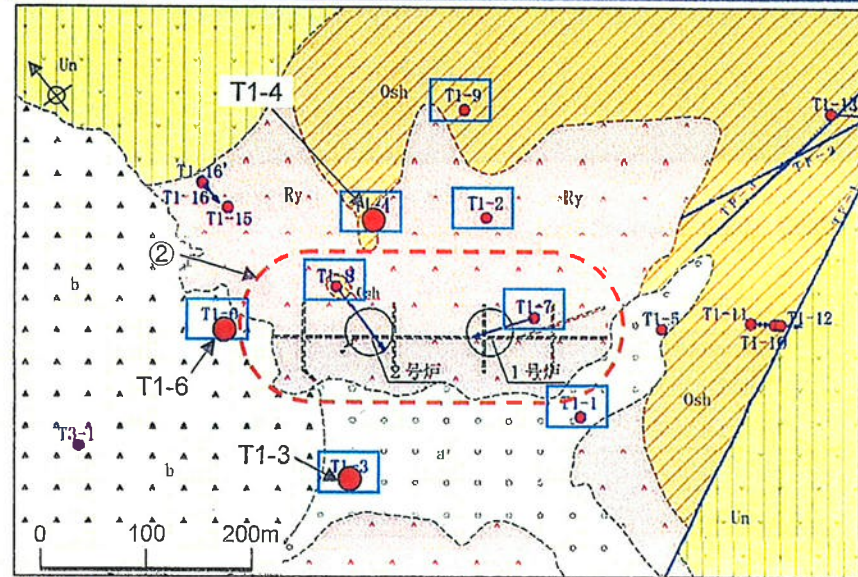
T1-1



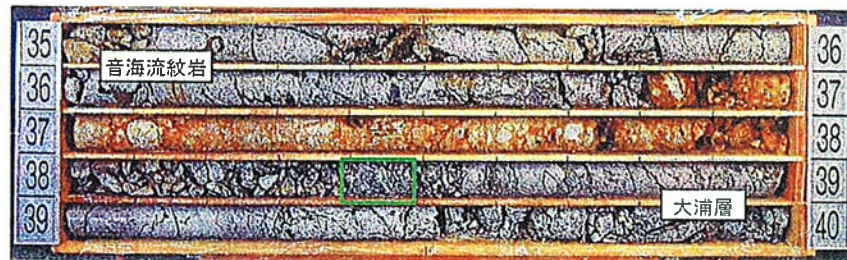
T1-2



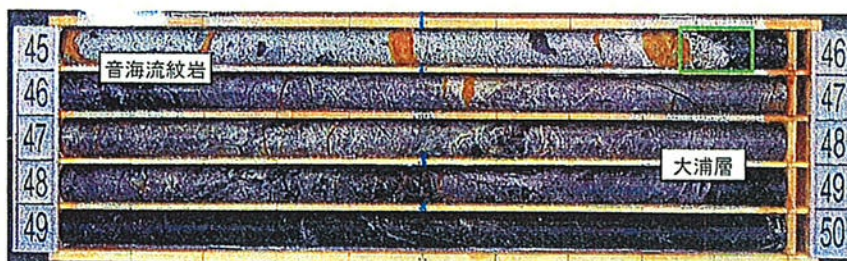
大浦層と音海流紋岩との地質境界に関する検討



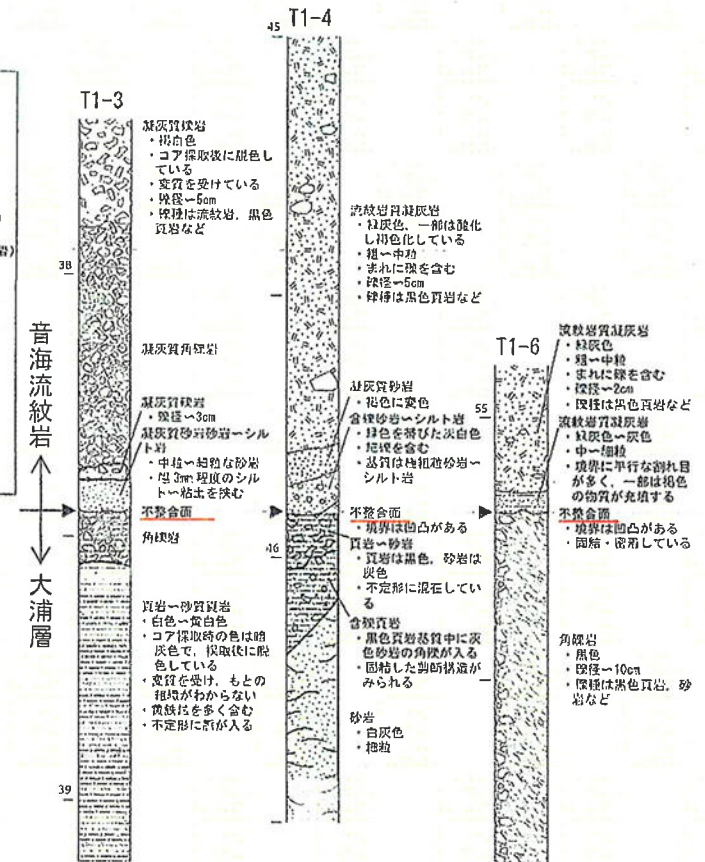
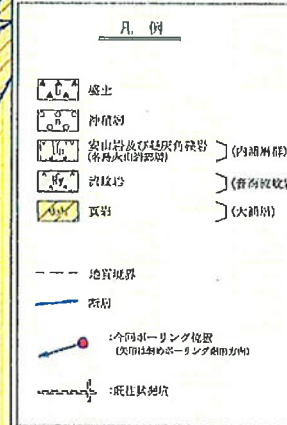
□ : 大浦層と音海流紋岩の地質境界を確認したボーリング
 ○ : 設置許可申請書に記載された断層の分布範囲を示す ※EL±0mの水平地質断面図



T1-3

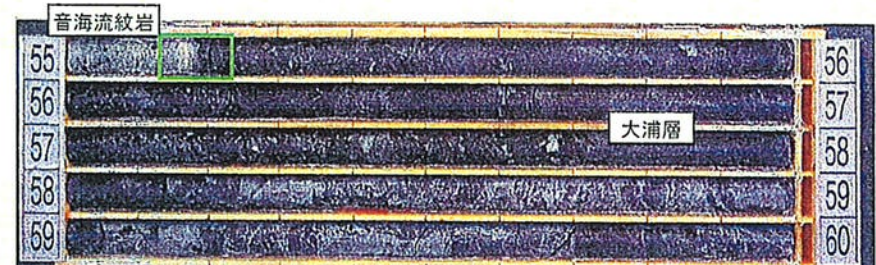


T1-4



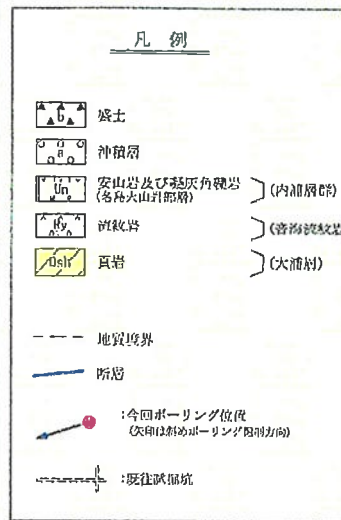
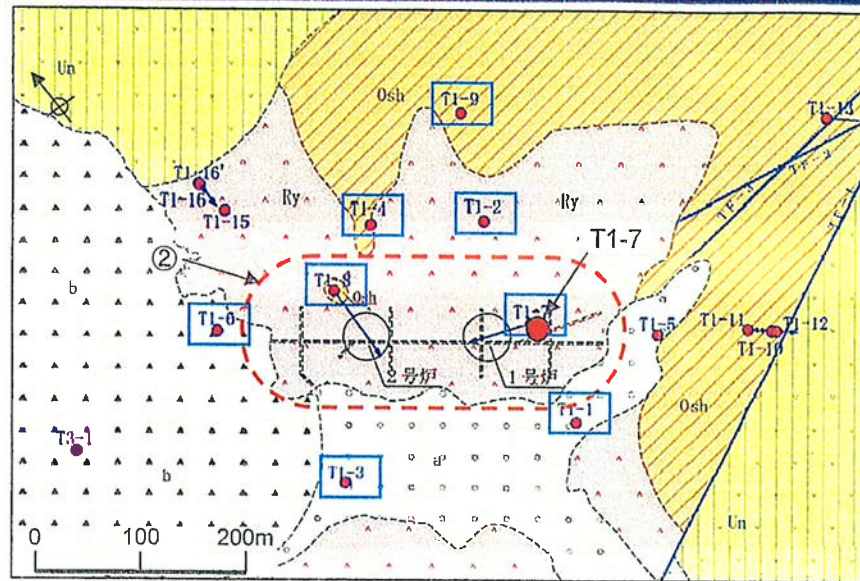
□ 地質境界

ボーリングコア観察結果
 大浦層と音海流紋岩の境界に断層は認められない。

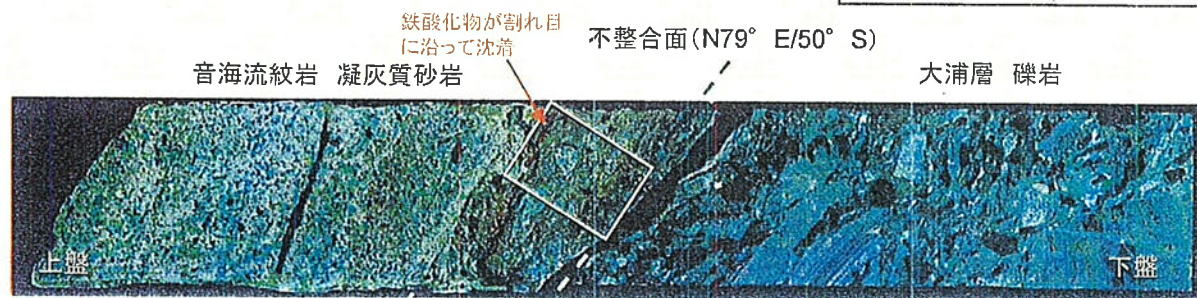
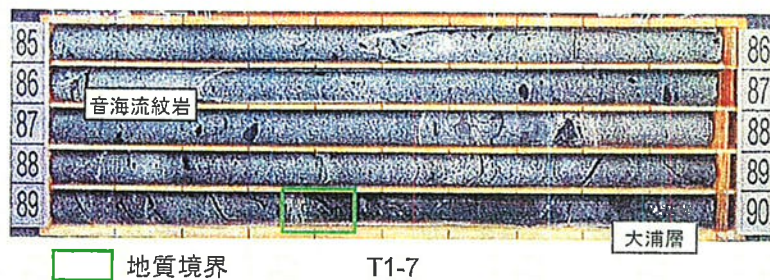


T1-6

大浦層と音海流紋岩との地質境界に関する検討



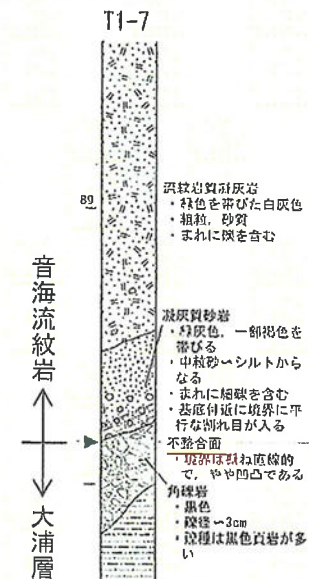
□ : 大浦層と音海流紋岩の地質境界を確認したボーリング
 ○ : 設置許可申請書に記載された断層の分布範囲を示す
 ※EL±0mの水平地質断面図



T1-7孔深度89.4m付近の研磨片写真

ボーリングコア観察結果
 8孔で認められた大浦層と音海流紋岩の境界の中で、最も断層らしく見えるT1-7孔で変形組織の観察を実施。

変形組織の観察結果(研磨片、薄片)
 変形組織の観察を行った結果、大浦層と音海流紋岩の境界には明瞭な断面は認められない。



単ニコル

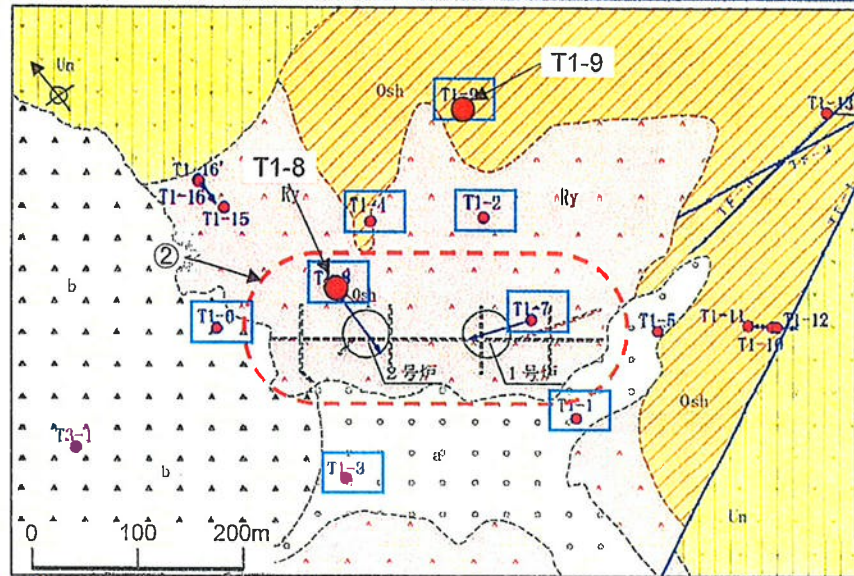
鉄酸化物が割れ目に沿って沈着

不整合面

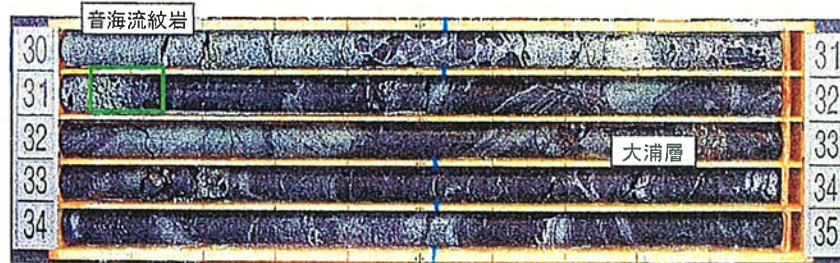
凝灰質砂岩 礫岩

直交ニコル

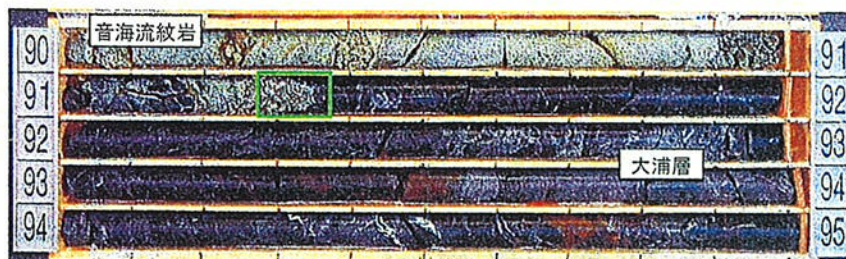
大浦層と音海流紋岩との地質境界に関する検討



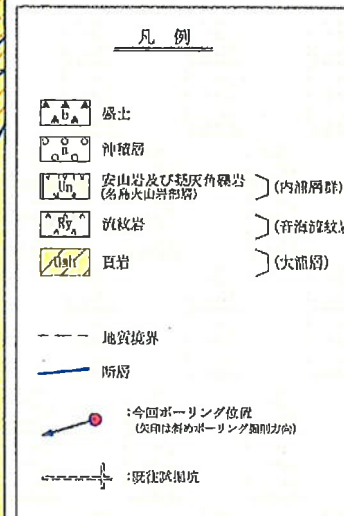
□ : 大浦層と音海流紋岩の地質境界を確認したボーリング
 ○ : 設置許可申請書に記載された断層の分布範囲を示す
 ※EL±0mの水平地質断面図



T1-8

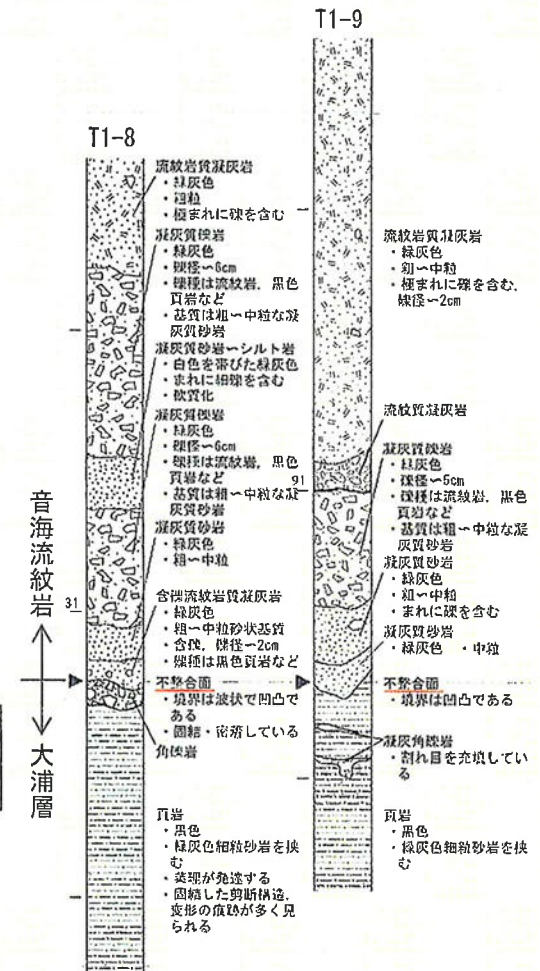


T1-9



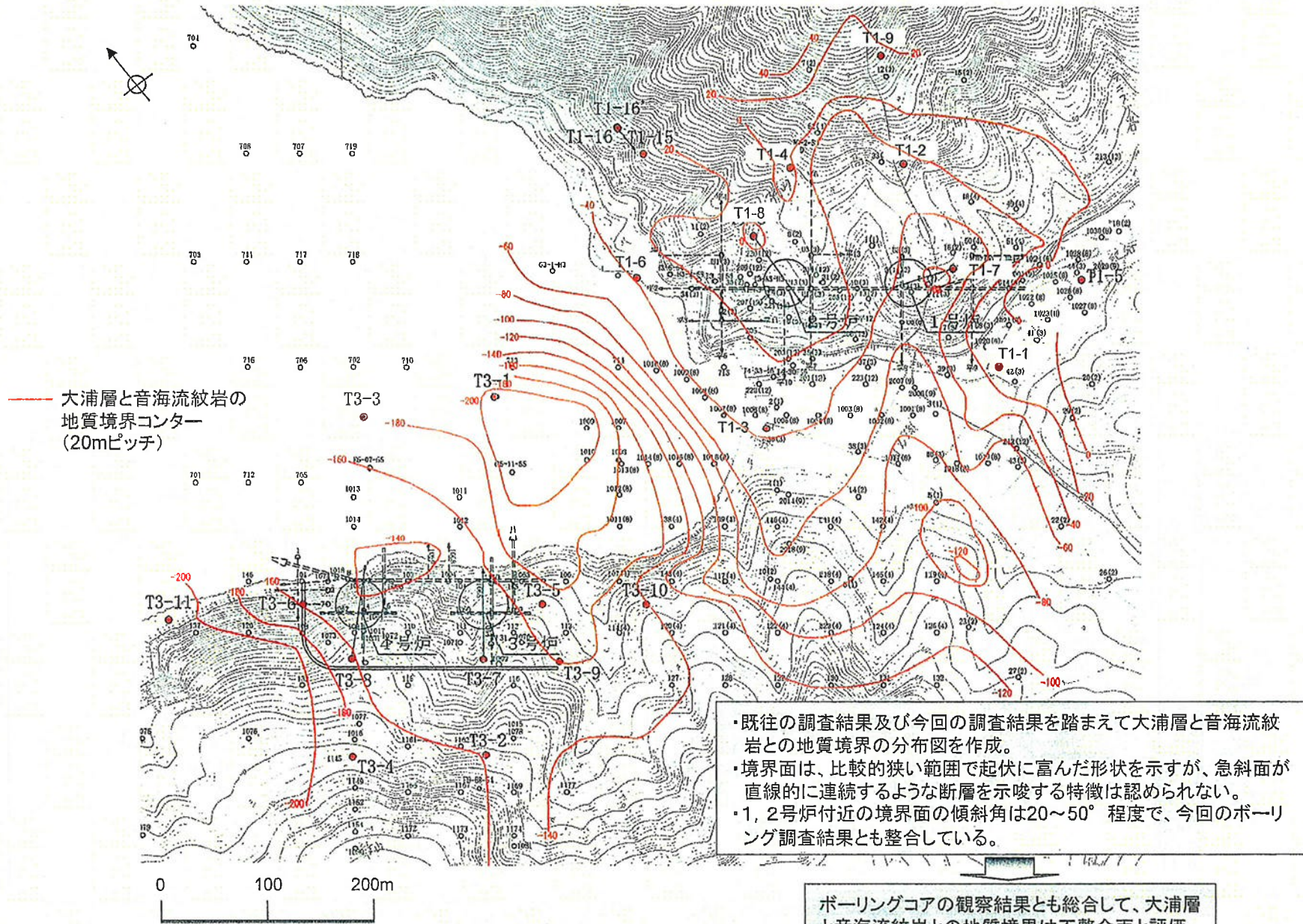
ボーリングコア観察結果
 大浦層と音海流紋岩の境界に断層は認められない。

□ 地質境界



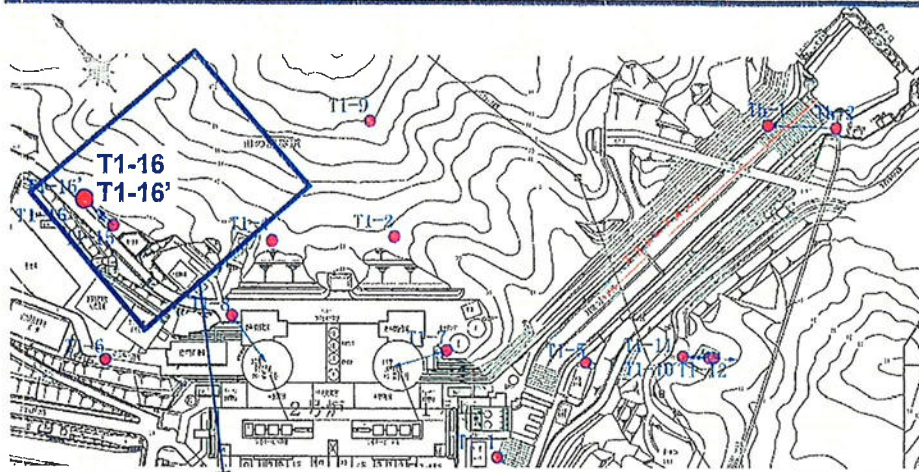
- ・今回のボーリング調査では、1, 2号炉付近における音海流紋岩と大浦層との地質境界を確認した。
- ・コア観察の結果、いずれのコアでも地質境界において破砕帯は認められず、その多くは密着している。
- ・最も断層らしく見えるT1-7孔について変形組織の観察を行った結果、明瞭なせん断面は認められない。

大浦層と音海流紋岩との地質境界に関する検討



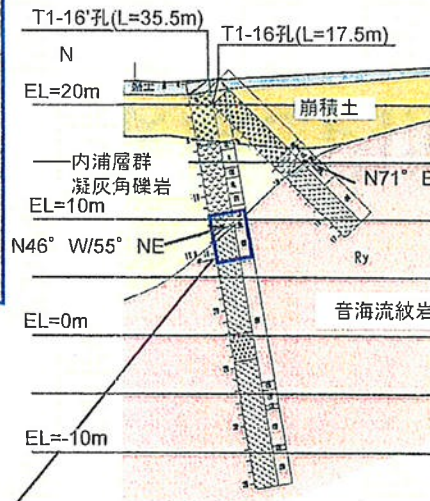
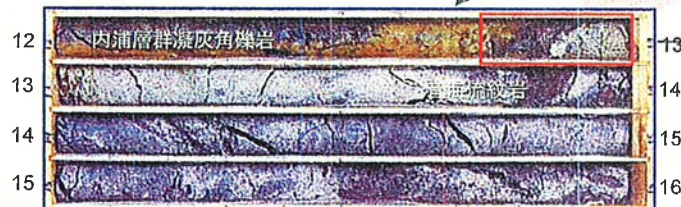
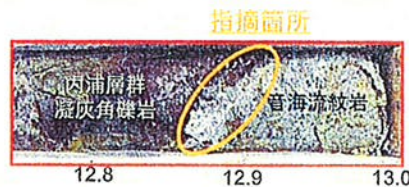
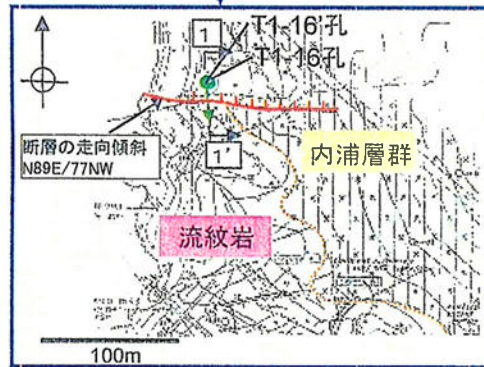
⑤音海流紋岩と内浦層群の境界の断層

内浦層群と流紋岩の境界部の変形組織に関する検討(T1-16' 孔)



ボーリング調査位置図

100m



1-1' 断面図
0 5 10 (m)

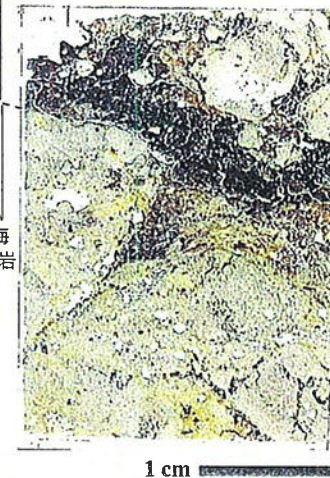
北野(1972)等では、敷地西方に内浦層群と音海流紋岩との境界断層の記述あり



ボーリング調査を実施した結果、北傾斜の不整合面を確認。(中間報告)

内浦層群
凝灰角礫岩

薄片



薄片観察結果

・せん断面は認められない。

北
内浦層群
音海流紋岩

研磨片

深度12.75~13.00 m



研磨片観察結果

・せん断面は認められない

内浦層群と音海流紋岩の境界にはせん断面は認められないことから、不整合面であると判断した。

ま と め

【敷地の地形】

- ・T2リニアメント以外に変動地形・リニアメントは判読されない。

【敷地の地質・地質構造】

- ・下位から大浦層、音海流紋岩、内浦層群及び第四紀の地層より構成される。
- ・設置許可申請書には、①大浦層中の断層、②音海流紋岩中の断層、③内浦層群中の断層、④大浦層と音海流紋岩の境界の断層、⑤音海流紋岩と内浦層群の境界の断層が記載されている。このうち、④大浦層と音海流紋岩の境界の断層、⑤音海流紋岩と内浦層群の境界の断層は、今回実施したボーリング調査や変形組織の観察結果等から、不整合面と評価。

【断層の活動性】

①大浦層中の断層

大浦層中の断層及び大浦層と内浦層群の境界の断層について、ボーリング調査、変形組織の観察を行った結果、最新活動部の変形組織が正断層センスを示すこと、カタクレーサイトからなることから、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと評価。

②音海流紋岩中の断層

F-C破碎帯について変形組織の観察を行った結果、最新活動部の変形組織は左ずれセンス及び正断層センスを示すことから、現広域応力場との関係より、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと評価。

③内浦層群中の断層

3, 4号炉設置許可申請書に記載された断層露頭の近傍で地表地質調査を行った結果、内浦層群名島火山岩部層の連続露頭に断層が認められないこと、申請書に記載された断層に相当する変動地形は認められないことから、内浦層群中の断層は極めて短く、後期更新世以降の活動を示唆する断層ではないと評価。

引用文献

- ・若狭湾周辺地域原子力発電所(敦賀発電所、高速増殖原型炉もんじゅ、美浜発電所、大飯発電所及び高浜発電所)に係る耐震設計審査指針の改訂に伴う耐震安全性評価(活断層等に係る評価の中間的整理)(案)、平成21年8月31日、原子力安全・保安院
- ・活断層研究会編(1991):新編日本の活断層 分布図と資料、東京大学出版会
- ・岡田・東郷編(2000):近畿の活断層、東京大学出版会
- ・池田他編(2002):第四紀逆断層アトラス、東京大学出版会
- ・中田・今泉編(2002):活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会
- ・海上保安庁水路部(1980):沿岸の海の基本図(5万分の1)「若狭湾東部」及び同報告書
- ・海上保安庁水路部(1980):沿岸の海の基本図(5万分の1)「若狭湾西部」及び同報告書
- ・地質調査所(1985):50万分の1活構造図「岡山」
- ・地質調査所(1985):50万分の1活構造図「金沢」
- ・地質調査所(2002):50万分の1活構造図「京都(第2版)」
- ・地質調査所(2000):20万分の1海洋地質図「ゲンタツ瀬海底地質図」及び同説明書
- ・地質調査所(1993):20万分の1海洋地質図「経ヶ岬沖海底地質図」及び同説明書
- ・日本原電 敦賀発電所:敦賀発電所 原子炉設置変更許可申請書(3号及び4号原子炉の増設)、平成16年3月、日本原子力発電株式会社
- ・福井県(1997):柳ヶ瀬断層帯(甲楽城断層, 山中断層)に関する調査報告書、福井県
- ・田中・小草(1981):山陰沖における中期中新世以降の構造運動, 地質学雑誌, Vol.87, No.11, p.725-736
- ・地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005):三峠・京都西山断層帯の長期評価について
- ・狩野謙一・村田明広(1998):構造地質学, 朝倉書店
- ・町田洋・新井房夫(2003):新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺-, 東京大学出版会
- ・都市圏活断層図「熊川」(2005):2.5万分の1都市圏活断層図「熊川」、国土地理院
- ・Itoh,et.al(2002):Active right-lateral strike-slip fault zone along the southern margin of the Japan Sea, Tectonophysics, Vol.351, p.301-314
- ・高浜発電所 原子炉設置変更許可申請書(3, 4号炉増設)、昭和53年4月、関西電力株式会社

2章 基準地震動 S_s の策定

目次

2章 基準地震動 S_s の策定

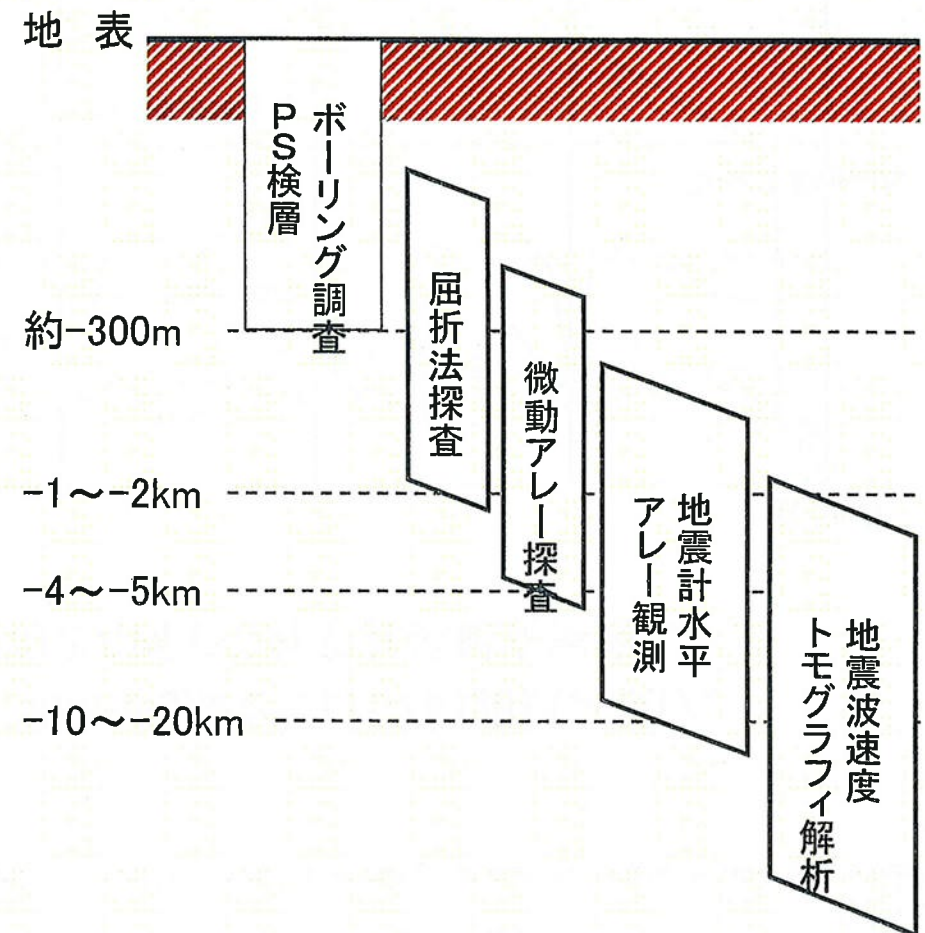
| | |
|--------------------------------|-------|
| 1.地盤速度構造及び地震発生層の評価 | 2-2 |
| 2.地盤減衰構造の評価 | 2-18 |
| 3.地震動評価に用いる地盤モデルの設定 | 2-53 |
| 4.震源を特定して策定する地震動 | 2-60 |
| 4-1 検討用地震の選定 | 2-61 |
| 4-2 地震動評価手法 | 2-67 |
| 4-3 地震動評価結果 | 2-70 |
| 4-4 基準地震動 S_s の策定 | 2-96 |
| 5.震源を特定せず策定する地震動 | 2-99 |
| 6.年超過確率の参照 | 2-105 |
| 参考1 模擬地震波の作成に関する検討 | 2-111 |
| 参考2 地震発生層に関する追加検討 | 2-118 |
| 参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証 | 2-120 |

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■地盤速度構造の設定方針

各種調査、探査結果を組み合わせ、地下深部までの地盤速度構造を設定

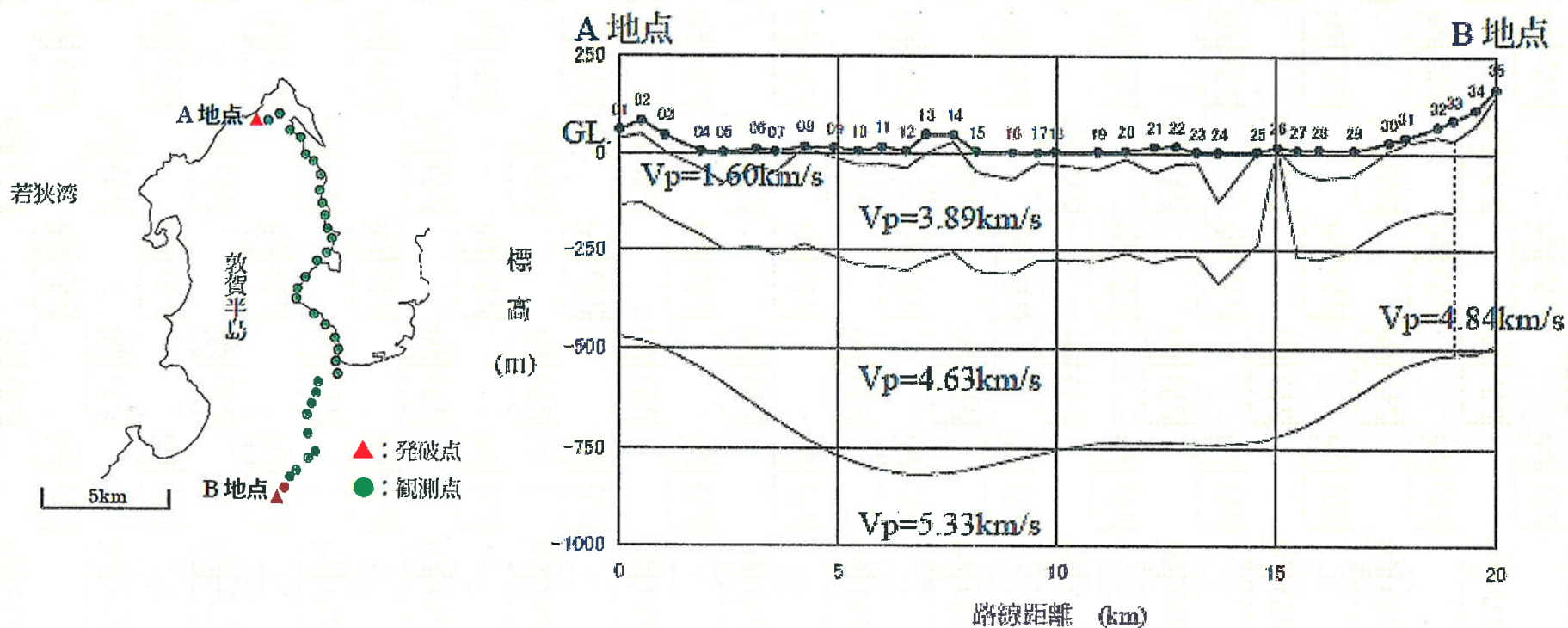
| 項 目 | 規 模 |
|-------------------|---|
| ボーリング調査
PS検層 | 深 さ 約300m |
| 屈折法探査 | 測線長 約20km |
| 微動アレー探査 | アレーサイズ
一辺 125m～約5km |
| 地震計水平アレー観測 | アレーサイズ
一辺 約5km |
| 地震波速度
トモグラフィ解析 | 解析範囲
南北 約300km
東西 約200km
深さ 0～80km |



1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■ 屈折法探査

敦賀半島を縦断する道路沿いに100～500m間隔で合計57観測点を設け、敦賀半島の北端と敦賀市南方の山間部の2箇所それぞれ発破を実施した。

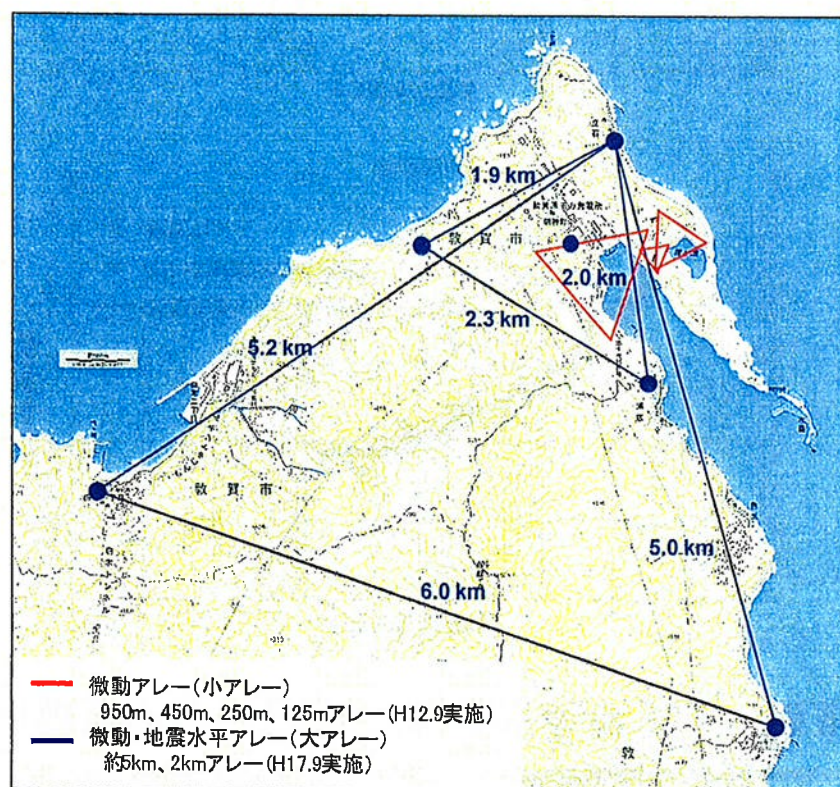


屈折法探査により得られたP波速度構造

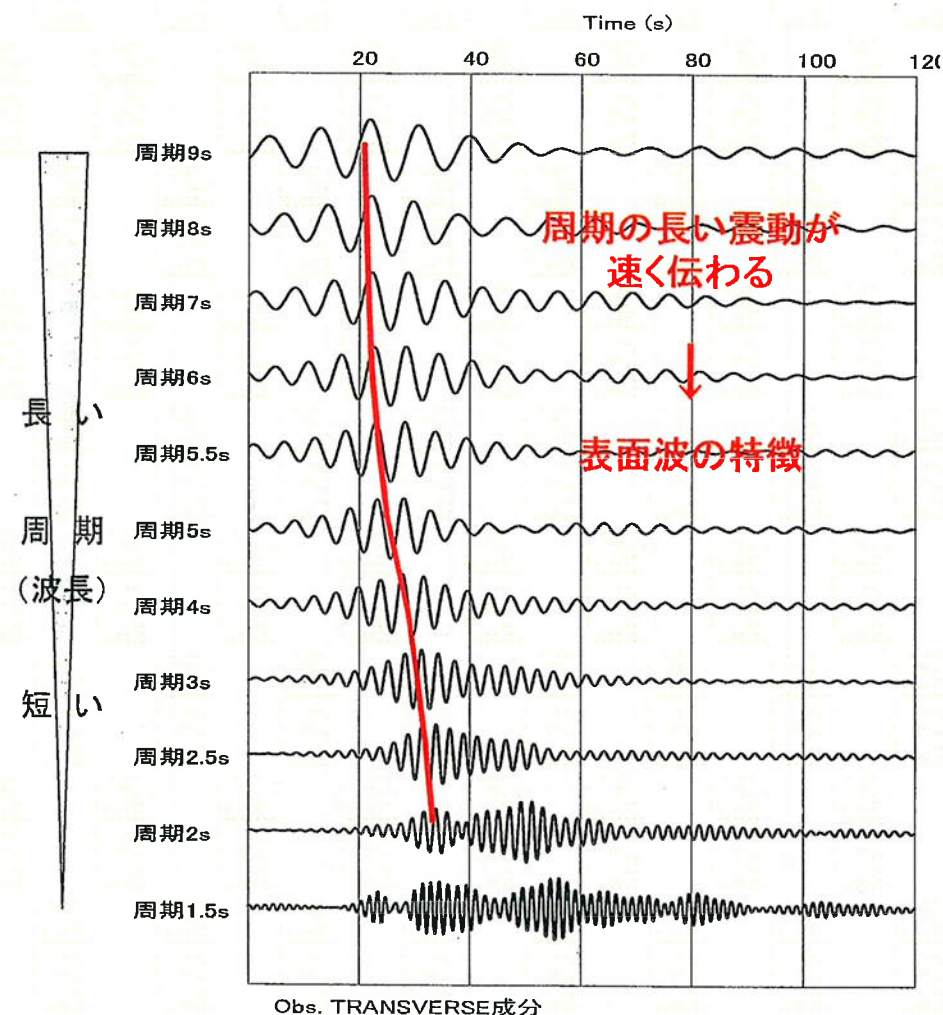
1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■ 微動アレー探査、地震計水平アレー観測

常時微動や自然地震による表面波を観測、分析することにより、表面波が伝播した地盤の速度構造を同定した。



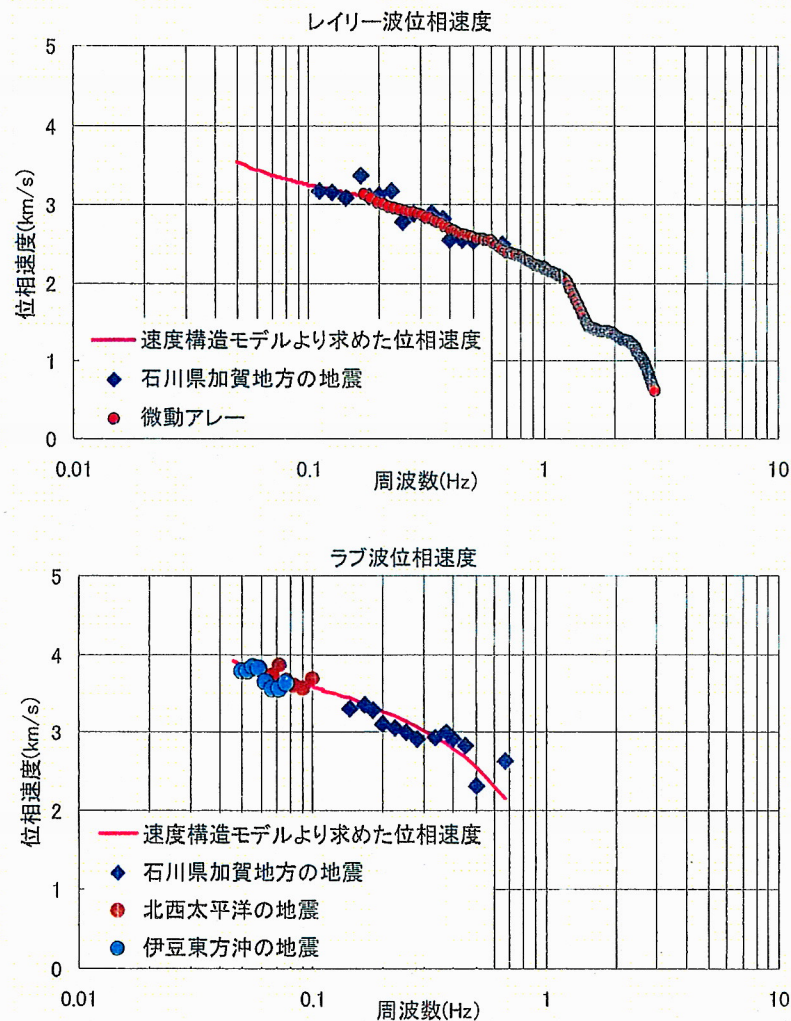
微動アレー及び地震計水平アレーの観測点



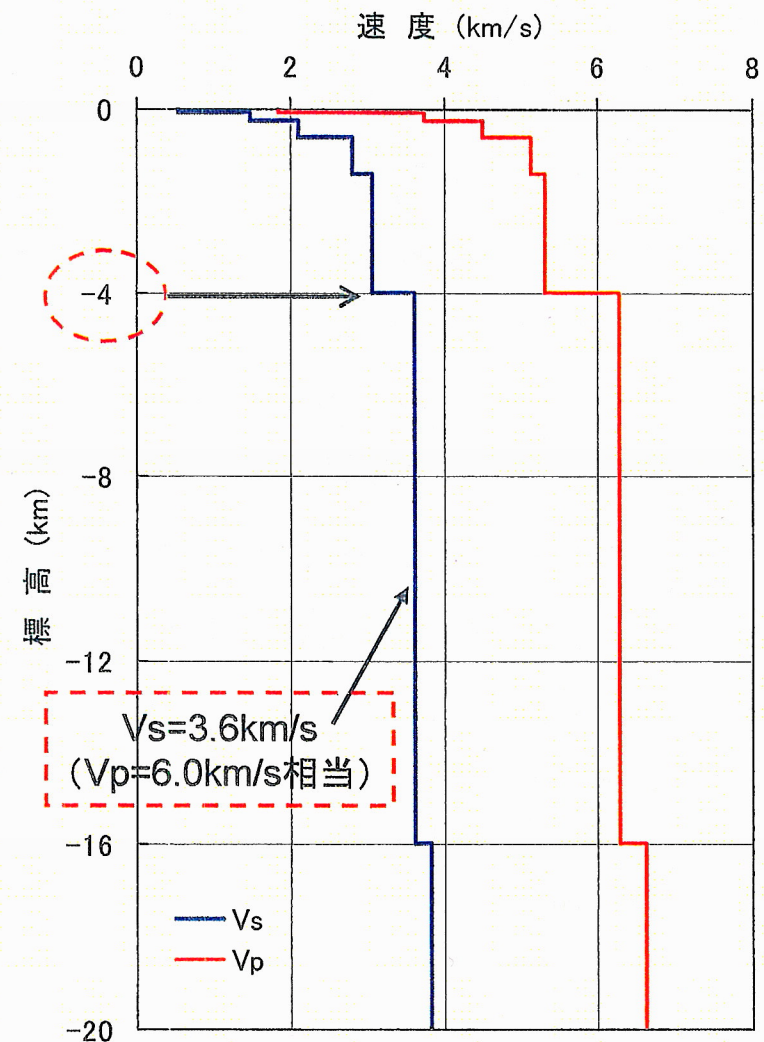
地震観測例 石川県加賀地方の地震

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■ 微動アレー探査、地震計水平アレー観測



速度構造モデル及び観測から求めた位相速度

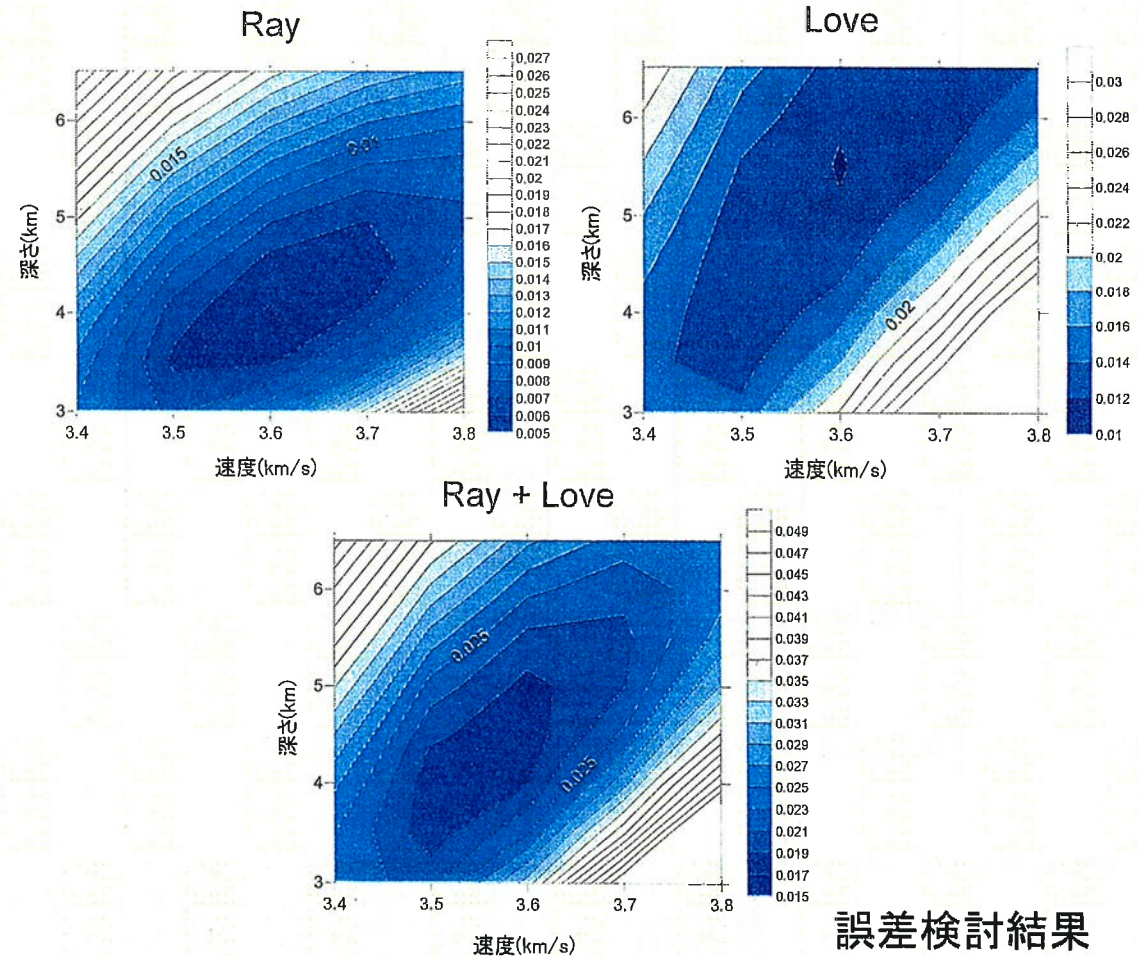
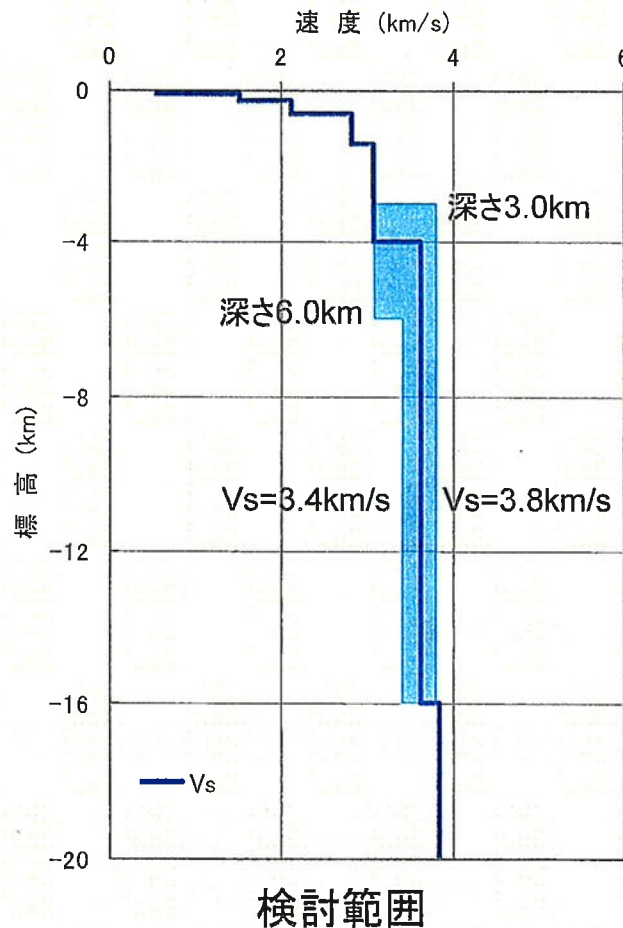


表面波の位相速度で同定したS波速度構造

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

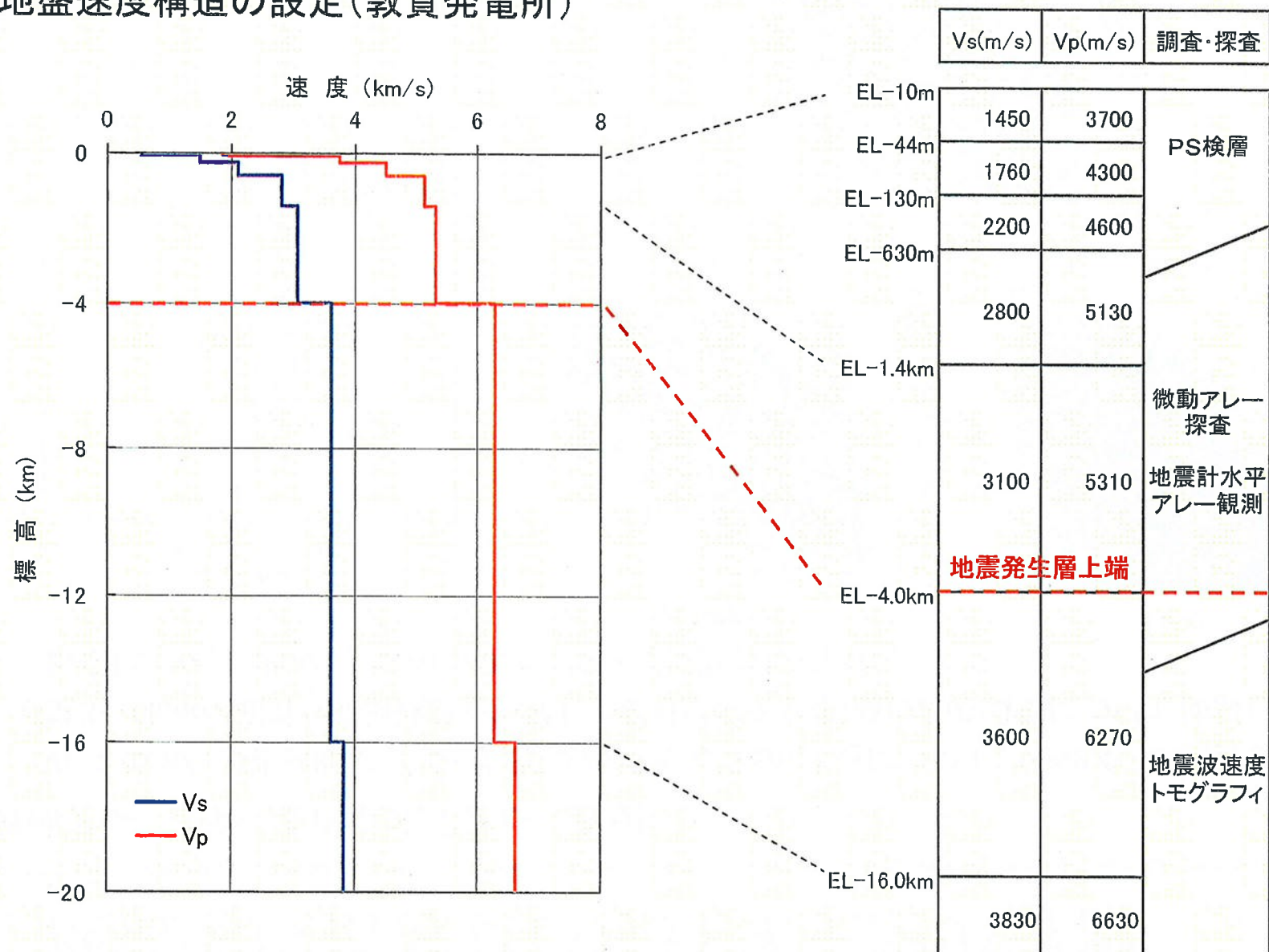
■ 微動アレー探査、地震計水平アレー観測

$V_s=3.6\text{km/s}$ 、深さ4kmに求まった速度層境界の確からしさについて、 $V_s=3.4\sim 3.8\text{km/s}$ 、深さ3~6kmの範囲で位相速度を算定し、観測記録の位相速度との誤差について検討した。
結果は、 $V_s=3.6\text{km/s}$ 、深さ4kmのケースがよく適合していた。



1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■地盤速度構造の設定(敦賀発電所)



1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

シナリオ地震の強震動予測

入倉孝次郎・三宅弘恵, 2001, 地学雑誌, 110(6)

微小地震の浅さ限界 H_s はP波速度5.8~5.9km/sの層の上限と良い相関がある。

近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層

吉井弘治・伊藤潔, 2001, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会

1989年に実施された岐阜県藤橋村から兵庫県上郡町における人工地震探査データをもとに、波線追跡法によって地殻の詳細な速度構造を求め、得られた速度構造モデルと、地震活動の深さ断面とを比較し、地震発生層の上限は速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致していることが分かった。

広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定

廣瀬一聖・伊藤潔, 2006, 京都大学防災研究所年報, 第49号B, pp275-288

浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8~6.4km/sの層に集中しており、その上下には地震波速度境界が存在する。

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■地盤速度構造による地震発生層の検討

若狭周辺地域において、大都市大震災軽減化特別プロジェクト(大大特)による大規模な地下構造探査が実施されており、内陸地殻内地震が発生する上部地殻に相当する $V_p=6.0\sim 6.2\text{km/s}$ 層は、深さ約 $6\sim 16\text{km}$ であった。また、速度構造断面図に気象庁一元化カタログによる測線に沿う幅 20km の範囲内の震源分布は、 $V_p=6.0\sim 6.2\text{km/s}$ 層に対応している。

○新宮－舞鶴測線(2004)の探査結果

敦賀発電所

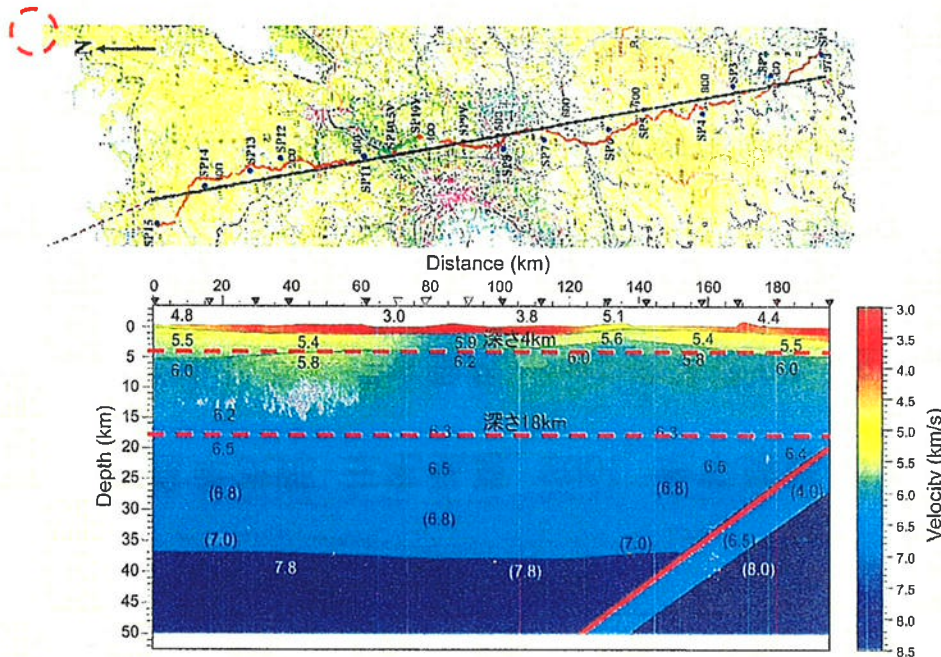


Fig. 9 P-wave velocity structure for the. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black and red dots (about 35-40km deep) show earthquakes and low-frequency earthquakes, respectively after Hirose and Ito (2007).

伊藤、他(2007)に一部加筆

○藤橋－上郡測線(1989)の再解析結果

敦賀発電所

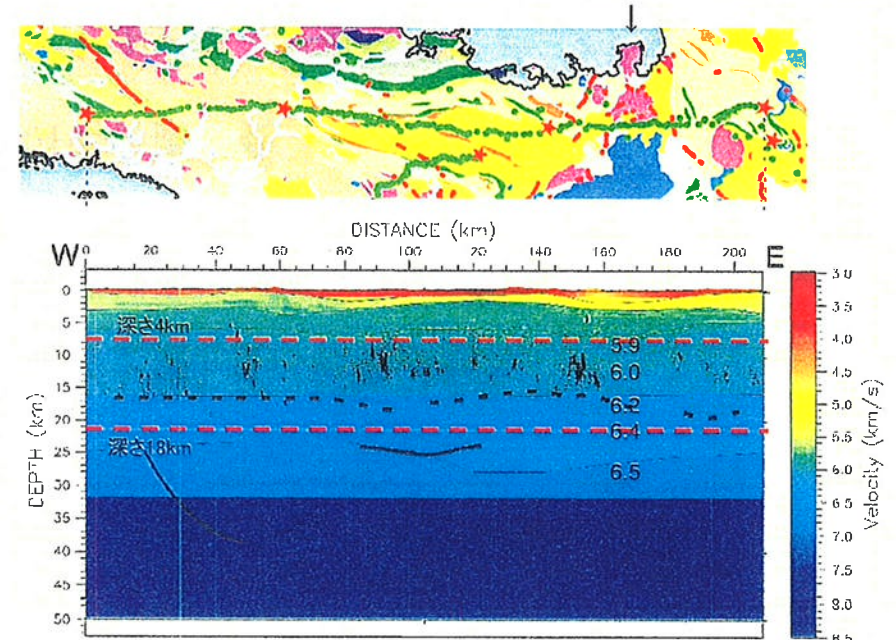
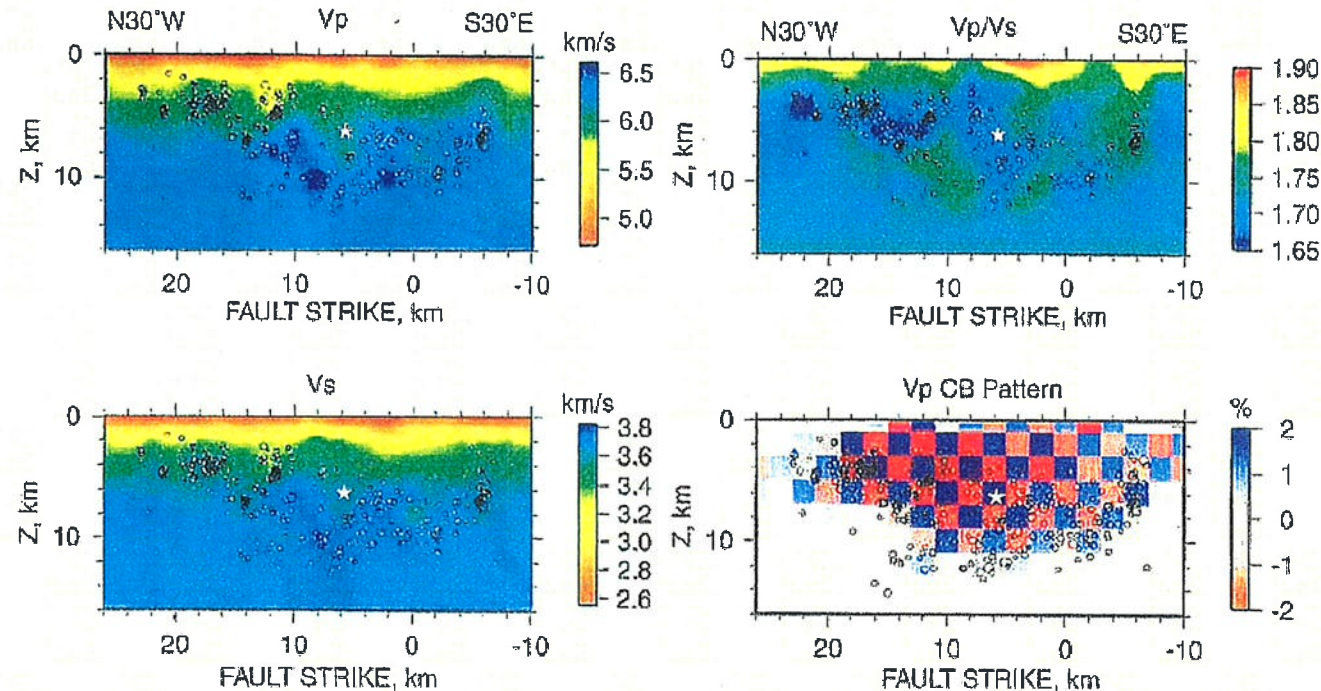


図 16 藤橋－上郡測線の地震波速度構造に、測線周辺の震源分布と反射法解析によって見出された反射面を重ねた。

伊藤、他(2006)に一部加筆

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■ 地震波速度トモグラフィによる検討



第3図 断層面に平行な近傍の断面での V_p (左上)、 V_s (左下)、および V_p/V_s (右上)の深さ分布。右下は V_p についてのチェッカーボードテストの結果。余震は、この断面をはさんで±1km内のものをプロットした。星印は本震の破壊開始点を示す。

Fig.3 Depth distribution of V_p (upper left), V_s (lower left) and V_p/V_s (upper right) on the cross section parallel and the nearest to the fault plane of the mainshock. The lower right figure shows a result of checker board resolution tests on V_p . Aftershocks within the region of ±1 km from the cross section are plotted. The star indicates the rupture starting point of the mainshock.

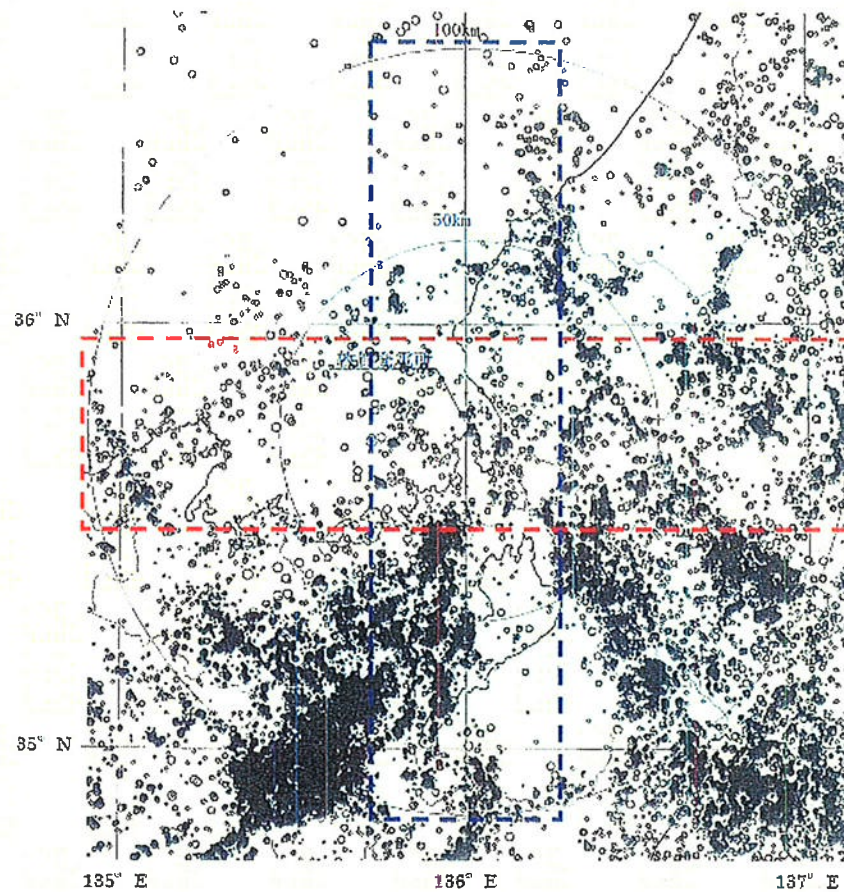
京都大学防災研究所地震予知研究センター、地震予知連絡会会報、第69巻、11-8

地震の発生は、S波速度3.4km/s程度以上、P波速度6km/s程度以上の速度層との対応が見られる。

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

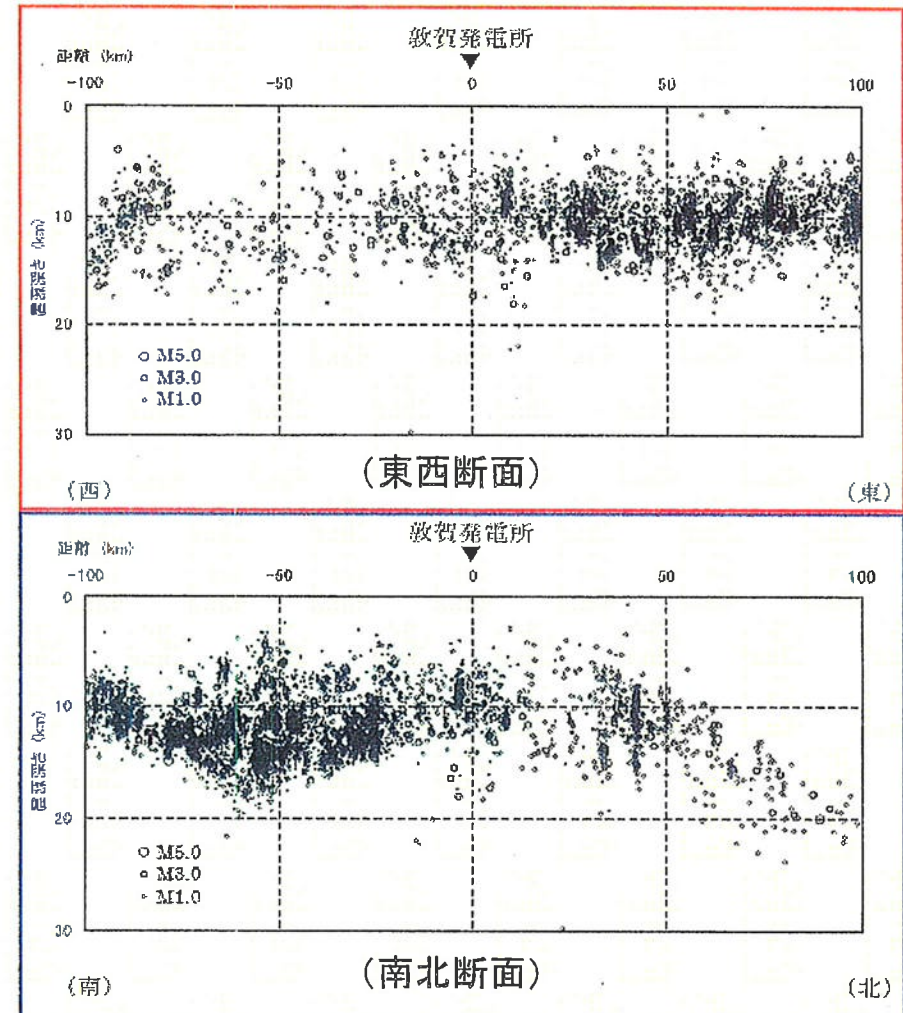
■微小地震に関する検討

若狭地域の微小地震の発生分布について調査すると、地震の発生は深さ5～20km程度の間に見られた。



敷地周辺の微小地震分布図

(気象庁、1997年10月～2005年12月、M>0.0)

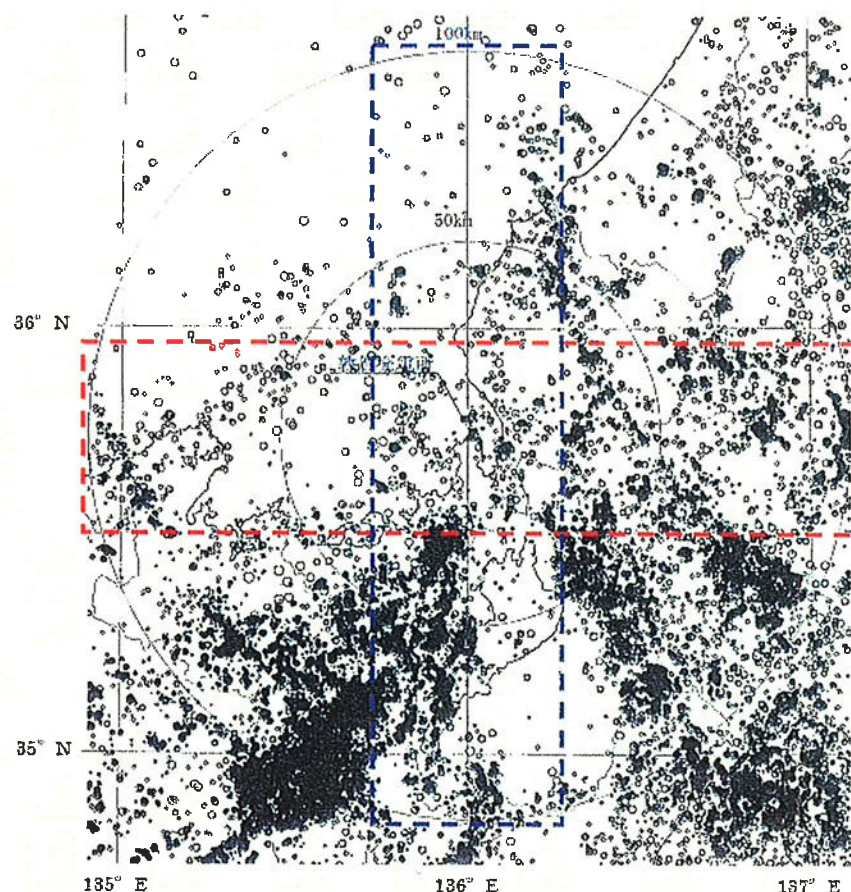


1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■ 微小地震に関する検討

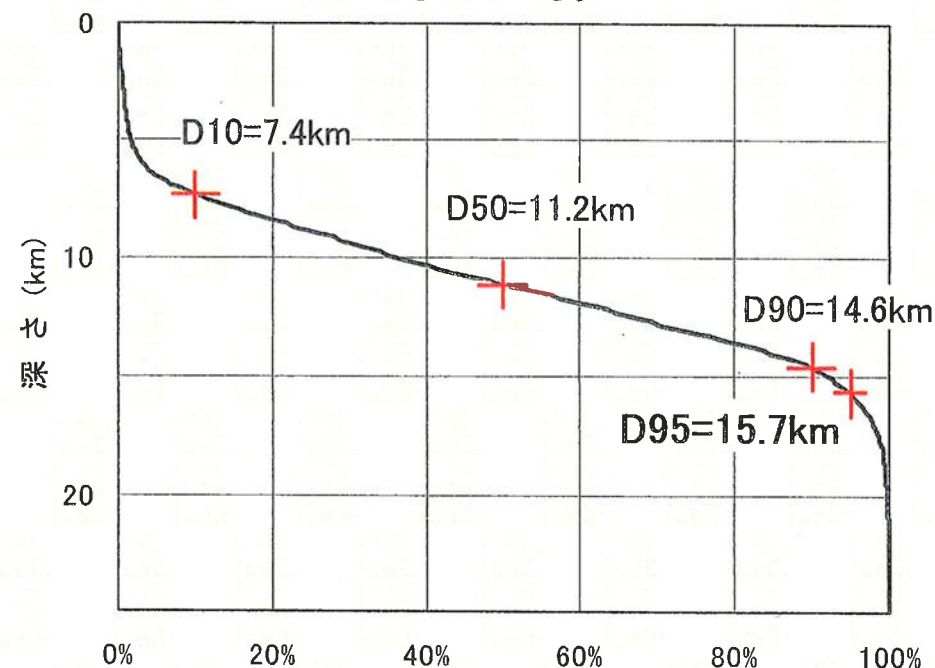
伊藤・中村(1998)を参考に、敦賀半島を中心とする半径100km以内の地震発生状況を統計的に評価すると、地震の10%発生頻度深さ(D10%)は約7km、地震の90%発生頻度深さ(D90%)は約15kmであった。

伊藤・中村(1998)によれば、D90は地震発生層の下限より2～3km浅いとされている。



敷地周辺の微小地震分布図

(気象庁、1997年10月～2005年12月、M>0.0)



(財)原子力安全技術センター(2009)は、地震発生層の下限をD95とすることを妥当とし、若狭地域のD95を14.79～16.66kmとしている。

一方、気象庁一元化カタログを用いて若狭周辺地域の微小地震の発生状況を検討すると、D95は15.7kmであり、(財)原子力安全技術センター(2009)による検討結果と比較しても同等であった。

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■他機関による検討

地震調査委員会が実施した強震動予測のうち、「琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価について（地震調査委員会、平成16年6月21日）」では、「地震発生層の上端、下端の深さを想定するために、伊藤（2002）による近畿中北部の地殻内地震の震源分布、黒磯・岡野（1990）による琵琶湖周辺の震源分布等を参照した。また、京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山観測所のごく最近のデータを含むデータベースより作成された琵琶湖西岸地域の震源分布（図10参照）によると、地震発生層の上端は3kmないし5km、下端は18km程度である。上記より、地震発生層の上端深さは3km、下端深さは18kmとした。」としている。

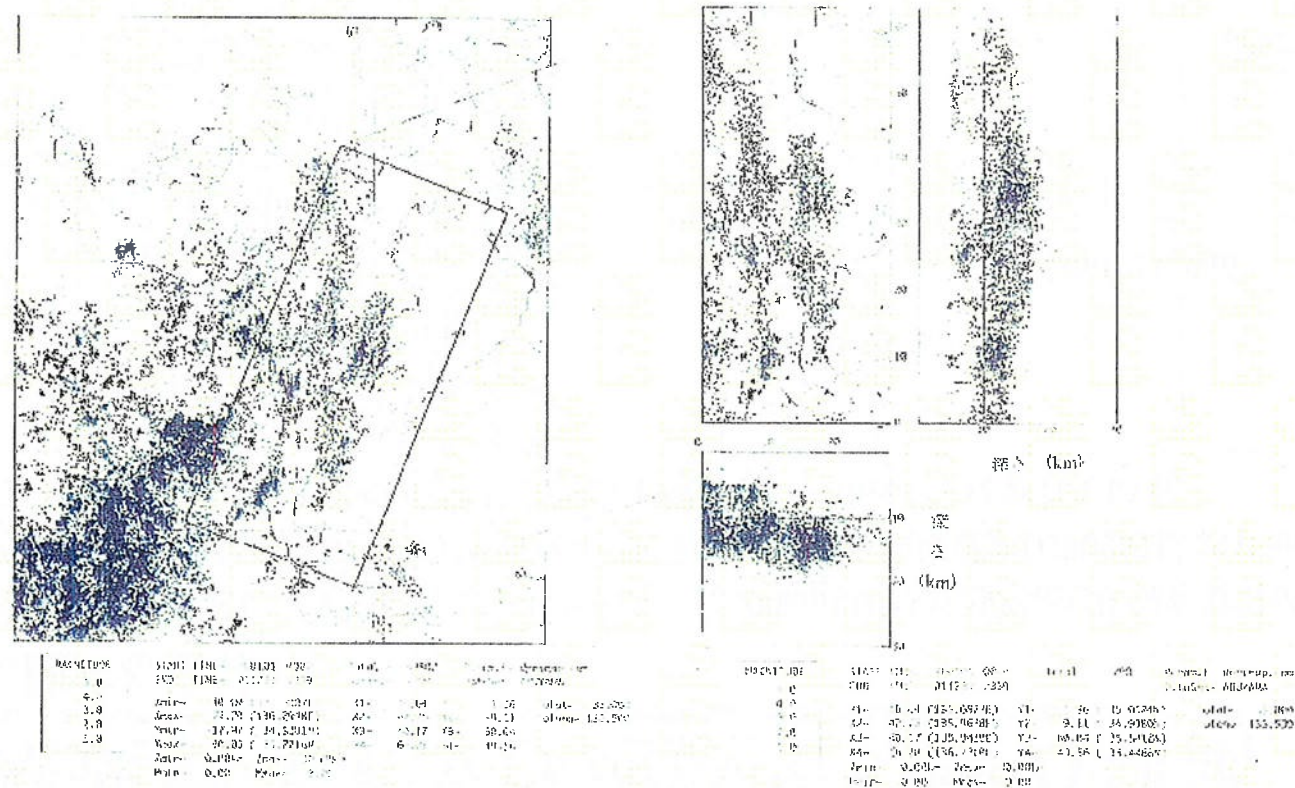


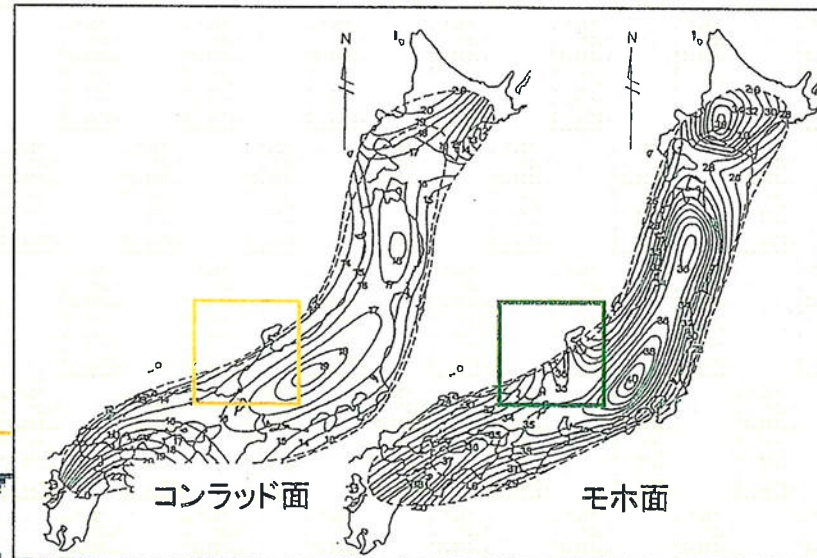
図10 近畿北部(1976~2001年,深さ30kmまで)の震央分布(左図)及び琵琶湖西岸地域の震源分布(右図)
(京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山系観測網再験測震源リストによる)

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■ 既往文献による検討

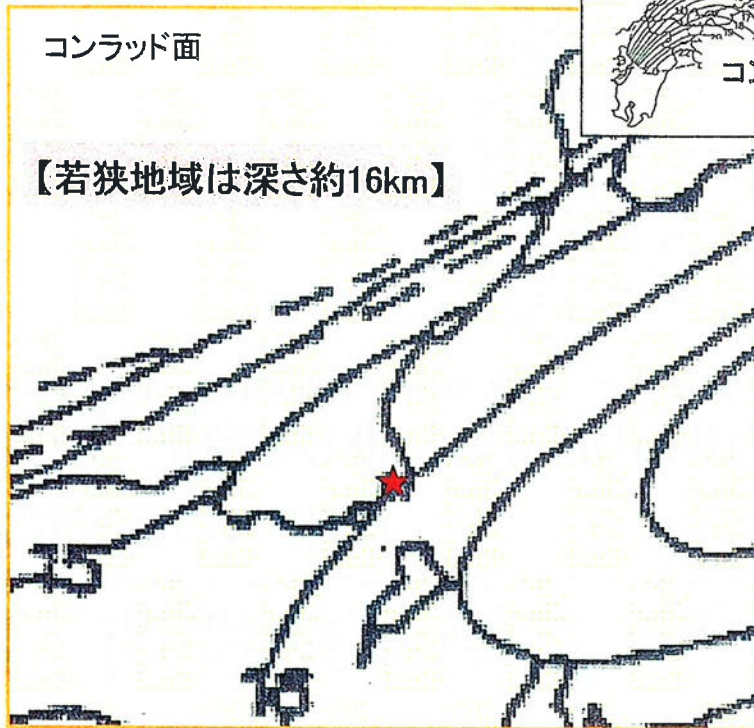
モホ面、コンラッド面の等深線図 [Zhao, et al.(1992)]

Zhao, D., S. Horiuchi, and
A. Hasegawa (1992): Seismic velocity
structure of the crust beneath the Japan
Islands, Tectonophysics, 212, 289-301



コンラッド面

【若狭地域は深さ約16km】



【若狭地域は深さ約34km】

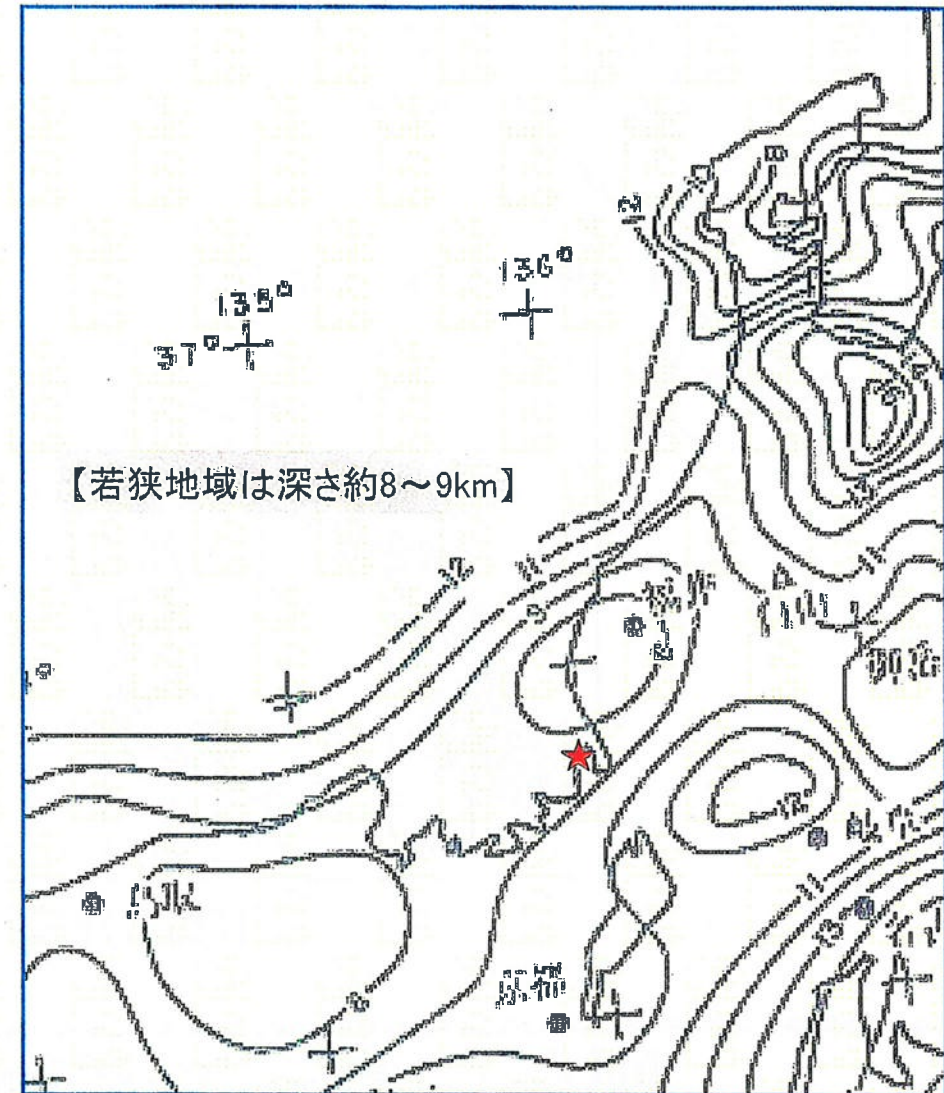
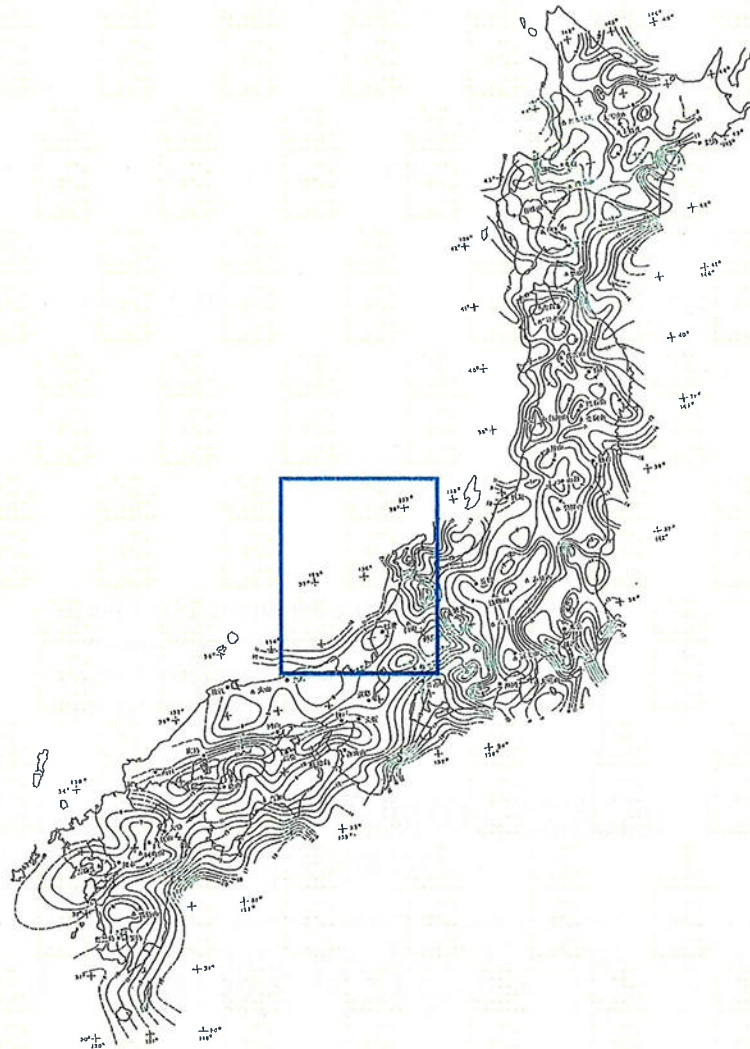


1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■ 既往文献による検討

キュリー点深度分布 [大久保(1984)]

大久保泰邦(1984): 全国のキュリー点解析結果, 地質ニュース 362号



1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

■ 既往文献による検討

地殻熱構造による地震発生層の検討

Tanaka and Ishikawa(2005)<sup>(10)</sup>によると、D90深度とキュリー点深度(Z_b)の間には相関があるとされている。(Fig.8)

同資料によると、若狭地域のキュリー点深度は14~16km程度であり、D90深度とキュリー点深度の関係からすると、D90深度は概ね18km以浅であると考えられる。

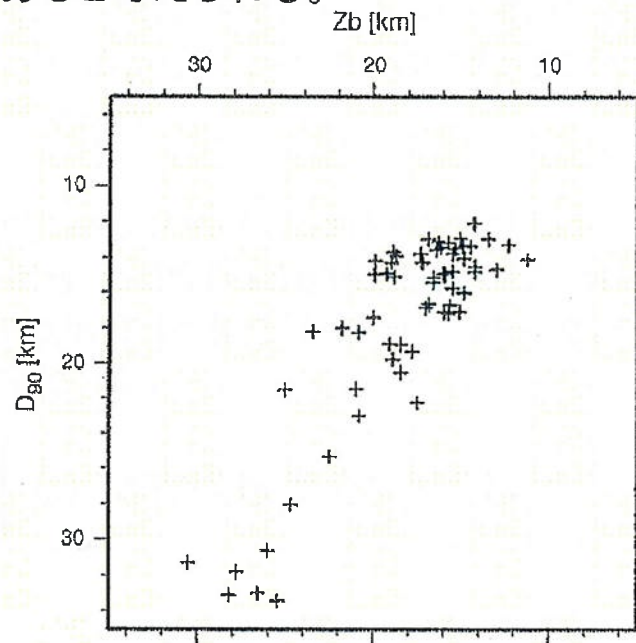


Fig. 8. Plot of the depth to the basal depth of magnetic sources (Z_b) against the seismogenic layer thickness (D_{90}) beneath the Japanese islands.

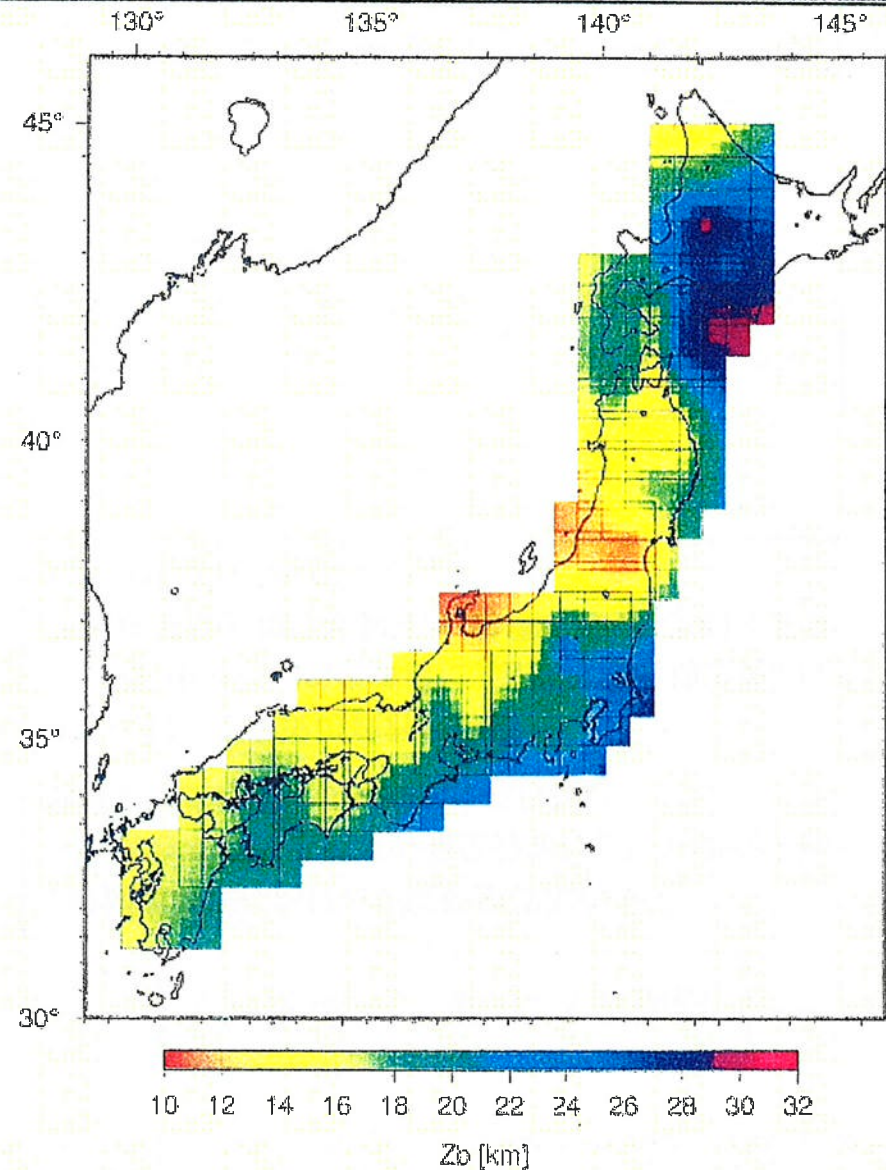


Fig. 6. Map of the basal depth of magnetic sources, Z_b . Each square represents the area used to calculate Z_b .

1. 地盤速度構造及び地震発生層の評価

① 地盤速度構造による検討

(1) 各種調査、探査

ボーリング調査、PS検層、微動アレー探査、地震計水平アレー観測、等の結果より地盤速度構造を検討した。

その結果、 $V_p \geq 6\text{km/s}$ ($V_s \geq 3.6\text{km/s}$) の深さは4kmであった。

(2) 地震波速度トモグラフィ

対象地点を取り囲むような震源と観測点の観測記録を用いて、地震波の伝播をインバージョンし、速度層構造を求める。

P波速度分布は、敦賀半島周辺で $V_p=6\text{km/s}$ 層が深さ4~5kmに分布している。またP波速度分布に震源分布を重ねると、 $V_p=6\text{km/s}$ 層と地震発生の上限深さが概ね対応して見られる。

③ 他機関・既往文献による検討

地震調査委員会が実施した強震動予測について整理すると、若狭周辺における断層上端・下端深さは3~18kmであった。

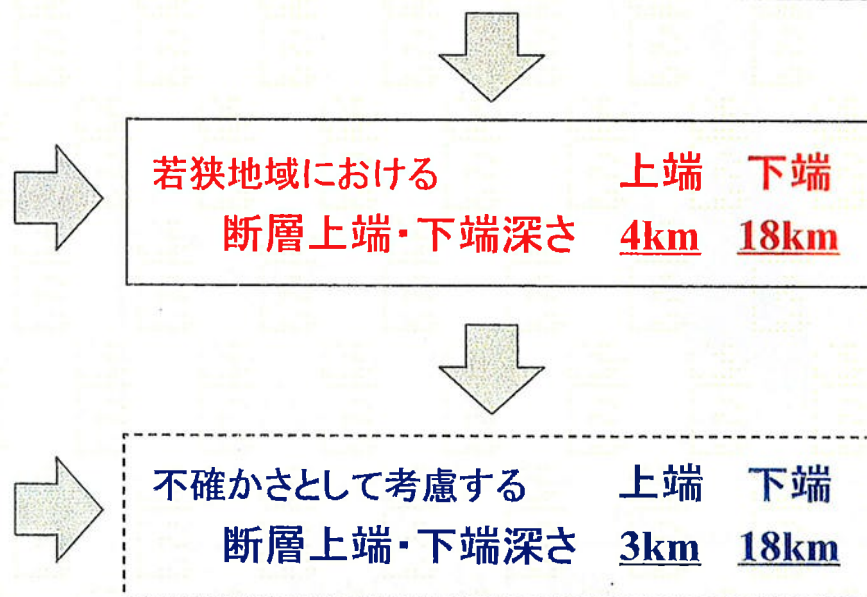
② 地震発生深さによる検討

(1) 周辺地域における地震発生状況の調査

若狭地域の微小地震の発生分布について調査すると、地震の発生は深さ5~20kmに見られた。

(2) 地震発生状況の統計的評価

伊藤・中村(1998)を参考に、若狭地域の地震の10%発生頻度深さ(D10%)は約7km、地震の90%発生頻度深さ(D90%)は約15kmであった。



2. 地盤減衰構造の評価

■ 当初の地盤モデル設定 (平成20年3月報告時)

モデル化の考え方

○ 浅部地盤構造

速度構造:

地震計設置位置のPS検層結果及び基礎岩盤の試掘坑内弾性波試験結果に基づき設定。

減衰定数:

若狭湾周辺の硬質岩盤観測点で同定されたVs2500m/s層での減衰定数を参照。

○ 深部地盤構造

速度構造:

微動アレー探査、地震計水平アレー観測及び地震波速度トモグラフィ解析結果に基づく。

減衰定数:

若狭湾周辺の地震観測記録を用いて地域的に推定されたQ値(佐藤・他,2007)を参照。

設定した地盤モデル

| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m <sup>3</sup>) | S波速度
Vs
(m/s) | P波速度
Vp
(m/s) | Qs | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|---|-----------|----------------------------------|---------------------|---------------------|------|-------------|
| 0 | 5 | | | | | | | |
| 33 | -28 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | 16.7 | 3.0 |
| 630 | -625 | 2 | 597 | 2.6 | 2200 | 4600 | 16.7 | 3.0 |
| 1400 | -1395 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | 50.0 | 1.0 |
| 4000 | -3995 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | 50.0 | 1.0 |
| | | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | 50.0 | 1.0 |

※もんじゅサイトにおける地盤モデルを示す

2. 地盤減衰構造の評価

これまでの合同Cサブ会合における説明と頂いたコメント(1)

■浅部($V_s \leq 2500 \text{ m/s}$)

①浅部($V_s \leq 2500 \text{ m/s}$)の減衰定数は3%とする。

佐藤他(2007)より、若狭湾付近のK-NET、KiK-net観測点[図1]の中で、地中に $V_s=2500 \text{ m/s}$ の岩盤が存在するFKIH01(永平寺)観測点での地盤同定結果[表1]から、若狭湾周辺の $V_s=2500 \text{ m/s}$ 層での減衰定数は3%(Q値では16.7)と考えられる。

表1 FKI01において同定された地盤構造

| 層番号 | 層厚*
(m) | 密度**
(g/cm^3) | S波速度
(m/s) | 減衰定数 | P波速度*
(m/s) |
|-----|------------|-----------------------------|---------------|--------|----------------|
| 1 | 4.0 | 1.47 | 68.3 | 0.0067 | 500.0 |
| 2 | 2.0 | 2.19 | 600.1 | 0.1522 | 2500.0 |
| 3 | 14.0 | 2.61 | 990.0 | 0.0920 | 5000.0 |
| 4 | 44.0 | 2.61 | 1864.0 | 0.0490 | 5000.0 |
| 5 | 36.0 | 2.61 | 2500.0 | 0.0365 | 5000.0 |
| 6 | — | 2.61 | 2500.0 | 0.0365 | 5000.0 |

\* 防災科学技術研究所

\*\* P波速度からGardner et al. (1974)に基づき換算

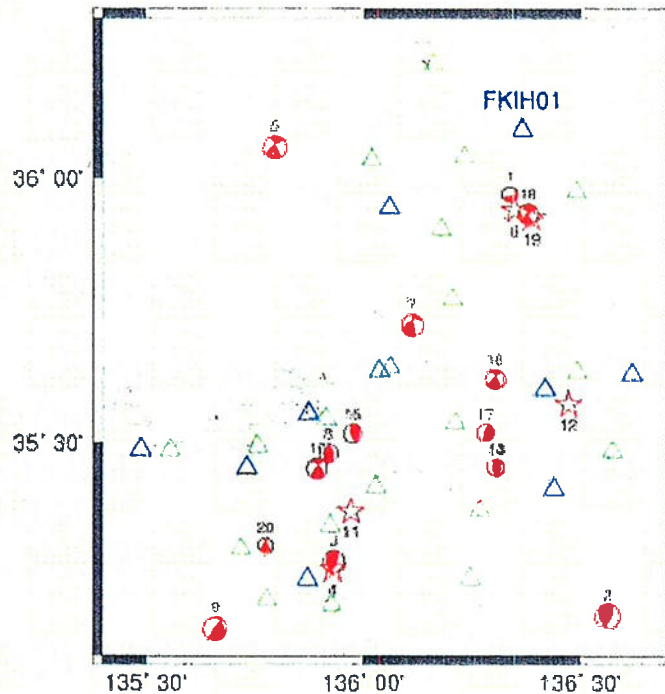


図1 解析に用いた地震の震央位置(気象庁)と強震観測点位置(Δ)。震央位置には、F-netのメカニズム解がある地震はそれを、ない地震は☆で表示した。

委員コメント(1)

Q値が小さく設定される一番の根拠は永平寺の地盤モデルであるが、これをそのまま採用することは問題である。(4/9 第14回合同Cサブ会合)

2. 地盤減衰構造の評価

これまでの合同Cサブ会合における説明と頂いたコメント(2)

■設定した地盤モデルと、経験的サイト増幅特性との比較

○鶴来・他(1997)に基づく評価手順

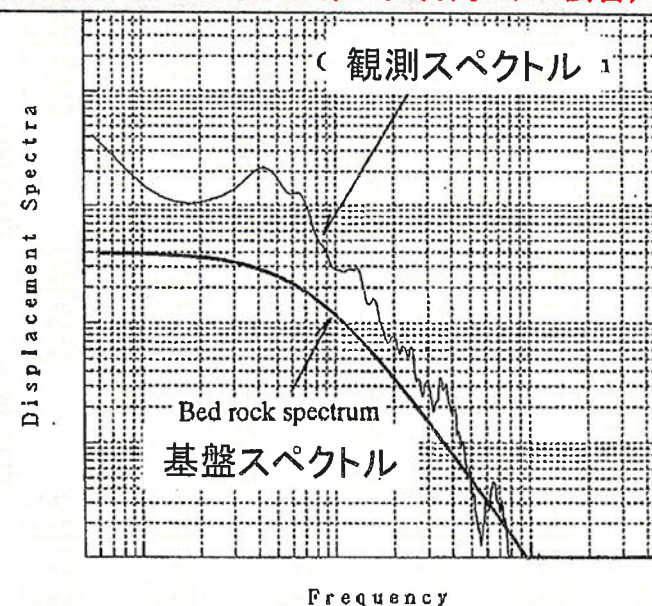
【手順①】もんじゅサイトで観測された地震について、観測記録からフーリエスペクトルを求める(これを「観測スペクトル」という)。

【手順②】対象とする地震の ω^{-2} 則に基づくスペクトル特性に距離減衰とQ値による減衰及び自由地表面の影響による増幅を考慮した地震基盤におけるスペクトルを算出する(これを「基盤スペクトル」という)。ここで、基盤スペクトルのパラメータは下記により設定した。

| | |
|-----------------|---|
| M_0 | F-net(防災科学技術研究所)による |
| $\Delta \sigma$ | 既往検討において経験的グリーン関数法に用いられた要素地震の応力降下量を調査した上で平均応力降下量5MPaと設定 |
| f_c | $f_c = 4.9e6 \times \beta \times (\Delta \sigma / M_0)^{1/3}$ により算定 |
| Q値 | $Q = 50f^{1.1}$ (佐藤・他(2007)による) |
| 地震基盤の物性値 | $\beta = 3.6\text{km/s}$ |

委員コメント(2)

(基盤スペクトルを決めるコーナー周波数 f_c を経験式から応力降下量により定めたとの説明で)応力降下量の5MPaが非常に大きすぎる。(4/9第14回合同Cサブ会合)



【手順③】観測スペクトルと基盤スペクトルの比を求める。

これが対象とした地震での地盤増幅特性である。

【手順④】別の観測地震について手順①～③を実施。各地震での地盤増幅特性を求める。

【手順⑤】手順④で算出した各地震での地盤増幅特性の平均をとり、もんじゅサイトにおける平均的な地盤増幅特性を算出する。

2. 地盤減衰構造の評価

これまでの合同Cサブ会合における説明と頂いたコメント(3)

■ 検討の結果

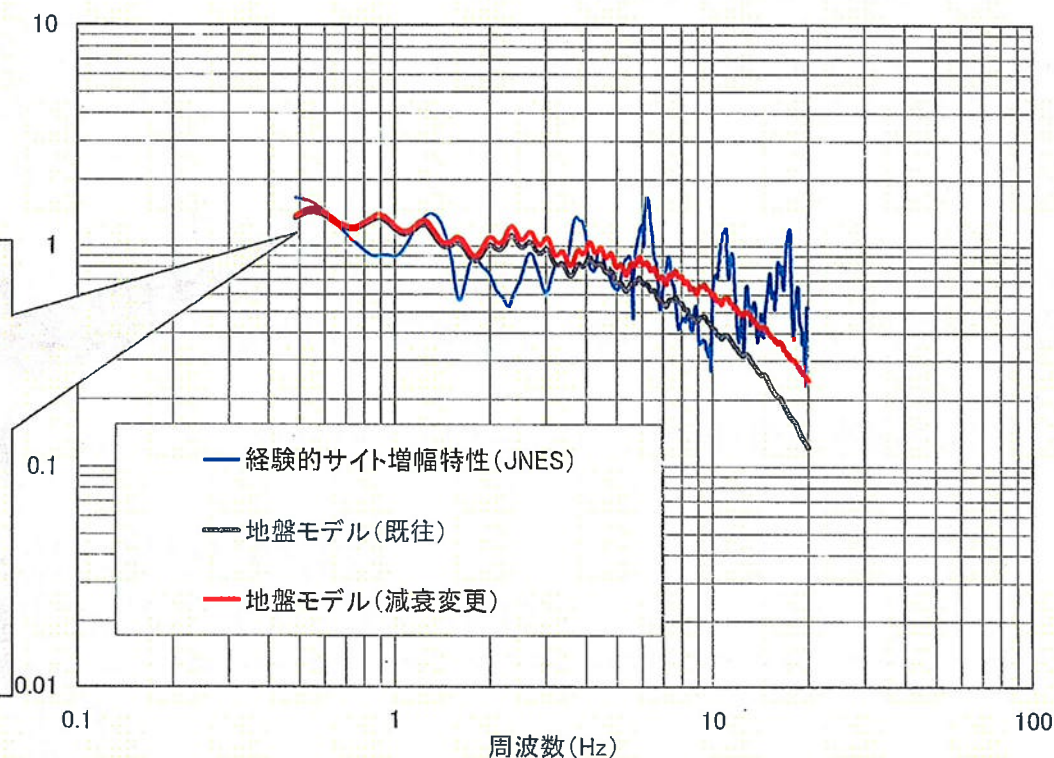
深さ630m以深の Q_s 値を100
(0.5%)とすることにより、JNES
によるもんじゅサイトの経験的
サイト増幅特性と、特に1～
10Hzの周波数領域において地
盤増幅率の傾向が整合するこ
とを確認した。

浅部は3%で変更せず、深さ630m以深の Q 値を
50→100にすることで、JNESの求めたもんじゅ
の経験的サイト増幅特性と概ね整合することを
説明(4/28)。

委員コメント(3)

JNESの求めた経験的サイト増幅特性と適合さ
せたというが、10Hz以上が合っているとは言え
ない。(4/28第15回合同Cサブ会合)

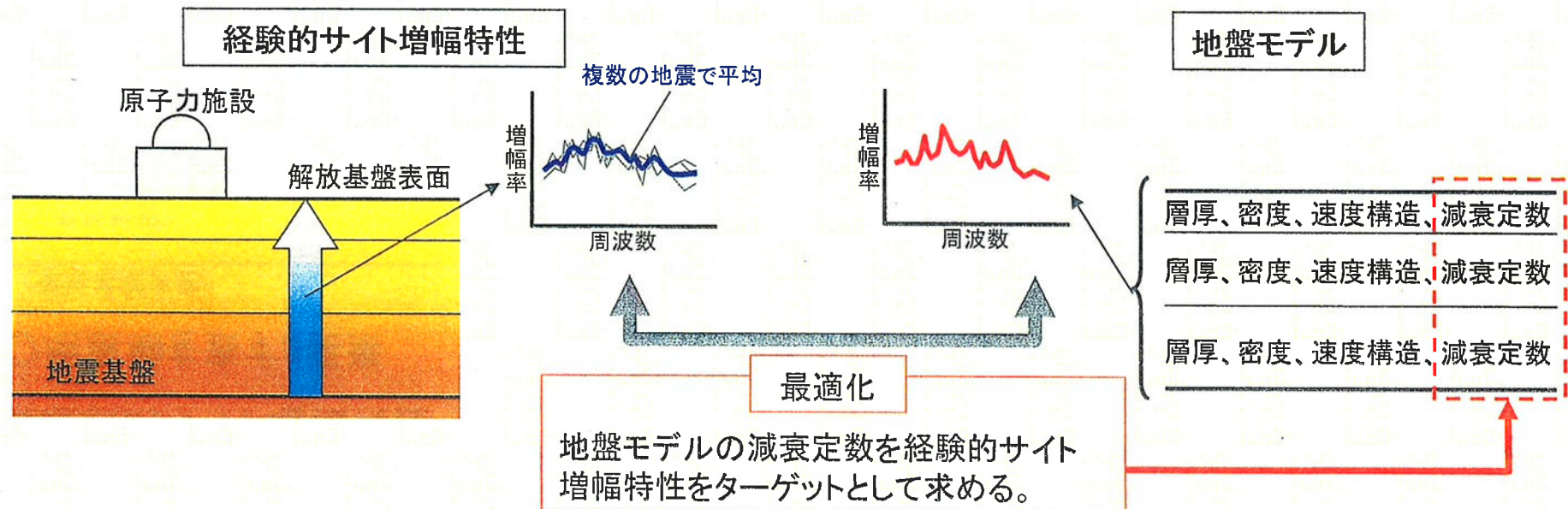
| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m <sup>3</sup>) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|---|-----------|----------------------------------|------------------------|------------------------|-------|-------------|
| 0 | 5 | | | | | | | |
| 33 | -28 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | 16.7 | 3.0 |
| 630 | -625 | 2 | 597 | 2.6 | 2200 | 4600 | 16.7 | 3.0 |
| 1400 | -1395 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | 100.0 | 0.5 |
| 4000 | -3995 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | 100.0 | 0.5 |
| | | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | 100.0 | 0.5 |



2. 地盤減衰構造の評価

■ 地盤モデルの設定方法について

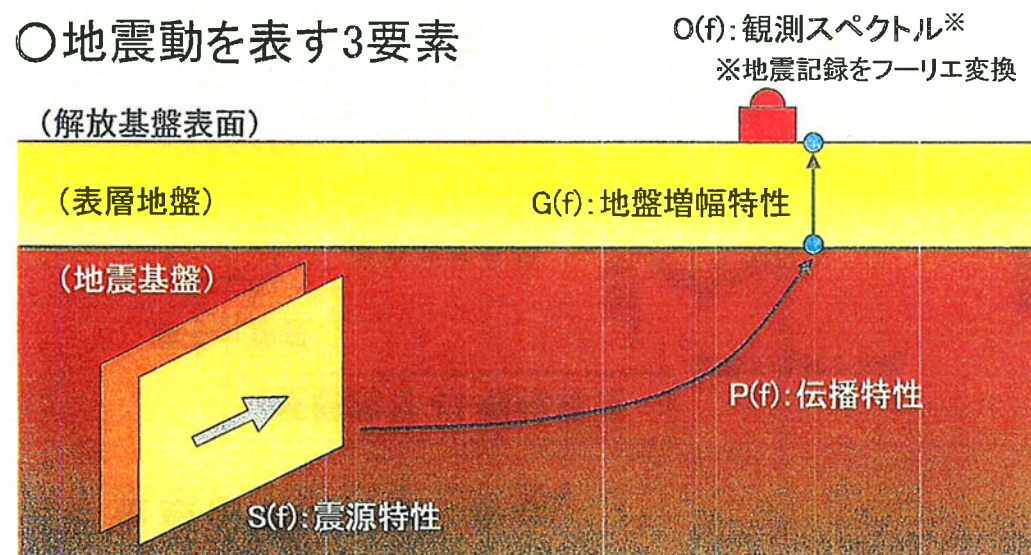
- 地盤モデル再設定のために、目標とする経験的サイト増幅特性を、もんじゅサイトの観測記録及び防災科学技術研究所KiK-netの地中観測記録を用いて再評価する。
- 速度構造は、敷地内外で実施された調査結果により得られたものを基本として、減衰定数を再評価した経験的サイト増幅特性に対して幅広い周波数帯域において適合するように設定する。
- 浅部地盤の減衰定数については、これまでの佐藤・他(2007)によるFKIH01(永平寺)の最適地盤解析結果によるのではなく、経験的サイト増幅特性に適合する減衰定数を用いる事とする。



2. 地盤減衰構造の評価

■ 経験的サイト増幅特性

○ 地震動を表す3要素



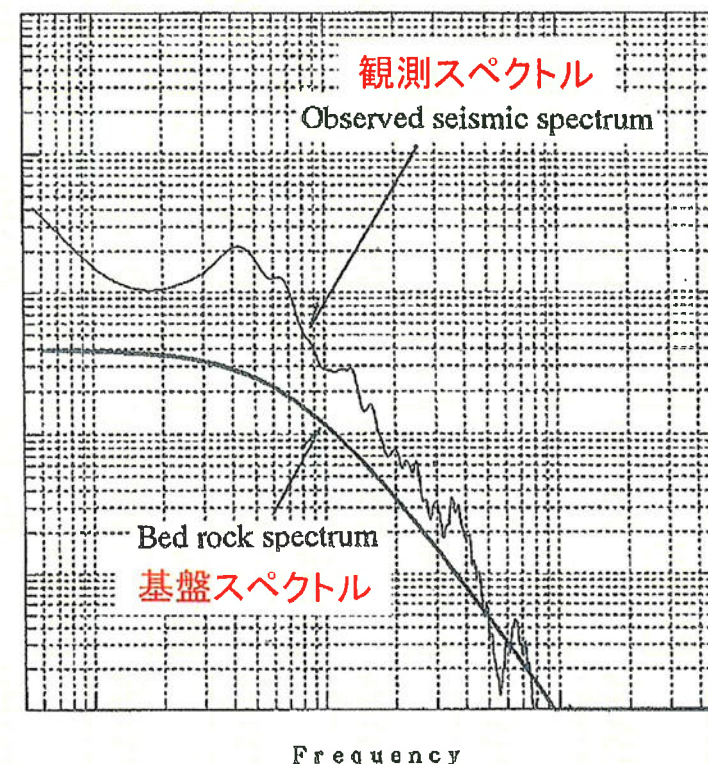
$$\text{観測スペクトル } O(f) = \text{震源特性 } S(f) \times \text{伝播特性 } P(f) \times \text{地盤増幅特性 } G(f)$$

○ 経験的サイト増幅特性の評価手法

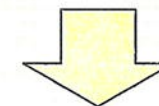
鶴来・他(1997)に基づき地盤増幅特性を、地震観測記録から震源特性及び伝播特性を取り除くことによって評価。

$$\frac{\text{観測スペクトル } O(f)}{\text{基盤スペクトル } B(f)} = \frac{\text{震源特性 } S(f) \times \text{伝播特性 } P(f) \times \text{地盤増幅特性 } G(f)}{\text{震源特性 } S(f) \times \text{伝播特性 } P(f)}$$

$$= \text{地盤増幅特性 } G(f)$$



鶴来・他(1997)の手法の概念図に加筆



対象地震毎に地盤増幅特性 $G(f)$ (観測スペクトル $O(f)$ と基盤スペクトル $B(f)$ の比) の平均を、求める経験的サイト増幅特性とする。

2. 地盤減衰構造の評価

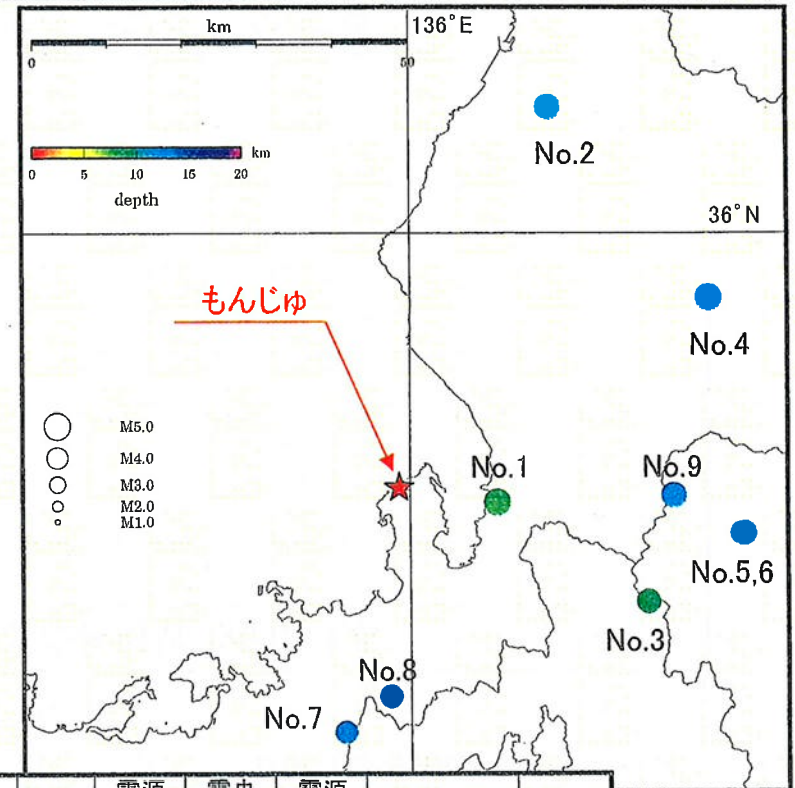
■ 検討対象とする地震観測記録

敷地近傍の内陸地殻内地震の中小地震とする。
検討対象とする地震観測記録の選定条件は以下の通り。

- ① M_j 4以上5以下
- ② 震源深さ30km以浅
- ③ 震央距離50km以内
- ④ F-netメカニズム解及びKiK-net観測記録が得られていること

選定した地震観測記録の諸元と震央位置

| No. | 発生年月日 | 発生時刻 | 震央地名 | 緯度 | 経度 | M_j | 震源深さ(km) | 震央距離(km) | 震源距離(km) | M_0 (Nm) | F-net品質 |
|-----|-------------|--------|----------|------------|-------------|-------|----------|----------|----------|------------|---------|
| 1 | 2000年06月05日 | 09時54分 | 福井県嶺南地方 | 35° 43.23′ | 136° 06.62′ | 4.9 | 8.9 | 11.3 | 14.4 | 7.99E+15 | 95.53 |
| 2 | 2002年08月18日 | 09時01分 | 福井県嶺北地方 | 36° 07.73′ | 136° 10.63′ | 4.7 | 11.5 | 46.4 | 47.8 | 2.35E+15 | 97.13 |
| 3 | 2003年12月23日 | 14時34分 | 滋賀県北部 | 35° 37.11′ | 136° 18.08′ | 4.4 | 9.3 | 31.4 | 32.8 | 1.44E+15 | 95.80 |
| 4 | 2004年10月05日 | 08時33分 | 福井県嶺北地方 | 35° 56.00′ | 136° 22.69′ | 4.8 | 12.4 | 41.3 | 43.1 | 4.86E+15 | 96.68 |
| 5 | 2006年02月16日 | 23時10分 | 岐阜県美濃中西部 | 35° 41.31′ | 136° 25.36′ | 4.4 | 13.7 | 39.8 | 42.0 | 2.39E+15 | 96.04 |
| 6 | 2006年02月18日 | 16時21分 | 岐阜県美濃中西部 | 35° 41.30′ | 136° 25.12′ | 4.1 | 13.1 | 39.4 | 41.5 | 7.60E+14 | 95.88 |
| 7 | 2001年04月16日 | 19時05分 | 福井県嶺南地方 | 35° 28.87′ | 135° 55.04′ | 4.2 | 13.6 | 29.4 | 32.4 | 1.06E+15 | 88.59 |
| 8 | 2003年03月13日 | 21時04分 | 福井県嶺南地方 | 35° 31.10′ | 135° 58.47′ | 4.2 | 14.2 | 24.6 | 28.5 | 9.16E+14 | 89.30 |
| 9 | 2007年01月22日 | 02時16分 | 福井県嶺北地方 | 35° 44.02′ | 136° 20.23′ | 4.5 | 12.6 | 31.6 | 34.0 | 2.82E+15 | 83.26 |



2. 地盤減衰構造の評価

■ 震源スペクトルのパラメータ推定

検討対象の9地震に対し、若狭湾周辺の複数のKiK-net観測点の地中記録を用いて ω^{-2} 則に基づく震源特性 $S_i(f)$ のパラメータ(コーナー周波数 f_c 、高周波遮断周波数 $f_{\max}$ 、べき乗数 s)を推定する。

$$S_i(f) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot F_s \cdot \text{PRTITN}}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_{0i} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{\max}}\right)^{2s}}} \quad i: \text{地震番号 (No.1} \sim 9)$$

震源スペクトルを求める際に与えるパラメータ

| | | |
|----------------|------------------|---------------------|
| 地震モーメント | M_{0i} | F-net(防災科学技術研究所)による |
| ラディエーションパターン係数 | $R_{\theta\phi}$ | 0.63 |
| 自由地表面の影響による増幅 | F_s | 2 |
| エネルギー分配の係数 | PRTITN | 1 |
| 地震基盤の密度 | ρ | 2.7t/m <sup>3</sup> |
| 地震基盤のせん断波速度 | β | 3.6km/s |

伝播特性 $P_i(f)$ は以下により求める。

$$P_i(f) = \frac{1}{R_i} \cdot \exp\left(\frac{-\pi f R_i}{Q\beta}\right) \quad i: \text{地震番号 (No.1} \sim 9)$$

| | | |
|--------------|---------|-------------------------------|
| 震源距離 | R_i | 震源から各KiK-net観測点までの距離 |
| 地震基盤における減衰特性 | Q | $Q=50f^{1.1}$ (佐藤・他(2007)による) |
| 地震基盤のせん断波速度 | β | 3.6km/s |

2. 地盤減衰構造の評価

■ 波形処理の方法と推定方法

1. 対象とする観測点と地震観測記録

- 対象とする観測点は、より硬質の岩盤であるS波速度が2,000m/s以上の観測点とする。
- 震源距離は80km以下の観測点とする。

2. 波形の抽出方法

- 地震観測記録のS波到達時刻を読み取り、波形を切り出す。
- 利用波形は、S波到達の1秒前から10.24秒間とする。
- 波形の前後1秒間に、それぞれコサインテーパーを施す。

3. コーナー周波数 f_c の抽出方法

- 震源パラメータの推定方法は、多数のKiK-netの地中観測点の地震観測記録から求められる震源スペクトルに補正係数を乗じたものと、理論式とフィッティングさせる方法(赤澤・Petuhkin,2008)を用いる。
- 観測記録の信頼区間を確認した上で0.8Hzから10Hzの間で理論式に整合するように、推定する。

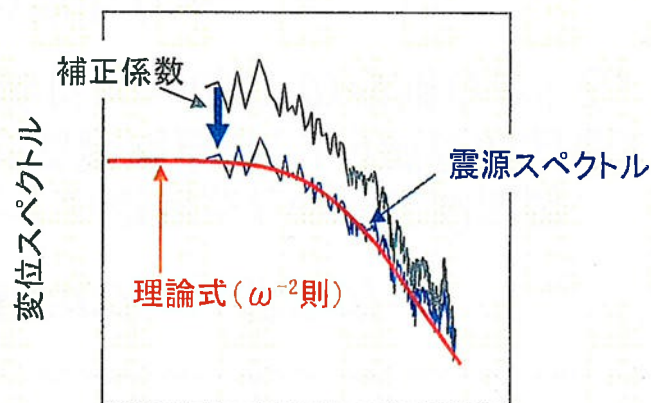
4. 高周波遮断周波数 f_{max} の抽出方法

- 「震源スペクトル」の平均に対して、F-netによる地震モーメント M_0 及び前項にて求めたコーナー周波数 f_c を既知として与えた上で、高周波遮断周波数 f_{max} 、べき乗数 s を焼きなまし法により求める。

2. 地盤減衰構造の評価

■ 震源パラメータの推定方法

- ① 多数のKiK-net観測点の地中地震観測記録から「震源スペクトル」(記録から得られるフーリエスペクトルを伝播経路特性で除する)を算出。
- ② 震源と地中地震計設置位置付近における媒質のインピーダンス比の平方根で近似される係数を補正係数として、①の震源スペクトルを補正
- ③ 補正係数は、赤澤・Petuhkin(2008)で提案されている地震観測点の設置付近と震源付近の媒質のインピーダンス比の平均値を採用する
- ④ 上記の補正した震源スペクトルと、理論式をフィッティングさせることで震源パラメータを推定



周波数
震源スペクトルの補正係数

■ インピーダンス比から得られる補正係数

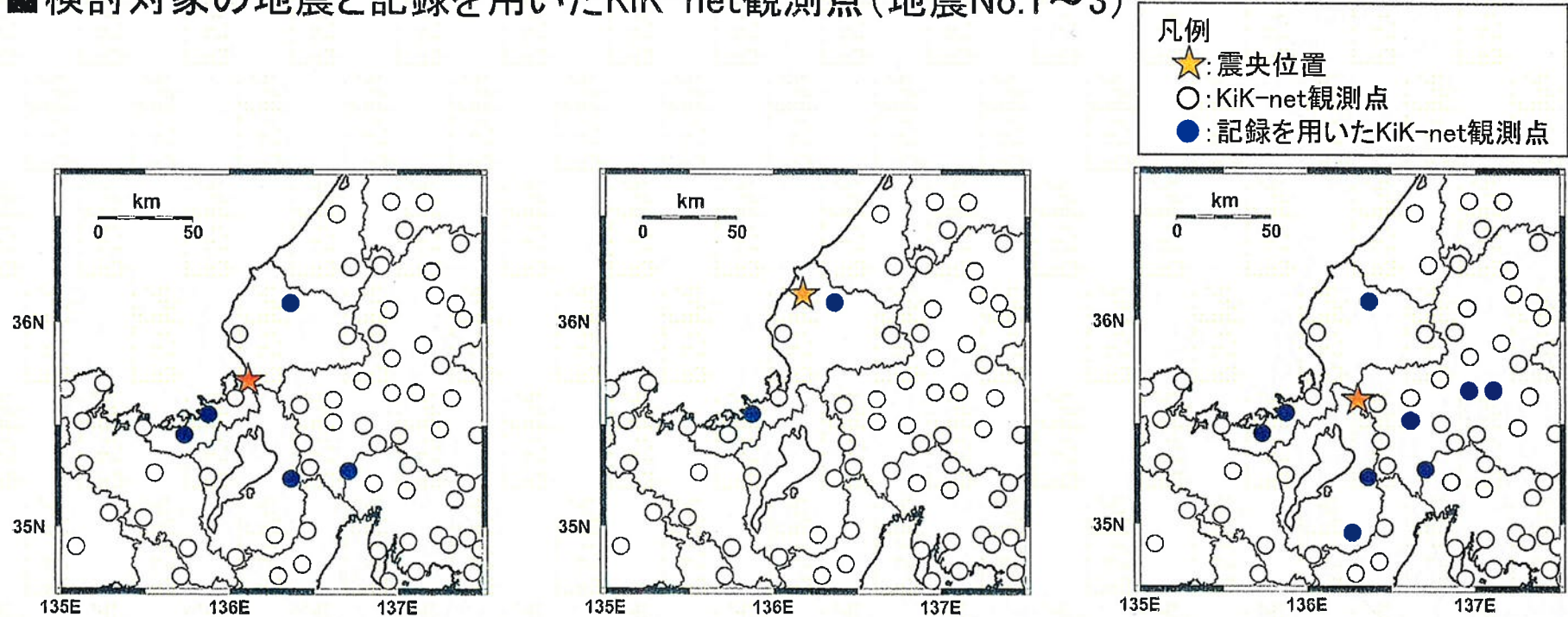
インピーダンス比の算出方法

$$R = \sqrt{\frac{\rho_{\alpha} V_{s_{\alpha}}}{\rho_{\beta} V_{s_{\beta}}}} = \sqrt{\frac{\rho_{\alpha} V_{s_{\alpha}}}{2.7 \times 3600}}$$

| 観測点名 | インピーダンス比 |
|--------------|--------------|
| FKIH01 (永平寺) | 0.819 |
| FKIH04 (三方) | 0.795 |
| FKIH07 (小浜) | 0.744 |
| GIFH09 (羽島) | 0.898 |
| GIFH21 (美並) | 0.766 |
| GIFH22 (金山) | 0.925 |
| GIFH25 (谷汲) | 0.747 |
| SIGH01 (多賀) | 0.749 |
| SIGH04 (日野) | 0.826 |
| 平均値 | 0.808 |

2. 地盤減衰構造の評価

■ 検討対象の地震と記録を用いたKiK-net観測点(地震No.1~3)



No.1

利用観測点
 FKIHO1(永平寺)
 FKIHO4(三方)
 FKIHO7(小浜)
 GIFHO9(羽島)
 SIGHO1(多賀)

No.2

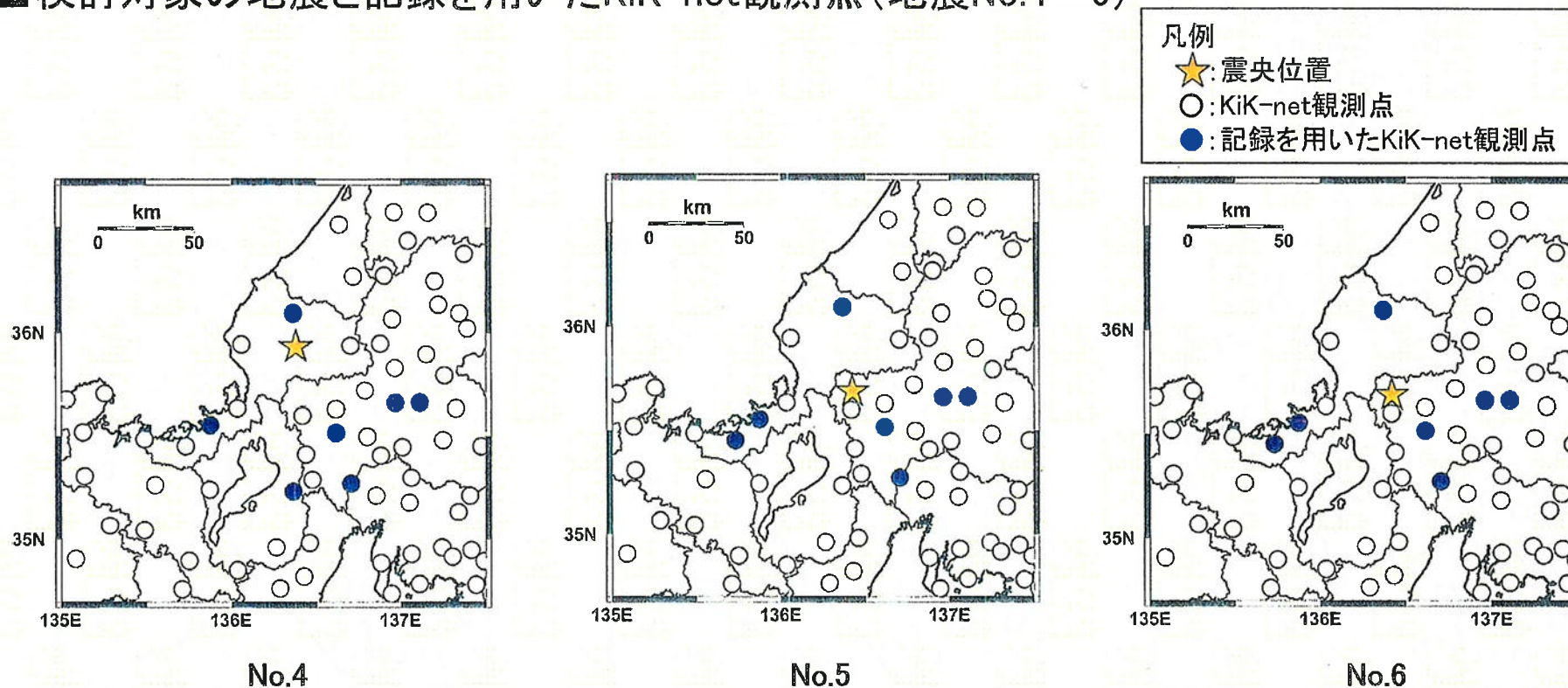
利用観測点
 FKIHO1(永平寺)
 FKIHO4(三方)

No.3

利用観測点
 FKIHO1(永平寺)
 FKIHO4(三方)
 FKIHO7(小浜)
 GIFHO9(羽島)
 GIFH21(美並)
 GIFH22(金山)
 GIFH25(谷汲)
 SIGHO1(多賀)
 SIGHO4(日野)

2. 地盤減衰構造の評価

■ 検討対象の地震と記録を用いたKiK-net観測点 (地震No.4~6)



利用観測点
 FKI01 (永平寺)
 FKI04 (三方)
 GIF09 (羽島)
 GIF21 (美並)
 GIF22 (金山)
 GIF25 (谷汲)
 SIG01 (多賀)

利用観測点
 FKI01 (永平寺)
 FKI04 (三方)
 FKI07 (小浜)
 GIF09 (羽島)
 GIF21 (美並)
 GIF22 (金山)
 GIF25 (谷汲)

利用観測点
 FKI01 (永平寺)
 FKI04 (三方)
 FKI07 (小浜)
 GIF09 (羽島)
 GIF21 (美並)
 GIF22 (金山)
 GIF25 (谷汲)

2. 地盤減衰構造の評価

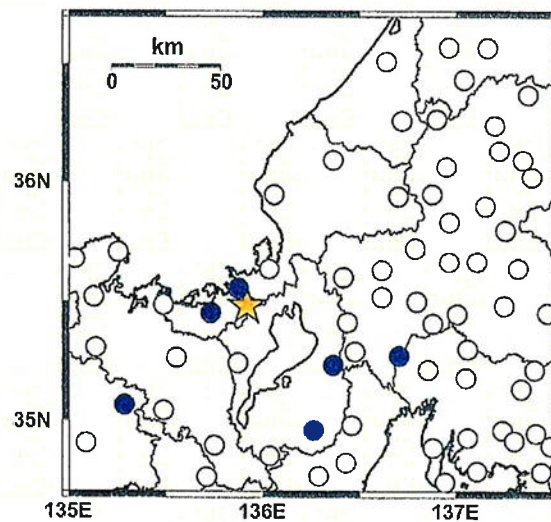
■ 検討対象の地震と記録を用いたKiK-net観測点(地震No.7~9)

凡例

★: 震央位置

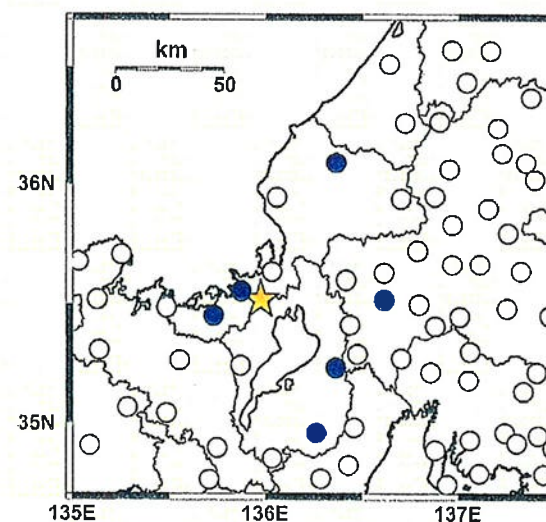
○: KiK-net観測点

●: 記録を用いたKiK-net観測点



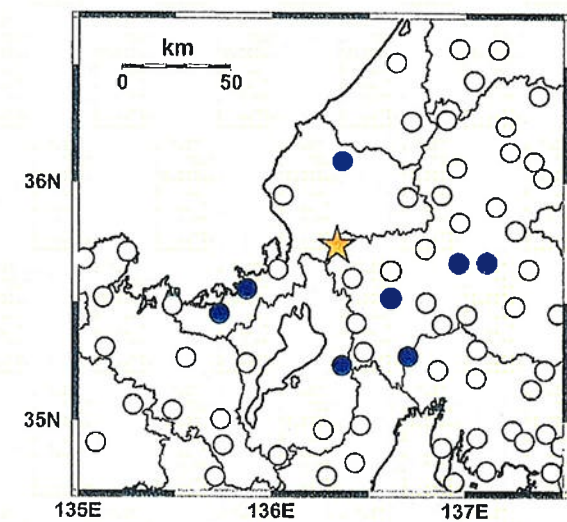
No.7

利用観測点
FKIH04(三方)
FKIH07(小浜)
GIFH09(羽島)
SIGH01(多賀)
SIGH04(日野)
HYGH04(篠山)



No.8

利用観測点
FKIH01(永平寺)
FKIH04(三方)
FKIH07(小浜)
GIFH25(谷汲)
SIGH01(多賀)
SIGH04(日野)



No.9

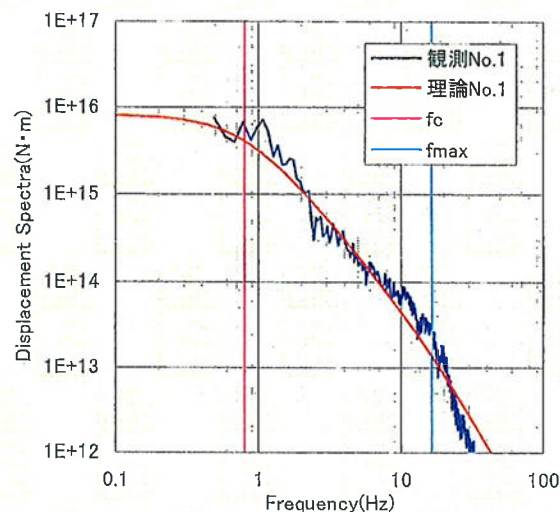
利用観測点
FKIH01(永平寺)
FKIH04(三方)
FKIH07(小浜)
SIGH01(多賀)
GIFH09(羽島)
GIFH21(美並)
GIFH22(金山)
GIFH25(谷汲)

2. 地盤減衰構造の評価

■ 推定されたコーナー周波数 f_c 及び高周波遮断周波数 f_{max} (地震No.1~3)

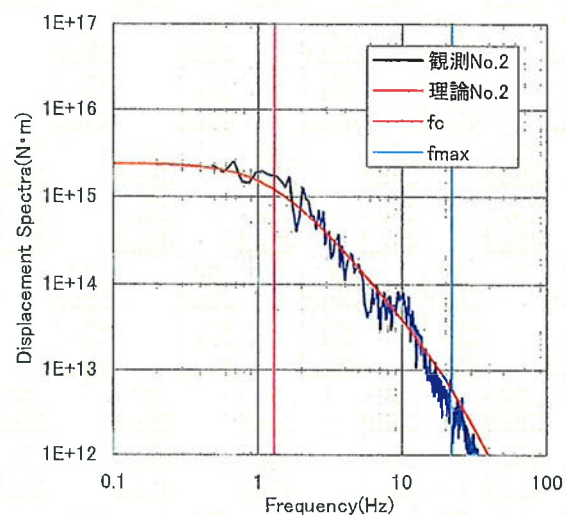
凡例

—: KiK-net地中観測記録による震源スペクトルの平均
—: 理論震源スペクトル
—: f_c —: f_{max}



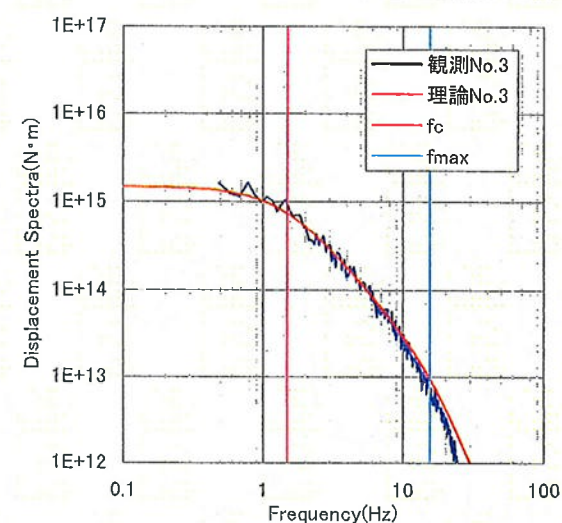
No.1

f_c : 0.8Hz
 f_{max} : 16.3Hz
 s : 1.00



No.2

f_c : 1.3Hz
 f_{max} : 21.8Hz
 s : 1.48



No.3

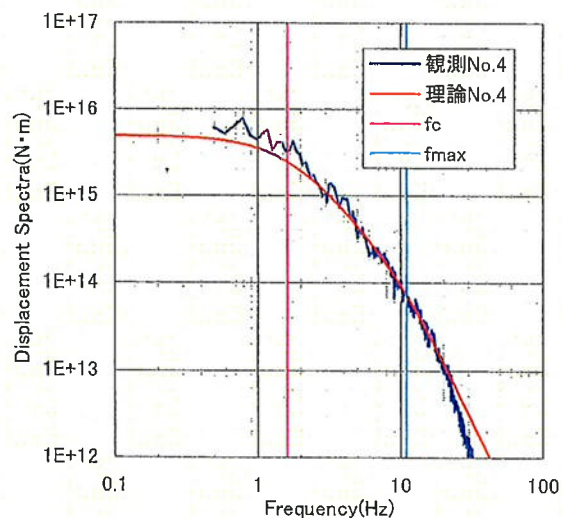
f_c : 1.5Hz
 f_{max} : 15.6Hz
 s : 1.93

2. 地盤減衰構造の評価

■ 推定されたコーナー周波数 f_c 及び高周波遮断周波数 f_{max} (地震No.4~6)

凡例

——: KiK-net地中観測記録による震源スペクトルの平均
 ——: 理論震源スペクトル
 —: f_c —: f_{max}

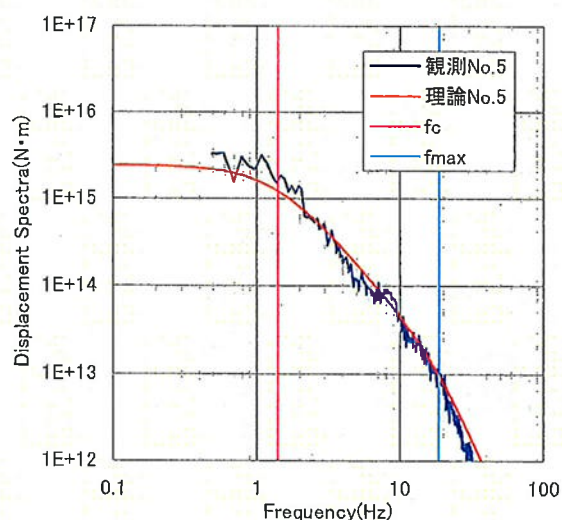


No.4

f_c : 1.6Hz

f_{max} : 10.9Hz

s : 1.45

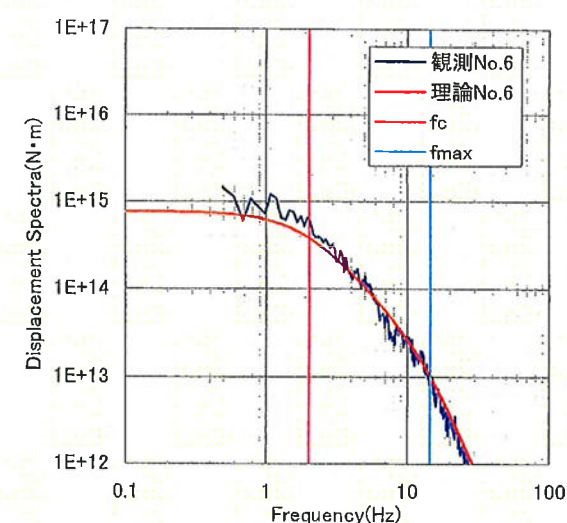


No.5

f_c : 1.4Hz

f_{max} : 18.4Hz

s : 1.78



No.6

f_c : 2.0Hz

f_{max} : 14.5Hz

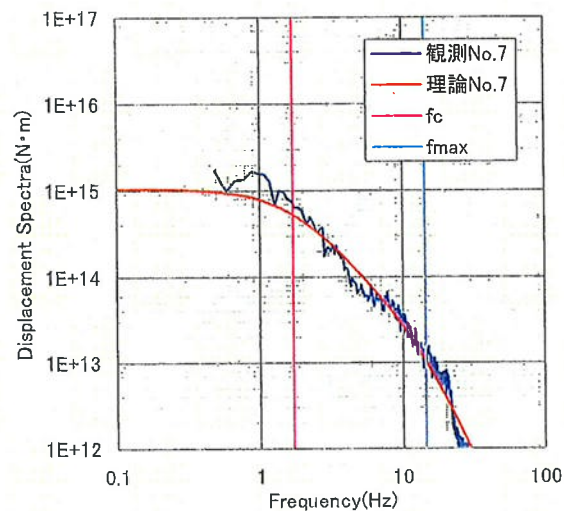
s : 1.82

2. 地盤減衰構造の評価

■ 推定されたコーナー周波数 f_c 及び高周波遮断周波数 f_{max} (地震No.7~9)

凡例

—: KiK-net地中観測記録による震源スペクトルの平均
—: 理論震源スペクトル
—: f_c —: f_{max}

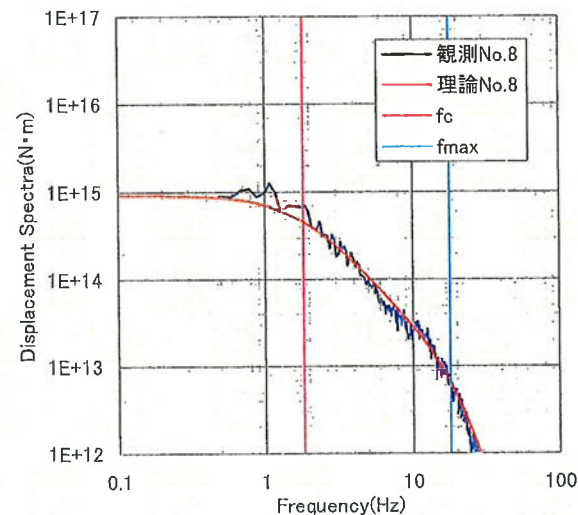


No.7

f_c : 1.7Hz

f_{max} : 14.2Hz

s : 1.65

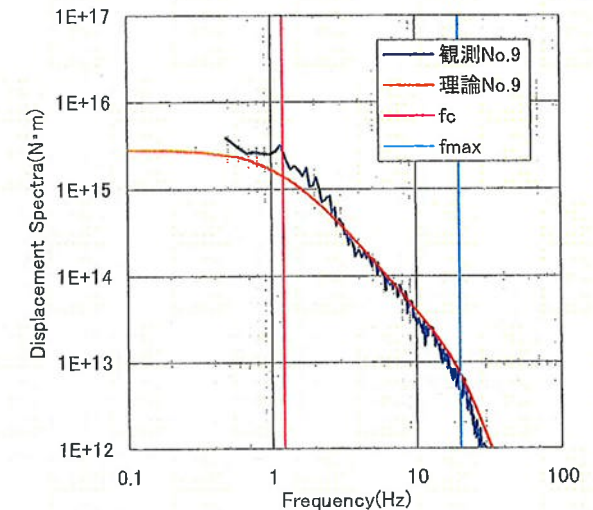


No.8

f_c : 1.8Hz

f_{max} : 17.7Hz

s : 2.61



No.9

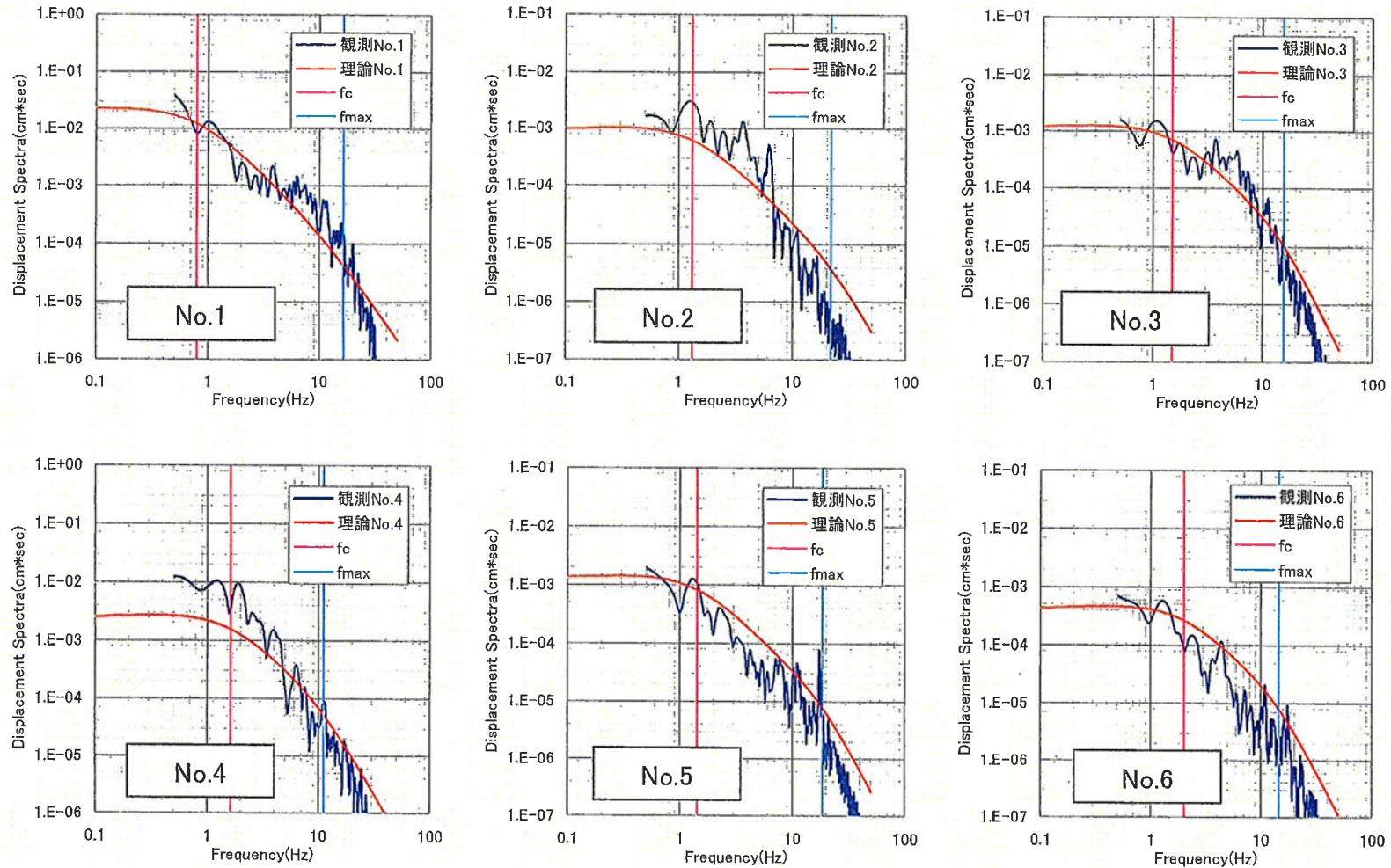
f_c : 1.2Hz

f_{max} : 20.0Hz

s : 2.68

2. 地盤減衰構造の評価

■もんじゅサイトにおける観測スペクトルと推定した震源パラメータに基づく基盤スペクトル

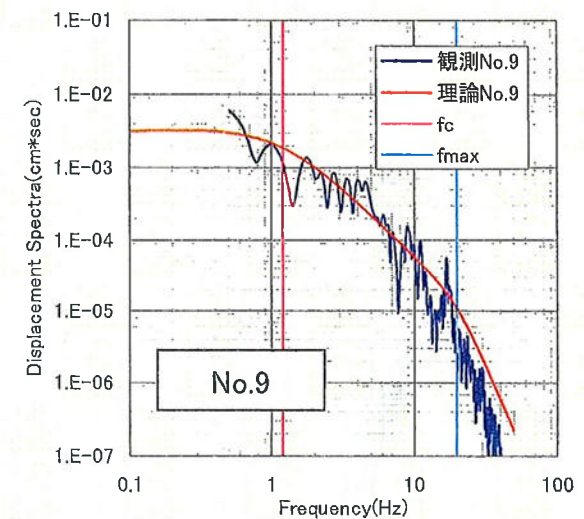
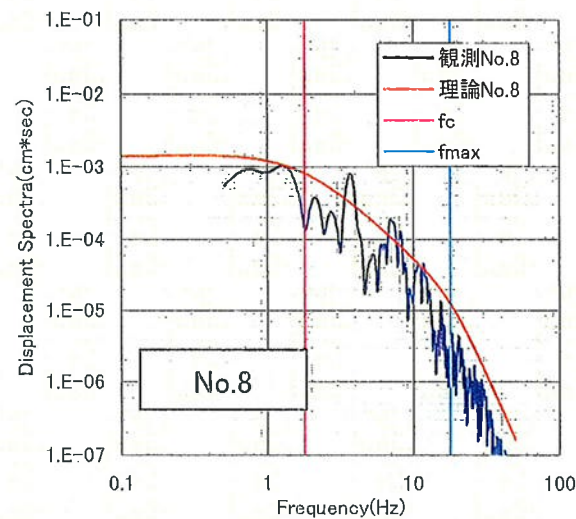
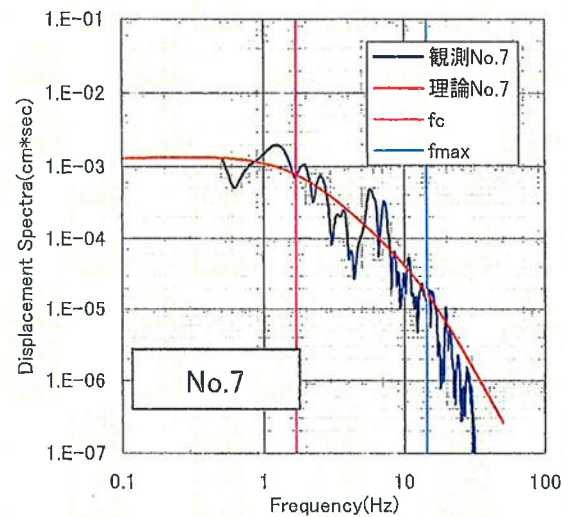


凡例:

- 基盤スペクトル (ω^{-2} 則に従う理論スペクトル)
- 観測スペクトル

2. 地盤減衰構造の評価

■ もんじゅサイトにおける観測スペクトルと推定した震源パラメータに基づく基盤スペクトル

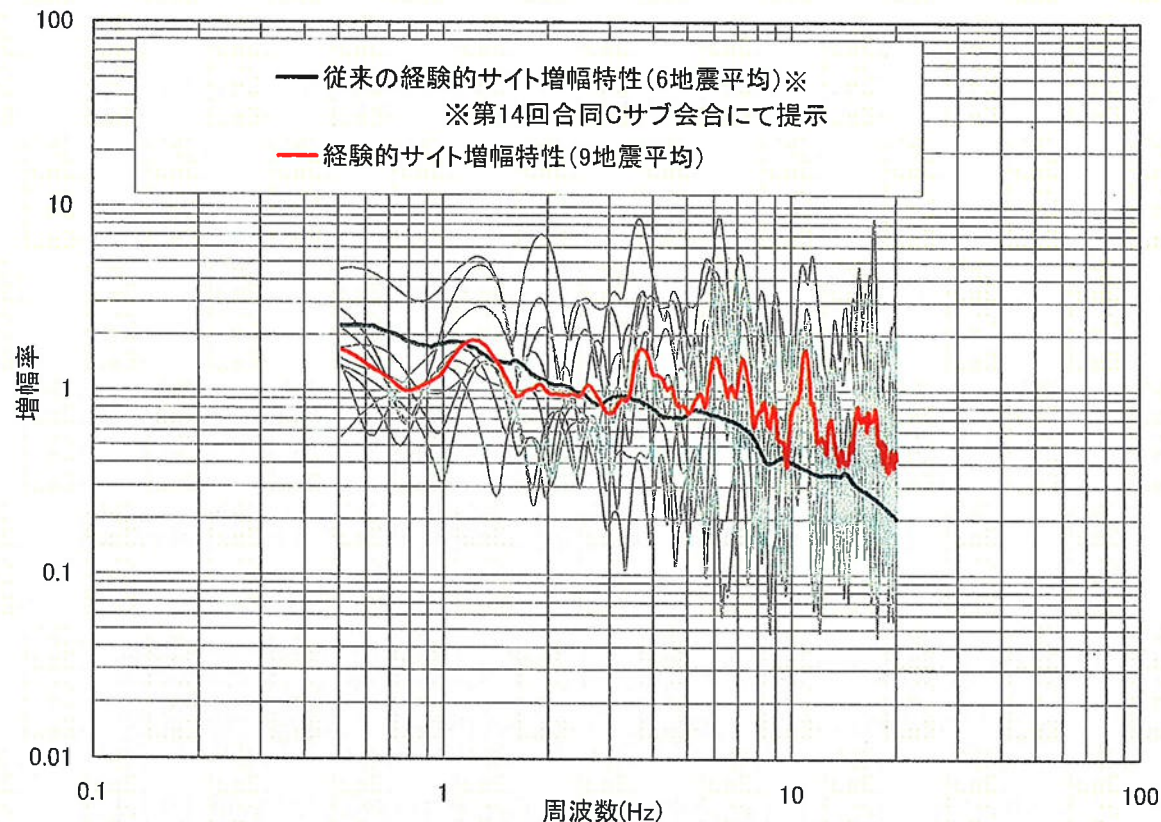


凡例:

- 基盤スペクトル (ω^{-2} 則に従う理論スペクトル)
- 観測スペクトル

2. 地盤減衰構造の評価

■求めた経験的サイト増幅特性



fc推定値の比較

(単位:Hz)

| 地震番号 | 再評価 | 従来評価 |
|------|-----|------|
| 1 | 0.8 | 1.6 |
| 2 | 1.3 | 2.3 |
| 3 | 1.5 | 2.7 |
| 4 | 1.6 | 1.8 |
| 5 | 1.4 | 2.3 |
| 6 | 2.0 | 3.3 |
| 7 | 1.7 | 3.0 |
| 8 | 1.8 | 3.2 |
| 9 | 1.2 | 2.2 |

■再評価したもんじゅサイトの経験的サイト増幅特性は、従来の結果と比較して全体に大きくなった。これは複数のKiK-net地中観測記録からもとめた震源スペクトルを用いて震源パラメータ(コーナー周波数 f_c)を推定した結果、従来の推定値より低周波数側に推定されたことによる。

2. 地盤減衰構造の評価

■地盤モデルの検討

- 再評価したもんじゅサイトの経験的サイト増幅特性を基本とする。
- 速度構造は、敷地内外で実施された調査結果により得られたものを基本として、減衰定数を経験的サイト増幅特性に適合するように設定する。

■経験的サイト増幅特性との適合の確認について

- 経験的サイト増幅特性との適合の確認には、下式による残差による。

$$\text{残差} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\log(a) - \log(b) \right)^2$$

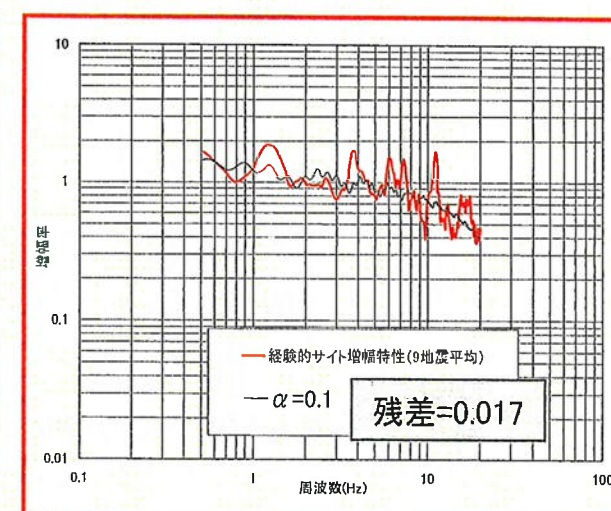
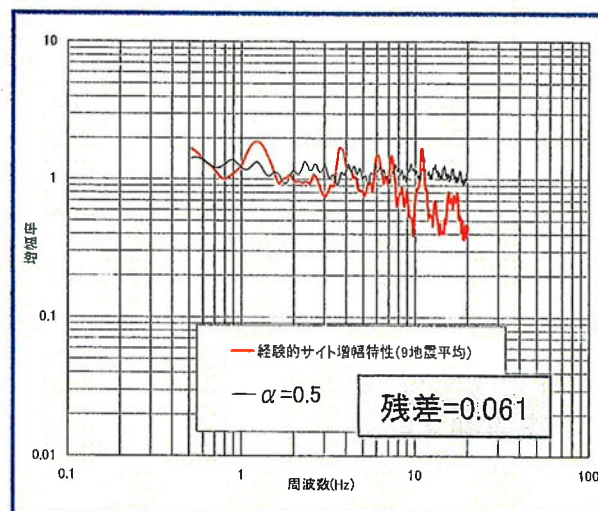
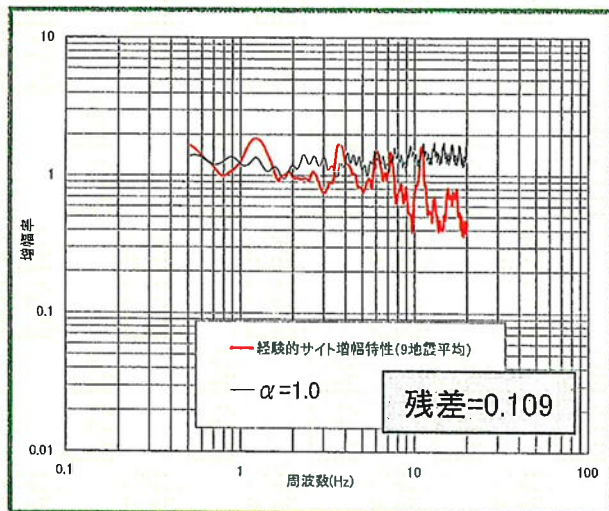
a: 経験的サイト増幅特性
b: 計算で求めた増幅特性

- 評価範囲については、観測記録の精度も勘案して評価範囲を2～20Hzとする。

2. 地盤減衰構造の評価

■ 減衰定数の周波数依存性について

- 再検討により求めた経験的サイト増幅特性に対して、地盤の各層の減衰定数を周波数依存性($h=h_0 f^{-\alpha}$)の関数モデルにて表されるものとする。
- 減衰定数の h_0 は後述の検討モデル①の値とし、周波数依存性を $\alpha=1.0$ 、 0.5 、 0.1 とモデル化した場合について、地震基盤から解放基盤への増幅率を求め、経験的サイト増幅特性と比較し周波数依存性の傾向について確認する。



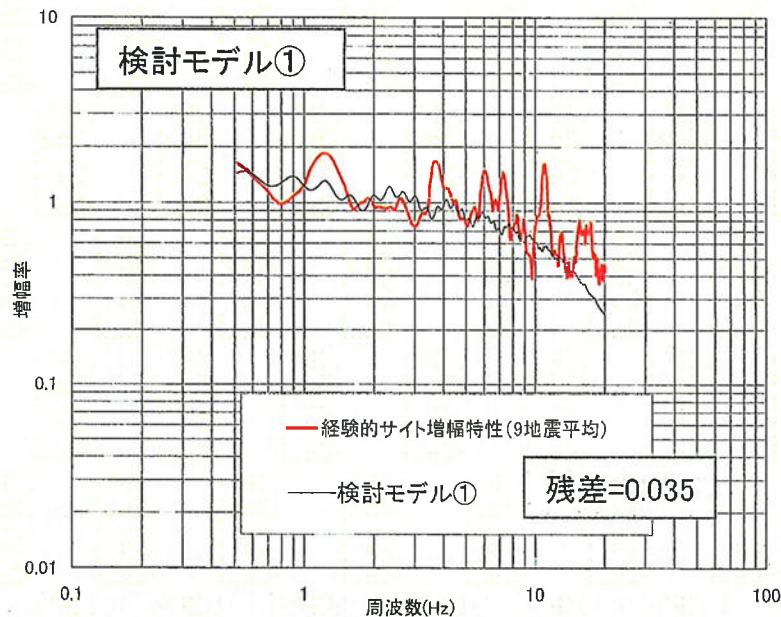
| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m^3) | S波速度
V_s
(m/s) | h_0 | $\alpha=1.0$ | $\alpha=0.5$ | $\alpha=0.1$ |
|-----------|-----------|---|-----------|--------------------------|------------------------|-------|--------------|--------------|--------------|
| | | | | | | | α | α | α |
| 0 | 5 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 0.030 | 1.0 | 0.5 | 0.1 |
| 33 | -28 | 2 | 597 | 2.6 | 2200 | 0.030 | | | |
| 630 | -625 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 0.005 | | | |
| 1400 | -1395 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 0.005 | | | |
| 4000 | -3995 | 5 | — | 2.7 | 3600 | 0.005 | | | |

- 再検討により求めた経験的サイト増幅特性に対して、減衰定数の周波数依存性は $\alpha=0.1$ の場合がより整合的であり、減衰定数の周波数依存性はほとんどないものと考えられる。

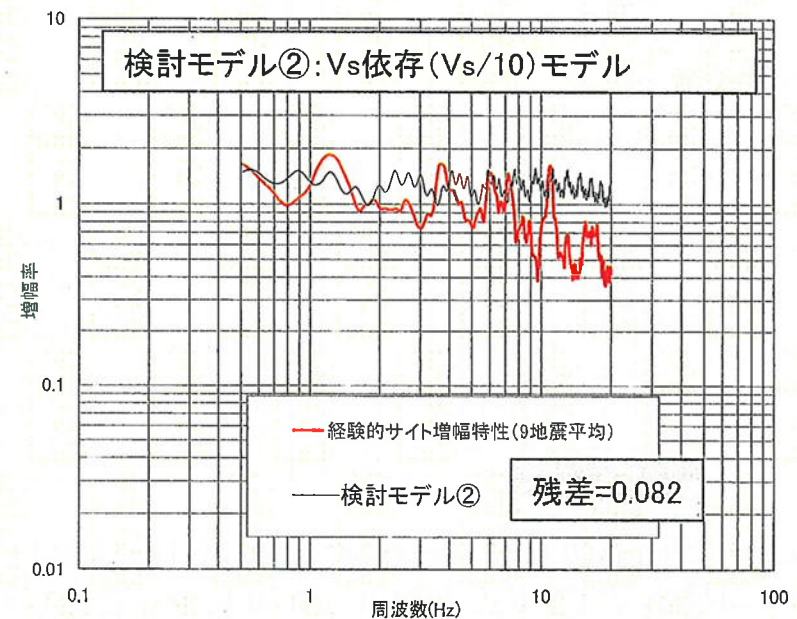
2. 地盤減衰構造の評価

■ 経験的サイト増幅特性に適合するように減衰定数を設定する。

- 経験的サイト増幅特性との適合性は、経験的サイト増幅特性(9地震による平均)と検討する地盤モデルの増幅特性との残差により確認する。
- 周波数依存性については、考慮しない。

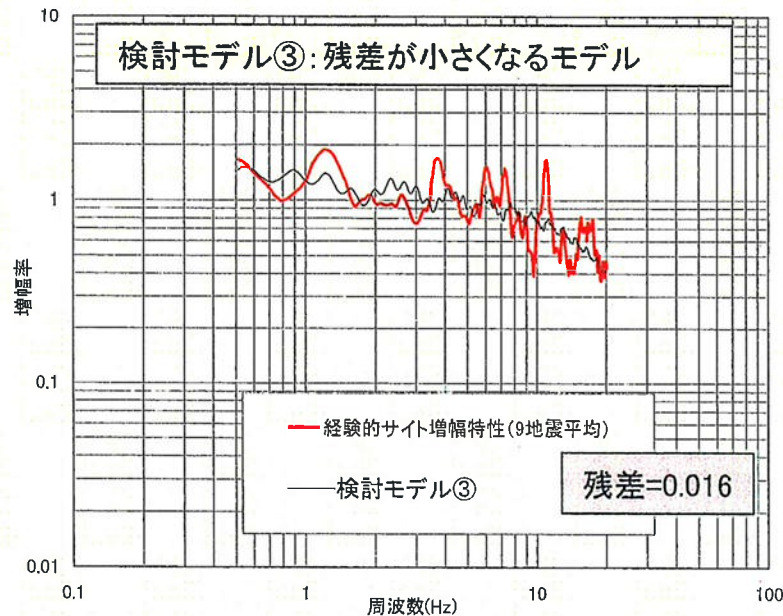


| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m^3) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|---|-----------|--------------------------|------------------------|------------------------|-------|-------------|
| 0 | 5 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | 16.7 | 3.0 |
| 33 | -28 | 2 | 597 | 2.6 | 2200 | 4600 | 16.7 | 3.0 |
| 630 | -625 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | 100.0 | 0.5 |
| 1400 | -1395 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | 100.0 | 0.5 |
| 4000 | -3995 | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | 100.0 | 0.5 |

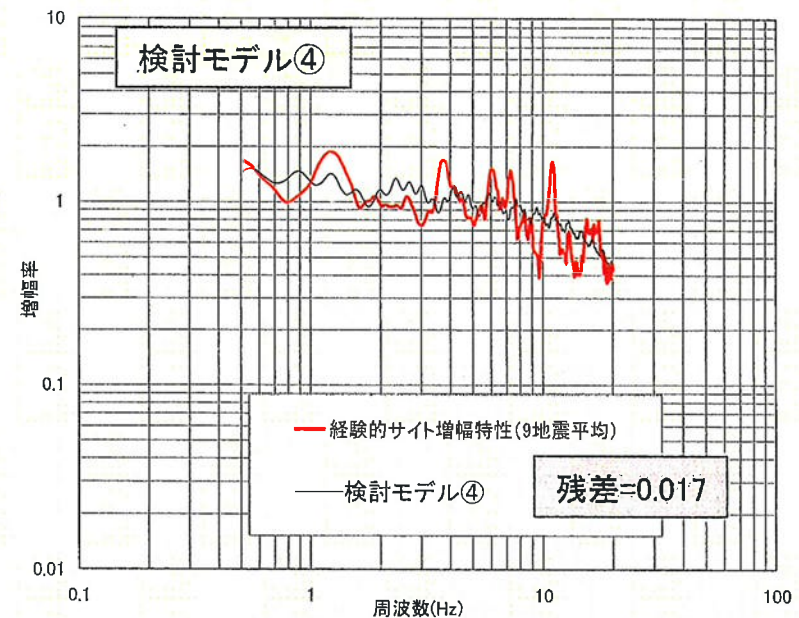


| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m^3) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|---|-----------|--------------------------|------------------------|------------------------|----------|-------------|
| 0 | 5 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | $V_s/10$ | 0.263 |
| 33 | -28 | 2 | 597 | 2.6 | 2200 | 4600 | $V_s/10$ | 0.227 |
| 630 | -625 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | $V_s/10$ | 0.179 |
| 1400 | -1395 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | $V_s/10$ | 0.161 |
| 4000 | -3995 | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | $V_s/10$ | 0.139 |

2. 地盤減衰構造の評価

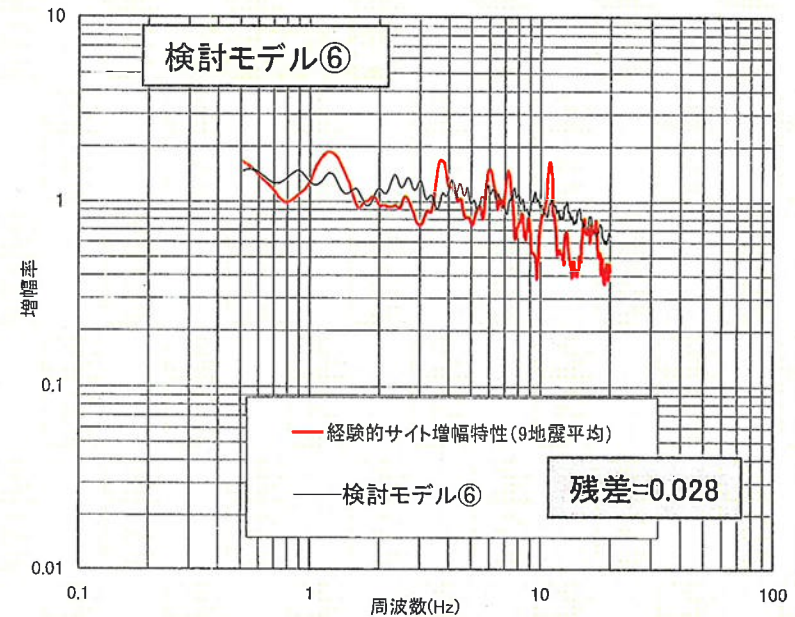
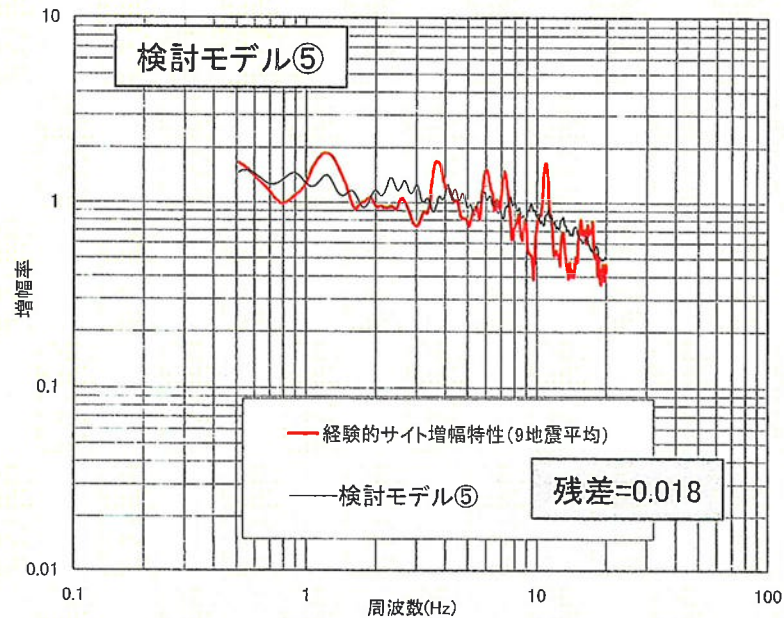


| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m <sup>3</sup>) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|----|-----------|----------------------------------|------------------------|------------------------|-------|-------------|
| 0 | 5 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | 16.7 | 3.0 |
| 33 | -28 | 2 | 167 | 2.6 | 2200 | 4600 | 16.7 | 3.0 |
| 200 | -195 | 2' | 430 | 2.6 | 2200 | 4600 | 50.0 | 1.0 |
| 630 | -625 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | 100.0 | 0.5 |
| 1400 | -1395 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | 100.0 | 0.5 |
| 4000 | -3995 | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | 100.0 | 0.5 |



| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m <sup>3</sup>) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|----|-----------|----------------------------------|------------------------|------------------------|-------|-------------|
| 0 | 5 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | 16.7 | 3.0 |
| 33 | -28 | 2 | 167 | 2.6 | 2200 | 4600 | 16.7 | 3.0 |
| 200 | -195 | 2' | 430 | 2.6 | 2200 | 4600 | 100.0 | 0.5 |
| 630 | -625 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | 100.0 | 0.5 |
| 1400 | -1395 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | 100.0 | 0.5 |
| 4000 | -3995 | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | 100.0 | 0.5 |

2. 地盤減衰構造の評価



| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m^3) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|---|-----------|--------------------------|------------------------|------------------------|-------|-------------|
| 0 | 5 | | | | | | | |
| 33 | -28 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | 16.7 | 3.0 |
| 630 | -625 | 2 | 597 | 2.6 | 2200 | 4600 | 50.0 | 1.0 |
| 1400 | -1395 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | 100.0 | 0.5 |
| 4000 | -3995 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | 100.0 | 0.5 |
| | | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | 100.0 | 0.5 |

| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m^3) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|---|-----------|--------------------------|------------------------|------------------------|-------|-------------|
| 0 | 5 | | | | | | | |
| 33 | -28 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | 100.0 | 0.5 |
| 630 | -625 | 2 | 597 | 2.6 | 2200 | 4600 | 100.0 | 0.5 |
| 1400 | -1395 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | 100.0 | 0.5 |
| 4000 | -3995 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | 100.0 | 0.5 |
| | | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | 100.0 | 0.5 |

- 地盤モデルの検討ケースを複数検討したところ、表層の減衰定数を小さくするに従って、残差は大きくなった。
- 検討したモデルの中で、モデル③が最も残差が小さく評価された。

2. 地盤減衰構造の評価

■地盤モデルの表層の減衰定数が3%程度になることの物理的意味について、以下に沿って検討した。

1) 岩盤の減衰定数に関する既往文献の調査

岩盤の減衰定数に関する知見のレビュー

地盤の不均質性と減衰定数の関連に関する知見の整理

2) もんじゅサイトの不均質性に関する検討

もんじゅサイトのPS検層データに基づく不均質強度の推定

既往検討による不均質強度と減衰定数との比較による考察

2. 地盤減衰構造の評価

■ 岩盤の減衰定数に関する知見

- Abercrombie (1997)によれば、南カリフォルニアのCajon峠におけるボアホール地震観測の結果から地表付近の3km以浅の減衰の平均で $Q_p \sim 27 \pm 8$ 、この近傍の花崗岩サイトで ~ 50 であり、 Q_s は両地点とも $Q_s \sim 21 \pm 7$ で、周波数に依存しないQ値モデルでよく表現できる。
- 同文献によるボアホールを用いた既往研究のまとめ(下表)は、Q値は地表付近で非常に小さくなり、その傾向は岩種に依らないことを示している。
- 同文献は、地表に向かって急激に増加する減衰の主要な理由として、散乱や摩擦による減衰に寄与する岩石中の割れ目が地表付近の上載圧減少に伴って増加することや、この作用に伴う物性の不均質性の増加と推定している。

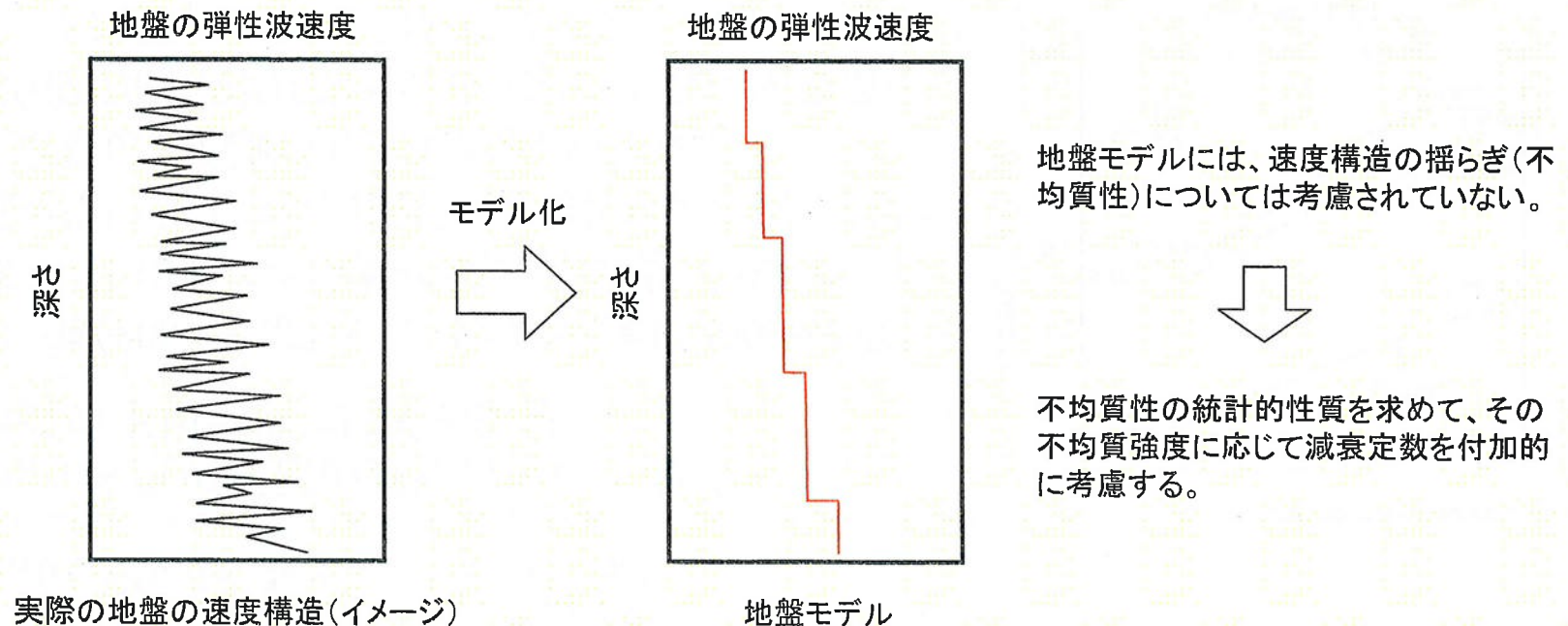
| 岩種 | 地点 | Q値
深度範囲(m) | Q_p | Q_s | 地震波速度深度範囲(m) / 速度(km/s) | | 出典 |
|---------|---------------|---------------|-------|-------|--|---|-------------------------------|
| | | | | | V_p | V_s | |
| オフィオライト | Oroville | 0-475 | - | 9 | 付近の代表値 / 5.8 | 付近の代表値 / 3.3 | Malin et al. (1988) |
| | | 375-475 | - | 11 | | | |
| 花崗岩 | Anza | 0-150 | 6.5 | 9 | 0-5 / 0.3
5-15 / 0.9
15-25 / 2.1
25-70 / 3.8
70-160 / 4.8
160- ∞ / 5.4 | 0-2.5 / 0.2
2.5-22.5 / 0.9
22.5-50 / 1.9
50-70 / 2.8
70- ∞ / 2.8 | Aster and Shearer
(1991) |
| | | 150-300 | 27 | 26 | | | |
| | Garner Valley | 0-220 | - | 12 | 0-5 / 0.4
5-45 / 2.03
45-150 / 2.46
150-220 / 5.5
(深度図読) | 0-18 / 0.22
18-45 / 0.58
45-150 / 1.31
150-220 / 2.5
(深度図読) | Archuleta et al. (1992) |
| 第三系 | Parkfield | 0-200 | 6-11 | 8-19 | 1-233 / 2.03
1-198 / 1.32 | 1-233 / 0.9
1-198 / 0.64 | Blakeslee and Malin
(1991) |
| | Parkfield | 0-300 | - | 10 | 0-300 / ~ 3.5
(速度図読、不均質) | - | Jongmans and Malin
(1995) |
| | | 0-1000 | - | 37 | 0-1000 / ~ 3.7
(速度図読、不均質) | - | |

Abercrombie (1997) Table 4と、出典論文の記載を踏まえ要約

2. 地盤減衰構造の評価

■速度構造の揺らぎと減衰定数との関連についての知見

- 鉛直アレイ観測記録から同定される地盤の減衰定数について、表層付近では、微小ひずみ域での履歴減衰(材料減衰)と比べて過大となる場合があることが知られている。
- これについて、佐藤(浩)・他(2007)、佐藤(浩)(2009)では、速度構造の不均質性が地震波の減衰の要因の一つであることが指摘されていることから、速度構造の揺らぎ(不均質性)に着目し、地盤の不均質性の統計的性質を求めて、物理的なメカニズムの検討を行っている。
- 不均質性を地盤モデルに導入することは、減衰定数を付加的に考慮することと等価であり、不均質性が大きい地点での地盤モデルでは、付加すべき減衰定数を大きく設定する必要がある。



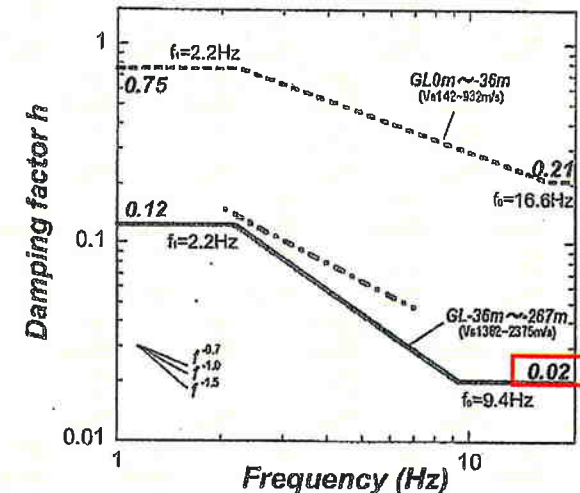
2. 地盤減衰構造の評価

■ Vs2000m/s程度の岩盤の減衰定数の下限値と速度構造の不均質性に関する知見

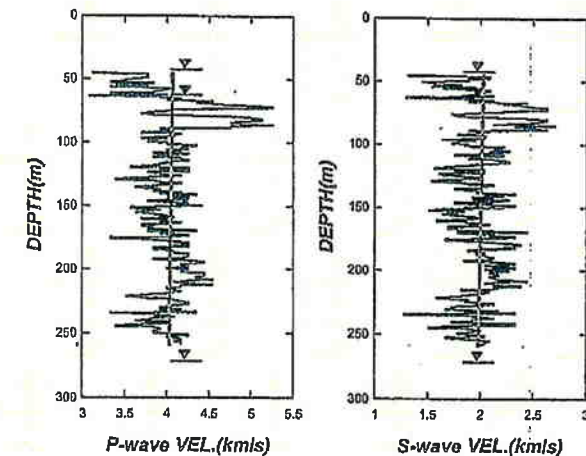
- 佐藤(浩)・他(2007)において、平均S波速度2000m/s程度の岩盤サイトにおける地盤の減衰定数を、鉛直アレイ観測記録を用いたスペクトル比の逆解析による同定結果から減衰定数の下限値を $h=0.02$ と求めている。
- また、同地盤のPS検層(約200m区間)による速度構造の解析から、不均質性の統計的性質を推定しており、統計的性質のうち不均質強度を支配しているとされている標準偏差 ε を、13.1%(0.131)と求めている。

検討地点のPS検層結果に基づく地盤のランダムな不均質性の統計的性質

| | 平均速度
(km/s) | 深さトレンド
(1/s) | スペクトル指数
α | ν | $a(m)$ | ε (%) |
|----------------|----------------|-----------------|---------------------|-------|--------|-------------------|
| P-wave
VEL. | 4.05 | -0.19 | 1.34 | 0.17 | 8.5 | 8.8 |
| S-wave
VEL. | 2.00 | -0.22 | 1.11 | 0.06 | 14.3 | 13.1 |



同定された地盤の減衰定数



検討地点におけるサスペンション速度検層による速度構造(▼は地震計位置、直線は深さ方向のトレンド)

※図・表は佐藤(浩)・他(2007)から抜粋

2. 地盤減衰構造の評価

■ 佐藤(浩)・他(2007)による不均質性の統計的性質の推定方法

- a. 対象データとなる速度検層データ $V(z)$ に対して、(1)式をフィッティングすることにより深さ方向に増加する漸増(トレンド)成分($V_0 + V_1 \cdot z$)を推定する。

$$V(z) = V_0 + V_1 \cdot z + \xi_0(z) \quad (1)$$

- b. 検層データから漸増成分を除去して $\xi_0(z)$ を求め、平均速度で無次元化することにより、速度構造の不均質(揺らぎ)のデータ $\xi(z)$ を抽出する。

$$\xi(z) = \frac{\xi_0(z)}{(V_0 + V_1 \cdot z)} \quad (2)$$

- c. 不均質データ $\xi(z)$ のパワースペクトル $P(k)$ を求め、 $P(k) \propto k^{-\alpha}$ を仮定したフィッティングから傾き α を求め、更にHurst指数 ν を次式(3)から求める。

$$\nu = \frac{\alpha - 1}{2} \quad (3)$$

- d. 不均質データ $\xi(z)$ の自己相関関数を求め、(4)式で示すフォンカルマン型の自己相関関数 $N(r)$ を仮定してフィッティングすることにより、標準偏差 ε 、相関距離 a を求める。なお、Hurst指数 ν については、c.で求めた値を用いる。

$$N(r) = \frac{\varepsilon^2 2^{1-\nu}}{\Gamma(\nu)} \left(\frac{|r|}{a} \right)^\nu K_\nu \left(\frac{|r|}{a} \right) \quad (4)$$

ここに、 r は相対的な距離、 K_ν は ν 次修正ベッセル関数、 Γ はガンマ関数である。

2. 地盤減衰構造の評価

■速度構造の不均質性と付加減衰に関する検討(佐藤, 2009)

- 佐藤(浩)(2009)では、速度構造の不均質性が地震波の減衰の要因の一つであることが指摘されていることから、不均質強度(ε)を指標とした深部地盤モデルによる理論地盤増幅特性と経験的サイト増幅特性の比較を行い、特に高周波数側で調和的なモデルを検討している。

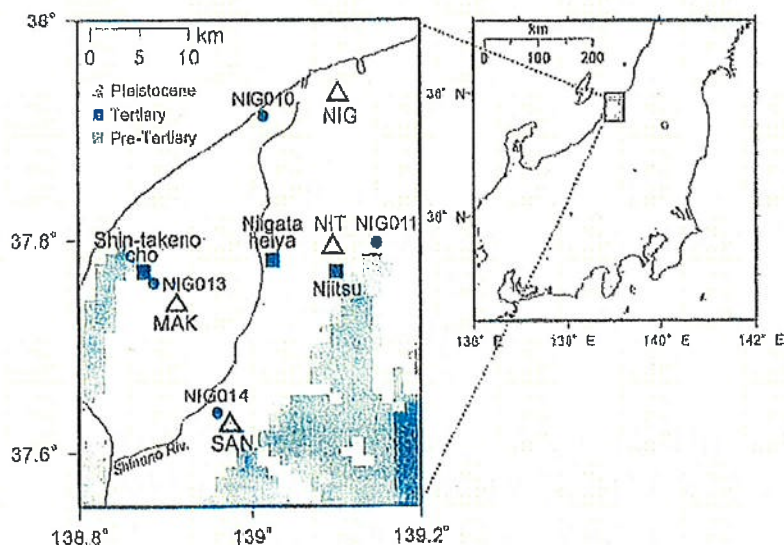
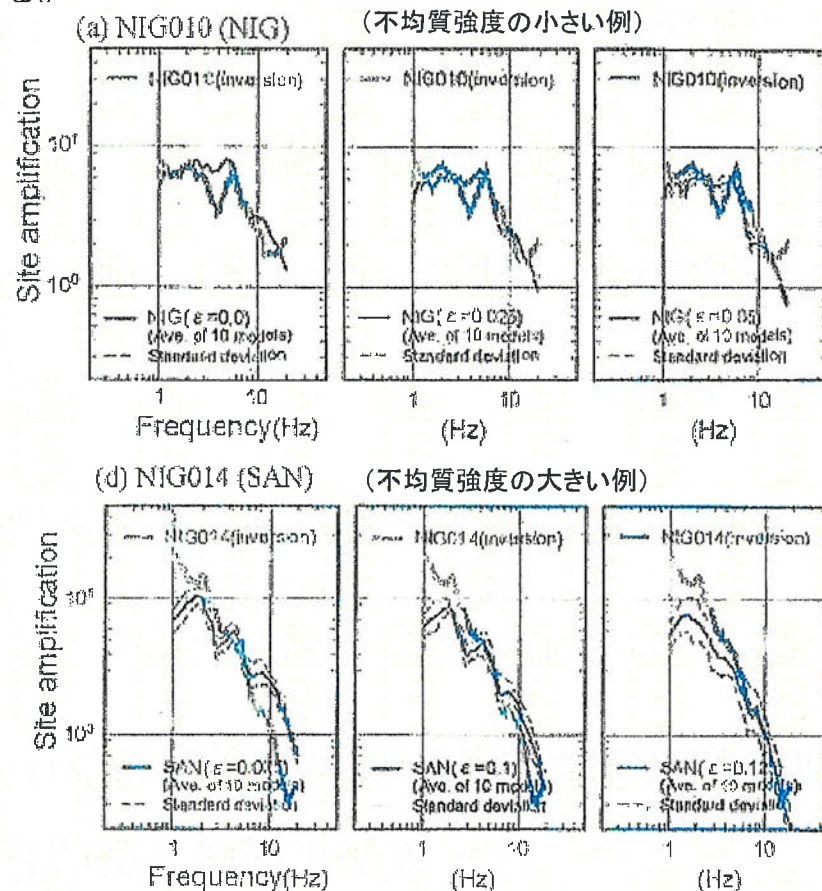


図6 新潟平野中央部における観測点位置と表層地質<sup>31)</sup>
(●地震観測点, △微動アレイ観測点, 図基礎試錐)

新潟平野の検討地点

広帯域のサイト増幅特性で考慮すべき
不均質性の標準偏差(強度)の目安

| | NIG010
(NIG) | NIG011
(NIT) | NIG013
(MAK) | NIG014
(SAN) |
|----------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Standard deviation ε | 0 ~ 0.025 | 0.05 | 0.075 ~ 0.1 | 0.1 ~ 0.125 |



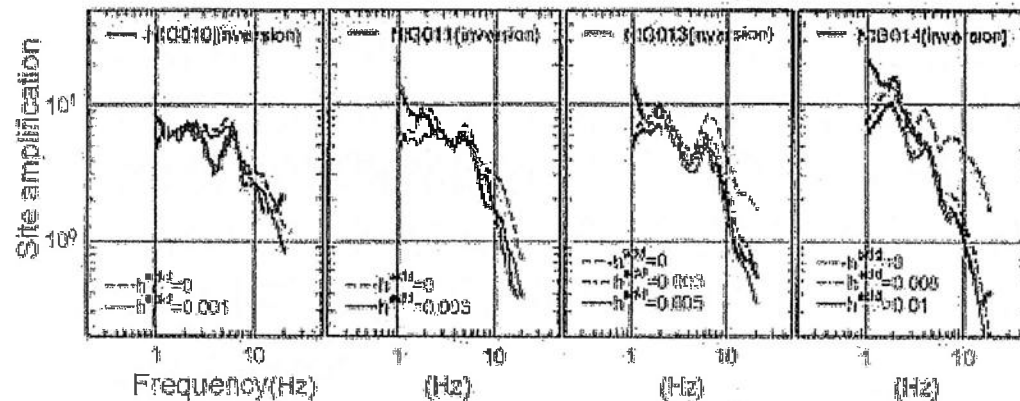
不均質強度(ε)を指標とした深部地盤モデルによる理論地盤増幅特性と経験的サイト増幅特性の比較の例

※図は佐藤・山中(2010)より抜粋

2. 地盤減衰構造の評価

■ 速度構造の不均質性と付加減衰に関する知見(続き)

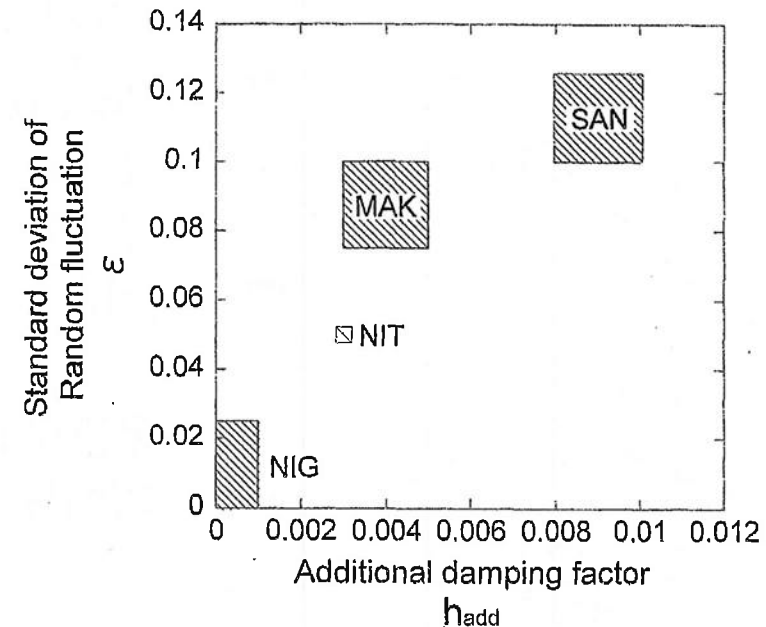
- 更に、不均質性の導入前の単純な深部地盤モデルに対して減衰定数のみを変化させた理論サイト増幅特性と経験的サイト増幅特性の比較を行い、高周波数側で調和的なモデル(付加減衰 h_{add})を検討している。
- 更に、各評価地点の付加減衰量 h_{add} と不均質強度 ε の関係を整理している。
- 以上の検討から、不均質強度 ε を指標として、設定すべき減衰定数の差異を予測できる可能性を示唆としている。



深部地盤モデルに減衰定数を付加した場合の理論サイト増幅特性と経験的サイト増幅特性の比較

広帯域のサイト増幅特性で考慮すべき
減衰定数の付加量

| | NIG010
(NIG) | NIG011
(NIT) | NIG013
(MAK) | NIG014
(SAN) |
|--|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Additional
damping
factor
h_{add} | 0 ~ 0.001 | 0.003 | 0.003 ~ 0.005 | 0.008 ~ 0.01 |

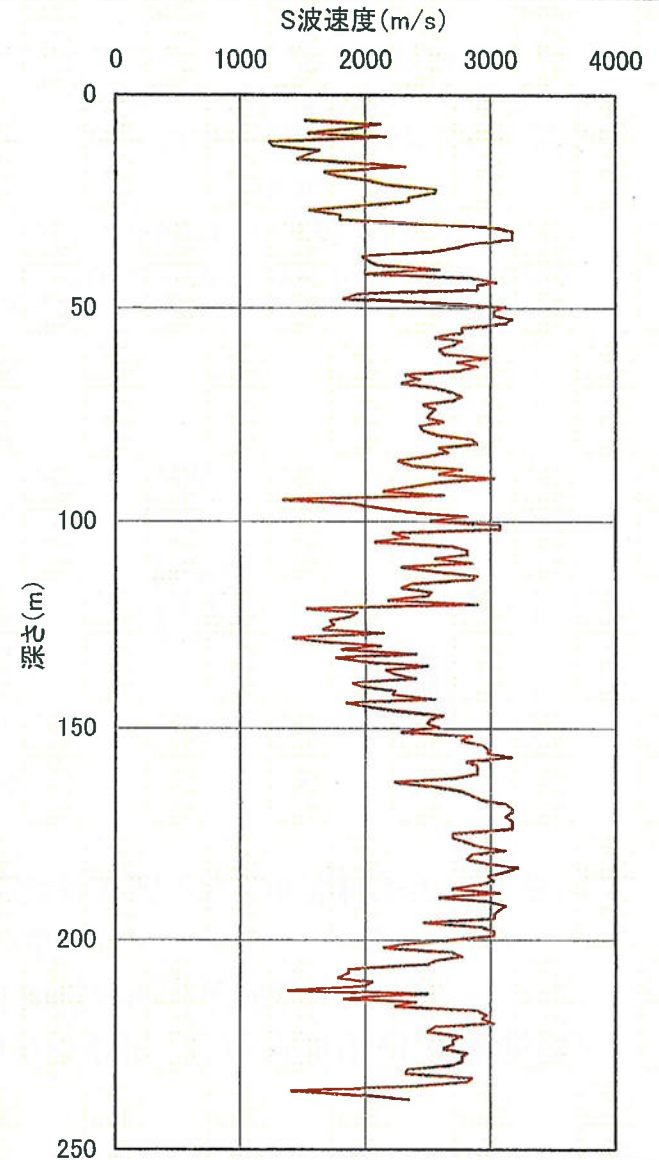
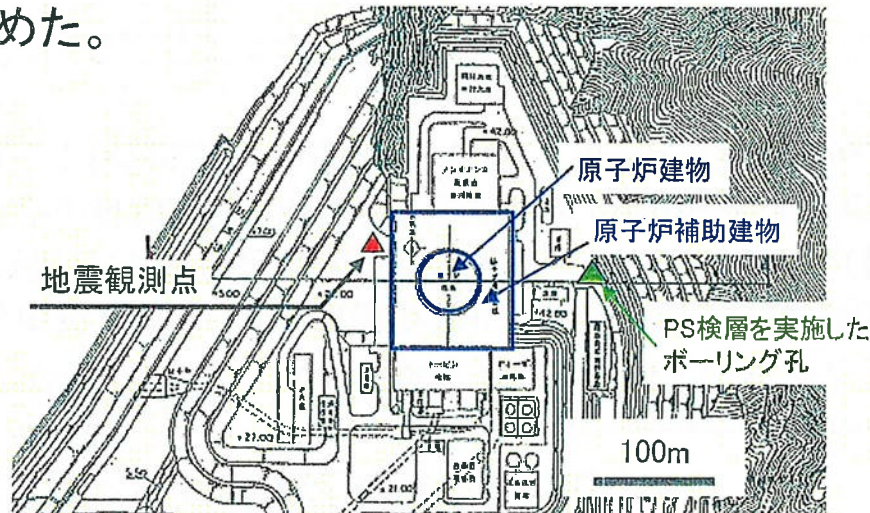


新潟平野地域での広帯域のサイト増幅特性評価において、考慮すべき深部地盤の不均質性強度(標準偏差 ε)とそれと等価な効果をもたらす減衰定数の付加量 h_{add} の関係

2. 地盤減衰構造の評価

■もんじゅサイトにおける比較的浅い部分の硬質岩盤の減衰定数について、地盤の速度構造の不均質性と減衰定数の関係について着目し、減衰定数の大きさに影響を及ぼす不均質強度の観点から検討した。

- 現状設定している地盤構造モデルにおいては、右図にみられるような速度構造の不均質性については考慮されていない。
- ここでは、佐藤(浩)・他(2007)に基づきもんじゅサイトにおけるPS検層データ(S波速度、200m区間)から、不均質性の統計的性質を示すパラメータを推定し、地盤の減衰定数の大きさに影響を及ぼす速度構造の不均質強度を求めた。



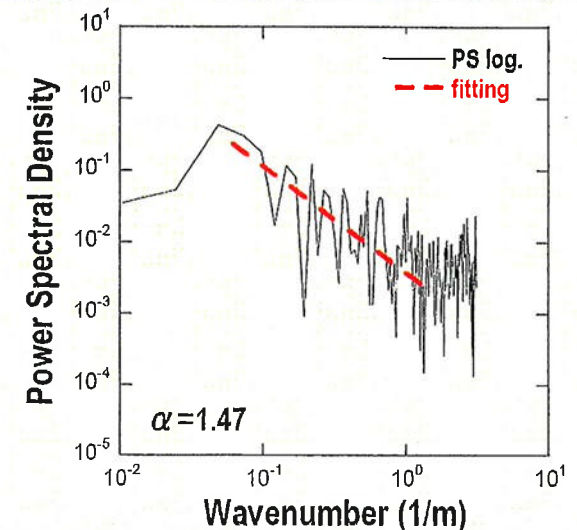
もんじゅサイトにおける
PS検層結果(S波速度)

2. 地盤減衰構造の評価

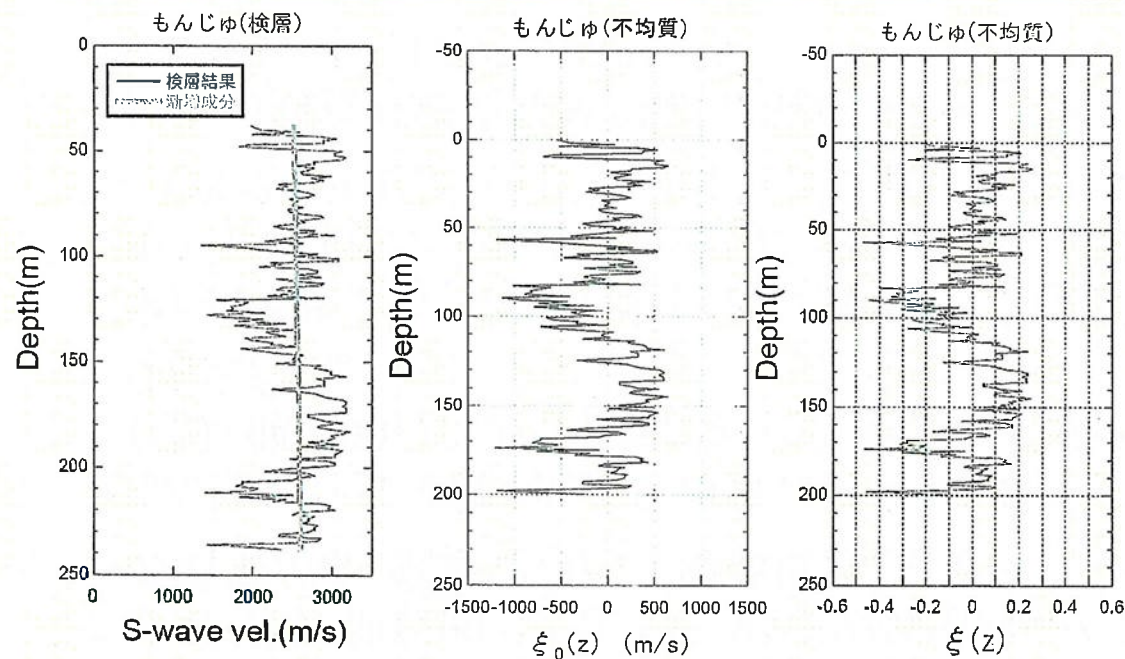
■不均質強度の解析結果

もんじゅのPS 検層(S 波速度)による不均質性の統計的性質の推定結果

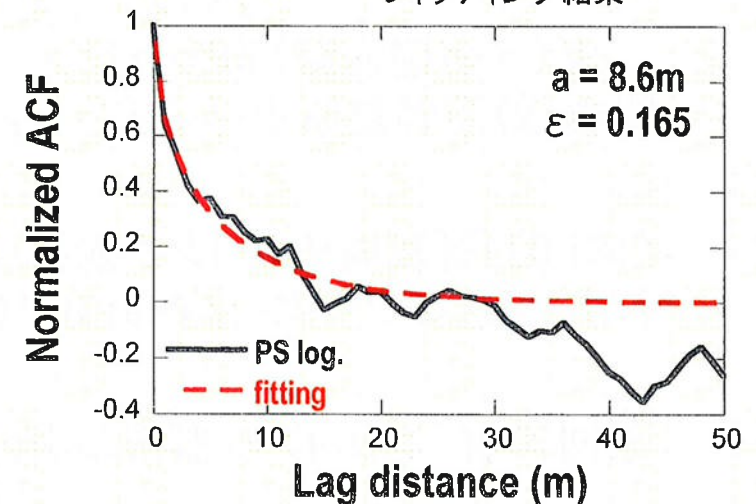
| 対象
データ
範囲(m) | 平均S波
速度
(km/s) | 漸増成分
の傾き
(1/s) | 相関
距離 a
(m) | Hurst
指数
ν | 標準
偏差
ε |
|--------------------|----------------------|----------------------|---------------------|----------------------|---------------------------|
| GL-38
~-238 | 2.56 | 0.43 | 8.6 | 0.24 | 0.165 |



不均質データのパワースペクトルと
フィッティング結果



検層データに対するフィッティング結果(左)と
抽出された不均質データ $\xi_0(z)$ (中)、 $\xi(z)$ (右)



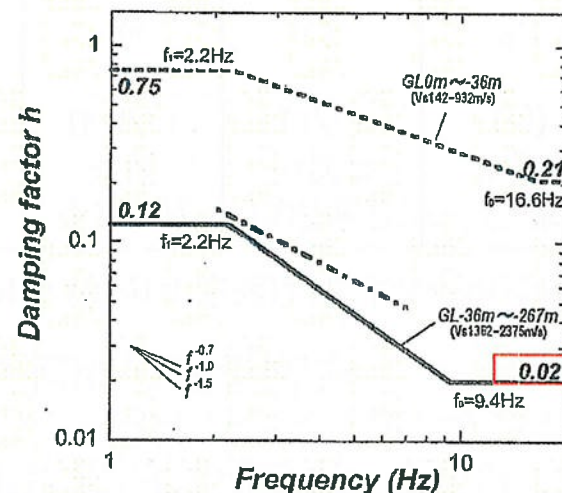
不均質データの自己相関関数とフィッティング結果

もんじゅサイトの不均質強度(標準偏差)は佐藤(浩)・他(2007)による平均S波速度2000m/s程度の岩盤サイトの値より大きい

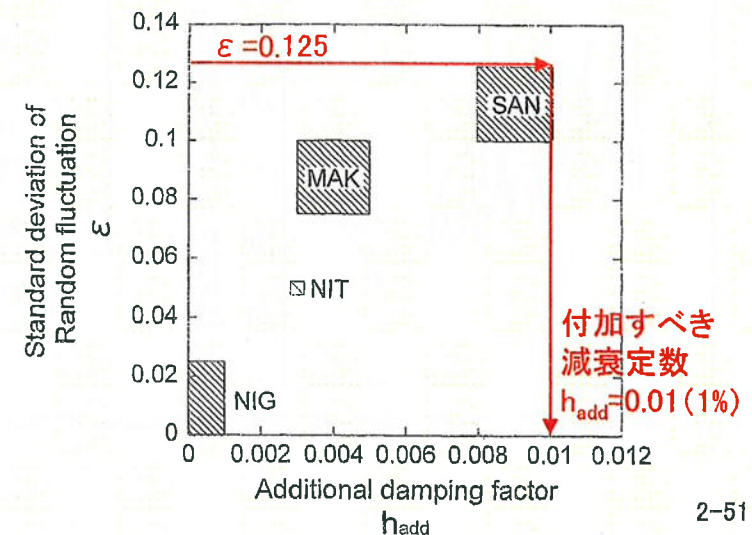
2. 地盤減衰構造の評価

■不均質強度に関する考察

- 佐藤(浩)・他(2007)による平均S波速度2000m/s程度の岩盤サイトでは、地盤同定の結果から、減衰定数の下限値は2%としている。
- もんじゅサイトで評価した不均質強度(標準偏差 ε)は0.165となった。この値は、佐藤(浩)・他(2007)による平均S波速度2000m/s程度の岩盤サイトの不均質強度0.131よりも大きい。
- また、佐藤(浩)(2009)において、速度構造の揺らぎから求めた不均質強度(標準偏差 ε)は付加すべき減衰定数と比例するとしており、不均質強度(標準偏差 ε)が0.125程度の地点では、付加すべき減衰定数を1%程度としている。
- 以上の知見及び検討結果を合わせて考察すると、もんじゅサイトの表層の減衰定数として少なくとも3%程度となりうる。



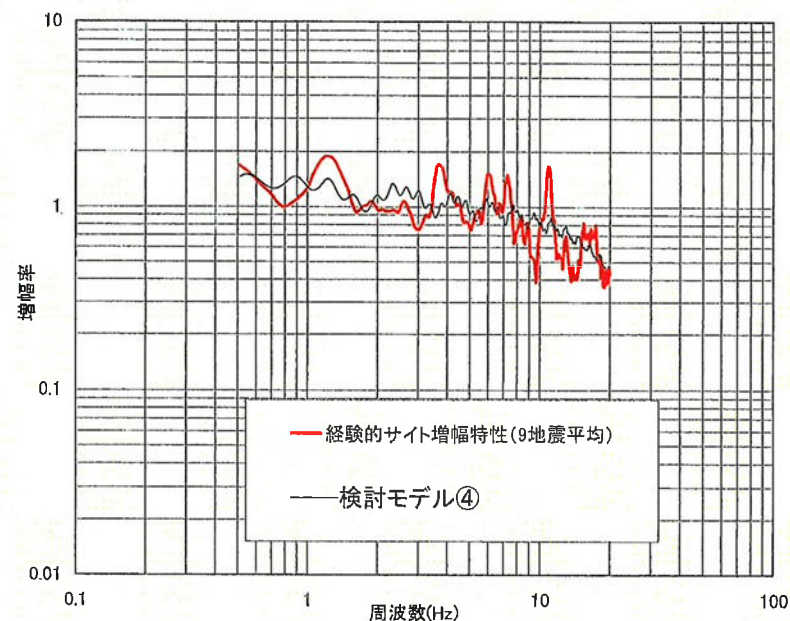
平均S波速度
2000m/s程度の
岩盤サイトにおける
減衰定数の下限値
 $h=0.02$ (2%)



2. 地盤減衰構造の評価

■ 検討結果

- 再評価した経験的サイト増幅特性に適合する地盤モデルについて、残差を指標とし減衰定数を変えて検討した結果、前述の検討モデル③が最もよく適合し、次いでモデル④、⑤であった。
- 表層部の減衰定数3%の物理的意味について、岩盤の減衰定数に関する既往文献の調査により表層の不均質性と減衰定数の関係に着目し、もんじゅのPS検層データから不均質強度を求めたところ、不均質性による付加減衰を考慮すると3%程度の値となり得る結果が示された。
- 合同Cサブ会合においては、表層部についてPS検層データの検討から示される範囲はその値を用いて、不明なところは保守的な値を用いるべきではないかとのご意見を頂いた。
- 上記の検討結果及び国の委員会審議を踏まえ、もんじゅサイトの地震動評価に用いる地盤モデルとして右図に示すモデルを適用する。



| 深さ
(m) | EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m <sup>3</sup>) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|-----------|----|-----------|----------------------------------|------------------------|------------------------|-------|-------------|
| 0 | 5 | 1 | 33 | 2.5 | 1900 | 4300 | 16.7 | 3.0 |
| 33 | -28 | 2 | 167 | 2.6 | 2200 | 4600 | 16.7 | 3.0 |
| 200 | -195 | 2' | 430 | 2.6 | 2200 | 4600 | 100.0 | 0.5 |
| 630 | -625 | 3 | 770 | 2.6 | 2800 | 5130 | 100.0 | 0.5 |
| 1400 | -1395 | 4 | 2600 | 2.6 | 3100 | 5310 | 100.0 | 0.5 |
| 4000 | -3995 | 5 | - | 2.7 | 3600 | 6270 | 100.0 | 0.5 |

3. 地震動評価に用いる地盤モデルの設定

■断層モデルを用いた地震動評価に用いる地盤モデルは、以下の方針で設定する。

○浅部地盤構造

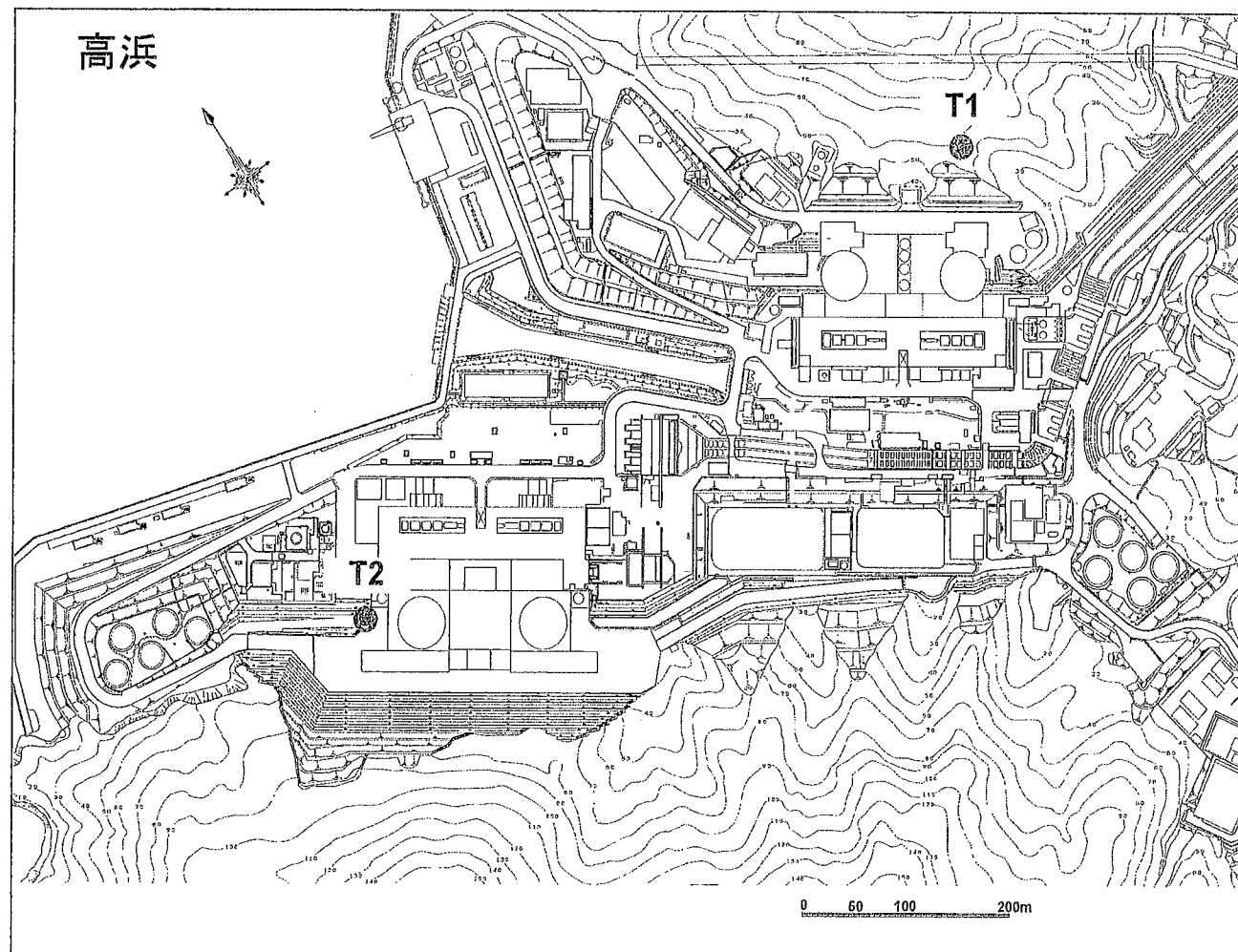
- 速度構造: 敷地内のPS検層結果等より設定
- 減衰定数: 佐藤(浩)他(2007,2009)の考え方を参考にして、敷地内のPS検層結果より得られた速度構造の不均質性データをもとに設定

○深部地盤構造

- 速度構造: 敷地周辺で実施した屈折法探査、微動アレー探査、地震計水平アレー観測及び地震波速度トモグラフィ解析結果に基づき設定
- 減衰定数: 上記調査結果は、若狭地域の深部地盤構造を表したものであることや、これまでの合同Cサブ会合における審議を踏まえ、もんじゅサイトの経験的サイト増幅特性やそれに対応する地盤モデルを参照して、減衰定数0.5%(Q値100)を設定

3. 地震動評価に用いる地盤モデルの設定

- もんじゅと同様に、地盤の速度構造の不均質性と減衰定数の関係について着目し、不均質強度を評価する。

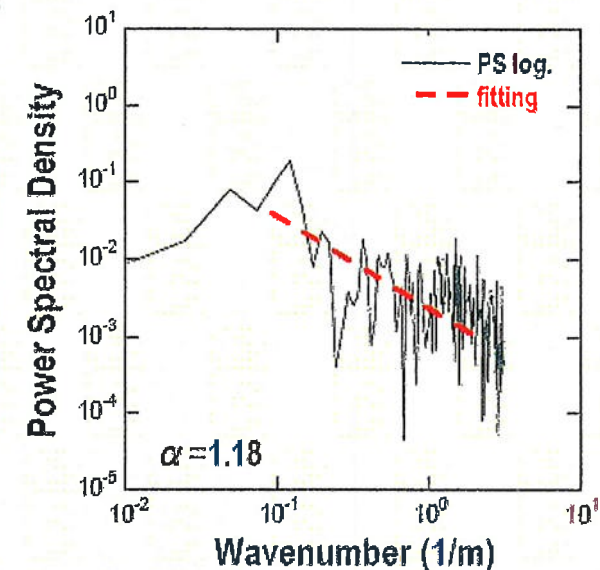


● : 不均質強度検討に使用したPS検層孔

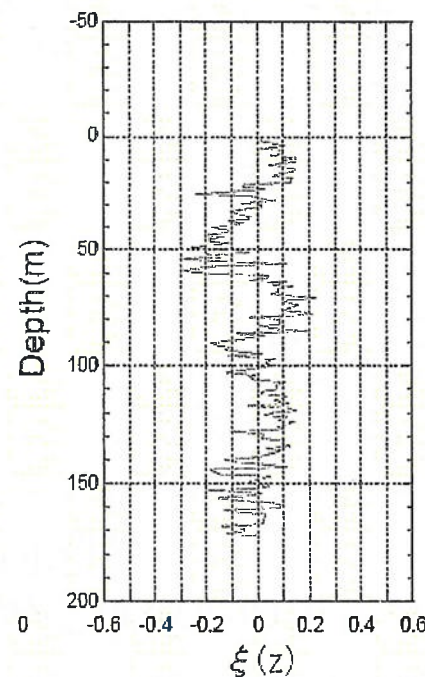
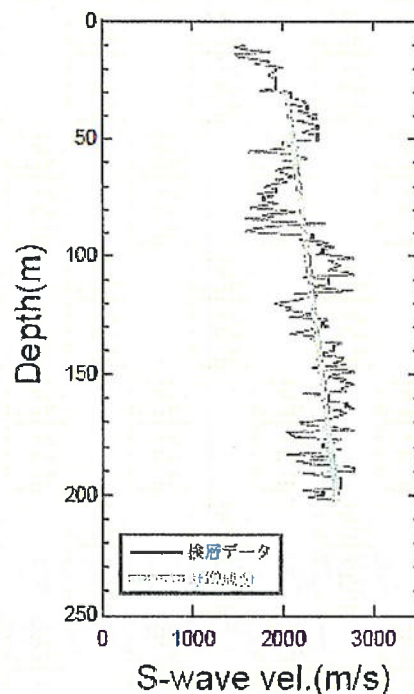
3. 地震動評価に用いる地盤モデルの設定

高浜発電所(T1孔)のPS 検層(S 波速度)による不均質性の統計的性質の推定結果

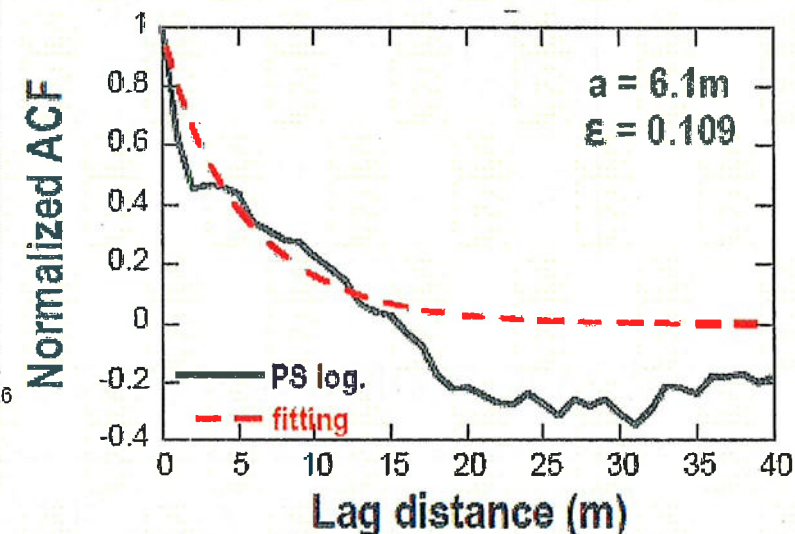
| 対象
データ
範囲(m) | 平均S波
速度
(km/s) | 漸増成分
の傾き
(1/s) | 相関
距離a
(m) | Hurst
指数
ν | 標準
偏差
ε |
|--------------------|----------------------|----------------------|------------------|----------------------|---------------------------|
| GL-30
~-202 | 2.3 | 3.18 | 6.1 | 0.42 | 0.109 |



不均質データのパワースペクトルと
フィッティング結果



検層データに対するフィッティング結果(左)と
抽出された不均質データ $\xi(z)$ (右)

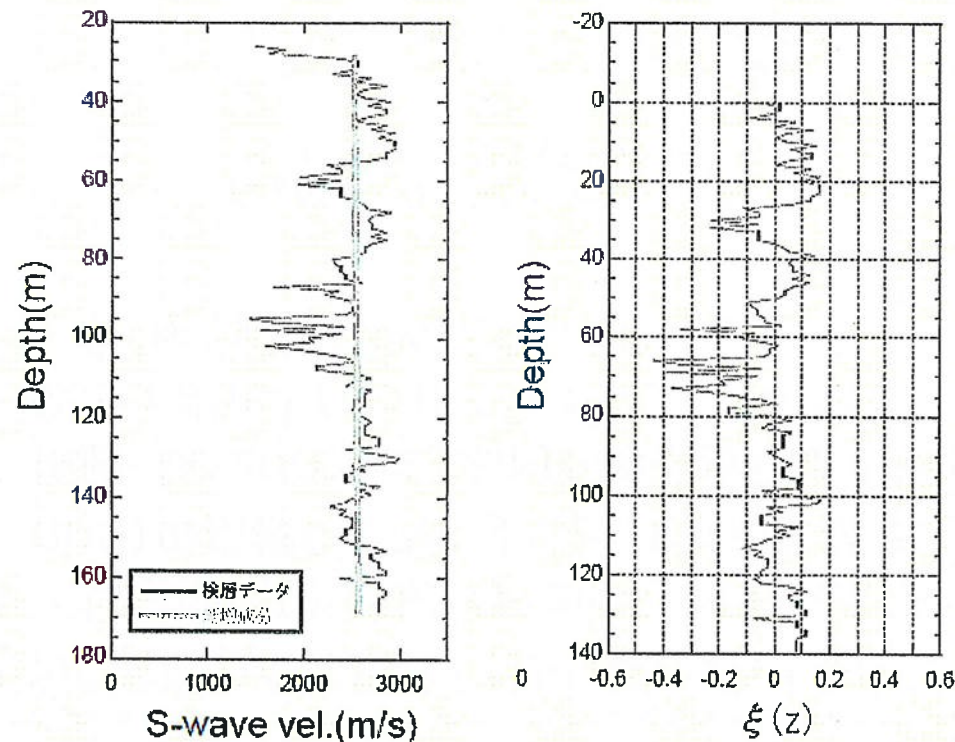


不均質データの自己相関関数とフィッティング結果

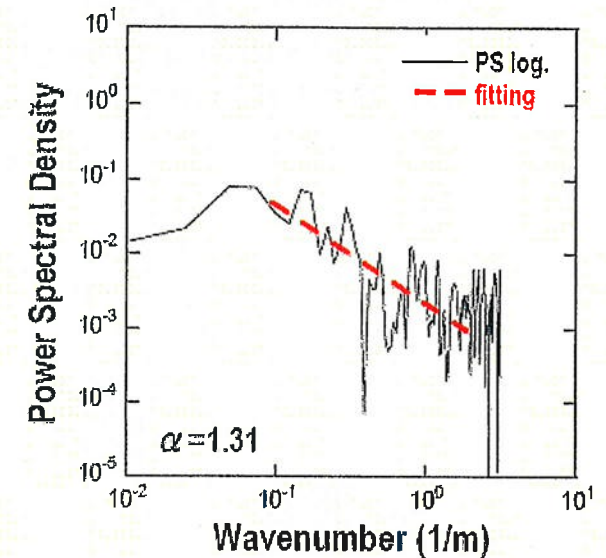
3. 地震動評価に用いる地盤モデルの設定

高浜発電所(T2孔)のPS 検層(S 波速度)による不均質性の統計的性質の推定結果

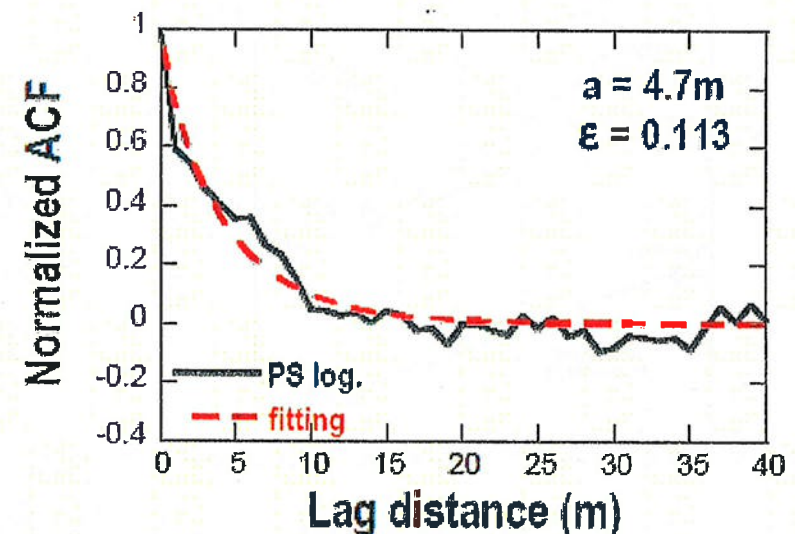
| 対象
データ
範囲(m) | 平均S波
速度
(km/s) | 漸増成分
の傾き
(1/s) | 相関
距離a
(m) | Hurst
指数
ν | 標準
偏差
ε |
|--------------------|----------------------|----------------------|------------------|----------------------|---------------------------|
| GL-29
~-168 | 2.54 | 0.36 | 4.7 | 0.40 | 0.113 |



検層データに対するフィッティング結果(左)と
抽出された不均質データ $\xi(z)$ (右)



不均質データのパワースペクトルと
フィッティング結果



不均質データの自己相関関数とフィッティング結果 2-56

3. 地震動評価に用いる地盤モデルの設定

■速度構造の不均質性と付加減衰に関する考察

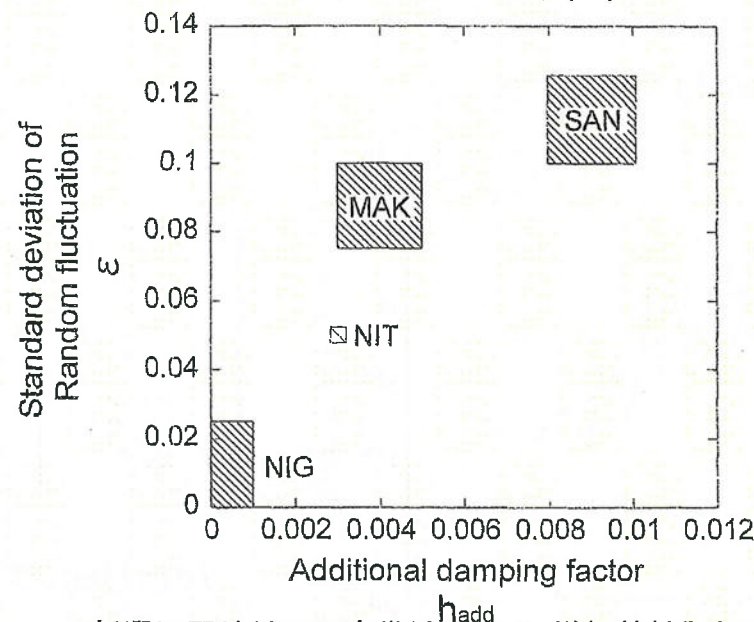
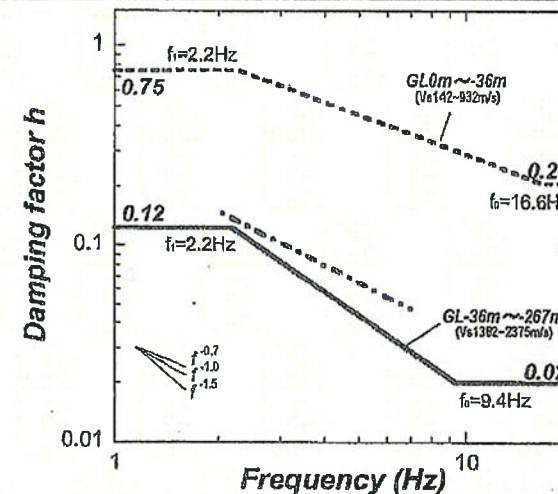
- 不均質強度(標準偏差)は0.11程度であり、佐藤(2009)の指標を参考にすると、大きめの数字である。
- 佐藤・他(2007)による同等の速度構造の減衰定数の下限値と合わせて考えると表層の減衰定数はもんじゅと同等(3%)と考えられる。

広帯域のサイト増幅特性で考慮すべき
不均質性の標準偏差(強度)の目安

| | NIG
(NIG010) | NIT
(NIG011) | MAK
(NIG013) | SAN
(NIG014) |
|--|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Standard
deviation
ε | 0 ~ 0.025 | 0.05 | 0.075 ~ 0.1 | 0.1 ~ 0.125 |

広帯域のサイト増幅特性で考慮すべき
減衰定数の付加量

| | NIG
(NIG010) | NIT
(NIG011) | MAK
(NIG013) | SAN
(NIG014) |
|--|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Additional
damping
factor
h_{add} | 0 ~ 0.001 | 0.003 | 0.003 ~ 0.005 | 0.008 ~ 0.01 |

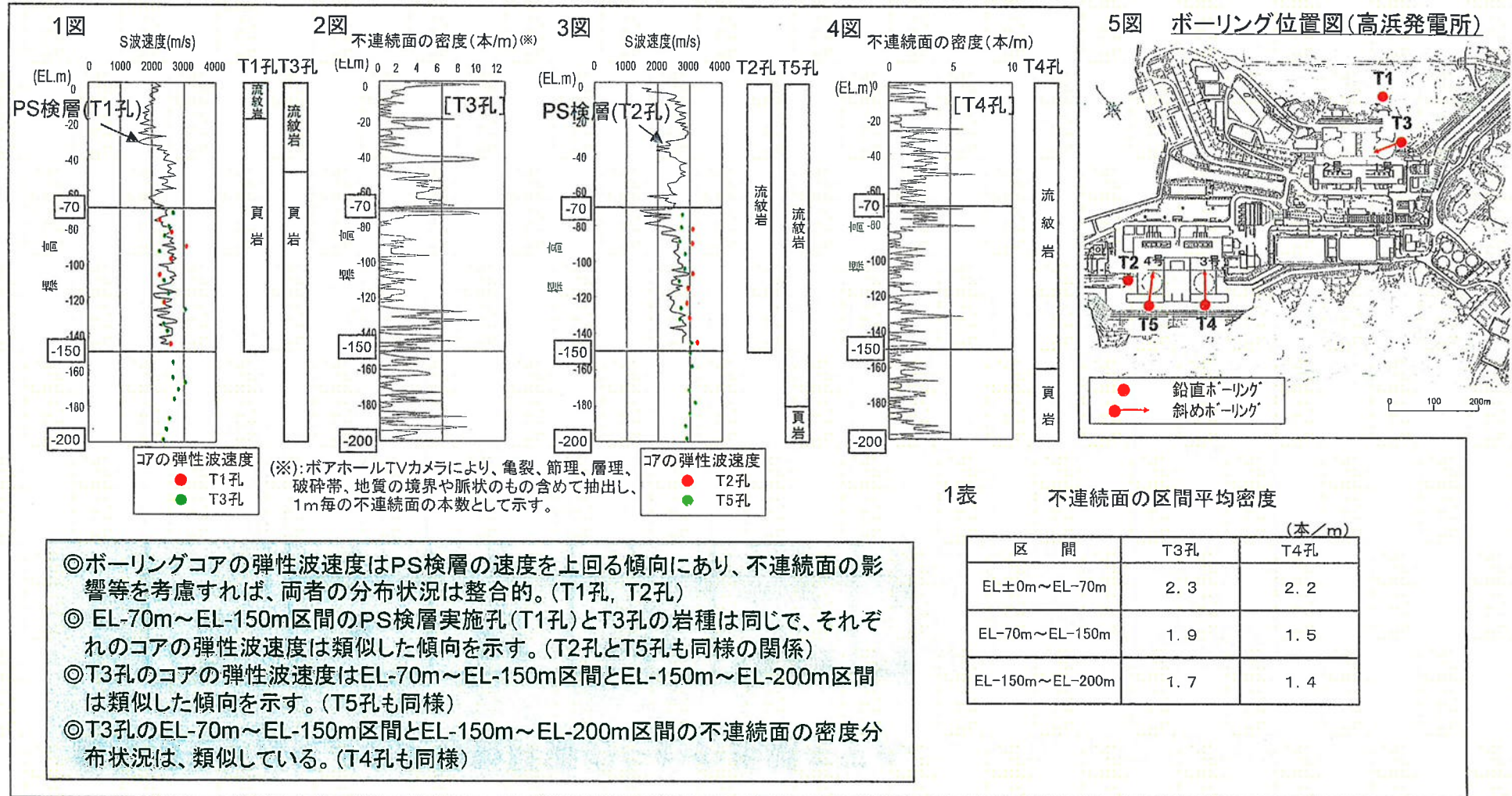


新潟平野地域での広帯域のサイト増幅特性評価において、
考慮すべき深部地盤の不均質性強度(標準偏差 ε)と
それと等価な効果をもたらす減衰定数の付加量 h_{add} の関係

※図・表は佐藤(浩)(2009)より抜粋

3. 地震動評価に用いる地盤モデルの設定

■速度構造の不均質性に関する検討(高浜 EL-150m~EL-200m)



・PS検層(サスペンション)のデータがないEL-150m~EL-200mの区間についても、その他の地質データから、EL-70m~EL-150m区間と類似した速度構造の不均質性を有すると判断。

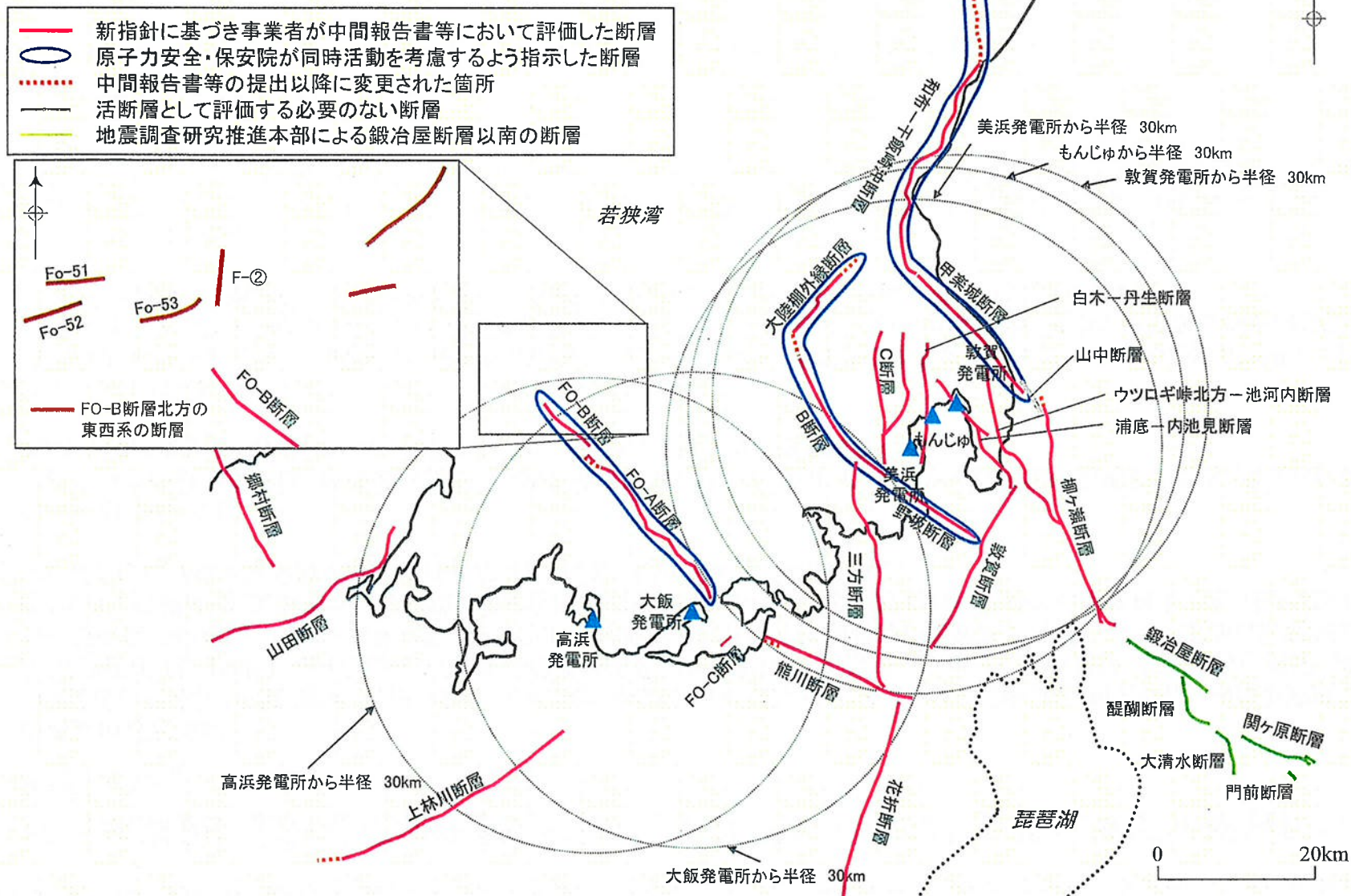
3. 地震動評価に用いる地盤モデルの設定

■断層モデルによる地震動評価のための地盤モデルを以下のとおり設定する

| EL
(m) | 層 | 層厚
(m) | 密度 ρ
(t/m^3) | S波速度
V_s
(m/s) | P波速度
V_p
(m/s) | Q_s | 減衰定数
(%) |
|-----------|----|-----------|---------------------------------|------------------------|------------------------|--------|-------------|
| 2 | 1 | 72 | 2.7 | 2,200 | 4,300 | 16.67 | 3.0 |
| -70 | 2 | 128 | 2.7 | 2,560 | 4,860 | 16.67 | 3.0 |
| -198 | 2' | 432 | 2.7 | 2,560 | 4,860 | 100.00 | 0.5 |
| -630 | 3 | 770 | 2.7 | 2,800 | 5,130 | 100.00 | 0.5 |
| -1400 | 4 | 2600 | 2.7 | 3,100 | 5,310 | 100.00 | 0.5 |
| -4000 | 5 | — | 2.7 | 3,600 | 6,270 | 100.00 | 0.5 |

4. 震源を特定して策定する地震動

若狭湾周辺の主な断層の分布



(注) 敷地から半径約30kmの範囲の主な断層について図示している。

4-1. 検討用地震の選定

■敷地周辺における主な地震を分類し、それぞれの地震が敷地に及ぼす影響について検討する。

○過去の被害地震

「最新版 日本被害地震総覧」に記載されている震度分布図及び気象庁が公表している震度分布図によると、敷地で震度Ⅴ以上であった地震には、1586年畿内・東海・東山・北陸諸道の地震、1662年山城・大和・河内・和泉・摂津・丹後・若狭・近江・美濃・伊勢・駿河・三河・信濃の地震、1891年濃尾地震、1927年北丹後地震及び1963年越前岬沖地震がある。また、被害地震から想定される地震について、規模 M と震央距離 Δ 及び敷地で想定される震度の関係から、上記5地震以外に敷地で震度Ⅴ以上であったと考えられる被害地震として、745年美濃の地震及び1185年近江・山城・大和の地震が挙げられる。

○内陸地殻内地震

震度Ⅴ以上の被害地震は、陸域の活断層との関連や地震の発生深さからして、いずれも内陸地殻内地震であると考えられる。抽出された被害地震と活断層について、規模と距離の観点から敷地への影響を検討する。

○プレート間地震

敷地周辺地域では、プレート間地震の可能性のあるものとして、1855年遠州灘の地震や1906年三重県沖の地震が発生している。また、南海トラフに沿って $M8$ クラスのプレート間地震が繰り返し発生しているが、これらの地震はいずれも敷地から200kmを超える範囲で発生しており、敷地で震度Ⅴ以上が想定される地震はないことから、敷地へ及ぼす影響は大きくない。

○海洋プレート内地震

敷地周辺地域では、沈み込んだフィリピン海プレート内で発生したと考えられる陸域のやや深い地震として1994年滋賀県中東部の地震等が該当し、それらの地震の多くが近畿中南部で発生しており、敷地で震度Ⅴ以上が想定される地震はないことから、敷地へ及ぼす影響は大きくない。

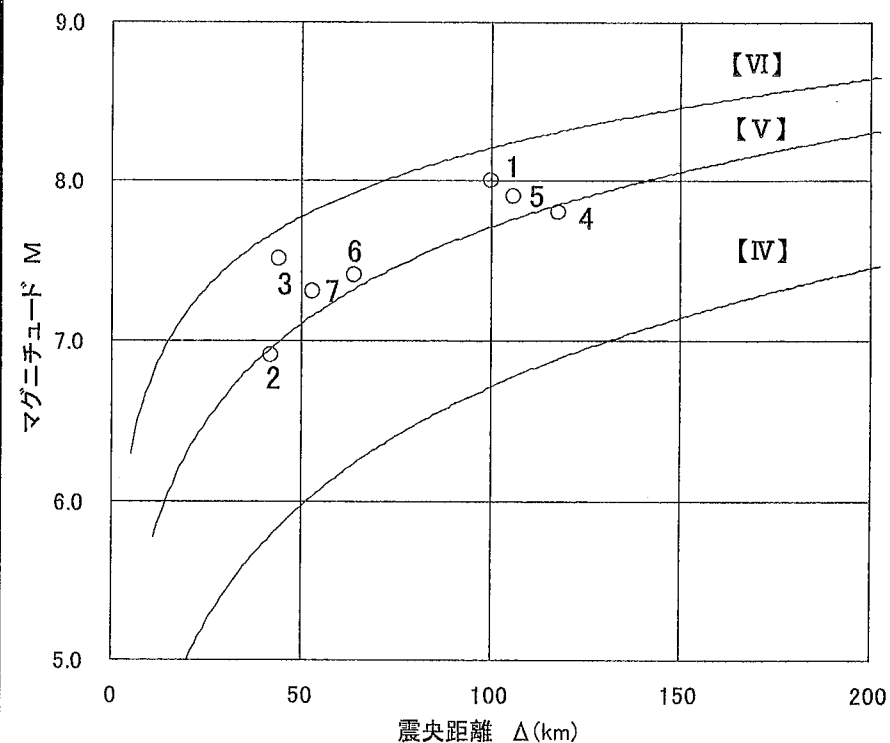
○その他の地震

敷地周辺地域では、上記3種類の地震のいずれにも分類されない特徴的な地震は発生していない。

4-1. 検討用地震の選定

■ 敷地に大きな影響を及ぼす被害地震

| 番号 | 年月日 | 規模
M | 震央
距離
(km) | 地名
(地震名) |
|----|------------|---------|------------------|--|
| 1 | 1891.10.28 | 8.0 | 100 | 愛知県・岐阜県
(濃尾地震) |
| 2 | 1963. 3.27 | 6.9 | 42 | 福井県沖
(越前岬沖地震) |
| 3 | 1662. 6.16 | 7.5 | 44 | 山城・大和・河内・和泉・摂
津・丹後・若狭・近江・美濃・
伊勢・駿河・三河・信濃 |
| 4 | 1586. 1.18 | 7.8 | 118 | 畿内・東海・東山・北陸諸道 |
| 5 | 745. 6. 5 | 7.9 | 106 | 美濃 |
| 6 | 1185.8.13 | 7.4 | 64 | 近江・山城・大和 |
| 7 | 1927. 3. 7 | 7.3 | 53 | 京都府北西部
(北丹後地震) |



【IV】、【V】、【VI】は気象庁震度階級で、震度の境界線は村松(1969)、勝又・徳永(1971)による

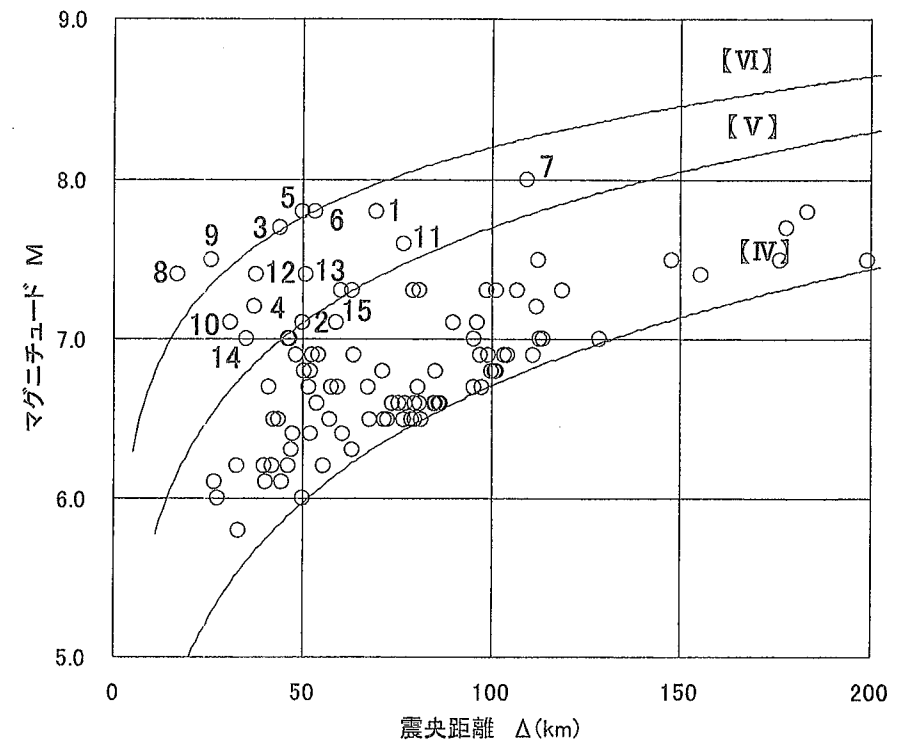
敷地に大きな影響を及ぼす被害地震のM-Δ図

※1922年以前の歴史地震の地震規模は「最新版 日本被害地震総覧」での中央値を採用

4-1. 検討用地震の選定

■ 敷地に大きな影響を及ぼす活断層の地震

| 番号 | 断層名 | 長さ
(km) | 規模
M | 震央距離
(km) |
|----|---------------|------------|---------|--------------|
| 1 | 和布-干飯崎沖～甲楽城断層 | 60 | 7.8 | 70 |
| 2 | 敦賀断層 | 23 | 7.1 | 50 |
| 3 | 大陸棚外縁～B～野坂断層 | 49 | 7.7 | 44 |
| 4 | 三方断層 | 27 | 7.2 | 37 |
| 5 | 花折断層 | 58 | 7.8 | 50 |
| 6 | 琵琶湖西岸断層系 | 60 | 7.8 | 53 |
| 7 | 濃尾地震断層系 | 80 | 8.0 | 110 |
| 8 | FO-A～FO-B断層 | 35 | 7.4 | 17 |
| 9 | 上林川断層 | 40 | 7.5 | 26 |
| 10 | 熊川断層 | 23 | 7.1 | 31 |
| 11 | 有馬-高槻構造線 | 45 | 7.6 | 77 |
| 12 | 山田断層 | 33 | 7.4 | 38 |
| 13 | 郷村断層 | 34 | 7.4 | 51 |
| 14 | 三峠断層 | 20 | 7.0 | 35 |
| 15 | FGA3東部 | 29 | 7.3 | 60 |

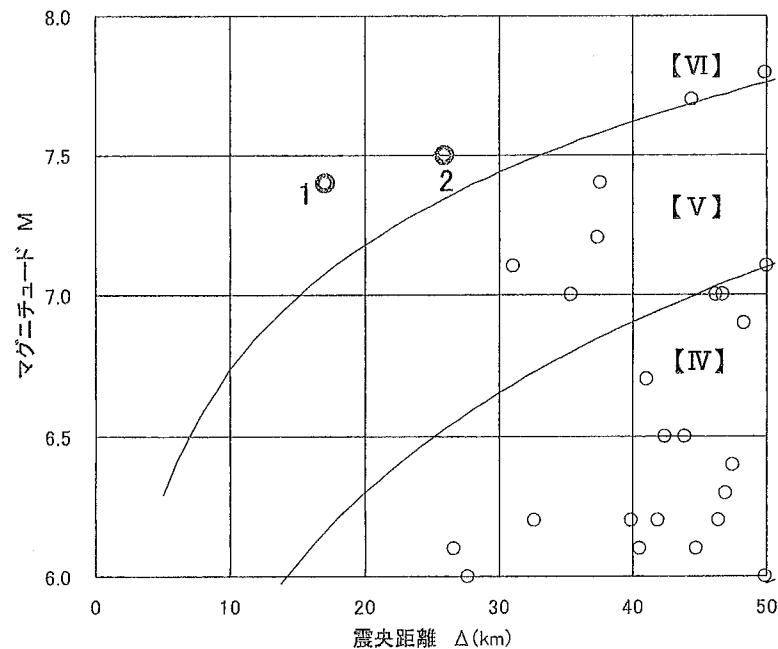


【IV】、【V】、【VI】は気象庁震度階級で、震度の境界線は村松(1969)、勝又・徳永(1971)による

敷地に大きな影響を及ぼす活断層のM-Δ図

4-1. 検討用地震の選定

■敷地周辺における主な地震を分類し、それぞれの地震が敷地に及ぼす影響について検討した結果、敷地へ及ぼす影響の大きい地震として、内陸地殻内地震から以下の2地震を選定する。



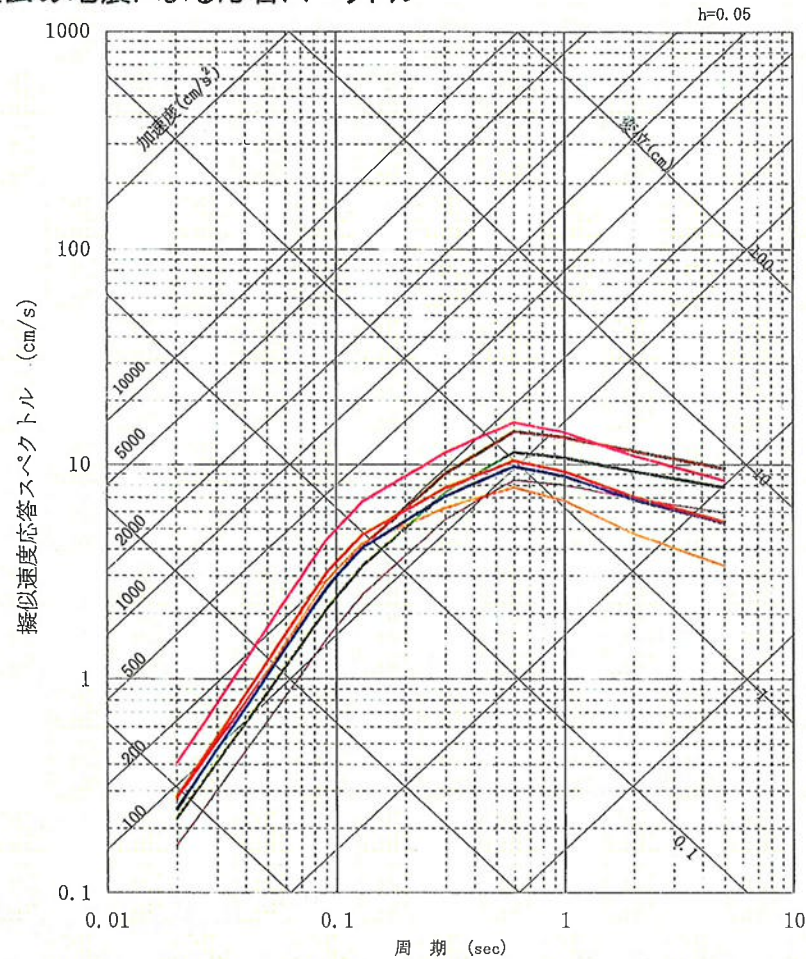
【IV】、【V】、【VI】は気象庁震度階級で、震度の境界線は村松(1969)、勝又・徳永(1971)による

| 番号 | 選定した検討用地震 | 長さ | 規模
M |
|----|-------------|------|---------|
| 1 | FO-A～FO-B断層 | 35km | 7.4 |
| 2 | 上林川断層 | 40km | 7.5 |

■プレート間地震、海洋プレート内地震及びその他の地震については、敷地に大きな影響を及ぼすと考えられる地震はないため、検討用地震としては選定しない。

4-1. 検討用地震の選定

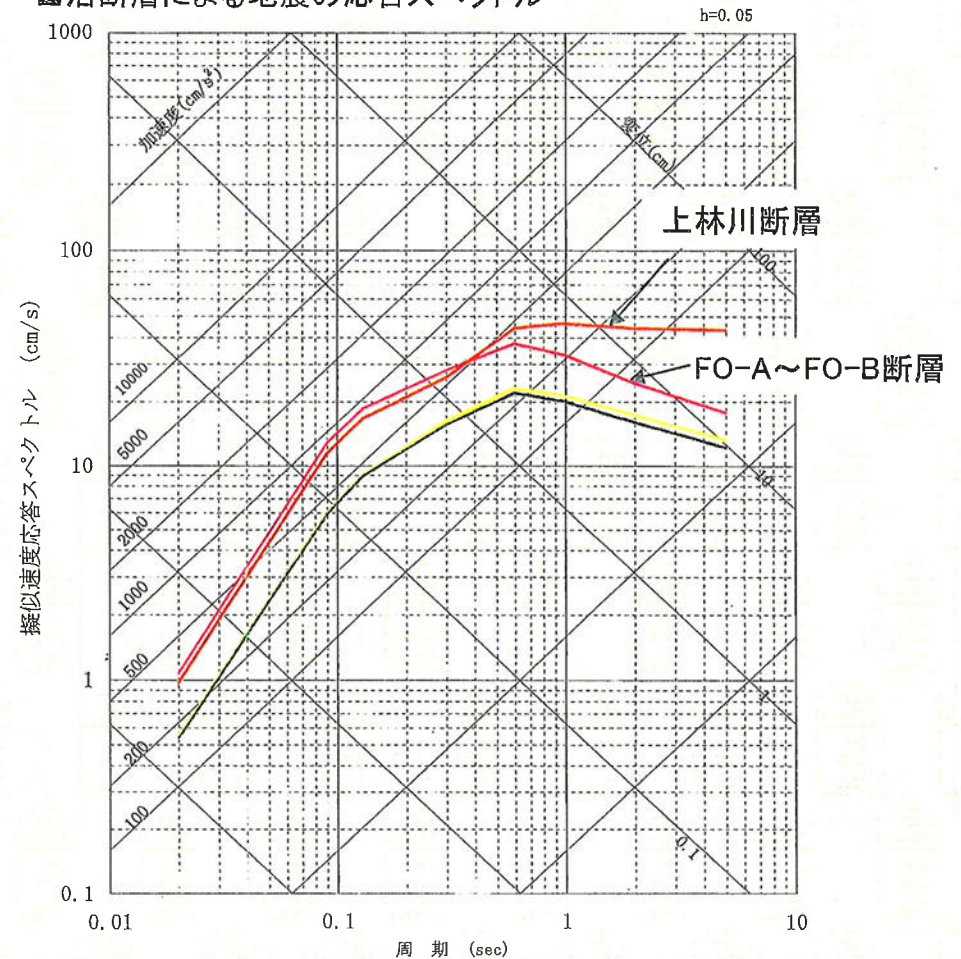
■過去の地震による応答スペクトル



- 愛知県・岐阜県【濃尾地震】 (M8.0、 $X_{eq}=109.2\text{km}$)
- 福井県沖【越前沖地震】 (M6.9、 $X_{eq}=44.4\text{km}$)
- 山城・大和・河内・和泉・根津・丹後・若狭・近江・美濃・伊勢・駿河・三河・信濃 (M7.5、 $X_{eq}=51.1\text{km}$)
- 畿内・東海・東山・北陸諸道 (M7.8、 $X_{eq}=123.3\text{km}$)
- 美濃 (M7.9、 $X_{eq}=113.2\text{km}$)
- 近江・山城・大和 (M7.4、 $X_{eq}=68.3\text{km}$)
- 京都府北西部【北丹後地震】 (M7.3、 $X_{eq}=57.2\text{km}$)

※ X_{eq} は円形断層を仮定して算定

■活断層による地震の応答スペクトル



- 花折断層 (M7.8、 $X_{eq}=51.2\text{km}$)
- FO-A～FO-B断層 (M7.4、 $X_{eq}=21.3\text{km}$)
- 上林川断層 (M7.5、 $X_{eq}=25.1\text{km}$)
- 大陸棚外縁～B～野坂断層 (M7.7、 $X_{eq}=47.7\text{km}$)

※ X_{eq} は矩形断層を仮定して算定

4-1. 検討用地震の選定

■ 下記の活断層による地震を検討用地震として選定

| 検討用地震 | 長さ | 地震規模※1 |
|-------------|--------|--------|
| FO-A～FO-B断層 | 35km | 7.4 |
| 上林川断層 | 26km以上 | 7.5※2 |

※1: 地震規模は松田式より算出

※2: 上林川断層については、断層モデルの長さ39.5kmとして評価

4-2. 地震動評価手法

■評価方法

○応答スペクトルに基づく地震動評価

- ・解放基盤表面の地震動として評価できること、震源の拡がりが考慮できること、敷地における地震観測記録等を用いて諸特性が考慮できること、更に水平方向及び鉛直方向の地震動が評価できることから、Noda et al.(2002)(以下、耐専式という。)を基本的に採用
- ・地震規模は松田式により算定

○断層モデルを用いた地震動評価

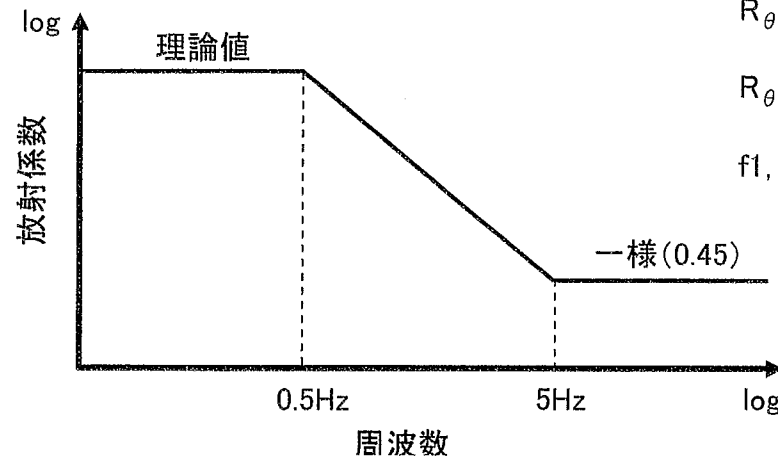
- ・評価地点の震源近傍で発生した地震の適切な観測記録が得られていないため、短周期側を統計的グリーン関数法、長周期側を理論的方法を適用したハイブリッド合成法により評価
- ・これまでの合同Cサブグループ会合における審議を踏まえ再評価した地盤モデルを用いて評価
- ・新潟県中越沖地震の反映事項及び「耐震バックチェックにおいて地震動評価を行う際の応力降下量の取扱いについて(平成21年4月24日:原子力安全・保安院)」を踏まえて、短周期レベルを1.5倍したケースを精査して再計算

4-2. 地震動評価手法

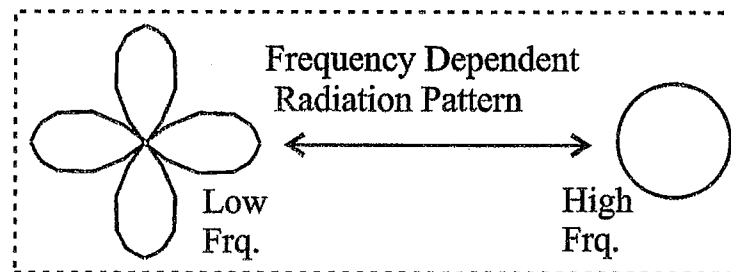
■ 統計的グリーン関数法における放射係数の設定

SH波及びSV波の放射特性を、釜江・他(1990)による振動数に依存するモデル(下式)を用いた。ここで、パラメータ f_1, f_2 は釜江・他(1990)に従い、 $f_1=0.5\text{Hz}$ 、 $f_2=5\text{Hz}$ と設定する。

$$R_{\theta\phi}(f) = \frac{(\log(f_2) - \log(f))R_{\theta\phi 0} + (\log(f) - \log(f_1))R_{\theta\phi m}}{\log(f_2) - \log(f_1)}$$



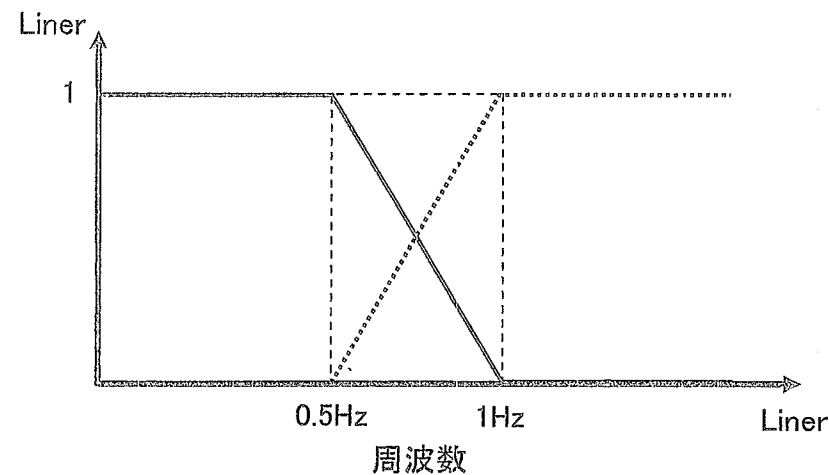
$R_{\theta\phi 0}$: 震源とサイトの位置関係及びすべり方向から理論的に評価される放射係数
 $R_{\theta\phi m}$: 高周波数で等方放射として平均化された放射係数
 f_1, f_2 : 理論的な放射から等方的な放射へと遷移する周波数帯



4-2. 地震動評価手法

■統計的グリーン関数法と理論的方法の結果のハイブリッドのフィルター

遷移周波数帯(0.5Hz～1Hz)で相補的に低減するフィルター(マッチングフィルター)を施した。



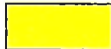
マッチングフィルターの形状

4-3. 地震動評価結果

- 各パラメータについて、地震動への影響の程度を検討し、敷地に大きな影響を与えると考えられるパラメータに対して不確かさを考慮

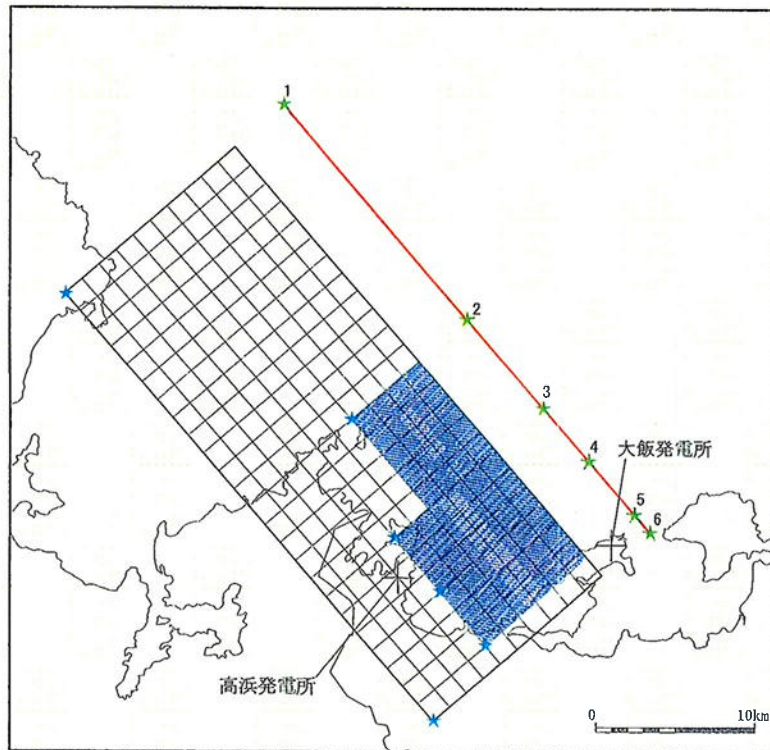
FO-A～FO-B断層の地震動評価に考慮する不確かさ

| | 断層上端深さ | 断層傾斜角 | アスペリティ | 破壊開始点 | 短周期レベル | 備考 |
|----------------|--------|-------|---------|-------|-----------------|---------------|
| 基本ケース | 4km | 90° | 敷地近傍に配置 | 複数設定 | レスピ平均 | |
| 断層上端深さの不確かさを考慮 | 3km | 90° | 敷地近傍に配置 | 複数設定 | レスピ平均 | |
| 短周期レベル | 4km | 90° | 敷地近傍に配置 | 複数設定 | レスピ平均
× 1.5倍 | 中越沖地震
知見反映 |
| 断層傾斜角の不確かさを考慮 | 4km | 75° | 敷地近傍に配置 | 複数設定 | レスピ平均 | |

 : 不確かさを考慮したパラメータ

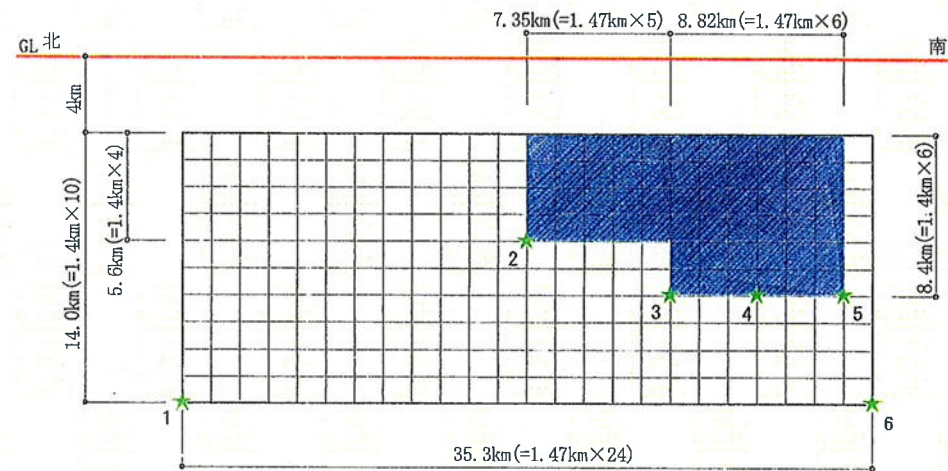
4-3. 地震動評価結果

■FO-A～FO-B断層のモデル図



i) 断層配置図

★：破壊開始点



ii) 断面図

★：破壊開始点

※モデル図は基本ケースを代表して示す

4-3. 地震動評価結果

■FO-A～FO-B断層のパラメータ

| 断層パラメータ | パラメータ | 設定方法 |
|-------------------------------|-------------------------|---|
| 断層長さL(km) | 35 | 断層位置から計算 |
| 断層傾斜角(°) | 90 | 調査結果に基づき設定 |
| 断層上端深さ(km) | 4 | 微小地震の発生及び地下構造を参考に設定 |
| 断層下端深さ(km) | 18 | |
| 断層幅W(km) | 14 | 地震発生層と傾斜角から設定 |
| 断層面積S(km <sup>2</sup>) | 494.2 | 断層面より算定 |
| 破壊伝播様式 | 同心円状 | — |
| 地震モーメントM <sub>0</sub> (Nm) | 1.36 × 10 <sup>19</sup> | $M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0}$ |
| 剛性率(N/m <sup>2</sup>) | 3.5 × 10 <sup>10</sup> | $\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{km/s}$ |
| 平均すべり量D(cm) | 78.6 | $D = M_0 / (\mu S)$ |
| 平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa) | 3.0 | $\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) (M_0 / S^{1.5})$ |
| 破壊伝播速度Vr(km/s) | 2.59 | $Vr = 0.72 \beta$ |
| 立ち上がり時間Tr(sec) | 1.04 | $Tr = 2.03 \times 10^{-9} M_0^{1/3}$ |
| 高周波限界遮断周波数fmax(Hz) | 8.3 | 香川ほか、2003 |
| 短周期レベルA(Nm/s <sup>2</sup>) | 1.26 × 10 <sup>19</sup> | $A = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$ |
| Q値 | 50f <sup>1.1</sup> | 佐藤ほか、2007 |

| | 断層パラメータ | パラメータ | 設定方法 |
|---------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--|
| 全
ア
ス
ペ
リ
テ
ィ | 面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup>) | 117.01 | $S_a = \pi r^2$,
$r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A a R)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$ |
| | 平均すべり量D <sub>a</sub> (cm) | 157.9 | $D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$ |
| | 地震モーメントM <sub>0a</sub> (Nm) | 6.47 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0a} = \mu S_a D_a$ |
| | 応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa) | 12.7 | $\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$ |
| 大
ア
ス
ペ
リ
テ
ィ | 面積S <sub>a1</sub> (km <sup>2</sup>) | 78.00 | $S_{a1} = 2/3 S_a$ |
| | 平均すべり量D <sub>a1</sub> (cm) | 175.0 | $D_{a1} = M_{0a1} / (\mu S_{a1})$ |
| | 地震モーメントM <sub>0a1</sub> (Nm) | 4.78 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0a1} = M_{0a} S_{a1}^{1.5} / (S_{a1}^{1.5} + S_{a2}^{1.5})$ |
| | 応力降下量 $\Delta \sigma_{a1}$ (MPa) | 12.7 | $\Delta \sigma_{a1} = \Delta \sigma_a$ |
| 小
ア
ス
ペ
リ
テ
ィ | 面積S <sub>a2</sub> (km <sup>2</sup>) | 39.00 | $S_{a2} = 1/3 S_a$ |
| | 平均すべり量D <sub>a2</sub> (cm) | 123.7 | $D_{a2} = M_{0a2} / (\mu S_{a2})$ |
| | 地震モーメントM <sub>0a2</sub> (Nm) | 1.69 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0a2} = M_{0a} S_{a2}^{1.5} / (S_{a1}^{1.5} + S_{a2}^{1.5})$ |
| | 応力降下量 $\Delta \sigma_{a2}$ (MPa) | 12.7 | $\Delta \sigma_{a2} = \Delta \sigma_a$ |
| 背
景
領
域 | 面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup>) | 337.19 | $S_b = S - S_a$ |
| | 平均すべり量D <sub>b</sub> (cm) | 53.9 | $D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$ |
| | 地震モーメントM <sub>0b</sub> (Nm) | 7.12 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ |
| | 実効応力 σ_b (MPa) | 2.5 | $\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$ |

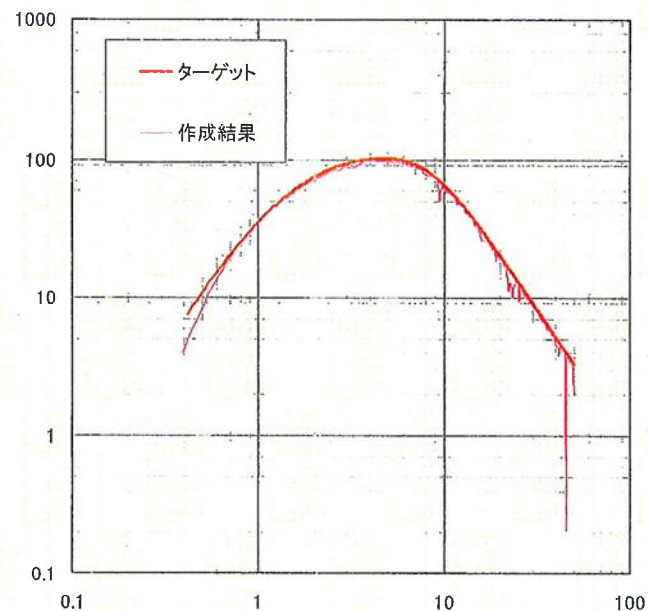
※パラメータは基本ケースを代表して示す

4-3. 地震動評価結果

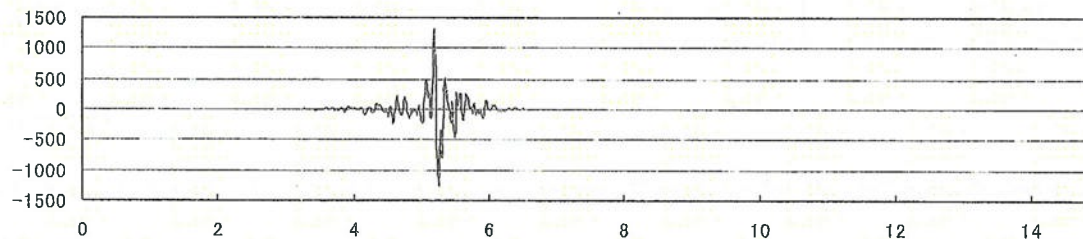
■統計的グリーン関数法で用いる要素地震の振幅及び経時特性(時刻歴の包絡関数)

要素地震波の作成結果(FO-A～FO-B断層のSH波の例)

| 作成条件(FO-A～FO-B断層) | |
|-----------------------------|--|
| 地震モーメント M_0 | $2.1 \times 10^{16} \text{N} \cdot \text{m}$ |
| 応力降下量 $\Delta \sigma_a$ | 12.9MPa |
| 高周波限界遮断周波数 f_{max} | 8.3Hz |
| 要素断層面積 S | 2.058km^2
($1.4 \text{km} \times 1.47 \text{km}$) |
| 震源距離 R | 1km |



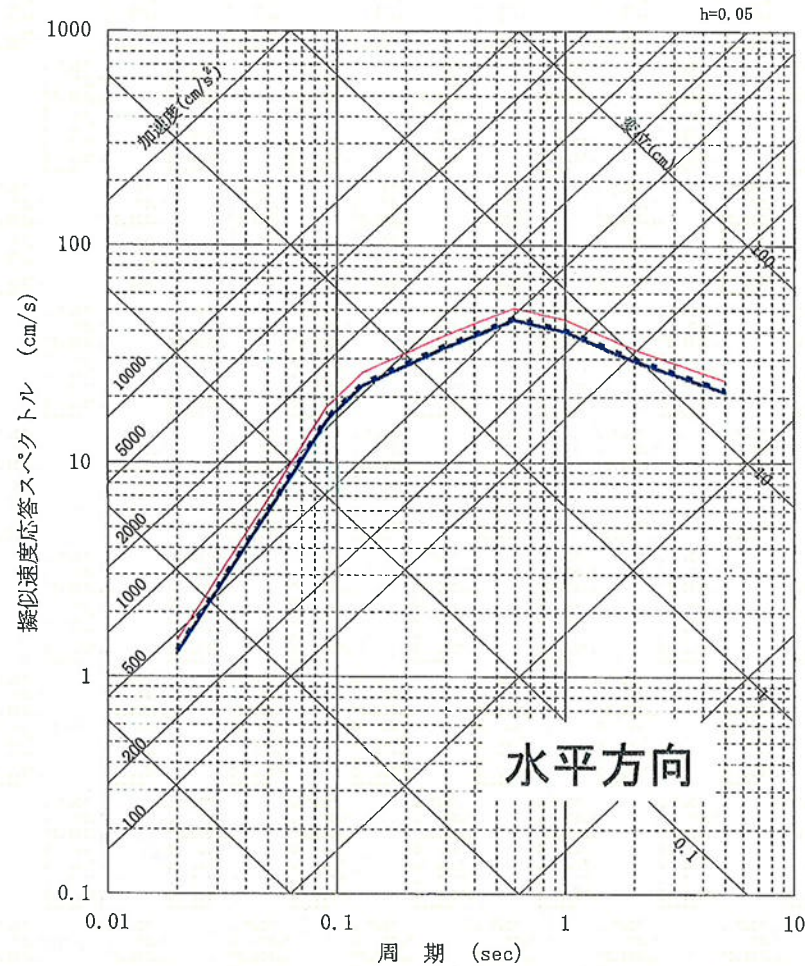
加速度震源スペクトル



加速度時刻歴波形

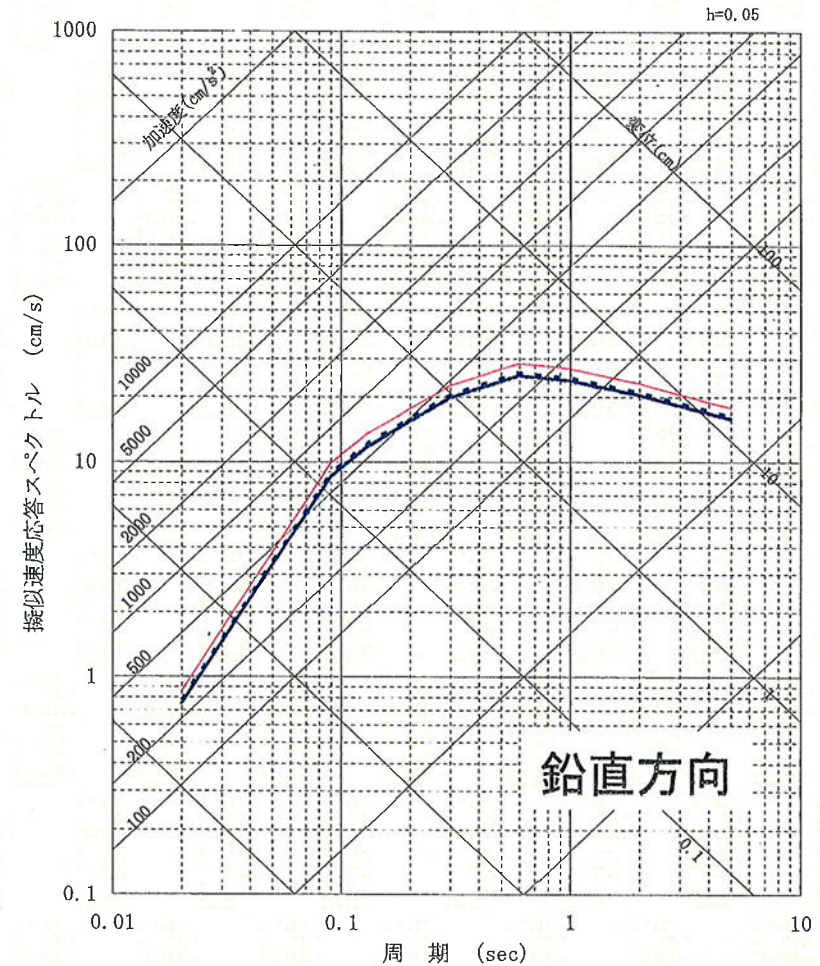
4-3. 地震動評価結果

■ 耐専式による地震動評価結果: FO-A~FO-B断層(高浜発電所)



— FO-A~FO-B断層 (上端4km) - - - FO-A~FO-B断層 (上端3km)

— FO-A~FO-B断層 (傾斜角75°)

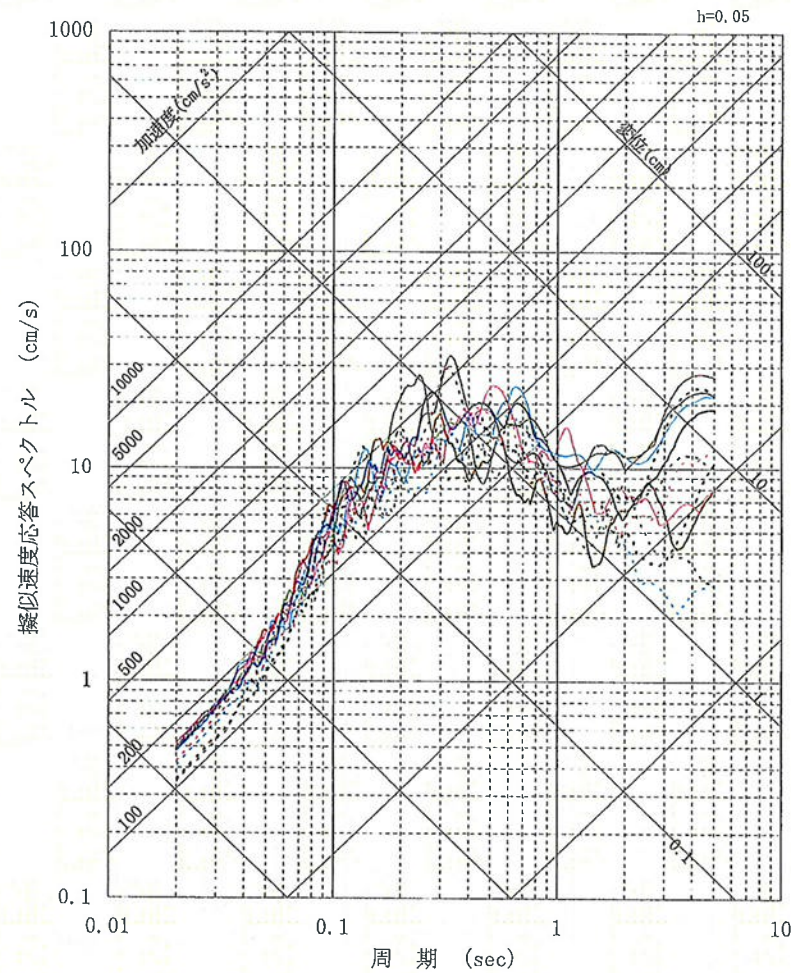


— FO-A~FO-B断層 (上端4km) - - - FO-A~FO-B断層 (上端3km)

— FO-A~FO-B断層 (傾斜角75°)

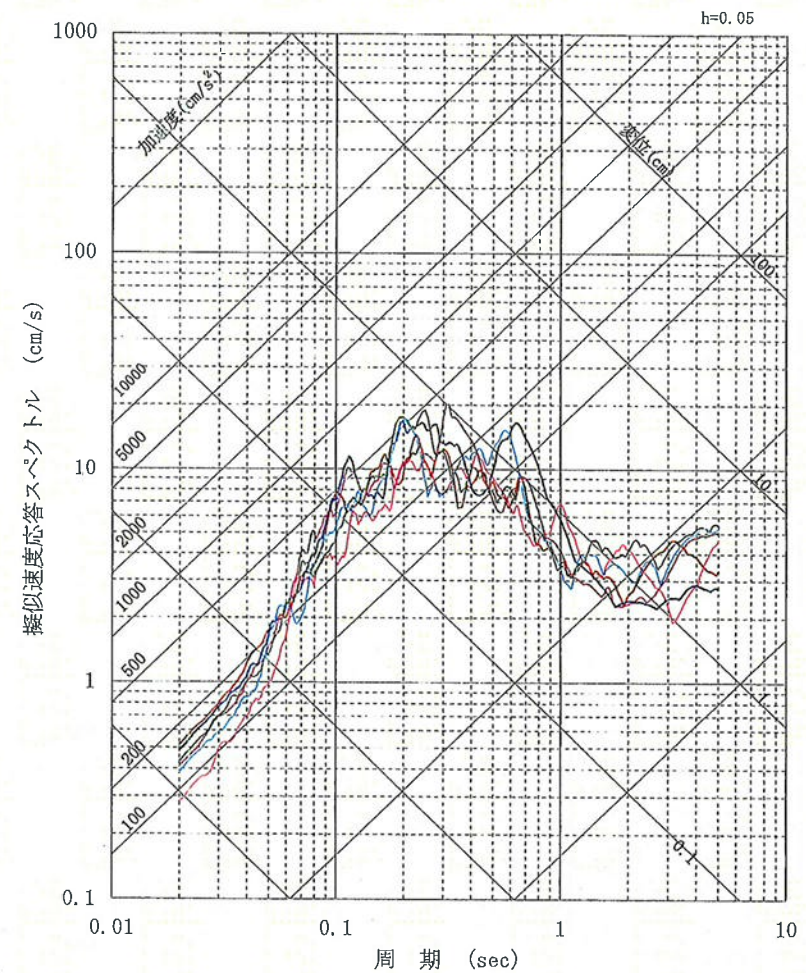
4-3. 地震動評価結果

■ FO-A~FO-B断層: 上端深さ4km(高浜発電所)



— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
 — 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5 — 破壊開始点-6

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)

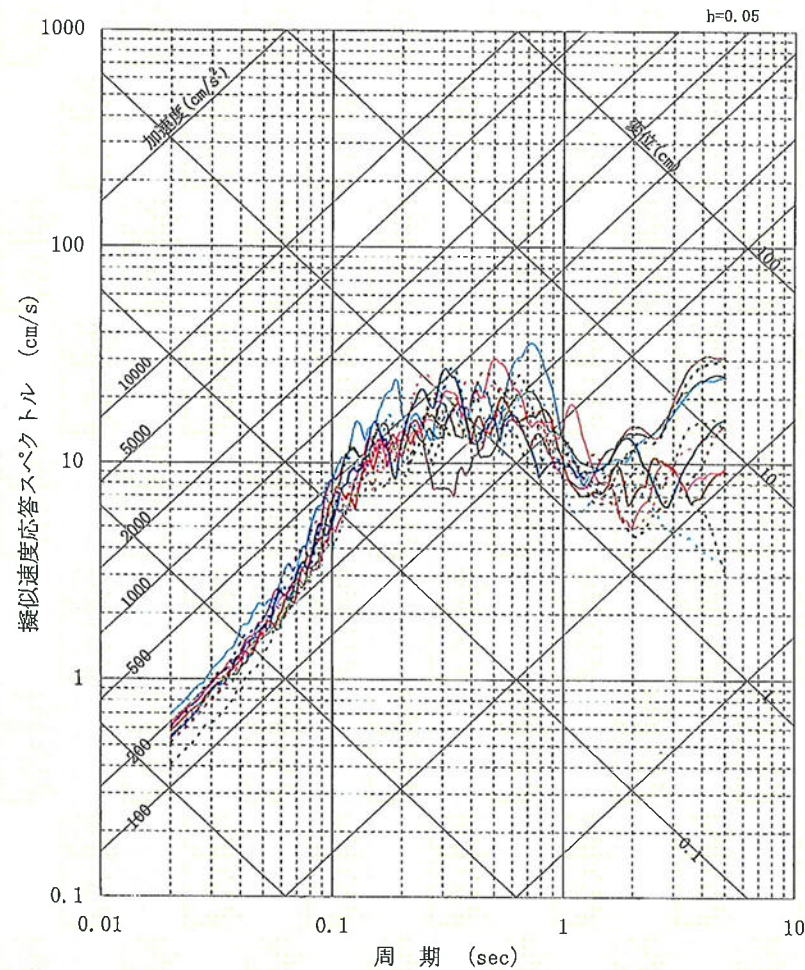


— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
 — 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5 — 破壊開始点-6

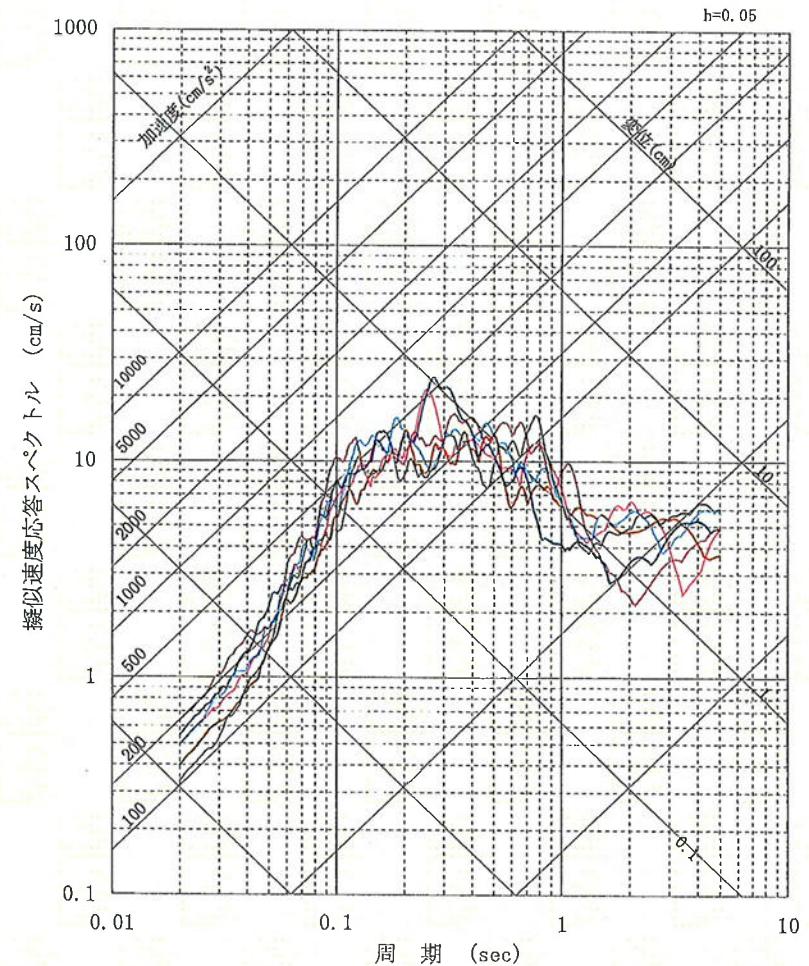
鉛直

4-3. 地震動評価結果

■ FO-A~FO-B断層: 上端深さ3km(高浜発電所)



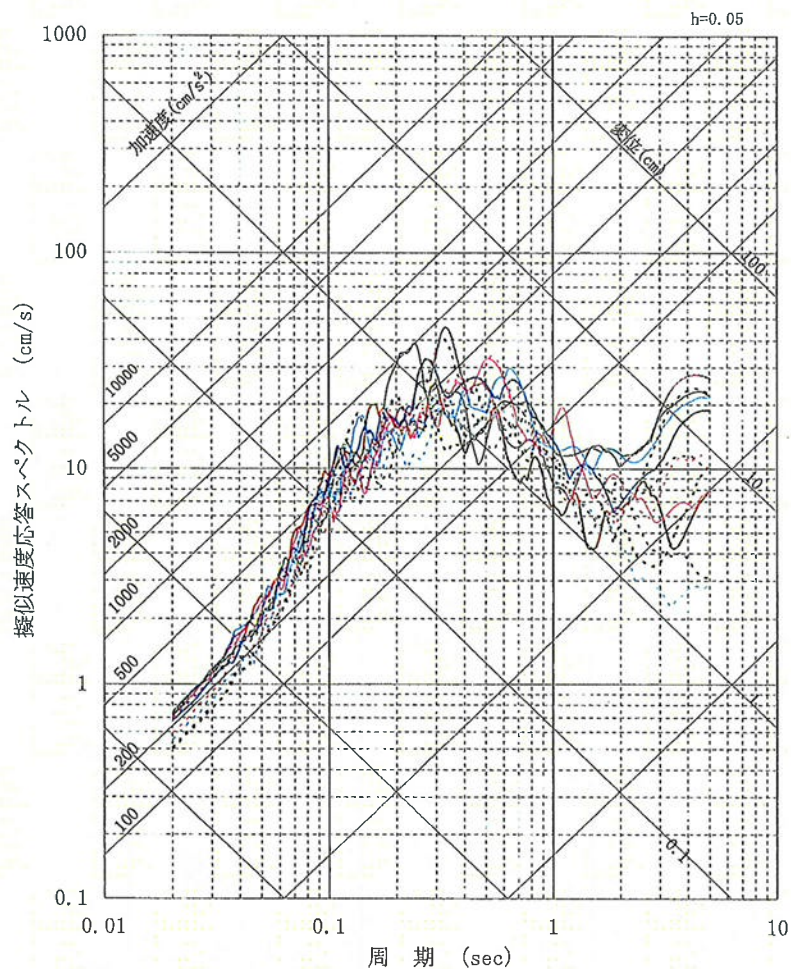
水平(実線: NS方向、破線: EW方向)



鉛直

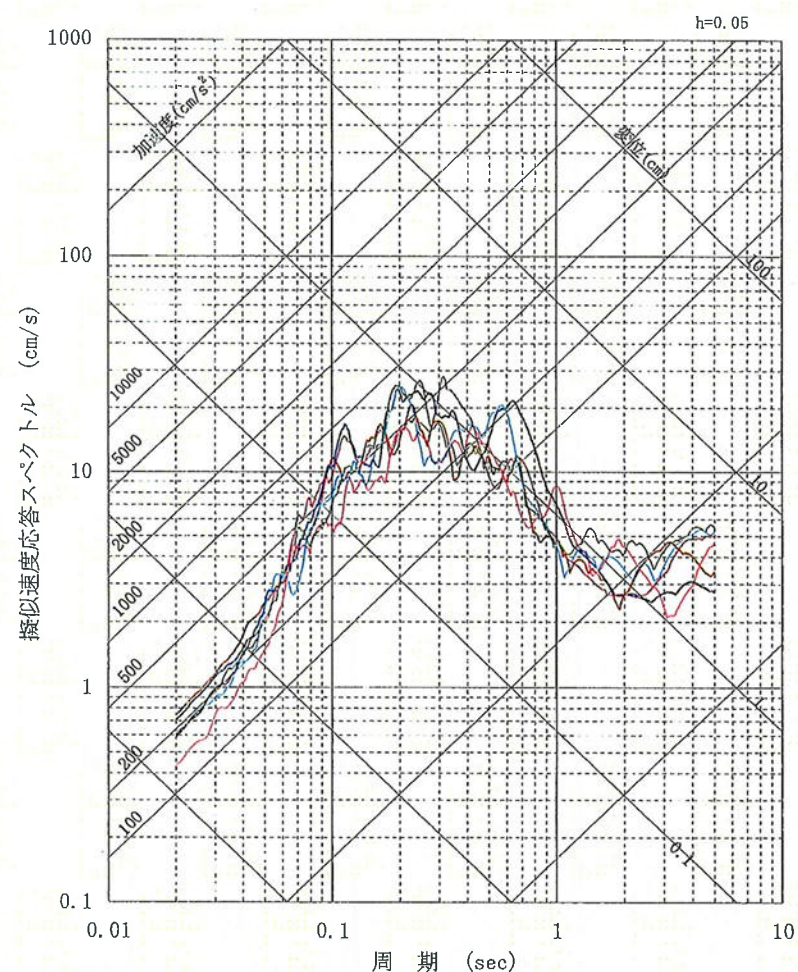
4-3. 地震動評価結果

■FO-A～FO-B断層:上端深さ4km、短周期レベル1.5倍(高浜発電所)



— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
 — 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5 — 破壊開始点-6

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)

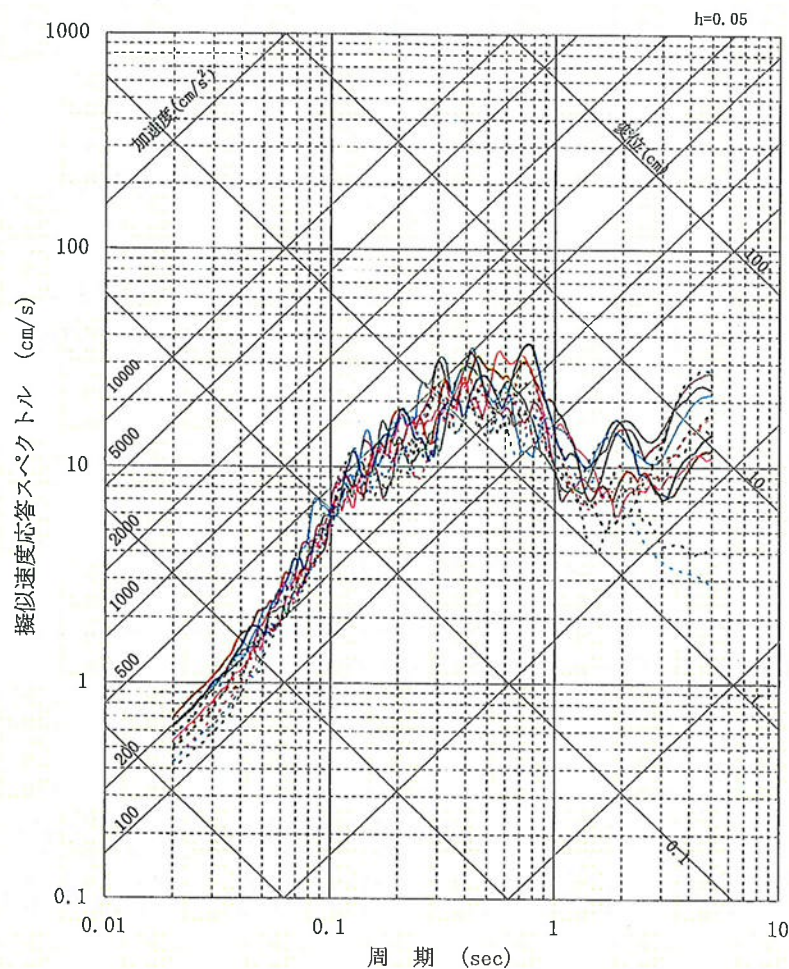


— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
 — 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5 — 破壊開始点-6

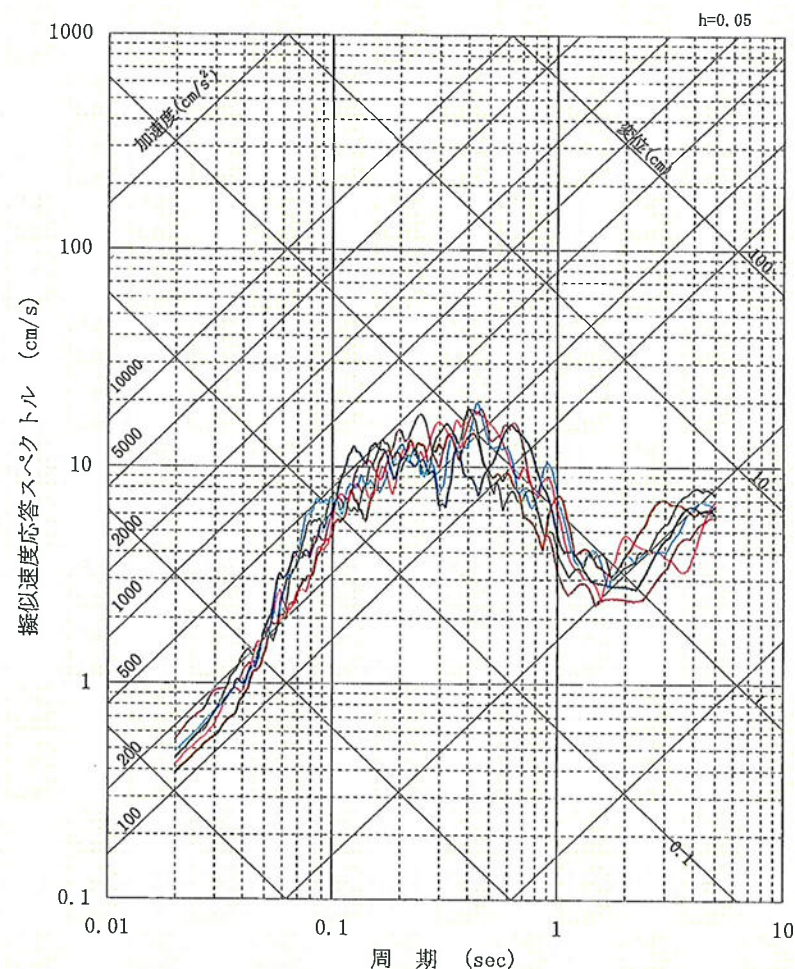
鉛直

4-3. 地震動評価結果

■ FO-A～FO-B断層：上端深さ4km、傾斜角75°（高浜発電所）



水平(実線: NS方向、破線: EW方向)



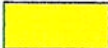
鉛直

4-3. 地震動評価結果

- 各パラメータについて、地震動への影響の程度を検討し、敷地に大きな影響を与えると考えられるパラメータに対して不確かさを考慮

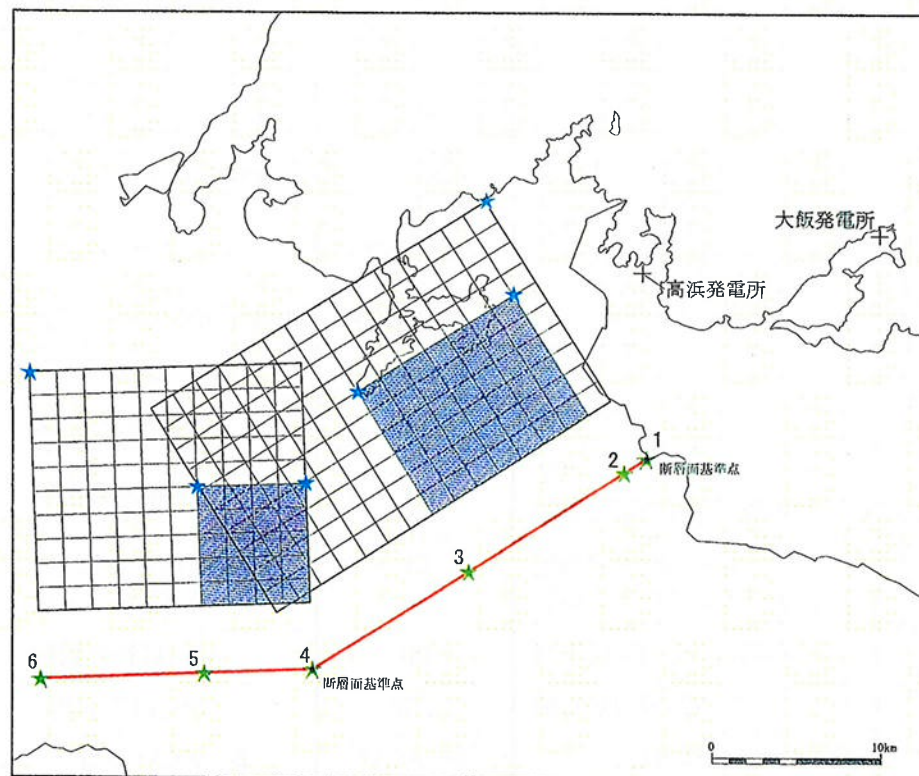
上林川断層の地震動評価に考慮する不確かさ

| | 断層上端深さ | 断層傾斜角 | アスペリティ | 破壊開始点 | 短周期レベル | 備考 |
|----------------|--------|-------|---------|-------|-----------------|---------------|
| 基本ケース | 4km | 90° | 敷地近傍に配置 | 複数設定 | レスピ平均 | |
| 断層上端深さの不確かさを考慮 | 3km | 90° | 敷地近傍に配置 | 複数設定 | レスピ平均 | |
| 短周期レベル | 4km | 90° | 敷地近傍に配置 | 複数設定 | レスピ平均
× 1.5倍 | 中越沖地震
知見反映 |

 : 不確かさを考慮したパラメータ

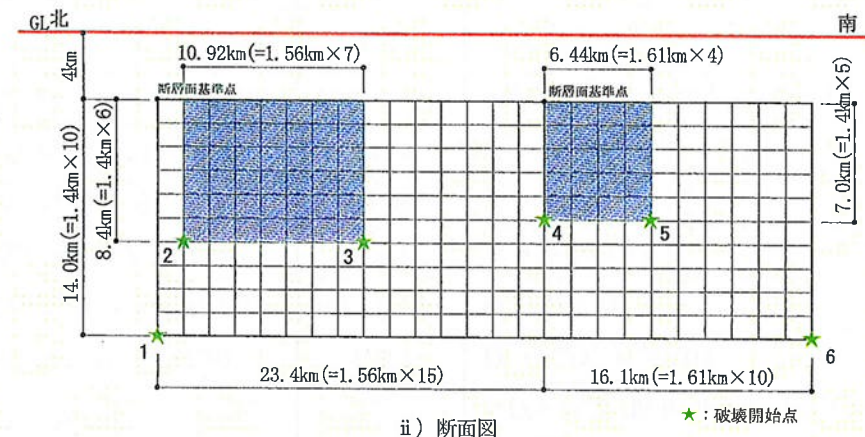
4-3. 地震動評価結果

■上林川断層のモデル図



i) 断層配置図

★：破壊開始点



※モデル図は基本ケースを代表して示す

4-3. 地震動評価結果

■上林川断層のパラメータ

| 断層パラメータ | パラメータ | 設定方法 |
|-------------------------------|-------------------------|---|
| 断層長さL(km) | 39.5 | 断層位置から計算 |
| 断層傾斜角(°) | 90 | 調査結果に基づき設定 |
| 断層上端深さ(km) | 4 | 微小地震の発生及び地下構造を参考に設定 |
| 断層下端深さ(km) | 18 | |
| 断層幅W(km) | 14 | 地震発生層と傾斜角から設定 |
| 断層面積S(km <sup>2</sup>) | 553.0 | 断層面より算定 |
| 破壊伝播様式 | 同心円状 | — |
| 地震モーメントM <sub>0</sub> (Nm) | 1.70 × 10 <sup>19</sup> | $M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0}$ |
| 剛性率(N/m <sup>2</sup>) | 3.5 × 10 <sup>10</sup> | $\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{ km/s}$ |
| 平均すべり量D(cm) | 87.9 | $D = M_0 / (\mu S)$ |
| 平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa) | 3.19 | $\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) (M_0 / S^{1.5})$ |
| 破壊伝播速度Vr(km/s) | 2.59 | $Vr = 0.72 \beta$ |
| 立ち上がり時間Tr(sec) | 1.12 | $Tr = 2.03 \times 10^{-9} M_0^{1/3}$ |
| 高周波限界遮断周波数fmax(Hz) | 8.3 | 香川ほか、2003 |
| 短周期レベルA(Nm/s <sup>2</sup>) | 1.36 × 10 <sup>19</sup> | $A = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$ |
| Q値 | 50f <sup>1.1</sup> | 佐藤ほか、2007 |

| | 断層パラメータ | パラメータ | 設定方法 |
|---------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|---|
| 全
ア
ス
ペ
リ
テ
ィ | 面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup>) | 141.12 | $S_a = \pi r^2$,
$r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AaR)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$ |
| | 平均すべり量D <sub>a</sub> (cm) | 176.7 | $D_a = \gamma_D D$, $\gamma_D = 2.01$ |
| | 地震モーメントM <sub>0a</sub> (Nm) | 8.73 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0a} = \mu S_a D_a$ |
| | 応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa) | 12.5 | $\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$ |
| 大
ア
ス
ペ
リ
テ
ィ | 面積S <sub>a1</sub> (km <sup>2</sup>) | 94.08 | $S_{a1} = 2/3 S_a$ |
| | 平均すべり量D <sub>a1</sub> (cm) | 195.8 | $D_{a1} = M_{0a1} / (\mu S_{a1})$ |
| | 地震モーメントM <sub>0a1</sub> (Nm) | 6.45 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0a1} = M_{0a} S_{a1}^{1.5} / (S_{a1}^{1.5} + S_{a2}^{1.5})$ |
| | 応力降下量 $\Delta \sigma_{a1}$ (MPa) | 12.5 | $\Delta \sigma_{a1} = \Delta \sigma_a$ |
| 小
ア
ス
ペ
リ
テ
ィ | 面積S <sub>a2</sub> (km <sup>2</sup>) | 47.04 | $S_{a2} = 1/3 S_a$ |
| | 平均すべり量D <sub>a2</sub> (cm) | 138.5 | $D_{a2} = M_{0a2} / (\mu S_{a2})$ |
| | 地震モーメントM <sub>0a2</sub> (Nm) | 2.28 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0a2} = M_{0a} S_{a2}^{1.5} / (S_{a1}^{1.5} + S_{a2}^{1.5})$ |
| | 応力降下量 $\Delta \sigma_{a2}$ (MPa) | 12.5 | $\Delta \sigma_{a2} = \Delta \sigma_a$ |
| 背
景
領
域 | 面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup>) | 411.88 | $S_b = S - S_a$ |
| | 平均すべり量D <sub>b</sub> (cm) | 57.5 | $D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$ |
| | 地震モーメントM <sub>0b</sub> (Nm) | 8.29 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ |
| | 実効応力 σ_b (MPa) | 2.5 | $\sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$ |

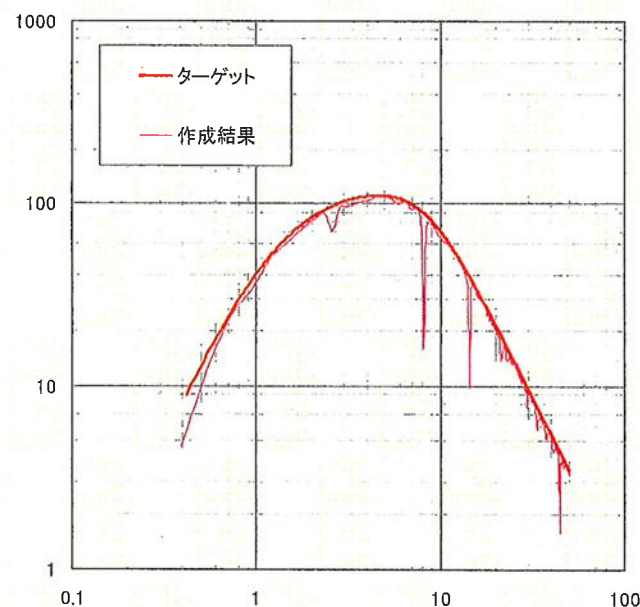
※パラメータは基本ケースを代表して示す

4-3. 地震動評価結果

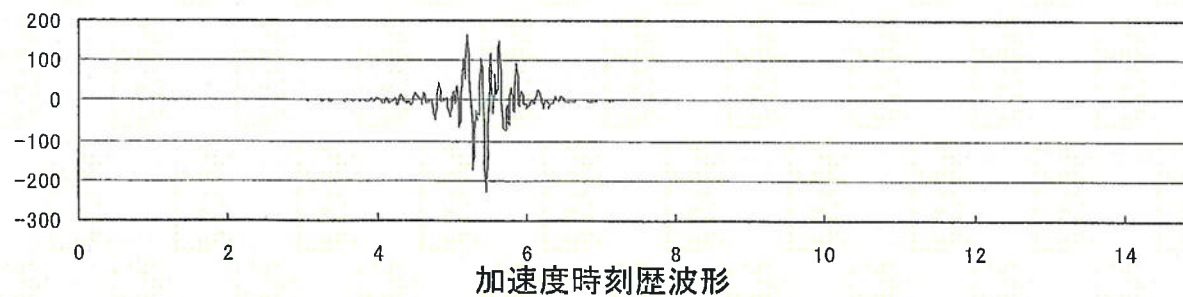
■統計的グリーン関数法で用いる要素地震の振幅及び経時特性(時刻歴の包絡関数)

要素地震波の作成結果(上林川断層のSH波の例)

| 作成条件(上林川断層) | |
|-----------------------------|--|
| 地震モーメント M_0 | $2.5 \times 10^{16} \text{N} \cdot \text{m}$ |
| 応力降下量 $\Delta \sigma_a$ | 13.0MPa |
| 高周波限界遮断周波数 f_{max} | 8.3Hz |
| 要素断層面積 S | 2.184km^2
(1.4km $\times$ 1.56km) |
| 震源距離 R | 1km |



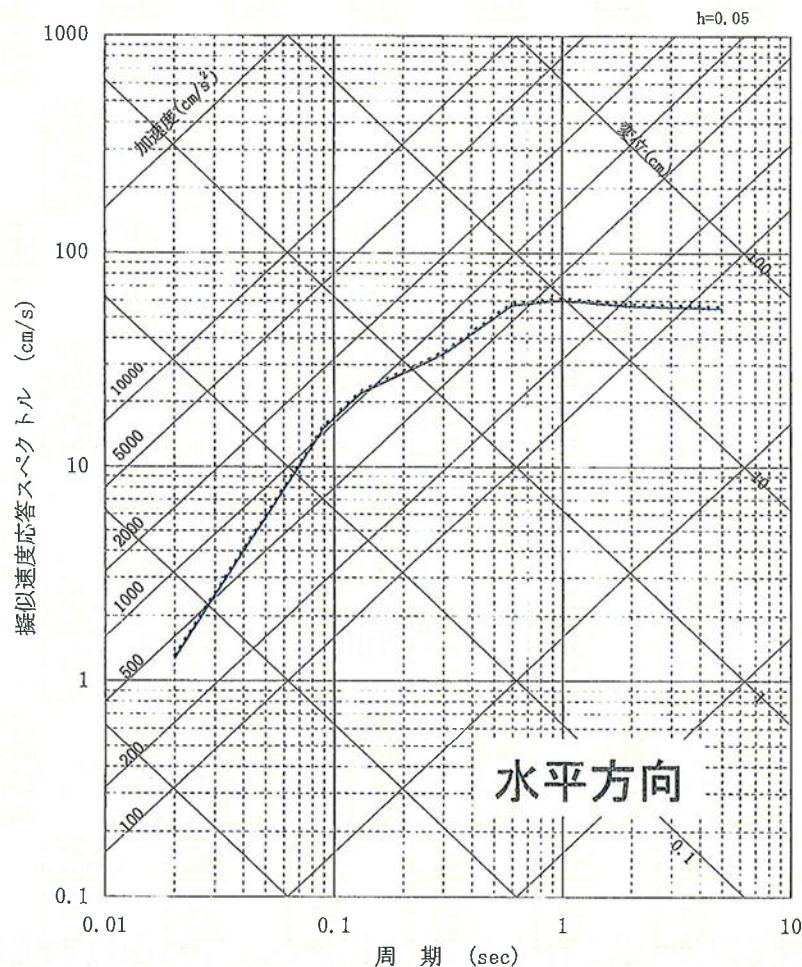
加速度震源スペクトル



加速度時刻歴波形

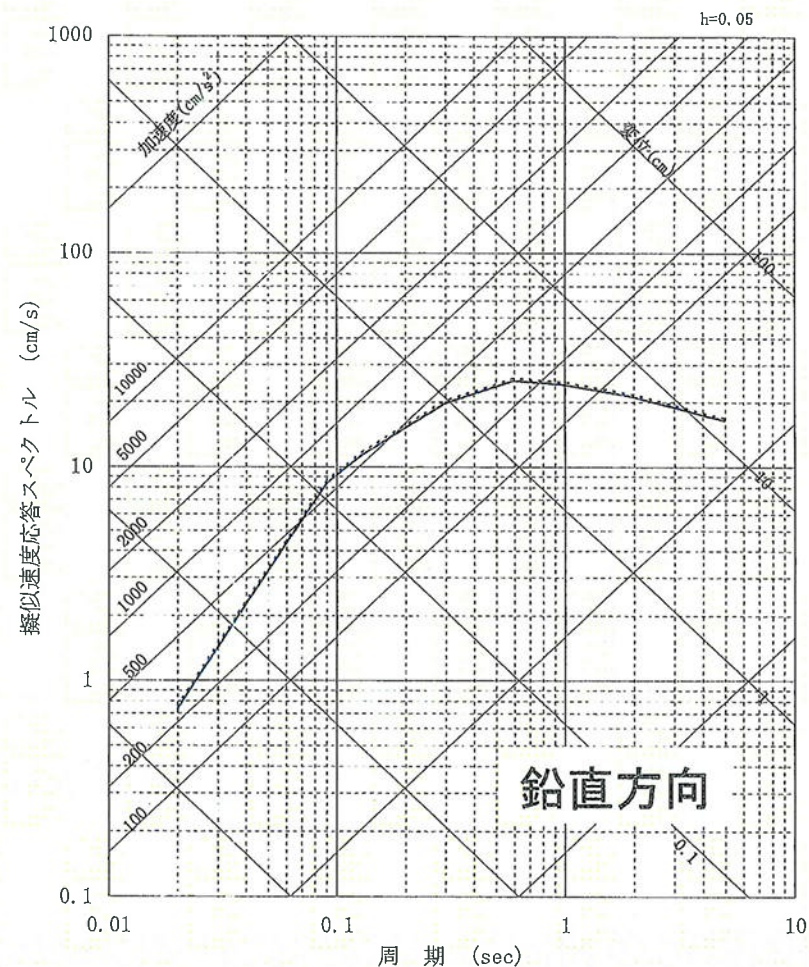
4-3. 地震動評価結果

■耐専式による地震動評価結果: 上林川断層(高浜発電所)



—— 上林川断層 (上端4km)

..... 上林川断層 (上端3km)

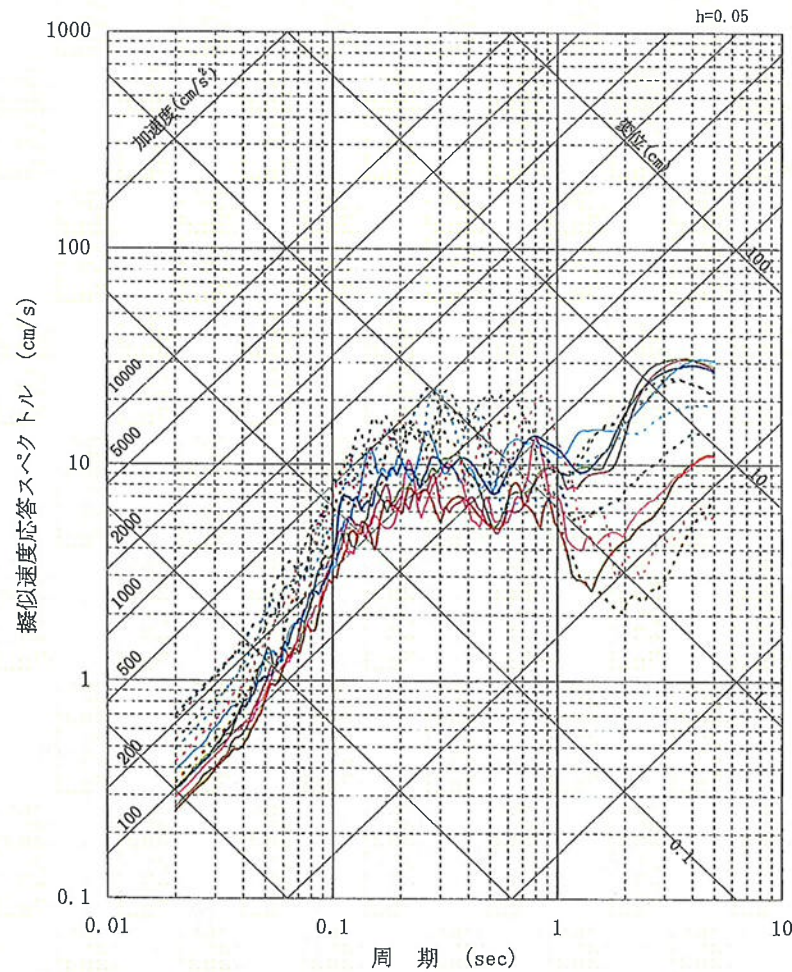


—— 上林川断層 (上端4km)

..... 上林川断層 (上端3km)

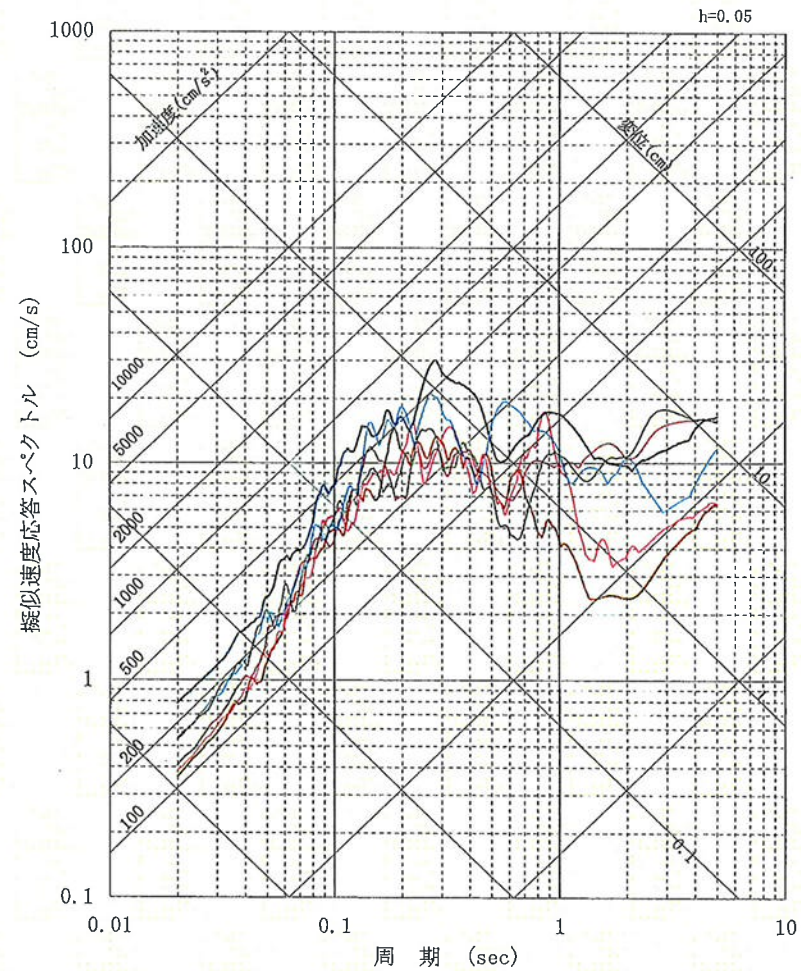
4-3. 地震動評価結果

■上林川断層:上端深さ4km(高浜発電所)



破壊開始点-1 破壊開始点-2 破壊開始点-3
 破壊開始点-4 破壊開始点-5 破壊開始点-6

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)

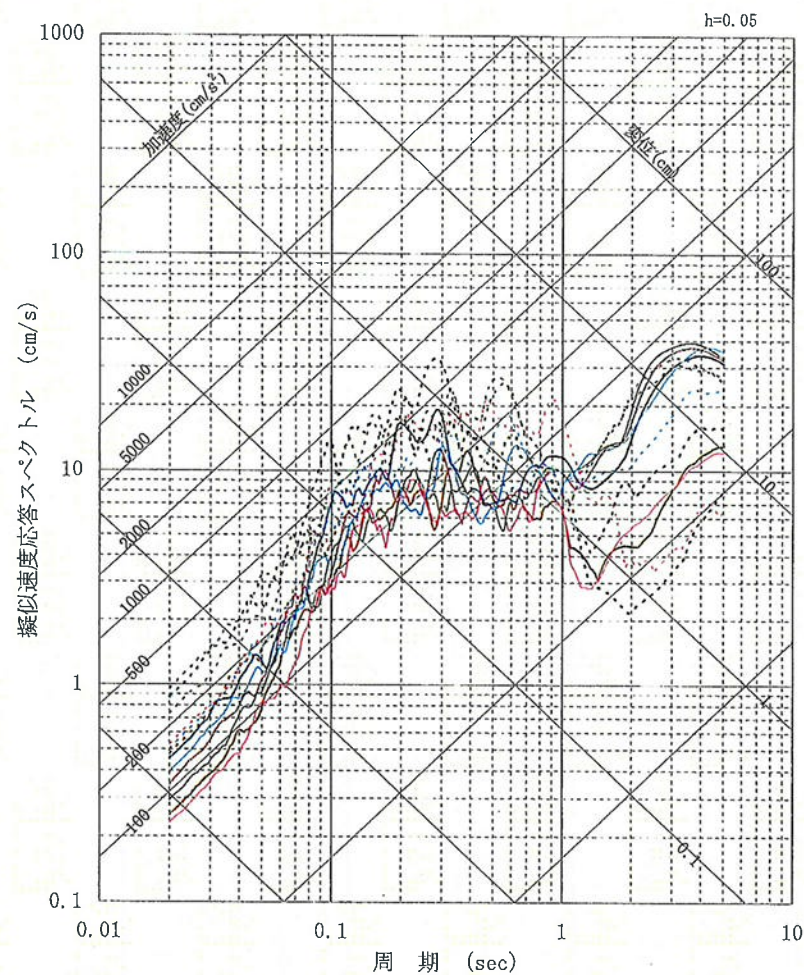


破壊開始点-1 破壊開始点-2 破壊開始点-3
 破壊開始点-4 破壊開始点-5 破壊開始点-6

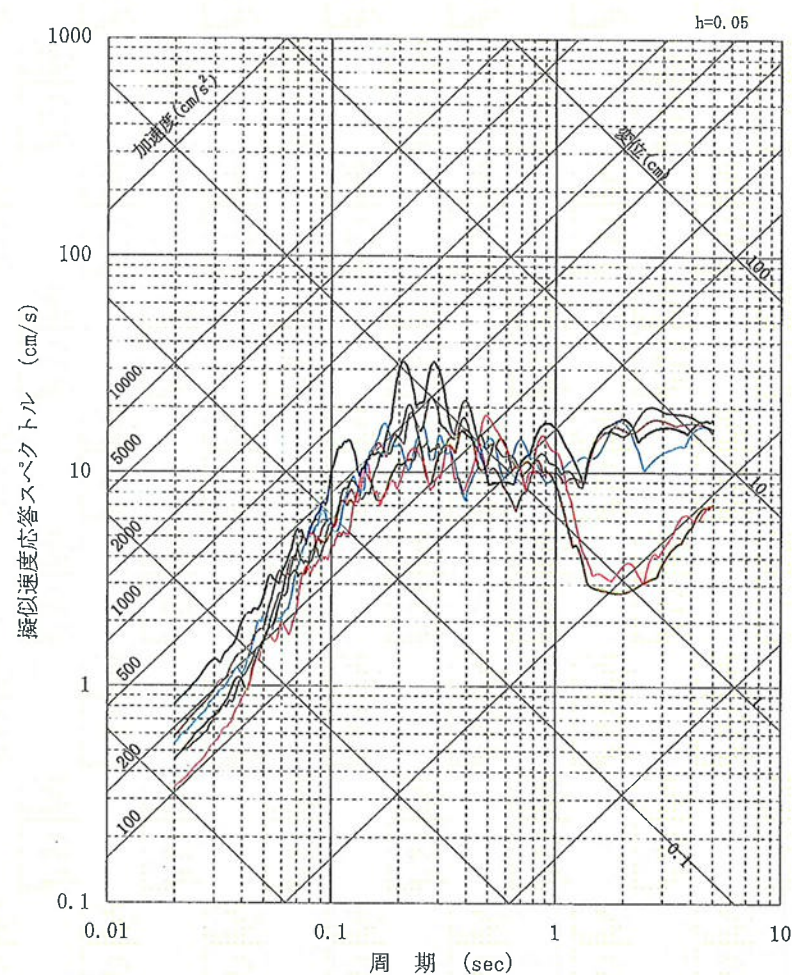
鉛直

4-3. 地震動評価結果

■上林川断層:上端深さ3km(高浜発電所)



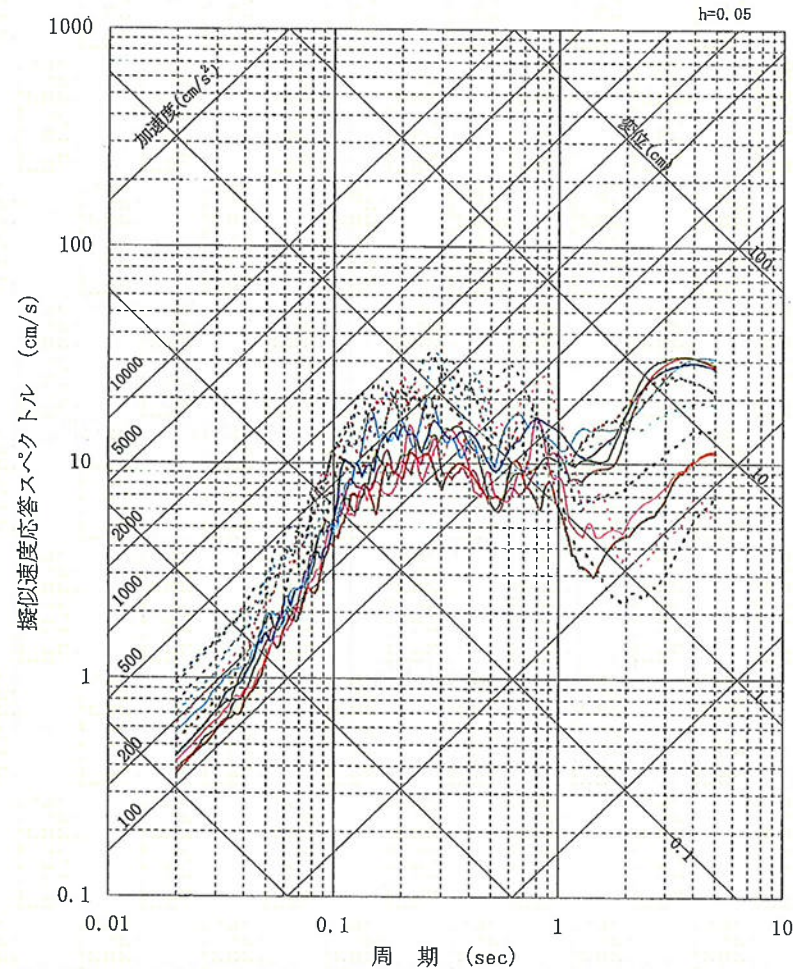
水平(実線: NS方向、破線: EW方向)



鉛直

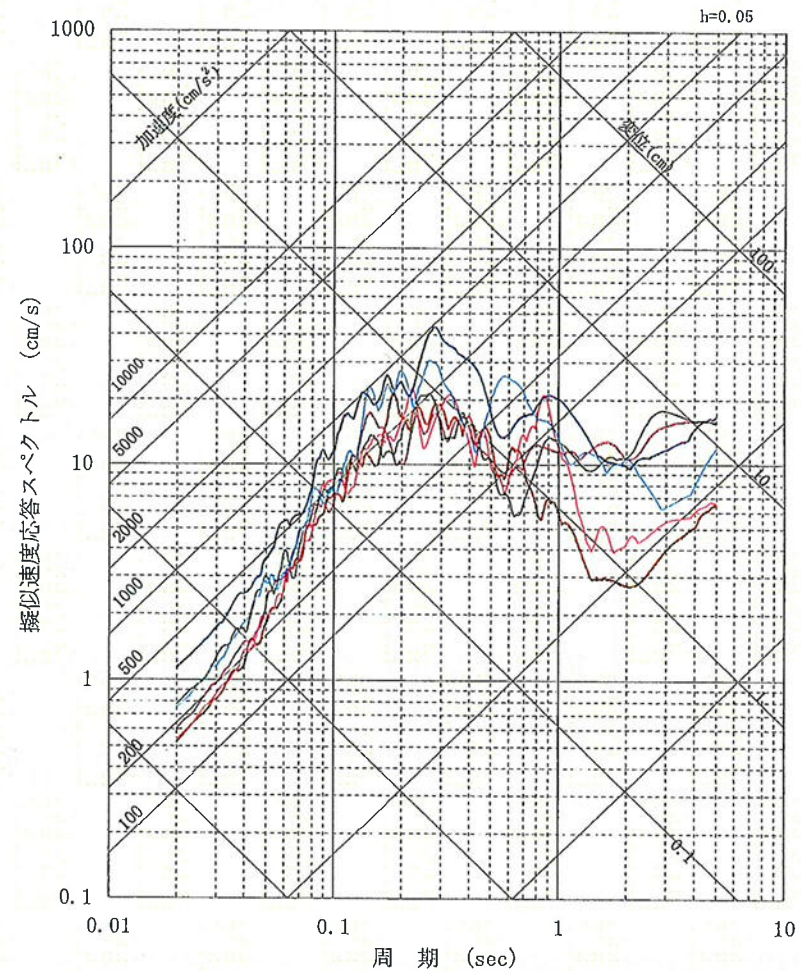
4-3. 地震動評価結果

■ 上林川断層: 上端深さ4km、短周期レベル1.5倍(高浜発電所)



— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
— 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5 — 破壊開始点-6

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)



— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
— 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5 — 破壊開始点-6

鉛直

4-3. 地震動評価結果

■ 孤立した短い活断層(FO-C断層)について、地震動への影響の程度を検討する。

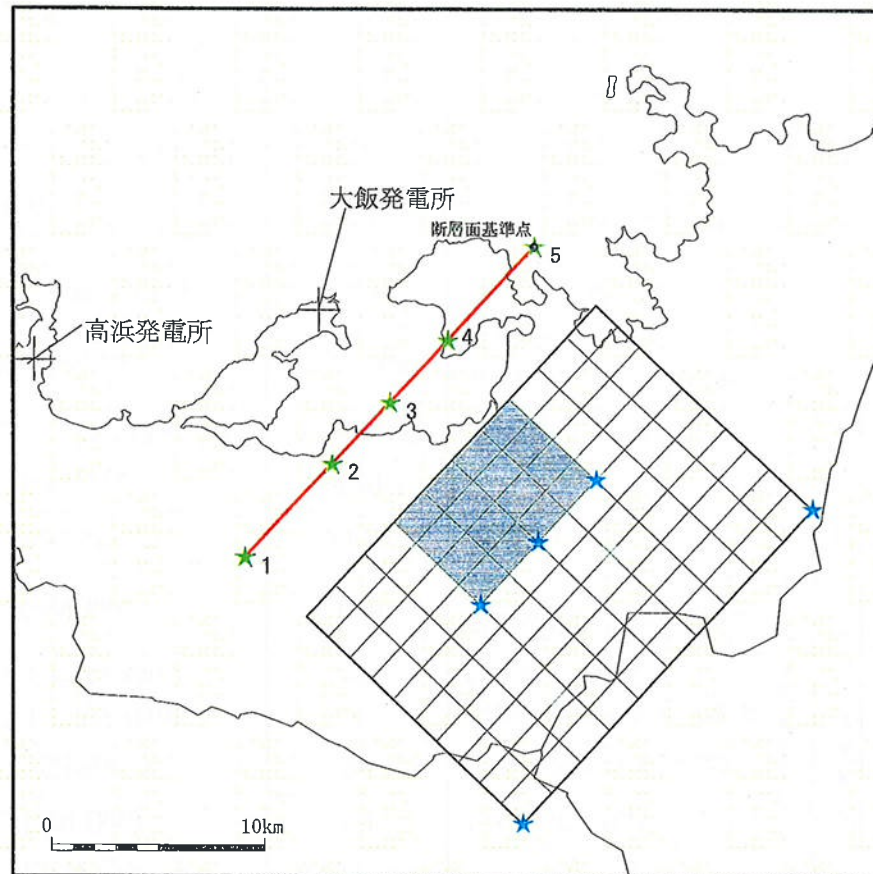
FO-C断層の地震動評価に考慮する不確かさ

| | 断層上端深さ | 断層傾斜角 | アスペリティ | 破壊開始点 | 短周期レベル | 備考 |
|---------------|--------|-----------|--------------|-------|--------------|----|
| 基本ケース | 4km | 90° | 断層が確認されている位置 | 複数設定 | レシピ平均 | |
| 断層傾斜角の不確かさを考慮 | 4km | 75° | 断層が確認されている位置 | 複数設定 | レシピ平均 | |
| 上端深さの不確かさを考慮 | 3km | 90° | 断層が確認されている位置 | 複数設定 | レシピ平均 | |
| 短周期レベル1.5倍 | 4km | 90° | 断層が確認されている位置 | 複数設定 | レシピ平均 × 1.5倍 | |
| ずれの方向 | 4km | 75° (縦ずれ) | 断層が確認されている位置 | 複数設定 | レシピ平均 | |

: 不確かさを考慮したパラメータ

4-3. 地震動評価結果

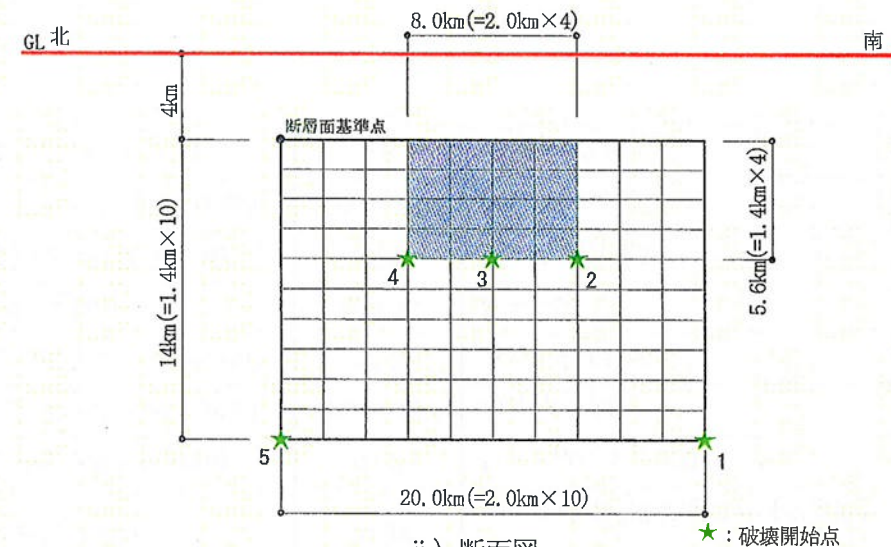
■ 孤立した短い活断層 (FO-C断層) のモデル図



※ 傾斜角 90° の断層面は、傾斜角 0° として図化している。

★：破壊開始点

i) 断層配置図



ii) 断面図

★：破壊開始点

※モデル図は基本ケースを代表して示す

4-3. 地震動評価結果

■FO-C断層の断層パラメータ: 上端4km

| 断層パラメータ | パラメータ | 設定方法 |
|-------------------------------|-------------------------|---|
| 断層長さL(km) | 20 | 断層位置を延長 |
| 断層傾斜角(°) | 90 | 調査結果に基づき設定 |
| 断層上端深さ(km) | 4 | 微小地震の発生及び地下構造を参考に設定 |
| 断層下端深さ(km) | 18 | |
| 断層幅W(km) | 14.0 | 地震発生層と傾斜角から設定 |
| 断層面積S(km <sup>2</sup>) | 280.0 | 断層面より算定 |
| 破壊伝播様式 | 同心円状 | — |
| 地震モーメントM <sub>0</sub> (Nm) | 4.45 × 10 <sup>18</sup> | $M_0 = \{S / (2.23 \times 10^{-15})\}^{1.5}$ |
| 剛性率(N/m <sup>2</sup>) | 3.5 × 10 <sup>10</sup> | $\mu = \rho \beta^2, \rho = 2.7 \text{g/cm}^3, \beta = 3.6 \text{km/s}$ |
| 平均すべり量D(cm) | 45.4 | $D = M_0 / (\mu S)$ |
| 平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa) | 2.3 | $\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) (M_0 / S^{1.5})$ |
| 破壊伝播速度Vr(km/s) | 2.59 | $Vr = 0.72 \beta$ |
| 立ち上がり時間Tr(sec) | 0.72 | $Tr = 2.03 \times 10^{-9} M_0^{1/3}$ |
| 高周波限界遮断周波数 fmax(Hz) | 8.3 | 香川他(2003) |
| 短周期レベルA (Nm/s <sup>2</sup>) | 8.72 × 10 <sup>18</sup> | $A = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$ |
| Q値 | 50f <sup>1.1</sup> | 佐藤他(2007) |

| | 断層パラメータ | パラメータ | 設定方法 |
|---------------------------------|-------------------------------------|-------------------------|---|
| 全
ア
ス
ペ
リ
テ
ィ | 面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup>) | 46.62 | $S_a = \pi r^2$
$r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4 A_a R), R = (S / \pi)^{0.5}$ |
| | 平均すべり量D <sub>a</sub> (cm) | 91.3 | $D_a = \gamma_D D, \gamma_D = 2.01$ |
| | 地震モーメントM <sub>0a</sub> (Nm) | 1.49 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0a} = \mu S_a D_a$ |
| | 応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa) | 13.9 | $\Delta \sigma_a = (S / S_a) \Delta \sigma$ |
| 背
景
領
域 | 面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup>) | 233.38 | $S_b = S - S_a$ |
| | 平均すべり量D <sub>b</sub> (cm) | 36.2 | $D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$ |
| | 地震モーメントM <sub>0b</sub> (Nm) | 2.96 × 10 <sup>18</sup> | $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ |
| | 実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa) | 2.8 | $\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$ |

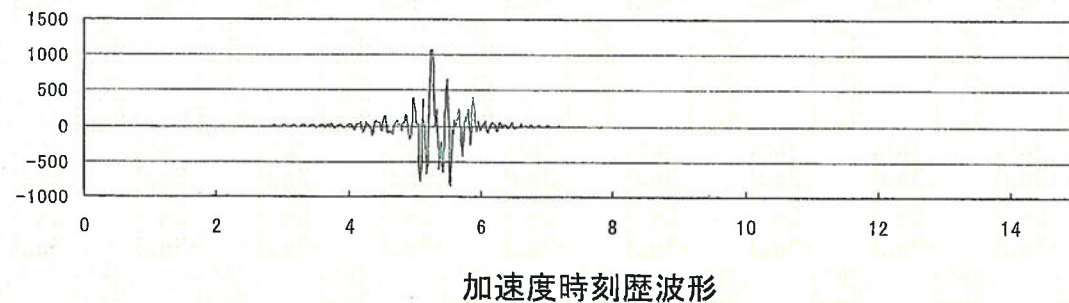
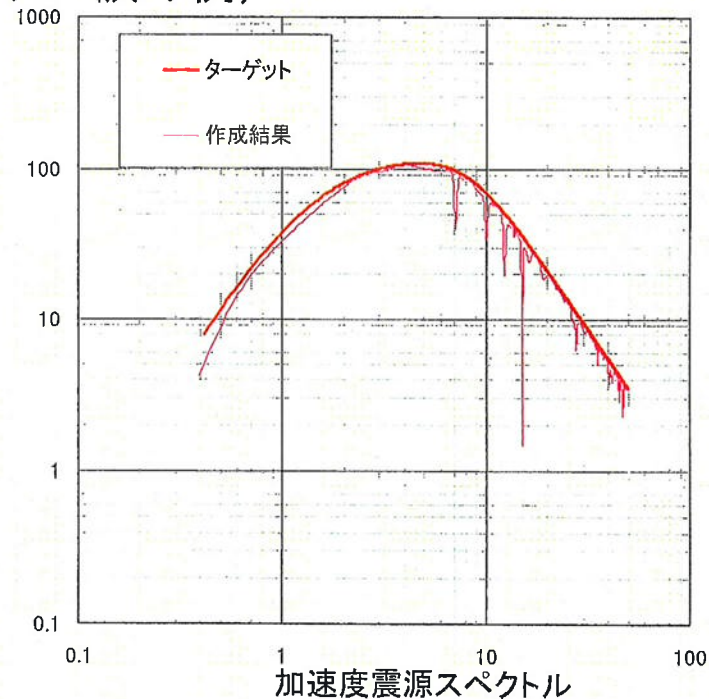
※パラメータは基本ケースを代表して示す

4-3. 地震動評価結果

■統計的グリーン関数法で用いる要素地震の振幅及び経時特性(時刻歴の包絡関数)

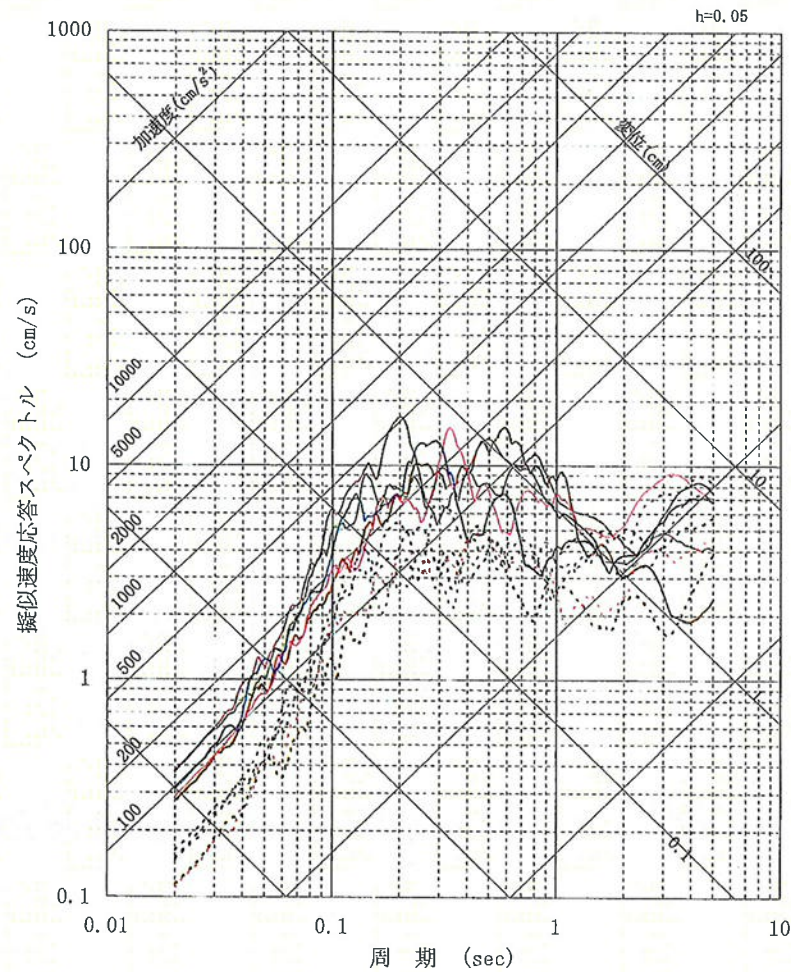
要素地震波の作成結果(FO-C断層のSH波の例)

| 作成条件(FO-C断層) | |
|-----------------------------|---|
| 地震モーメント M_0 | $2.24 \times 10^{16} \text{N} \cdot \text{m}$ |
| 応力降下量 $\Delta \sigma_a$ | 14.5MPa |
| 高周波限界遮断周波数 f_{max} | 8.3Hz |
| 要素断層面積 S | 2.8km^2
($1.4 \text{km} \times 2 \text{km}$) |
| 震源距離 R | 1km |



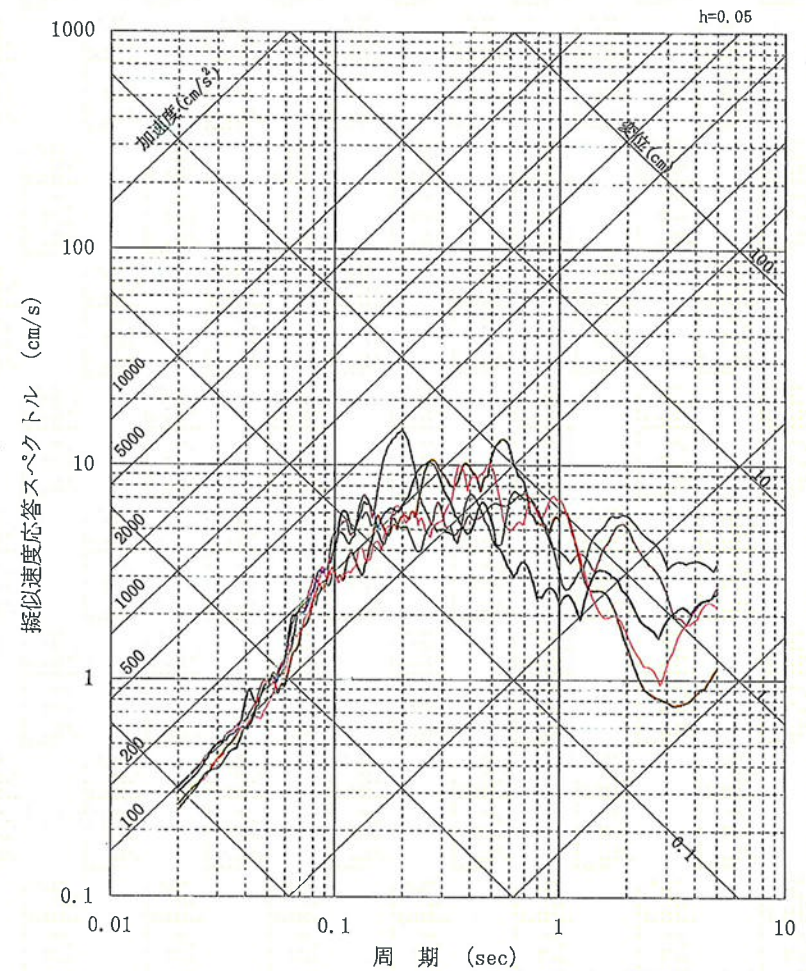
4-3. 地震動評価結果

■FO-C断層上端深さ4km、傾斜角90° (高浜発電所)



— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
 — 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)

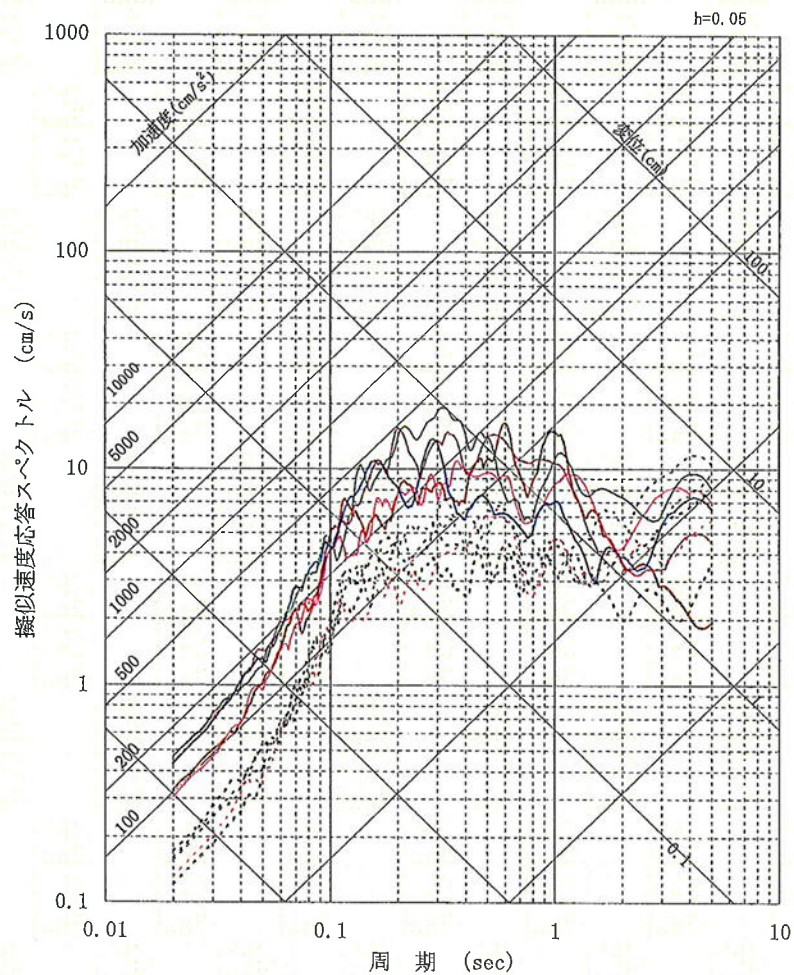


— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
 — 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5

鉛直

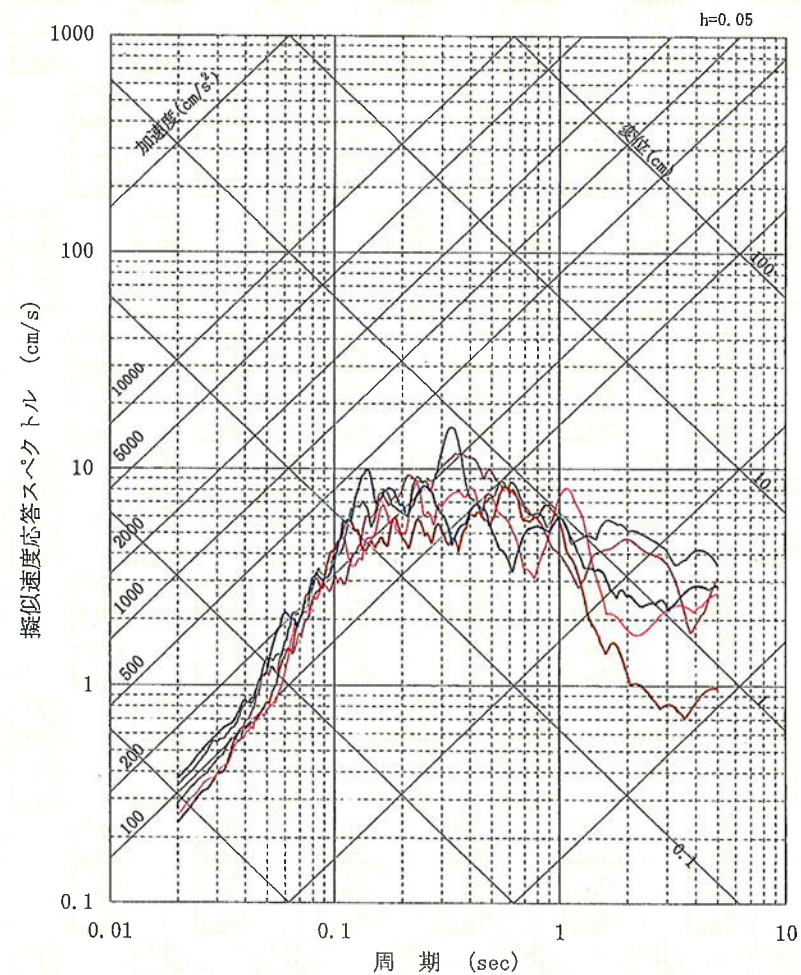
4-3. 地震動評価結果

■FO-C断層: 上端深さ4km、傾斜角75° (高浜発電所)



— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
— 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)

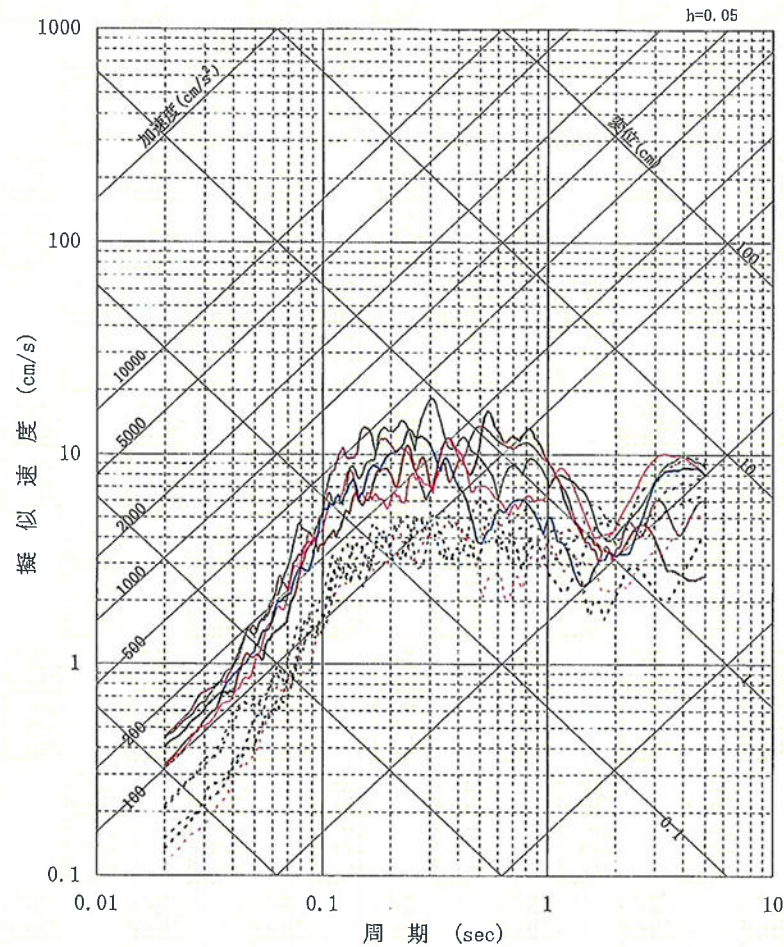


— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
— 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5

鉛直

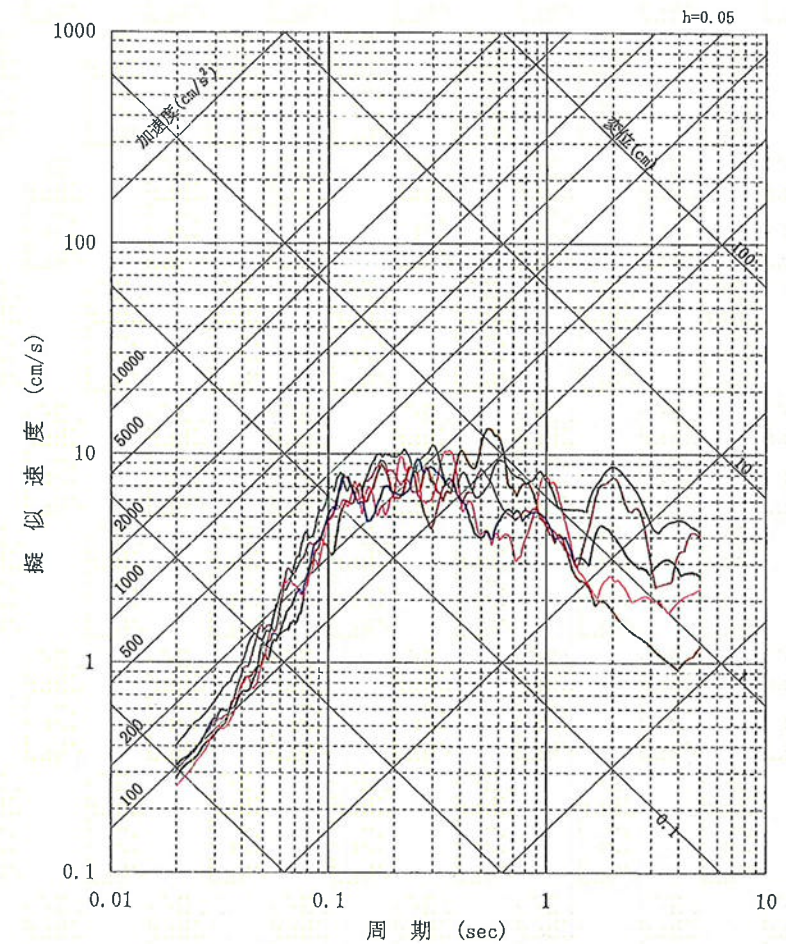
4-3. 地震動評価結果

■FO-C断層:上端深さ3km(高浜発電所)



— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
 — 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)

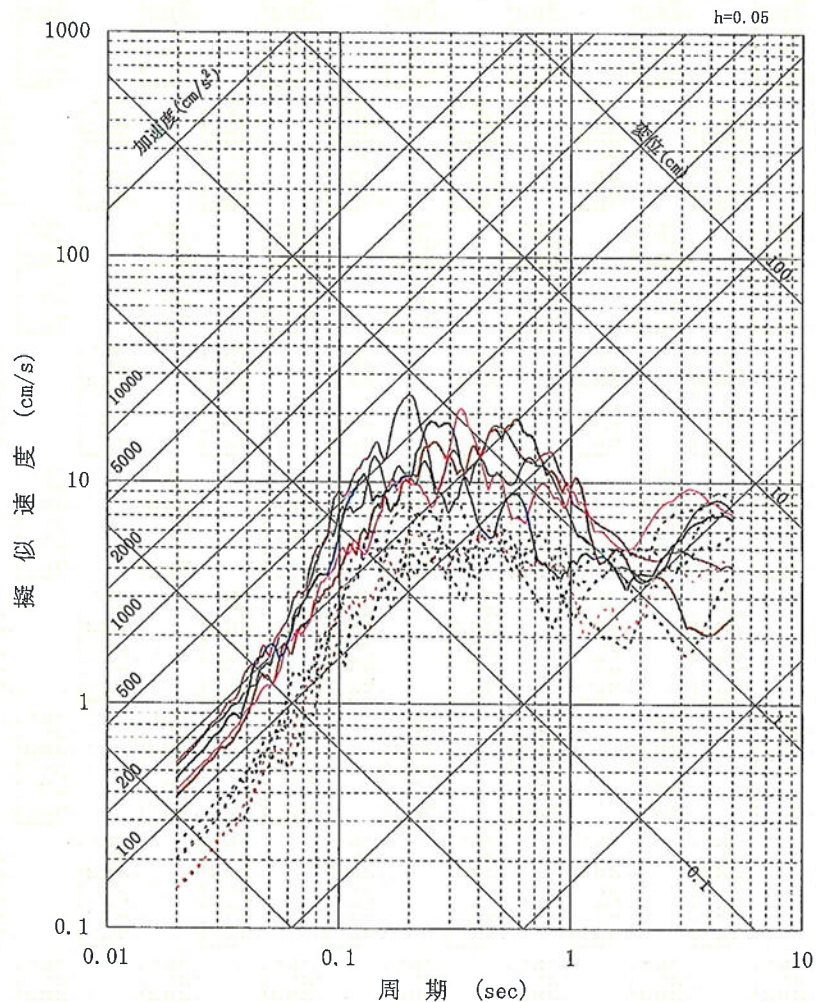


— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
 — 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5

鉛直

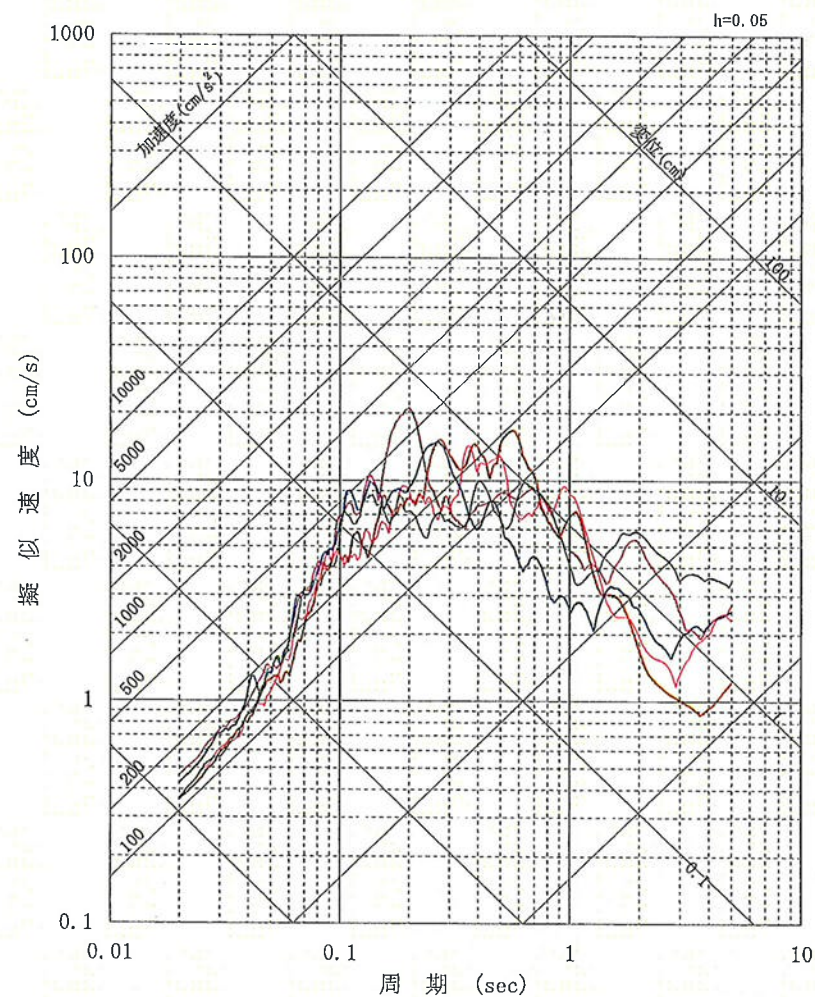
4-3. 地震動評価結果

■FO-C断層: 上端深さ4km、短周期レベル1.5倍(高浜発電所)



—破壊開始点-1 —破壊開始点-2 —破壊開始点-3
—破壊開始点-4 —破壊開始点-5

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)

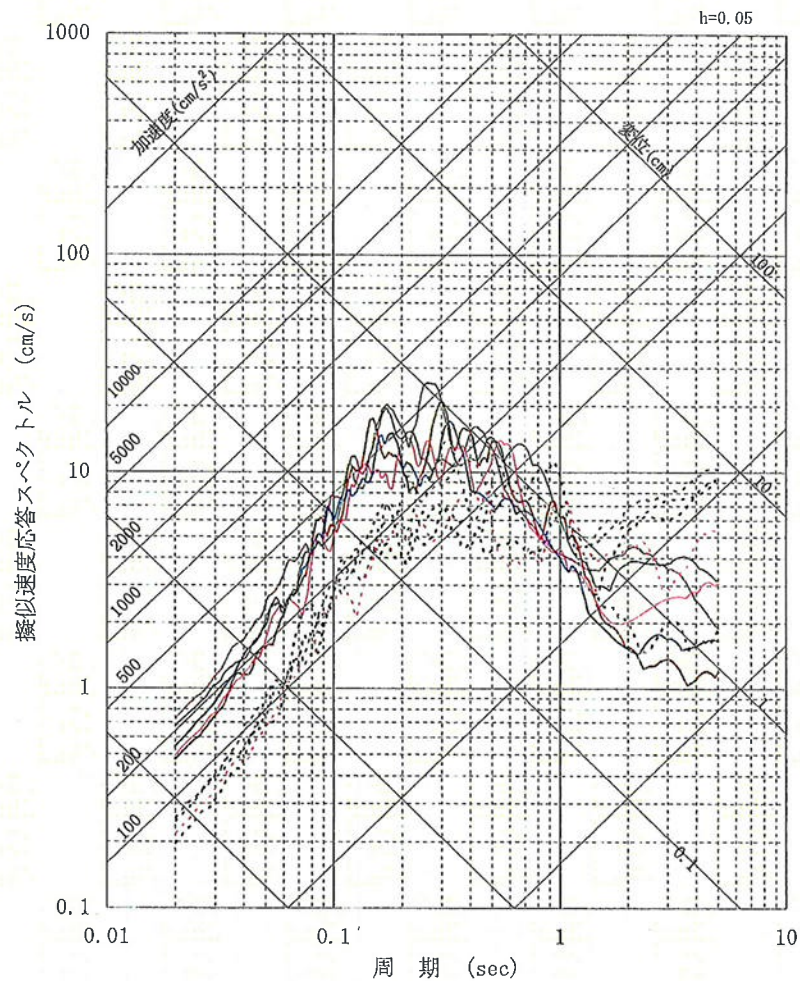


—破壊開始点-1 —破壊開始点-2 —破壊開始点-3
—破壊開始点-4 —破壊開始点-5

鉛直

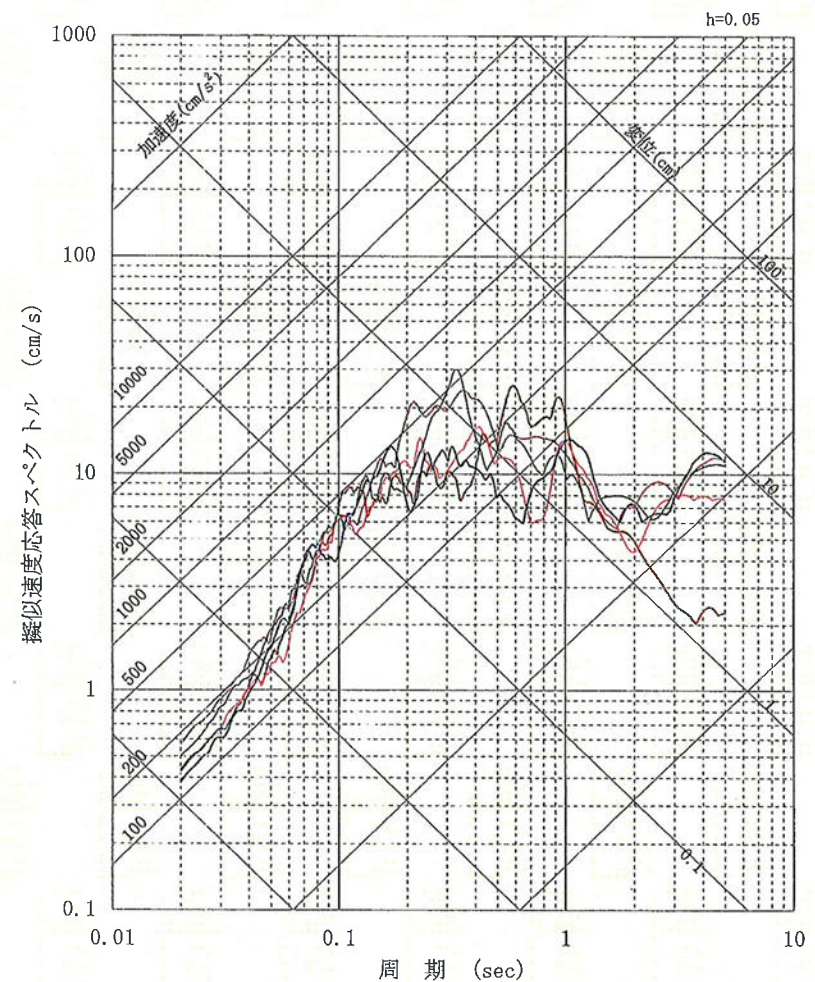
4-3. 地震動評価結果

■FO-C断層:上端深さ4km、傾斜角75°、縦ずれ(高浜発電所)



— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
— 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5

水平(実線: NS方向、破線: EW方向)

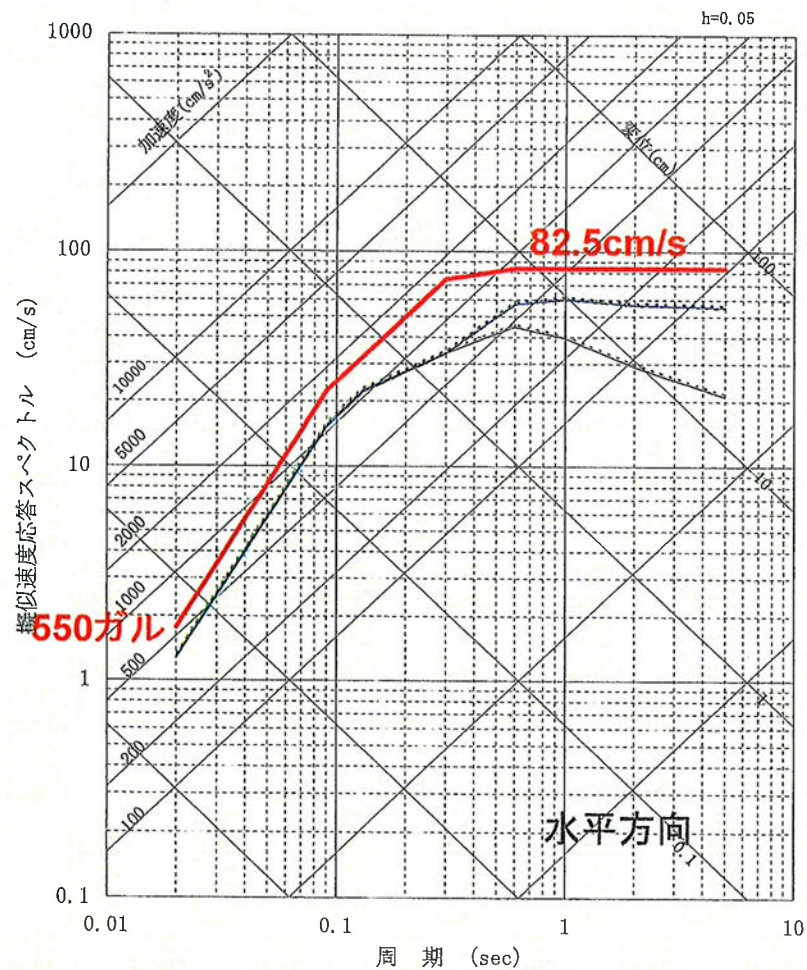


— 破壊開始点-1 — 破壊開始点-2 — 破壊開始点-3
— 破壊開始点-4 — 破壊開始点-5

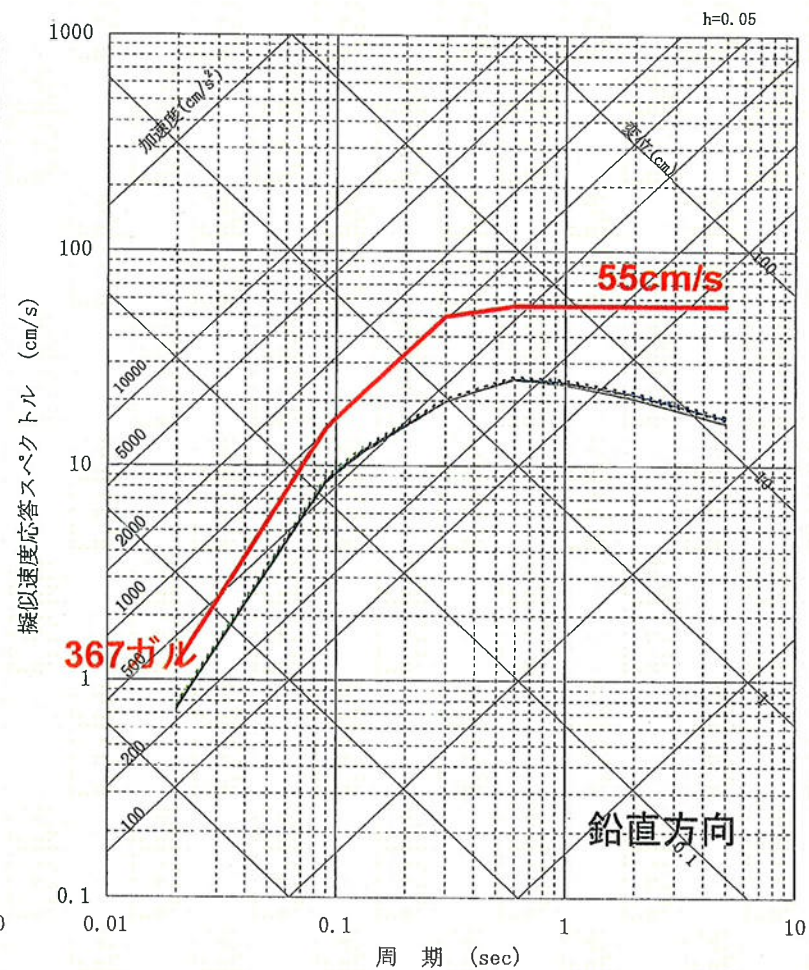
鉛直

4-4. 基準地震動Ssの策定

■ 合同C12-4-2で示した基準地震動Ssの設計用応答スペクトルと耐専式による評価結果と比較する。



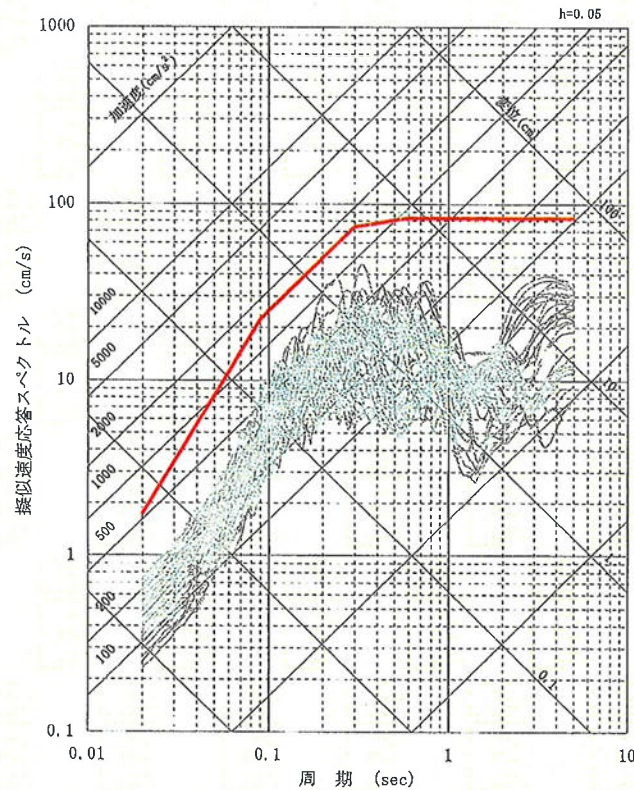
— 上林川断層 (上端4km) 上林川断層 (上端3km)
 — FO-A~FO-B断層 (上端4km) FO-A~FO-B断層 (上端3km)
 — 基準地震動Ss-H



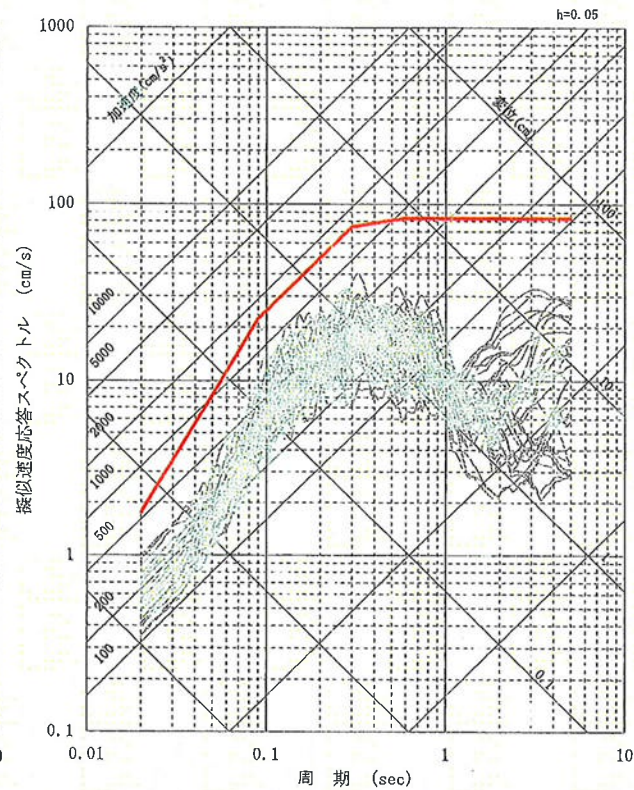
— 上林川断層 (上端4km) 上林川断層 (上端3km)
 — FO-A~FO-B断層 (上端4km) FO-A~FO-B断層 (上端3km)
 — 基準地震動Ss-v

4-4. 基準地震動Ssの策定

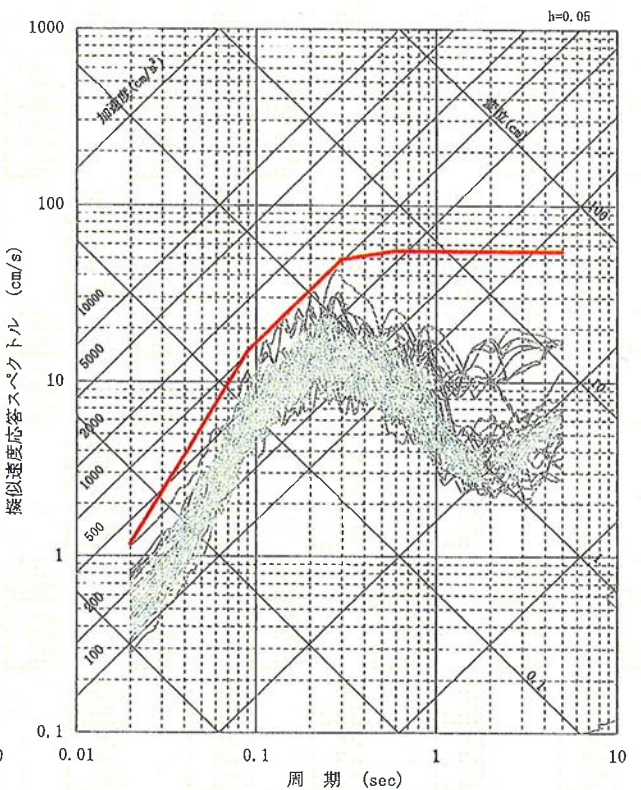
■ 前ページで示した基準地震動Ssの設計用応答スペクトルに対し、断層モデルを用いた地震動評価結果はNS/EW/UD方向全てで包絡されている。



水平(NS)方向



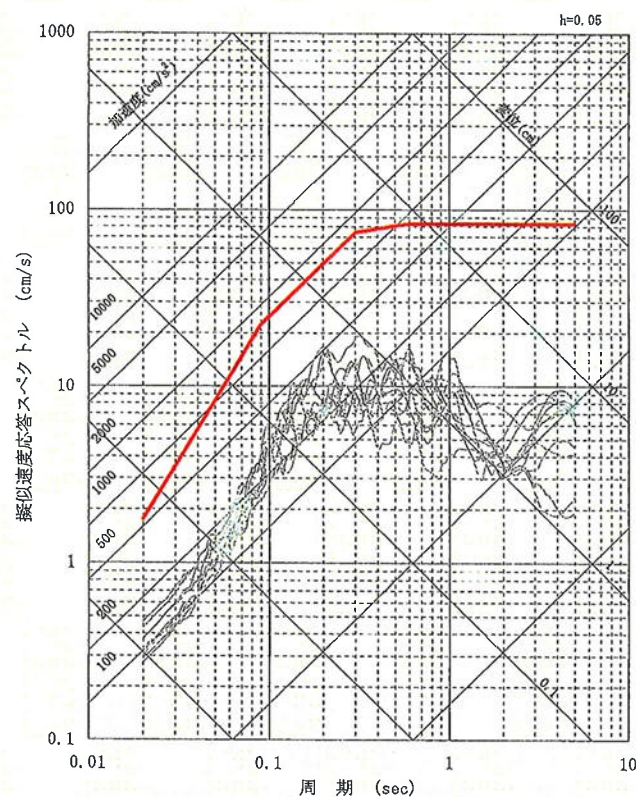
水平(EW)方向



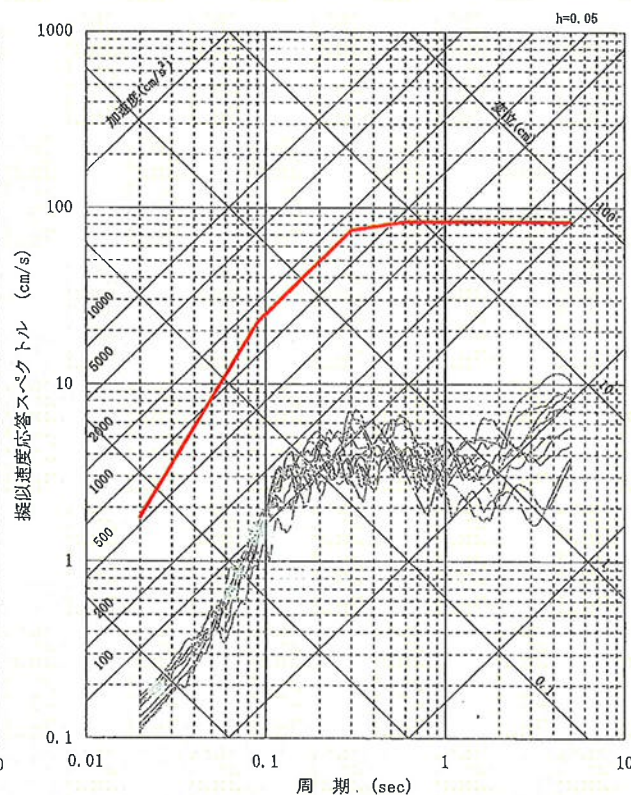
鉛直(UD)方向

4-4. 基準地震動Ssの策定

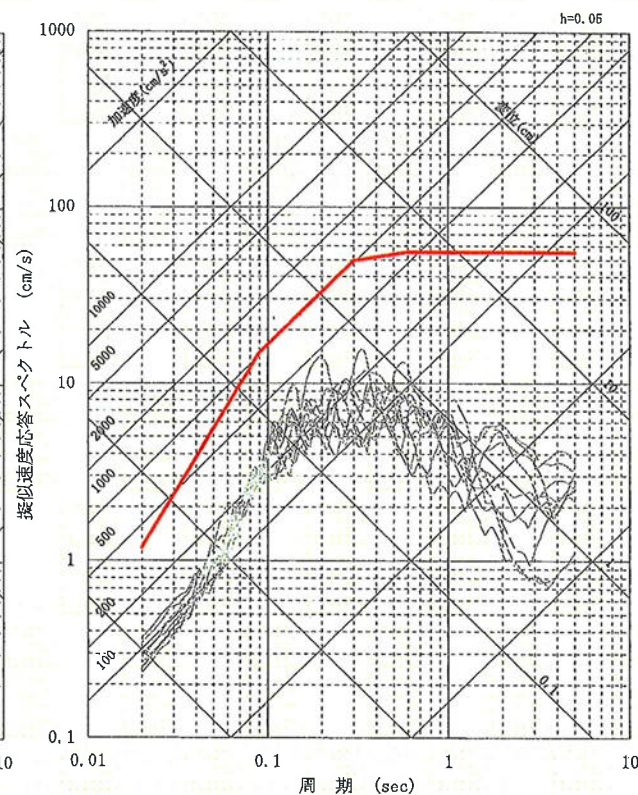
■ 孤立した短い活断層(FO-C)断層による評価結果が、基準地震動Ssに収まっていることを確認する。



水平(NS)方向



水平(EW)方向



鉛直(UD)方向

5. 震源を特定せず策定する地震動

高浜発電所の震源を特定せず策定する地震動は、加藤他(2004)による応答スペクトルを採用する。

加藤他(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あらかじめ特定できない地震(以下「震源を事前に特定できない地震」という。)による震源近傍の硬質地盤上における強震記録を用いて、震源を事前に特定できない地震による地震動の上限レベルの応答スペクトルを設定している。

また、最新の知見を考慮しても、この応答スペクトルを上回るような、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は得られていない。

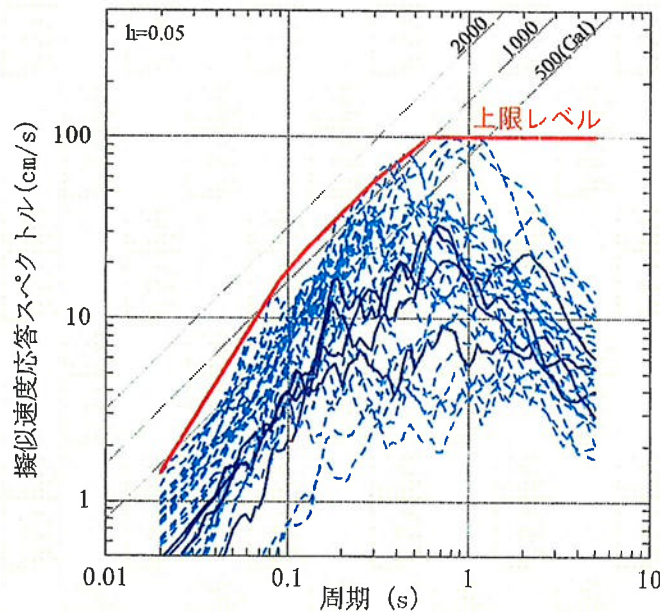


図8 震源を事前に特定できない地震による震源近傍の観測記録の水平動応答スペクトルとその上限レベル

(実線は1997年鹿児島県北西部地震の鶴田ダムの特クトル、破線はスケーリングの観点から確実に事前に震源を特定できるとは断定できないと判断したMj6.5(Mw6.2)以下の7地震の特クトル)

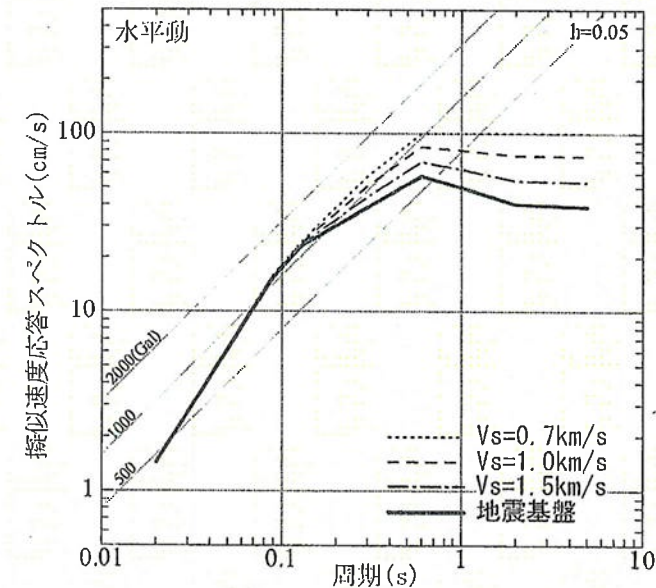
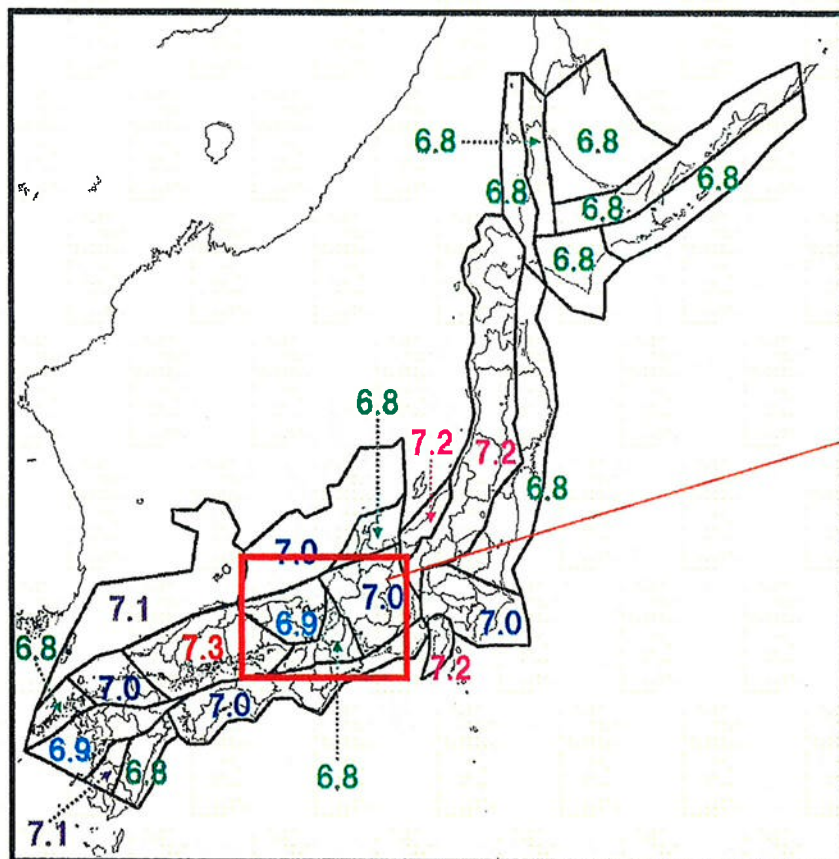


図9 震源を事前に特定できない地震による水平動の地震動レベル

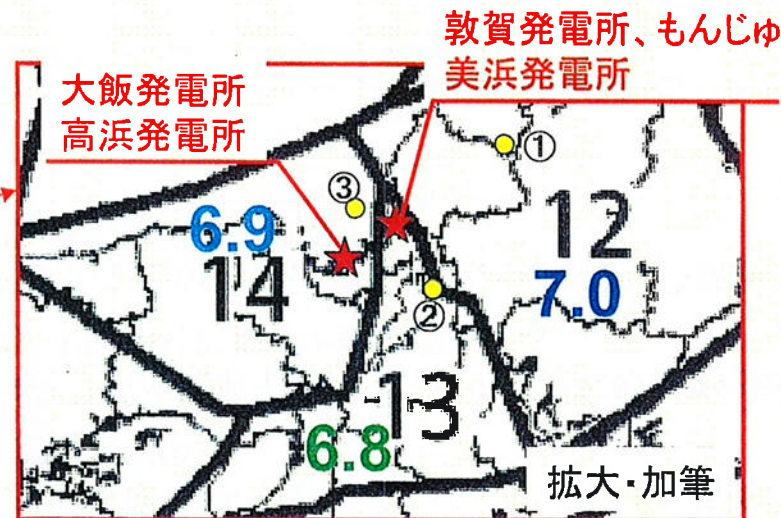
5. 震源を特定せず策定する地震動

■領域震源区分から推定される地震の規模

地震調査研究推進本部(2009)は、震源断層が特定された主要活断層帯と海溝型地震以外にも、例えば活断層が知られていないところで発生する内陸の浅い地震やプレート間の中小地震等を「震源断層を予め特定しにくい地震」と呼び、下図に示すように領域と最大マグニチュードを設定し、確率論的地震動予測地図作成の際にその影響を考慮している。若狭地域における「震源断層を予め特定しにくい地震」の最大マグニチュードはM6.8～6.9とされている。

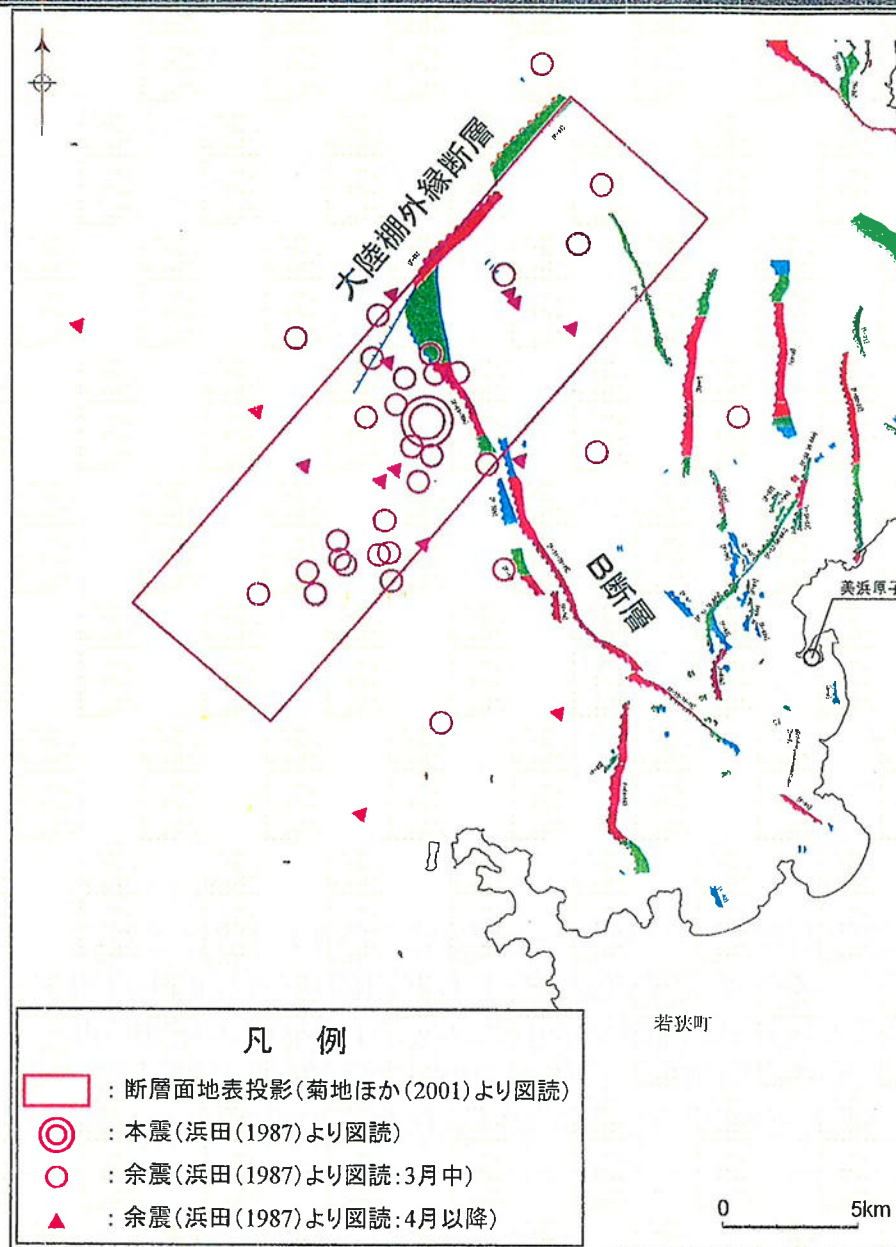


- ①1961年北米濃地震(M7.0)【領域12】
- ②1909年江濃(姉川)地震(M6.8)【領域13】
- ③1963年越前岬沖地震(M6.9)【領域14】



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 地震調査研究推進本部(2009)

5. 震源を特定せず策定する地震動



- 1963年3月27日に発生した越前岬沖地震について、余震分布の検討<sup>(1)</sup>や波形インバージョンによる検討<sup>(2)</sup>が実施されている。
- 余震分布や波形インバージョンにより求められた断層面は、大陸棚外縁断層と調和的である。
- 以上のことから、越前岬沖地震と大陸棚外縁断層とは関連があるものと判断する。

走向と広域応力場との関係から右横ずれが卓越する断層と考えられ、波形インバージョン等の結果からも右横ずれであることが確認される。波形インバージョンの結果では、 63° 南東傾斜である。

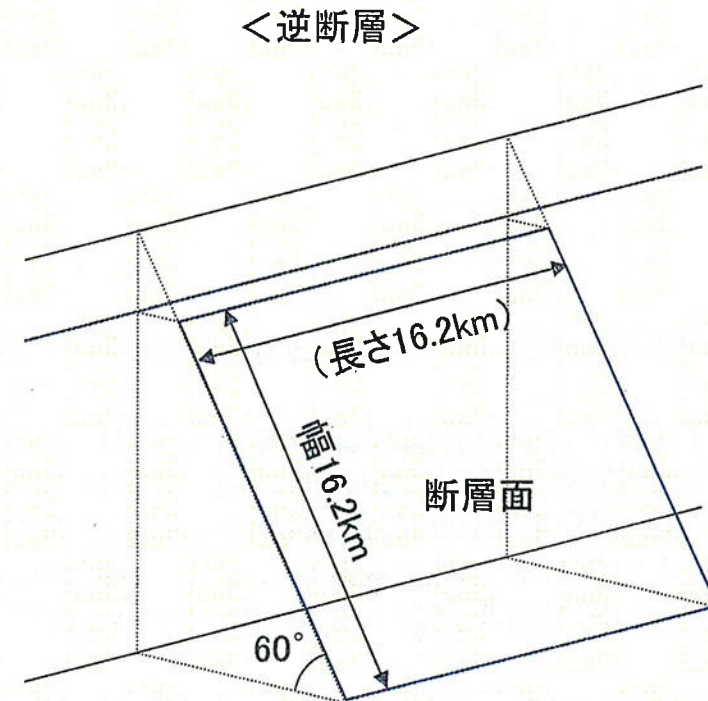
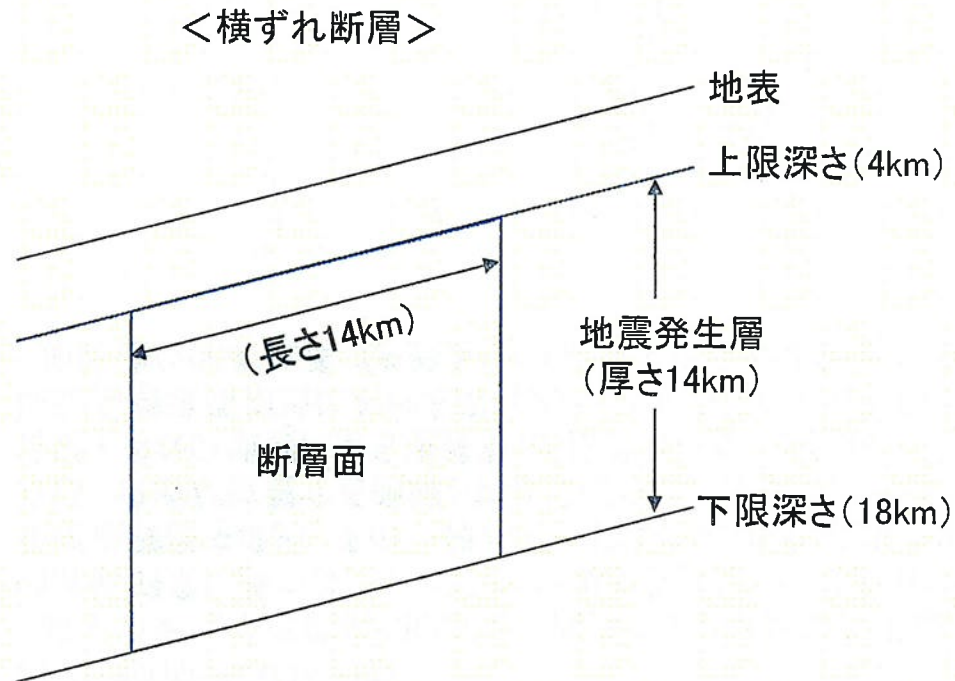
地震動評価においては、傾斜 60° の横ずれ断層として設定

- (1) 浜田信生(1987):日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, 気象研究所研究報告, 38, 77-156
- (2) 菊地正幸・中村操・山田真・吉川一光(2001):気象庁強震記録による1963年3月27日越前岬沖地震の震源過程

5. 震源を特定せず策定する地震動

■地震発生層から推定される地震の規模

敷地周辺における地震発生層は、上限深さ約4km、下限深さ約18km となり、その厚さは14km程度と推定される。「震源を特定しない地震」の最大規模が、地震発生層を飽和する震源断層による地震であると考え、地震発生層の上限から下限まで広がる断層幅及びそれに等しい断層長さの震源断層を仮定した場合、地震発生層から推定される地震の規模は、入倉・三宅(2001)による断層面積と地震モーメントの関係式及び武村(1990)による地震モーメントとマグニチュードMの関係式を介して鉛直断層ではM6.6、傾斜角 60° の断層ではM6.8 に相当する。

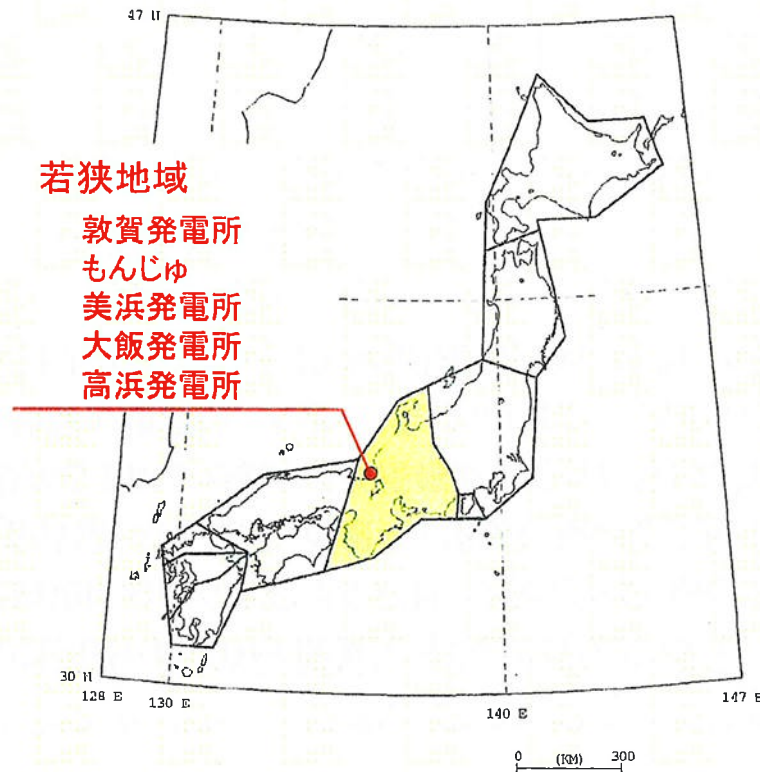


5. 震源を特定せず策定する地震動

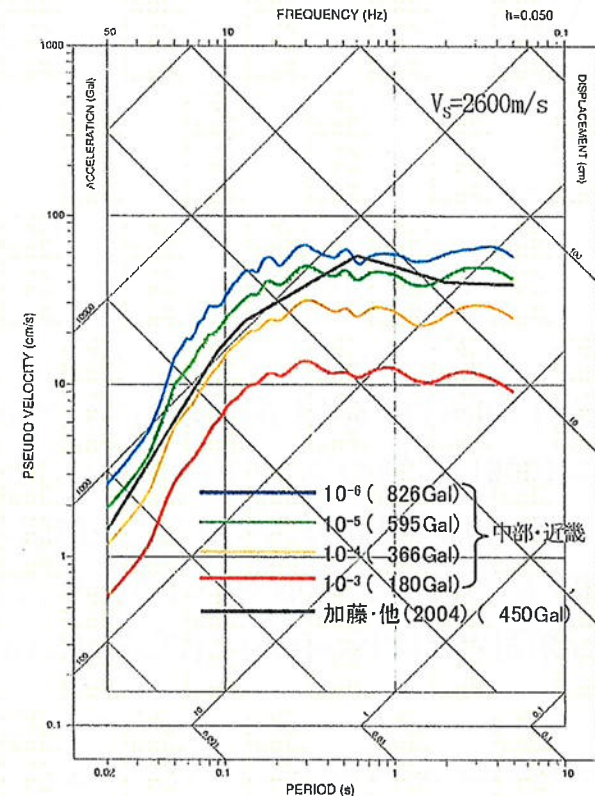
■ 超過確率の参照

原子力安全基盤機構(2005)は、断層モデルを用いた手法によるM5.5～M7.3の地震の震源近傍における地震動評価結果に基づき、各地域の「震源を特定しない地震」による地震動について、地震基盤面における水平動の年超過確率を求め、その一様ハザードスペクトルを算出している。原子力安全基盤機構(2005)による領域区分、及び、敷地が位置する領域(中部・近畿)における一様ハザードスペクトルと、加藤他(2004)による「震源を事前に特定できない地震による地震動」の応答スペクトルをNoda et al.(2002)による地盤の増幅特性を用いて補正した地震基盤表面相当における応答スペクトルを比較して下図に示す。

加藤他(2004)に基づき設定した「震源を特定せず策定する地震動」の年超過確率は $10^{-4} \sim 10^{-5}$ 程度である。



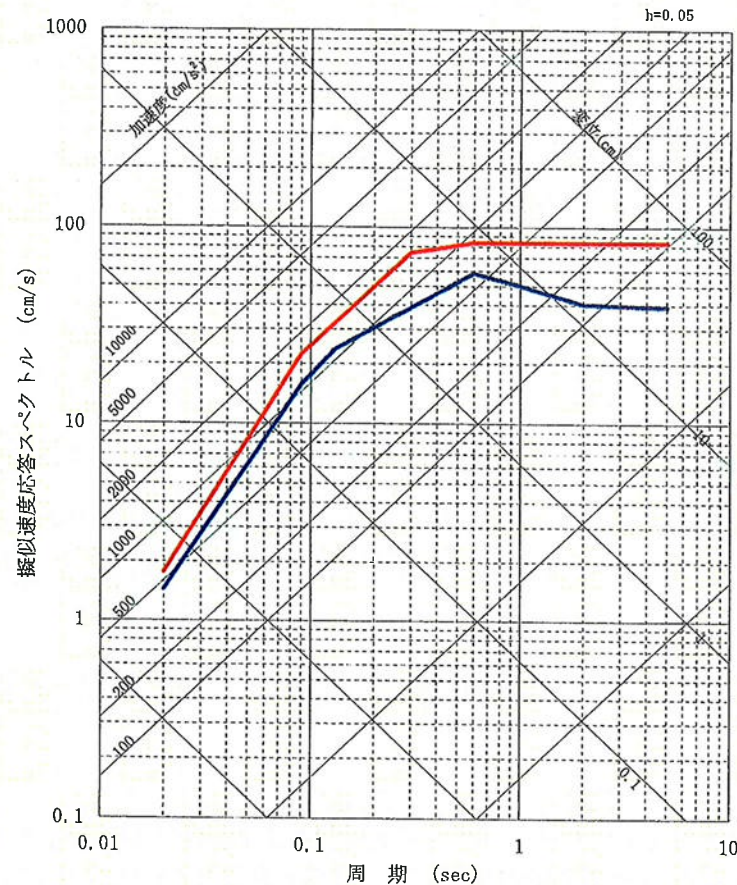
原子力安全基盤機構(2005)による領域区分



敷地が位置する領域(左図黄色網掛部)の地震基盤面相当における一様ハザードスペクトルと加藤他(2004)による「震源を事前に特定できない地震による地震動」の応答スペクトルの比較

5. 震源を特定せず策定する地震動

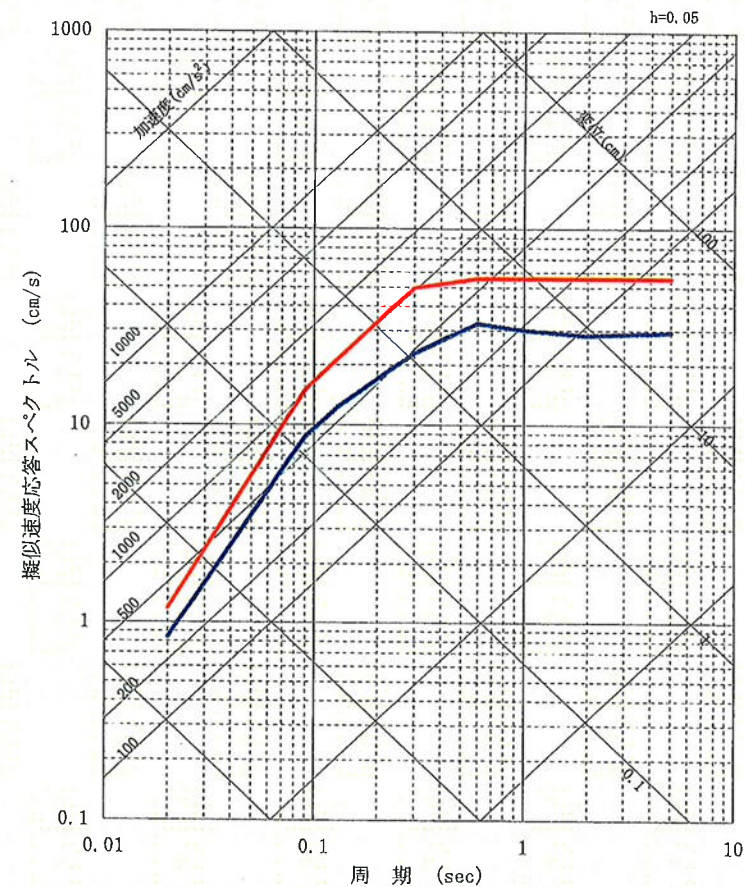
「震源を特定せず策定する地震動」は、地域性の検討結果を踏まえ、加藤他(2004)に基づき、地震基盤から高浜サイトにおける解放基盤表面に至る地盤増幅率をNoda et al.(2002)の方法に従い評価した。



— 加藤ほか (2004) による応答スペクトル ($V_s=2.2\text{km/s}$)

— 標準地震動 S_{s-H}

水平方向



— 加藤ほか (2004) による応答スペクトル ($V_p=4.3\text{km/s}$)

— 標準地震動 S_{s-v}

鉛直方向

設計用応答スペクトル S_{s-H} 、 S_{s-v} は「震源を特定せず策定する地震動」を全ての周期帯で包絡することから、標準地震動 S_s としては、設計用応答スペクトル S_{s-H} 、 S_{s-v} で代表させることとする。

6. 年超過確率の参照

参考として、基準地震動 S_s の設計用応答スペクトルと日本原子力学会(2007)の方法に基づき試算した敷地における地震動の一樣ハザードスペクトルを比較し、策定した基準地震動 S_s の設計用応答スペクトルがどの程度の年超過確率に相当するか把握する。

震源モデルとして、特定震源モデルと領域震源モデルを作成する。

(1) 特定震源モデルに基づく評価

①「主要活断層震源モデル」

敷地に影響を及ぼすと考えられる活断層として、敷地周辺の地質調査結果等に基づいて設定された活断層をモデル化。このうち、特に敷地に影響を及ぼすと考えられる活断層については、ロジックツリーに展開し評価した。

②「その他の活断層震源モデル」

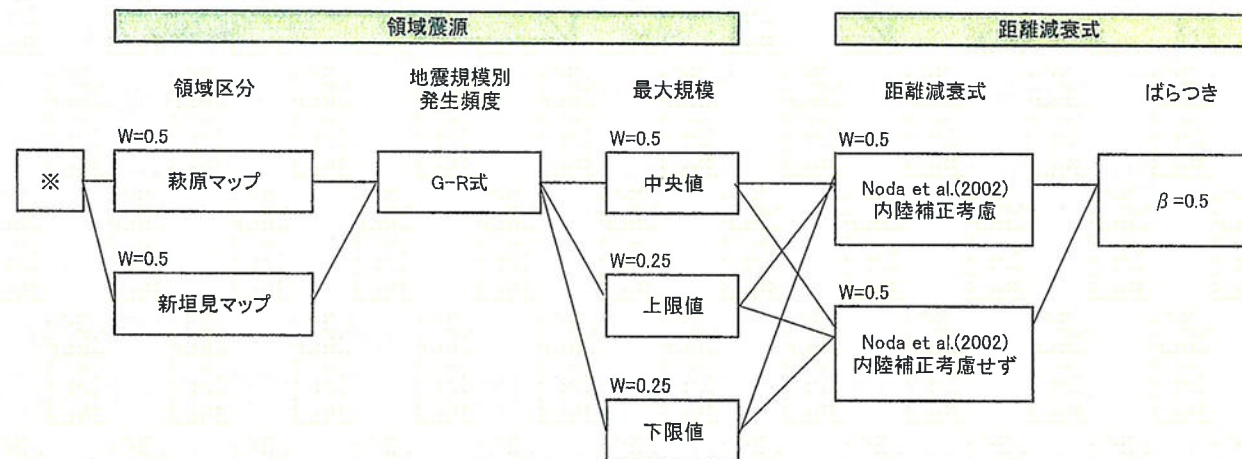
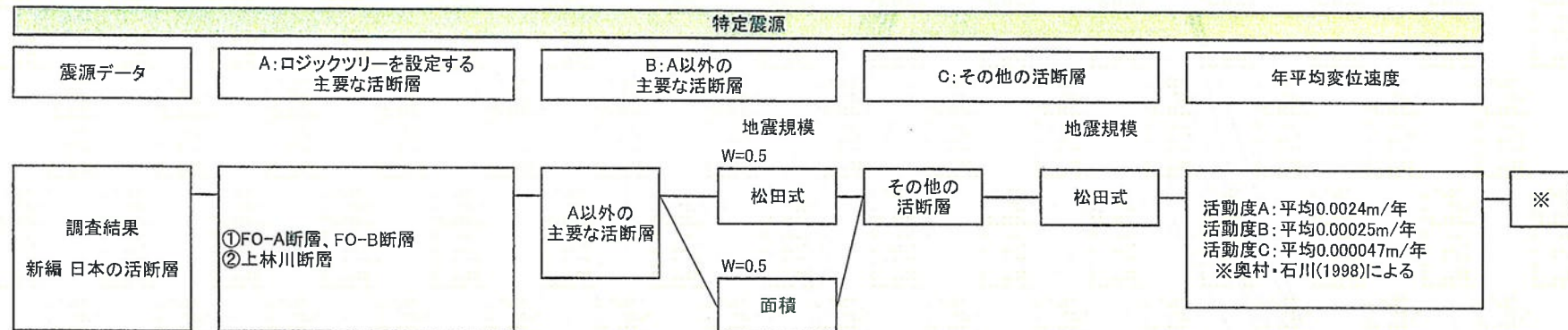
主要活断層震源モデル以外の活断層を対象に、基本的にサイトから100km以内にある新編日本の活断層に掲載されている確実度Ⅰ及びⅡの活断層をモデル化。

(2) 領域震源モデルに基づく評価

領域震源モデルについては、萩原(1991)及び垣見・他(2003)の領域区分に基づき、各領域の最大マグニチュードは領域内の過去の地震の最大値を元に設定。

6. 年超過確率の参照

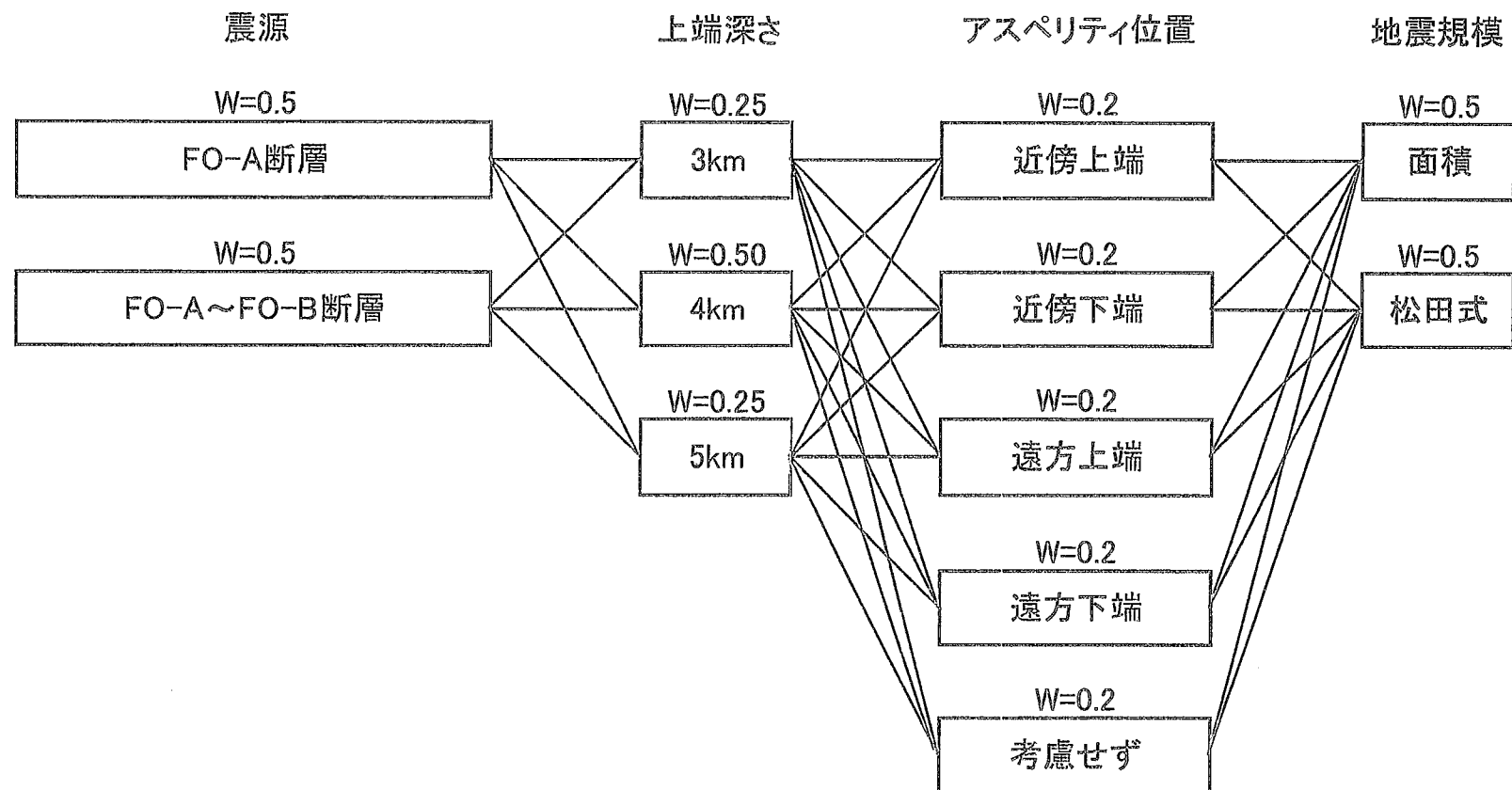
設定したロジックツリー



6. 年超過確率の参照

ロジックツリーを設定した主要な活断層(高浜発電所)

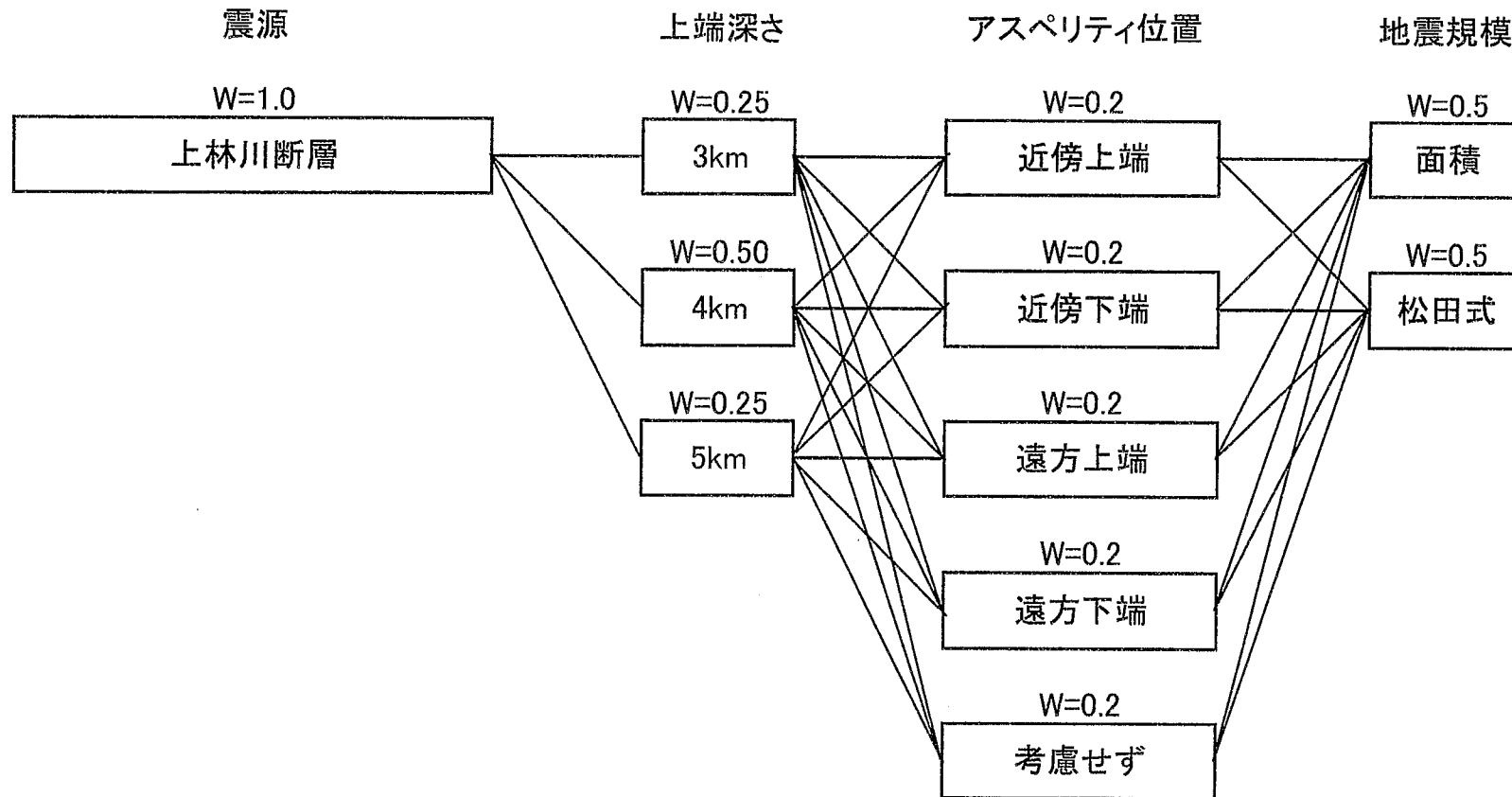
①FO-A断層、FO-B断層



6. 年超過確率の参照

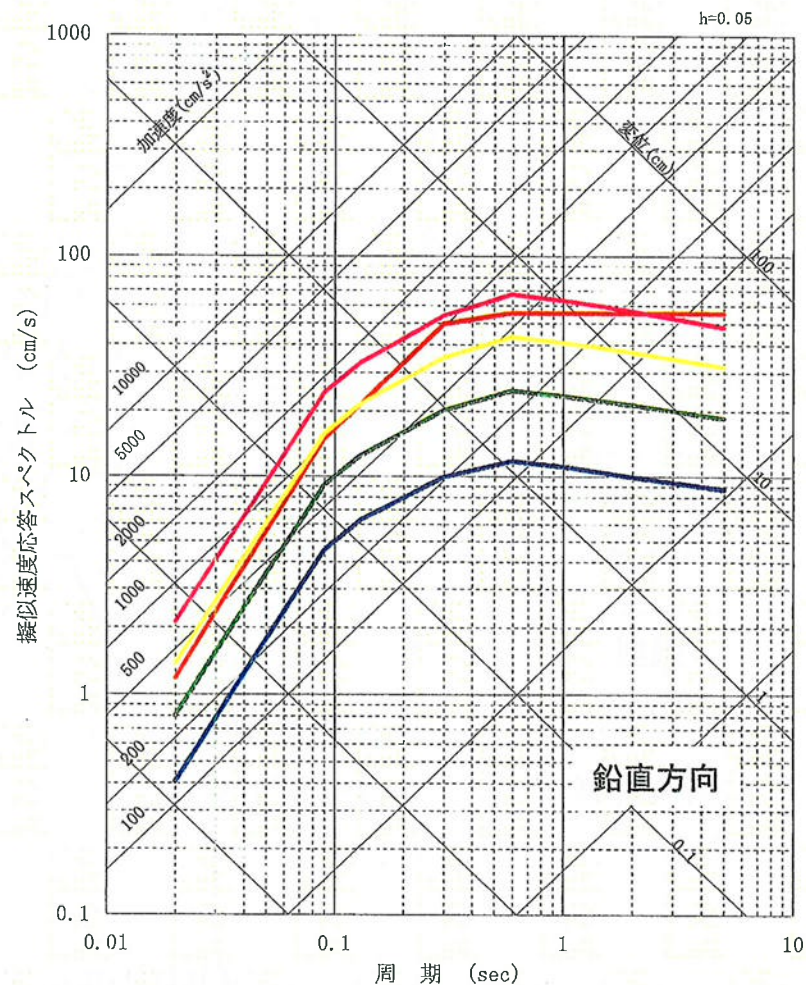
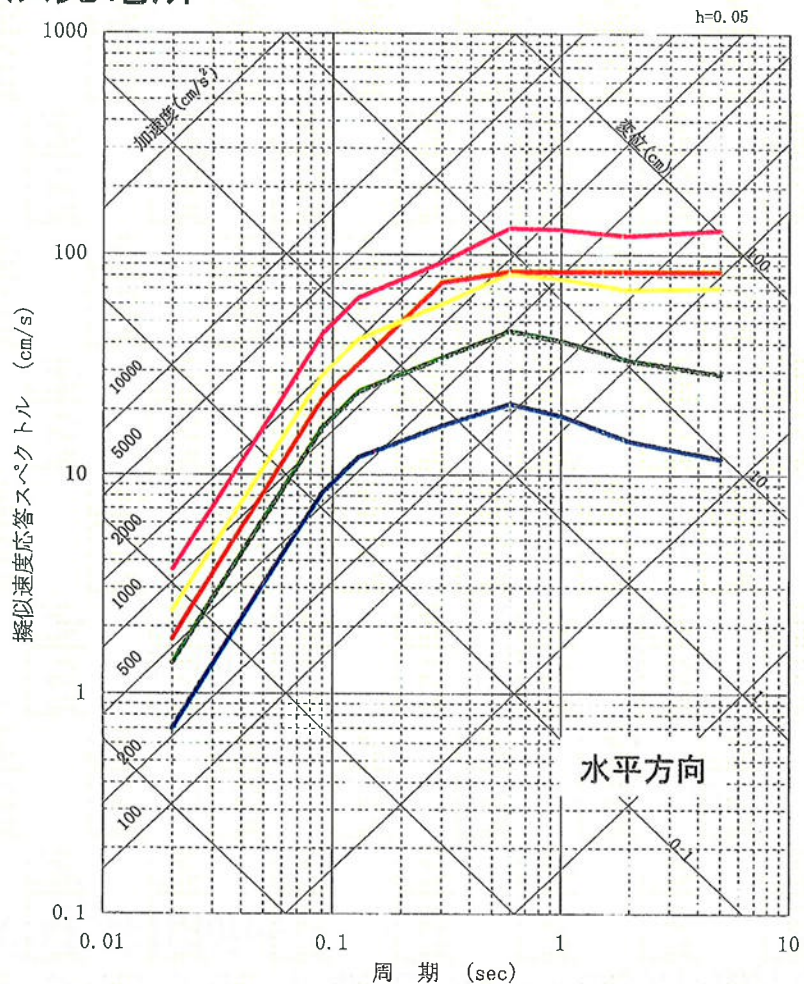
ロジックツリーを設定した主要な活断層(高浜発電所)

②上林川断層



6. 年超過確率の参照

基準地震動Ssの設計用応答スペクトルと年超過確率毎の一樣ハザードスペクトルとの比較
○高浜発電所



凡例

— 基準地震動Ss
— 年超過確率 10^{-6}
— 年超過確率 10^{-4}

— 年超過確率 10^{-5}
— 年超過確率 10^{-3}

6. 年超過確率の参照

基準地震動 S_s の設計用応答スペクトルと日本原子力学会(2007)の方法に基づき試算した敷地における地震動の一樣ハザードスペクトルを比較し、策定した基準地震動 S_s の設計用応答スペクトルの年超過確率は $10^{-4} \sim 10^{-5}$ 程度であることを確認した。

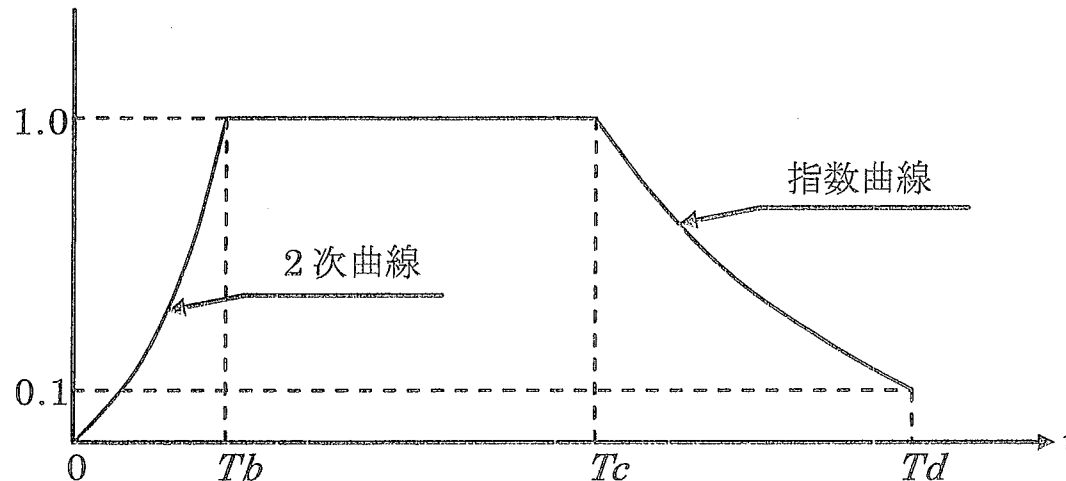
参考1 模擬地震波の作成に関する検討

■設計用応答スペクトルに適合する模擬地震波 S_{S-1H} 、 S_{S-1V} は、位相角を一様乱数として与えた正弦波を重ね合わせて、それぞれの目標とする応答スペクトルに適合するように補正して作成する。

■振幅包絡線の経時的変化については、Noda et al.(2002)に基づく(下表)

模擬地震波 S_{S-H} 、 S_{S-V} の振幅包絡線の経時的変化

| 地震動 | マグニ
チュード
M | 等価震源
距離
X_{eq} (km) | 振幅包絡線の経時的変化(s) | | |
|--------------------------|------------------|-----------------------------|----------------|-------|-------|
| | | | t_b | t_c | t_d |
| S_{S-1H}
S_{S-1V} | 7.8 | 60 | 9.33 | 31.21 | 79.76 |



$$T_b = 10^{0.5M-2.93}$$

$$T_c - T_b = 10^{0.3M-1.0}$$

$$T_d - T_c = 10^{0.17M+0.54\log X_{eq}-0.6}$$

$$E(t) = \begin{cases} (T/T_b)^2 & 0 \leq T \leq T_b \\ 1.0 & T_b \leq T \leq T_c \\ e^{\frac{\ln(0.1)}{T_d-T_c}(T-T_c)} & T_c \leq T \leq T_d \end{cases}$$

参考1 模擬地震波の作成に関する検討

■h=5%,1%の2つの減衰定数に対する応答スペクトルを目標のスペクトルとする。

■h=1%の応答スペクトルは、Noda et al.(2002)に基づき、h=5%の応答スペクトルに補正係数を乗じて算定する。

○Noda et al.(2002)による補正係数

$$\eta(T, h) = \begin{cases} \frac{1}{(1 + a(h - 0.05) \exp(-b \times T / T_{eq}))^{1/2}} & (T = T_C \sim T_H) \\ \frac{1}{(1 + a(h - 0.05) \exp(-b \times T_c / T_{eq}))^{1/2}} & (T = T_B) \\ 1 & (T = T_A) \end{cases}$$

ここで、

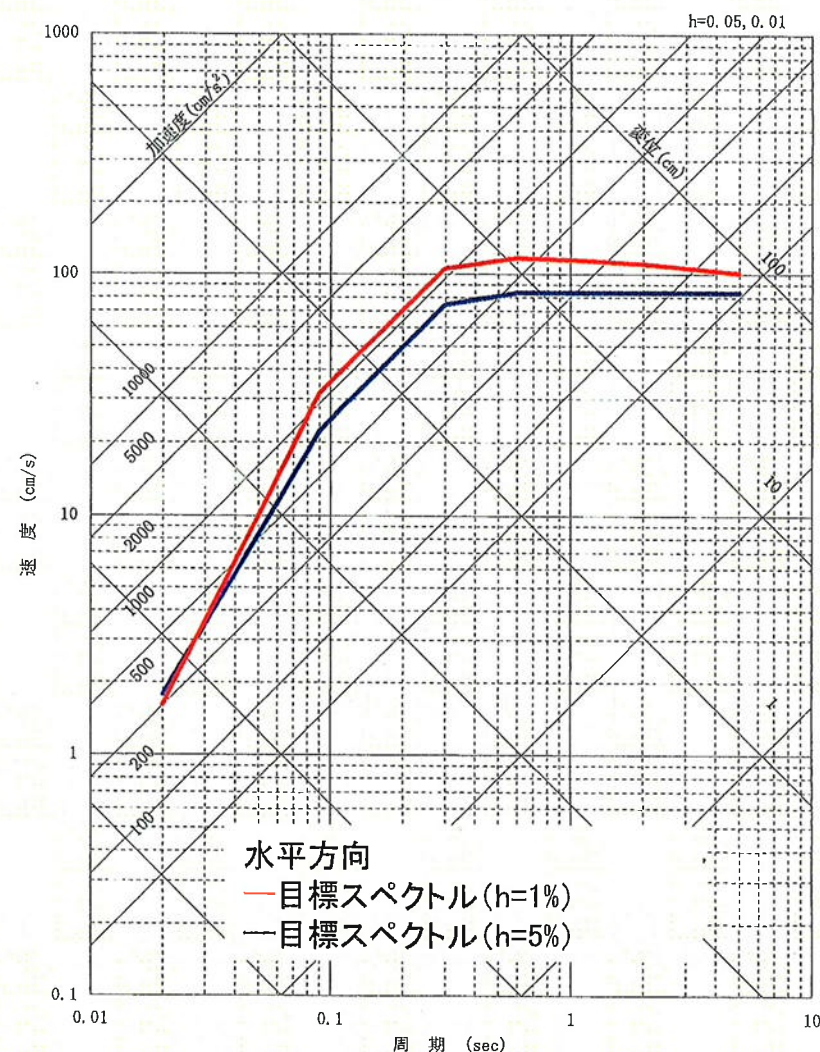
$$T_A = 0.02 \text{ (s)}, T_B = 0.09 \text{ (s)}, T_C = 0.13 \text{ (s)}, T_D = 0.3 \text{ (s)}$$

$$T_E = 0.6 \text{ (s)}, T_F = 1 \text{ (s)}, T_G = 2 \text{ (s)}, T_H = 5 \text{ (s)}$$

$$T_{eq} = 10^{0.3M - 1.0} + 0.2 \times 10^{0.17M + 0.54 \log X_{eq} - 0.6}$$

$$a = 15, b = 2.0 (h < 0.05)$$

$$a = 13, b = 5.0 (h > 0.05)$$



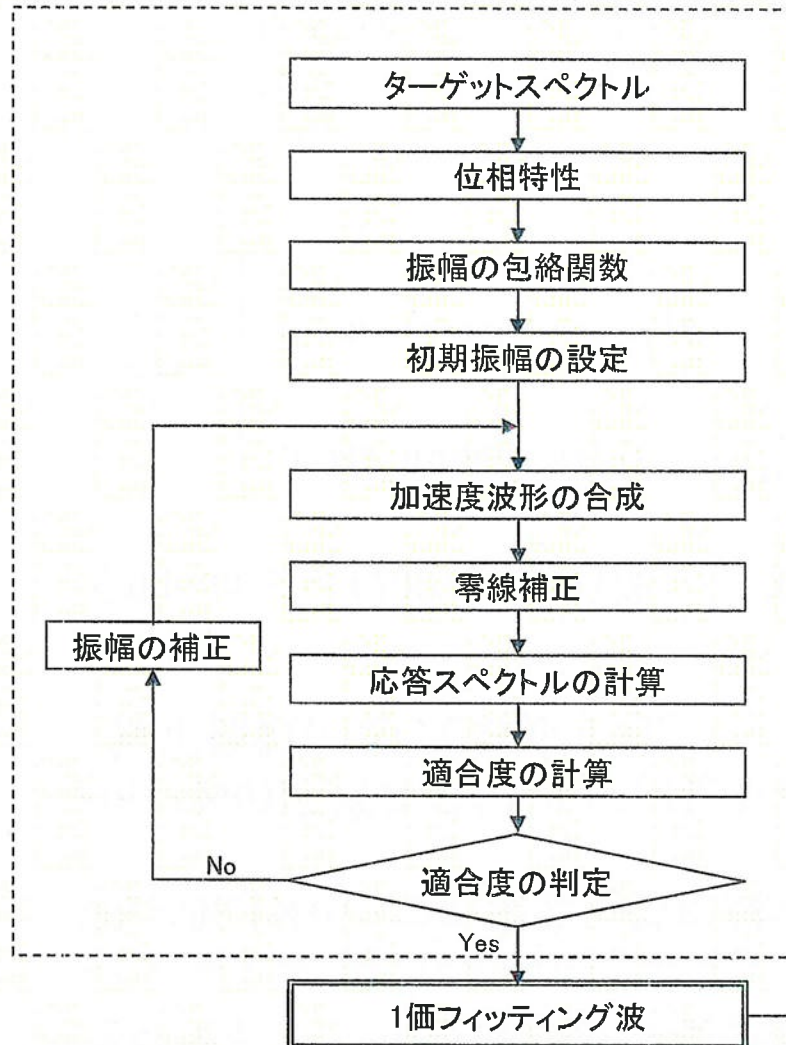
※水平方向の応答スペクトルを代表して示す

参考1 模擬地震波の作成に関する検討

■模擬地震波は、 $h=5\%, 1\%$ の2つの減衰定数の目標スペクトルに適合させる方法とする。

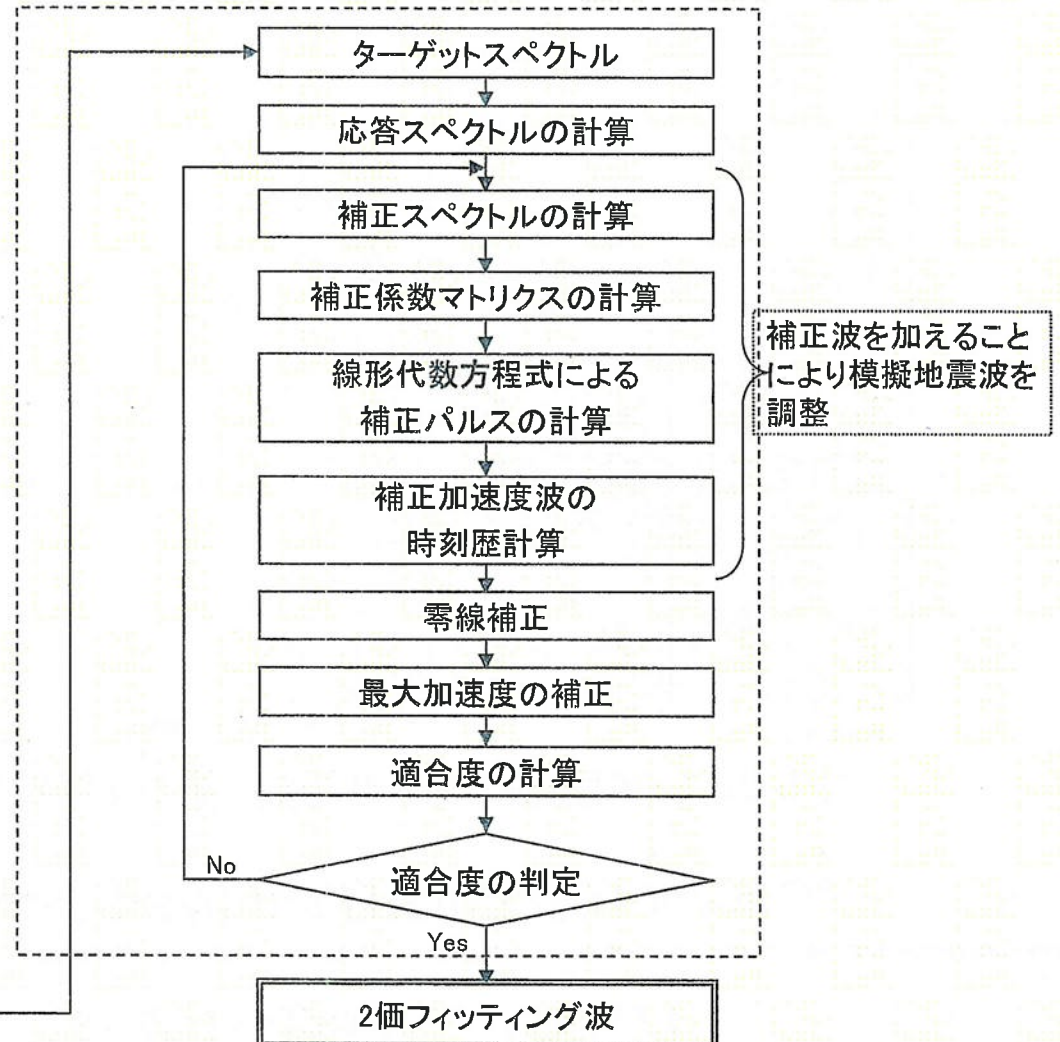
1価フィット模擬地震波の計算

(1つの減衰定数に対するスペクトルに適合)



2価フィット模擬地震波の計算

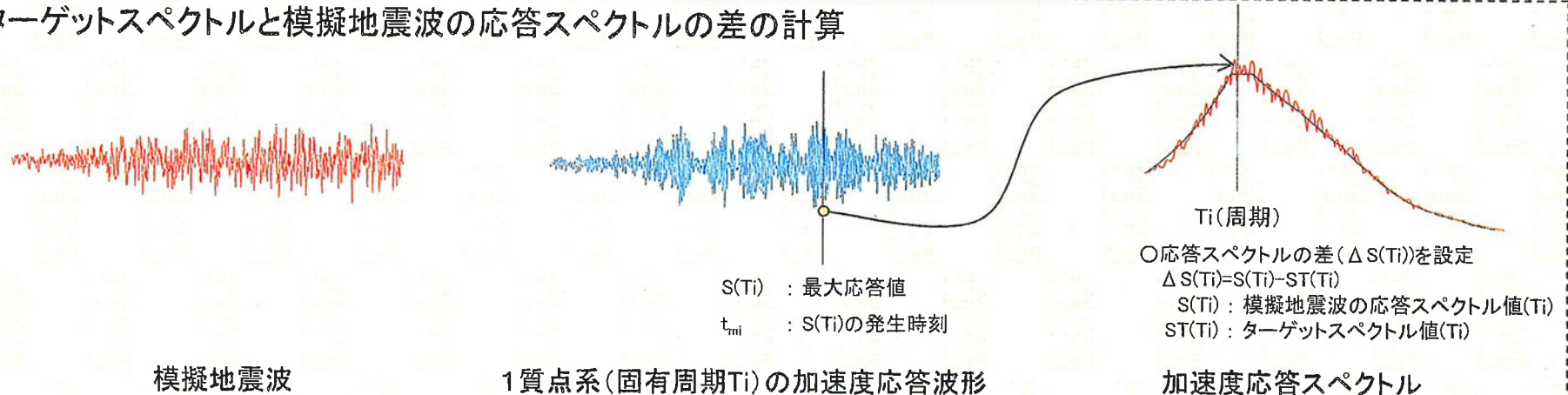
(2つの減衰定数に対するスペクトルに適合)



参考1 模擬地震波の作成に関する検討

■補正波を用いた模擬地震波の調整方法の概要

○ターゲットスペクトルと模擬地震波の応答スペクトルの差の計算



○1つの周期 T_i に対応した補正波を作成する場合



1質点系(固有周期 T_i)の単位インパルス応答をもとに補正波 $\ddot{y}_i(t)$ を作成(※)

$$\ddot{y}_i(t) = a_i g_i(t)$$

$$g_i(t) = h_i(t_{mi} - t)$$

※ $h_i(t)$ を時刻歴で反転かつ右へ t_{mi} シフトした波形 $g_i(t)$ を係数倍 (a_i) したもので a_i は未知数

$$\begin{aligned}
 S_i(T_i) &= \int_0^{t_{mi}} \ddot{y}_i(\tau) h_i(t_{mi} - \tau) d\tau \\
 &= a_i \int_0^{t_{mi}} g_i(\tau) h_i(t_{mi} - \tau) d\tau \\
 &= a_i c_i
 \end{aligned}$$

ここで、

$$c_i = \int_0^{t_{mi}} g_i(\tau) h_i(t_{mi} - \tau) d\tau$$

○補正波による応答 $S_i(T_i)$ が応答スペクトルの差 ($\Delta S(T_i)$) と等しくなるように設定

○ c_i を計算し、①式から a_i を算定

$$\begin{aligned}
 S_i(T_i) &= \Delta S(T_i) \\
 a_i c_i &= \Delta S(T_i) \quad \text{①}
 \end{aligned}$$

○ a_i から補正波を計算

○ 模擬地震波に補正波を付加

参考1 模擬地震波の作成に関する検討

■補正波を用いた模擬地震波の調整方法の概要(続き)

○2つの周期 T_i, T_j に対応した補正波を作成する場合

補正波 $\ddot{y}_{ij}(t)$ (インパルス応答関数の線形結合)

$$\ddot{y}_{ij} = a_i g_i(t) + a_j g_j(t)$$

$$g_i(t) = h_i(t_{mi} - t)$$

$$g_j(t) = h_j(t_{mj} - t)$$

※ a_i, a_j は未知数,

$g_i(t), g_j(t)$ は前項と同様に設定

補正波による周期 T_i, T_j の応答値 $S_{ij}(T_i) \ S_{ij}(T_j)$

$$\begin{aligned} S_{ij}(T_i) &= \int_0^{t_{mi}} \ddot{y}_{ij}(\tau) h_i(t_{mi} - \tau) d\tau \\ &= a_i c_{ii} + a_j c_{ji} \end{aligned}$$

ここで、

$$\begin{aligned} c_{ii} &= \int_0^{t_{mi}} g_i(\tau) h_i(t_{mi} - \tau) d\tau \\ c_{ji} &= \int_0^{t_{mi}} g_j(\tau) h_i(t_{mi} - \tau) d\tau \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} S_{ij}(T_j) &= \int_0^{t_{mj}} \ddot{y}_{ij}(\tau) h_j(t_{mj} - \tau) d\tau \\ &= a_i c_{ij} + a_j c_{jj} \end{aligned}$$

ここで、

$$\begin{aligned} c_{jj} &= \int_0^{t_{mj}} g_j(\tau) h_j(t_{mj} - \tau) d\tau \\ c_{ij} &= \int_0^{t_{mj}} g_i(\tau) h_j(t_{mj} - \tau) d\tau \end{aligned}$$

- ・ 補正波による応答が応答スペクトルの差と等しくなるように設定
- ・ $c_{ii}, c_{ij}, c_{ji}, c_{jj}$ を計算し、下式から a_i, a_j を算定

$$\begin{aligned} \downarrow \quad S_{ij}(T_i) &= \Delta S(T_i) = a_i c_{ii} + a_j c_{ji} \\ S_{ij}(T_j) &= \Delta S(T_j) = a_i c_{ij} + a_j c_{jj} \end{aligned}$$

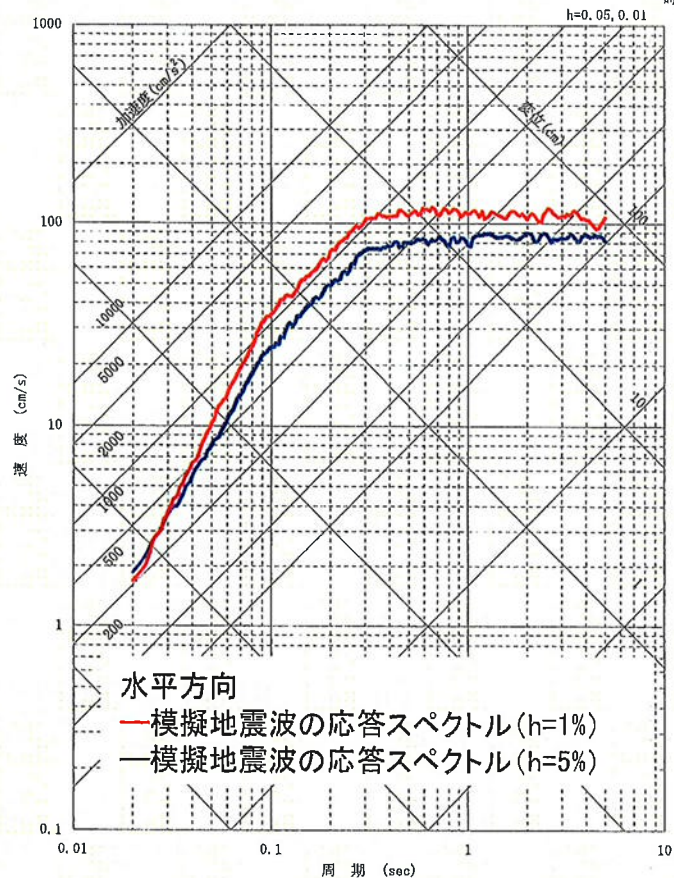
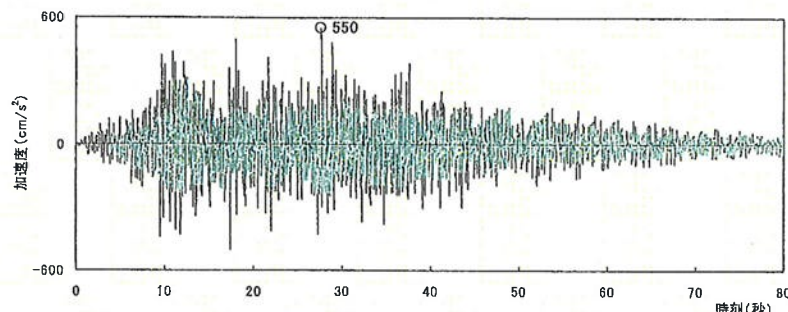
- ・ 補正波 $\ddot{y}_{ij}(t)$ を計算
- ・ 模擬地震波に補正波 $\ddot{y}_{ij}(t)$ を付加

○複数の周期、減衰定数に対応した補正波を作成する場合

- ・ 上記と同様な手順により補正波を算定して模擬地震波を調整する。
- ・ 例えば、計算周期が300点、2つの減衰定数(5%、1%)に対応した補正波は、600(300×2)のインパルス応答関数の線形結合となる。
- ・ このような調整を繰り返すことにより、2つの減衰定数(5%、1%)のターゲットスペクトルに適合した模擬地震波を作成する。

参考1 模擬地震波の作成に関する検討

■作成結果(水平方向)



●適合条件

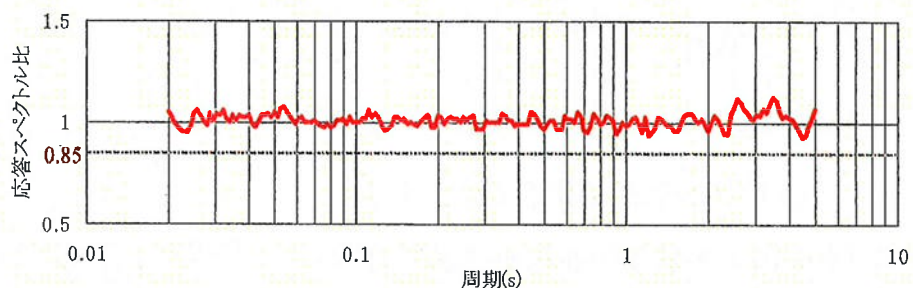
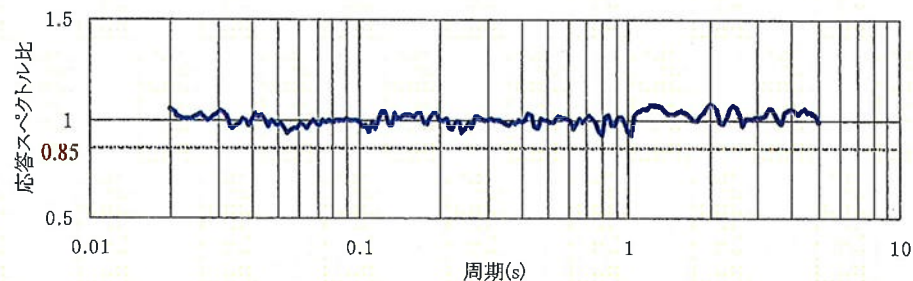
○応答スペクトル比

$$R(T) = \frac{S_{v1}(T)}{S_{v2}(T)} \geq 0.85$$

$R(T)$: スペクトル値

$S_{v1}(T)$: 模擬地震波の応答スペクトル値

$S_{v2}(T)$: 目標とする応答スペクトル値



○応答スペクトル強さの比(SI比)

$$SI比: \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_v(T) dt}{\int_{0.1}^{2.5} \overline{S_v}(T) dt} \geq 1.0$$

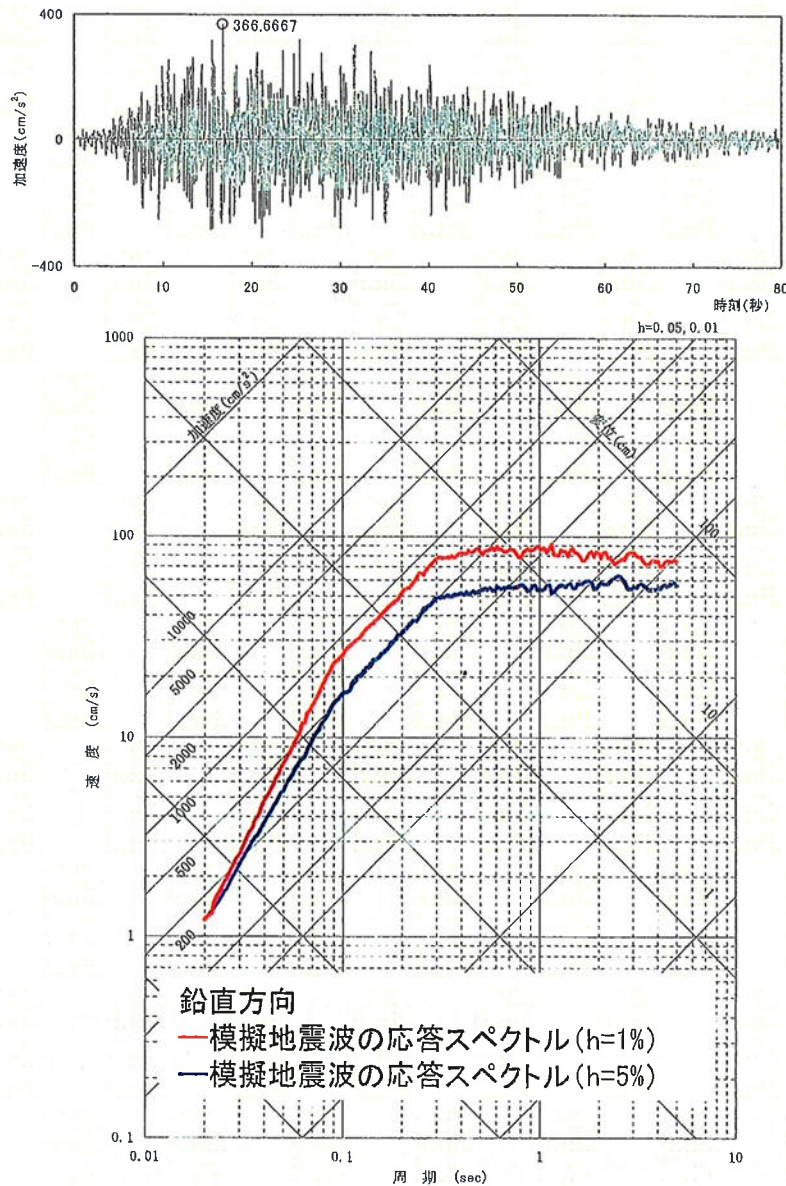
$S_v(T)$: 模擬地震波の応答スペクトル(cm/s)

$\overline{S_v}(T)$: 目標とする応答スペクトル(cm/s)

| SI比 | h=5% | h=1% |
|------|------|------|
| 水平方向 | 1.02 | 1.00 |

参考1 模擬地震波の作成に関する検討

■作成結果(鉛直方向)



●適合条件

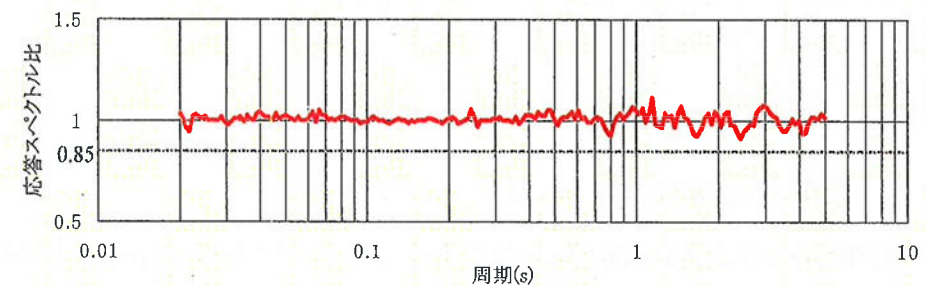
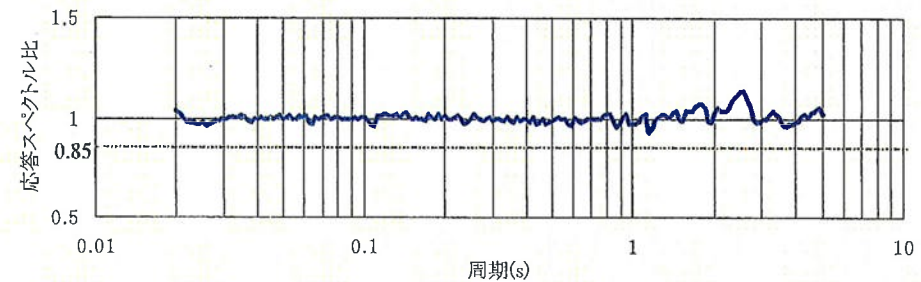
○応答スペクトル比

$$R(T) = \frac{S_{v1}(T)}{S_{v2}(T)} \geq 0.85$$

$R(T)$: スペクトル値

$S_{v1}(T)$: 模擬地震波の応答スペクトル値

$S_{v2}(T)$: 目標とする応答スペクトル値



○応答スペクトル強さの比(SI比)

$$SI比: \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_v(T) dt}{\int_{0.1}^{2.5} \bar{S}_v(T) dt} \geq 1.0$$

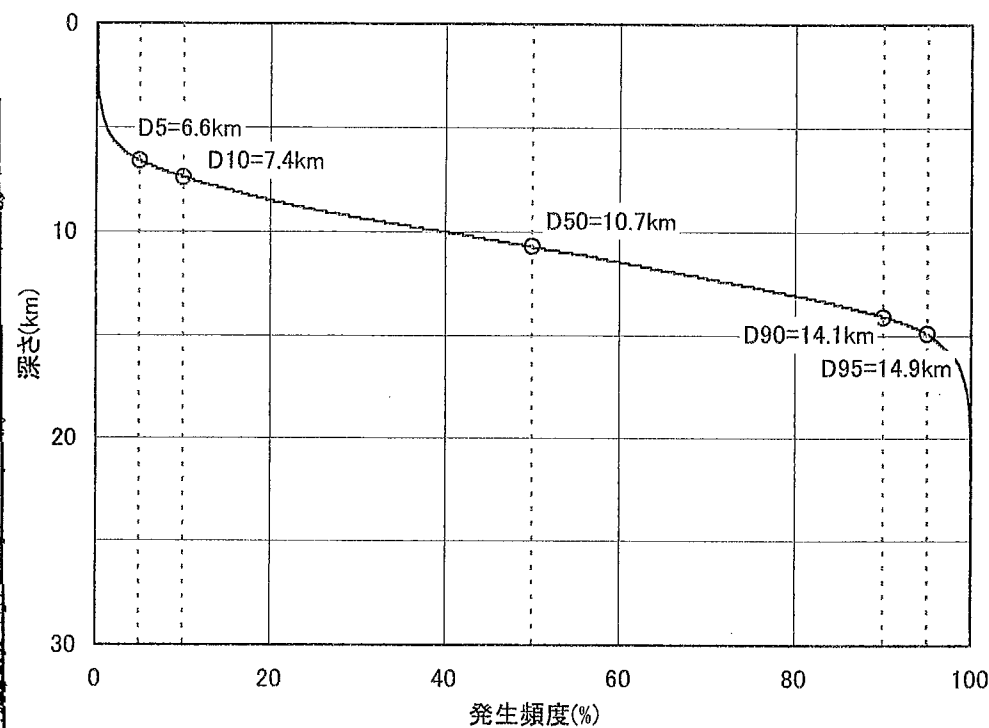
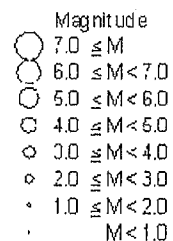
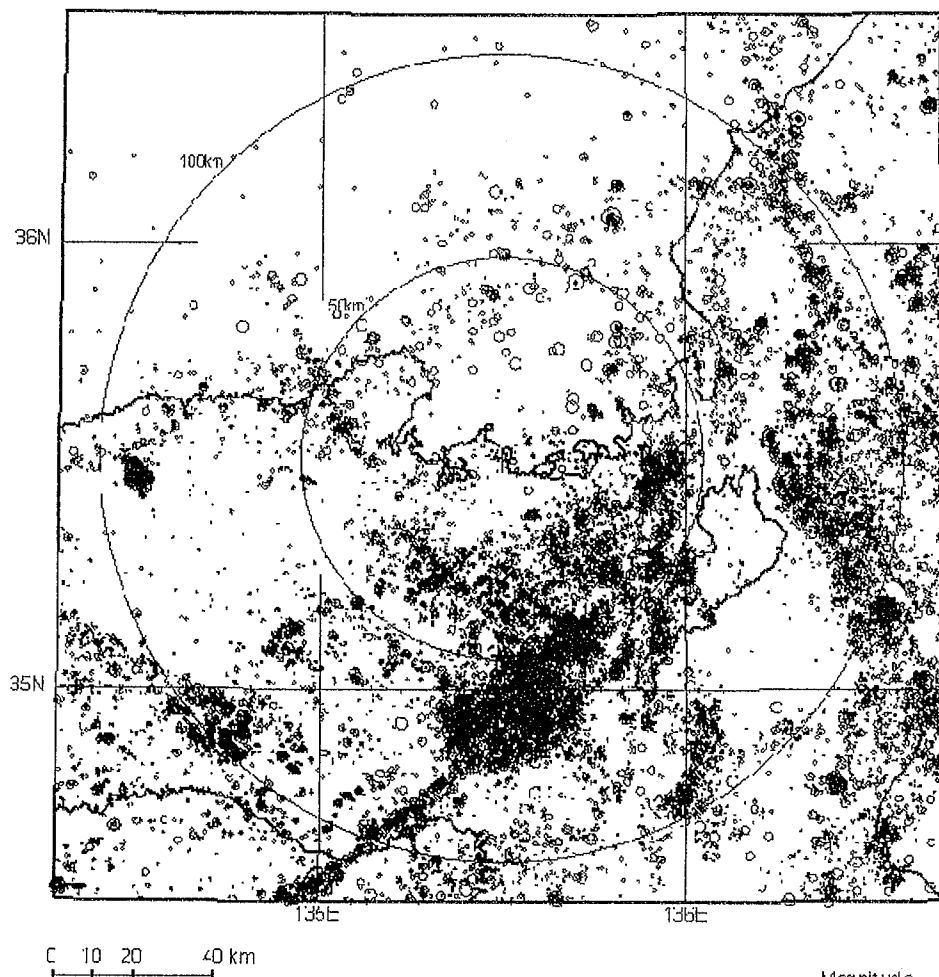
$S_v(T)$: 模擬地震波の応答スペクトル (cm/s)

$\bar{S}_v(T)$: 目標とする応答スペクトル (cm/s)

| SI比 | h=5% | h=1% |
|------|------|------|
| 鉛直方向 | 1.02 | 1.00 |

参考2 地震発生層に関する追加検討

■高浜発電所を中心として半径100km以内の地震の発生状況を統計的に評価した。



高浜発電所を中心とした場合

(気象庁地震カタログ、1998年1月～2007年12月による)

参考2 地震発生層に関する追加検討

検討のまとめ

- 高浜発電所を中心とした半径100km以内の地震発生状況を統計的に評価し、地震の10%(D10)、90%(D90)の発生頻度深さは、敦賀半島を中心とした場合の評価結果と概ね一致した。
- 地震動評価に用いる震源断層の断層下端の設定のために参考となるD90はいずれの場合も約15kmであった。
- 以上のことから、地震動評価に用いる震源断層の断層下端深さは若狭地域共通の条件として18kmを採用している。

参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

■「検討のポイント」記載事項

新耐震指針に基づく既設原子力施設の耐震安全性の評価結果に対する
ワーキング・グループとしての検討のポイントについて(案)
一部改正平成21年11月17日版より抜粋

1) 震源を特定せず策定する地震動

震源を特定せず策定する地震動は、新耐震指針において、「震源と活断層を関連付けることが困難な過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近傍における観測記録を収集し、これらを基に敷地の地盤物性を加味した応答スペクトルを設定し、これに地震動の継続時間、振幅包絡線の経時的変化等の地震動特性を適切に考慮して基準地震動 S_s を策定すること」とされている。

このように設定された震源を特定せず策定する地震動は、以下のいずれかにより震源近傍の破壊伝播効果（NFRD効果）を考慮した検証がされていること。

- ・ 詳細な地形・地質調査結果から、敷地・敷地近傍に耐震設計上考慮する活断層が認定されていない場合には、地域性を考慮した適切な規模の震源断層を敷地直下に想定し、別添3に基づき震源を特定せず策定する地震動レベルの妥当性が検証されていること。 ⇒高浜発電所で検証
- ・ 詳細な地形・地質調査結果から、敷地近傍に耐震設計上考慮する活断層が認定されている場合には、これを基に地域の特徴を踏まえた合理的な震源断層を設定し、評価された地震動レベルから震源を特定せず策定する地震動レベルの妥当性が検証されていること。

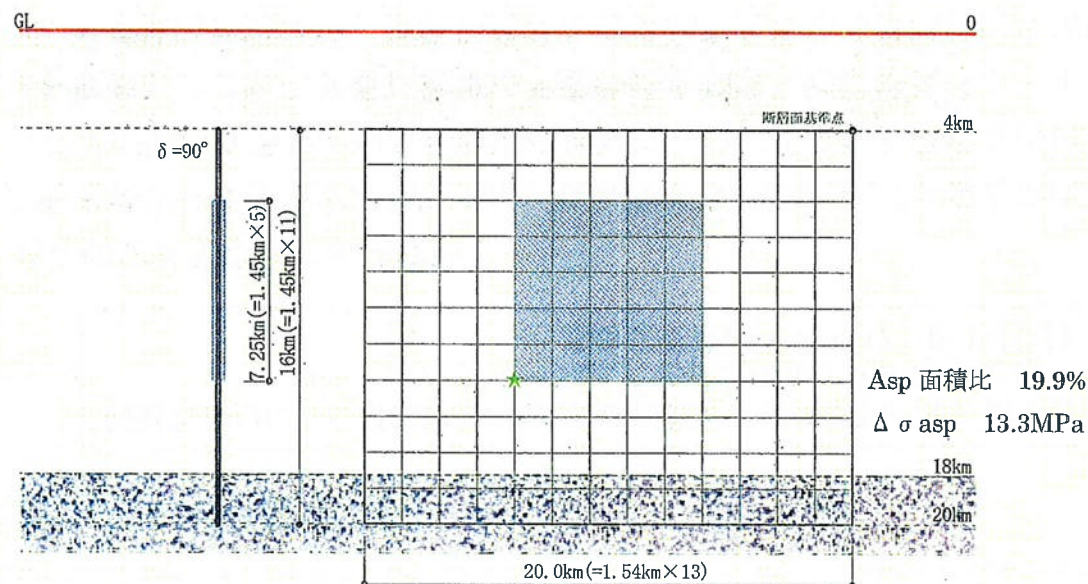
参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

「震源を特定せず策定する地震動」の検証の方針

■検討のポイントに従い、敷地直下に想定した震源断層による検証を実施

■「震源を特定せず策定する地震動」の検証において考慮する地震動は地震本部の領域震源区分からM6.9

■敷地周辺の地質調査結果、敷地周辺の地震発生状況を踏まえ、敷地直下に下図の横ずれ断層を想定して検証を実施



参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

震源断層モデルの設定

| 断層パラメータ | パラメータ | 設定方法 |
|-------------------------------|-------------------------|--|
| 気象庁マグニチュード | 6.9 | — |
| モーメントマグニチュード | 6.5 | — |
| 断層長さL(km) | 20 | 断層位置から計算 |
| 断層傾斜角(°) | 90 | |
| 断層上端深さ(km) | 4 | 微小地震の発生及び地下構造を参考に設定 |
| 断層下端深さ(km) | 20 | |
| 断層幅W(km) | 16.0 | 地震発生層と傾斜角から設定 |
| 断層面積S(km <sup>2</sup>) | 320 | 断層面より算定 |
| 破壊伝播様式 | 同心円状 | — |
| 地震モーメントM <sub>0</sub> (Nm) | 6.21 × 10 <sup>18</sup> | M <sub>0</sub> =10 <sup>(1.17M+10.72)</sup> |
| 剛性率(N/m <sup>2</sup>) | 3.5 × 10 <sup>10</sup> | $\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$,
$\beta = 3.6 \text{ km/s}$ |
| 平均すべり量D(cm) | 55.4 | D=M <sub>0</sub> /(μ S) |
| 平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa) | 2.6 | $\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ |
| 破壊伝播速度Vr(km/s) | 2.59 | Vr=0.72 β |
| 立ち上がり時間Tr(sec) | 0.80 | Tr=2.03 × 10 <sup>-9</sup> M <sub>0</sub> <sup>1/3</sup> |
| 高周波限界遮断周波数fmax(Hz) | 8.3 | 香川他(2003) |
| 短周期レベルA(Nm/s <sup>2</sup>) | 9.74 × 10 <sup>18</sup> | A=2.46 × 10 <sup>17</sup> × M <sub>0</sub> <sup>1/3</sup> |
| Q値 | 50f <sup>1.1</sup> | 佐藤他(2007) |

| | 断層パラメータ | パラメータ | 設定方法 |
|---------|-------------------------------------|-------------------------|--|
| 全アスペリティ | 面積S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup>) | 63.61 | Sa= πr^2 ,
$r=(7 \pi M_0 \beta^2)/(4AaR)$, R=(S/ π) <sup>0.5</sup> |
| | 平均すべり量D <sub>a</sub> (cm) | 111.4 | D <sub>a</sub> = $\gamma_D D$, $\gamma_D=2.01$ |
| | 地震モーメントM <sub>0a</sub> (Nm) | 2.48 × 10 <sup>18</sup> | M <sub>0a</sub> = $\mu S_a D_a$ |
| | 応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa) | 13.3 | $\Delta \sigma_a=(S/S_a) \Delta \sigma$ |
| 背景領域 | 面積S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup>) | 256.39 | S <sub>b</sub> =S-S <sub>a</sub> |
| | 平均すべり量D <sub>b</sub> (cm) | 41.6 | D <sub>b</sub> =M <sub>0b</sub> /(μS_b) |
| | 地震モーメントM <sub>0b</sub> (Nm) | 3.73 × 10 <sup>18</sup> | M <sub>0b</sub> =M <sub>0</sub> -M <sub>0a</sub> |
| | 実効応力 σ_b (MPa) | 2.7 | $\sigma_b=0.2 \Delta \sigma_a$ |

■アスペリティ位置、「震源を特定せず策定する地震動に関する検討」(地震動解析技術等作業会合資料第1号, H21.11.13)を参考に、地震発生層の中央に設定。

■破壊開始点は、同地震動解析技術等作業会合資料によると、平均的な地震動レベルに及ぼす影響は小さいと判断されることから、アスペリティ下端で代表させる。

参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

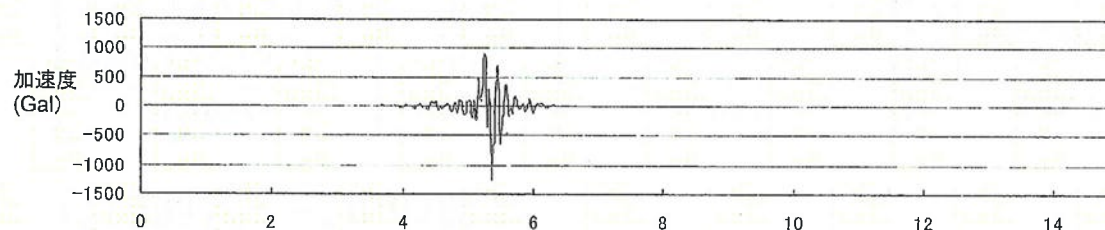
地震動評価手法

■地震動評価は、統計的グリーン関数法により実施

■統計的グリーン関数法で用いる要素地震は、フーリエ振幅スペクトルは理論スペクトル、経時特性はBoore(1983)の包絡形状を持つ乱數位相の正弦波の重ね合わせにより作成。

要素地震のパラメータ

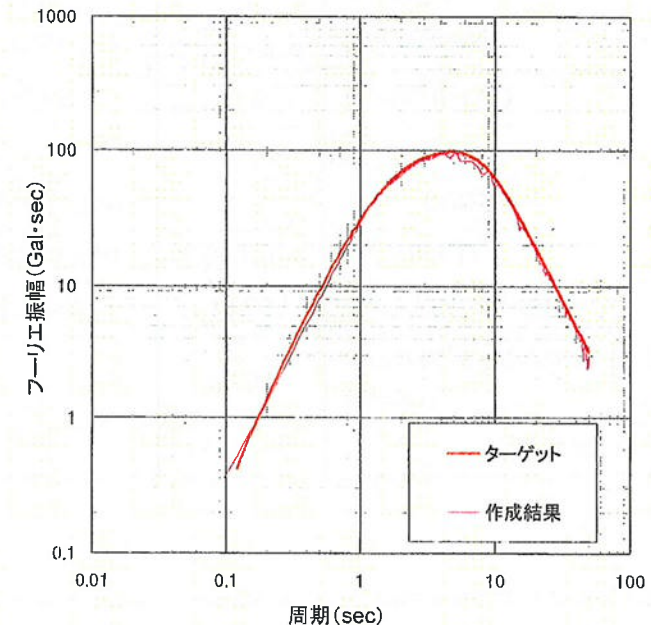
| | |
|----------|---|
| 地震モーメント | $1.75 \times 10^{16} \text{N} \cdot \text{m}$ |
| 応力降下量 | 15.1MPa |
| 高周波遮断振動数 | 8.3Hz |
| 要素断層面積 | 2.233km <sup>2</sup> |
| 震源距離 | 1km |



要素地震の加速度時刻歴波形(SH波)

地下構造モデル

| EL (m) | 層 | 層厚 (m) | 密度 ρ (t/m <sup>3</sup>) | S波速度 V_s (m/s) | P波速度 V_p (m/s) | Q_s | 減衰定数 (%) |
|--------|----|--------|-------------------------------|------------------|------------------|--------|----------|
| 2 | 1 | 72 | 2.7 | 2,200 | 4,300 | 16.67 | 3.0 |
| -70 | 2 | 128 | 2.7 | 2,560 | 4,860 | 16.67 | 3.0 |
| -198 | 2' | 432 | 2.7 | 2,560 | 4,860 | 100.00 | 0.5 |
| -630 | 3 | 770 | 2.7 | 2,800 | 5,130 | 100.00 | 0.5 |
| -1400 | 4 | 2600 | 2.7 | 3,100 | 5,310 | 100.00 | 0.5 |
| -4000 | 5 | - | 2.7 | 3,600 | 6,270 | 100.00 | 0.5 |

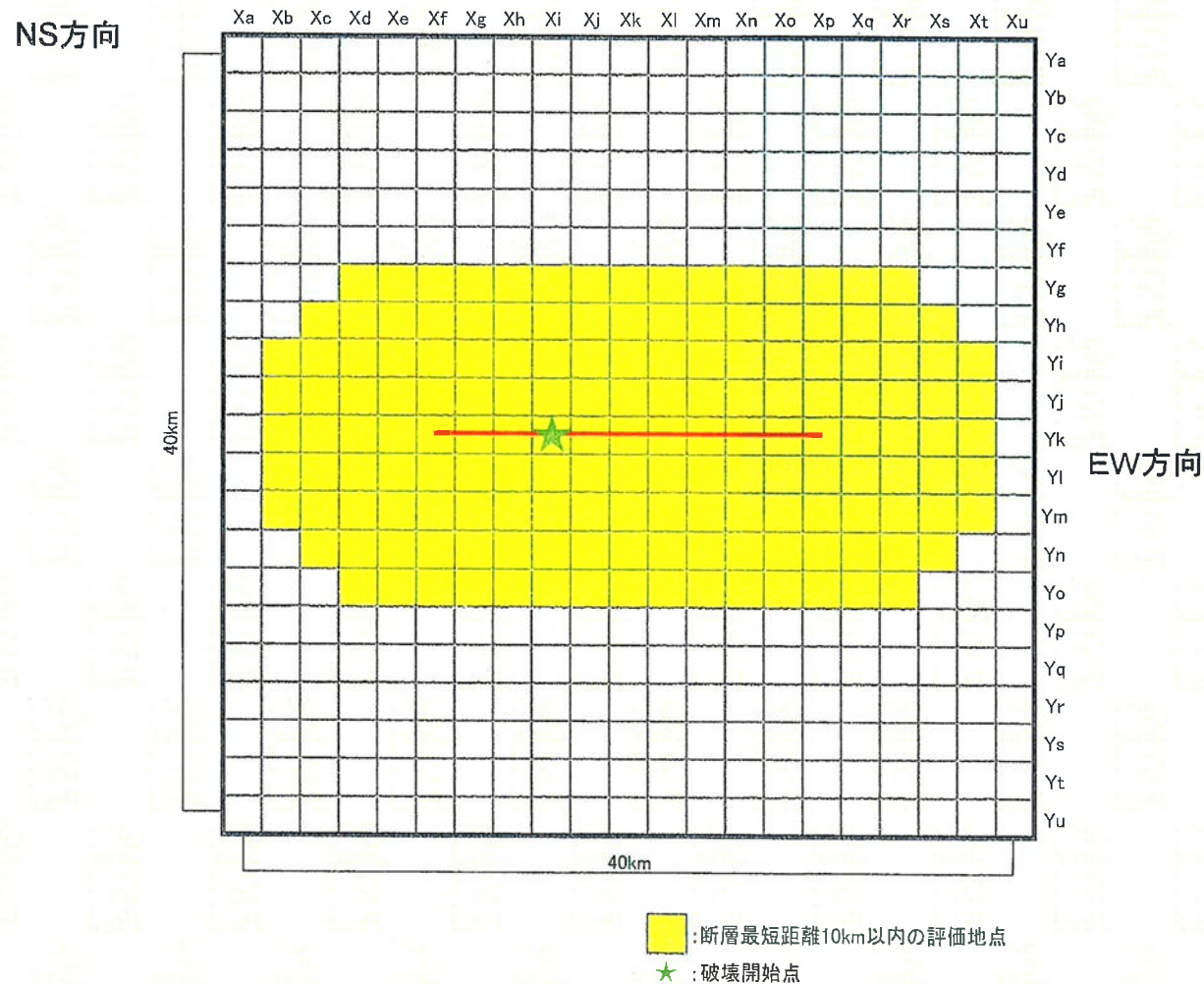


要素地震の加速度スペクトル(SH波)

参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

地震動評価地点

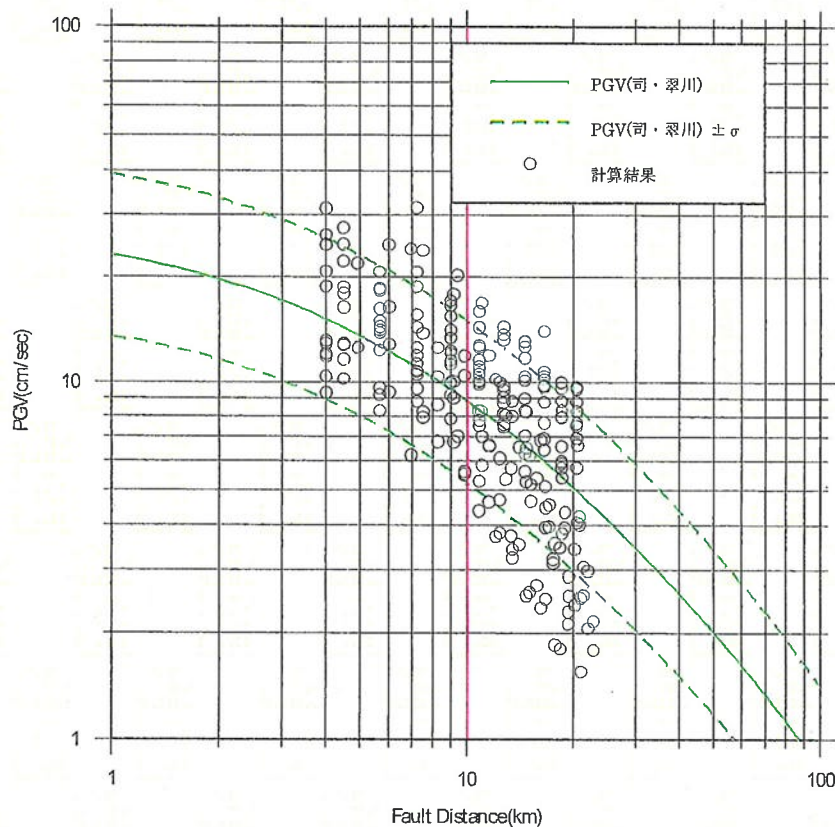
- 震源近傍の40km四方について、2km間隔で地震動を計算。
- 地震動解析技術等作業会合資料第1号(H21.11.13)を参考に、断層最短距離10km以内の評価地点について、平均的な地震動レベルを把握。



参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

地震動評価結果

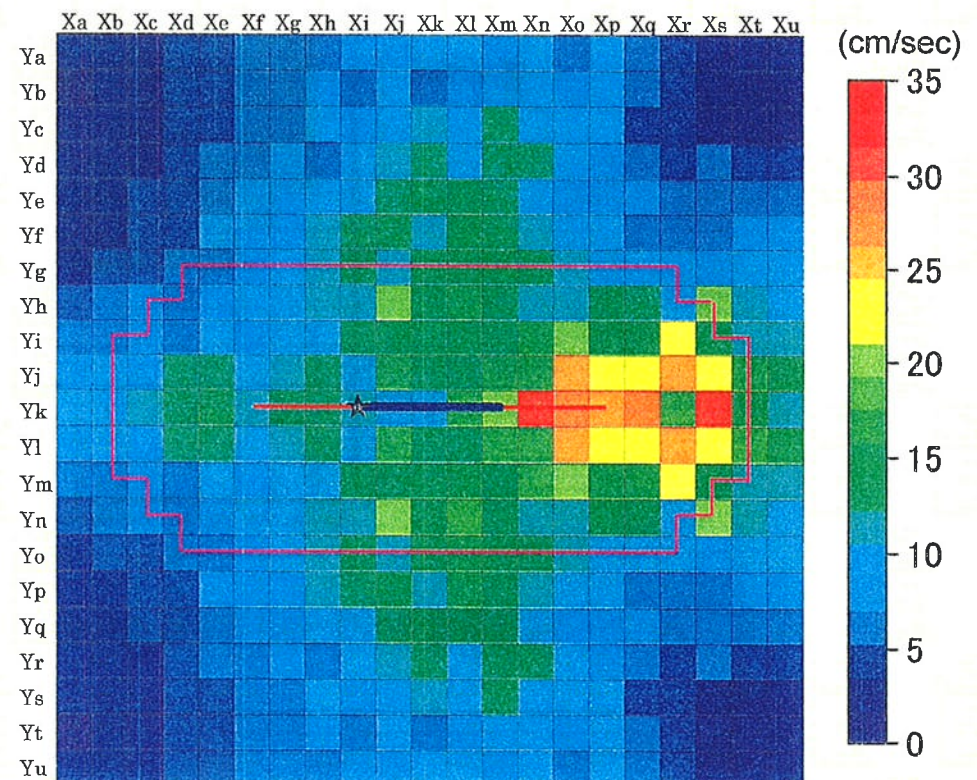
■今回設定した震源モデルによる地震動評価結果は、既往の距離減衰式と比較して概ね対応している。



司・翠川(1999)は $V_s=2200\text{m/s}$ で補正

PGVと司・翠川(1999)による距離減衰式との比較

- 断層最短距離10km以内の範囲
- 断層地表トレース
- アスペリティ

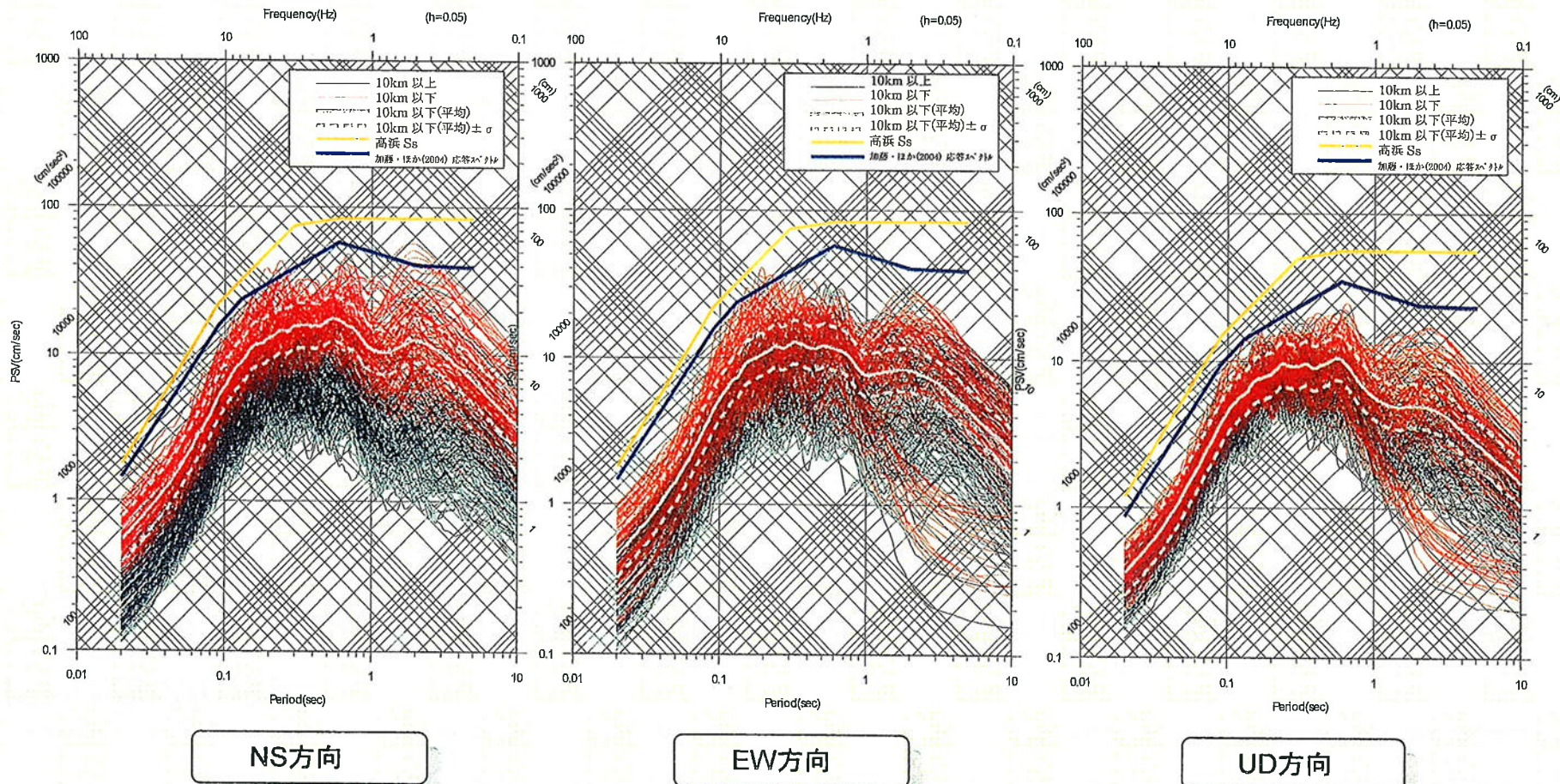


PGVの面的分布

参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

地震動評価結果

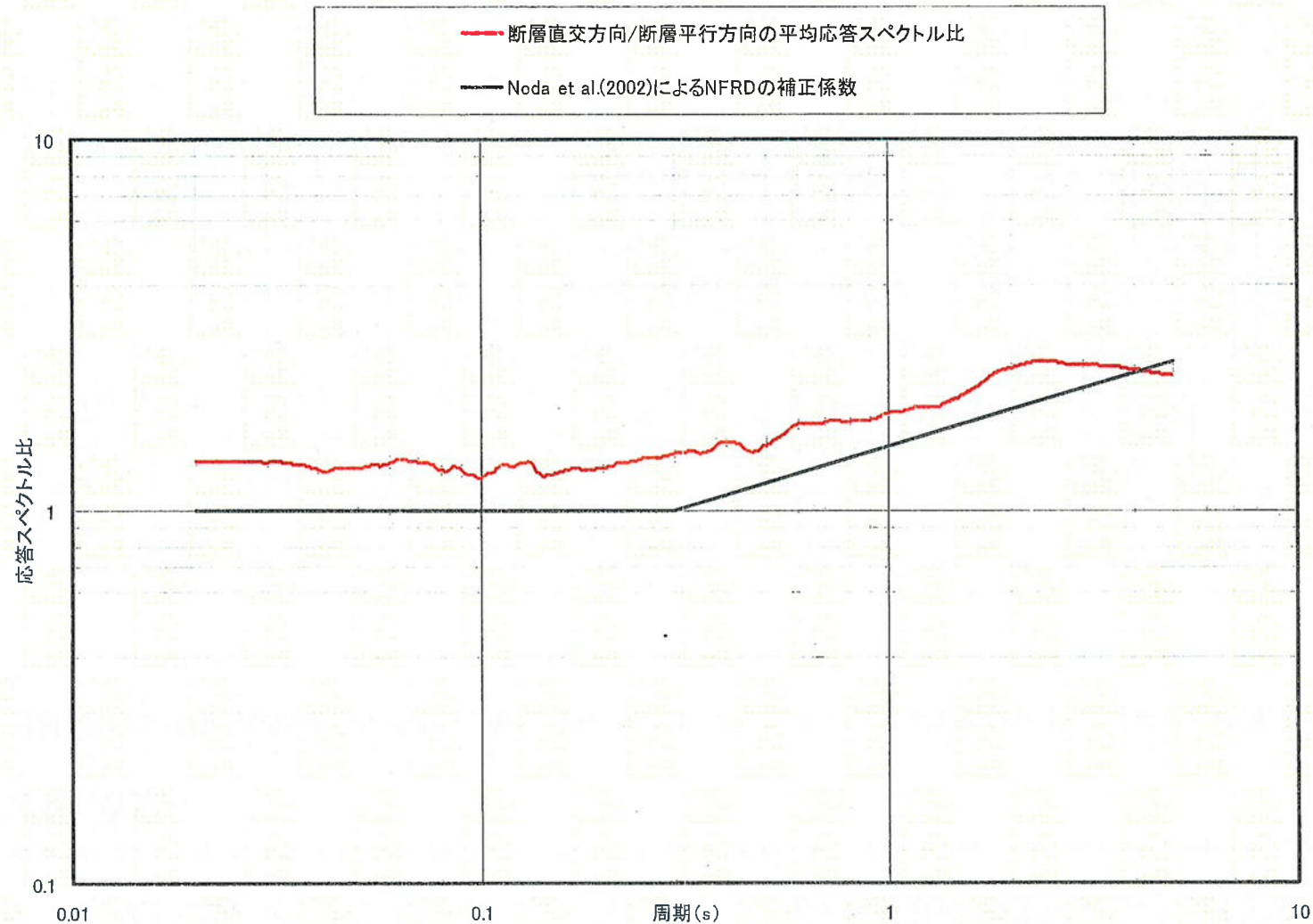
■ 震源近傍における平均的な地震動レベルは、加藤・他(2004)に基づき設定した「震源を特定せず策定する地震動」のレベルを下回る。



参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

NFRD効果の確認

■断層直交方向の平均的な地震動レベルと断層平行方向の平均的な地震動レベルの比を算定した結果、Noda et al.(2002)によるNFRDの補正係数と概ね対応した。



参考3 震源を特定せず策定する地震動の妥当性検証

- 高浜発電所については、敷地近傍に活断層が存在しないため、検討のポイントに従いM6.9の平均的な地震動レベルを算出し、加藤・他(2004)の地震動レベルや、震源を特定して策定する地震動から定めた基準地震動 S_s の応答スペクトルより下回ることを確認した。

■参考文献

- ・伊藤潔・廣瀬一聖・澁谷拓郎・片尾浩・梅田康弘・佐藤比呂志・平田直・伊藤谷生・阿部進・川中卓・井川猛(2007)：近畿地方における地殻および上部マントルの構造と地震活動，京都大学防災研究所年報，第50号B，275-288.
- ・伊藤潔・廣瀬一聖(2006)：人口地震記録を用いた近畿地方の地震波速度構造，大都市大震災軽減化特別プロジェクトI地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成17年度)，549-559.
- ・財団法人原子力安全技術センター(2009)：原子力施設の耐震安全評価手法に関する調査 平成20年度科学技術基礎調査等委託調査報告書
- ・佐藤智美・壇一男・岡崎敦・羽田浩二(2007)：若狭湾周辺の地殻内地震の記録を用いたスペクトルインバージョン解析，日本地震学会講演予稿集，P3-66.
- ・鶴来雅人・田居優・入倉孝次郎・古和田明(1997)：経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討，地震第2輯，第50巻，215-227.
- ・赤澤隆士・Petukhin Anatoly(2008)：KiK-net地中記録を利用した中小地震の地震モーメントの簡易推定，日本地震工学会大会-2008梗概集，246-247.
- ・R.E.Abercrombie(1997)：Near-Surface Attenuation and Site Effects from Comparison of Surface and Deep Borehole Recordings,Bulletin of the Seismological Society of America , Vol.87 ,No.3,731-744.
- ・佐藤浩章・東貞成・芝良昭・佐藤清隆・高橋裕幸・敦賀隆史(2007)：地震観測記録に基づく地震動の減衰特性(その3)ー硬質地盤における減衰メカニズムの解明ー，電力中央研究所報告N07013
- ・佐藤浩章(2009)：広帯域強震動予測のための新潟平野における深部地盤のモデル化とサイト増幅特性評価，東京工業大学博士論文
- ・入倉孝次郎・三宅弘恵(2001)：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，110(6)，849-875
- ・吉井弘治・伊藤潔(2001)：近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層，地球惑星科学連合学会2001年合同大会，Sz-P006

■参考文献(続き)

- ・ 廣瀬一聖・伊藤潔(2006) : 広角地方反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報, 第49号B, 275-288.
- ・ 京都大学防災研究所地震予知研究センター : 地震予知連絡会会報, 第69巻, 11-8
- ・ 伊藤潔・中村修一(1998) : 西南日本内帯における地震発生層の厚さの変化と内陸大地震, 京都大学防災研究所年報, 第41号B-1, 27-35.
- ・ 地震調査委員会(2002) : 琵琶湖西岸断層帯の地震を想定した強震動評価について, 平成16年6月21日
- ・ Zhao,D.,S.Horiuchi, and A.Hasegawa (1992) : Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands,Tectonophysics, 212, 289-301.
- ・ 大久保泰邦(1984) : 全国のキュリ一点解析結果, 地質ニュース, 362号
- ・ Akiko Tanaka , Yuzo Ishikawa(2005):Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness : The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors 152, 257-266
- ・ Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide 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 Analysis,Oct.16-18,Istanbul
- ・ 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol. 110, No.6, pp.849-875
- ・ Yoshihiro Fujii and Mitsuhiro Matsu'ura(2000) : Regional Difference in Scaling laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, 157, 2283-2302
- ・ Geller, R.J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1501-1523.

■参考文献(続き)

- ・Paul Somerville, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, Akira Kowada (1999) : Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seismological Research Letters, Vol.70, pp.59-80
- ・香川敬生・鶴来雅人・佐藤信光(2003) : 硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 土木学会地震工学論文集,
- ・壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井 透 (2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算出される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62.
- ・佐藤智美・壇一男・岡崎敦・羽田浩二(2007) : 若狭湾周辺の地殻内地震の記録を用いたスペクトルインバージョン解析, 日本地震学会講演予稿集, P3-66
- ・原子力安全委員会 地震動解析技術等作業会合(H21年4月23日)資料1-1
- ・宇佐美龍夫(2003) : 最新版 日本被害地震総覧[416]—2001, 東京大学出版会
- ・村松郁栄(1969) : 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 4, 168—176.
- ・勝又護・徳永規一(1971) : 震度Ⅳの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 36, 89—96.
- ・社団法人 日本原子力学会(2007) : 原子力発電所の地震を起因とした確率論的安全評価実施基準:2007, 日本原子力学会標準, AESJ-SC-P006
- ・活断層研究会編(1991) : 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会
- ・萩原尊禮編(1991) : 日本列島の地震 地震工学と地震地体構造, 鹿島出版会

■参考文献(続き)

- ・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,389-406
- ・奥村俊彦・石川裕(1998):活断層の活動度から推定される平均変位速度に関する検討,土木学会第53回年次学術講演会,I-B277
- ・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ー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ー,日本地震工学会論文集,第4巻,第4号
- ・地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2009):「全国地震動予測地図」
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\\_yosokuchizu/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/index.htm)
- ・武村雅之(1990):日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係,地震第2輯,第43巻,pp.257-265
- ・独立行政法人 原子力安全基盤機構(2005):震源を特定しにくい地震による地震動の検討に関する報告書(平成16年度),JNES/SAE05-004,平成17年6月
- ・Boore,D.M.(1983):Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radical spectra,Bulletin of the Seismological Society of America,Vol.71,pp.969-971.
- ・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集,第523号,63-70.