

令 和 6 年 ●月 ●日
地 震 調 査 研 究 推 進 本 部
地 震 調 査 委 員 会

日本海側の海域活断層の長期評価 —兵庫県北方沖～新潟県上越地方沖—（令和6年8月版）

地震調査研究推進本部地震調査委員会では、日本海側の海域活断層の長期評価を順次進めており、令和4年3月に日本海南西部（九州地域・中国地域北方沖）の評価を公表した。その後、その東方（近畿地域北方沖以東）の海域活断層の評価を進めている。

本評価は、近畿地域北方沖以東の海域活断層について、これまでに評価を行った活断層の位置・形状やそこで発生する地震の規模に関する情報等を公表するものである。今後、順次、評価対象の海域の範囲及び評価項目の両面において、審議の進捗に応じて更新を行う予定である。

1. 評価対象海域

現時点において評価の対象としている海域は、図1に示す兵庫県北方沖～新潟県上越地方沖の日本海である。

なお、鳥取県沖以西の日本海側の海域活断層の評価については、既に公表をしている「日本海南西部の海域活断層の長期評価（第一版）—九州地域・中国地域北方沖—（令和4年3月25日公表）」（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2022）を参照願いたい。

2. 対象とした活断層

評価対象海域に分布する活断層のうち、その活動が社会的、経済的に大きな影響を与えるおそれのあるマグニチュード（M）7.0程度以上の地震を発生させる可能性がある、長さ20 km以上の活断層（活動した場合に、陸域で震度6弱以上の揺れ又は海岸で広く1 m程度以上の津波高となる可能性がある活断層）を主な対象として、これまでに行われた調査研究成果等に基づき評価対象海域の海域活断層の評価を行った。また、長さが20 km未満の活断層についても、位置と長さについて評価した。これらの評価の対象とした活断層を図2に示した。

なお、陸域の活断層の海域延長部については、「主要活断層帯の長期評価」や「活断層の地域評価」の中で評価を行っている。そのため、近畿地域や中部地域の陸域の活断層の海域延長部は、今回評価を行っていない。

3. 評価方針

本評価では、主に反射法地震探査による反射断面データを用いて活断層の評価を実施した。

(1) 海域活断層の評価に使用した反射断面

活断層の評価に用いた反射断面は以下のとおりである。なお、以下に記載する機関の名称は、調査の時期にかかわらず、現在の名称で記載している。

- ①国立研究開発法人産業技術総合研究所による、エアガンを音源とするシングルチャンネル反射法地震探査(図3-1)及びブーマーを音源とするマルチチャンネル反射法音波探査(図3-2)
 - ・ エアガンを音源とする地震探査は海岸からおおよそ100-150 km程度の範囲で、3-6 km程度の間隔の格子状の測線に沿って実施。
 - ・ ブーマーを音源とする音波探査は、能登半島北岸からおおよそ10-30 km程度の範囲で、2 km程度の間隔の測線に沿って実施。
- ②「日本海地震・津波調査プロジェクト」(文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2021)によって実施された、マルチチャンネル反射法地震探査(図3-1)
 - ・ 断層深部の構造解明を目的として実施されたもの。
- ③独立行政法人エネルギー・金属鉱物資源機構による、大容量エアガンを音源とするマルチチャンネル反射法地震探査
 - ・ 資源探査を目的として実施されたもの。
- ④「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト」(文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所, 2013)によって実施された、マルチチャンネル反射法地震探査
 - ・ 海域地殻構造探査を目的として実施されたもの。

なお、海域活断層の分布は主に産業技術総合研究所の地震探査に基づいているが、水深の浅い沿岸域には幅3-8 km程度の調査測線の不足領域¹があり(図2-1)、その中では断層の有無を確認できていない。

また、「海域における断層情報総合評価プロジェクト」(文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2020)では、①~④等の調査によって得られた反射断面などの断層情報を含むデータを収集・整理し、断層やその活動に伴う地震動・津波の評価のための基礎資料の整備をしている。なお、同プロジェクトでは、断層の活動性についての評価は行っていない。

(2) 海域活断層の認定

(1)に記した反射断面や一部の海域で得られている詳細な海底地形データ等を用いて海域活断層を認定した。図4に海域活断層の認定に使用した反射断面の例を、図5に図4の反射断面の位置をそれぞれ示す。原則として、海底直下の鮮新世以降の地層に5-10 m以上の上下変位を与える断層構造又は撓曲^{とうきよく}が複数の測線に連続して認められる場合に活断層と認定した。褶曲^{しゅうきよく}した中新世の地層が海底に露出する場合は、地層に断層が認められても活断層とは認定していない。ただし、探査システムの仕様の差異などによって反射断面の分解能や探査深度が異なるため、評価対象海域全体を同一の判断基準で認定できているわけ

¹ 調査測線に粗密があり、厳格に境界を決めることはできないため、図2-1では浅部沿岸の評価用データ不足範囲として、おおよその範囲を示した。

ではない。また、日本海地震・津波調査プロジェクト及び海域における断層情報総合評価プロジェクトで活断層又は断層とされた一部については、反射断面で確認できる変位の連続性が乏しいなどの理由で、活断層ではないと判断したものもある。

断層の深部構造については、マルチチャンネル反射法地震探査による反射断面だけでなく、既存の断層モデルや、浅部における反射断面から推定した断層面の形状及びその周辺の地層の傾動や背斜構造を考慮して推定した。

4. 評価項目及び評価結果

表 1、表 2 に評価結果を示す。また、活断層の位置を図 2 に、表 1 に示した断層の矩形断層モデルを図 6 に示している。

なお、今回評価対象とした項目は、活断層の位置の情報、活動した場合の地震の規模等、表 1、表 2 の白背景の項目のみである。背景がグレーになっている地震の発生確率等や、表に示していない平均変位速度、平均活動間隔等については現時点では評価を行っていない。

評価手法の詳細については、後述の「(詳細解説)」を参照のこと。

このほか、評価対象海域の浅い場所（概ね深さ 25 km 以浅）で発生した主な地震活動及び被害地震について、史料及び地震観測結果に基づき整理を行った。その各地震活動又は被害地震の概要を表 3 に、震央位置を図 7 に、示す。また、近年の被害地震である、平成 19 年（2007 年）能登半島地震（M6.9）及び令和 6 年（2024 年）1 月 1 日に発生した能登半島地震²（M7.6）、並びにそれらの地震後 24 時間に周辺で発生した地震の震央分布を図 8 に示す。

なお、史料は地域や時代によって残存する量の多寡が異なり、ある期間に地震の発生がないように見えても、それはその期間の史料がないことによる見かけ上のものである可能性もあり、地震発生がなかったことを必ずしも示しているわけではない。特に海域を震源とする地震については、顕著な被害を伴う強震動又は津波を伴わなかった場合、史料に記録が残らない可能性があるため、留意が必要である。

5. 今後について

今後、評価対象海域の拡大、未評価の項目の評価等を行い、日本海側の海域活断層の長期評価について、順次公表を行っていく予定である。

² 気象庁では、令和 6 年（2024 年）1 月 1 日に発生した M7.6 の地震を含む、令和 2 年（2020 年）12 月から石川県能登地方で継続している地震活動のことを「令和 6 年能登半島地震」と命名しているが、本評価文の中では、便宜上、令和 6 年（2024 年）1 月 1 日に発生した M7.6 の地震のことを「能登半島地震」と呼ぶこととする。

(案)

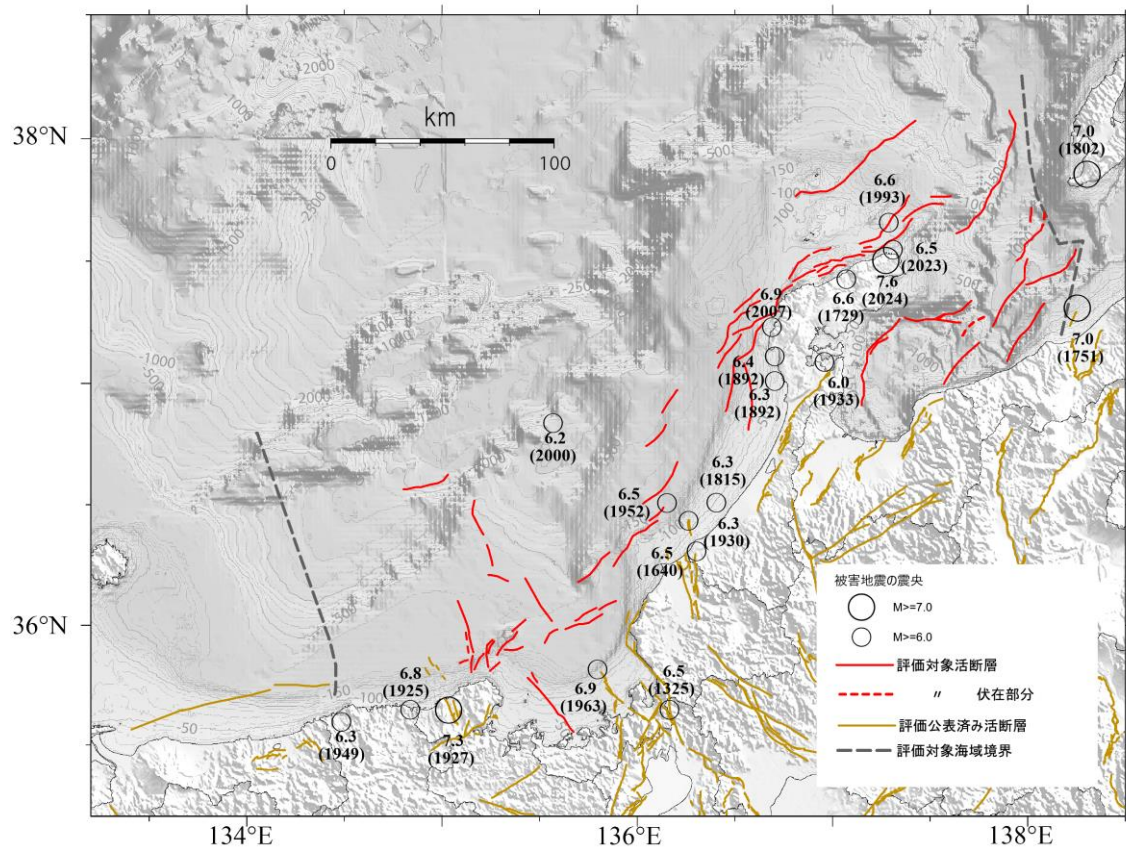


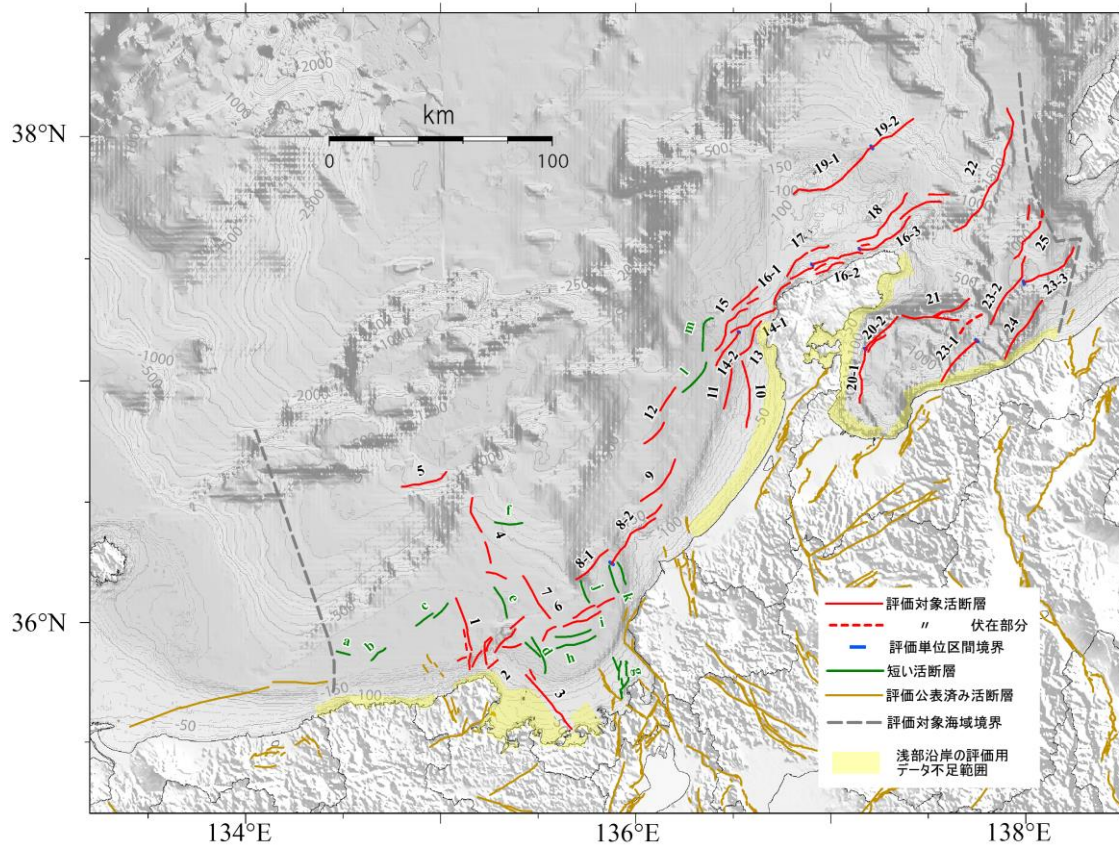
図1 評価対象の海域活断層と主な被害地震の震央

丸印は表3にある主な被害地震の内M6以上の地震の震央を示している。

発生年を括弧内に西暦年で示した。陸域の地震は沿岸部のみを示す。地形は GEBCO

Compilation Group (2023)による。

(案)



評価対象活断層

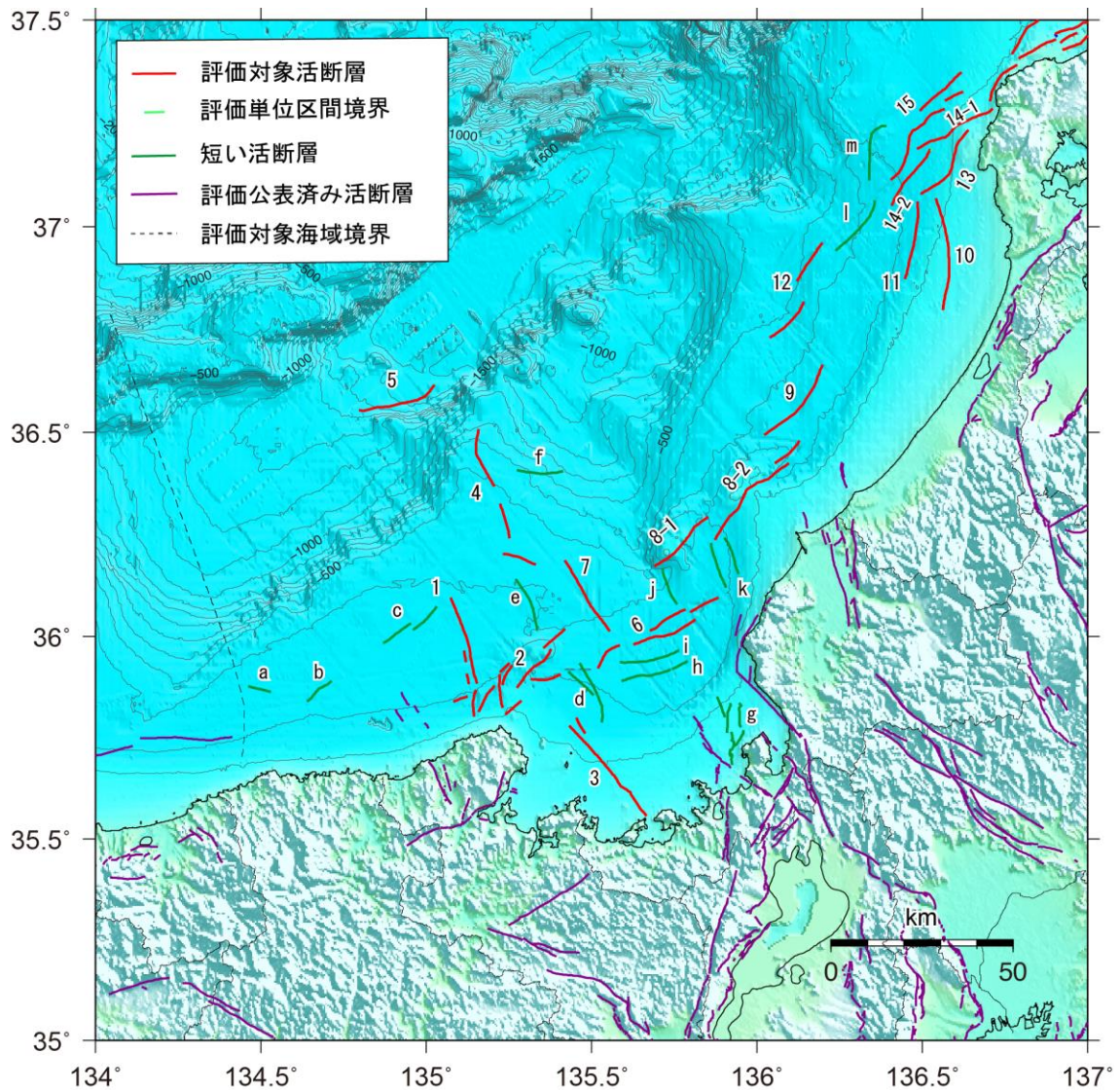
- | | |
|--------------------------------|-------------------------|
| 1: 沖ノ礁北方断層 | 16-1: 能登半島北岸断層帯 (猿山沖区間) |
| 2: 経ヶ岬沖断層 | 16-2: 能登半島北岸断層帯 (輪島沖区間) |
| 3: 小浜沖断層 | 16-3: 能登半島北岸断層帯 (珠洲沖区間) |
| 4: 浦島礁北方北断層 | 17: 輪島はるか沖断層 |
| 5: 若狭海丘列北縁断層 | 18: 能登半島北方沖断層 |
| 6: 越前岬西方沖北断層 | 19-1: 舩倉島近海断層帯 (南西区間) |
| 7: 浦島礁北東断層 | 19-2: 舩倉島近海断層帯 (北東区間) |
| 8-1: ゲンタツ瀬・大グリ南東縁断層帯 (ゲンタツ瀬区間) | 20-1: 七尾湾東方断層帯 (大泊鼻沖区間) |
| 8-2: ゲンタツ瀬・大グリ南東縁断層帯 (大グリ区間) | 20-2: 七尾湾東方断層帯 (城ヶ崎沖区間) |
| 9: 加佐ノ岬沖断層 | 21: 飯田海脚南縁断層 |
| 10: 羽咋沖東断層 | 22: 富山トラフ西縁断層 |
| 11: 羽咋沖西断層 | 23-1: 上越沖断層帯 (親不知沖区間) |
| 12: 内灘沖断層 | 23-2: 上越沖断層帯 (鳥ヶ首沖区間) |
| 13: 海士岬沖東断層 | 23-3: 上越沖断層帯 (上越海盆南縁区間) |
| 14-1: 門前断層帯 (門前沖区間) | 24: 名立沖断層 |
| 14-2: 門前断層帯 (海士岬沖区間) | 25: 上越海丘東縁断層 |
| 15: 沖ノ瀬東方断層 | |

図 2-1 評価対象の海域活断層と海域の短い活断層の分布

図中の番号は上記各活断層 (帯) の区間に対応する (表 1-1、表 1-2 参照)。

海域の短い活断層の記号は表 2 を参照。地形は GEBCO Compilation Group (2023) による。

(案)

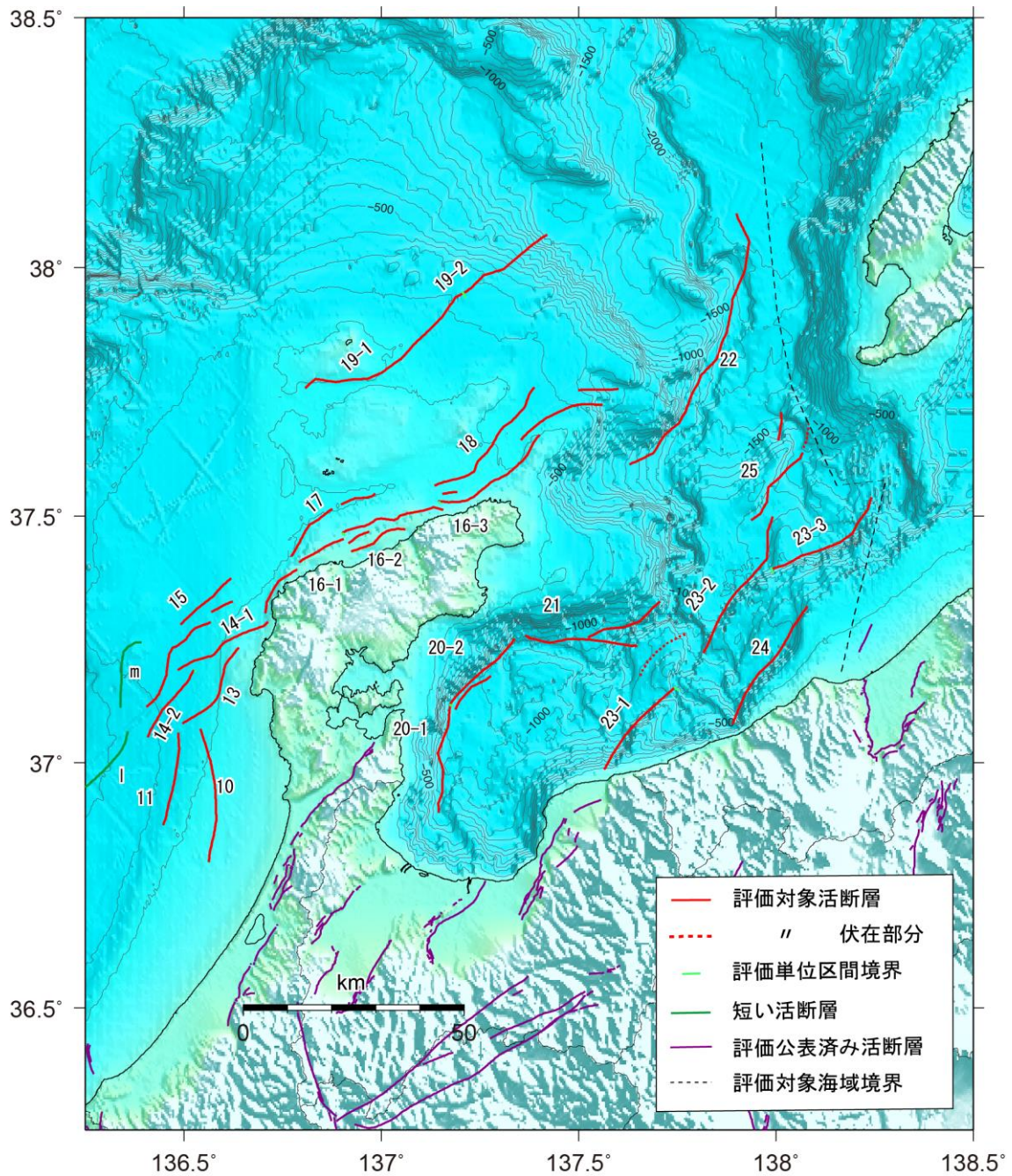


評価対象活断層

- | | |
|--------------------------------|----------------------|
| 1: 沖ノ礁北方断層 | 9: 加佐ノ岬冲断層 |
| 2: 経ヶ岬冲断層 | 10: 羽咋冲東断層 |
| 3: 小浜冲断層 | 11: 羽咋冲西断層 |
| 4: 浦島礁北方北断層 | 12: 内灘冲断層 |
| 5: 若狭海丘列北縁断層 | 13: 海士岬冲東断層 |
| 6: 越前岬西方冲北断層 | 14-1: 門前断層帯 (門前冲区間) |
| 7: 浦島礁北東断層 | 14-2: 門前断層帯 (海士岬冲区間) |
| 8-1: ゲンタツ瀬・大グリ南東縁断層帯 (ゲンタツ瀬区間) | 15: 沖ノ瀬東方断層 |
| 8-2: ゲンタツ瀬・大グリ南東縁断層帯 (大グリ区間) | |

図2-2 評価対象の海域活断層と海域の短い活断層の分布 (西半部拡大図)

(案)



評価対象活断層

- 16-1: 能登半島北岸断層帯 (猿山冲区間)
- 16-2: 能登半島北岸断層帯 (輪島冲区間)
- 16-3: 能登半島北岸断層帯 (珠洲冲区間)
- 17: 輪島はるか冲断層
- 18: 能登半島北方冲断層
- 19-1: 舩倉島近海断層帯 (南西区間)
- 19-2: 舩倉島近海断層帯 (北東区間)
- 20-1: 七尾湾東方断層帯 (大泊鼻冲区間)
- 20-2: 七尾湾東方断層帯 (城ヶ崎冲区間)

- 21: 飯田海脚南縁断層
- 22: 富山トラフ西縁断層
- 23-1: 上越冲断層帯 (親不知冲区間)
- 23-2: 上越冲断層帯 (鳥ヶ首冲区間)
- 23-3: 上越冲断層帯 (上越海盆南縁区間)
- 24: 名立冲断層
- 25: 上越海丘東縁断層

図 2-3 評価対象の海域活断層と海域の短い活断層の分布 (東半部拡大図)

(案)

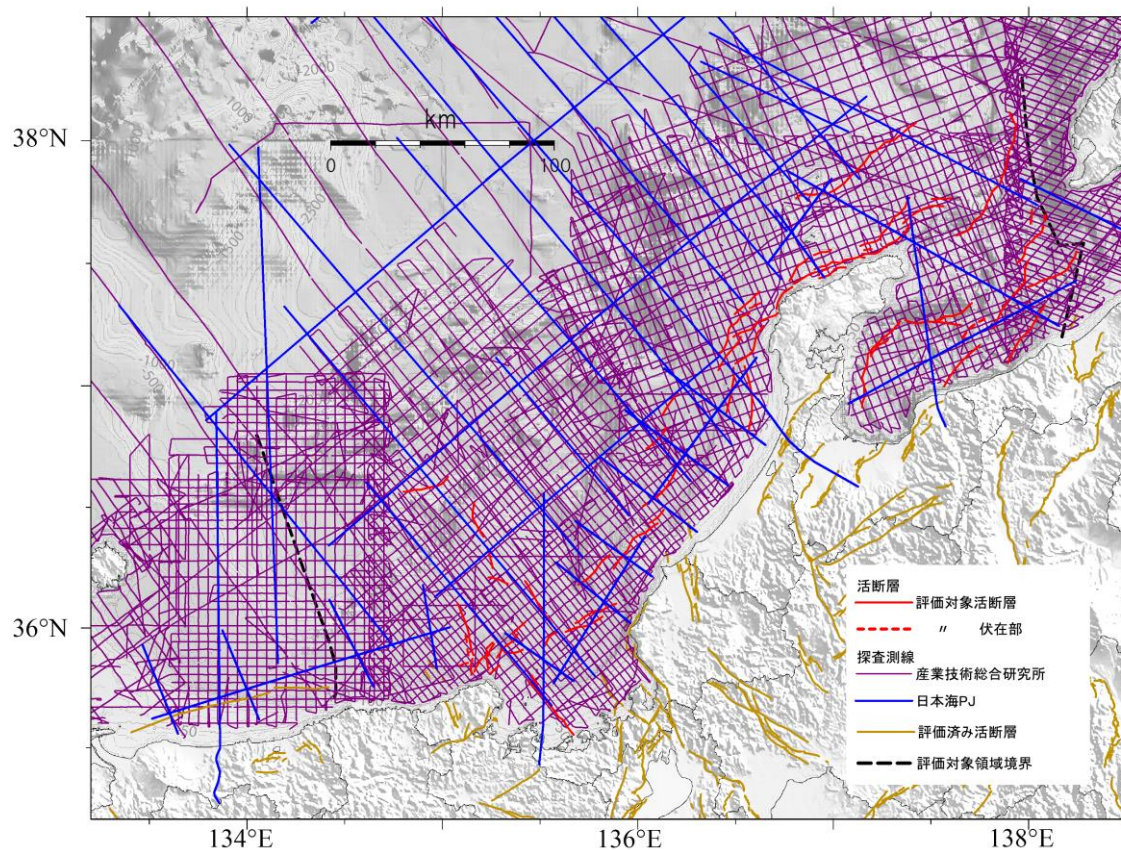


図3-1 評価対象海域の主な反射法地震探査測線

地形は GEBCO Compilation Group (2023)による。

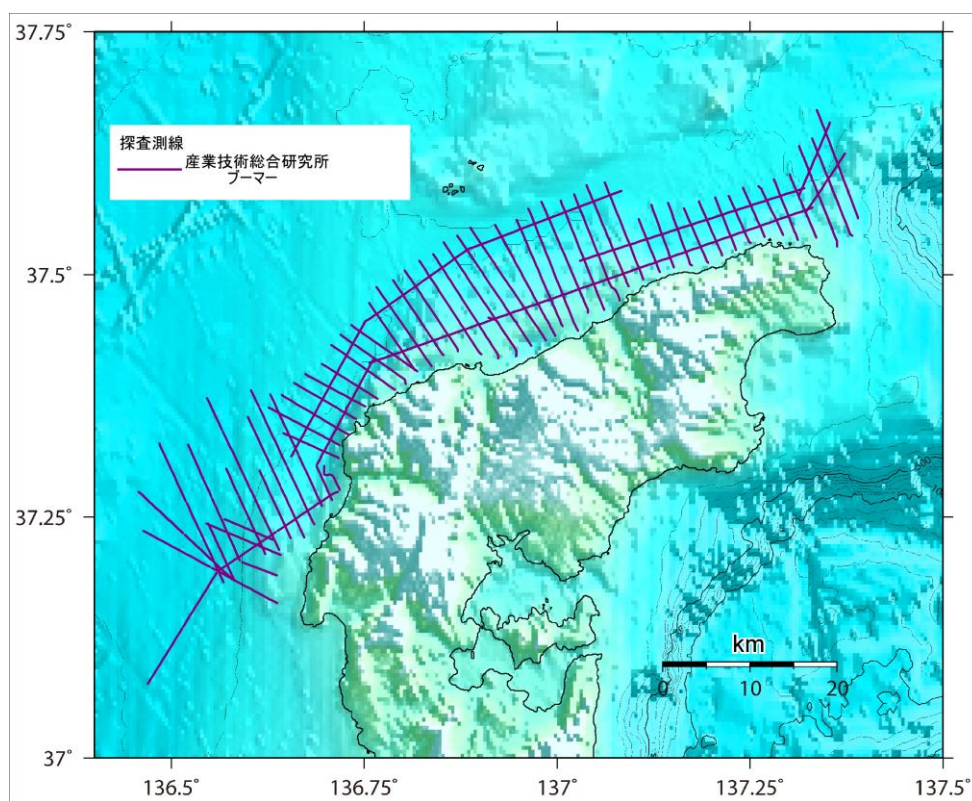


図3-2 能登半島北岸海域のブーマー音源による音波探査測線（産業技術総合研究所）

(案)

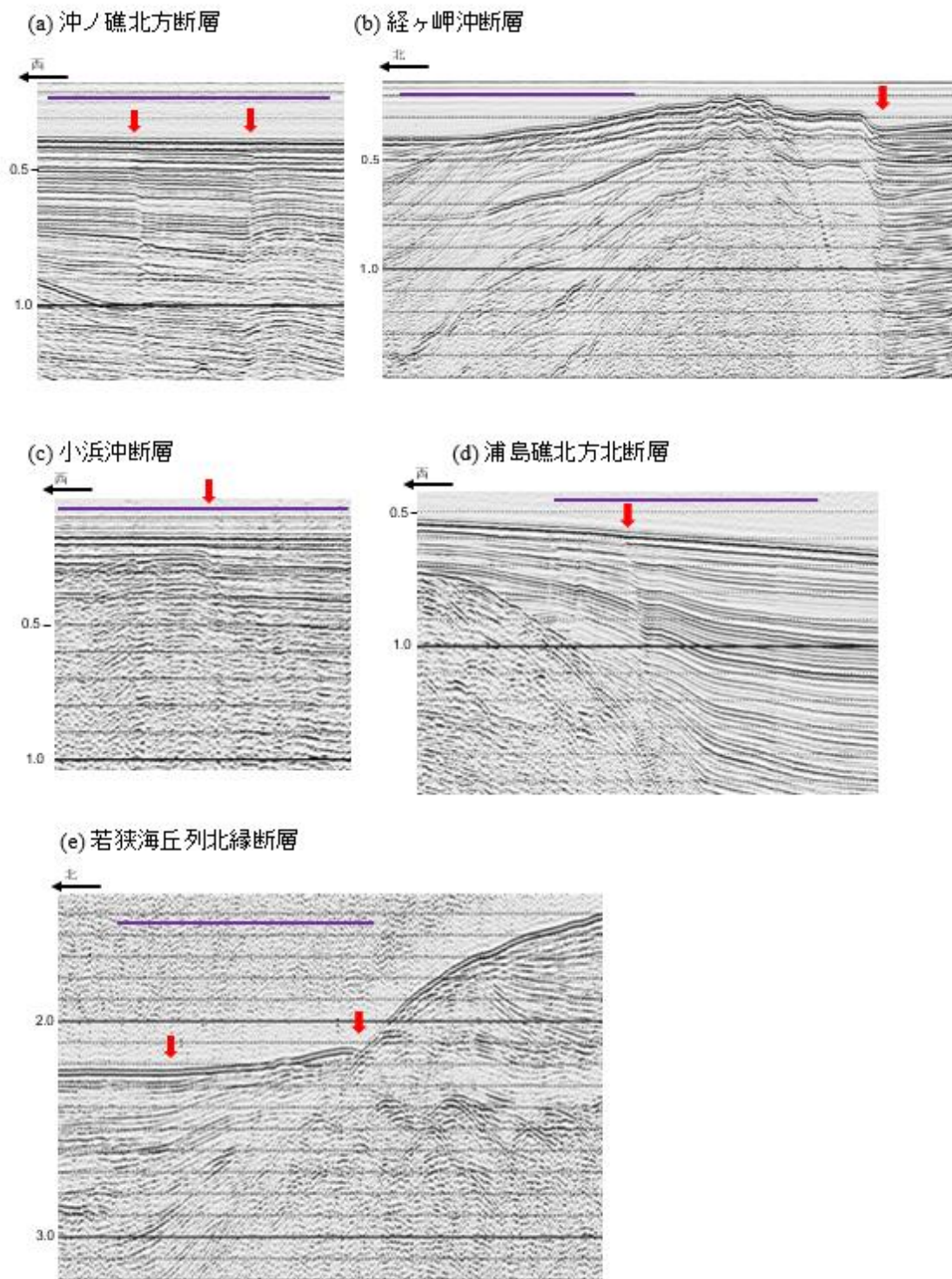
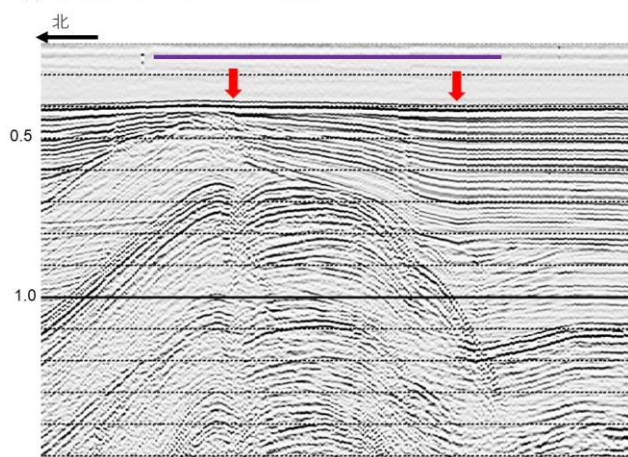


図4-1 海域活断層の反射断面例

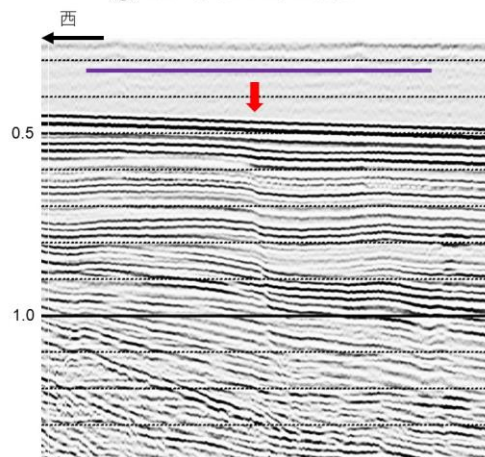
反射断面上部の紫色の横線は5 km、深度は往復走時（秒）、赤矢印は断層位置を示す。

(案)

(f) 越前岬西方沖北断層

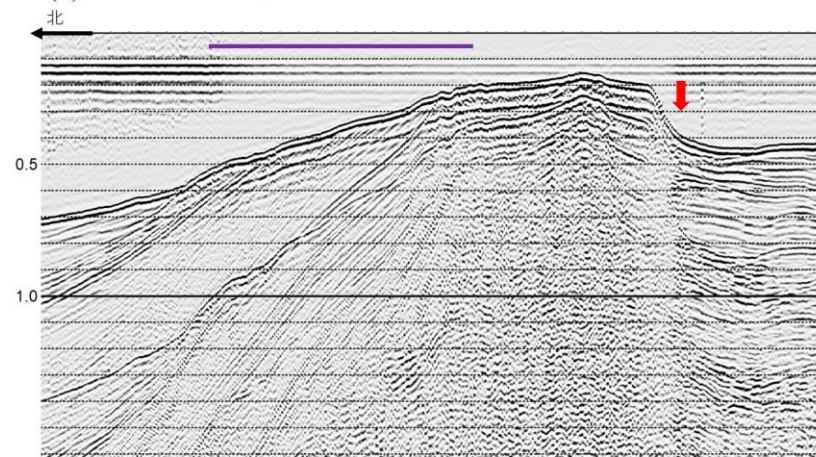


(g) 浦島礁北東断層

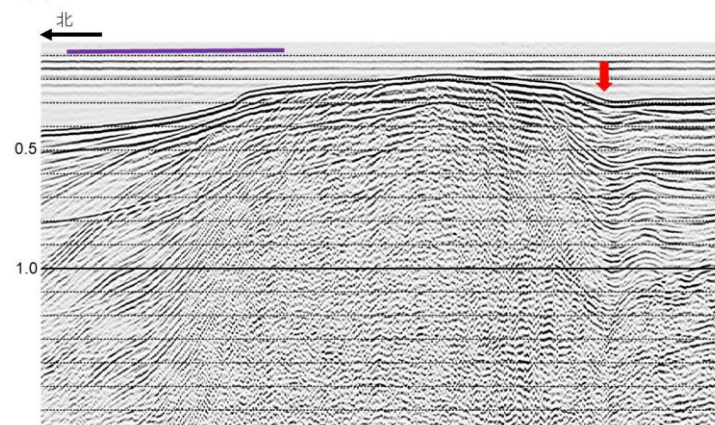


(h) ゲンタツ瀬・大グリ南東縁断層帯

(h)-1 ゲンタツ瀬区間



(h)-2 大グリ区間



(i) 加佐ノ岬沖断層

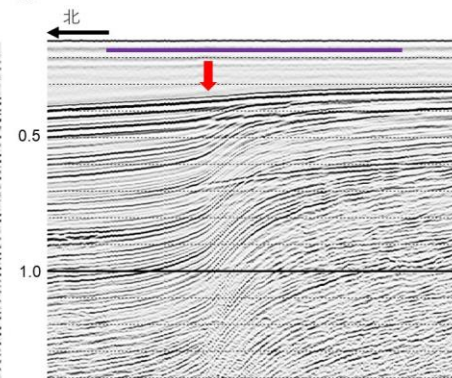


図4-2 海域活断層の反射断面例

反射断面上部の紫色の横線は5 km、深度は往復走時（秒）、赤矢印は断層位置を示す。

(案)

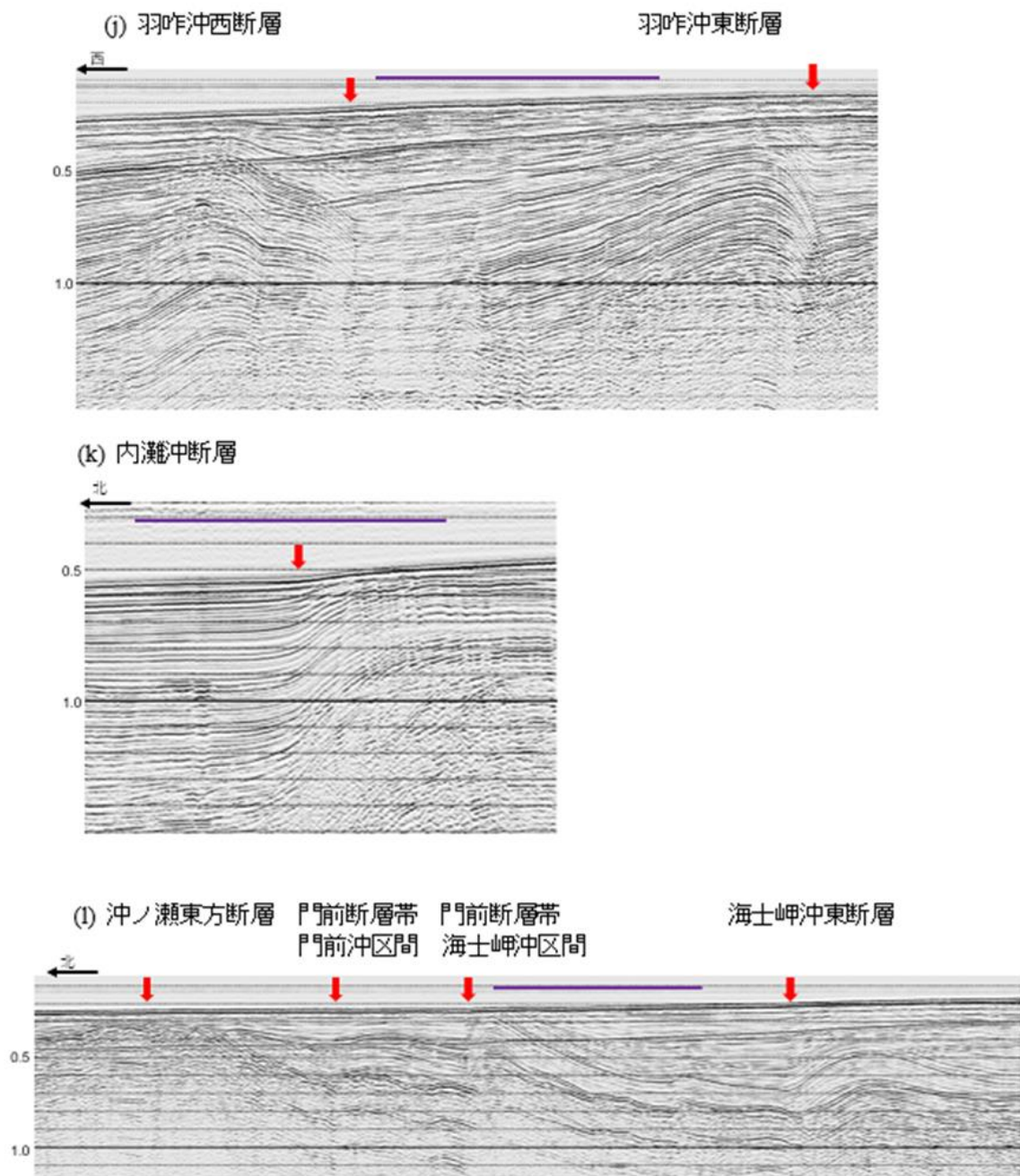


図4-3 海域活断層の反射断面例

反射断面上部の紫色の横線は5 km、深度は往復走時（秒）、赤矢印は断層位置を示す。

(案)

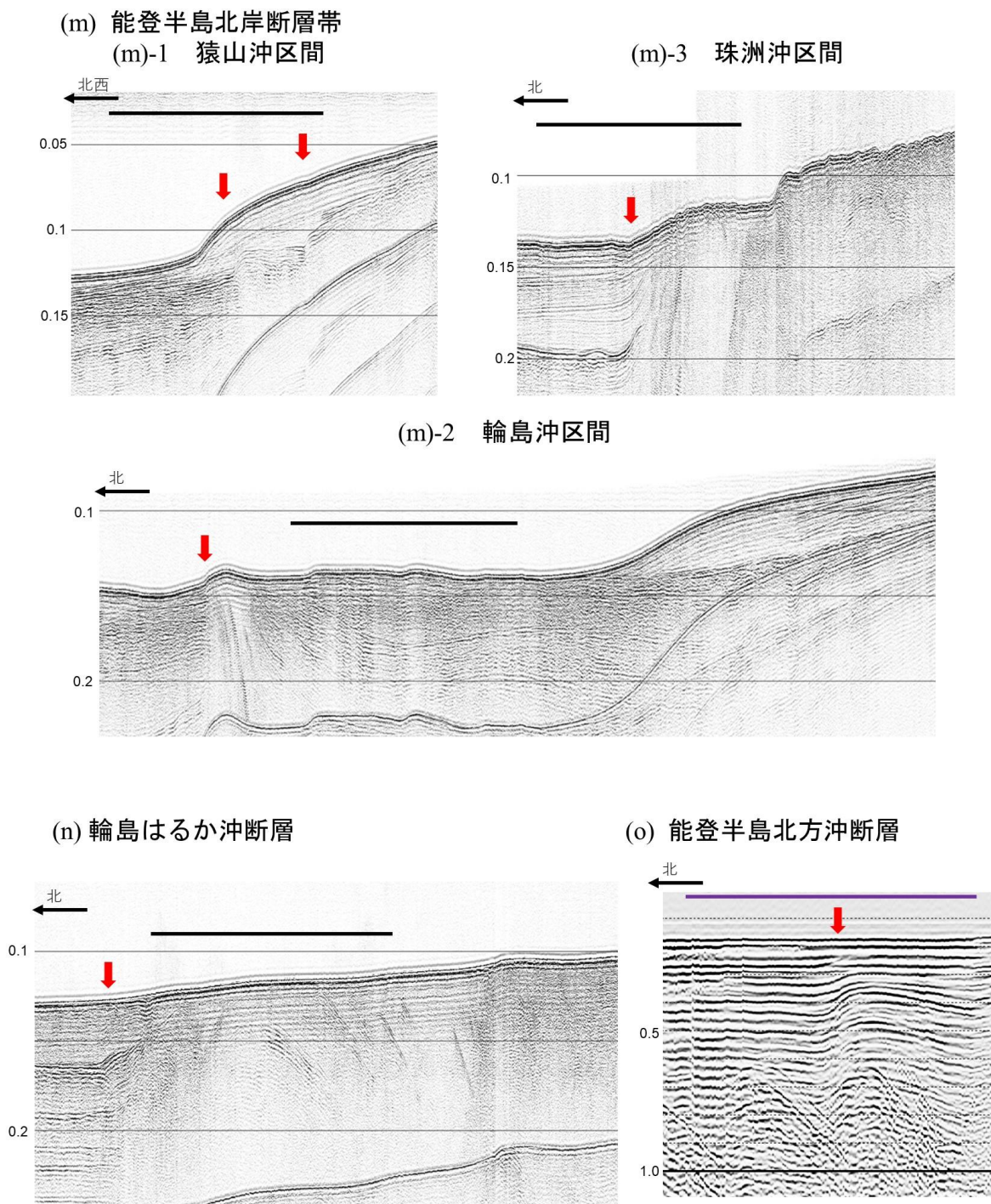


図4-4 海域活断層の反射断面例

反射断面上部の黒色の横線は1 km、紫色の横線は5 km、深度は往復走時（秒）、赤矢印は断層位置を示す。

(案)

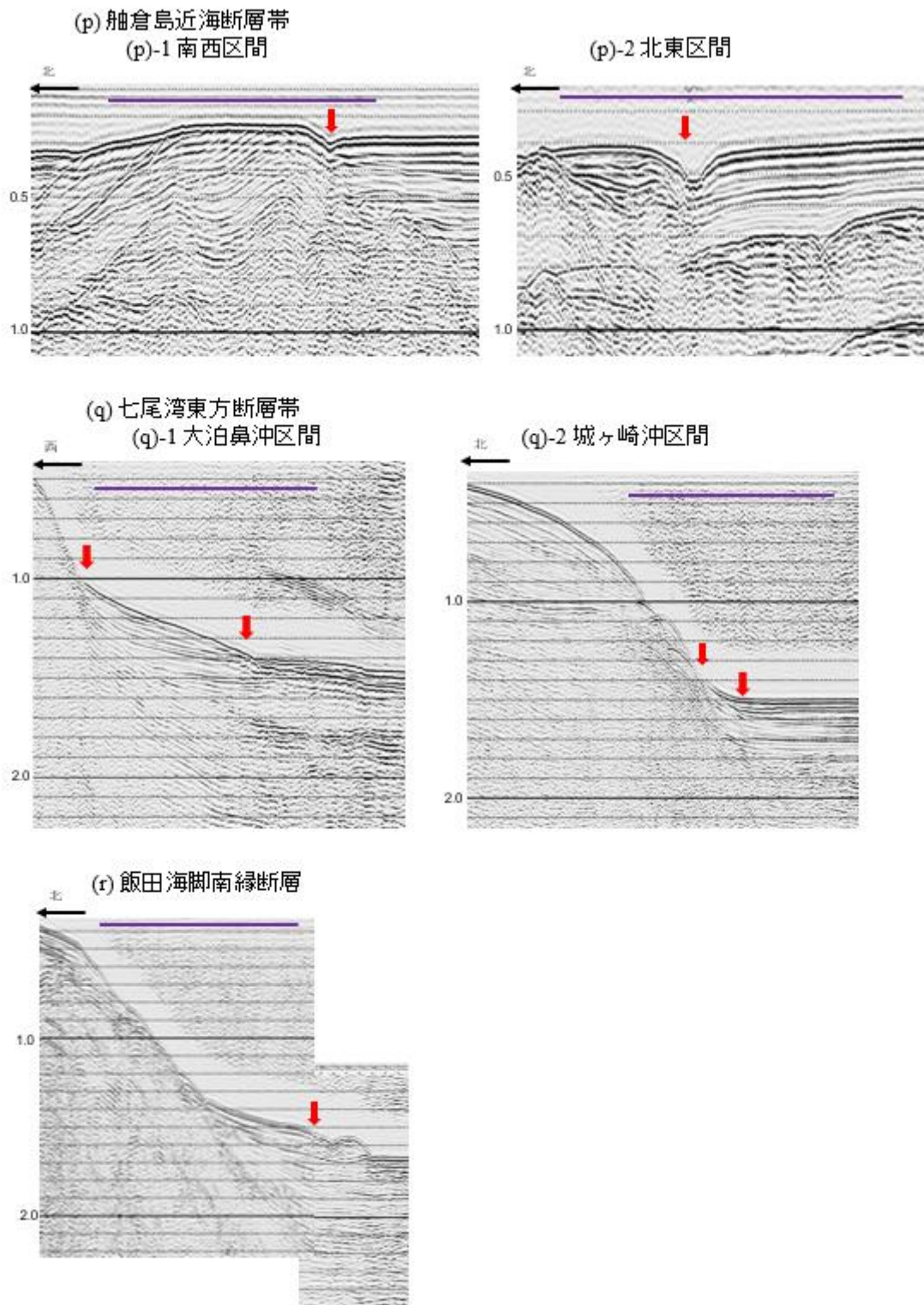


図4-5 海域活断層の反射断面例

反射断面上部の紫色の横線は5 km、深度は往復走時（秒）、赤矢印は断層位置を示す。

(案)

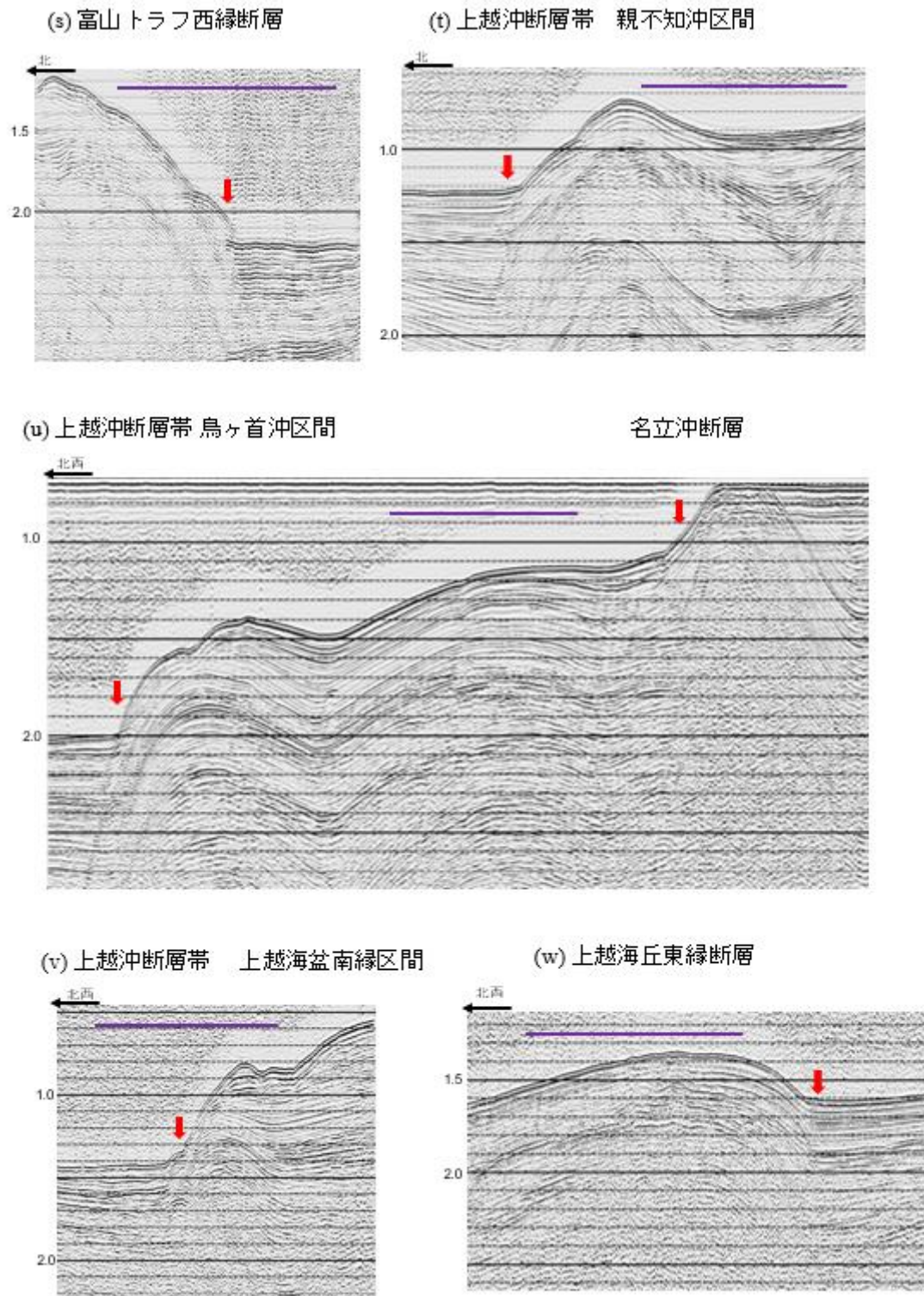


図4-6 海域活断層の反射断面例

反射断面上部の紫色の横線は5 km、深度は往復走時（秒）、赤矢印は断層位置を示す。

(案)

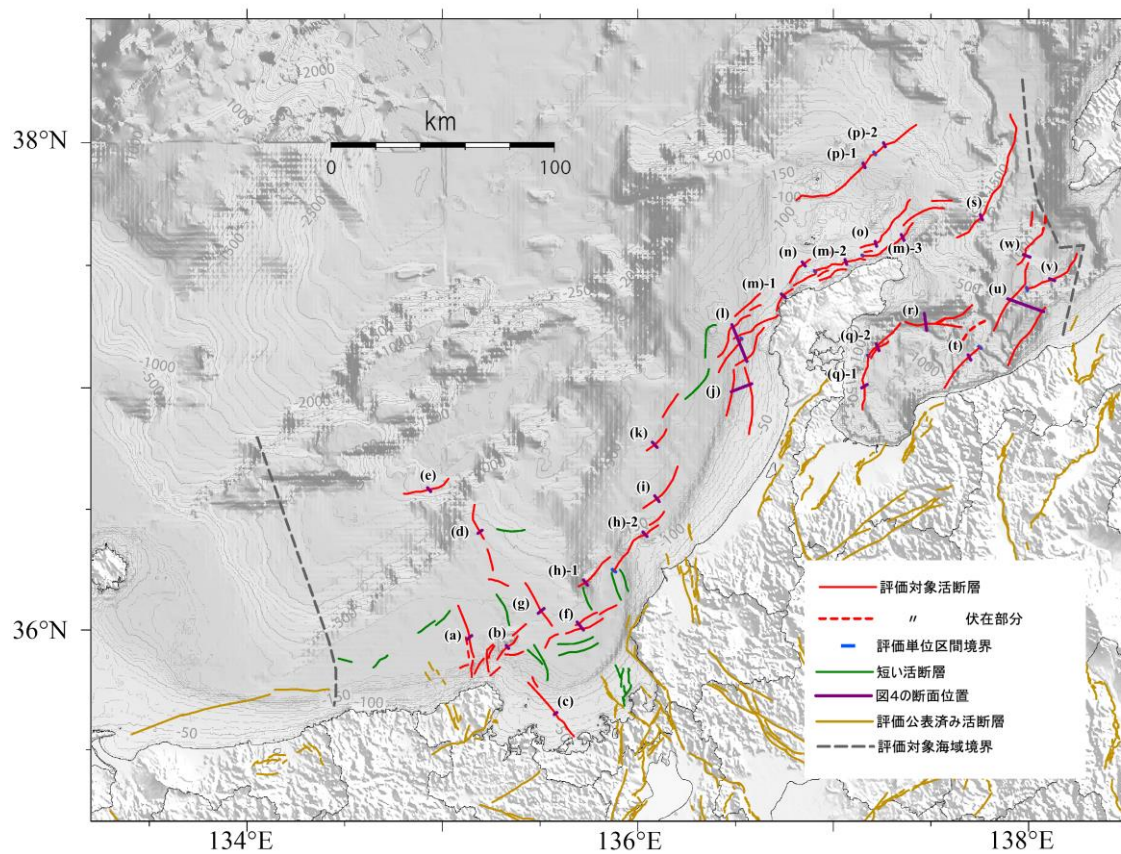


図5 図4に示した反射断面の位置（紫色の線）

それぞれの反射断面の位置に、反射断面図の記号（a-w）と小番号（1-3）を示した。
地形は GEBCO Compilation Group (2023)による。

(案)

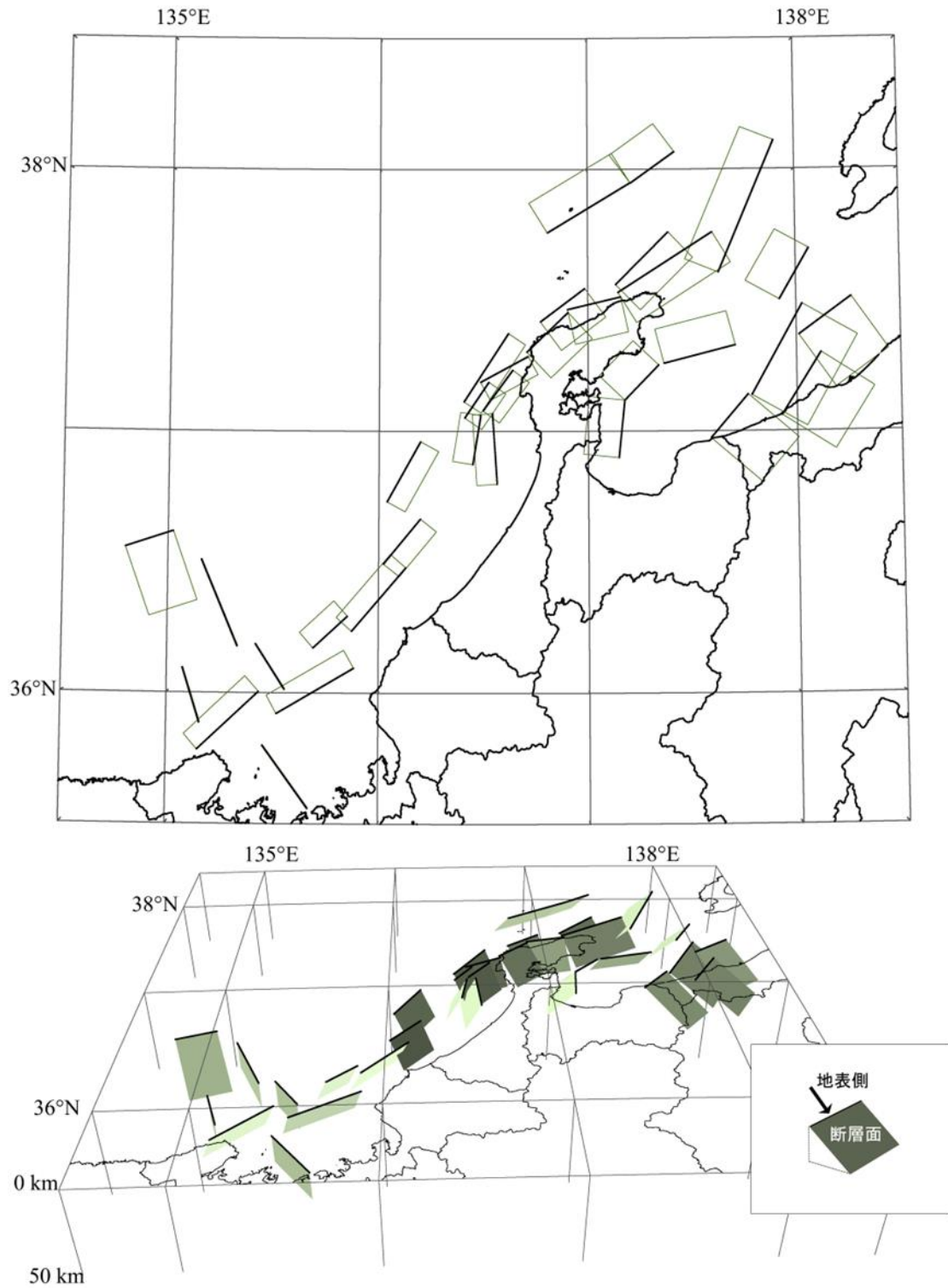


図6 評価対象の海域活断層（帯）の矩形断層モデル

上図：断層モデル（緑線）及び断層上端（黒線）の地表投影図。

下図：断層モデルを南側上空から見た鳥瞰図。断層面の角度によって断層面の明暗が異なる。

(案)

表 1-1 評価した海域活断層の位置

図中の 番号	活断層のくくり (付録2)	評価単位 区間 (付録2)	端点1				端点2				30年以内M≥ 7の発生確率
				北緯	東経	信頼度 (注1)		北緯	東経	信頼度	95%信頼区間 (中央値)
1	沖ノ礁北方断層		北端	36° 06'	135° 04'	○	南端	35° 53'	135° 09'	○	
2	経ヶ岬冲断層		南西端	35° 47'	135° 09'	△	北東端	36° 00'	135° 26'	○	
3	小浜冲断層		北西端	35° 48'	135° 27'	○	南東端	35° 33'	135° 40'	△	
4	浦島礁北方北断層		北端	36° 30'	135° 10'	○	南端	36° 11'	135° 20'	○	
5	若狭海丘列北縁断層		南西端	36° 33'	134° 48'	△	北東端	36° 37'	135° 01'	△	
6	越前岬西方沖北断層		西端	35° 55'	135° 31'	○	東端	36° 06'	135° 53'	○	
7	浦島礁北東断層		北北西端	36° 11'	135° 25'	○	南端	36° 01'	135° 33'	○	
8-1	ゲンタツ瀬・大グリ 南東縁断層帯	ゲンタツ瀬区間	南西端	36° 10'	135° 41'	○	北東端	36° 18'	135° 51'	○	
8-2		大グリ区間	南西端	36° 14'	135° 52'	○	北東端	36° 29'	136° 08'	○	
9	加佐ノ岬冲断層		南西端	36° 30'	136° 01'	○	北東端	36° 40'	136° 12'	○	
10	羽咋冲東断層		南端	36° 48'	136° 34'	○	北端	37° 04'	136° 32'	○	
11	羽咋冲西断層		南端	36° 52'	136° 27'	○	北端	37° 04'	136° 29'	○	
12	内灘冲断層		南西端	36° 44'	136° 02'	○	北東端	36° 58'	136° 12'	○	
13	海士岬冲東断層		南西端	37° 05'	136° 30'	○	北東端	37° 14'	136° 38'	○	
14-1	門前断層帯	門前冲区間	南西端	37° 11'	136° 29'	○	北東端	37° 17'	136° 43'	△	
14-2		海士岬冲区間	南西端	37° 03'	136° 24'	○	北東端	37° 11'	136° 31'	○	
15	沖ノ瀬東方断層		南西端	37° 07'	136° 24'	○	北東端	37° 22'	136° 37'	○	
16-1	能登半島北岸断層帯	猿山冲区間	南西端	37° 18'	136° 42'	○	北東端	37° 27'	136° 54'	○	
16-2		輪島冲区間	南西端	37° 28'	136° 54'	○	北東端	37° 31'	137° 09'	○	
16-3		珠洲冲区間	南西端	37° 32'	137° 09'	○	北東端	37° 45'	137° 36'	○	
17	輪島はるか冲断層		南西端	37° 25'	136° 46'	○	北東端	37° 33'	136° 59'	○	
18	能登半島北方冲断層		南西端	37° 34'	137° 08'	○	北東端	37° 46'	137° 23'	○	
19-1	舳倉島近海断層帯	南西区間	南西端	37° 45'	136° 48'	○	北東端	37° 57'	137° 12'	△	
19-2		北東区間	南西端	37° 57'	137° 12'	△	北東端	38° 04'	137° 25'	○	
20-1	七尾湾東方断層帯	大泊鼻冲区間	南端	36° 54'	137° 09'	△	北端	37° 07'	137° 10'	△	
20-2		城ヶ崎冲区間	南端	37° 07'	137° 10'	△	北端	37° 15'	137° 20'	○	
21	飯田海脚南縁断層		南西端	37° 16'	137° 22'	○	北東端	37° 20'	137° 42'	○	
22	富山トラフ西縁断層		南端	37° 36'	137° 38'	○	北端	38° 07'	137° 54'	△	
23-1	上越冲断層帯	親不知冲区間	南西端	36° 59'	137° 34'	△	北東端	37° 09'	137° 45'	△	
23-2		鳥ヶ首冲区間	南西端	37° 09'	137° 45'	△	北東端	37° 30'	137° 60'	○	
23-3		上越海盆南縁区間	南西端	37° 24'	137° 59'	○	北東端	37° 32'	138° 15'	○	
24	名立冲断層		南西端	37° 05'	137° 53'	△	北東端	37° 19'	138° 05'	○	
25	上越海丘東縁断層		南端	37° 30'	137° 56'	○	北端	37° 41'	138° 05'	△	

背景がグレーの項目は、現時点で未評価の項目。

注1：評価文中では、各々の評価の信頼度に対応した文末表現を用いている。信頼度と文末表現との関係については、「付録1 文章中の信頼度、幅などの表現について」を参照のこと。

(案)

表 1-2 評価対象の海域活断層の特性

図中の番号	活断層のくくり	評価単位区間	断層長 (km)	信頼度	各区分単独活動の場合の地震規模 (M)	ずれの向きと種類			断層面の傾斜方向	信頼度	断層の上端の深さ (km)	断層の下端の深さ (km)	断層面の幅 (km)	基準面の垂直変位量 (sec)	信頼度	1回のずれ量
						断層の走向 (注2)	種類	信頼度								
1	沖ノ礁北方断層		25	○	7.2程度	N163° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	0	15	15km程度			約3m程度
2	経ヶ岬沖断層		36	△	7.4程度	N46° E	北西側隆起の逆断層 (右横ずれ成分を伴う)	○	北西傾斜高角	○	0	15	17km程度			約4m程度
3	小浜沖断層		33	△	7.4程度	N144° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	0	15	15km程度			約3m程度
4	浦島礁北方北断層		40	○	7.5程度	N157° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	0	15	15km程度			約4m程度
5	若狭海丘列北縁断層		21	△	7.0程度	N71° E	南側隆起の逆断層	△	南傾斜低角	○	0	15-20	36km程度			約2m程度
6	越前岬西方沖北断層		38	○	7.5程度	N60° E	北西側隆起の逆断層 (右横ずれ成分を伴う)	○	北西傾斜高角	○	0	15	17km程度			約4m程度
7	浦島礁北東断層		23	○	7.1程度	N147° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	0	15	15km程度			約2m程度
8-1	ゲンタツ瀬・大グリ	ゲンタツ瀬区間	20	○	7.0程度	N47° E	北西側隆起の逆断層	○	北西傾斜高角	○	0	15	17km程度			約2m程度
8-2	南東縁断層	大グリ区間	35	○	7.4程度	N41° E	北西側隆起の逆断層	○	北西傾斜高角	○	0	15	17km程度			約4m程度
8	並		52		7.7程度	N49° E										
9	加佐ノ岬沖断層		25	○	7.2程度	N40° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜高角	○	0	15	17km程度			約3m程度
10	羽沖中東断層		30	○	7.3程度	N4° W	西側隆起の逆断層	○	西傾斜高角	○	0	15	17km程度			約3m程度
11	羽沖中西断層		21	○	7.0程度	N9° E	西側隆起の逆断層	○	西傾斜高角	○	0	15	17km程度			約2m程度
12	内灘沖断層		29	○	7.3程度	N29° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜高角	○	0	15	17km程度			約3m程度
13	海士岬沖東断層		21	○	7.0程度	N36° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜高角	○	0	15	17km程度			約2m程度
14-1	門前断層帯	門前沖区間	23	△	7.1程度	N62° E	南東側隆起の逆断層 (右横ずれ成分を伴う)	○	南東傾斜高角	○	0	15	17km程度			約2m程度
14-2		海士岬沖区間	18	○	6.9程度	N34° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜高角	○	0	15	17km程度			約2m程度
14			38		7.5程度	N46° E										
15	沖ノ瀬東方断層		35	○	7.4程度	N33° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜高角	○	0	15	17km程度			約4m程度
16-1	能登半島北岸断層帯	猿山沖区間	24	○	7.1程度	N47° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜中角	○	0	15	21km程度			約2m程度
16-2		輪島沖区間	23	○	7.1程度	N77° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜中角	○	0	15	21km程度			約2m程度
16-3		珠洲沖区間	47	○	7.6程度	N58° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜中角	○	0	15	21km程度			約5m程度
16			94		7.8~8.1程度*	N57° E										
17	輪島はるか沖断層		24	○	7.1程度	N53° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜中角	○	0	15	21km程度			約2m程度
18	能登半島北方沖断層		31	○	7.3程度	N45° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜中角	○	0	15	21km程度			約3m程度
19-1	舳倉島近海断層帯	南西区間	41	△	7.5程度	N59° E	北西側隆起の逆断層	○	北西傾斜中角	○	0	15	21km程度			約4m程度
19-2		北東区間	23	△	7.1程度	N55° E	北西側隆起の逆断層	○	北西傾斜中角	○	0	15	21km程度			約2m程度
19			64		7.8程度	N57° E										
20-1	七尾湾東方断層帯	大泊鼻沖区間	25	△	7.2程度	N6° E	西側隆起の逆断層	○	西傾斜中角	○	0	15	21km程度			約3m程度
20-2		城ヶ崎沖区間	21	△	7.0程度	N44° E	北西側隆起の逆断層	○	北西傾斜中角	○	0	15	21km程度			約2m程度
20			43		7.6程度	N24° E										
21	飯田海脚南縁断層		31	○	7.3程度	N76° E	北側隆起の逆断層	○	北傾斜中角	○	0	15	21km程度			約3m程度
22	富山トラフ西縁断層		61	△	7.8程度	N23° E	西側隆起の逆断層	○	西傾斜中角	○	0	15	21km程度			約6m程度
23-1	上越沖断層帯	親不知沖区間	24	△	7.1程度	N41° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜低角	○	1.5**	15-20	33km程度			約2m程度
23-2		鳥ヶ首沖区間	44	△	7.6程度	N30° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜低角	○	2.3**	15-20	31km程度			約4m程度
23-3		上越海盆南縁区間	28	○	7.2程度	N55° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜低角	○	2.2**	15-20	32km程度			約3m程度
23			86		7.8~8.1程度*	N44° E										
24	名立沖断層		31	△	7.3程度	N33° E	南東側隆起の逆断層	○	南東傾斜低角	○	2.3**	15-20	31km程度			約3m程度
25	上越海丘東縁断層		25	△	7.2程度	N30° E	北西側隆起の逆断層	○	北西傾斜中角	○	1.8**	15-20	23km程度			約3m程度

背景がグレーの項目は、現時点で未評価の項目

注 2 : 本評価では、断層（評価単位区間）の片方の端点位置からもう一方の端点の位置の方向を断層の走向とした。

(案)

産業技術総合研究所(2024)は、令和6年(2024年)1月1日に発生した能登半島地震後に取得した高分解能音波探査・海底地形調査データと2007年から2008年に取得した同等のデータを比較し、門前沖セグメント³(14-1:門前断層帯門前沖区間に相当)東部、猿山沖セグメント(16-1:能登半島北岸断層帯猿山沖区間に相当)、輪島沖セグメント(16-2:同輪島沖区間に相当)、珠洲沖セグメント(16-3:同珠洲沖区間に相当)での隆起を確認している⁴。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2024b)は、これらの隆起は能登半島地震に伴う変動を示している可能性が高いと評価している。

また、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2024a)は、能登半島地震の震源断層は、北東-南西に延びる150 km程度(14:門前断層帯~16:能登半島北岸断層帯~22:富山トラフ西縁断層にまたがる範囲)の主として南東傾斜の逆断層であると評価している。

これらのような隣接している活断層帯又は活断層は、連動して活動する可能性を否定できない。

*) 複数の単位区間から成る長大な活断層帯が、連動して一度に80 kmの長さを超えて活動する場合は松田(1975)の式から正しく地震の規模が推定できない可能性がある(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010)。

**) 評価対象の海域活断層(帯)の多くは、反射断面の浅部(海底直下)において変位が認められていることから、断層の上端の深さは原則として0 kmとしている。ただし、新潟県上越地方沖には堆積層が厚く分布していることから、23:上越沖断層帯、24:名立沖断層、25:上越海丘東縁断層については、日本海地震・津波調査プロジェクト(文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2021)による断層モデルの上端深さをを用いることとした。

³ 断層線に不連続や屈曲などがある場合に、いくつかの領域に区分したものを断層セグメントと呼ぶ。長大な活断層帯は、断層帯全体が一度に活動するとは限らず、部分的に活動する場合があります。断層セグメントが部分的な活動領域になる可能性がある。

なお、長期評価においては、固有規模の地震を繰り返し発生させる最小の単位を「評価単位区間」と呼び、「評価単位区間」又はその組合せごとに評価を行っている。「評価単位区間」について詳しくは、付録2を参照のこと。

⁴ 各断層セグメントの名称及びその位置は、井上・岡村(2010)による。

(案)

表2 短い活断層の位置

長さ20 km未満の 活断層	端点1			端点2			長さ (km)	図中の 記号 ※1
		北緯	東経		北緯	東経		
伊豆岬冲断層	西端	35° 53'	134° 28'	東端	35° 52'	134° 32'	6	a
香住冲断層	南西端	35° 50'	134° 38'	北東端	35° 53'	134° 43'	9	b
万十北断層	南西端	35° 59'	134° 52'	北東端	36° 04'	135° 02'	18	c
浦島礁南方断層	北西端	35° 55'	135° 26'	南東端	35° 47'	135° 32'	17	d
浦島礁北方南断層	北端	36° 08'	135° 16'	南端	36° 01'	135° 20'	15	e
浦島礁北方東断層	西端	36° 24'	135° 16'	東端	36° 24'	135° 25'	13	f
美浜湾断層	北端	35° 51'	135° 53'	南端	35° 41'	135° 56'	19	g
越前岬西方冲南断層	西端	35° 53'	135° 35'	東端	35° 56'	135° 47'	19	h
越前岬西方冲中断層	西端	35° 56'	135° 35'	東端	35° 58'	135° 46'	17	i
ゲンタツ瀬南方断層	北端	36° 14'	135° 52'	南端	36° 07'	135° 54'	13	j
ゲンタツ瀬南東断層	北端	36° 10'	135° 43'	南端	36° 05'	135° 45'	11	k
前ノ瀬南方断層	南西端	36° 57'	136° 14'	北東端	37° 04'	136° 21'	17	l
沖ノ瀬断層	南端	37° 07'	136° 20'	北東端	37° 15'	136° 24'	16	m

※1 図中の記号は図2の記号を示す

(案)

表3 評価対象海域の主な被害地震・被害津波

発生時期	発生地域	地震規模(M)	被害	備考
1325年12月5日	近江・若狭	6.5	敦賀気比神宮や琵琶湖竹生島で倒壊等被害、延暦寺で多数の灯が消え、京都で強震、余震が1か月続いた。	柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の陸域、椿坂付近の活動の可能性。
1640年11月23日	大聖寺付近	6.5	家屋倒壊・人畜死傷多数。	金沢で水路の水がこぼれ出た。
1691年	大聖寺付近	-	倒壊家屋があった？	月日不明で別の地震の誤写の可能性あり。
1729年8月1日	能登半島北岸付近	6.6	輪島村で全壊28、半壊86。珠洲郡・鳳至郡で家屋損壊・倒壊合計791、山崩れ31か所等死5。穴水一七尾間で海岸崩れあり。	金沢では被害なく能登北部の局地的地震。
1751年5月21日	名立付近	7.0	高田平野西部から桑取川、名立川、能生川流域の海岸付近に、海底隆起や、崖崩れの連なりが見られた。土砂崩壊によって海沿いや山中の川沿いの集落で8割以上の死や住家倒壊が見られた。	海底が隆起したことが同時代絵図にもあり、海域活断層で発生した可能性がある
1802年12月9日	佐渡島南東部	7.0	小木で453戸ほぼ全壊、うち328戸焼失、死18。被害は小木半島と国中平野西半分で大きかった。	午前中に前震あり。小木半島南岸沿いが最大2m程度隆起した。江戸でも有感。
1815年3月1日	小松付近	6.3	小松城破損だが、被害詳細は不詳。伊勢や京都、武生、宮津等でも有感。	有感範囲の広さと中程度被害が広いことから、陸ではなく海域で発生した可能性が高い
1892年12月9日	羽咋沖	6.4	家屋・土蔵に破損被害。合わせて死1傷5。潮位の異常もあったらしい。	連発したが、11日は被害地域がやや南寄りである。
1892年12月11日		6.3		
1896年4月2日	能登半島北東沖	5.7	能登半島北東端部で土蔵倒壊2等、禄剛埼燈台破損など局地的被害。	
1925年5月23日	豊岡市北部沿岸	6.8	豊岡市の円山川流域で河口から上流にかけて10km程度の領域に倒壊が集中した。全壊1295、死428、傷834等。城崎や豊岡で火災が発生して被害を増幅した。	北但馬地震。
1927年3月7日	丹後半島	7.3	峰山町で死亡率22%など死2912、傷7806。京都府の家屋全壊4899、半壊4603、全焼2019。	北丹後地震。沿岸部も含めた郷村断層と、山田断層の一部を震源とした地震で、丹後半島北岸域では1m以上の津波も観測。4月1日M6.4の余震が発生。
1930年10月17日	大聖寺沖	6.3	大聖寺・小松などで煙突の破損や落壁、がけ崩れ、亀裂等の被害。小松で噴水は液状化か？	4分前に前震(M5.3)があった。
1933年9月21日	七尾湾付近	6.0	七尾湾南岸沿い10kmほどの局所的被害で家屋倒壊2、破損131、死3など。	液状化が発生し、家屋の傾斜被害の報告もある。
1949年1月20日	兵庫県北部愛宕山付近	6.3	愛宕山カルデラで土蔵の屋根の移動等小被害。	余震が少なかった。

(案)

表3 評価対象海域の主な被害地震・被害津波（続き）

発生時期	発生地域	地震規模 (M)	被害	備考
1952年3月7日	大聖寺沖	6.5	あわら市北潟や加賀市塩屋など大聖寺川河口付近で被害が大きく、壁の剥落や山崩れ、道路の亀裂など生じた。	大聖寺沖地震。 1952年十勝沖地震の3日後に発生。
1963年3月27日	若狭湾	6.9	敦賀湾・若狭湾沿岸沿い50kmの範囲に小被害が生じた。美浜町で全壊2。	越前岬沖地震。 野坂断層帯付近で発生。
1983年10月16日	糸魚川市能生	5.3	糸魚川市能生で石灯笼倒壊や石鳥居の折損。	
1985年10月18日	能登半島北方沖	5.7	能登北部で破損など軽被害。	七ツ島付近。
1993年2月7日	能登半島北方沖	6.6	能登北部で全壊1、重症1のほか、金沢市で火災など広域に影響。停電や断水が数千戸規模で発生した。	輪島に26cmの津波。
2000年6月7日	若狭海丘列 北部付近	6.2	重傷1、住家破損1など軽被害。	
2003年12月22日	佐渡真野湾付近	4.7	相川合同庁舎で多数の亀裂。	
2007年3月25日	能登半島北部 西岸付近	6.9	輪島市で石灯笼倒壊で死1。門前町や鳳至町中心に石川県で全壊686など。	平成19年（2007年）能登半島地震。 門前断層帯の門前沖区間の活動。
2012年2月8日	佐渡真野湾沖	5.7	住家破損1など軽被害。	
2020年3月13日	門前町付近	5.5	軽被害。	平成19年（2007年）能登半島地震の活動域の東端で発生。
2022年6月19日	能登半島 北東端付近	5.4	珠洲市北東部で軽傷6、住家破損73の被害。	令和6年能登半島地震の活動で最初に人的被害が生じた地震。
2023年5月5日	能登半島 北東端付近	6.5	珠洲市で全壊40、死1等の被害。	令和6年能登半島地震の活動。同日夜にM5.9の地震も発生。
2024年1月1日	能登半島 北岸付近	7.6	元日の午後に発生。津波を伴った。 能登半島北部を中心に、死・行方不明263、重傷343、全壊8,418を含め住家被害125,090等、広域に被害をもたらした。（令和6年6月18日現在）	令和6年能登半島地震の活動の中の最大地震（令和6年7月×日現在）。 能登半島北岸断層帯の各区間と門前断層帯の門前沖区間の東部での隆起を確認している。 輪島市西部で最大4 m程度の隆起などが観測された。

震源位置・規模は気象庁、宇津（1999）、宇佐美ほか（2013）及び松浦・中村（2021）、被害等は宇津（1999）、宇佐美ほか（2013）及び松浦・中村（2021）による。

2020年以降の地震の被害については、総務省消防庁「災害情報」を基に記載。

地震の発生時期は全てグレゴリオ暦。地震規模のーはM未定を示す。

(案)

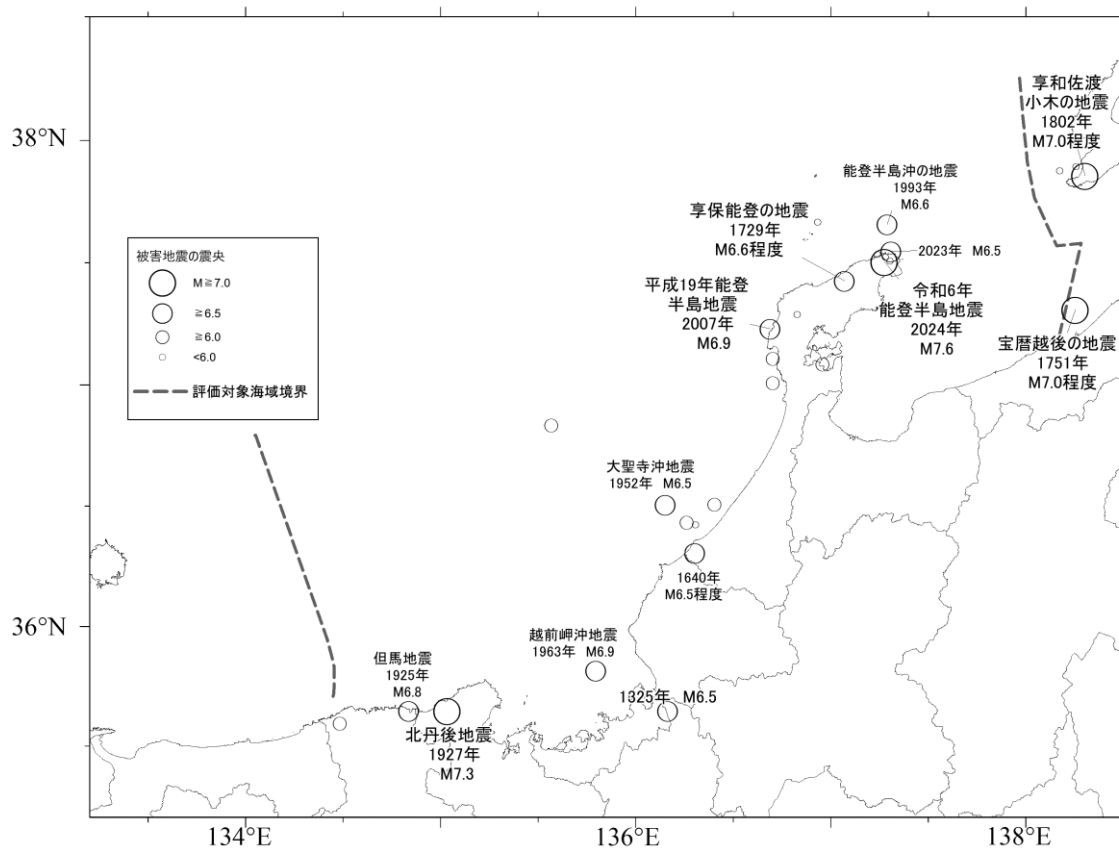


図7 評価対象海域周辺で発生したと考えられる主な被害地震

被害地震の震央位置（丸）と規模は気象庁、宇津（1999）、宇佐美ほか（2013）及び松浦・中村（2021）による。陸域の地震は沿岸部のみを示す。

(案)

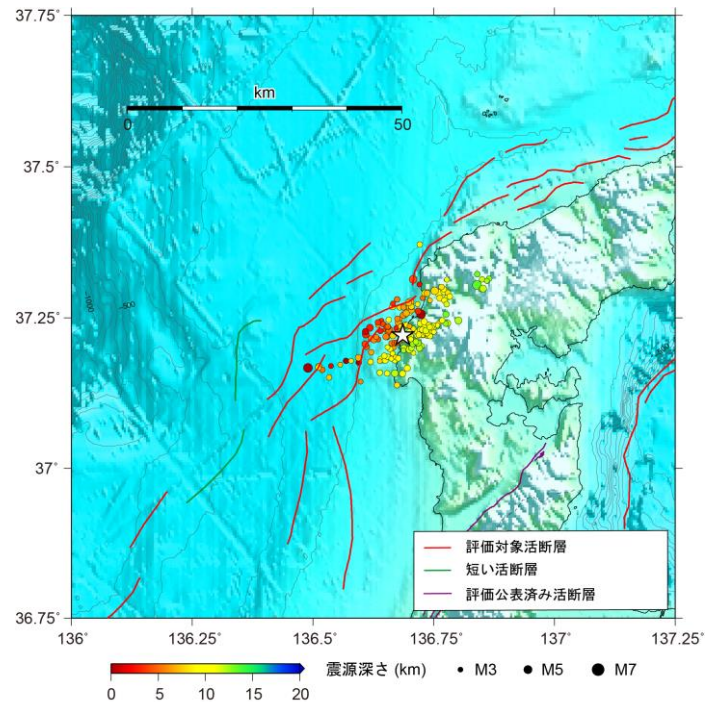


図 8-1 平成 19 年（2007 年）能登半島地震（M6.9）及びその地震後 24 時間の震央分布（深さ 25 km 以浅、M3.0 以上）

星印は M6.9 の地震の震央。震源データは気象庁提供。地形は GEBCO Compilation Group (2023)による。

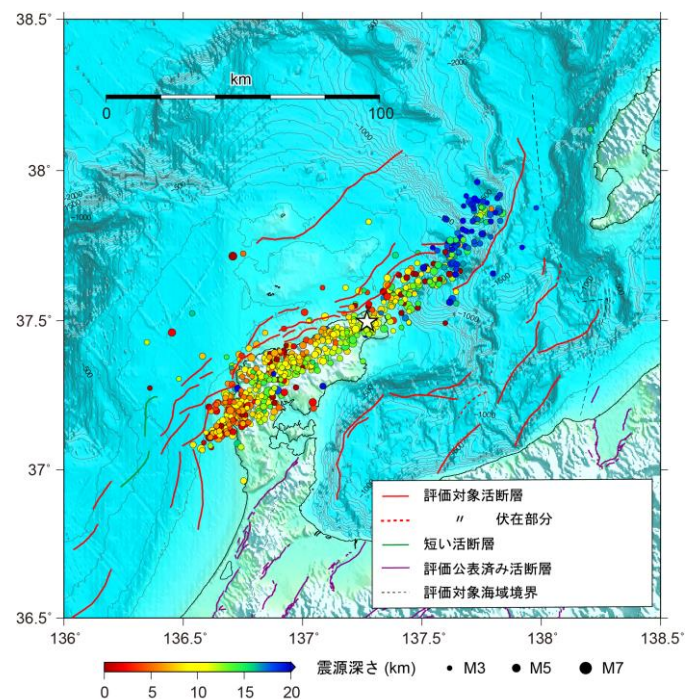


図 8-2 令和 6 年（2024 年）1 月 1 日に発生した能登半島地震（M7.6）及び地震後 24 時間の震源分布（深さ 25 km 以浅、M3.0 以上）

星印は M7.6 の地震の震央。震源データは気象庁提供。地形は GEBCO Compilation Group (2023)による。

(詳細解説)

本章では、評価手法の詳細等について記す。

1. 評価手法

評価した各項目の評価手法について、以下に記す。

(1) 断層の位置、形状と評価単位区間の設定

断層の位置と形状は、主に国立研究開発法人産業技術総合研究所の反射断面を基にしたが、既存の研究成果など（例えば、文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2020; 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2021）を確認して認定した。また、本評価における対象海域においては、シングルチャンネル・マルチチャンネル反射法地震探査や、地形・地質学的調査に基づく断層線⁵の位置やその深部構造に関する調査研究、断層の活動性に関する調査研究がこれまでに実施されており（例えば、佐藤ほか, 2007a, 2007b; 井上・岡村, 2010; 後藤, 2012, 2013; 杉山ほか, 2013; Ishiyama et al., 2017a, 2017b; 岡村, 2019; 北陸電力株式会社, 2022）、必要に応じこれらの成果を参照した。断層の深部形状が確認できない場合は、浅部の反射断面による断層形状及び周辺の地質構造、既存の研究成果による断層モデルなどを考慮して推定した。これらの信頼度については、原則として次のように整理した。

断層端点について、反射法地震探査測線の格子間隔が 5 km 程度以下の領域内にある断層端点の信頼度を○とし、それ以外は△とした。断層線については、両端の断層端点の信頼度が○であれば、断層線の信頼度を○とし、それ以外は△とした。断層の傾斜については、反射法地震探査で深部の断層形状が確認されている場合には○、確認できない場合には△とした。

なお、産業技術総合研究所（2024）は、令和 6 年（2024 年）1 月 1 日に発生した能登半島地震後に取得した高分解能音波探査・海底地形調査データと 2007 年から 2008 年に取得した同等のデータを比較し、能登半島北岸沖での断層変位を観測している。断層変位が生じた位置は、14-1：門前断層帯門前沖区間の東部、16-1：能登半島北岸断層帯猿山沖区間、16-2：同輪島沖区間、16-3：同珠洲沖区間の断層線と概ね一致している。

起震断層を分割する目安は、起震断層の長さが 40 km 程度を超える場合とした（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010）。ただし、本評価対象海域では活断層の活動履歴が十分に明らかになっておらず、また断層線の詳細な形状も明らかになっていないことから、「評価単位区間」の区間境界の設定は、断層とその周辺の地質構造に基づいて判断した。そのため、評価単位区間の信頼度は全て△とした。活断層やその評価単位区間の名称については、付録 4 に基づいて設定した。

(2) 想定される地震とその規模

本評価では、(1)「断層の位置、形状と評価単位区間の設定」に基づき設定した評価単位

⁵ 「日本海南西部の海域活断層の長期評価（第一版）—九州地域・中国地域北方沖—」で使用されている、「断層トレース」という用語と本評価における「断層線」という用語は、同じ意味として用いている。

(案)

区間が単独で活動する場合、又は断層帯を構成する評価単位区間全体が活動する場合を想定し、地震の規模を推定した。

想定される地震の規模については、活断層の長期評価手法において用いられている松田(1975)による、以下の断層長さと規模の関係の経験式を用いて推定した。

$$\log(L) = 0.6M - 2.9 \quad (1)$$

ここで、 M は地震の規模を示すマグニチュード、 L は一回の地震で活動する断層の長さ(km)を示す。

ただし、複数の単位区間から成る長大な断層帯が、連動して一度に 80 km の長さを超えて活動する場合は式(1)から正しく地震の規模が推定できない可能性がある(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010)。そこで、断層帯全体の長さが 80 km を越えた長大な活断層が活動した場合、活断層の長期評価手法に基づき、断層帯の長さが断層幅の4倍となるまでは、式(1)によって規模を推定し、それを超える場合には、評価単位区間の長さが断層幅の4倍を超えない「地震規模想定区間」の組合せを設定した。それぞれの地震規模想定区間から発生する地震のモーメント量(M_0)を式(1)及び武村(1990)による計算式

$$\log(M_0) = 1.17M + 10.72 \quad (2)$$

を用いて計算した上で、それぞれの地震規模想定区間の M_0 の和を用いて、地震の規模を評価した。なお、地震規模想定区間の組合せは複数存在する場合があることから、断層全体の長さから式(1)により求められる M も合わせて、その中から最小値と最大値の M を本評価における推定値とした。

(3) 地震発生層の下限の深さ及び断層幅

本評価対象海域は地殻内の地震活動が低調な領域も多く、地震観測結果に基づいて地震発生層の下限を推定することは容易ではない(例えば、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2014)。さらに、本評価対象海域においては、定常的な地震観測網は陸域にのみあるため、深さに関する震源決定精度及び微小地震の検知能力は陸域に比べて低い。

これらの背景から、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所(2014)では、速度構造や水深から、日本海周辺の地殻構造を海洋地殻、厚い海洋地殻、背弧リフト及び大陸地殻に区分し(図9上図)、それらのレオロジー特性⁶や地震活動を考慮して地震発生層の下限の深さを推定した(図9下図)。文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所(2014)が推定した日本周辺の地殻構造と地震発生層の下限の深さの関係をまとめると表4のようになる。なお、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所(2014)では、厚い脆性領域と薄い脆性領域の境界の断層は、薄い脆性領域の深さに規制されるとしている。

⁶ 岩石の温度-圧力条件下での物性(粘度、弾性率、塑性粘度等)

(案)

表4 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所(2014)による、
日本周辺の地殻構造と地震発生層の下限の深さの関係

区分	地震発生層の下限の深さ
B：厚い海洋地殻	18 km / 26 km
C：背弧リフト	18 km
D：大陸地殻	15 km

※厚い脆性領域と薄い脆性領域の境界の断層は、薄い脆性領域の深さに規制されると推定

この地震発生層の下限の深さは、平成19年(2007年)能登半島地震や令和6年(2024年)1月1日に発生した能登半島地震の際の地震活動とも整合的である。例えば、D：大陸地殻に分類される領域で発生した平成19年(2007年)能登半島地震に関して、臨時観測点を含めて震源決定された余震活動の深さは、15 km 以浅に分布する(図10)(Sakai et al., 2008)。

以上により、各断層における下端の深さを表1-2の記載のように整理した。また、評価対象の海域活断層(帯)の多くは、反射断面の浅部(海底直下)において変位が認められていることから、表1-2に注釈した3つの活断層(帯)以外は、評価対象断層の上端の深さは0 kmとした。これらから、断層の下端の深さが D 、断層の傾斜角が θ である場合の断層幅 W (km)について、以下の式により推定した⁷。

$$W = D / \sin \theta \quad (3)$$

このことを踏まえて、断層面の幅の信頼度は、断層面の傾斜の信頼度と同一とした。

なお、表1-2に注釈した3つの断層(帯)については、日本海地震・津波調査プロジェクトの断層モデル上端深さを上端として D の代わりに「 D - 断層の上端深さ」を式(3)に代入して W を求めた。

(4) 過去の活動における1回の変位量(1回のずれの量)

本評価対象海域の活断層は、海底に位置して詳しい地形・地質調査がほとんどできないため、過去の活動による1回のずれの量はほとんど得られていない。そのため、本評価では、活断層の長期評価手法に従い、1回のずれ(変位)の量を評価単位区間の長さから補助的に推定する手法に基づき、以下の経験式(松田ほか, 1980)を用いて推定した。

$$D = 10^{-1} L \quad (4)$$

ここで、 D は1回の活動に伴う変位量(m)、 L は1回の地震で活動する断層の長さ(km)であり、ここでは評価単位区間の長さを用いた。主要活断層帯の長期評価においても、1回の変位量を示す直接的なデータが得られない場合にこの式が用いられている。なお、式(4)の導出には1891年濃尾地震から1974年までに日本で発生した内陸地震が用いられており、この式をそのまま海域の活断層に適用可能であるかどうかは検討の余地があるものの、日本海南西部の海域活断層の長期評価(第一版)と同様に、本評価では式(4)を海域の活断層に適用可能とした。

⁷ 本評価では、断層面の幅を推定するために、断層面の傾斜角について、ほぼ垂直を90度、高角を60度、中角を45度、低角を30度と設定して計算した。

(5) 断層の種類

本海域及び隣接する陸域では、おおむね東西方向又は北西－南東方向に圧力軸を、南北方向又は北東－南西方向に張力軸を持つ地震が発生しており、本海域の西半部では横ずれ断層型の地震が、東半部では横ずれ断層型と逆断層型の混合型又は逆断層型の地震が多く分布している（図 11）。このことも考慮し、本評価においては、反射断面で観察される断層及び付随する構造から以下のように断層の型を区分した。

本評価対象海域には、おおよそ北北西－南南東走向の断層と、南北から北東－南西走向の断層が分布する。前者の断層は高角の断層面を持ち、上下変位量が小さい上、断層沿いに明瞭な背斜構造を伴わない。このような構造的特徴は日本海南西部の横ずれ断層でも観察されていることから、横ずれ断層と判断した。一方、後者の断層は上下変位量が大きく、明瞭な背斜構造を伴うことが多いことから、逆断層と判断した。

また、断層の種類信頼度については、まず、走向や傾斜、日本島弧全域三次元広域応力場（Terakawa and Matsu'ura, 2008, 2010、以下「広域応力場」という。）（図 12）から、Wallace-Bott 仮説（Wallace, 1951; Bott, 1959）に基づいて算出される断層面上のすべり角（付録 5）と比較することで判断した。すなわち、広域応力場から推定されたすべり角が $90^{\circ} \pm 45^{\circ}$ 以内の場合には逆断層型、 $-90^{\circ} \pm 45^{\circ}$ 以内の場合には正断層型、 $0^{\circ} \pm 45^{\circ}$ 以内の場合には左横ずれ型、 $180^{\circ} \pm 45^{\circ}$ 以内の場合には右横ずれ型に分類し、先に求めた断層の種類と一致する場合には信頼度を○とした。なお、地質構造からは逆断層と判断されたが、広域応力場を用い Wallace-Bott 仮説に基づいて算出される断層面上のすべり角からは横ずれ断層となる断層が数例あるが、断層の種類を「××側隆起の逆断層（●横ずれ成分を伴う）」として、若狭海丘列北縁断層を除き信頼度は○とした。若狭海丘列北縁断層については、断層の幾何形状、特に傾斜角について不確実性が大きいと考えられることから、信頼度は△とした。

2. 活断層の可能性のある構造、活断層の可能性が低いと評価した構造

活断層の可能性のある構造、活断層の可能性が低いと評価した構造について、図 13 に示す。

文献

- Abe, K. (1985): Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 38, 214-223.
- Bott, M. H. P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96(2), 109-117.
- Di Giacomo, D., Bondár, I., Storchak, D. A., Engdahl, E. R., Bormann, P. and Harris, J. (2015): ISCGEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): III. Re-computed M_s and m_b , proxy M_w , final magnitude composition and completeness assessment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 33-47.
- Di Giacomo, D., Engdahl, E. R. and Storchak, D. A. (2018): The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904–2014): status after the Extension Project. *Earth System Science Data*, 10, 1877-1899.
- Frohlich, C. (2001): Display and quantitative assessment of distributions of earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 144, 300-308.
- GEBCO Compilation Group (2023): GEBCO 2023 Grid (doi:10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b).
- 後藤秀昭 (2012) : 数値標高モデルから作成した日本列島の地形アナグリフ—解説と地図—. 広島大学大学院文学研究科論集, 第 72 巻特輯号, 1-69.
- 後藤秀昭 (2013) : 等深線データから作成した日本列島周辺の海底地形アナグリフ—解説と地図—. 広島大学大学院文学研究科論集, 第 73 特輯号, 1-74.
- 北陸電力株式会社 (2022) : 志賀原子力発電所 2 号炉敷地周辺の地質・地質構造について データ集 2 (音波探査記録), 志賀原子力発電所適合性審査資料 SK2-地 050-03, 985p.
- 井上卓彦・岡村行信 (2010) : 能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」.
- International Seismological Centre (2024), ISC-GEM Earthquake Catalogue, <https://doi.org/10.31905/d808b825>.
- Ishibe, T., Terakawa, T., Hashima, A., Mochizuki, M., and Matsu'ura R.S. (2024): Can the Regional 3D Stress Field according to the Wallace-Bott Hypothesis predict fault slip directions of future large earthquakes? *Earth Planets and Space*, 76:26.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K., and Matsubara, M. (2017a): Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling. *Tectonophysics*, 710-711, 21-36.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H., Koshiya, S., Toda, S., and Kobayashi, K. (2017b): Geometry and slip rates of active blind thrusts in a reactivated back-arc rift using shallow seismic imaging: Toyama basin, central Japan. *Tectonophysics*, 718, 72-82.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2007) : 「警固断層帯の評価」. 32p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2022) : 「日本海南西部の海域活断層の長期評価 (第一版) —九州地域・中国地域北方沖— (令和 4 年 3 月 25 日公表)」. 99p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2024a) : 「令和 6 年能登半島地震の評価 (令和 6 年 2 月 9 日公表)」. 52p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2024b) : 「2024 年 4 月の地震活動の評価 (令和 6 年

5月13日公表)」。67p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2005):「基盤的調査観測対象活断層の評価手法」ーこれまでの長期評価手法のとりまとめー。46p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010):「活断層の長期評価手法(暫定版)」。117p.

海上保安庁海洋情報部(2001):「海底地形の名称に関する検討会」

<<https://www1.kaiho.mlit.go.jp/KOKAI/ZUSHI3/topographic/JCUFN/jcufn.html>> (令和6年7月閲覧)

Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.

活断層研究会編(1991):「新編日本の活断層ー分布図と資料ー」。東京大学出版会, 437p.

気象庁(2024):「震源データ」

<<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/hypo.html>> (令和6年7月閲覧)

羽鳥徳太郎(2010): 歴史津波からみた若狭湾岸の津波の挙動, 歴史地震, 25, 77-82.

松田時彦(1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震第2輯, 28, 269-283.

松田時彦(1990): 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, 65, 289-319.

松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文(1980): 1896年陸羽地震の地震断層, 地震研究所彙報, 55, 795-855.

松浦律子・中村操(2021): 近世・近代初期の歴史地震の系統的解析ー20年間のまとめ(改訂). 歴史地震, 36, 235-239.

文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所(2013):「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」総括成果報告書. 98p.

文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構(2020):「海域における断層情報総合評価プロジェクト」令和元年度成果報告書. 385p.

文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所(2014):「日本海地震・津波調査プロジェクト」平成25年度成果報告書. 313p.

文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所(2021):「日本海地震・津波調査プロジェクト」令和2年度成果報告書. 606p.

岡村行信(2019): 日本海における活断層の分布と今後の課題. 地震第2輯, 71, 185-199.

Sakai, S., Kato, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Igarashi, T., Hirata, N., Kanazawa, T. and Group for the Joint Aftershock Observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake. (2008): Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation. *Earth Planets and Space*, 60, 83-88.

産業技術総合研究所(2024):「第十報 2024年能登半島地震の緊急調査報告(令和6年(2024年)能登半島地震に伴う海底活断層の変位)」

<<https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/noto2024/noto2024-10.html>> (令和6年7月閲覧)

佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田直(2007a): 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能

(案)

- 登半島地震の特徴について. 地震研究所彙報, 82, 369-379.
- 佐藤比呂志・阿部進・斉藤秀雄・加藤直子・伊藤谷生・川中卓 (2007b) : 二船式による 2007 年能登半島地震震源域の反射法地震探査. 地震研究所彙報, 82, 275-299.
- 総務省消防庁 (2024) : 「災害情報」 <<https://www.fdma.go.jp/disaster>> (令和 6 年 7 月閲覧)
- 杉山雄一・山本博文・村上文敏・宇佐見琢哉・畑山一人・島崎裕行 (2013) : 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北方延長域 (坂井市沖～福井市沖) における活断層の分布と活動性. 活断層・古地震研究報告, 13, 145-185.
- 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, 43, 257-265.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2008): CMT data inversion using a Bayesian information criterion to estimate seismogenic stress fields. *Geophysical Journal International*, 172, 674-685.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010): The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29, TC6008.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) : 日本被害地震総覧 599－2012. 東京大学出版会, 694p.
- 宇津徳治 (1999) : 地震活動総説. 東京大学出版会, 876p.
- Wallace, R. E. (1951): Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of Geology*, 59, 118-130.

(案)

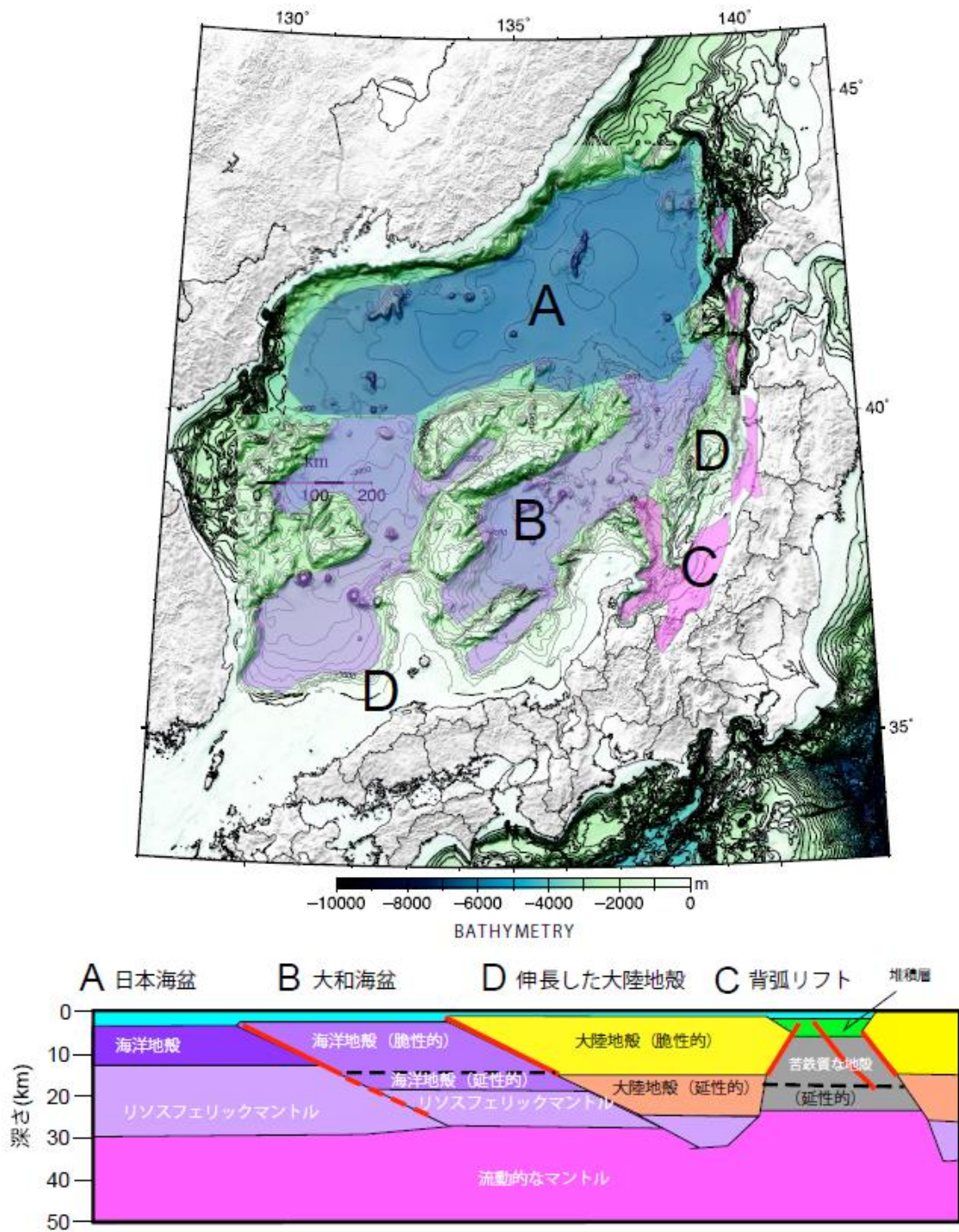


図9 地震発生層の下限深さ

上図は、地殻区分図（A：海洋地殻、B：厚い海洋地殻、C：背弧リフト、D：大陸地殻）を示す。下図は、日本海東部の地震発生層の下限深さの概念図（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2014）。

(案)

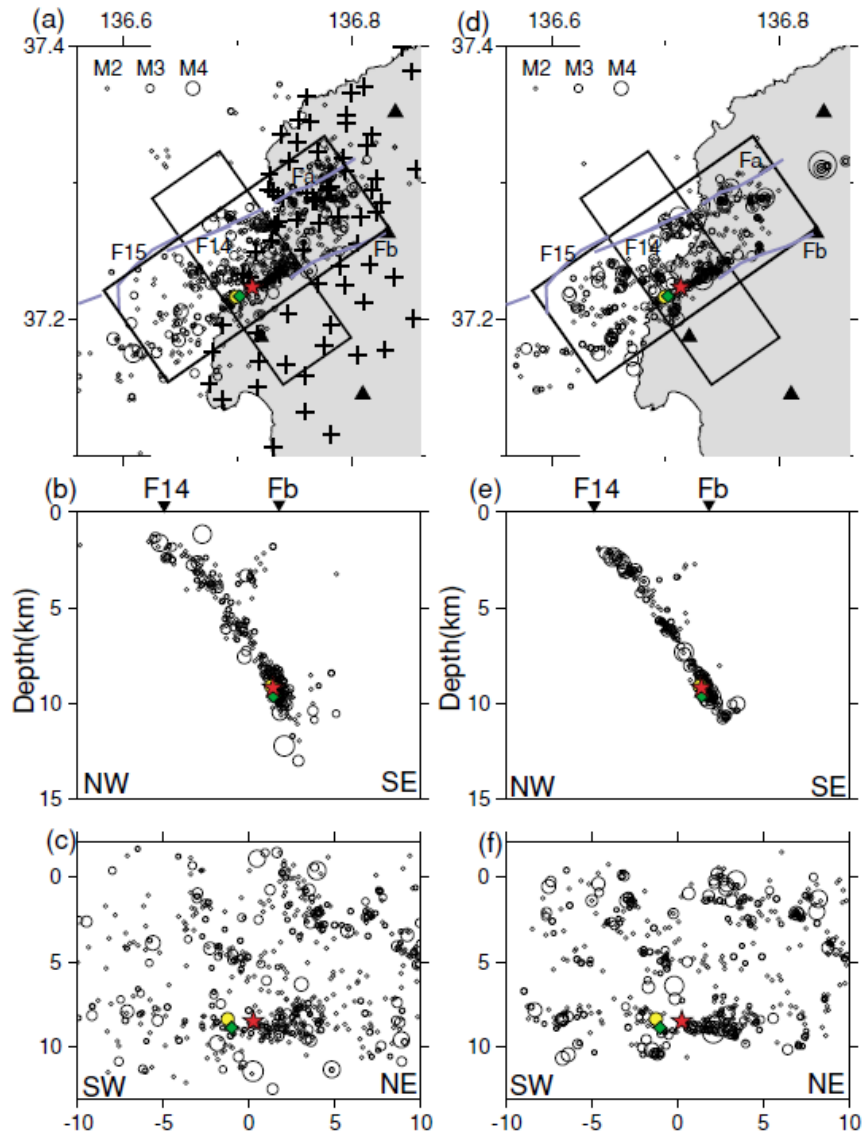


図 10 海陸観測網による平成 19 年（2007）年能登半島地震の余震活動分布
(Sakai et al., 2008)

左図は、臨時観測点とテレメータ観測点のデータによる震源分布（2007 年 3 月 25 日～4 月 18 日）、右図は臨時観測点設置前の期間に発生した地震をマスターイベント法により決定した震源分布（2007 年 3 月 25 日 9 : 00～17 : 00）。

(案)

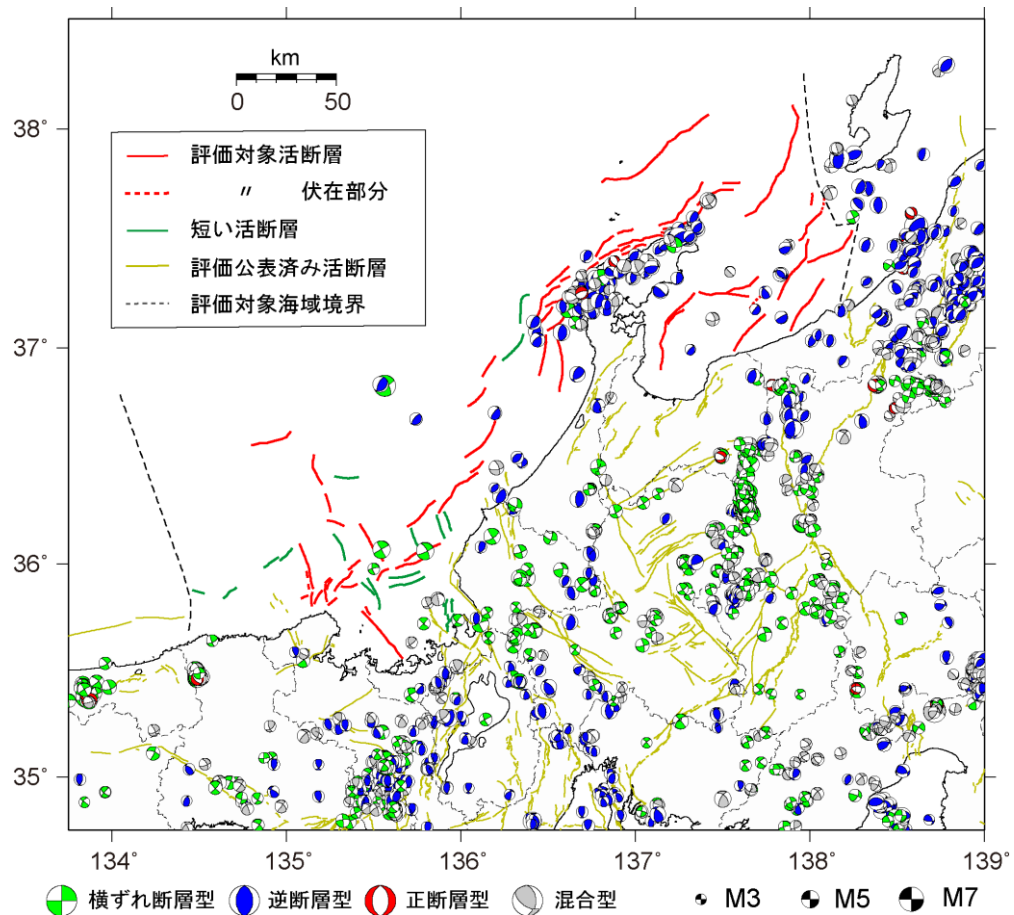


図 11-1 評価対象海域及びその周辺で発生した浅い地震の発震機構
(P 波初動解、下半球投影)

1997 年 10 月 1 日から 2024 年 3 月 31 日、深さ 0 から 25km、 $M \geq 3.0$ 、データは気象庁提供。
発震機構の色は、Frohlich (2001) による断層型別の分類に基づき、逆断層型を青色、正断層型
を赤色、横ずれ断層型を緑色、混合型を灰色で示した。

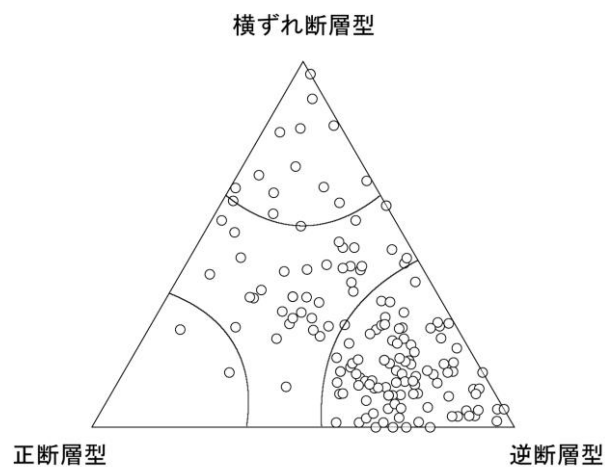


図 11-2 評価対象海域内で発生した地震の発震機構の分布

データは気象庁提供。期間等は図 11-1 と同じ。

(案)

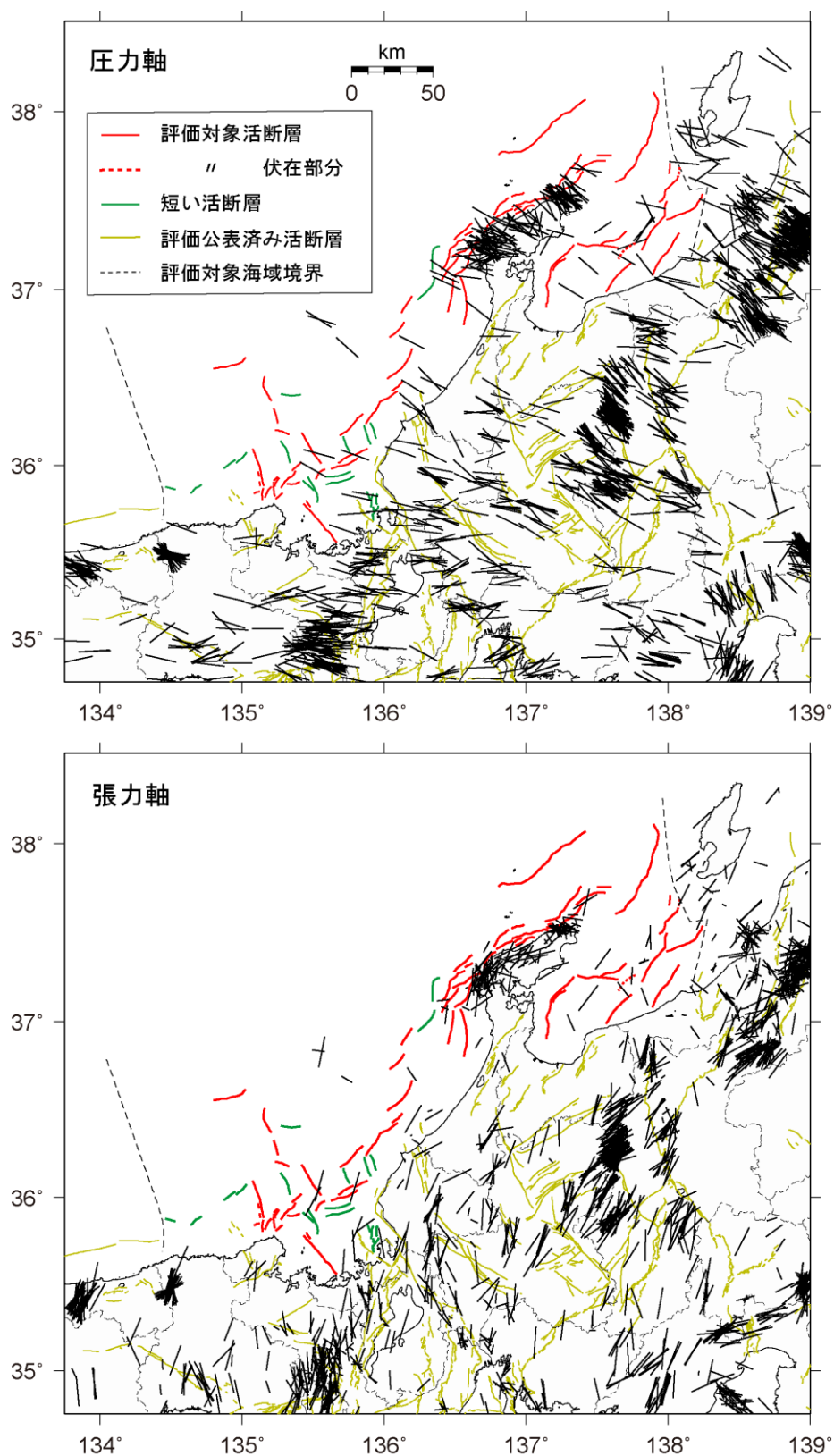


図 11-3 評価対象領域内の発震機構の圧力軸（上）と張力軸（下）の分布
データは気象庁提供。期間等は図 11-1 と同じ。

(案)

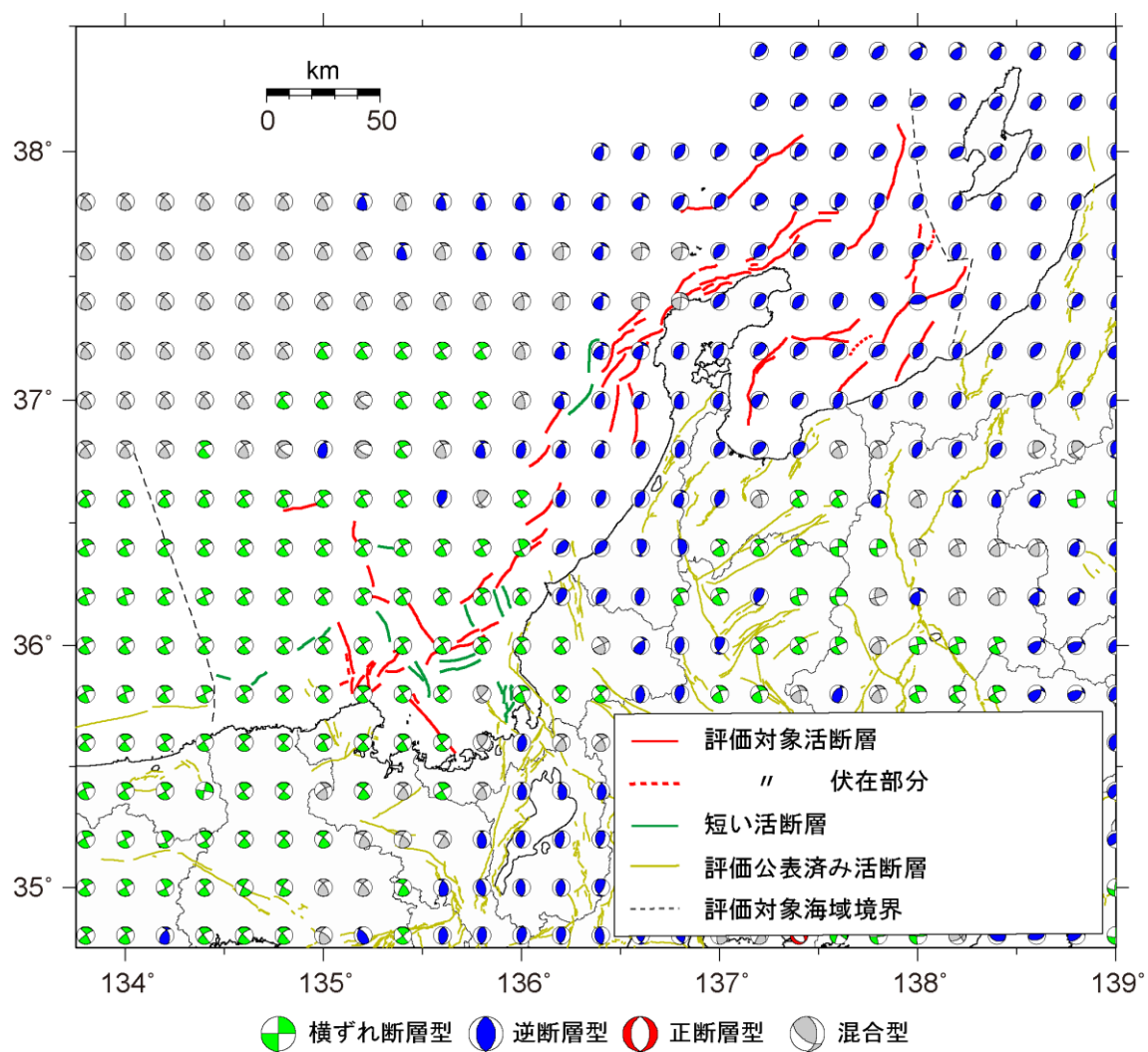
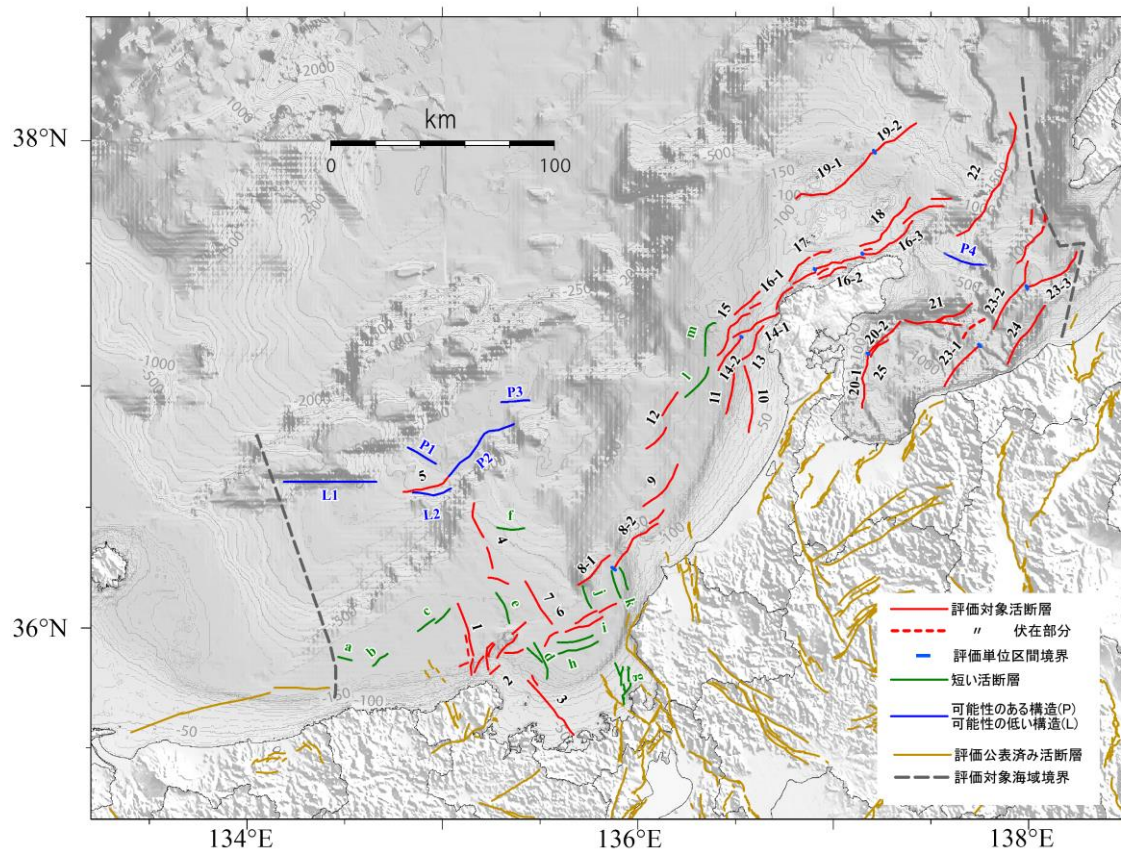


図 12 評価海域周辺に分布する断層と三次元広域応力場（深さ 10km）

三次元広域応力場は Terakawa and Matsu'ura (2010)による。

(案)



可能性のある構造

- P1 隠岐海嶺中部
- P2 隠岐舟状海盆中北縁
- P3 長平礁西方
- P4 飯田海脚北東

可能性の低い構造

- L1 隠岐海嶺南縁
- L2 若狭海丘列北

図 13 活断層の可能性のある構造、活断層の可能性の低い構造

(付録)

付録 1 文章中の信頼度、幅などの表現について

個別の活断層（帯）の評価作業において各種のパラメータの相対的な信頼性は、「信頼度」として記号で示されている。文章中では、各種のパラメータの信頼度に対応した文章表現を用い（付表 1）、文章中又は表の特性欄では、パラメータのばらつきの大きさや推定の幅を、以下の語句で表現している（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2005，2010）。

幅が大きい「概ね＞程度＞約＞前後」幅が小さい

付表 1 各種パラメータの相対的な信頼度

信頼度		文末表現
◎	: 高い	考えられる。
○	: 中程度	推定される。
△	: 低い	可能性がある。
▲	: かなり低い	可能性もある。

付録 2 1 回の地震に対応して活動する断層の長さの評価の考え方

活断層で発生する地震の規模の評価は、1 回の地震に対応して活動し得る断層の長さに基づく松田（1975）（本文の式（1））を用いている。活断層は、断層線の集まりが、走向方向に連続して分布する構造を作ることが多い。このような多数の断層線から構成され、ある程度の連続性が認められる構造全体を「断層帯」と呼ぶ（付図 1 (a)）（活断層研究会，1991）。近年に内陸で発生した大地震の例を見ると、大地震時に出現した地表地震断層は、近接してまとまった複数の断層線から成っている。また、「断層帯」全体が一つの地震を起こすのではなく、部分的な区間ごとに地震を起こしている例もある（付図 1 (b)、(c)）（松田，1990）。すなわち、付図 1 (a)に模式的に示した「断層帯」で発生する地震のうち、地震 A が発生した際には付図 1 (b)に示した赤色の断層線のみが活動し、その他の断層線は活動しない。別の地震 B が発生した際には付図 1 (c)に示した赤色の断層線のみが活動し、その他の断層線は活動しない。さらに、別の地震 C が発生した際には「断層帯」全体が活動し、全体が地表地震断層として現れることもある（付図 1 (d)）。断層帯の一部が動いた例として、2005 年の福岡県西方沖の地震がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2007）。警固断層帯は、福岡市東区志賀島の北西沖の玄界灘から博多湾、福岡市中央区、同市南区、春日市、大野城市、太宰府市を経て、筑紫野市に至る断層帯であるが、2005 年の福岡県西方沖の地震の際に活動したのは、警固断層帯北西区間にあたる福岡県西方沖の断層のみであり、警固断層帯全体が活動したわけではない。一方、断層帯全体が活動した例としては、2024 年の能登半島地震における能登半島北岸断層帯の活動が当てはまると考えられている。

地震の規模の評価では、「断層帯」の中で複雑に分布している断層線を、1 回の大地震を起こす単位ごとにまとめる必要がある。1 回の大地震で同時に活動すると想定されるひとつくりの断層線（付図 1 の断層帯に該当し、ここでは「断層のくくり」と呼ぶ。）のうち、固有規模の地震を繰り返し発生させる最小の単位（付図 1 の地震 A や地震 B の活動範囲に相当）を「評価単位区間」と呼ぶ（付図 1 (a)）。断層帯を「評価単位区間」に分割するに当

たっては、断層線の屈曲や不連続、分岐形状、平均変位速度の分布様式、あるいは地質構造・重力異常の情報等を参考にして判断することになっている（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）。

付録3 日本近海で発生した地震による津波の最大津波高

本評価における海域活断層の評価基準を設定するため、近年に日本近海域で発生した地震による津波の観測記録を確認した。付表2は、日本近海において発生した津波を伴った主な地震について、マグニチュードと観測された最大津波高の関係を示したものである。これから、1949年以降に発生した地震において、気象庁マグニチュードでM7.0未満の規模の地震では、最大津波高が1mを超える津波が海岸で広く観測された事例はないことが分かる。一方で、日本海側の地震は太平洋側の地震と比べて津波を大きく励起することが経験的に知られており、同じ津波マグニチュード(Mt)でも日本海側では地震の規模であるモーメントマグニチュード(Mw)が0.2程度小さくなることが示唆されている(Abe, 1985)。したがって、太平洋側で発生し津波を記録した地震が、仮に日本海側で発生した場合に、どの程度の規模で同程度の津波が生じるのか確認するため、Abe(1985)に基づいた式(A-1)及び式(A-2)からMtを介して日本海側で発生した地震と同じ規模になるようMwを換算した。

$$Mt = Mw(Pacific) \quad (A-1)$$

$$Mt = Mw(Japan\ sea) + 0.2 \quad (A-2)$$

$$Mw = (\log M_0 - 9.1) / 1.5 \quad (A-3)$$

$$\log(M_0) = 1.17M + 10.72 \quad (A-4)$$

$$Mw = 0.78M + 1.08 \quad (A-5)$$

なお、本評価で用いるマグニチュードはMwではないため、MとMwの変換に、武村(1990)によるMと地震モーメント(M₀) [Nm]の関係式(A-4)及びKanamori(1977)によるM₀ [Nm]とMwの関係式(A-3)から導いた式(A-5)を用いた。式(A-4)は本来海溝型の地震や日本海東縁の地震を想定する場合には適さない(武村, 1990)ものの、本検討では、これらの地震が、仮に本評価対象海域にある海域活断層で発生した場合を想定するものであることから、以降の議論では式(A-5)を用いることとする。

付表2から、最大津波高が1m程度を記録した太平洋側の地震の中でMwが小さい地震は、例えば、101cmの津波を記録した2004年の三重県南東沖の地震(Mw7.4)、98cmの津波を記録した2012年の三陸沖の地震(Mw7.2)、144cmの津波を記録した2016年の福島県沖の地震(Mw6.9)がある。この中でMwが最小の地震は2016年の福島県沖の地震である。この地震は太平洋側で発生した地震であるため、日本海側では地震の規模が0.2小さいMw6.7相当の地震においても、同規模の津波が記録されることが考えられる。式(A-5)で換算するとMw6.7はM7.2程度の地震になり、この規模の地震であれば海岸で1mを超える津波を観測する可能性があることになる。

一方、付表2から、本評価の評価基準の地震の規模であるM7.0は、(A-5)により日本海側の地震ではMw6.5、太平洋側の地震ではMw6.7に相当することになる。付表2から、

この Mw 程度以下の地震では、最大津波高が 1 m を越えた地震はないことが分かる。以上から、評価基準となる M7.0 程度未満の規模の地震において海岸で高さ 1 m 程度以上の津波を広く観測した事例はない。

付録4 活断層の名称

活断層の名称について、活断層が複数の「評価単位区間」を含む場合には「〇〇断層帯」、単一の「評価単位区間」で構成される場合には「〇〇断層」とした。「評価単位区間」の名称については、「断層帯」のそれぞれの「評価単位区間」ごとに「△△区間」、「××区間」とした。評価対象の海域活断層（帯）や海域の短い活断層の名称については、既往研究によって命名された断層名が存在する場合には基本的にその名前を踏襲し、名称が存在しない断層に対しては海上保安庁海洋情報部による「海底地形の名称に関する検討会（海上保安庁海洋情報部, 2001）」で検討された海底地形の名称や、その沿岸域における市区町村名や地名等に基づいて命名した。ただし、海底地形の名称に対応する地形形状は不明瞭であることが多い。

付録5 広域応力場と断層形状から推定した断層すべり角の導出

断層のすべり角は断層の種類や、垂直変位量から平均変位速度を推定するために必要な情報である。断層のすべり角は、断層すべりの直接的な証拠である条線が断層露頭で確認されている場合、あるいは変動地形学的解析等から縦ずれ速度、横ずれ速度がいずれも見積もられる場合には推定可能である。しかしながら海域活断層の場合、断層露頭を確認することは困難であり、また変位方向に関する情報に乏しい。そのため本評価では、断層の種類については反射断面図から認定された海域活断層の構造的特徴（背斜構造等）及び背景となるテクトニクスから推定した。この方法は評価対象海域にある断層の種類のおおよその傾向を示しているが、個々の評価対象の海域活断層について正しく評価されていない可能性もある。そこで本評価では、断層の形状と広域応力場に基づいて断層面上の最大剪断応力方向を計算し、Wallace-Bott 仮説（Wallace, 1951; Bott, 1959）に基づきその方向が断層すべり方向と一致すると仮定して断層のすべり角を算出し、変動地質情報から推定した断層の種類と比較することにより、その信頼度を設定している。

以下に、広域応力場と断層形状からすべり角を推定する方法について詳細を述べる。断層面が起伏のない矩形形状を有するものと仮定した場合、断層の走向及び傾斜角から、断層面における単位法線ベクトル $\mathbf{n}$ が求まる。その場における応力テンソル $\boldsymbol{\sigma}$ が与えられると、断層面における応力ベクトル $\mathbf{t}$ は両者の内積

$$\mathbf{t} = \boldsymbol{\sigma} \cdot \mathbf{n} \quad (\text{A-6})$$

として与えられる。応力ベクトル $\mathbf{t}$ の断層面法線方向ベクトル $\mathbf{t}_n$ 及び剪断方向ベクトル $\mathbf{t}_s$ はそれぞれ、

$$\mathbf{t}_n = (\mathbf{n} \cdot \mathbf{t})\mathbf{n} \quad (\text{A-7})$$

$$\mathbf{t}_s = \mathbf{t} - \mathbf{t}_n = \mathbf{t} - (\mathbf{n} \cdot \mathbf{t})\mathbf{n} \quad (\text{A-8})$$

として与えられる。この応力ベクトルの剪断方向と断層の走向方向とのなす角を計算することで、断層のすべり角 λ が求められる。

本評価の対象海域においては、F-net による地震のモーメントテンソルカタログに基づき

(案)

Terakawa and Matsu'ura (2008) の手法により推定された日本島弧全域三次元広域応力場 (Terakawa and Matsu'ura, 2010)、及び本評価で推定した断層の走向・傾斜角に関する情報を用い、断層のすべり角を算出した (付図 2)。また、本手法の検証として、1943 年鳥取地震、平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震及び平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震を対象として本手法によって推定された断層のすべり角と、地震波形インバージョン等によって推定されたすべり角を比較した。その結果、地震波形インバージョンによって推定された断層すべり角との相違はいずれの地震に対しても 20° 程度以内に収まることが分かった。また、F-net メカニズム解等を対象に本手法を検証した結果、平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の震源域等を除き、メカニズム解の断層すべり角と算出された断層すべり角の相違が概ね 30° 程度以内に収まることが示されている (Ishibe et al., 2024)。

付表２ 日本近海で発生した津波を伴った主な地震

付表２ 日本近海で発生した津波を伴った主な地震表

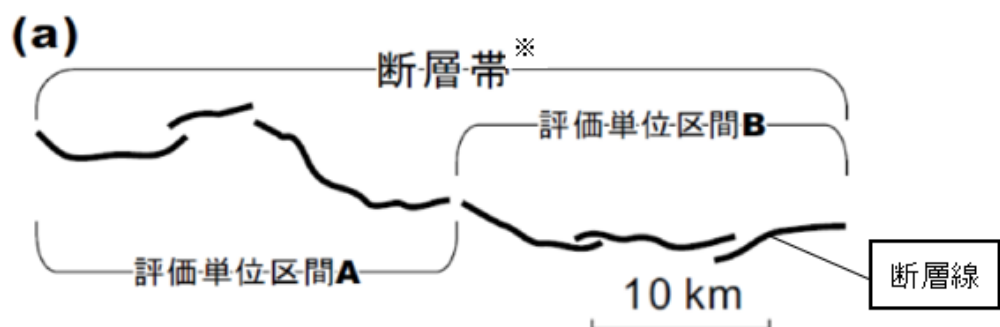
気象庁「令和2年12月地震・火山月報（防災編）」日本で津波を観測した回数となった情報等から、1949年以降で最大波高が300cm以上となった日本近海で発生した地震リスト。 M_{JMA} は月報作成時の情報である。 M_{w} はInternational Seismological Centre (2024), Di Giacomo et al. (2015, 2018) による。

年月日	震央地名（名称）	検潮所における 最大の津波高 (cm)	M_{JMA}	M_{w} (ISC-GEM)
2011/03/11	三陸沖（平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震）	930	9.0	9.1
1968/05/16	三陸沖（1968年十勝沖地震）	295	7.9	8.2
1973/06/17	根室半島南東沖（1973年6月17日根室半島沖地震）	280	7.4	7.8
2003/09/26	十勝沖（平成15年(2003年)十勝沖地震）	255	8.0	8.3
1983/05/26	秋田県沖（昭和58年(1983年)日本海中部地震）	194	7.7	7.7
1993/07/12	北海道南西沖（平成5年(1993年)北海道南西沖地震）	175	7.8	7.7
1994/10/04	北海道東方沖（平成6年(1994年)北海道東方沖地震）	168	8.2	8.3
2016/11/22	福島県沖	144	7.4	6.9
1964/06/16	新潟県沖（新潟地震）	140	7.5	7.6
1969/08/12	北海道東方沖	130	7.8	8.2
1968/04/01	日向灘（1968年日向灘地震）	116	7.5	7.5
2004/09/05	三重県南東沖	101	7.4	7.4
1952/03/04	釧路沖	100	8.2	8.1
2012/12/07	三陸沖	98	7.3	7.2
1975/06/10	北海道東方沖	95	7.0	7.5
2006/11/15	千島列島東方	84	7.9	8.3
1958/11/07	択捉島付近	81	8.1	8.4
2024/01/01	石川県能登地方（令和6年能登半島地震）	80	7.6	7.5 ^{※2}
1968/06/12	岩手県沖	78	7.2	7.0
1982/03/21	浦河沖（昭和57年(1982年)浦河沖地震）	78	7.1	6.9
1963/10/13	択捉島付近	74	8.1	8.5
2004/09/05	三重県南東沖	66	7.1	7.2
1973/06/24	根室半島南東沖	65	7.1	7.3
1978/06/12	宮城県沖（1978年宮城県沖地震）	60	7.4	7.6
2015/05/03	鳥島近海	60	5.9	5.7
1968/05/16	青森県東方沖	57	7.5	7.9
2011/03/09	三陸沖	55	7.3	7.3
1989/11/02	岩手県沖	53	7.1	7.4
1971/08/02	十勝沖	51	7.0	7.1
1961/02/27	日向灘	50	7.0	7.5
1994/12/28	三陸沖（平成6年(1994年)三陸はるか沖地震）	50	7.6	7.7
2010/12/22	父島近海	50	7.8	7.4
1953/11/26	房総半島南東沖	48	7.4	7.9
1959/01/22	福島県沖	45	6.8	7.0
1995/10/18	奄美大島近海	43	6.6	7.1
2007/01/13	千島列島東方	43	8.2	8.1
1983/06/21	青森県西方沖	42	7.1	6.8
2005/11/15	三陸沖	42	7.2	7.0
1960/03/21	三陸沖	40	7.2	8.0
2005/01/19	関東東方沖	39	6.8	6.6
1963/10/20	択捉島付近	36	6.7	7.8
2009/08/11	駿河湾	36	6.5	6.3
2013/10/26	福島県沖	36	7.1	7.1
1972/12/04	八丈島東方沖（1972年12月4日八丈島東方沖地震）	35	7.2	7.4
1978/01/14	伊豆大島近海（1978年伊豆大島近海の地震）	35	7.0	6.7
1995/01/17	淡路島付近（平成7年(1995年)兵庫県南部地震）	34	7.3	6.9
2003/10/31	宮城県沖	34	6.8	7.0
1970/07/26	日向灘	32	6.7	7.0
1978/03/25	択捉島付近	32	7.3	7.5
2007/07/16	新潟県上中越沖（平成19年(2007年)新潟県中越沖地震）	32 ^{※1}	6.8	6.6
1980/06/29	伊豆半島東方沖	31	6.7	6.4
2022/03/16	福島県沖	31	7.4	7.3 ^{※2}
1986/11/15	台湾付近	30	7.8 ^{※2}	7.4
2015/11/14	薩摩半島西方沖	30	7.1	6.8
2018/05/06	鳥島近海	30	5.7	5.4

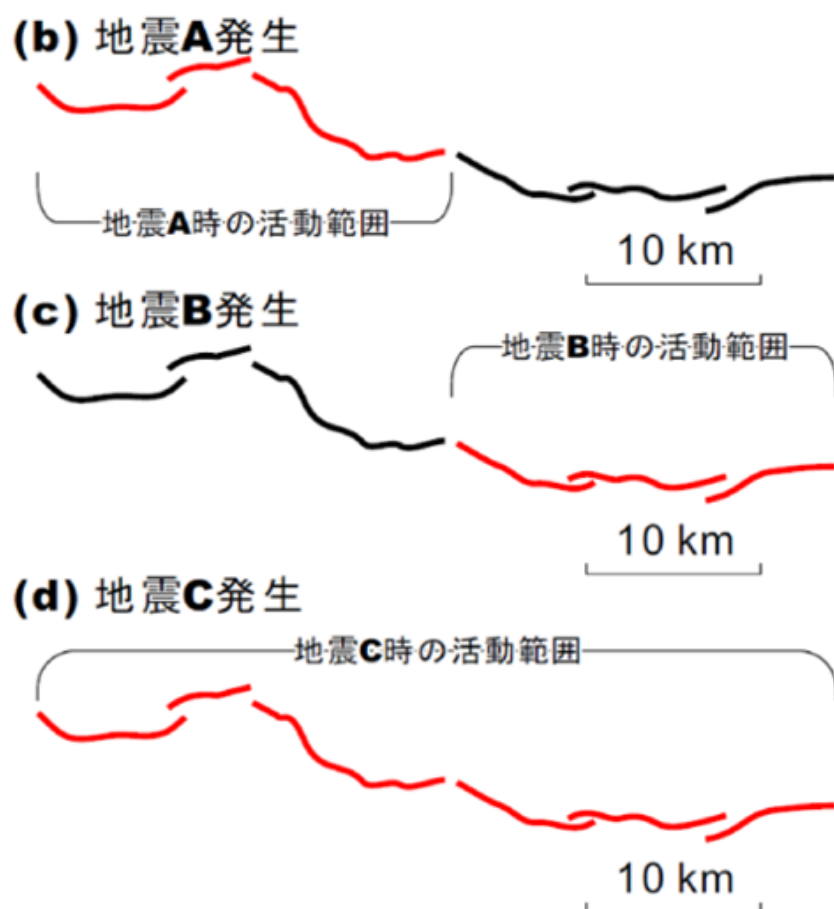
※1 新潟県の柏崎港では1mの津波が観測されたが、これは震源域に近く、津波のエネルギーが集中し、局所的に大きな津波となった可能性がある。

※2 The United States Geological Survey (USGS) による

(案)

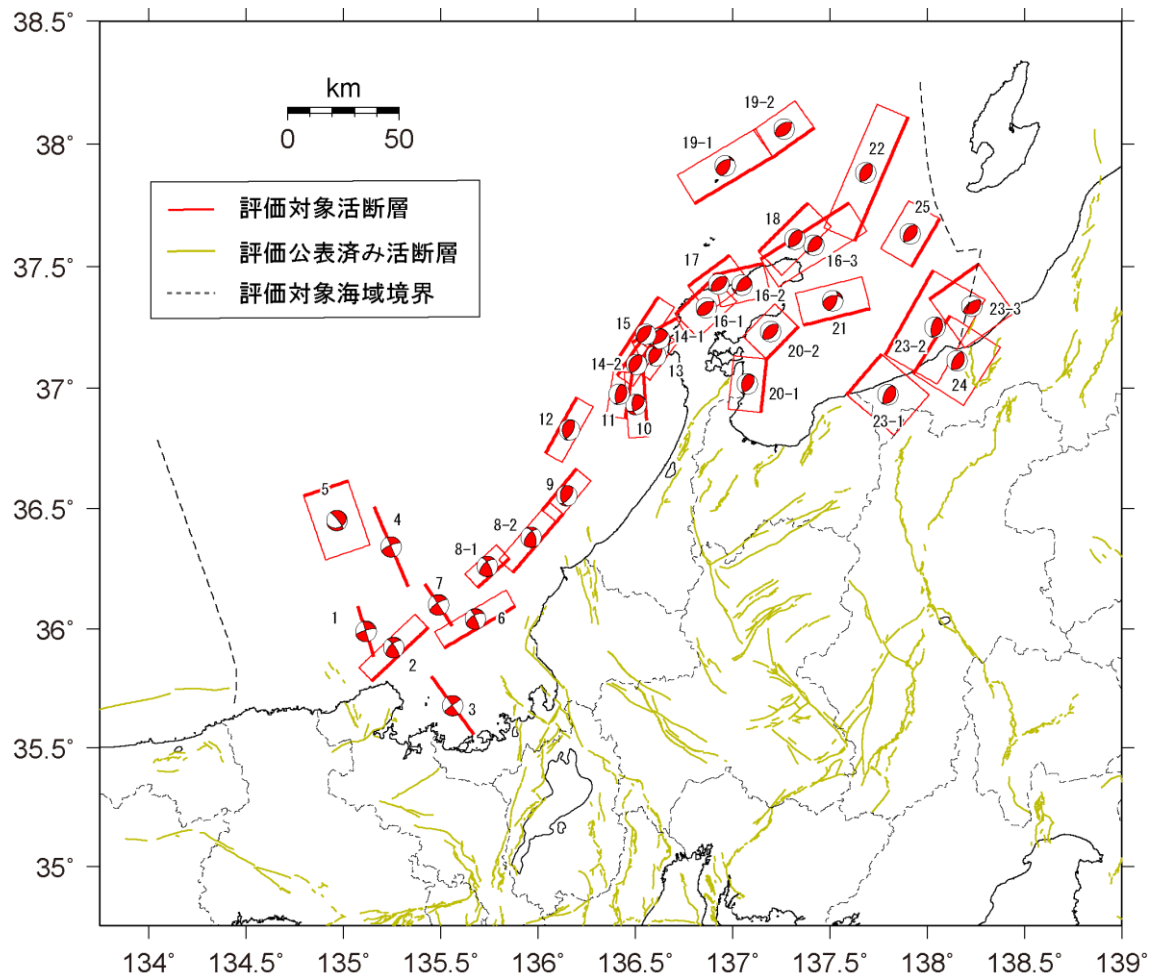


※「評価単位区間」は通常複数の断層線から構成され、1つの評価単位区間のみの場合は「〇〇断層」と命名している。一方、複数の「評価単位区間」からなる場合は、全体を「〇〇断層帯」とし、その際は各「評価単位区間」は、「〇〇区間」と命名している。



付図1 断層帯・断層・評価単位区間・断層線の模式図

(案)



付図2 三次元広域応力場 (Terakawa and Matsu'ura 2010) から推定した
断層すべり角の分布