

副本

平成28年(ワ)第289号

原告 [REDACTED] 外65名

被告 四国電力株式会社

平成29年10月27日

準備書面 (4)

広島地方裁判所民事第2部 御中

被告訴訟代理人弁護士

田代



同弁護士

松繁



同弁護士

川本賢



同弁護士

水野絵里奈



同弁護士

福田



同弁護士

井家武



## 目次

第1	総論	1
1	基準地震動の策定の流れ	1
2	本件発電所の基準地震動 $S_s$ について	5
(1)	敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について	5
ア	検討用地震の選定	5
イ	基本震源モデルと不確かさの考慮	6
(ア)	内陸地殻内地震	6
(イ)	海洋プレート内地震	8
(ウ)	プレート間地震	8
ウ	応答スペクトルに基づく地震動評価	9
エ	断層モデルを用いた手法による地震動評価	10
(2)	震源を特定せず策定する地震動について	11
(3)	基準地震動の策定	13
(4)	年超過確率による基準地震動 $S_s$ の適切さの確認について	17
第2	敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について	18
1	敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）に係る被告の地震動評価について	19
(1)	地震動評価の対象とする中央構造線断層帯の性状の把握について	19
ア	震源断層の位置について	21
イ	震源断層の長さについて	29
ウ	震源断層の傾斜角について	34

エ	断層幅について .....	38
(2)	地震動評価に用いた経験式について .....	46
ア	応答スペクトルに基づく地震動評価において用いた経験式 について .....	47
(ア)	応答スペクトルに基づく地震動評価手法について .....	47
(イ)	耐専スペクトルについて .....	48
(ウ)	松田式について .....	62
イ	断層モデルを用いた手法による地震動評価において用いた 経験式について .....	66
(ア)	断層モデルを用いた手法による地震動評価における パラメータ設定の必要性について .....	66
(イ)	被告が断層モデルを用いた手法による地震動評価に において採用した手法の妥当性について .....	67
2	原告らの主張に対する反論 .....	77
(1)	内陸地殻内地震について .....	77
ア	中央構造線の性状に係る主張について .....	77
(ア)	敷地前面海域の断層群は南傾斜の逆断層成分を含む との主張について .....	77
(イ)	敷地前面海域にハーフグラベン構造が存在すると の主張について .....	79
イ	応答スペクトルを用いた手法による地震動評価に係る主張 について .....	86
(ア)	想定する地震規模について .....	86
(イ)	被告が用いた経験式に対する主張について .....	89

ウ	断層モデルを用いた手法による地震動評価に係る主張につ	
	いて .....	96
	(ア) 長大断層に係るスケーリング則について .....	96
	(イ) 入倉・三宅(2001)について .....	102
	(ウ) 被告が断層モデルを用いた手法による地震動評価に	
	おいて考慮した不確かさに対する主張について .....	106
(2)	プレート間地震について .....	111
	ア 琉球海溝との連動について .....	111
	イ 東北地方太平洋沖地震において、女川原子力発電所で観測	
	された地震動との比較について .....	113
	ウ 被告が応答スペクトルを用いた手法による地震動評価にお	
	いて想定した地震規模について .....	117
	エ S P G Aモデルについて .....	118
	(ア) 太平洋プレートとフィリピン海プレートの違いにつ	
	いて .....	119
	(イ) 本件発電所の敷地直下にS P G Aは想定されないこ	
	とについて .....	119
	(ウ) 地盤条件が本件発電所の敷地とは異なることにつ	
	て .....	125
	(エ) 本件試算の断層近傍の地点への適用性の問題につ	
	て .....	129
	(オ) 小括 .....	135
(3)	海洋プレート内地震について .....	135
第3	震源を特定せず策定する地震動について .....	139

1	震源を特定せず策定する地震動に係る地震ガイドの定めについて	139
	(1) 策定方針	140
	(2) 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地震	141
	(3) 物性値に応じた応答スペクトルの設定	146
2	本件発電所における震源を特定せず策定する地震動について	148
	(1) 震源近傍の観測記録の収集・検討	149
	(2) Mw 6.5以上の2地震についての検討	150
	(3) Mw 6.5未満の14地震についての検討	152
	ア 2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録の選定	152
	イ 地盤情報に基づくはぎとり解析	154
3	原告らの主張に対する反論	155
	(1) 地震ガイドの合理性について	155
	(2) 収集対象とすべき地震について	157
	(3) 考慮した地震の観測記録に対する評価について	158
	ア 2004年北海道留萌支庁南部地震について	158
	イ 2000年鳥取県西部地震について	162
第4	年超過確率について	163
	1 年超過確率の算出手法について	163
	2 原告らの主張に対する反論	165

本書面は、被告が本件発電所の基準地震動  $S_s$  を適切に策定していることについて述べるものである。

原告らは、原告ら準備書面 6，原告ら準備書面 7 第 3，原告ら準備書面 8，原告ら準備書面 9，原告ら準備書面 9-2 及び原告ら準備書面 10 において、本件発電所の基準地震動  $S_s$  が過小であるなどとして縷々主張する。

しかしながら、被告は、本件発電所の地震に対する安全性を確保するため、詳細な調査により本件発電所の地域特性を十分に把握し、これを踏まえ、本件発電所に影響を及ぼす可能性のある地震を選定し、不確かさを考慮するなどして基準地震動  $S_s$  を適切に策定しており（答弁書「被告の主張」第 7 の 2 (3) (1 2 2 頁以下)），原告らの主張はいずれも理由がない。

以下では、後記第 1 において、総論として、答弁書「被告の主張」第 7 の 2 (3) で述べた内容を敷衍し、被告が本件発電所の基準地震動  $S_s$  を適切に策定していることを一連の流れに沿って概説する。そして、後記第 2 において、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について、後記第 3 において、震源を特定せず策定する地震動について、後記第 4 において、年超過確率について、それぞれ改めて被告の評価を敷衍して説明した上で、原告らの主張に反論する。

## 第 1 総論

被告は、詳細な調査により本件発電所の地域特性を十分に把握し、これを踏まえ、本件発電所に影響を及ぼす可能性のある地震を適切に選定するとともに、その地震によって本件発電所の敷地にもたらされる地震動を想定し、これを基に耐震設計において基準とする地震動、すなわち、基準地震動  $S_s$  を策定している。

### 1 基準地震動の策定の流れ

(1) 基準地震動  $S_s$  は、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及

び「震源を特定せず策定する地震動」について、それぞれ敷地の解放基盤表面<sup>1</sup>における水平方向及び鉛直方向の地震動として策定する。

- (2) 「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」は、敷地周辺における地震発生状況、活断層の性質等を考慮し、地震発生様式等による地震の分類を行った上で、敷地に大きな影響を与えると予想される地震（検討用地震）を選定し、選定した検討用地震に対して、地域特性を踏まえた不確かさを適切に考慮し、応答スペクトル<sup>2</sup>に基づく地震動評価及び断層モデル<sup>3</sup>を用いた手法による地震動評価の双方を行い、この結果に基づき策定する。

ちなみに、応答スペクトルに基づく地震動評価は、実際は広がりを持った断層面から放出される地震波を、ある一つの震源から放出されるものと仮想して（点震源）、地震の規模、評価地点までの距離等から地震動の応答スペクトルを求める経験式（距離減衰式）を用いて、評価地点における地震の揺れ（応答スペクトル）を予測し、地震動を評価する手法である（図1）。一方、断層モデルを用いた手法による地震動評価とは、地震の原因となる断層をモデル化し（断層モデル）、このモデルをもとに、地震動を評価する手法である。応答スペクトルに基づく地震動評価手法の多くが震源を点として捉えるのに対し、断層モデルを用いた手法では、広がりをもった面として震源を捉え、断層運動により岩盤が破

- 
- 1 基準地震動を策定するために、基盤面上の表層や構造物がないものとして仮想的に想定する自由表面であって、著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な広がりをもって想定される基盤の表面
  - 2 ある地震動が固有周期を異にする種々の構造物に対して、それぞれどの程度の大きさの揺れ（応答）を生じさせるかという性質（周期特性）を、縦軸に加速度や速度等の最大応答値、横軸に固有周期をとって描いたもの（詳細は、答弁書「被告の主張」第7の2(1)カ（85頁以下）で詳しく説明している。）
  - 3 将来発生すると思われる地震時の強震動の予測等の計算モデルに用いるために、震源断層面をモデル化したもの

壊する現象を再現するものであり、図2のように、震源断層面を細分化した各要素から放出される小地震の地震波形を合成することで評価地点の地震波形を計算する（以下、要素となる小地震のことを「要素地震」といい、ここから得られる小地震波のことを「グリーン関数」という。）。応答スペクトルに基づく地震動評価が、少ないパラメータにより地震動を求めることができる比較的簡便な手法であるのに対し、断層モデルを用いた手法による地震動評価は断層モデルを設定するのに多くのパラメータを必要とするものの地震動の諸特性（周波数特性<sup>4</sup>、継続時間、位相特性<sup>5</sup>等）を表現することが可能な精緻な手法である。このように、それぞれに特徴を有する異なる地震動評価手法を用いることにより、より精度の高い地震動評価が可能となる。

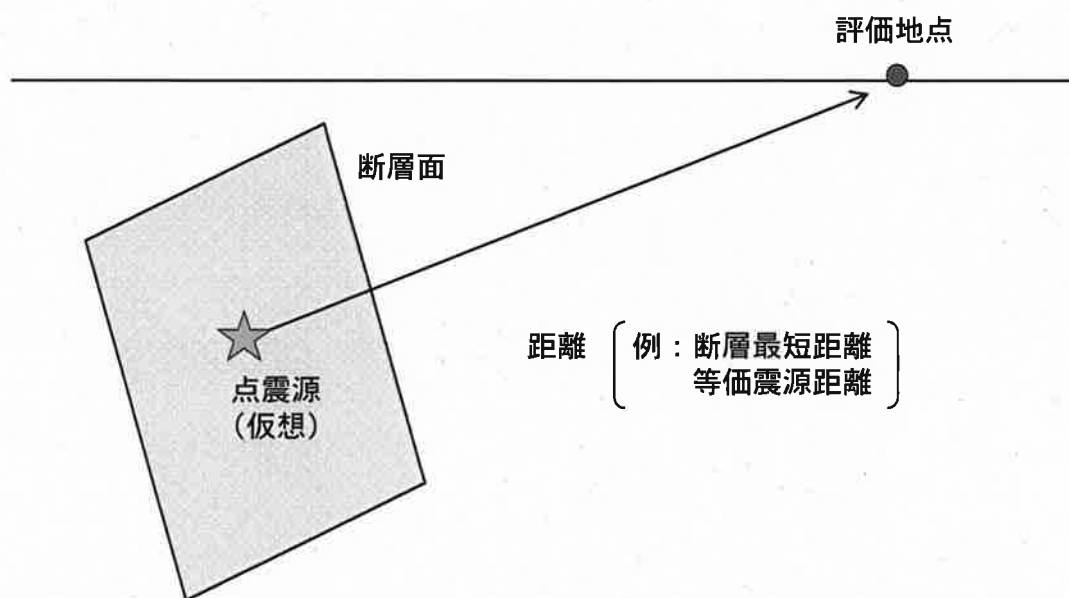


図1 応答スペクトルに基づく地震動評価の概念図

- 
- 4 地震波が、どの周波数の波を多く含む波であるか（短周期か長周期か）に関する特性  
5 地震波の位相（周期的に繰り返される現象の時間情報）に関する特性



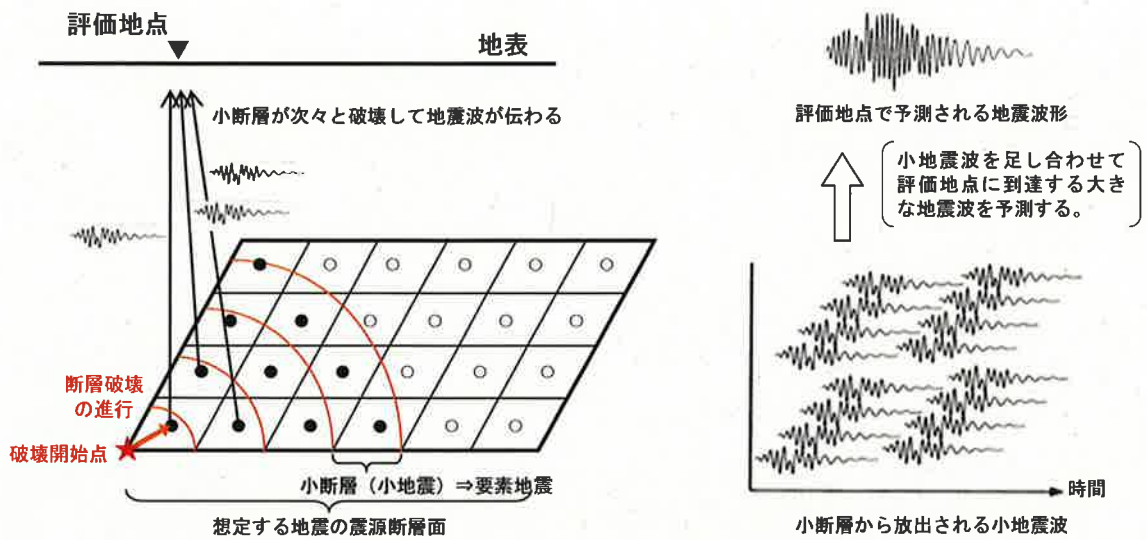


図2 断層モデルを用いた手法による地震動評価の概念図

- (3) 「震源を特定せず策定する地震動」は、敷地周辺の状況等を十分考慮した詳細な調査を実施しても、なお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内地震の全てを事前に評価し得るとは言い切れないとの観点から、震源と活断層とを関連付けることが困難な過去の内陸地殻内地震について得られた震源近傍における観測記録に基づき策定する。
- (4) 以上に述べた基準地震動  $S_s$  の策定の流れを図3に示す。

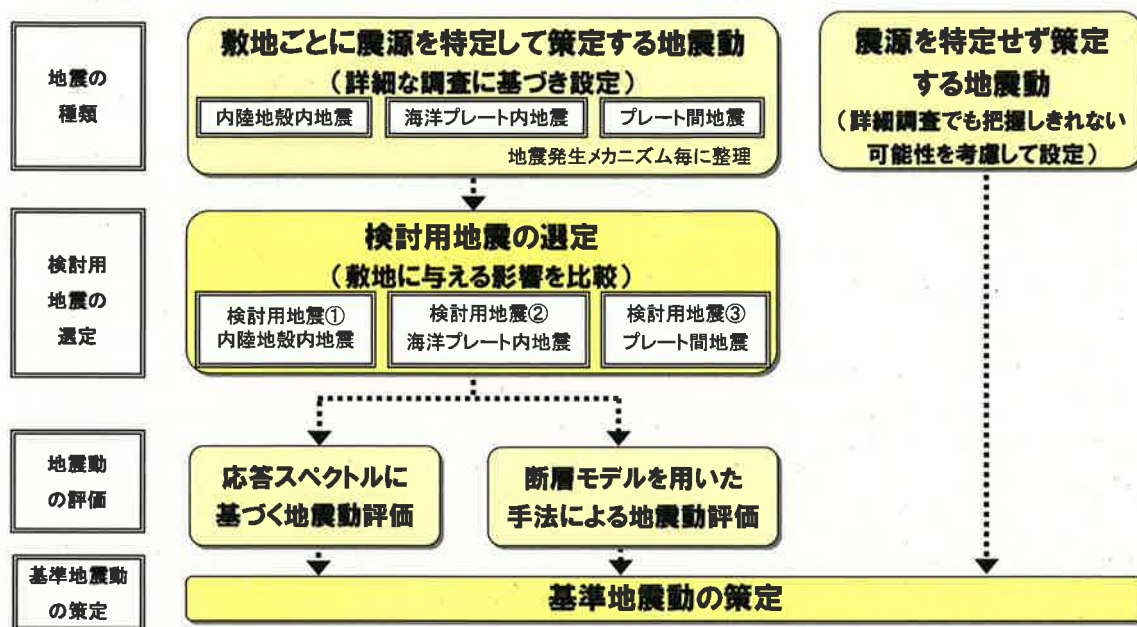


図3 基準地震動 S s 策定の流れ

## 2 本件発電所の基準地震動 S s について

### (1) 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について

#### ア 検討用地震の選定

被告は、内陸地殻内地震として敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）による地震を、海洋プレート内地震として1649年安芸・伊予の地震を、プレート間地震として内閣府検討会<sup>6</sup>（2012b）<sup>7</sup>による南海トラフ<sup>8</sup>の巨大地震（陸側ケース）を、それぞれ検討用地震として選定した。（乙16（12～14頁），乙37（19頁））

6 内閣府の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」。同検討会は、中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」中間報告を踏まえ、南海トラフの巨大地震である東海・東南海・南海地震について、過去に南海トラフのプレート境界で発生した地震に係る科学的知見に基づく各種調査について防災の観点から幅広く整理・分析し、想定すべき最大クラスの対象地震の設定方針を検討することを目的として設置された。

7 「南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）」内閣府検討会，2012。

8 南海トラフとは、西南日本の南側の海底にある帯状の深みをいう。このトラフの北端は駿河トラフ、南端は琉球海溝に続いている。

## イ 基本震源モデルと不確かさの考慮

### (ア) 内陸地殻内地震

内陸地殻内地震の検討用地震として選定した敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）については、基本震源モデルの設定にあたり、隣り合う活動セグメント<sup>9</sup>との連動、アスペリティ<sup>10</sup>位置等の不確かさをあらかじめ織り込んだ（乙37（20～24頁））。断層長さについては、最大規模を想定するとの観点から、中央構造線断層帯と九州側の別府－万年山断層帯が全区間（約480km）において連動するケースを基本としつつ、四国西部の区間（約130km）で連動するケース及び敷地前面海域の断層群（約54km）単独で活動するケースについてもそれぞれ不確かさを考慮した解析を行うこととした（乙13（6－5－31頁）、乙37（36～37頁））。また、断層モデルを用いた手法による地震動評価において必要なパラメータ（地震モーメント<sup>11</sup>、平均応力降下量<sup>12</sup>、アスペリティの応力降下量等）を設定する上で用いるスケーリング則<sup>13</sup>については、壇ほか（2011）<sup>14</sup>（乙43）を基本として採用した（乙37（25～

9 セグメントとは、活断層を、過去の活動時期、平均変位速度、平均活動間隔、変位の向きなどに基づいて区分した断層区間のことで、固有地震を繰り返す活断層の最小単位と考えることができる。

10 アスペリティとは、地震を起こす震源断層面の中でも強く固着した領域のことであり、この部分がずれると特に大きなずれを生じ、大きな揺れが生じる。

11 断層運動としての地震の規模を表すもので、断層付近の岩盤の硬さを表す剛性率、断層の平均すべり量、断層面積の積として表される。

12 震源断層面上における地震発生直前の応力と地震発生直後の応力との差を指す。地震は、岩盤に蓄積されていた応力が、震源断層面がずれるエネルギーとなって解放されるものであるため、応力降下量は、地震により解放されたエネルギーを示しているともいえる。

13 断層長さ、幅、面積、応力降下量、地震モーメント、アスペリティ面積等の間に存在する一定の相似則、又はこれを経験的に関係式で示したもの

14 長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と強震動予測のためのアスペリティモデルの設定方法への応用、2011、日本建築学会構造系論文集、第670号、2041-2050。

27頁))。そして、さらに、断層長さ約480km及び約130kmのモデルではFuji and Matsu'ura (2000)<sup>15</sup>のスケーリング則を、約54kmのモデルでは入倉・三宅(2001)<sup>16</sup>の地震モーメントにFuji and Matsu'ura (2000)の平均応力降下量を組み合わせて用いる手法をそれぞれ基本震源モデルに織り込むこととした。(乙37(36~37頁))

不確かさの考慮にあたっては、地震動評価における各種の不確かさの分類・分析を行い、地震発生時の環境に左右される偶然的な不確かさ(破壊開始点等)及び事前にモデルを特定することが困難な不確かさ(アスペリティ深さ、断層長さ(連動)等)についてはあらかじめ基本震源モデルに織り込むこととした。すなわち、偶然的な不確かさや特定困難な不確かさについては、断層長さ約480km、約130km及び約54kmの各基本震源モデルに、アスペリティ深さの不確かさとして保守的に断層上端にアスペリティを配置し、破壊開始点の不確かさとして地震動評価への影響が大きくなるよう断層東下端、中央下端及び西下端の3か所に設定(ただし、特に厳しい評価となる応力降下量に係る不確かさを考慮するケースでは5か所に設定)することとし、事前の調査、経験式等によってモデルを特定することが可能な不確かさ、すなわち、①応力降下量、②地質境界断層の傾斜角(北傾斜)、③断層傾斜角(南傾斜)、④破壊伝播速度及び⑤アスペリティの平面位置については、基本震源モデルに重

---

15 Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, Pure and Applied Geophysics, 2000, Vol.157, 2283-2302

16 シナリオ地震の強震動予測, 2001, 地学雑誌, Vol. 110, 849-875

曇らせる不確かさ，換言すれば独立した不確かさとして考慮することとした。(乙37(20～24頁，37頁))

(以上，乙13(6-5-31～6-5-33頁))

#### (イ) 海洋プレート内地震

海洋プレート内地震の検討用地震として選定した1649年安芸・伊予の地震(M6.9)については，基本震源モデルの設定にあたり，地震の発生位置，地震規模及び断層破壊の開始点の不確かさをあらかじめ織り込むこととし，本件発電所の敷地の下方(真下)に本件発電所の敷地周辺地域での既往最大規模(1854年伊予西部地震M7.0)となるM7.0の地震を仮定した「想定スラブ内地震<sup>17</sup>」を基本震源モデルに設定した。

不確かさの考慮においては，2001年芸予地震(M6.7)を再現したモデルをM7.0に較正したケース，敷地の真下に想定する地震規模をM7.2としたケース，アスペリティの位置を断層上端に配置したケース，敷地東方の領域に水平に近い断層面を考慮したケース(M7.4)を設定した。(乙13(6-5-33～6-5-34頁))

#### (ウ) プレート間地震

プレート間地震については，検討用地震として選定した内閣府検討会(2012b)の南海トラフの巨大地震(陸側ケース)を基本震源モデルとした。

このモデルは，あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大地震

---

17 スラブ内地震は，沈み込む海洋プレート(スラブ)の内部で破断を生じることによって引き起こされる地震をいう。地震の発生様式としては海洋プレート内地震に分類される。

として、過去最大規模の宝永地震（M8.6）や中央防災会議（2003）<sup>18</sup>の想定南海地震モデル（M8.6）を上回る想定で作成されたモデルであるため、十分に不確かさが考慮されたものであるが、設定された強震動生成域<sup>19</sup>に加え、さらに敷地直下にも強震動生成域を追加配置する不確かさの考慮を行った。（乙13（6-5-35頁））

#### ウ 応答スペクトルに基づく地震動評価

応答スペクトルに基づく地震動評価では、距離減衰式は、基本的には耐専スペクトル<sup>20</sup>を用いることとし、併せて耐専スペクトル以外の複数の距離減衰式でも評価を行った。耐専スペクトルの適用にあたっては、その適用性の検証を慎重に行い、適用できない場合は、耐専スペクトル以外の複数の距離減衰式を用いた。

内陸地殻内地震については、上記イ（ア）で示した敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）の3通りの活動を考慮した断層長さ（約480km、約130km及び約54km）に加え、念のため、断層長さ約69kmの区間で連動するケースも評価を行うこととし（乙37（95

---

18 「東南海、南海地震等に関する専門調査会（第16回）、東南海、南海地震に関する報告（案）、平成15年12月16日」中央防災会議、2003.

19 断層面のなかで特に強い地震波（強震動）を発生させる領域。答弁書の図44（128頁）では、緑色で示されている。

20 Noda et al.（2002）が提案する応答スペクトルを求める手法。岩盤における観測記録に基づく距離減衰式が示されている。一般社団法人日本電気協会原子力発電耐震設計専門部会にて、議論・検討されたことから、「耐専スペクトル」又は「耐専式」とも呼ばれており、本書面では「耐専スペクトル」との呼称を使用している。なお、Noda et al.（2002）は、英文の論文であるが、その手法については、原子力発電所耐震設計技術指針 J E A G 4 6 0 1（日本電気協会）において具体的内容が紹介されている。なお、乙42は、原子力発電所耐震設計技術指針 J E A G 4 6 0 1（日本電気協会）の2007年版（J E A G 4 6 0 1 - 2 0 0 7）の抜粋であるが、同指針は平成27年に改訂されており、乙179が改訂後の指針（J E A G 4 6 0 1 - 2 0 1 5）の抜粋である。

頁) ) , 基本ケースとしては断層傾斜角を鉛直とするが、不確かさとして断層傾斜角が北傾斜のケースを想定して評価を行った。そして、耐専スペクトルの適用にあたり、保守的に評価を行う観点から、慎重に適用性の検証を行った結果、断層傾斜角が鉛直のケースでかつ断層長さが約130 km, 約69 km 及び約54 km の3ケースについては、耐専スペクトルの適用範囲外にあると判断し、耐専スペクトル以外の距離減衰式により評価を行った。それ以外のケースについては、耐専スペクトルと耐専スペクトル以外の距離減衰式とで評価を行った。海洋プレート内地震及びプレート間地震については、いずれも耐専スペクトルの適用範囲にあると判断し、耐専スペクトルにより地震動の評価を行った。

(以上、乙13 (6-5-35~6-5-39頁) )

#### エ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

内陸地殻内地震については、まず、敷地前面海域の断層群(中央構造線断層帯)における断層長さ約480 kmの基本震源モデルについて、経験的グリーン関数法<sup>21</sup>及び統計的グリーン関数法<sup>22</sup>により評価し、両者を比較した。なお、経験的グリーン関数法に用いる要素地震は、2001年芸予地震の余震である安芸灘の地震(M5.2)の本件発電所の敷地における観測記録を用いた。適用にあたっては、当該地震がスラブ内地震であるため、内陸地殻内地震の評価に用いることができるよう、距離及びパラメータ(地震モーメント、応力降下量等)を補

21 実際に発生した小さな地震の観測記録のうち、地震動評価に用いるのに適切な観測記録(要素地震)を足し合わせて大きな地震による揺れを計算する方法

22 経験的グリーン関数法で用いる適切な観測記録の代わりに小さな地震による揺れとして人工的に時刻歴波形を作成し、それを足し合わせて大きな地震による揺れを計算する方法

正した。比較の結果、経験的グリーン関数法及び統計的グリーン関数法による評価の結果は整合的であることを確認したが、原子炉施設に影響の大きい周期0.1秒付近の地震動については経験的グリーン関数法の結果の方が厳しい結果を与えるものであったことから、原子炉施設への影響度の観点に立ち、断層モデルを用いた手法による地震動評価においては、経験的グリーン関数法を採用した（乙37（152～155頁））。（乙13（6-5-41～6-5-42頁，6-5-202～6-5-220頁，6-5-221～6-5-223頁））

海洋プレート内地震については、2001年芸予地震の余震である安芸灘の地震（M5.2）の本件発電所の敷地における観測記録を要素地震とした経験的グリーン関数法により評価を行った（乙13（6-5-42～6-5-43頁，6-5-224～6-5-228頁））。

プレート間地震については、適切な要素地震が得られていないことや内閣府検討会が統計的グリーン関数法を用いていることを踏まえ、統計的グリーン関数法及びハイブリッド合成法<sup>23</sup>により評価を行った（乙13（6-5-43頁，6-5-229頁））。

## (2) 震源を特定せず策定する地震動について

被告は、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地震の震源近傍の観測記録を収集するにあたり、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」及び「事前に活断層の存在が指摘されていなか

---

23 短周期領域の評価に適している経験的グリーン関数法又は統計的グリーン関数法により計算した地震動と、長周期帯の評価に適している理論的手法（断層のずれ方や、震源断層から地震波が評価地点まで伝播する経路上の地盤構造を詳細にモデル化して、理論的に揺れを計算する方法）により計算した地震動を組み合わせることで広い周期帯で精度よく地震動を評価する手法



った地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」について検討を行った。そして、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」としては、2004年北海道留萌支庁南部地震の際に、K-N E T<sup>24</sup>港町観測点で観測した記録について、地盤物性値を踏まえた解析を行った結果、信頼性の高い基盤地震動が得られたことから、これに不確かさを保守的に考慮するなどした最大加速度<sup>25</sup>620ガルの地震動を震源を特定せず策定する地震動として採用した（乙45（70～124頁））。また、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」としては、2000年鳥取県西部地震について、地震ガイド<sup>26</sup>（乙44）を踏まえて、本件発電所の敷地との地域差等について慎重に検討を進めた結果、地域差等が認められるものの、自然現象の評価と将来予測には不確かさが残ることや、大局的には本件発電所の敷地と同じく西南日本の東西圧縮横ずれの応力場<sup>27</sup>にあることを踏まえ、原子力安全に対する信頼向上の観点などから、より保守的に同地震の観測記録を震源を特定せず策定する地震動として考慮することとし、鳥取県にある賀祥ダムの監査廊（ダム堤内の管理用通路）に設置された地震計で得られた信頼性の高い観測記録を震源を特定せず策定する地震動として採用した（乙47（89～9

---

24 国立研究開発法人防災科学技術研究所（防災科研）が運用する、全国を約20km間隔で均質に覆う1000箇所以上の強震観測施設からなる強震観測網。政府の地震調査研究推進本部が推進している「地震に関する基盤的調査観測計画」の一環として、同じく防災科研が整備した「KiK-net」とともに、全国の強震記録を観測、記録している。

25 加速度とは、地震によって地盤が振動する速度の単位時間当たりの変化の割合をいう。単位は「ガル」。

26 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド（原子力規制委員会、平成25年6月）

27 地球表面の地殻内（地層）にどのような力が加わっているかを示すもので、水平方向に両方向から押されていれば圧縮応力場、逆に両方から引っ張られていれば引張応力場という。

1頁) )。

(3) 基準地震動の策定

ア 応答スペクトルに基づく地震動評価より策定した基準地震動  $S_s$  については、同評価によって算定された応答スペクトルを包絡するよう設計用応答スペクトルを設定し、基準地震動  $S_s - 1$  (1波) を策定した (図4) (乙37 (93~142頁, 221~228頁))。

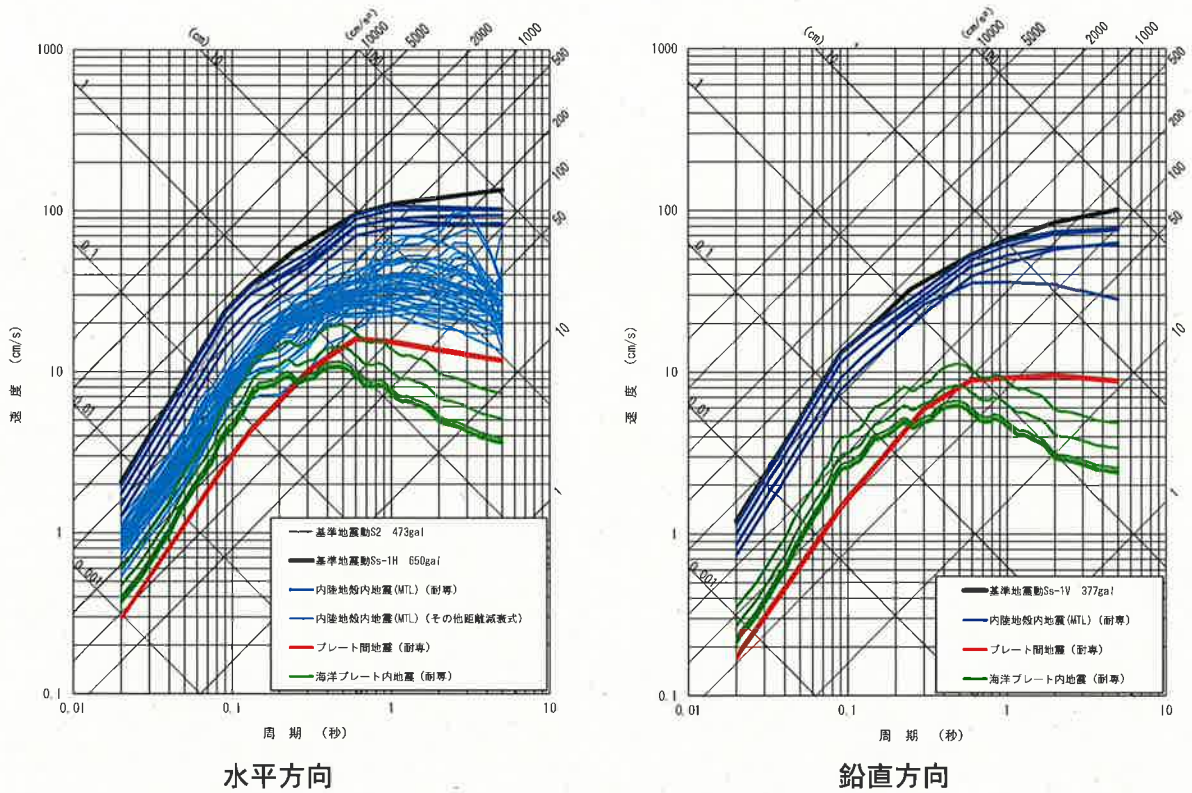


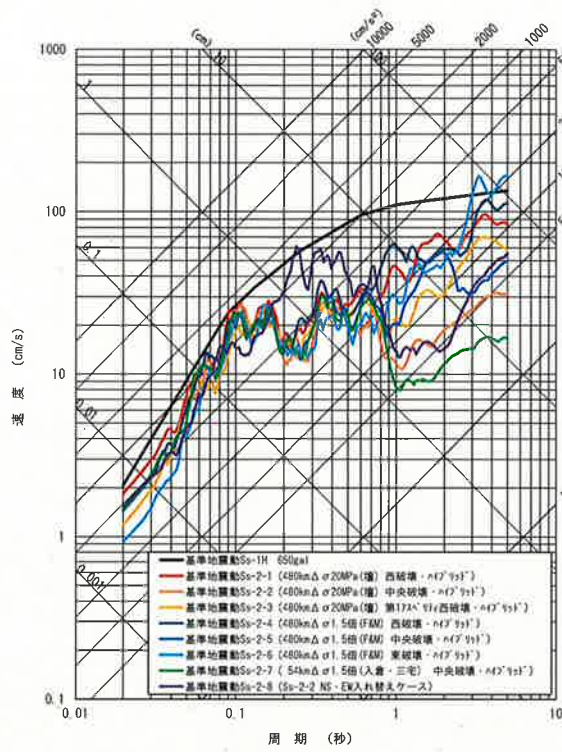
図4 基準地震動  $S_s - 1$  の応答スペクトル

イ 断層モデルを用いた手法による地震動評価より策定した基準地震動  $S_s$  については、内陸地殻内地震、海洋プレート内地震及びプレート間地震に関する評価の結果、本件3号機の施設に与える影響が大きいケースとして、内陸地殻内地震 (敷地前面海域の断層群 (中央構造線

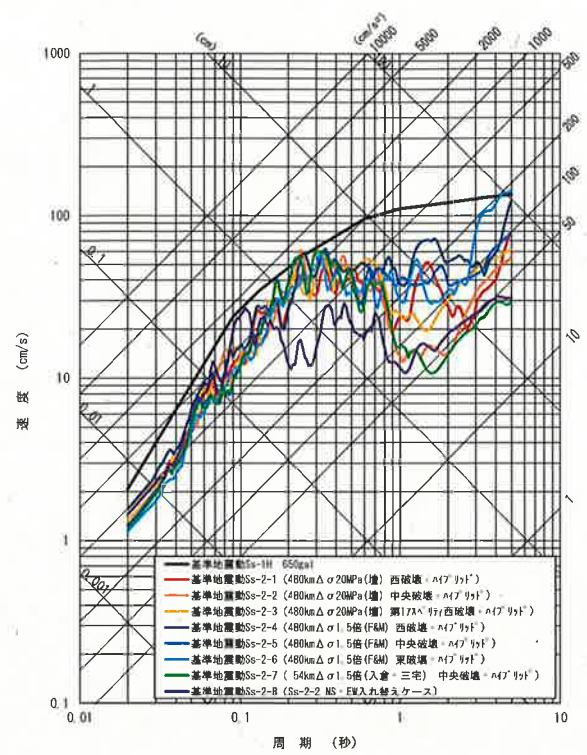
断層帯)による地震)における検討ケースを選定し、経験的グリーン関数法と理論的手法によるハイブリッド合成を行った(乙37(230頁))。その結果、上記の基準地震動 $S_s-1$ を一部の周期帯において超えた7ケースを基準地震動 $S_s-2-1$ ～基準地震動 $S_s-2-7$ とした。(図5)(乙13(6-5-48～6-5-49頁, 6-5-238頁), 乙37(231頁))

また、断層モデルを用いた手法による地震動評価では経験的グリーン関数法を適用しているが、経験的グリーン関数法による評価結果には要素地震の特徴が反映されることになる。被告が実施した敷地前面海域の断層群(中央構造線断層帯)に係る経験的グリーン関数法を用いた評価では、東西方向の地震動の周期0.2～0.3秒で基準地震動 $S_s-1$ を超過する結果が得られているが、南北方向の地震動の長周期側では比較的小さく評価される傾向が見られた。このため、東西方向の周期0.2～0.3秒で基準地震動 $S_s-1$ を超過するケースのうち、基準地震動 $S_s-1$ を超過する度合いが大きいケースについて、工学的判断として、東西方向と南北方向の地震波を入れ替えたケースを仮想して基準地震動 $S_s-2-8$ として設定した。(図5)(乙13(6-5-49～6-5-50頁), 乙37(232頁))

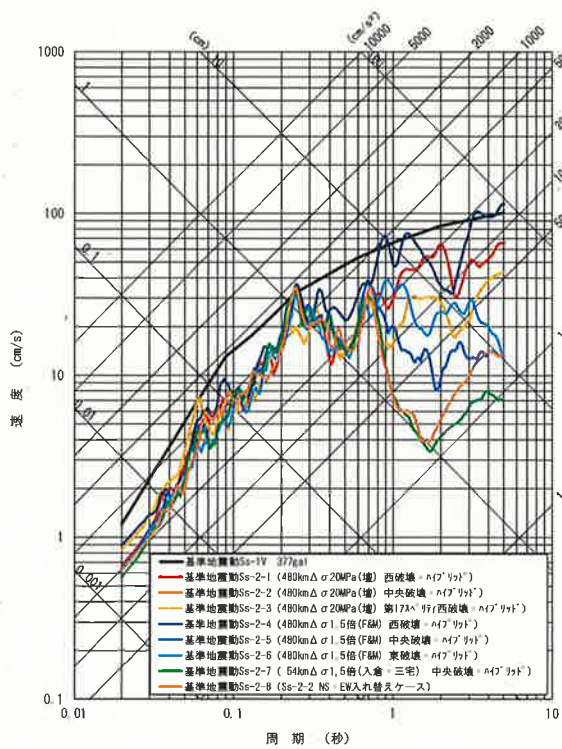
プレート間地震及び海洋プレート内地震では、いずれも基準地震動 $S_s-1$ を下回る結果となったことから、基準地震動 $S_s-2$ としては設定していない。



南北方向



東西方向



鉛直方向

図5 基準地震動Ss-2の応答スペクトル

ウ 震源を特定せず策定する地震動については、加藤ほか(2004)<sup>28</sup>の応答スペクトルを考慮するとともに、2004年北海道留萌支庁南部地震及び2000年鳥取県西部地震における観測記録を基に「震源を特定せず策定する地震動」による基準地震動Ss-3(2波)を策定した(図6, 乙45, 乙47)。

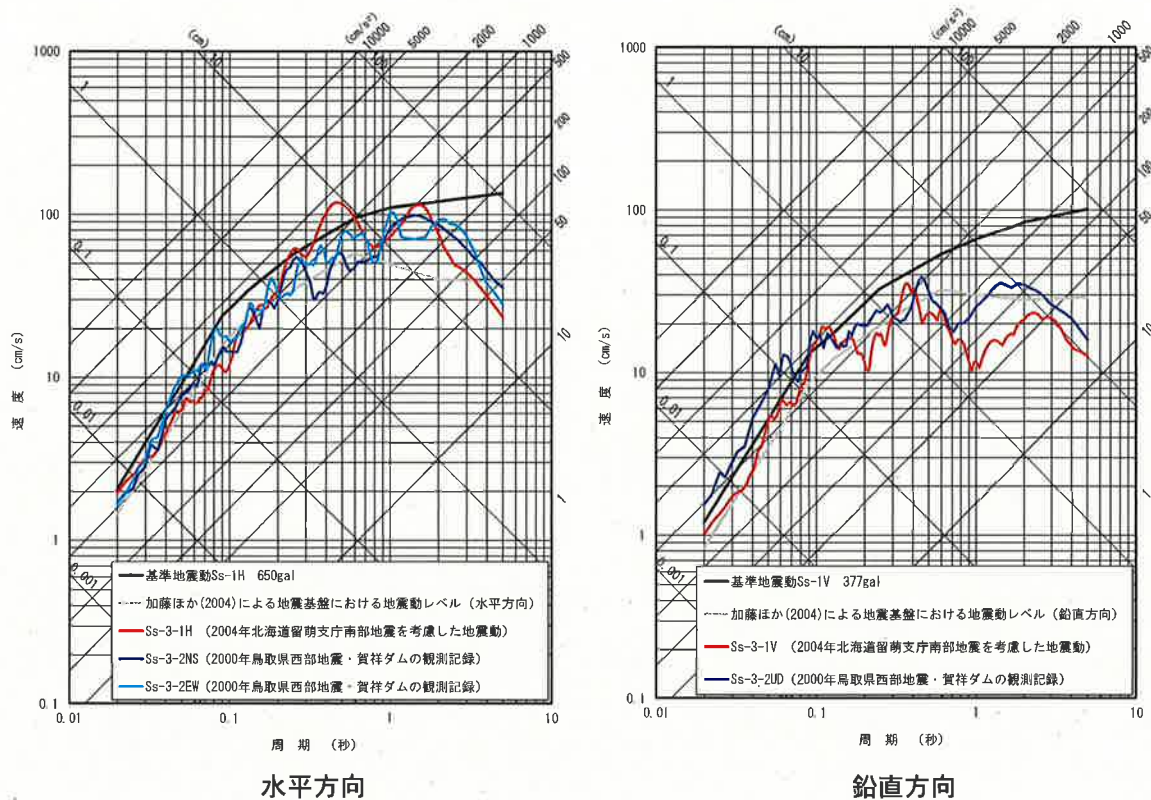


図6 基準地震動Ss-3の応答スペクトル

28 「震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討—」加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 2004.

(4) 年超過確率による基準地震動  $S_s$  の適切さの確認について

被告は、本件発電所の耐震安全性を確保するため、地震が起こることを前提に、その地震がどのようなものかを検討する決定論的な考え方に基づき基準地震動  $S_s$  を策定している。こうして策定された基準地震動の大きさについて、決定論的な考え方とは異なる視点、すなわち確率論的な考え方（ある大きさの地震動がどのくらいの頻度で起こり得るかを評価する考え方）から、年超過確率を評価し、これを参照している。年超過確率を参照する目的について、原子力規制委員会は、原子力規制委員会設置法の一部の施行に伴う関係規則の整備等に関する規則（案）等に係る意見募集の結果において、「策定されたそれぞれの地震動（被告注：敷地ごとに震源を特定して策定する地震動及び震源を特定せず策定する地震動）に必要な震源や不確かさが適切に考慮されていること等について、ハザード評価の観点からも明確化することが可能となります。」

（乙121（65～66頁））との考え方を示し、基準地震動  $S_s$  の適切性を確率論的な観点から確認するために参照するものであることを明らかにしている。

本件発電所における基準地震動  $S_{s-1}$  の応答スペクトルと年超過確率を示す曲線（一様ハザードスペクトル）との比較を、一例として図7に示す。これにより、本件発電所における基準地震動  $S_{s-1}$  の年超過確率は、 $10^{-4} \sim 10^{-6}$  / 年程度、つまり、1万年～100万年に1回程度となり、基準地震動  $S_{s-1}$  を超過する地震動が発生する可能性が極めて低いことが確認できた。同様の比較から、基準地震動  $S_{s-2}$  及び基準地震動  $S_{s-3}$  の年超過確率も同程度であることを確認した（乙16（20頁））。

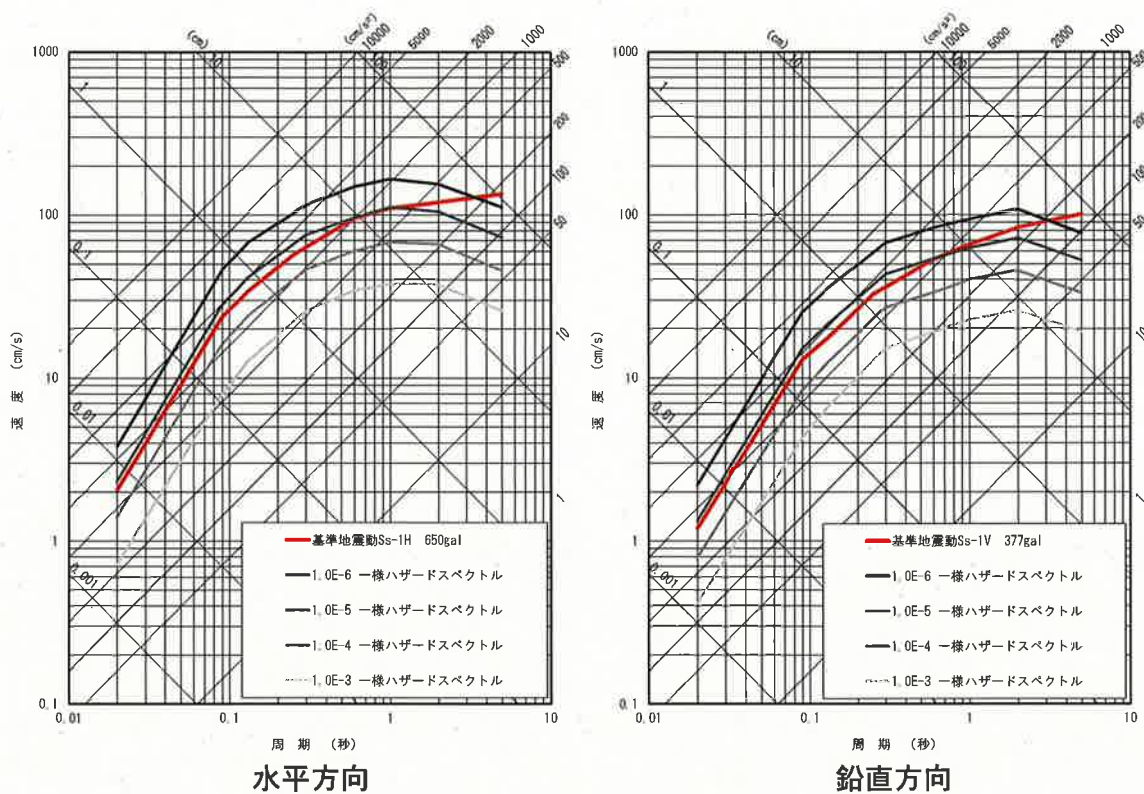


図7 基準地震動 S s - 1 の年超過確率

## 第2 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動は、上記第1の1で述べたとおり、敷地周辺における地震発生状況、活断層の性質等を考慮し、地震発生様式等による地震の分類を行った上で、敷地に大きな影響を与えると予想される地震（検討用地震）を選定し、選定した検討用地震に対して、震源特性等の不確かさを適切に考慮し、応答スペクトルに基づく地震動評価及び断層モデルを用いた手法による地震動評価の双方を行い、この結果に基づき策定する。

これに対し、原告らは、被告が行った検討用地震に係る活断層等の評価あ

るいは被告が用いた地震動評価に用いた手法について論難し、同評価における不確かさの考慮が十分でないなどとして、評価が不十分である旨主張するが、いずれも誤りである。

以下では、1において、被告の敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の評価に関し、本件発電所の基準地震動 $S_s$ を概ね決定付けている敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）に係る地震動評価を例として、地震動評価に反映すべく詳細な調査に基づき中央構造線断層帯の実態を可能な限り解明してその性状を把握していること及び地震動評価において適切な手法を用いていることについて被告が用いた経験式を中心にそれぞれ説明を行った上で、2において、原告らの個々の主張に反論する。

#### 1 敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）に係る被告の地震動評価について

##### (1) 地震動評価の対象とする中央構造線断層帯の性状の把握について

中央構造線は、本件発電所敷地の北方に位置する。中央構造線という呼称は、地震を発生させる可能性のない「地質境界としての中央構造線」と最近の地質年代における活動が確認されている「活断層としての中央構造線」との両者を包含して若しくは混同して、又は区別せずに用いられているが、地震動を評価する観点からは、両者を区別して、「活断層としての中央構造線」について検討しなければならない。

例えば、中央構造線の長さについては、それが関東から九州まで約800 km、あるいは約1000 kmにも及ぶと言われることがあるが、紀伊半島より東方の中央構造線は活断層とされておらず、これは地質境界としての中央構造線である。したがって、約800 kmや約1000 kmとされる断層長さを地震の評価の前提とするのは誤りである。



ちなみに、「活断層としての中央構造線」は、地質境界としての中央構造線と区別するために、「中央構造線断層帯」(堤・後藤(2006)<sup>29</sup>、地震調査委員会<sup>30</sup>(2011)<sup>31</sup>等)や「中央構造線活断層系」(岡田(1973)<sup>32</sup>等)と呼ばれている(本書面では「中央構造線断層帯」と呼称している。)

活断層は、地震動評価において考慮すべき断層であるが、地表(又は地下の浅い部分)にある活断層自体が強い地震動を生じさせるわけではない。地震動は、地震基盤と呼ばれる地下のやや深いところにある硬い基盤(S波速度<sup>33</sup>で3000m/秒程度以上)に大きな歪みが溜まり、これに耐えきれなくなった基盤の割れ目(断層)が破壊(強い衝撃を伴う急激な破壊)され、この衝撃が地震波として伝播することによって生じるものである。このように地震動を生じさせる断層は震源断層と呼ばれる。これに対し、震源断層の活動によって地表(又は地下の浅い部分)に現れる変位・変形は地表地震断層と呼ばれ、さらに震源断層が繰り返し活動することによって変位・変形が蓄積し、地形や地質構造に痕跡として残された断層のうち、比較的新しい時代に活動し、今後も活動する可能性を有するものが活断層と呼ばれる。地表(又は地下の浅い部分)

---

29 「四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布」堤浩之、後藤秀昭、地震2, 59, 117-132, 2006.

30 地震調査研究推進本部地震調査委員会

31 「中央構造線断層帯(金剛山地東縁-伊予灘)の長期評価(一部改訂)について」地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2011

32 「四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動」岡田篤正, 地理学評論, 46, 295-322, 1973

33 地盤及び岩盤中では、縦波(波の進行方向と振動方向が同じ波、疎密波とも呼ばれる。)及び横波(波の進行方向と振動方向が直角をなす波、せん断波とも呼ばれる。)との2種類の弾性波が伝わる。地震学では、縦波をP波(Primary wave), 横波をS波(Secondary wave)と呼ぶ。P波の伝播する速度をP波速度, S波の伝播する速度をS波速度と呼ぶ。一般に、S波速度が概ね700m/秒以上であれば、硬い岩盤であるとされている。

にある活断層は、地下の震源断層の性状を知るための重要な手掛かりとなるが、通常、地表付近の岩盤は地震基盤に比べると軟らかく、大きな歪みが溜まりにくいいため、強い衝撃を伴う急激な破壊（地震）が生じることはない。中央構造線断層帯を含め、活断層と言われる場合、震源断層と地表（又は地下の浅い部分）にある活断層とを区別せず、又は混同して用いられることがあるが、地震動評価においては、震源断層を的確に把握することが重要となる。

以下では、被告が本件発電所の敷地前面海域における中央構造線断層帯の震源断層をどのように把握したのかを具体的に述べる。

#### ア 震源断層の位置について

海域にある震源断層の位置を知るには、まずは海底下の構造を対象とした調査によって活断層の分布や性状を把握・検討することが重要である。被告は、国土地理院、大学等の各種研究機関及び被告自らが実施した、総延長約6700 kmに及ぶ海上音波探査<sup>34</sup>の結果を基に、本件発電所の敷地前面海域における中央構造線断層帯の位置を本件発電所の敷地の沖合い約8 kmに特定した（本件発電所の敷地前面海域に

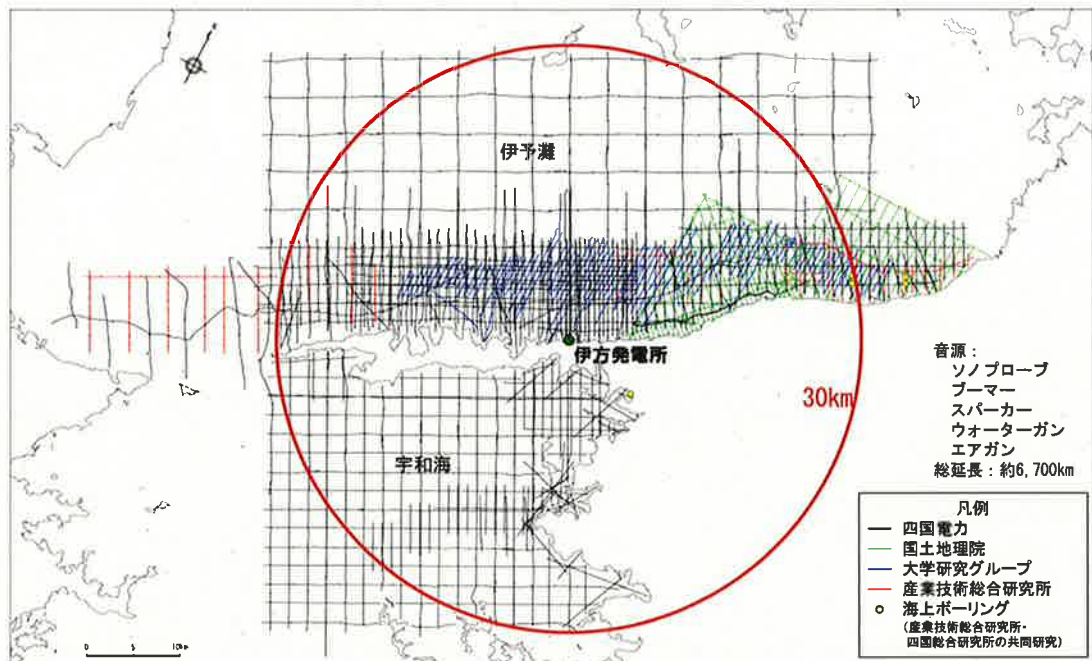
---

34 海上音波探査は、海面付近の水中から海底に向けて音波を発し、海底、堆積層、基盤岩等からの反射音波を観測して海底下の地質構造を調査する探査方法。具体的には、船で発振器及び受振器を曳航し、発振器から出た音波が海底下の地層の境界等で反射し、戻ってきたものを検知することにより、地層の重なり及び連続性を調査する。音波を発する音源によって、調査範囲、精度等が異なる。音源の周波数が高いほど分解能が高くなるが、探査深度は浅くなり、逆に、周波数が低いほど分解能は低下するが、より深い深度まで探査が可能となる。本件発電所の敷地前面海域では、探査深度の浅い順に金属板の振動を音源とするソノプローブ、同じく金属板の振動を音源とするブーマー、水中放電を音源とするスパーカー、高圧水の噴出を音源とするウォーターガン及び圧縮空気の噴出を音源とするエアガンによる各種音源を用いた調査を実施している。

ソノプローブ及びブーマーは、主に深さ数10～100 m程度までの海底下浅部の構造を、スパーカー及びウォーターガンは、主に深さ数100 m程度までのやや深い構造を、さらにエアガンは、深さ数kmに達するようなさらに深い構造をそれぞれ調査するのに適しており、震源断層上端付近まで達する情報として重要である。

おける海上音波探査の実施位置（測線）を図8に示す。）。

以下、海上音波探査を基に、どのようにして中央構造線断層帯の位置を特定したのかについて、具体的に述べる。



(乙122 (7頁) より)

図8 海上音波探査の実施位置（測線）

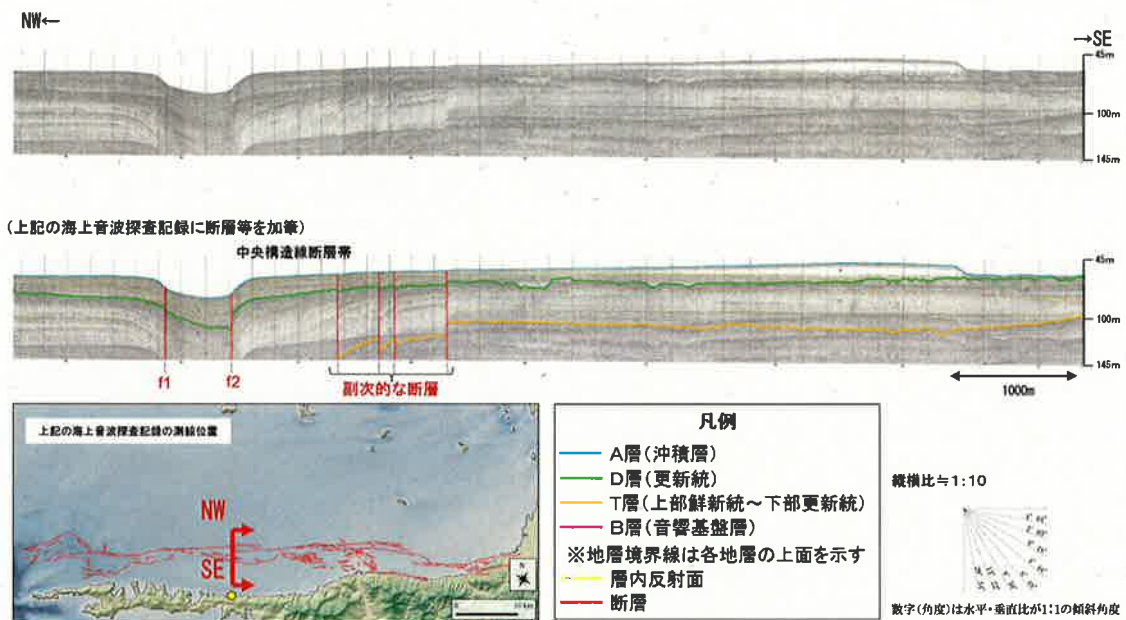
(ア) 活断層は、後期更新世<sup>35</sup>以降に堆積した浅い地層における変位・変形の有無によって判断でき、海底下浅部の構造を対象とした高解像度の調査によって活断層の分布や性状を把握することが重要となる。このため、まず、海上音波探査による海底下浅部の調査結果について述べる。

ブーマーを音源とする海上音波探査の記録を図9に示す。海上音

35 約12～13万年前

波探査の記録において水平方向に連続する反射面に食い違いが生じた箇所には断層があると考えられるので、図9では、水平方向に連続する反射面の食い違いを読み取り、断層を赤線で示している。ただし、図9で見えるのは海底下浅部の活断層であり、前述したとおり、これらの断層自体が強い地震動を発生させるものではない。

図9によると、本件発電所の敷地前面海域の海底下浅部には、赤線で示した数条の活断層が見られるが、このうち、北端にあり図中に「f 1」と付した断層（以下、本書面ではこの断層を「f 1断層」という。）及び図中に「f 2」と付した断層（以下、本書面ではこの断層を「f 2断層」という。）とそれより南方の断層とでは、変位の程度に明瞭な差がある。すなわち、f 1断層及びf 2断層は、海底面にも明瞭な凹みをもたらしているのに対し、両断層より南側に位置する断層は変位が小さく、海底面に明瞭な変位を与えていない。このことは、f 1断層及びf 2断層は、その下方にある震源断層の活動の影響を直接的に受けているのに対し、その他の断層は、副次的に形成された小規模な断層であることを示している。



(乙123(10頁)を基に作成)

図9 海底下浅部の海上音波探査記録(縦横比1:10)

(イ) 次に、海上音波探査の結果を基に、海底地形、D層<sup>36</sup>及びT層<sup>37</sup>の上面形状を平面図に表したものを図10に示す。図10を見ると、地溝<sup>38</sup>やバルジ<sup>39</sup>は、海底地形よりもD層上面の方が、D層上面よりもT層上面の方がいずれも変形の程度が顕著である。

例えば、図中の青点線で囲んだ部分は、地溝にあたるが、D層上面では周辺の深さと顕著には差がない(色がほぼ同じである。)のに対し、T層上面では周辺の深さに比べ地溝部分の沈み込みが大きい(地溝の部分の色が黄緑色になっている)。つまり、より深い層(古

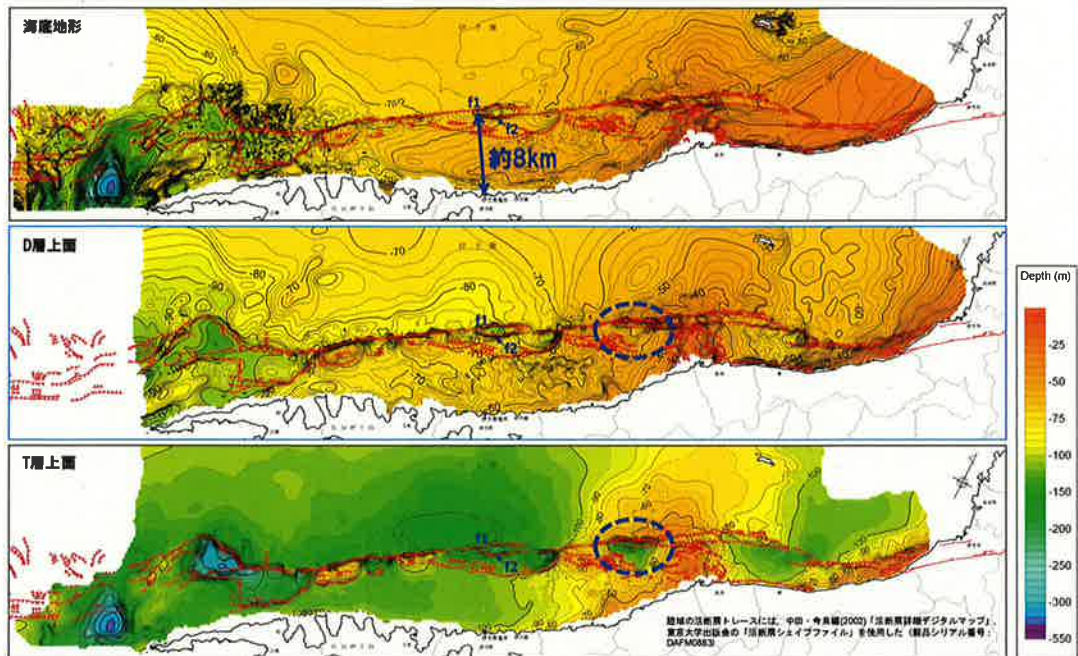
36 更新世(約258万年前から約1万年前までの期間)の後期に形成された地層であって、現在堆積が進行中の海底面を形成する地層(A層)のすぐ下に位置する堆積層  
 37 鮮新世(約500万年前から約258万年前までの期間)の後期から更新世の前期にかけて形成された地層であって、D層の下位の堆積層  
 38 ほぼ平行に発達する断層群によって形成された狭長な地形的凹地帯を地溝という。  
 39 断層運動によって地表(海底面の地表を含む)に生じた凸型のふくらみをバルジという。

い層)における変形の程度が顕著であり、古い地層ではこれまでに繰り返し断層の活動に伴う変形を受けてきたこと(変形の累積性)が認められる。震源断層は同じ場所で繰り返し活動するので、変形の累積性が認められるということは、その下に繰り返し活動している震源断層が存在していることを示している。f 1断層とf 2断層との間は地溝を形成し、変形の累積が特に顕著であることから、f 1断層とf 2断層との中間(本件発電所との距離は、約8 kmの地点)の地下深部に中央構造線断層帯の震源断層が存在していると考えられる。

図11は、海上音波探査により確認した地表(又は地下の浅い部分)にある活断層を性状に応じて色分けしたものである。このうち、完新世<sup>40</sup>に活動した断層であって、変形の累積が顕著に大きく、海底に変位を伴う断層、つまり震源断層に繋がっていると考えられる活断層を赤色で示している。これらの図から、震源断層はf 1断層とf 2断層との中間を通過する直線とほぼ一致する、つまり、f 1断層とf 2断層との中間を震源断層が通過していることが想定されるのである。

---

40 約1万年前から現在までの期間



(被告の平成25年8月28日審査会合資料から抜粋(一部加筆))

図10 海底地形及び海底下浅部の地層(D層及びT層)上面の形状

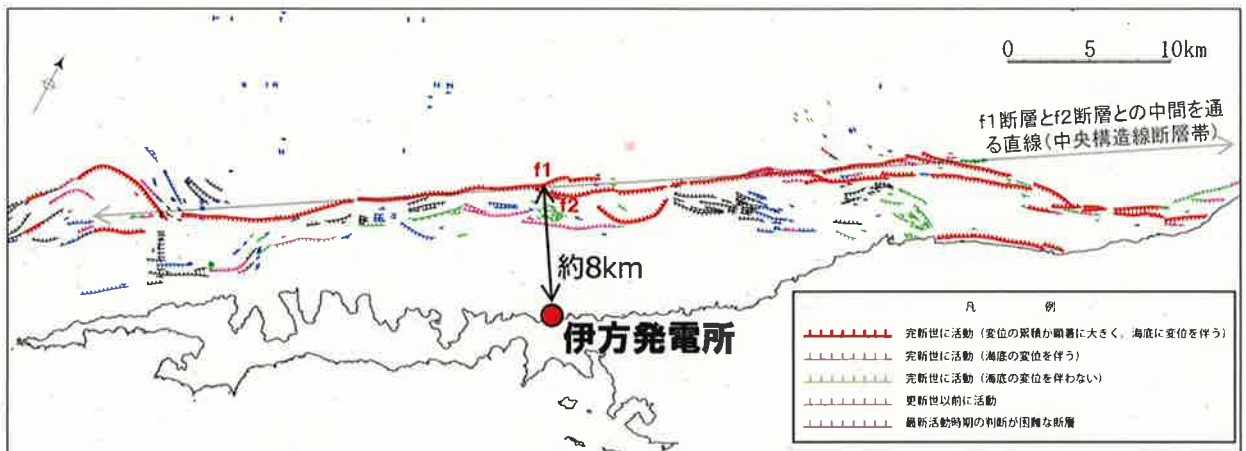


図11 中央構造線断層帯の震源断層の位置について

(ウ) 上記(ア)及び(イ)で示した音波探査結果よりもさらに海底下深部の地層の構造について、エアガンを用いた音波探査の結果を図12に示す。エアガンを音源とする音波探査は、深さ数kmに達するよ

うな深い構造を調査するのに適しており、ブーマー等では届かない震源断層の上端付近の深さの情報を得ることができる。

図12によると、本件発電所の敷地前面海域において海底面から海底下深部まで達する活断層は、f1断層及びf2断層のみである。これに対し、f1断層及びf2断層より南方の断層（図12の上図に橙色で示した活断層）は、海底下の浅いところで途切れて地下深部まで達していない断層、又は、比較的海底下深部にまで達していても海底下浅部の堆積層には変位を与えていない断層ばかりであり、副次的な断層や古い断層である。

そして、本件発電所の敷地から沖合い約8kmの海底下約2kmに、三波川変成岩類と領家花こう岩類の会合部（地質境界としての中央構造線）が確認できるが、f1断層及びf2断層は、この三波川変成岩類と領家花こう岩類の会合地点へ収斂するように地下に延びており、また、南方の断層も全体として同会合地点へ収斂していることが分かる。また、f1断層より北方の反射面（図中の地層中に見られる縞模様）は緩く南側に傾斜しているのに対し、f2断層より南方の反射面は緩く北側に傾斜又は水平に分布しており、反射パターンが大きく異なることから、f1断層とf2断層との間の地下深部に震源断層が想定される。

したがって、海底下深部の構造からも、f1断層とf2断層との間の地下深部、つまり三波川変成岩類と領家花こう岩類とが会合する地点の下方に震源断層が存在すると考えられるのである。



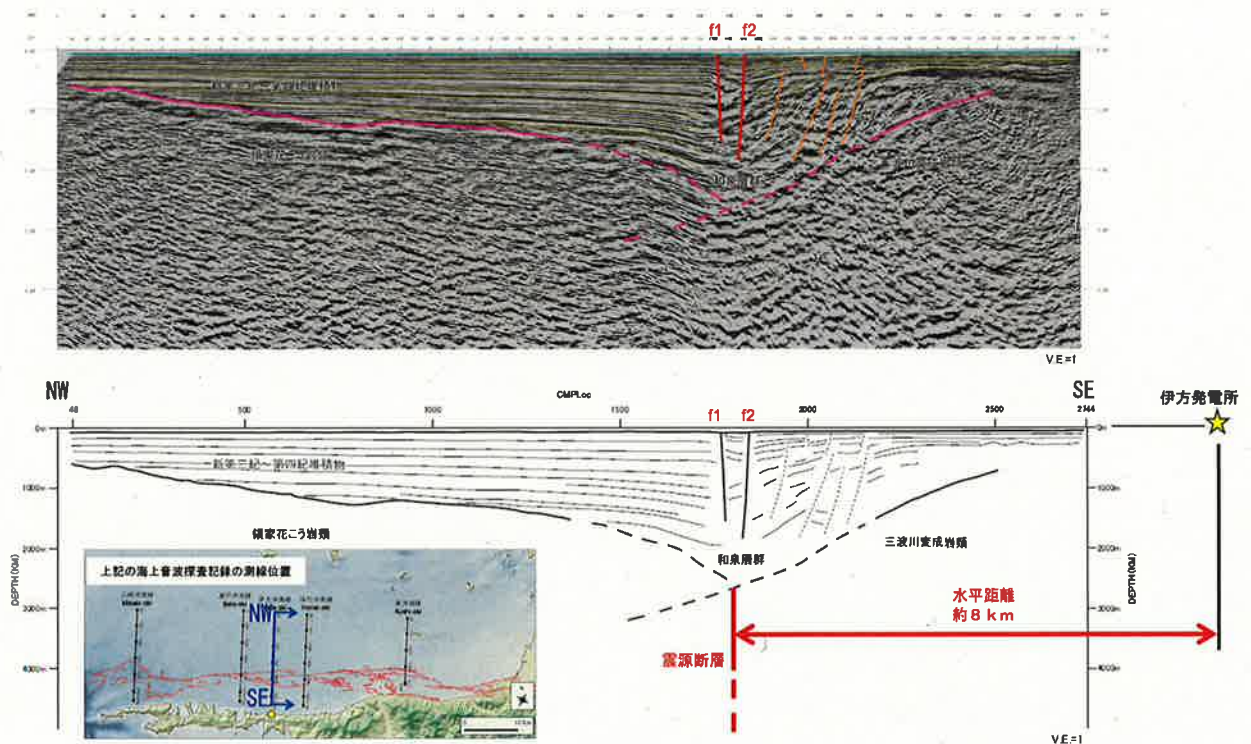
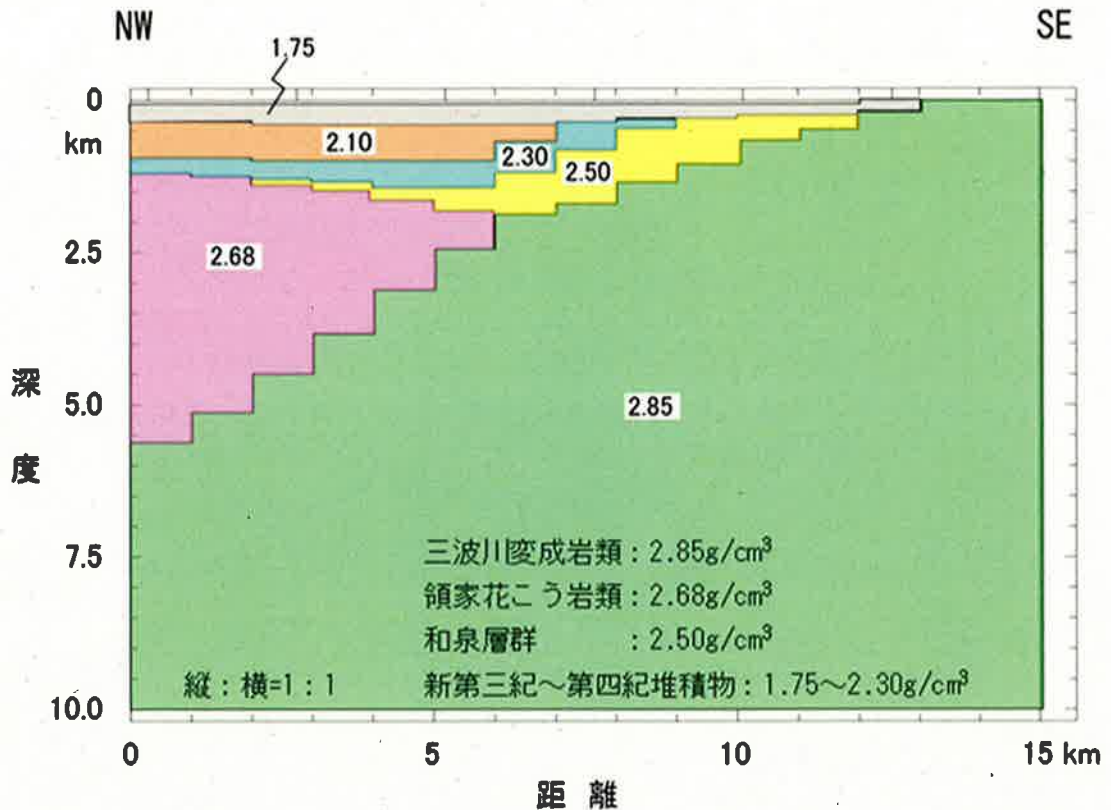


図 1 2 海底下深部の音波探査記録（縦横比 1 : 1）

なお、図 1 2 に示すような地下構造は、被告が実施した重力測定調査の結果とも整合的である。すなわち、重力測定調査は、地下に硬く重い岩石があれば重力が大きくなり、地下に比較的軟らかく軽い岩石（あるいは、岩石よりも軽い堆積層）があれば重力が小さくなるという特性を踏まえ、重力測定を行って重力の分布図を作成し、これに基づき解析評価を行うことにより、地下深部の構造を推定するものであるところ、被告による重力測定調査の結果から、図 1 3 のとおり地下構造が推定されており、上記のエアガンを用いた音波探査の結果と整合的な地下構造が確認できる。



(被告の平成25年8月28日審査会合資料より)

図 1.3 重力測定調査の結果

(エ) 以上で述べたとおり、本件発電所の敷地前面海域における海底下浅部及び海底下深部の海上音波探査による調査は、いずれも中央構造線断層帯の震源断層の位置について、整合的な結果を示している。したがって、中央構造線断層帯の震源断層は、f1断層とf2断層との間、すなわち、海底下約2kmにおいて三波川変成岩類と領家花こう岩類とが会合する本件発電所の敷地の沖合い約8kmの位置に特定できるのである。

イ 震源断層の長さについて

断層長さは、地震動評価を行う上で重要なパラメータの1つである。

このため、被告は、詳細な地質・地質構造に係る調査、最新の知見等を踏まえ、中央構造線断層帯の活動区間（活動セグメント）を把握し、その上で保守的な評価となるよう最大規模の活動セグメントの連動を考慮するなどして断層長さを設定した。以下、具体的に説明する。

(ア) 地震動を発生させる断層の性状を詳細に把握することは、地震動評価の基本であり、特に中央構造線断層帯のような長大な断層は、同時に全体が活動するのではなく、いくつかの区間（セグメント）に分割して活動すると考えられている（乙124（291頁，300頁））ことから、中央構造線断層帯に係る地震動評価を精緻に行うためには、その活動セグメントを適切に把握することが不可欠となる。

被告は、本件発電所の敷地周辺において詳細な地質・地質構造調査を実施し、その結果から、四国北西部における中央構造線断層帯を構成する断層の間にジョグと呼ばれる断層破壊の末端（活動セグメントの境界）を示唆する地質構造が分布することを確認するとともに、既往文献におけるセグメント区分の知見も踏まえ、四国北西部から豊予海峡における中央構造線断層帯の活動セグメントを川上セグメント（断層長さ約3.6 km）、伊予セグメント（同約2.3 km）、伊予灘セグメント（敷地前面海域の断層群）（同約4.2 km）及び豊予海峡セグメント（同約2.3 km）の4つに区分した（図14）。

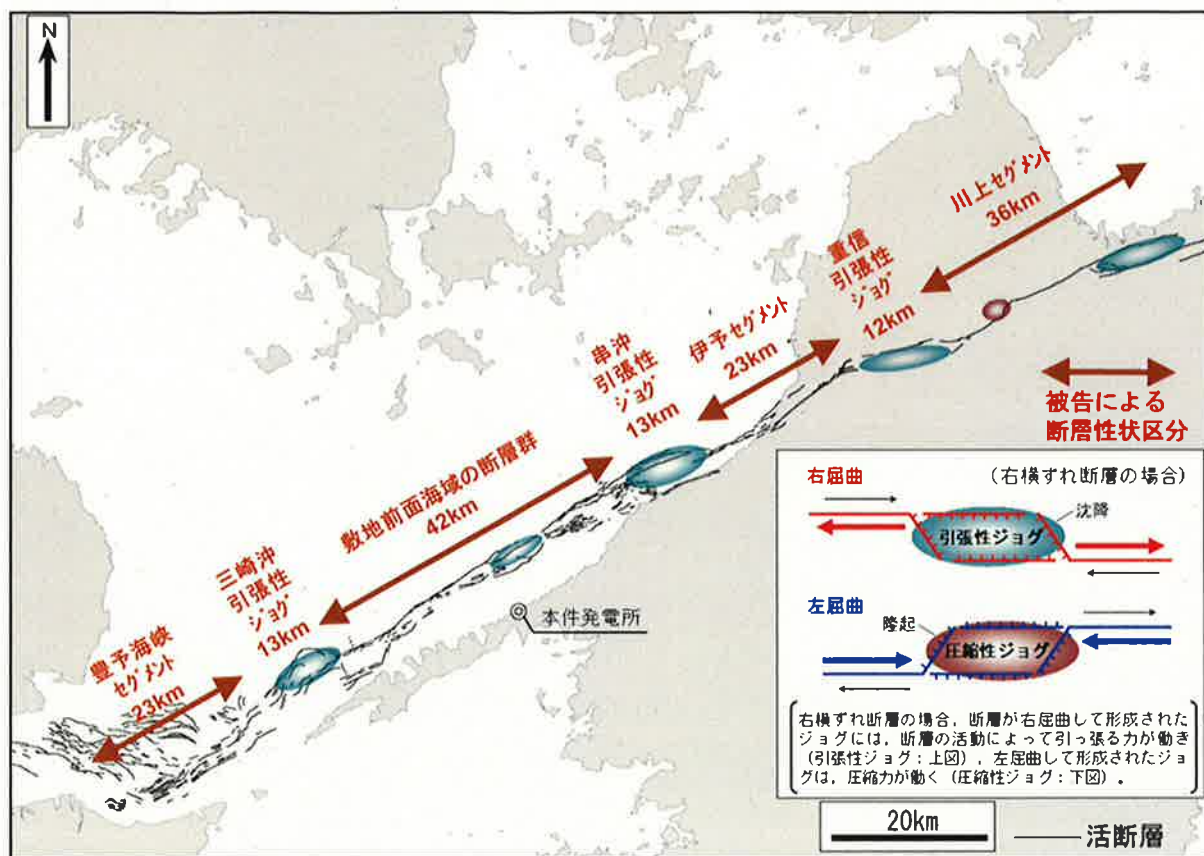
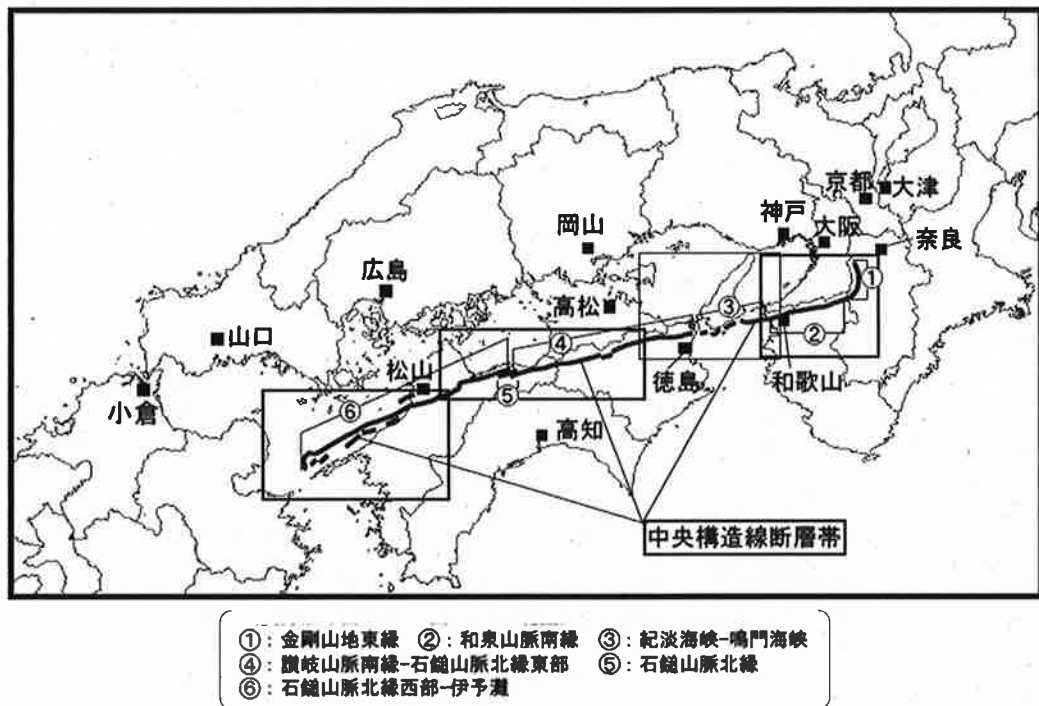


図 1 4 被告の調査による四国北西部における中央構造線断層帯の区分

ところで、地震調査委員会は、中央構造線断層帯の断層長さについて、全体の長さを近畿地方から伊予灘に達する約 360 km とし、右横ずれを主体とする断層帯としているが、その活動セグメントについては、「中央構造線断層帯は連続的に分布しており、地表における断層の形状のみから将来同時に活動する区間を評価するのは困難である。」とし（乙 39（2 頁））、主にトレンチ調査やボーリング調査の結果をもとに活動セグメントを 6 つの区間に区分しており（図 1 5）、四国北西部では、被告が川上セグメント、伊予セグメント及び敷地前面海域の断層群に区分した区間（約 130 km）を 1 つの区間（図 1 5 の ⑥石鎚山脈北縁西部－伊予灘の区間）として区分して

いる。地震調査委員会は、この6つの区間が個別に活動する可能性、複数の区間が同時に活動する可能性、6つの区間とは異なる範囲が活動する可能性及び断層全体が同時に活動する可能性のいずれもが否定できないとし、さらに、中央構造線断層帯の西方に分布する別府-万年山断層帯が東端で中央構造線断層帯と連続している可能性があるとも指摘している。(乙39(2~3頁), 乙40(4頁))



(乙39(4頁)を基に作成)

図15 地震調査委員会による中央構造線断層帯の区分

(イ) 上記(ア)のように、中央構造線断層帯の活動セグメントについて、被告による区分と地震調査委員会による区分とで違いが生じているのは、地震調査委員会が主にトレンチ調査やボーリング調査を基に推定した活動間隔によってセグメント区分を判断しているのに

対し、被告は詳細な地質・地質構造調査の結果や既往文献による知見から、断層の形状、地質・地質構造の特徴、活動間隔（過去の地震の活動時期の間隔）等を総合的に判断して、より詳細にセグメント区分を行っているためである。被告と地震調査委員会とでセグメント区分の仕方は異なるものの、被告と地震調査委員会の区分は二律背反の関係にあるものではない。地震調査委員会は、自らの区分について、6つの区間とは異なる範囲で活動する可能性を否定していない、つまり四国北西部の区間（図15の⑥の区間）において被告が区分したように短い区間で活動する可能性も否定していないし、6つの区間（約360km）よりも長い区間で活動する可能性も否定していない。

一方、被告は、被告によるセグメント区分を基本としたとしても、複数の活動セグメントが連動することを否定しているわけではないし、複数の活動セグメントの連動を考慮することにより、地震調査委員会による区分のような、より長い区間で活動する可能性を考慮することが可能である。実際、被告は、地震動評価にあたり、地震調査委員会による区分も考慮した上で、活動セグメントを「延ばす」、「繋げる」ことによって、より保守的に断層長さを設定した。

具体的には、敷地前面海域の断層群（約42km）及び伊予セグメント（約23km）について、断層破壊の停止域とされる両端の引張性ジョグの間まで断層破壊が及ぶ可能性を考慮し、活動セグメントの両端をそれぞれ引張性ジョグの間まで「延ばす」ことにより、地震動評価に用いる断層長さをそれぞれ約54km、約33kmとした。

さらに、中央構造線断層帯の基本震源モデルを設定するにあつ

ては、断層長さについて、どの活動セグメントが単独で又は連動して活動するかを事前に判断するのは困難であるため、活動セグメントを「繋げる」ことにより、上記(ア)で述べた地震調査委員会の知見も踏まえたより長い区間での連動を考慮し、地震動評価に用いる断層長さを設定した。すなわち、本件発電所の敷地に影響を及ぼす最大規模の地震を想定する観点から、中央構造線断層帯と九州側の別府-万年山断層帯とが全区間(約480km)において連動するケースを基本としつつ、川上セグメント、伊予セグメント及び敷地前面海域の断層群の四国西部の区間(約130km)で連動するケース並びに敷地前面海域の断層群(約54km)単独で活動するケースについてもそれぞれ基本震源モデルとして評価した(乙13(6-5-31頁))。

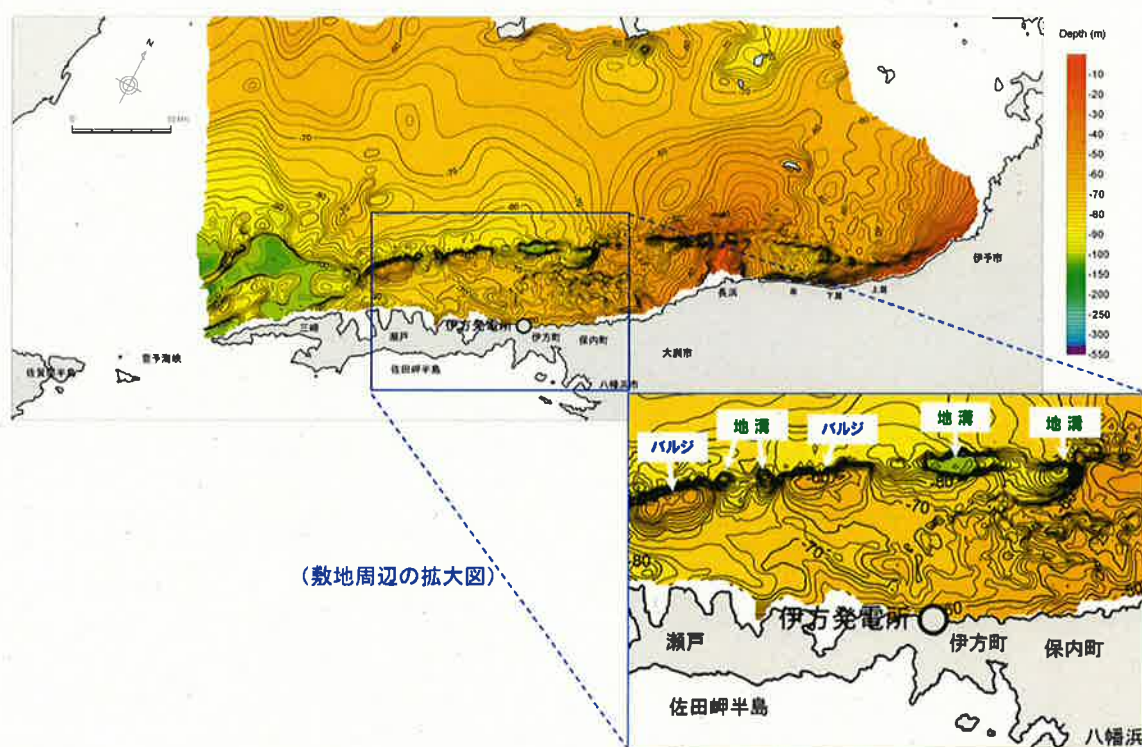
(ウ) 以上述べたとおり、被告は、中央構造線断層帯について、詳細な地質・地質構造調査に基づいて活動セグメントの区分を行い、その上で、約480kmという現在の知見では最大規模の連動も考慮した。したがって、被告の中央構造線断層帯の断層長さの設定は十分に保守的であり、妥当である。

#### ウ 震源断層の傾斜角について

被告は、地震動評価を行うにあたり、本件発電所の敷地前面海域における中央構造線断層帯の断層傾斜角を鉛直(90度)とした。これは、変動地形学的観点、地震学的観点及び地球物理学的観点から、各種調査結果を総合的に評価したものである。もっとも、自然現象である以上、鉛直に近い角度での多少のばらつきがあることまでは否定できないので、不確かさの考慮として南傾斜80度でも評価を行って

る。以下では、本件発電所の敷地前面海域の断層群の震源断層の傾斜角について、被告が行った評価、すなわち、各種調査結果を基に、変動地形学的観点、地震学的観点及び地球物理学的観点から行った検討結果について説明する。

まず、変動地形学的には、敷地前面海域の断層群の分布域において、D層上面には南北方向で顕著な高低差は認められず、横ずれ断層の活動によって形成される典型的な地形、すなわち地溝やバルジが交互に並び、その長軸方向が非常に直線的な配列を示す（乙125）ことから、少なくとも海底下浅部における活断層はほぼ鉛直であり、震源断層もほぼ鉛直である可能性が高いと考えられる（図16）。



(被告の平成25年8月28日審査会合資料を基に作成)

図16 敷地前面海域における更新世の地層（D層）上面の標高



次に、地震学的には、緩く傾斜する断層面を横ずれさせるような応力場<sup>41</sup>は考えにくく、地震調査研究推進本部<sup>42</sup>の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」<sup>43</sup>（以下「強震動予測レシピ」という。）（乙126）において、断層の傾斜角を推定する資料がなければ横ずれ断層では90度で評価するよう求めている（乙126（4頁））ように、横ずれ断層の震源断層面は鉛直として評価するのが一般的である。

さらに、地球物理学的には、海上音波探査の結果から海底下浅部の断層はいずれも高角度（鉛直に近い。）であることが確認され、また、当該海上音波探査による探査断面を対象にアトリビュート解析<sup>44</sup>による断層傾斜角の検討を実施した結果、海底下浅部に見られる高角度の活断層の下方において、北傾斜する地質境界断層（地質境界としての中央構造線）が高角度の活断層によって変位を受けている可能性が示唆された（図17）。

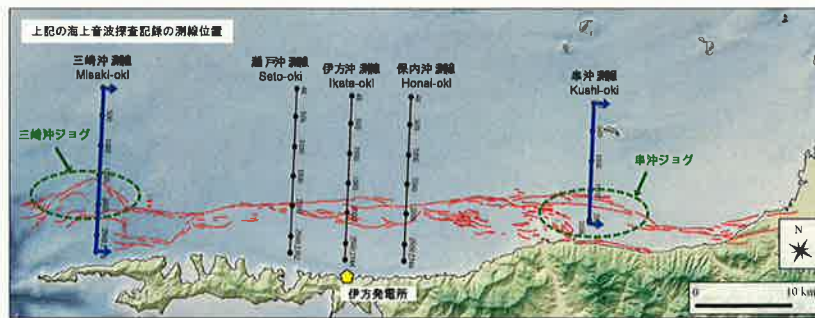
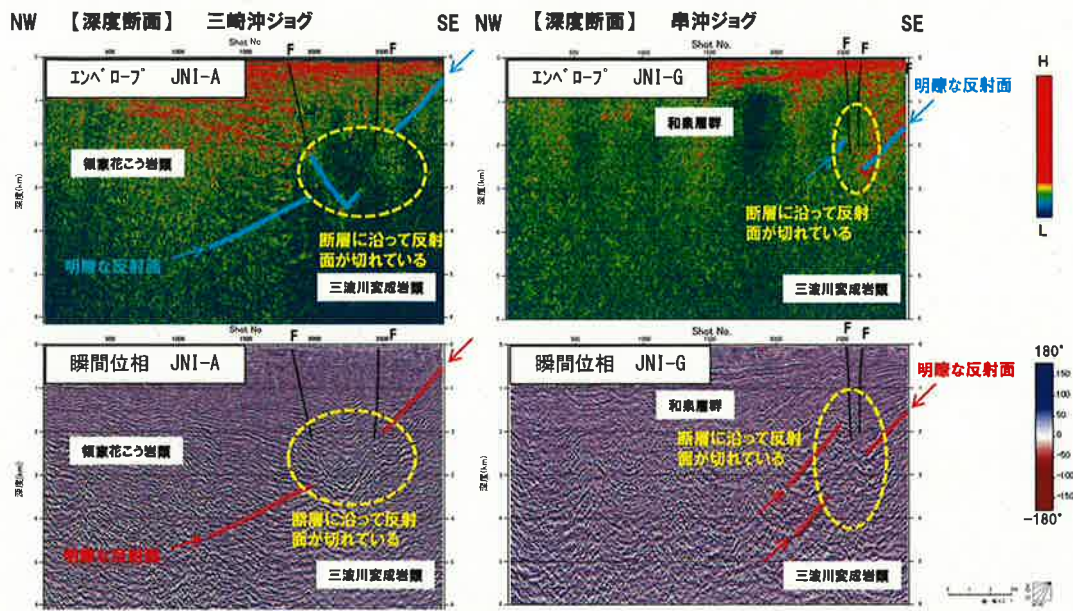
---

41 応力場とは、地球表面の地殻内（地層）にどのような力が加わっているかを示すものであって、水平方向に両方向から押されていけば圧縮応力場、逆に両方から引っ張られていけば引張応力場という。

42 行政施策に直結すべき地震に関する調査研究を一元的に推進するため、地震防災対策特別措置法に基づき文部科学省に設置された政府の特別の機関

43 平成21年12月21日改訂の強震動予測レシピを乙27として提出しているが、強震動予測レシピは、その後3回（平成28年6月、平成28年12月及び平成29年4月）にわたって改訂されている。乙126は、平成29年4月改訂のものである。

44 地震探査データからアトリビュート（地震波形の振幅、卓越周波数など地震波形に対して何らかの数学的な変換を適用して得られる数値）を用いて地中の物性などを推定する解析のことをいう。用いるアトリビュートには、エンベロープ（波形の包絡線で位相情報（位相とは周期的に繰り返される現象の時間情報のこと）を含まない振幅。反射強度の強い面が強調される。）、瞬間位相（振幅情報を含まない位相。振幅の小さい反射面の連続性の追跡に有効とされる。）などがある。



(乙122(63頁)を基に作成)

図17 音波探査結果(エアガン)のアトリビュート解析結果

以上の結果を総合的に評価し、被告は、敷地前面海域の断層群の震源断層の傾斜角を鉛直と評価した。

(以上、乙13(6-3-59~6-3-66頁, 6-3-205~6-3-209頁, 6-3-211~6-3-229頁, 6-3-260~6-3-276頁))

地震調査委員会が、中央構造線断層帯のうち、石鎚山脈北縁西部一伊予灘の約130kmの区間(この区間に敷地前面海域の断層群が含まれる。)の地震動の評価にあたって、傾斜角を鉛直として評価してい

ることに照らしても（乙127），被告の評価は妥当である。

## エ 断層幅について

断層幅は，断層長さとともに震源断層の面積を求めるのに必要となるパラメータである。そして，断層幅は，地震発生層の厚さ及び断層傾斜角 $\delta$ から，断層幅＝地震発生層の厚さ／ $\sin \delta$ （ $\delta$ は断層傾斜角）で求められる（乙126（3頁），図18）。

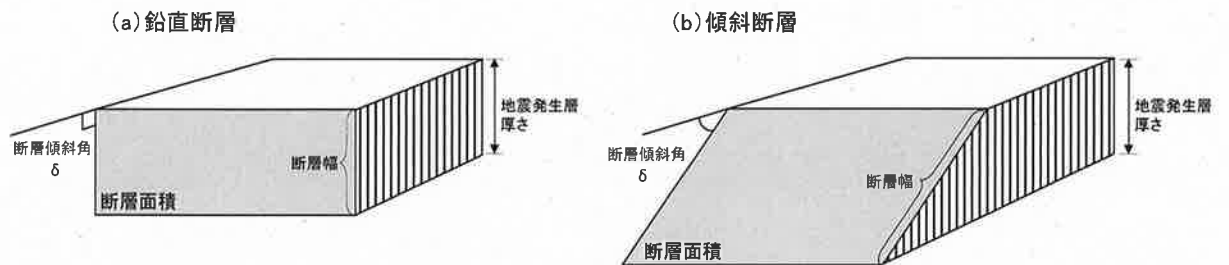


図18 鉛直断層と傾斜断層の模式図

断層傾斜角は，上記ウのとおりであるから，断層幅を求めるためには，地震発生層の厚さを求める必要がある。

地震発生層は，地震を発生させる層，すなわち地震基盤となり得る地層である。一般に，地下の地盤は，浅いところでは比較的軟らかく，地下深くなるにつれて硬い層が現れるので，ある程度の深い位置でなければ強い地震動は発生しない。一方，地下の温度は，深度を増すほどに高くなり，一定以上の深さになると，高温により岩盤の剛性が低下して（軟らかくなって），延性を帯びるので，強い衝撃を伴う急激な破壊（地震）は生じなくなる。したがって，地震発生層は，地震が発生する条件を満たす一定の深さの間に存在する地層であり，地震発生層の厚さはその上端の深さと下端の深さとの差として求めることが

できる。

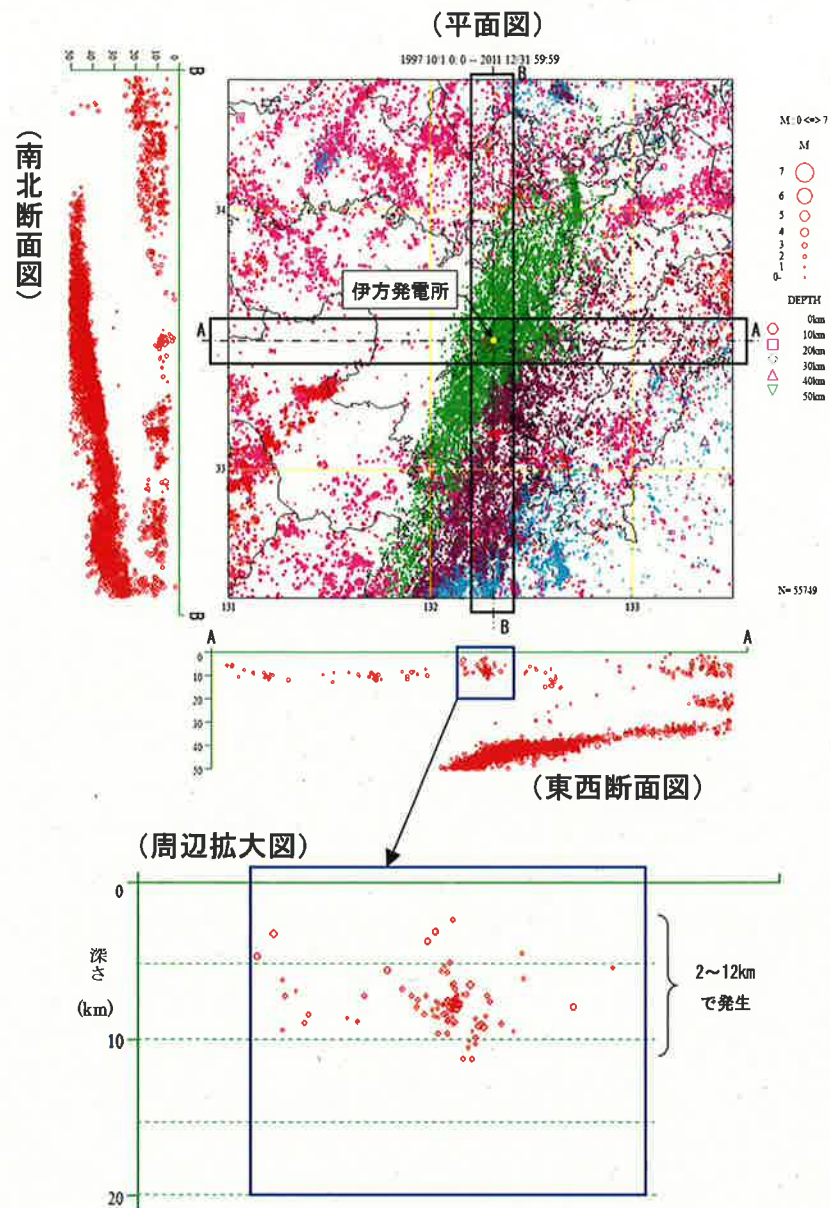
以下では、被告が、本件発電所の敷地周辺地域における内陸地殻内地震の地震発生層の上端及び下端を調査によって適切に特定し、中央構造線断層帯の震源断層の断層幅を保守的に設定したことについて説明する。

(ア) 本件発電所の敷地周辺における内陸地殻内地震の地震発生層の上端深さについては、本件発電所の敷地周辺における内陸地殻内地震の発生状況やP波の伝播速度等から求めることができる。

まず、本件発電所を中心に半径100 km程度、深さ50 km以浅で発生した地震を気象庁が公表しているデータに基づき検討し、本件発電所周辺における内陸地殻内地震の発生状況を把握した(図19)。図19によると、本件発電所周辺で発生した内陸地殻内地震は必ずしも多くないが、深さ2～12 kmで発生している(なお、図19では、地下深くにおいて、南東から北西に向かって沈み込むフィリピン海プレートの形状に沿って発生する地震が多く見られるが、これらは内陸地殻内地震ではない。)。そして、本件発電所周辺で発生した内陸地殻内地震と考えられる地震を検討したところ、地震発生層の上端とされるD10%<sup>45</sup>は5～6 kmである。

---

45 地殻内で起こる総地震数の10% (地表から深部に向かう方向における累積地震数)が入る深さをいう。



(乙13 (6-5-149頁) より)

図19 本件発電所周辺における内陸地殻内地震の発生状況

また、一般に、地震発生層の上端深さはP波速度が6 km/秒相当の地層の上面に対応すると言われていているところ、深部ボーリング孔

を用いたP S 検層<sup>46</sup>の結果、P波速度は、深度1280m～2000mにおいて約5.5km/秒であることから、6km/秒の地層上面の深さは少なくとも2km以深である。

これに対し、三波川変成岩類と領家花こう岩類との会合部（地質境界としての中央構造線）の深さは、屈折法地震探査<sup>47</sup>の結果から、浅くとも2km程度と考えられる。

以上のとおり、地震発生層の上端の深さは、地震発生状況からは5km程度、P波速度からは少なくとも2km以深であるとそれぞれ判断されるところ、上記ア（ウ）で述べたとおり、中央構造線断層帯の断層上端と「地質境界としての中央構造線」とが一致し、その下方（2km以深）に震源断層が存在すると考えられることも踏まえ、内陸地殻内地震の地震発生層の上端深さを2kmと保守的に設定した。

（以上、乙13（6-5-24～6-5-25頁））

（イ）そして、本件発電所敷地周辺における内陸地殻内地震の地震発生層の下端深さは、本件発電所の敷地周辺における内陸地殻内地震の発生状況、地下構造調査、地下の温度と密接な関係にあるキュリー一点深度<sup>48</sup>等から求めることができる。

本件発電所の敷地周辺における内陸地殻内地震の発生状況は、気象庁のデータによると、図19のとおり、2～12kmである。

また、地震発生層の下端深さは、地殻内の温度分布に支配されて

---

46 ボーリング孔を利用して地盤内を伝播するP波及びS波の速度を測定する方法

47 地中を伝わる波の中で、地層の境界面（速度と密度が変化する面）で屈折し、地層の境界を伝わり、地表に帰ってくる波を利用して地質構造を解明する方法

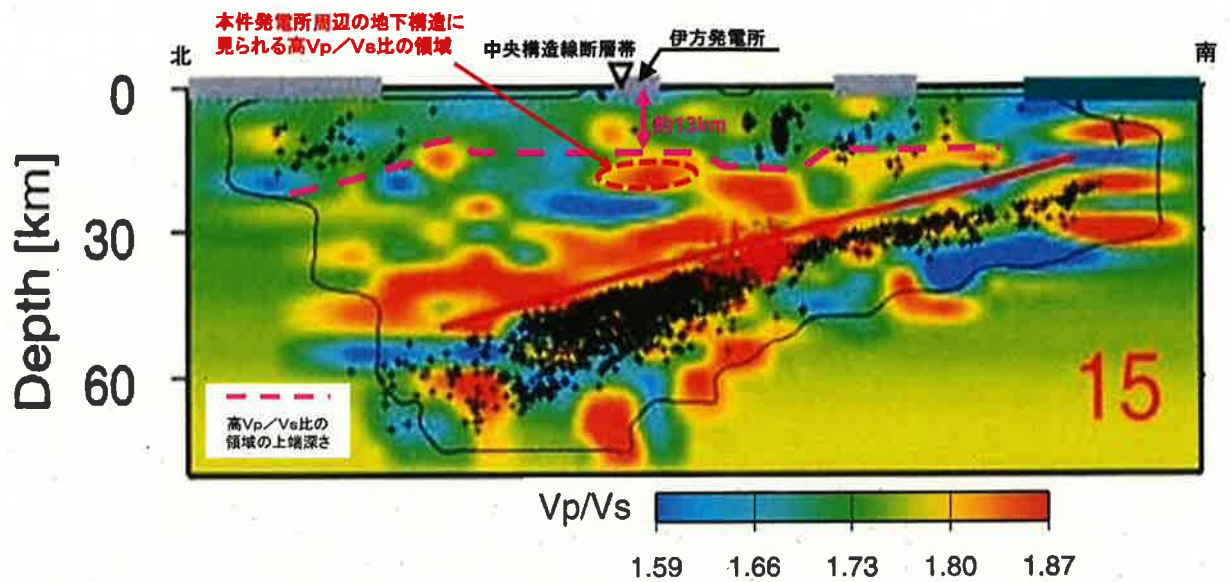
48 地下の広域的な熱構造を示す指標の1つであり、岩石が磁性を失う温度（キュリー一点温度）に達する深度のことである。キュリー一点温度は、岩石が含有する最も一般的な強磁性鉱物である磁鉄鉱のキュリー一点温度（約580℃）に支配されると考えられており、キュリー一点深度は磁鉄鉱が約580℃に達する深度を意味する。

いると考えられている。Nakajima et al. (2001)<sup>49</sup>では、活火山の下では地殻内部が高温であり、地震波速度が遅く、P波速度とS波速度との比 ( $V_p/V_s$  比) が大きいことが指摘されているが、これは、地殻内部が高温になり地殻内物質が熔融すると、P波速度には大きな変化はないが、S波速度が急激に低下するので、 $V_p/V_s$  比が大きくなることを示すものと考えられる。つまり、 $V_p/V_s$  比の大きい領域は、高温のため岩盤の剛性が低下して強い地震動が生じにくい領域であることを示していると考えられることもできる。弘瀬ほか (2007)<sup>50</sup>が地震波トモグラフィ解析<sup>51</sup>から推定した本件発電所付近を通る南北断面での  $V_p/V_s$  比を図20に示す。図20によると、深さ15~25 km付近にかけて  $V_p/V_s$  比の大きい領域 (図中に赤い点線で囲った部分) が存在している。そして、本件発電所周辺において、 $V_p/V_s$  比の大きい領域の上端の深さを図20から読み取ると ( $V_p/V_s$  比の大きい領域の上端と考えられるラインを図中に桃色の点線で示している。)、約13 kmである。

49 「Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan」 Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao, *Tectonophysics*, 341, 1-17, 2001.

50 「Double-Difference Tomography 法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定」弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭, *地震* 第2輯, 第60巻, 1-20, 2007.

51 地震波を用いて地球内部の3次元速度構造を解析すること, 又はその結果のこと



弘瀬ほか（2007）に一部加筆（乙13（6-5-157頁）に加筆）

図20 Vp/Vs比を示す地震波トモグラフィー解析結果

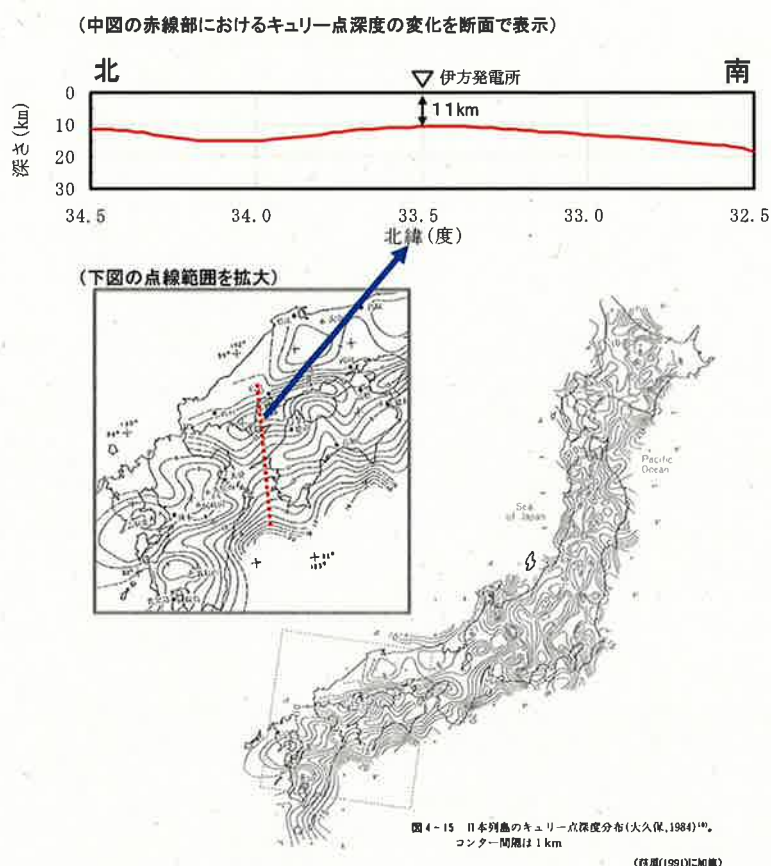
また、地下の温度と密接な関係にあるキュリー一点深度は、大久保（1984）<sup>52</sup>によると、本件発電所の敷地周辺では約11kmとされている（図21）。ちなみに、キュリー一点深度と、地震発生層の下端深さの関係について、過去の大地震の断層モデルの断層面下端の深度とキュリー一点深度とを比較し、断層面下端の深度は、平均的にはキュリー一点深度より約1.3倍深いという結果が得られたとし、偏差等も考慮する場合にはキュリー一点深度の1.5倍と仮定することを提案した知見（本蔵ほか（1988）<sup>53</sup>）もある（この知見を本件発電所周辺のキュリー一点深度にそのまま当てはめると、1.3

52 「全国のキュリー一点解析結果」大久保泰邦，地質ニュース，352号，12-17，1984.

53 「キュリー一点深度と地震のマグニチュード」本蔵義守・大久保泰邦・春日茂・大島章一，地質ニュース，408号，26-32，1988.



倍の場合は  $11 \text{ km} \times 1.3 = 14.3 \text{ km}$ ,  $1.5$  倍の場合は  $11 \text{ km} \times 1.5 = 16.5 \text{ km}$  となる。)



(乙 13 (6-5-158頁) より)

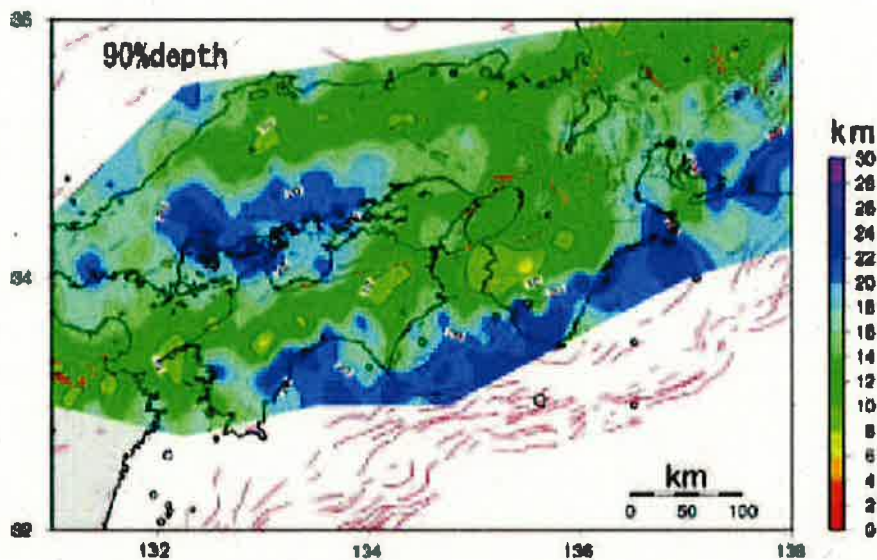
図 2 1 キュリー点深度

地震発生層の下端を示すとされる  $D90\%$ <sup>54</sup>は、図 1 9 によると  $10 \text{ km}$  以浅と推定される。また、伊藤 (2006)<sup>55</sup>によると、本件発電所の敷地周辺における  $D90\%$ は  $12 \sim 14 \text{ km}$  である(図 2 2)。

54 地殻内で起こる総地震数の  $90\%$  (地表から深部に向かう方向における累積地震数)が入る深さをいう。

55 「地震発生層の深さ分布と活断層のセグメンテーションとの関係」伊藤潔, 京都大学防災研究所年報, 第 49 号 B, 227-238, 2006.

伊藤（2006）は、中央構造線断層帯付近で地震発生層の深さが変化し、中央構造線断層帯付近の地震発生層は浅く、その北側及び南側では深くなることも指摘している（乙128（231～232頁））。さらに、地震が発生する下限深さは、地下の温度とも密接な関係があるところ、地殻熱流量とキュリ一点深度の関係からは、D90%は15km程度と推定される。



（伊藤（2006）より（乙13（6-5-159頁）より））

図22 D90%のコンター図<sup>56</sup>

以上のとおり、本件発電所周辺における内陸地殻内地震の地震発生層の下端深さと関連性が高いと考えられる、高い $V_p/V_s$ 比を示す領域の上端深さは約1.3km、キュリ一点深度は約1.1km、D9

56 等値線図のこと。等値線（コンター）とは、ある図面上（地図上）において、ある量の値が同じである点を結んだ線であって、一定値ごとに等値線を描いた図面を等値線図と呼ぶ。図22は、等値線図を見やすくするため、各等値線の間を帯ごとに段階的に色彩を施したものである。

0%は12～15kmである。そして、本件発電所周辺における内陸地殻内地震は2～12kmで発生している。これらのデータはいずれも整合的であるので、被告は、各種データを踏まえ、地震発生層の下端の深さを15kmとした。そして、中央構造線断層帯付近の地震発生層の下端深さについては、地震調査委員会も「概ね15km程度と推定される」と、同様の見解を示している（乙39（38頁））。

（以上、乙13（6-5-25～6-5-28頁））

(ウ) 上記(ア)及び(イ)のとおり、被告は、本件発電所の敷地周辺における内陸地殻内地震の地震発生層の上端深さを2km、下端深さを15kmとした。

そして、中央構造線断層帯における地震発生層の上端深さ及び下端深さもこれと同じとした。すなわち、地震発生層の厚さは13kmとなり、断層傾斜角が鉛直の敷地前面海域の断層群の断層幅は13kmである。ただし、断層傾斜角の不確かさを考慮する場合には、鉛直断層に比べて断層幅は長くなる（図18）。

## (2) 地震動評価に用いた経験式について

被告が地震動評価において用いている距離減衰式、スケーリング則は、いずれも経験式である。経験式は、実際の地震観測記録等のデータを回帰分析し、科学的に有意な関係を表す関係式として作成されるものであることから、基本的には、その基となるデータの範囲（適用範囲）において使用されることによって信頼性が担保され、また、基となるデータの内容（対象となる地震の種類、パラメータの種類等）によってそれぞれに特徴を有する。したがって、経験式を用いる際には、その適用範囲及び特徴を考慮した上で、適切な経験式を選定する必要がある。

以下では、敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）に係る地震動評価について、被告が、応答スペクトルに基づく地震動評価、断層モデルを用いた地震動評価のいずれにおいても、各経験式の特徴、適用範囲を踏まえて、適切に経験式を選定し適用していることについて説明する。

ア 応答スペクトルに基づく地震動評価において用いた経験式について

(ア) 応答スペクトルに基づく地震動評価手法について

地震動は、一般に、地震の発生場所から遠くなればなるほど小さくなる（距離減衰）。この現象を、過去に発生した数多くの実際の地震のデータを回帰分析し、地震動の大きさと地震の規模（マグニチュード）、震源からの距離等との関係を関数で表したものを距離減衰式という。応答スペクトルに基づく地震動評価は、この距離減衰式を用いて、想定する地震規模と震源から敷地までの距離との関係などから、評価地点における地震動の応答スペクトルを求めることにより、地震動を評価する手法である。地震規模と震源からの距離等を計算式に入力すると、震源からの距離に応じて、地震動の大きさが計算される。また、長周期地震動用の距離減衰式など、用途に応じて様々な距離減衰式が使われている。

本件発電所の応答スペクトルに基づく地震動評価においては、①解放基盤表面の地震動として評価できること、②水平方向及び鉛直方向の地震動が評価できること、③震源の広がりを考慮できること、④敷地における地震観測記録を用いて地域特性等が考慮できることに着目し、基本的には耐専スペクトルを用いて地震動の評価を行うこととした。また、併せて耐専スペクトル以外の複数の距離減衰式でも評価を行った（上記第1の2(1)ウ）。

(イ) 耐専スペクトルについて

a 耐専スペクトルの概要

耐専スペクトルは、解放基盤相当の硬い岩盤における観測記録に基づいて策定された距離減衰式であり、マグニチュード、等価震源距離（下記bで詳しく述べる。）及び評価地点の地盤のP波・S波速度から評価地点の水平方向及び鉛直方向の地震動の応答スペクトルを評価するものである。

耐専スペクトルでは、マグニチュードと等価震源距離とが与えられると、特定の8つの周期に対する応答値が求まり、8つの周期とその周期に対する応答値を、横軸を周期、縦軸を速度応答としたグラフ（答弁書（87～89頁）で説明したトリパタイト図等）上にプロットし、それら8つの点を結ぶことにより、地震基盤における応答スペクトルが得られる（図23）。

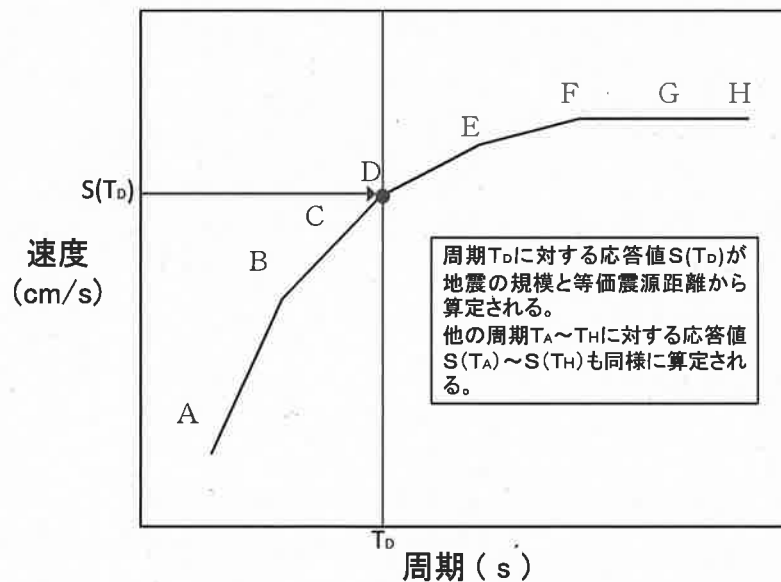


図23 耐専スペクトルによる地震基盤における応答スペクトルのイメージ

ところで、上記 8 つの周期に対する応答値（グラフの座標点、図 2 3 の A ~ H）は「コントロールポイント」と呼ばれ、各コントロールポイントの値は、予め、マグニチュードと等価震源距離との組合せによって表 1 のとおり定められている（乙 1 7 9（3 3 頁））。コントロールポイントは、4 段階のマグニチュード、すなわち、マグニチュード 6、同 7、同 8 及び同 8. 5 について、それぞれ「遠距離」、「中距離」、「近距離」及び「極近距離」の 4 種類の等価震源距離が設定されている。もっとも、表 1 に設定されていない任意のマグニチュードと等価震源距離に対するコントロールポイントの値についても、表 1 で得られた応答値を基にマグニチュードと等価震源距離とで補正して求めることができる（乙 1 7 9（3 1 頁））。

表1 耐専スペクトルのコントロールポイント

領域	M	X <sub>eq</sub> (km)	コントロールポイントの座標 pSv (cm/s)							
			A	B	C	D	E	F	G	H
			T <sub>A</sub> (s)	T <sub>B</sub> (s)	T <sub>C</sub> (s)	T <sub>D</sub> (s)	T <sub>E</sub> (s)	T <sub>F</sub> (s)	T <sub>G</sub> (s)	T <sub>H</sub> (s)
			0.02	0.09	0.13	0.30	0.60	1.00	2.00	5.00
極近距離	8.5	40	1.62	18.44	27.32	47.87	68.05	64.66	53.52	40.06
	8	25	1.69	20.05	28.96	48.22	67.80	65.25	52.51	38.35
	7	12	1.40	17.20	24.84	33.86	43.42	36.42	25.15	17.85
	6	6	1.04	12.82	18.51	21.84	23.17	17.41	9.64	3.88
近距離	8.5	80	0.73	7.36	11.43	22.92	34.79	32.58	27.60	21.96
	8	50	0.67	7.45	11.17	20.05	28.65	27.06	22.70	17.19
	7	20	0.78	9.44	13.64	19.10	24.83	20.69	14.46	10.37
	6	8	0.77	9.45	13.65	16.23	17.18	12.73	7.16	2.89
中距離	8.5	160	0.26	2.22	3.67	9.45	15.17	14.83	13.64	12.26
	8	100	0.32	3.08	4.86	10.27	16.04	14.96	12.73	10.37
	7	50	0.23	2.65	4.01	6.02	7.64	6.68	4.87	3.64
	6	25	0.21	2.49	3.60	4.54	4.84	3.98	2.07	0.86
遠距離	8.5	200	0.18	1.44	2.43	6.87	11.17	11.17	10.67	10.04
	8	200	0.10	0.80	1.35	3.82	6.21	6.21	5.93	5.58
	7	125	0.046	0.43	0.70	1.34	1.81	1.59	1.26	1.05
	6	78	0.041	0.45	0.65	0.95	1.03	0.80	0.49	0.22

pSvの値は、減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルの絶対値

乙179 (33頁) より

b 耐専スペクトルの特徴

耐専スペクトルの特徴の1つが、距離減衰式の基となるデータとして解放基盤相当の硬い岩盤での観測記録を用いていることである(乙179 (31頁))。距離減衰式は、その基となるデータから経験的に得られたものであり、そのデータの特性に大きく依存するが、地震動は評価地点の地盤の硬さなど、地盤の増幅特性によって地震動の強さが大きく違って来る。したがって、地盤の軟らかい地点での観測記録や地盤の情報が不明確な観測記録を基にした距離減衰式を用いて、原子力発電所が設置される地点のよ

うに硬い地盤での地震動を評価する場合には、その適用性に疑義が生じ得る。したがって、硬い岩盤での観測記録を基にしている耐専スペクトルは、原子力発電所の敷地における地震動評価に用いるのに適した手法であるといえる。

また、距離減衰式で用いる主要なパラメータの1つである距離について、多くの距離減衰式が観測点（本件発電所の地震動評価においては、本件発電所の敷地）と震源との最短距離を用いるのに対し、耐専スペクトルでは等価震源距離を用いる点においても特徴がある（乙179（31頁））。そして、等価震源距離を用いることにより、震源断層面の面的な広がりや断層面の不均質性（アスペリティ分布）を評価に反映することが可能となっている。すなわち、等価震源距離は、特定の1点（点震源）から全ての地震波のエネルギーが放出されたと仮定し、実際に広がりのある断層面全体から観測点に到達するエネルギーと点震源から到達するエネルギーとが等しくなる点震源から観測点までの距離を求めるものであり、震源断層面の各微小領域から放出され観測点に到達する地震波のエネルギーの総計（積分した値）と各微小領域（断層面を小さく分けた領域）と観測点との距離によって算出する（図24）。震源と観測点との距離をこのように捉えることで、震源断層面の面的な広がりや断層面の不均質性（アスペリティ分布）が評価に反映されることになる。



$$X_{eq}^{-2} = \int e_m X_m^{-2} ds / \int e_m ds$$

$X_m$  : 観測点から断層面の各微小領域 $m$ への距離 (km)

$e_m$  : 断層面上の各微小領域 $m$ からの地震波エネルギーの相対的放出分布

$ds$  : 断層面の微小領域 $m$ の面積 ( $km^2$ )

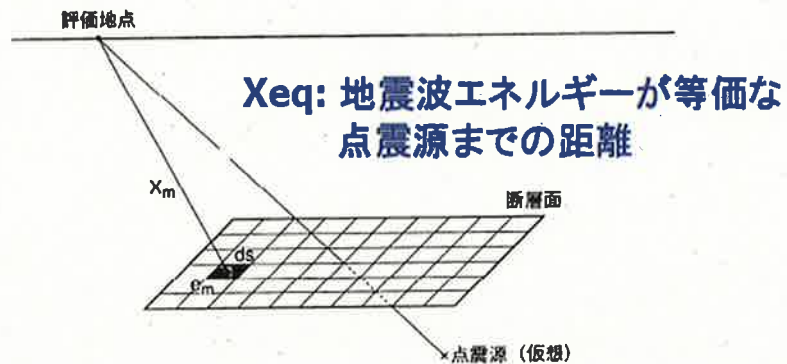


図 2 4 等価震源距離 ( $X_{eq}$ ) の算出方法等について

さらに、震源断層の近傍では、断層破壊の指向性効果 (NFRD<sup>57</sup>効果) と呼ばれる破壊の進行方向で地震波の振幅が大きくなる現象が指摘されている。一般的な距離減衰式では、こうした特性を考慮することができないが、耐専スペクトルでは、NFRD効果を応答スペクトルに反映させることが可能となっている (乙 179 (46頁))。

また、耐専スペクトルは、主にプレート間地震の観測記録を基に作成されているため、内陸地殻内地震の場合、耐専スペクトルでの評価と観測記録との比較から、耐専スペクトルによる評価が過大となることがわかっている。このため、内陸地殻内地震の評

57 「Near Fault Rupture Directivity」の略

価も可能となるよう、耐専スペクトルに「内陸補正係数」（応答スペクトルの短周期側のコントロールポイントの応答値に乗じる係数として0.6）が設定されている（乙179（47～48頁））。

c 適用の限界

一方、距離減衰式は、一般に少ないパラメータ（距離及び地震規模等）により、地震動の強さを求めることができるという点はメリットでもあるが、経験的手法であるため、その基となったデータに大きく依存しており用いられたデータの質・量によってその適用範囲を慎重に吟味することが重要となる。すなわち、応答スペクトルに基づく地震動評価において用いられる距離減衰式は、過去の地震観測データを回帰分析することによって得られた一般法則を導く計算式（経験式）であり、精度の高い予測を行うにはその基となった観測記録に係るデータベース（地震規模、観測点と断層との距離、観測地点の地盤データ等）の範囲で適用されるべきものであることから、評価の対象となる地震の規模、観測点との距離等がデータベースの範囲を外れるような場合には、当該経験式の適用が可能であるかどうかを慎重に検証する必要がある。特に、震源近傍での観測記録が得られるケースは少ないため、これを反映した距離減衰式も極めて少ない。この点は、耐専スペクトルも例外ではなく、耐専スペクトルのデータベースである等価震源距離で28～202 km（乙179（45頁））の範囲を外れる場合には、その適用性を慎重に判断する必要がある。

距離減衰式の適用性については、地震ガイドにおいても、「応答スペクトルに基づく地震動評価において、用いられている地震記

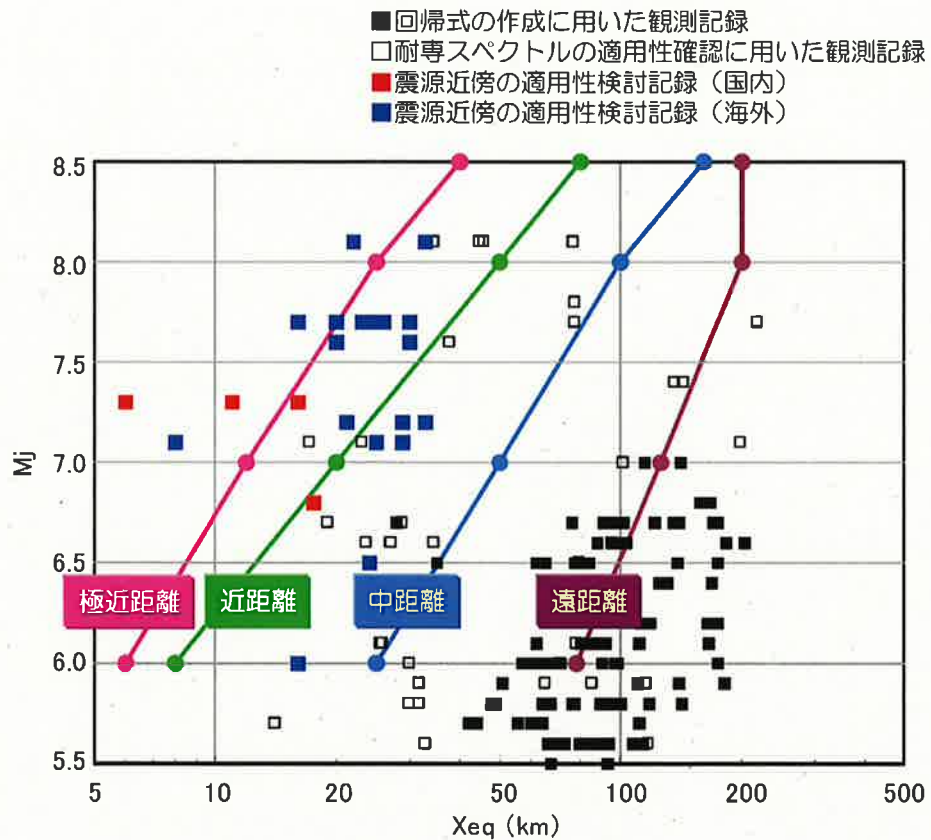
録の地震規模，震源距離等から，適用条件，適用範囲について検討した上で，経験式（距離減衰式）が適切に選定されていることを確認する。」（I編：3. 3. 1（1）①1）（乙44（4頁））ことが求められている。

#### d 耐専スペクトルの適用範囲

耐専スペクトルの基となったデータ等とコントロールポイントが設定された「極近距離」，「近距離」，「中距離」及び「遠距離」との関係を図25に示す（■印で示されるのは耐専スペクトルの基となったデータであり，□印で示されるのは耐専スペクトルの基データではないものの，耐専スペクトルへの対応が確認された国内外の大地震のデータである。■印及び■印は，後述する適用性の追加検討が行われた震源近傍で記録された国内外の記録である。）。

耐専スペクトルの適用範囲については，当初から，コントロールポイントが設定された極近距離より近傍の地震（図25においてピンク色で示された極近距離のラインよりも左側に位置する地震）へ適用することは想定されていない（乙129（10頁））。この点，その後に震源近傍で得られた記録（図25の■印や■印の記録）について，耐専スペクトルへの適用性の追加検討が行われており（乙130（6～14頁）），極近距離よりも近傍で得られた地震記録についても，耐専スペクトルでの評価と整合的な結果が得られたものもあるが，観測記録は少なく，十分に検証がなされている状況ではない。このため，基本的には極近距離よりも遠い範囲にある場合は，耐専スペクトルの適用が可能であると考

えられるものの、その適用にあたっては、観測記録、他の距離減衰式による評価又は断層モデルを用いた手法による地震動評価と比較するなどして、個別に適用性を検証する必要があるとされている（乙129（31～35頁，43～44頁），乙131）。



（乙130（14頁）より）

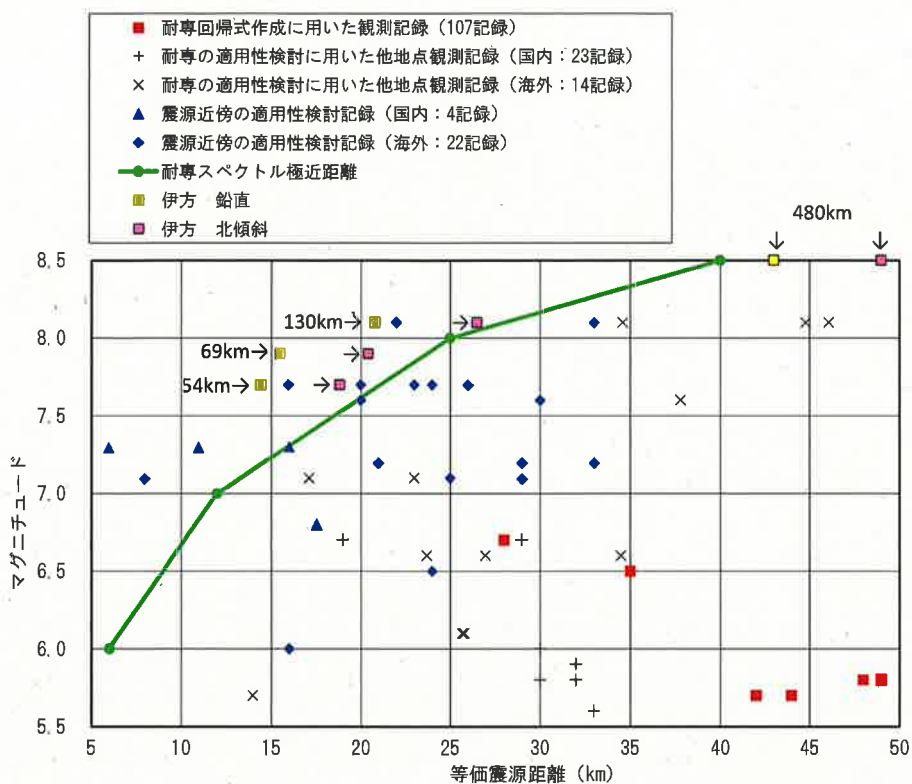
図25 耐専スペクトルの適用範囲

e 被告による適用性の検討

本件発電所の敷地は、敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）から約8kmと断層近傍にあるため、耐専スペクトルを用いて同断層群による地震動の評価を行う際には、その適用性を慎重に

検討する必要がある。このため、被告は、敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）の検討ケースごとに、等価震源距離及び地震規模により適用性を吟味した上で、耐専スペクトルを適用した場合の評価結果とその他の距離減衰式及び断層モデルによる評価結果とを対比して、評価結果の妥当性の観点からも入念に適用性を検証した（乙37（108頁））。

まず、等価震源距離と地震規模とによる検証内容を図26に示す（乙37（111頁））。断層長さ約480kmのケースは鉛直（図26中の■）、北傾斜（図26中の■）ともに耐専スペクトルが適用できる範囲にあるものの、断層長さ約130km、約69km及び約54kmのケースは、いずれも「極近距離」（図26の緑色のライン）よりも左側に位置し、基本的には適用外の範囲にある。特に、鉛直ケースについては耐専スペクトルの検証に用いた観測記録がない範囲であり、適用にあたっては慎重な検討が必要である。

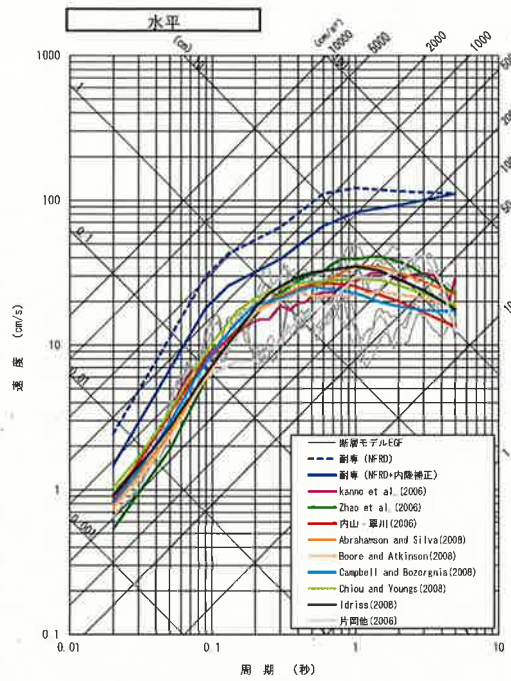


(乙37(111頁)より)

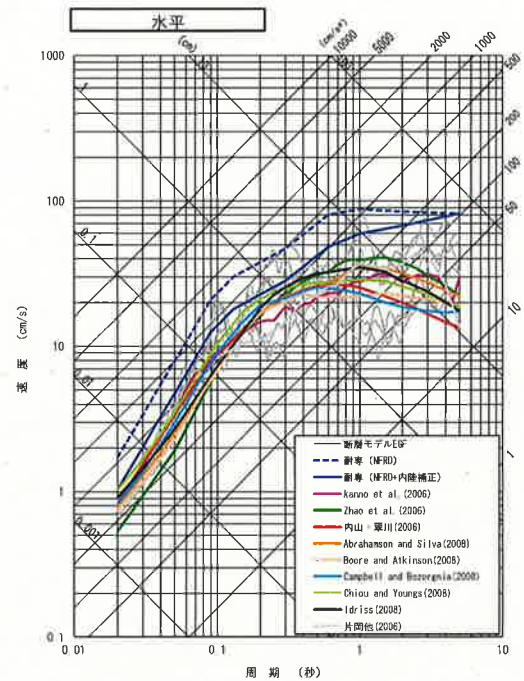
図26 距離及び地震規模による耐専スペクトルの適用性の検証

次に、耐専スペクトルによる評価結果とその他の距離減衰式及び断層モデルによる評価結果とを比較して、それぞれの応答スペクトル手法の適用性について詳細に検証を行った。評価結果の妥当性を検証するためには、実際の観測記録と比較する方法もあるが、活断層による地震（内陸地殻内地震）については、発生間隔が長く観測記録も少ないことから、他の手法による評価結果と比較を行う方法によることが合理的である。強震動予測レシピにおいても、断層モデルを用いた手法による地震動評価の結果について、距離減衰式による評価結果（応答スペクトルに基づく地震動評価結果）と比較し、妥当性の検証を行う方法を示している（乙

126 (35~37頁)。断層長さ約54km, 約69km, 約130km及び約480kmのケースの検証結果を,それぞれ図27~図30に示す(乙37(122~129頁))。

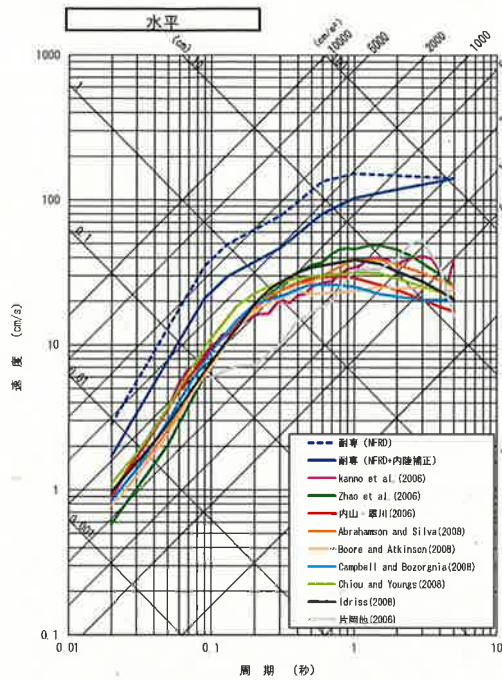


[断層傾斜角：鉛直ケース]

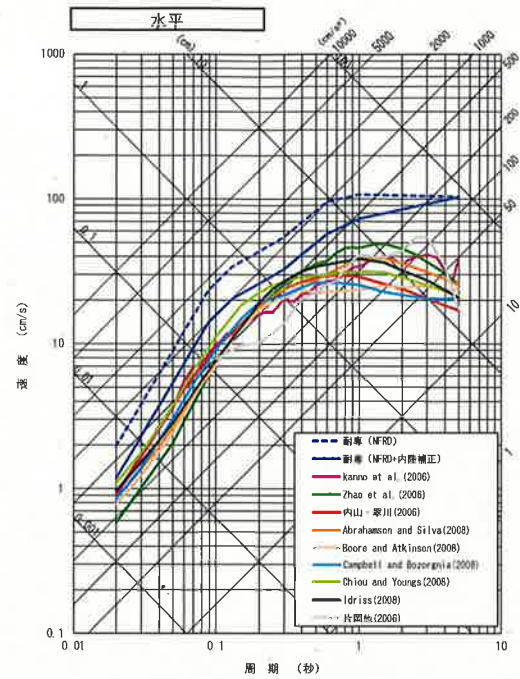


[断層傾斜角：北傾斜ケース]

図27 断層長さ約54kmにおける地震動レベルの検証

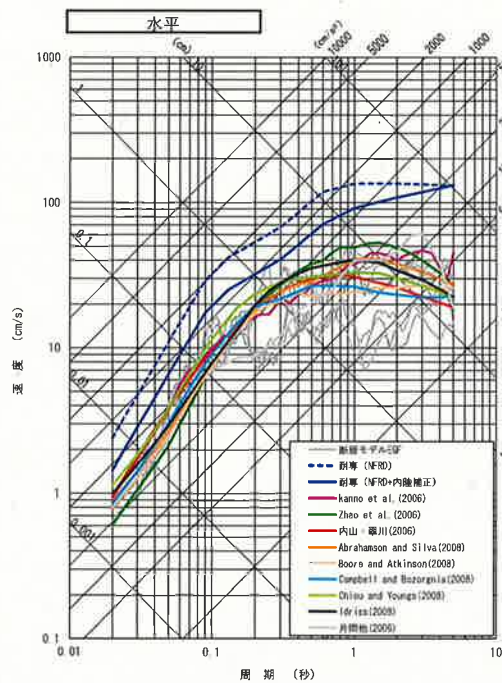


[断層傾斜角：鉛直ケース]

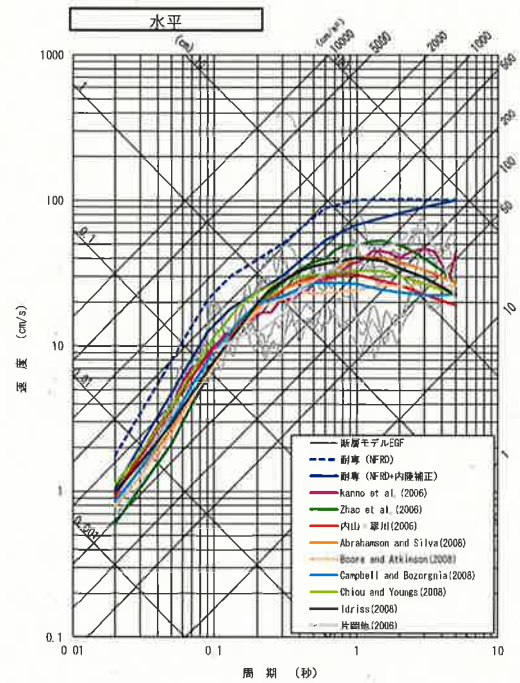


[断層傾斜角：北傾斜ケース]

図 2 8 断層長さ約 6.9 km における地震動レベルの検証



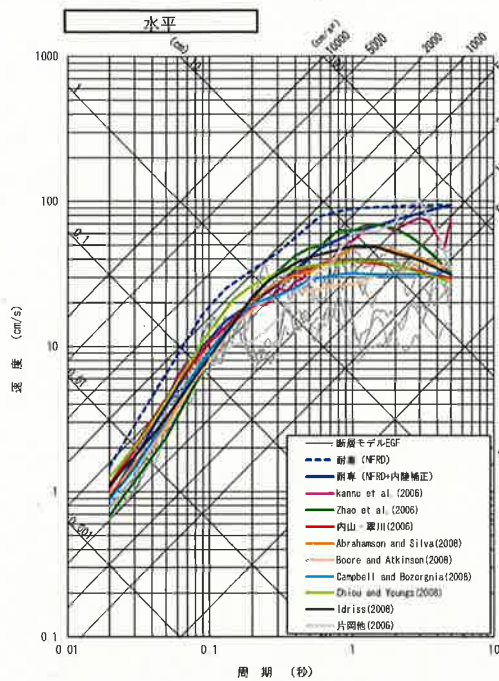
[断層傾斜角：鉛直ケース]



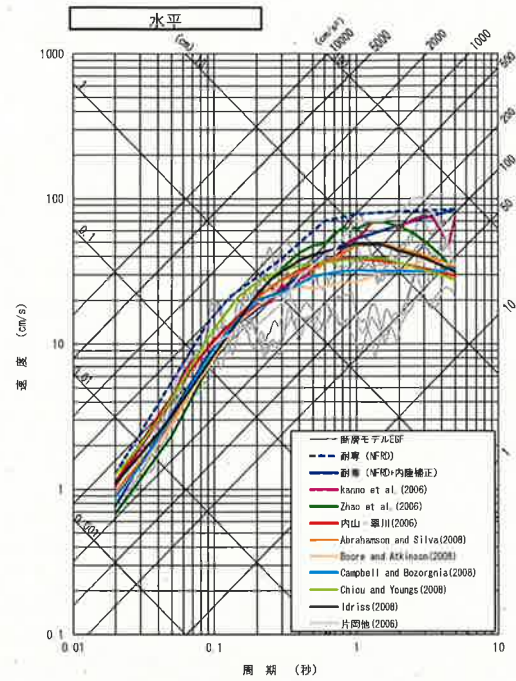
[断層傾斜角：北傾斜ケース]

図 2 9 断層長さ約 130 km における地震動レベルの検証





[断層傾斜角：鉛直ケース]



[断層傾斜角：北傾斜ケース]

図 30 断層長さ約 480 km における地震動レベルの検証

図 27～図 29 を見ると、断層長さ約 54 km、約 69 km 及び約 130 km については、断層傾斜が鉛直のケースにおいて、内陸補正を考慮しない場合（グラフ中の青色の破線。以下同じ。）、内陸補正を考慮した場合（同じく青色の実線。以下同じ。）のいずれにおいてもその他の距離減衰式の地震動レベルと大きくかい離している。また、北傾斜のケースにおいては、内陸補正を考慮した場合にはその他の距離減衰式の地震動レベルと比較的整合的であるが、内陸補正を考慮しない場合にはかい離が大きいことから、内陸補正を考慮した評価が適切であると評価できる。また、その他の距離減衰式の結果は、断層モデルの結果ともほぼ整合的である。

図 30 を見ると、断層長さ約 480 km については、内陸補正を考慮した場合にその他の距離減衰式の地震動レベルと整合的であ

る。一方、内陸補正を考慮しない場合でも、その他の距離減衰式の地震動レベルとのかい離は比較的大きくない。また、その他の距離減衰式の結果は、断層モデルの結果ともほぼ整合的である。

以上の結果から、断層長さ約480kmのケースについては、鉛直・北傾斜ケースともに内陸補正は適用せずに耐専スペクトルにより評価を行った。また、断層長さ約130km、約69km及び約54kmの北傾斜のケースについては、内陸補正を適用した評価が適切と判断されるものの、保守的に内陸補正は適用せず耐専スペクトルにより評価することとした。断層長さ約130km、約69km及び約54kmの鉛直のケースについては、いずれも耐専スペクトルの適用は適切ではないと判断された。一方、その他の距離減衰式は、いずれのケースにおいても適用できることから、耐専スペクトルを適用できない断層長さ約130km、約69km及び約54kmの鉛直のケースについては、その他の距離減衰式を採用することとした。(乙37(130~132頁))

そして、上記検証結果については、本件3号機の原子炉設置変更許可申請に係る原子力規制委員会の審査において、「距離減衰式の適用条件、適用範囲についての検討が行われ、適切に選定されていること」が確認され(乙132(別紙1の10頁))、新規制基準<sup>58</sup>に適合していることが確認された(乙16(14~17頁))。

---

58 2011年東北地方太平洋沖地震が発生し、これに伴う津波により東京電力株式会社福島第一原子力発電所が深刻な事故に至ったことを踏まえ、原子力規制委員会が発足するとともに原子炉等規制法の改正が数次にわたり行われた。そして、実用発電用原子炉に係る原子炉設置許可申請の許可基準等を示した原子力規制委員会規則、さらにこれに関連する原子力規制委員会の内規(ガイド等)が多数制定又は改正され、平成25年7月8日に施行された。これらは、総称して「新規制基準」と呼ばれている。なお、「新規制基準」に

(ウ) 松田式について

耐専スペクトルは、地震規模、等価震源距離等を用いて応答スペクトルを評価する手法であり、その適用にあたっては、地震規模の想定が必要である（もう1つの主要パラメータである等価震源距離の考え方については上記(イ) bで詳しく述べた。）。被告は、耐専スペクトルが地震規模として気象庁マグニチュードを用いているため、地震規模の算出にあたっては気象庁マグニチュードを求めるための主要な経験式である松田式を用いた。以下、この松田式について、説明する。

a 松田式の概要

松田式は、次に示す断層長さ $L$ と地震のマグニチュード $M$ との関係を表す経験式である。

$$\text{Log } L = 0.6 \cdot M - 2.9$$

( $L$  : 断層長さ,  $M$  : マグニチュード)

これは、松田時彦東京大学名誉教授が松田(1975)<sup>59</sup>(乙133)において提案したもので、提唱者の名前から松田式と呼ばれている。松田式は、日本の内陸部に発生した14地震のデータから得られたもので、今も広く実務に用いられている。松田式が検討された当時、各地で地形・地質学的方法などで断層が見出されるようになった時代背景がある。松田(1975)では、それらの断層から発生する地震の規模・発生間隔について考え方が

---

含まれる規定の範囲を明確に定義したものはなく、福島第一原子力発電所事故を踏まえて改正された後の原子炉等規制法の関連規定も含む場合もある。

59 「活断層から発生する地震の規模と周期について」松田時彦, 地震 2, 28, 269-283, 1975.

示されている。具体的には、地震は地殻に蓄えられた歪みエネルギーの急激な解放であること、その歪みエネルギーの大小は歪み領域の大小によること、そして歪み領域の大小は断層のディメンジョン（大きさ）の大小に反映しているという考え方が示されている。この考え方は、坪井忠二東京大学地震研究所教授による「地震の規模は地殻の歪領域の大小に対応している」という理論（地震体積説）等、当時の最新の研究に基づいている。松田（1975）では、実際に発生した地震から得られたデータ（断層長さ及びマグニチュード）を基にして、経験的に松田式を構築した上で、上記の理論（地震体積説）と整合することを確認したものであり、松田式は単なる経験式ではなく、理論的背景を基にして策定されたものである。（乙133（269～272頁））

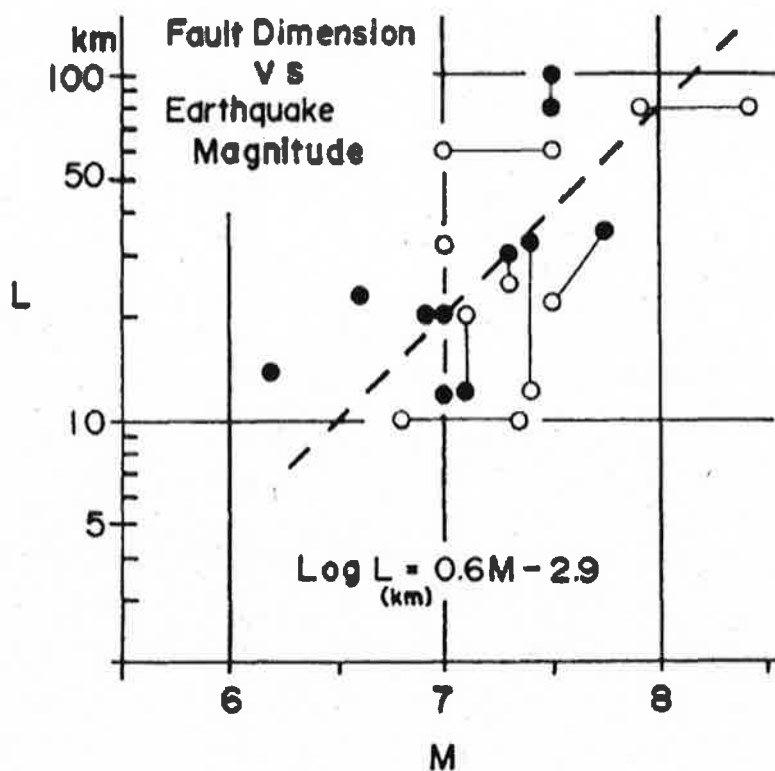
#### b 松田式の基となるデータ

松田（1975）では、断層長さとはマグニチュードとの関係がその基となった14地震のデータとともに図31のとおり示されている。図31において、○印で示されたデータの断層長さが地表断層の長さを示すのに対し、●印で示されたデータの断層長さは地震学的及び測地学的データ（例えば、余震分布や地殻変動のデータ）から得られたものであり、これは地中の震源断層の長さに対応するものである<sup>60</sup>。2つの丸印が線で繋がれているデータは、1つの地震に対して、2つの文献の異なるデータを用いたこ

---

60 松田（1975）の「Fig. 1」（270頁）に「○: values observed on the surface」（地表面で観測された値）とあり、また、「●: values estimated from seismological or geodetic data」（地震学的又は測地学的データから推定された値）と説明されている。

とを示している。



(乙133 (270頁)より)

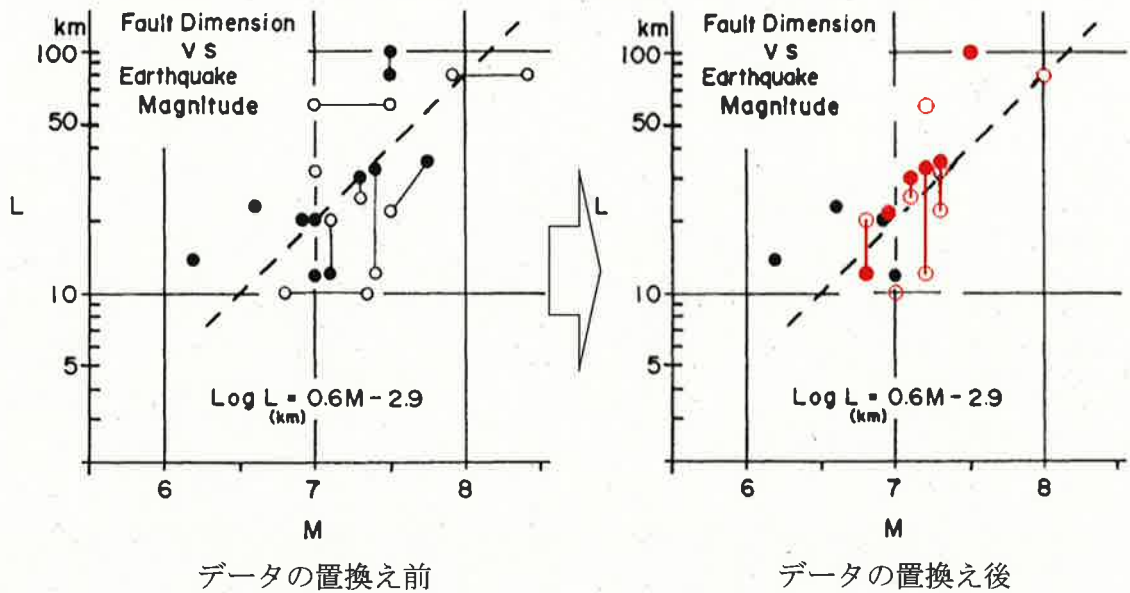
図31 松田式による断層長さ (L) と地震規模 (M) の関係

c 松田式の精度

図31に示されているデータは、地表断層の長さを表す○印と震源断層の長さを表す●印とが混在しており、両者を比較すると地表断層の長さ (○印) の方は松田式を表す破線とやや乖離のみられるデータも存在する。

ここで、松田式の基となった14地震のデータを、最新の知見を踏まえ、置き換えてみる。すなわち、平成15年に気象庁によりマグニチュードの算出方法が改訂され、過去の地震のマグニチ

ュードも再評価されており,松田式の基となった14地震のうち,9地震についてマグニチュードの変更が生じているため,これを,図31のデータと置き換える。データの置換え前のグラフとデータの置換え後のグラフとの比較を図32に示す。



◆ 気象庁により再評価された最新のマグニチュードの値による描き直し  
 ●○(赤字)は最新のMに変更(Lはそのまま)    ●○(黒字)はMの変更なし(Lもそのまま)  
 ○○は地表地震断層    ●●は地震学的及び測地学的データから得られる断層長さ

(乙134より)

図32 松田(1975)の基となるデータへの最新知見の反映

図32では,マグニチュードの値を置換えたデータは赤字で表現している。置換え後の松田式の基となったデータ(右図)と置換え前のデータ(左図)とを比べると,特に,震源断層長さを示す●印で示されるデータが,従来よりも松田式を表す破線に近い位置にプロットされている。つまり,気象庁のマグニチュ

ードの再評価という最新の知見を踏まえると、●印及び●印にあたる震源断層の長さは、松田式と非常によく整合しており、武村（1998）<sup>61</sup>（乙135）が指摘するとおり、松田式は、実際に発生した地震のマグニチュードと震源断層の長さとの関係を表す式であるということがよく分かる。（乙134）

以上のとおり、松田式は、震源断層の長さを用いることにより、精度よくマグニチュードを想定することができる。そして、被告が本件発電所の敷地周辺地域の地形、地質及び地質構造について詳細な調査を行い、その結果、地震動評価に用いているのは、●印及び●印にあたる震源断層の長さである。したがって、被告は、松田式を用いることにより、精度よくマグニチュードを算出することができるのである。

イ 断層モデルを用いた手法による地震動評価において用いた経験式について

（ア）断層モデルを用いた手法による地震動評価におけるパラメータ設定の必要性について

断層モデルを用いた手法による地震動評価については、震源近傍における地震動特性をより詳細に表すことができる反面、震源断層をモデル化するためには多くの情報（パラメータ）が必要となる。具体的には、断層全体の形状や規模を示す「巨視的断層パラメータ」として震源断層の長さ、幅、傾斜、地震規模等が、主として震源断層の不均質性を示す「微視的断層パラメータ」としてアスペリティ

---

61 「日本列島における地殻内地震のスケーリング則」武村雅之，地震2，51，211-228，1998.

の位置、個数、面積等が、それぞれ必要であり、それ以外にも断層の破壊開始点、破壊伝播速度等のパラメータが必要となる。

各種パラメータの設定にあたっては、上記1で述べたような詳細な調査あるいは文献によって得られる、評価地点周辺の地質、活断層、地震活動等に関する詳細な情報とともに、スケーリング則を活用する。スケーリング則は、多くの研究者によって様々な経験式として提案されている。断層モデルを用いた手法による地震動評価においては、多くのパラメータを必要とすることから、既知のパラメータから他のパラメータを算出することを可能とするスケーリング則を用いることが不可欠である。一方、スケーリング則は、その基礎となるデータや計算に用いるパラメータなどによって、それぞれに特徴を有しているため、断層パラメータの設定にあたっては、適切な手法を選択する必要がある。

(イ) 被告が断層モデルを用いた手法による地震動評価において採用した手法の妥当性について

被告は、敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）の震源断層の主要パラメータの設定にあたり、以下で示すスケーリング則の特徴を踏まえて、壇ほか（2011）を基本に用いた上で、断層長さに応じてFuji and Matsu'ura（2000）と入倉・三宅（2001）でも評価を行うこととした。具体的には、断層長さ約480km、約130km及び約54kmそれぞれのモデルについて壇ほか（2011）を用いた評価を行い、これとは別に、断層長さ約480km及び約130kmのモデルではFuji and Matsu'ura（2000）を用いた評価を行い、断層長さ約



54 km のモデルでは地震モーメントに入倉・三宅 (2001) を、平均応力降下量に Fuji and Matsu'ura (2000) をそれぞれ用いた評価を行っている。

a 壇ほか (2011) について

まず、基本として用いた壇ほか (2011) は、横ずれ断層を対象として、比較的短い断層から長大断層まで対応したパラメータ設定の方法を提案しており、主要パラメータのうち、地震モーメント、平均応力降下量及びアスペリティの応力降下量を一連で設定する考え方を示したものである。中央構造線断層帯が横ずれ断層であること及び断層長さ約 480 km、約 130 km 及び約 54 km それぞれのモデルについて評価を行うことに鑑みれば、壇ほか (2011) は中央構造線断層帯のパラメータ設定を行うのに適したスケーリング則であると考えられる。

壇ほか (2011) の手法の妥当性については、壇ほか (2012)<sup>62</sup> (乙136) が、2002年アラスカ Denali 地震の記録、2000年鳥取県西部地震の記録及び既往の代表的な距離減衰式である司・翠川 (1999)<sup>63</sup> による評価と比較して、これらとよく整合していることを確認し、「壇・他 (2011) が提案した断層パラメータの設定方法は妥当な方法と考えられる」と結論付けている。また、藤堂ほか (2012)<sup>64</sup> (乙137)

---

62 「平均動的応力降下量を用いた長大な横ずれ断層のアスペリティモデルによる強震動の試算と考察」壇一男・具典淑・島津奈緒未・入江紀嘉，日本建築学会構造系論文集，678，1257-1264，2012.

63 「断層タイプおよ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」司宏俊・翠川三郎，日本建築学会構造系論文集，523，63-70，1999.

64 「長大な横ずれ断層による内陸地震のアスペリティモデル設定方法の中央構造線への応

は、「壇・他（2011）が提案した新しい方法を用いて、長さが360kmの中央構造線の断層モデルを設定して、統計的グリーン関数法によって強震動を試算した。その結果は、司・翠川（1999）の距離減衰式による推定値及び長大断層による2002年Denali地震の断層近傍記録と良く対応した。」として、壇ほか（2011）によるパラメータの設定方法が「妥当な方法である」と結論付けている。さらに、壇ほか（2016）<sup>65</sup>（乙138）は、1999年トルコKocaeli地震を対象として検証を行い、「壇・他（2011）による長大横ずれ断層のレシピの妥当性が示された」と述べている。加えて、被告自身も、壇ほか（2011）を用いた中央構造線断層帯の地震動評価結果と1999年トルコKocaeli地震や2008年四川地震の岩盤上の観測記録とを比較して整合的であることを確認しており（乙37（196～207頁））、原子力規制委員会の審査でも確認を受けている。

そして、壇ほか（2011）の手法は、IAEAがSSG-9<sup>66</sup>を補完する目的で策定しているSafety Reports Series No. 85（乙139）でも認められている信頼性のある手法である。すなわち、Safety Reports Se

---

用と強震動の試算」藤堂正喜・壇一男・具典淑・入江紀嘉・呉長江，日本建築学会大会（東海）学術講演梗概集，21053，105-106，2012。

65 「長大断層用の強震動予測レシピの検証（その1）長大横ずれ断層による1999年トルコKocaeli地震の事例」壇一男・具典淑・島津奈緒未・藤原広行・森川信之，日本建築学会大会学術講演梗概集（九州），1139-1140，2016。

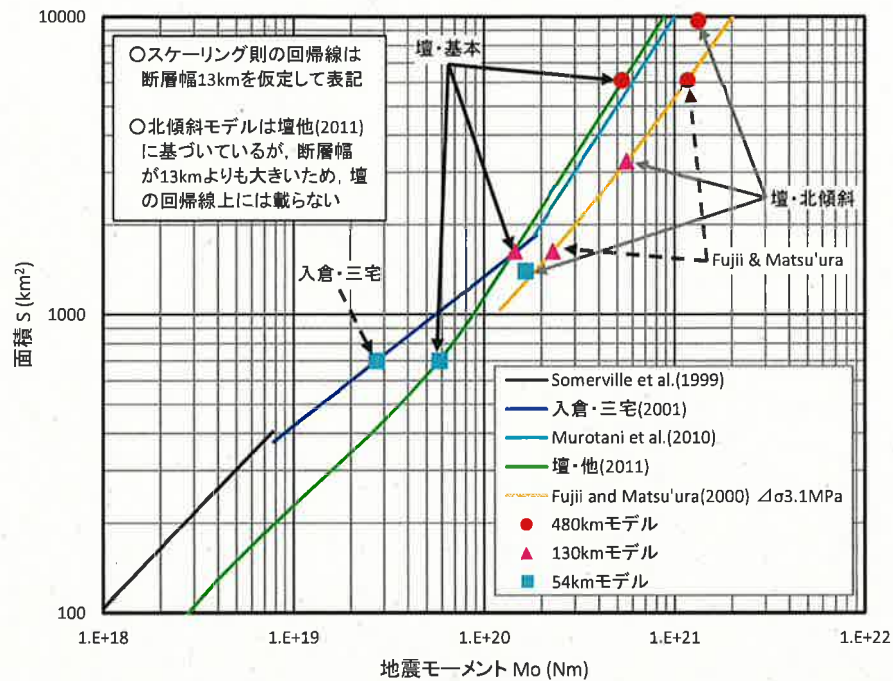
66 Specific Safety Guide No. SSG-9の略。IAEAの安全基準のうちの1つであり，原子力発電所施設の地震ハザード評価に関する内容を規定したものの。

r i e s No. 85において、内陸地殻内地震の断層モデルを用いた地震動評価における断層パラメータの設定では、I r i k u r a and M i y a k e (2011)の関係式(被告注:入倉・三宅(2001)の式のこと)は、断層長さの長い大規模な内陸地殻内地震には適用できないことから、そのような長大断層に対する新たな評価手法として、壇ほか(2011)の手法が開発されていることが述べられている(乙139(65頁))。

壇ほか(2011)は、強震動予測レシピにおいて採用されてはいないものの、その信頼性は上記のとおり確認されているところであるし、また、壇ほか(2011)により算定される地震モーメント、平均応力降下量及びアスペリティの応力降下量は、強震動予測レシピにおける長大断層の想定手法に依った場合のパラメータ(Murotani et al. (2015)<sup>67</sup>に基づく地震モーメント並びにFuji and Matsu'ura (2000)に基づく平均応力降下量及びアスペリティの応力降下量)と概ね一致するものであり(図33及び乙37(54頁)参照)、壇ほか(2011)と強震動予測レシピとは整合的であるといえる。

---

67 Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa, Pure Appl. Geophys., 172, 1371-1381, 2015.



(乙37(55頁)より)

図3.3 被告が採用した各スケール則に基づくパラメータ設定の検証

なお、被告は、壇ほか(2011)が震源断層幅を15kmと仮定して平均動的応力降下量、アスペリティ動的応力降下量を設定していることを踏まえ、これを中央構造線断層帯(上記(1)エのとおり、断層傾斜角を鉛直とした場合には断層幅13kmである。)に適用しても問題ないことを検証・確認している。具体的には、断層長さと断層幅の関係、短周期レベル、地震モーメント、すべり量等、壇ほか(2011)のスケール則の回帰に用いた実地震の断層パラメータと本件発電所の地震動評価で設定した断層パラメータの比較を行っており、設定したパラメータが回帰に用いたデータと概ね対応することを確認しており(乙140)、原子力規制委員会による確認を受けている(乙132(別紙1の10～

11頁))。

b Fuji and Matsu'ura (2000) について

Fuji and Matsu'ura (2000) は、長大横ずれ断層に係る知見であり、断層形状（断層幅と断層長さ）と地震モーメントとの関係式を提案するとともに、観測データに基づく回帰計算により長大断層の平均応力降下量を  $3.1 \text{ MPa}$  と設定することなどを提案している。

この平均応力降下量  $3.1 \text{ MPa}$  については、いくつかの条件下で導出された値であることから、その適用範囲等については今後の課題とする指摘（入倉（2004）<sup>68</sup>）があるものの、強震動予測レシピにおいて、「円形クラックの式を用いてアスペリティの大きさを決めることが困難な断層等」、すなわち円形の破壊面を想定することが困難な横長の断層に対して用いる方法として提案されており（乙126（12頁））、地震調査委員会（2005）<sup>69</sup> では、山崎断層（長さ約  $80 \text{ km}$ ）の強震動評価において、震源断層全体の平均応力降下量として Fuji and Matsu'ura (2000) による応力降下量  $3.1 \text{ MPa}$  を用いたケースで、アスペリティの応力降下量が既往の調査・研究成果とおおよそ対応した数値を推定できたとしている（乙141（15頁））。

一方で、Fuji and Matsu'ura (2000) は、地震モーメントの算定については、壇ほか（2011）や長

68 「強震動予測レシピ—大地震による強震動の予測手法—」入倉孝次郎，京都大学防災研究所年報，第47号，A，2004

69 「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価」地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005

大断層に関して強震動予測レシピで採用されているMurota  
niet al. (2015)と比べて大きな値を導くものとなっ  
ている(図33参照)。

c 入倉・三宅(2001)について

入倉・三宅(2001)は、強震動予測に必要なパラメータ設  
定の方法及びその手順を提案したものであり、強震動予測レシ  
ピを通じて広く実用されているところである。入倉・三宅(200  
1)のスケーリング則は、一定程度の規模以上の地震では断層幅  
(地震発生層の厚さ)が飽和し、スケーリング則が変化すること  
に着目して、①地震規模が小さい領域(地震モーメントが $7.5 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$ 以下)においては、地震規模が長さ  
と幅とすべり量に比例するSomerville et al. (1999)<sup>70</sup>の  
式に従い、②ある程度規模が大きくなり、断層幅の上端から下  
端まで破壊が達したあと(地震モーメントが $7.5 \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m}$   
以上)は、地震規模が長さ  
とすべり量に比例する入倉・三宅(2001)に従うことを提案するものである。入倉・三宅(2001)のスケーリング則は、主として北米の地震データに基づいているものの、宮腰ほか(2015)<sup>71</sup>(乙142)は、1995年以降に発生した国内の内陸地殻内地震(Mw 5.4~6.9)のデータを用いて震源パラメータに係る既往のスケーリング則の

70 Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion: Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Seismological Research Letters, 70, 59-801, 1999.

71 「強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の再検討」 宮腰研・入倉孝次郎・釜江克宏, 日本地震工学会論文集, 15-7, 141-156, 2015.

再評価を行った結果として、「断層破壊面積と地震モーメントの関係はMw6.5以下でSomerville et al.(1999) およびMw6.5以上で入倉・三宅(2001)のスケーリング則とよく一致することを確認した」としているように、国内の内陸地殻内地震に対しても適用可能である。なお、入倉ほか(2016)<sup>72</sup>においては、2016年熊本地震の観測データについても、入倉・三宅(2001)の式と整合的であることが確認されている(乙143)。(ちなみに、2016年熊本地震の観測データと入倉・三宅(2001)の式とが整合的であることについては、原子力規制委員会によっても確認されている(乙144)。

近年では、上記①及び②のスケーリング則の変化に加えて、③断層幅に加えてすべり量も飽和するような長大断層の領域(地震モーメントが $1.8 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 以上)については、地震規模が長さに比例するMurotani et al.(2015)(Murotani et al.(2015)は英語論文であるが、同論文は、室谷ほか(2009)<sup>73</sup>(乙145)及び室谷ほか(2010)<sup>74</sup>(乙146)が査読論文化されたものであり、室谷ほか(2009)及び室谷ほか(2010)でその内容を確認することができる。)に依拠することが妥当であるとされており、強震動予測レシピにおいても採用されるに至っている(乙126(5

---

72 「日本国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の検証—2016年熊本地震(Mj7.3)への適用—」入倉孝次郎, 宮腰研, 吉田邦一, 釜江克宏, 日本地震学会講演予稿集, S15-05, 2016.

73 「長大断層に関するスケーリング則」室谷智子, 松島信一, 吾妻崇, 入倉孝次郎, 日本地震学会講演予稿集, A12-05, 2009.

74 「内陸の長大断層に関するスケーリング則の検討」室谷智子, 松島信一, 吾妻崇, 入倉孝次郎, 北川貞之, 日本地震学会講演予稿集, B12-02, 2010.

頁))。

本件発電所で想定する断層長さ54kmのケースについては、上記に照らして入倉・三宅(2001)に依拠することが妥当と考えられる範疇に該当するため、壇ほか(2011)に加えて入倉・三宅(2001)でも評価を行うこととした。

ちなみに、断層面積と地震モーメントとの関係に関するスケールリング則が上記①～③の3段階に変化することを図示すると図34のようになる。



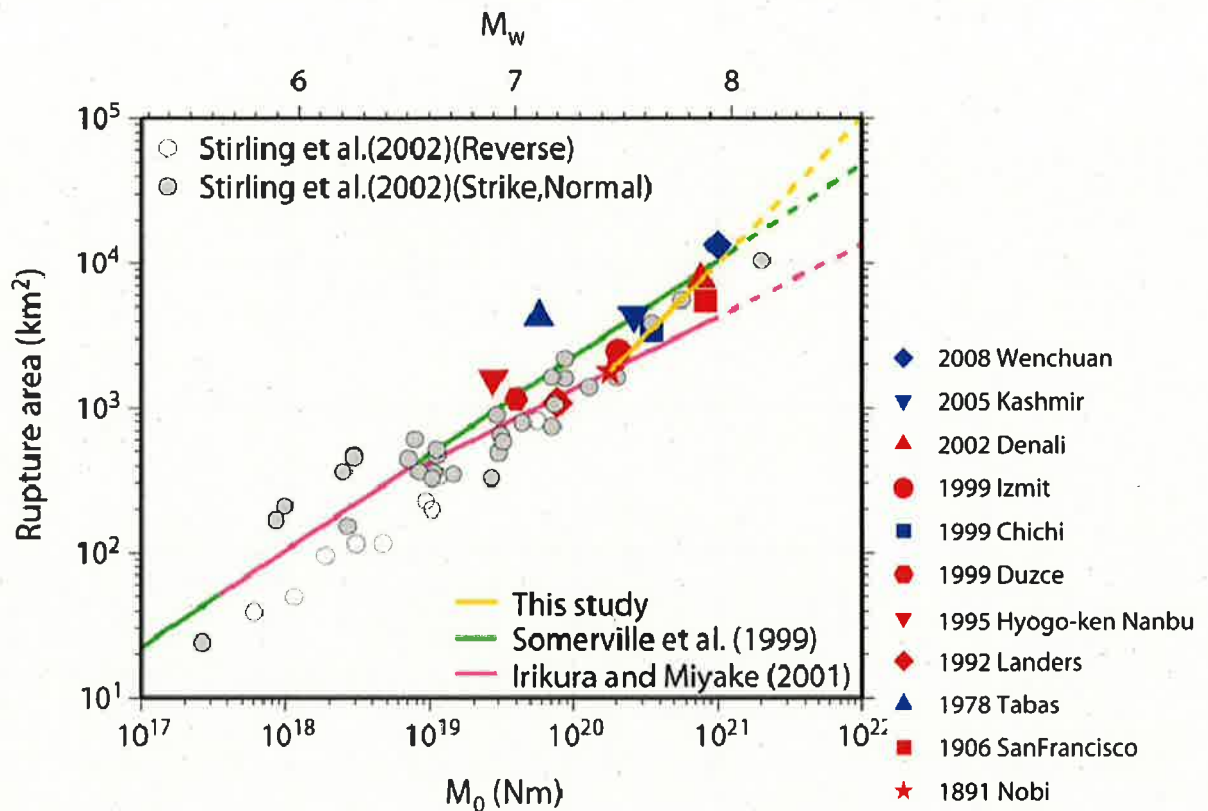


図 4.1 Murotani *et al.* (2010)で示された内陸地殻内地震の  $M_0 - S$  の関係 (3 stage scaling model)

- ・黄緑線 : Somerville *et al.* (1999)で示された  $S \propto M_0^{2/3}$  が成り立つと仮定した経験的關係 ( $7.5 \times 10^{18}$  Nm 以下の地震 ; 円形クラックモデルが成り立つ)
- ・ピンク色線 : 入倉・三宅(2001)で示された  $S \propto M_0^{1/2}$  が成り立つと仮定した経験的關係 ( $7.5 \times 10^{18}$  Nm 以上の地震 ; 断層幅の飽和)
- ・黄色線 : Murotani *et al.* (2010)で示された  $S \propto M_0^{1/1}$  が成り立つと仮定した経験的關係 ( $1.8 \times 10^{20}$  Nm 以上の地震 ; すべり量の飽和)

(構造計画研究所「内陸地殻内の長大断層による巨大地震とプレート間の巨大地震を対象とした震源パラメータのスケーリング則の比較検討業務 成果報告書」より)

被告注 : 図中にある Murotani *et al.* (2010) が示す経験的關係 (黄色線) は, 室谷ほか (2010) が示す経験的關係と同一。

図 3 4 断層面積と地震モーメントの関係

## 2 原告らの主張に対する反論

### (1) 内陸地殻内地震について

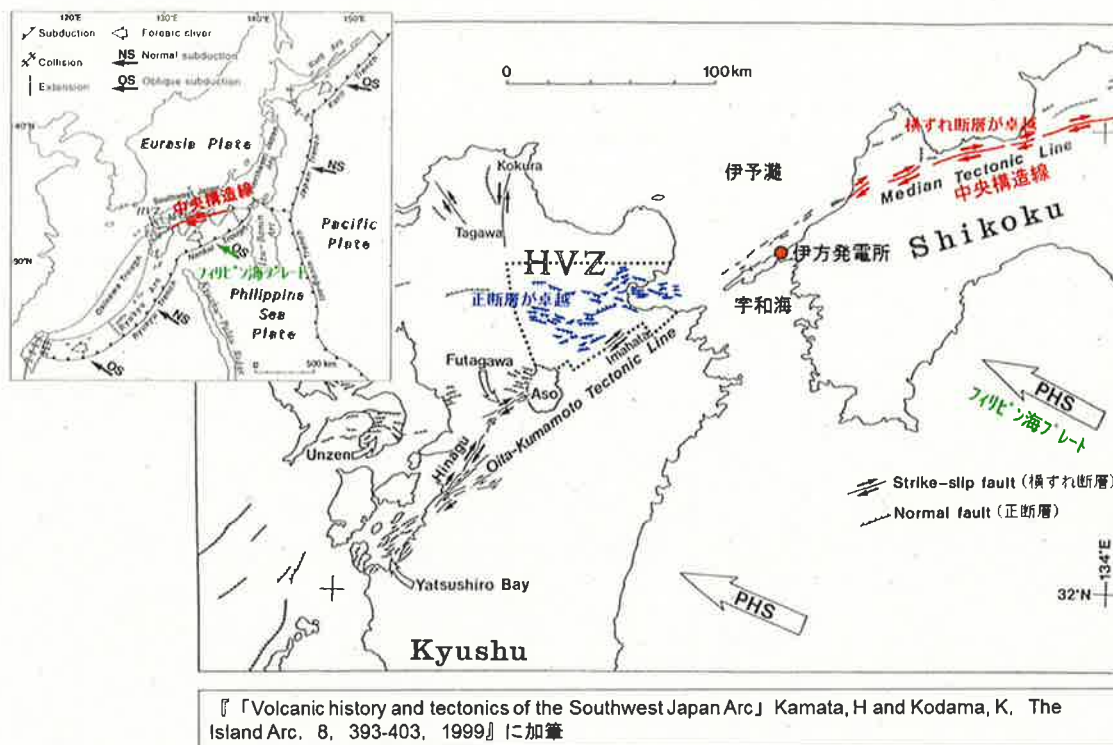
#### ア 中央構造線の性状に係る主張について

##### (ア) 敷地前面海域の断層群は南傾斜の逆断層成分を含むとの主張について

原告らは、本件発電所周辺の地質条件から、中央構造線断層帯より南側の地盤がやや高くなっていることは明らかで、南傾斜で南側上がりの逆断層成分をもつ横ずれ断層と考えるべきである旨主張する（原告ら準備書面6第2の3(3)ウb（33頁以下））。また、原告らが当該主張の証拠とする岡村真氏の意見書（甲B36）は、甲B36の図面1（甲B36（4頁））では、更新世の地層（D層）上面について、南側が5m高くなっていること、佐田岬半島が安定的に隆起していることを根拠に、敷地前面海域の断層群は、南側が上盤となる（南側が隆起する）逆断層成分を含み、震源断層の傾斜角は南傾斜であると主張する（甲B36（3頁以下））。

しかしながら、伊予灘は横ずれの卓越する四国陸域と正断層が卓越する別府湾の中間に位置するところ（図35）、国立研究開発法人産業技術総合研究所の調査によれば、当該地域の中央構造線断層帯は横ずれ成分が卓越し、豊予海峡より西方では横ずれ断層に正断層が混在することが示されている（乙147（3頁））。このように横ずれ断層の卓越する場から正断層の卓越する場への遷移域に位置する敷地前面海域の断層群が南傾斜の逆断層成分を含むとは、地震テ

クトニクス<sup>75</sup>の観点からは考えられない。



(乙122(13頁)から作成)

図35 敷地周辺の地震テクトニクスの概要

また、岡村真氏は、甲B36の図面1において、更新世の地層(D層)上面の南側が高くなっているとするが、被告は、同図面だけで更新世の地層(D層)の南北方向の高低差を判断したものではなく、他の地点の調査等も俯瞰して、顕著な標高差は見られないと総合的に判断したものである(乙13(6-3-37頁, 6-3-64頁,

75 プレートテクトニクス(地球表層部で起こる地震、火山噴火などの地学現象の原因やメカニズムを、地球表面を覆うプレートの運動で説明する考え)をはじめとする理論や様々な観測記録から把握される、応力場の状況、地震発生のプロセス及び発生メカニズム等の地震発生環境のこと。

6-3-211~6-3-220頁))。(ちなみに、仮に、断層より南側の地盤が高いとしても、北側が沈降する北傾斜の正断層成分を含む断層であるという考えも成り立つことから、それだけでは南側が隆起する南傾斜の逆断層成分を含むことの根拠にはならない。)

さらに、佐田岬半島が安定的に隆起しているとの指摘については、確かに佐田岬半島は約10万年前で20~25m隆起してきたと考えられるが(乙13の添付資料六第3.2.5図(6-3-178頁)において、約12~13万年前にできた中位段丘(M段丘)が25~30m隆起していることが確認できる。)、約10万年前で20~25mという隆起速度は日本国内で一般的な速度であり(乙148)、佐田岬半島が断層運動によって隆起したことを示すものではないから、敷地前面海域の断層群が南傾斜の逆断層成分を含むことの根拠にはならない。

(イ) 敷地前面海域にハーフグラベン構造が存在するとの主張について

a 別府湾の地下構造に関する主張について

原告らは、本件発電所の敷地前面海域(伊予灘)にハーフグラベン構造が存在し本件発電所の約600m沖の位置に北側が沈降する正断層、すなわち北傾斜の震源断層を想定する根拠として、伊予灘と隣接する別府湾にハーフグラベン構造が存在し、北傾斜の震源断層が確認できる旨を主張する(原告ら準備書面8第1の1(2頁))。

まず、そもそも別府湾にハーフグラベン構造が存在し、北傾斜の震源断層が確認できるとの認識自体にも疑義があるが(例え

ば、大分県地震津波被害想定調査（平成25年3月）の報告書（乙149）においては高角（75度）の震源断層が想定されており、ハーフグラーベン構造は想定されていないと考えられる（乙149（4-7頁））。その点はひとまず措くとしても、原告らの主張は、伊予灘にも別府湾と同様のハーフグラーベンが形成されているとの認識を前提としているところ、少なくとも伊予灘に関してハーフグラーベンが形成されているとする原告らの認識は明らかに誤っている。

すなわち、伊予灘に原告らが主張するようなハーフグラーベンが形成されているのであれば、その形成過程に鑑みて堆積層が大きく南側に傾斜する（南に厚く北に向かって薄く堆積する）と考えられるところであるが、実際には、図9や図12に示すとおり概ね平坦に近い堆積状況であり、ハーフグラーベン構造とはなっていない。

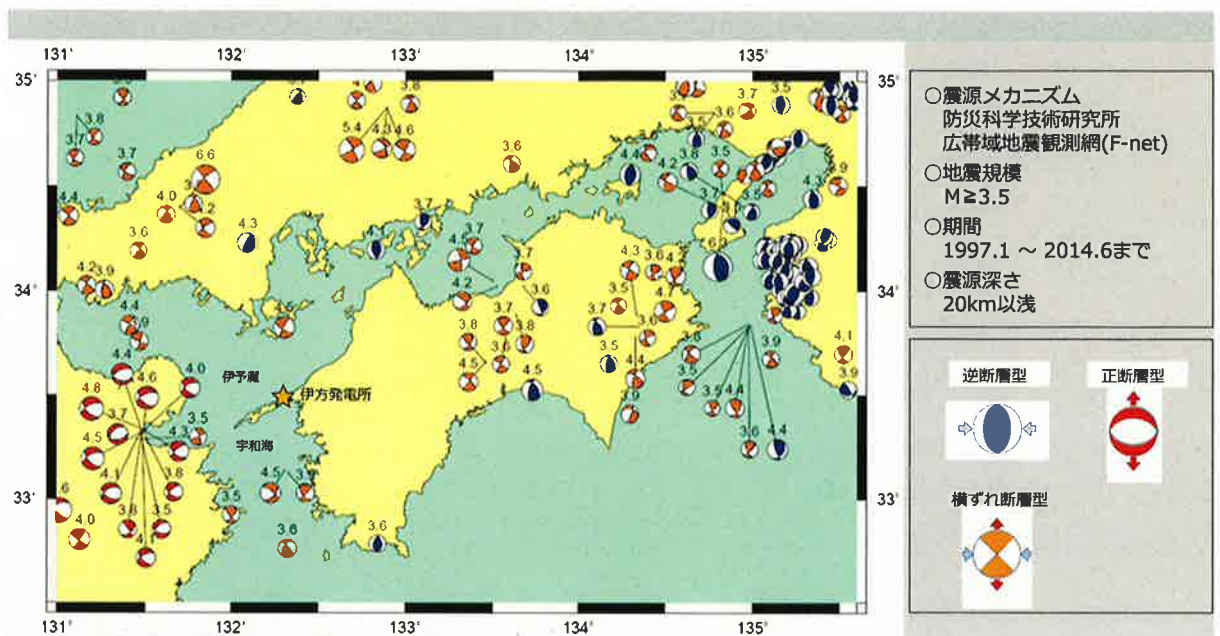
この点、原告らは、「基盤岩を覆う新規堆積物は、南に厚く北へ向かって薄くなって」いるとして、伊予灘にハーフグラーベンが形成されていると主張する（原告ら準備書面8（3頁））。しかしながら、伊予灘の堆積層にハーフグラーベン構造と言えるほどの大きな傾斜は見られないことは上記のとおりであるし、また、図12を見ると、確かに、沖合い約8kmの活断層より北側では、緩やかではあるが新期の堆積物が南に厚く北へ向かって薄くなっている構造が確認できるが、一方で、沖合い約8kmの活断層より南側では、それが逆になっている（北に厚く南へ向かって薄くなっている構造が確認できる）のであって、明らかに沖合い約8kmの

活断層を境にして堆積層に変化が生じている。このことからすれば、伊予灘の堆積層全体としてハーフグラabenが形成されているとは言えないばかりか、むしろ、被告が上記1(1)アで述べたとおり、地下構造の境目になっている本件発電所の敷地沖合い約8 kmの活断層の下方に震源断層が存在することが強く推定される地下構造であると言える。

また、地震メカニズム<sup>76</sup>の点においても、原告らの主張は誤りである。すなわち、本件発電所が立地する四国北西部は、四国中東部や中国地方において横ずれ断層が卓越していること、また、本件発電所の敷地周辺における地震観測記録は少ないものの、伊予灘北方や宇和海南方において横ずれ断層が卓越していることを踏まえると、横ずれ断層が卓越する地域であるといえ、正断層型の地震が発生する別府湾とは、発生する地震のメカニズムが異なる(図36)(乙122(25頁))。地震調査委員会も伊予灘の中央構造線断層帯は横ずれ断層であり、別府湾の断層は正断層であるとしている(乙39(2頁, 11頁), 乙40(1~4頁))。正断層では断層傾斜角が低角になりやすいのに対し、横ずれ断層の断層傾斜角は一般的に鉛直とされており(乙126(4頁))、地震のメカニズムの点からも伊予灘の震源断層と別府湾の震源断層とを同一視できないのは明らかである。

---

76 地震を起こした断層の、地下における方向や傾き等の状態、地震の際の断層の動きを指し、地下で地震を起こす元になった力の状態が反映される。



(乙122(25頁)から作成)

図36 四国周辺における地震の発生状況

b 「佐賀関活断層」と「下灘－長浜沿岸活断層」が中央構造線断層帯の両端に当たるとの主張について

原告らは、「佐賀関活断層」と「下灘－長浜沿岸活断層」とが中央構造線断層帯の両端に当たると主張するが(原告ら準備書面8第4(4頁以下)),原告ら独自の見解に過ぎない。

上記(1)イ(ア)で述べたとおり,地震調査委員会は,中央構造線断層帯と九州側の別府－万年山断層帯とが連動する(つまり,中央構造線断層帯が別府－万年山断層帯に連なる)ことを示唆しており(乙39(3頁),乙40(4頁)),中央構造線断層帯が佐賀関断層に連なるとする原告らの認識とは明らかに異なっている。

また,大分県地震津波被害想定調査(平成25年3月)の報告書(乙149)においても,中央構造線断層帯の西端を延長して

いくと、佐賀関断層ではなく、その北方の別府湾断層帯や別府地溝南縁断層帯（いずれも別府一万年山断層帯の一部）に連なることが示されている（乙149（4-4頁））。

c 本件発電所の敷地沖合い約600mにおける調査結果について

原告らは、本件発電所の敷地沖合い約600mにおける音波探査等の調査の有無が明らかでないとして求釈明を行う（原告ら準備書面8第9（6頁以下））が、本件発電所の敷地沖合い約600mについても調査し、活断層が存在しないことを確認している。

すなわち、伊予灘においては、被告をはじめ産業技術総合研究所、国土地理院、大学グループなど各調査機関により、調査対象深度及び分解能の異なる各種の音源を用いた音波探査が実施されているところ、音波探査測線は、佐田岬半島北岸を形成する複数の湾入部を含む海陸境界付近まで展開されており図8、その結果、本件発電所の敷地沖合い約600mの地点を含む伊予灘南縁までの海底地形や詳細な活断層分布が明らかになっており、いずれの調査の結果においても、佐田岬半島沿岸部には活断層は見出されていない（乙13（6-3-257）、乙150）。

なお、乙150は、平成26年10月1日の原子力規制庁による新規制基準適合性に係る審査のヒアリングにおける被告の説明資料として原子力規制委員会のウェブサイトに掲載されている。

そして、被告は、上記の音波探査の結果を踏まえて、図37に示すとおり、本件発電所の敷地沖合い約600mの地点には断層が存在しないことを確認している。



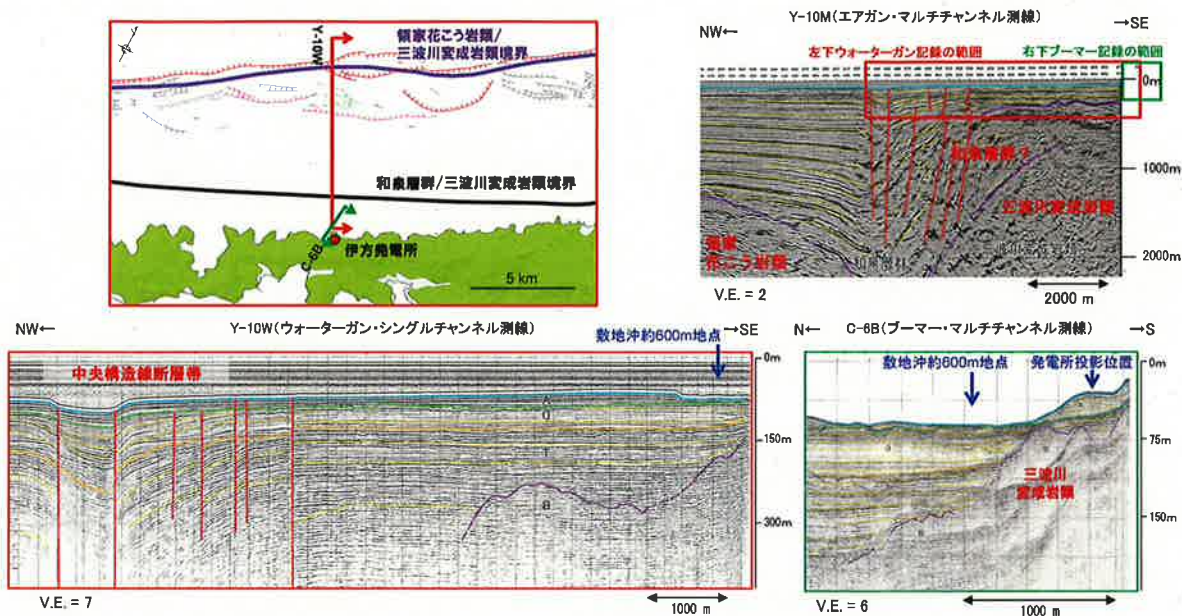


図 3 7 敷地沿岸部も含めた海上音波探査結果

図 3 7 から明らかなおおりに、本件発電所の敷地沖合い約 6 0 0 m の地点における海底下の状況は、多くの断層が確認されている敷地沖合い約 8 km の地点のそれとは明瞭に異なっている。仮に原告らが主張するように本件発電所の敷地沖合い約 6 0 0 m の地点に震源断層が存在するのであれば、敷地沖合い約 8 km の地点よりも多くの断層や顕著な変位が確認されてしかるべきであるにもかかわらず、実際には詳細な調査によっても断層が確認されていないのであるから、本件発電所の敷地沖合い約 6 0 0 m の地点に震源断層が存在するとの原告らの主張が誤りであることは明らかである。

ちなみに、原告らは、本件発電所の位置する佐田岬半島に小断層が多く見られ、本件発電所の敷地の岩盤はボロボロであると示す甲 B 5 6 を示し、本件発電所の敷地がダメージゾーンに位置し

ており、地震動によって深層崩壊する危険性があると主張する(原告ら準備書面8第8(6頁))が、答弁書「被告の主張」第7の1(58頁以下)で述べたとおり、被告は、本件発電所の地盤が堅硬な岩盤であり十分な安定性を有していることを確認している。本件発電所敷地内に見られる小断層は、いずれも地下深所で形成され新しい時代には動いていないもので、地盤の安定性の観点から問題となるようなものではないし(答弁書「被告の主張」第7の1(2)イ(65頁以下))、また、被告は、本件発電所建設の際に、表土や風化した地盤を削り取り、風化していない新鮮かつ堅硬な岩盤を露出させた上で安全上重要な設備を設置し、周辺斜面についても同様に地すべりの可能性のある表土や風化した岩盤を削り取るなどの対策を講じている(乙13(6-3-324~6-3-325頁))。そして、本件発電所が設置されている基礎岩盤は、基準地震動 $S_s$ が作用した場合でも十分な地耐力を有することを確認している(答弁書「被告の主張」第7の1(3)及び(4)(69頁以下))。したがって、本件発電所の敷地の岩盤がボロボロであるとする原告らの主張には理由がない。

d 小括

以上に述べたとおり、本件発電所の敷地沖合い約600mの地点に震源断層が存在することを前提に、「断層が敷地に極めて近い」ことを想定して地震動評価を行う必要があるとする原告らの主張は、前提を欠き、理由がない。

イ 応答スペクトルを用いた手法による地震動評価に係る主張について

(ア) 想定する地震規模について

原告らは、被告が評価した地震規模と地震調査委員会（2011）（乙39）の地震規模とを比較して、被告の評価が過小であるかのように主張する（原告ら準備書面6第2の3(3)（37頁以下）、原告ら準備書面9第3の2(6)（28頁以下））。

しかしながら、まず、気象庁マグニチュードについて、被告の評価は、断層長さ480kmのケースでM8.5、断層長さ130kmのケースでM8.1であるが、これに対応する地震調査委員会（2011）数値は、最も大きなもので「8.0もしくはそれ以上」（乙39（77頁）の表3における「M（注14）」の欄）というものであり、被告の評価が過小であるとの指摘は当たらない。

また、モーメントマグニチュードについて、地震調査委員会（2011）の地震規模は、地表変位量（7m）が断層の平均すべり量と同じという仮定や、一部区間の断層の幅や平均すべり量が全長（約130km）にわたって同一であるという仮定のもと算出されたものである（乙39（77～78頁））。一方、中央構造線断層帯の地表の変位量について、堤・後藤（2006）が、四国西部の中央構造線断層帯で2～4mを確認し、神田断層（徳島県阿波市付近）から岡村断層（愛媛県西条市付近）に至る区間で大きく、その東西で小さくなる傾向を確認している（乙151（126～127頁、129頁））。そうすると、地震調査委員会（2011）の想定する断層の平均すべり量7mでは、長大断層に限れば地表最大変位量は平均すべり量の概ね2～3倍とする室谷（2009）（乙145）を踏

まえると、地表最大変位量は14～21mとなり、地表最大変位量は断層長さがほぼ100kmで約10mに飽和するという室谷(2010)(乙146)の知見に整合しない上、堤・後藤(2006)が確認したとする地表の変位量と整合しない。また、地震調査委員会(2011)は、讃岐山脈南縁―石鎚山北縁東部のすべり量と川上断層―伊予灘西部断層とで同じ値を仮定しているが、この仮定は、堤・後藤(2006)が確認した、神田断層から岡村断層に至る区間で変位量が大きく、その東西で変位量が小さくなる傾向と矛盾する。地震調査委員会(2011)においても、「地表のずれの量は、地下の断層面におけるずれの量と同量ではない可能性がある」として、「強震動の計算を行う場合等には、この点に十分留意する必要がある」と注記している(乙39(78頁))。

そして、地震調査委員会は、「全国地震動予測地図2014年版～全国の地震動ハザードを概観して～」(以下「予測地図(2014)」という。)において、主要活断層のモデル化を行っているところ、予測地図(2014)で設定された中央構造線断層帯の断層モデルのモーメントマグニチュードは、地震調査委員会(2011)の想定をいずれも下回る。地震調査委員会(2011)と予測地図(2014)とに記載されているモーメントマグニチュードを比較して表2に示す。

表2 モーメントマグニチュードMwの比較

	地震調査委員会(2011)	予測地図(2014)
①金剛山地東縁	6.8 - 7.5	6.5
②和泉山脈南縁	7.3 - 7.7	7.1
③紀淡海峡 - 鳴門海峡	7.2 - 7.7	7.1
④讃岐山脈南縁 - 石鎚山脈北縁東部	7.7 - 8.0	7.6
⑤石鎚山脈北縁	7.3 - 7.5	6.8
⑥石鎚山脈北縁西部 - 伊予灘	7.4 - 8.0	7.4

出所：地震調査委員会(2011)の数値は乙39(77頁)  
 予測地図(2014)の数値は乙152(182~183頁)

このように、同じ地震調査委員会による評価でありながら、地震調査委員会(2011)と予測地図(2014)とで地震モーメントの値が異なるのは、地震調査委員会(2011)が平均すべり量に地表変位量を用いたのに対し、予測地図(2014)では強震動予測レシピに従って、震源断層のモデル化を行ったためである。こうしたことから、地震調査委員会(2011)のモーメントマグニチュードは、あくまで「参考」として求められたものであり(乙39(38頁))、地震調査委員会も、地震調査委員会(2011)に記載するモーメントマグニチュードをそのまま地震動評価に用いることを想定していないことは明らかである。

そして、予測地図（2014）が示す活動区間では、石鎚山脈北縁西部－伊予灘の活動区間が、被告の断層長さ約130kmのケースと対応しており、予測地図（2014）が石鎚山脈北縁西部－伊予灘の活動区間で設定するモーメントマグニチュードは7.4で、被告が評価した7.5（乙37（126～127頁））を下回る。

したがって、被告が評価した地震規模が過小であるとする原告らの主張は理由がない。

(イ) 被告が用いた経験式に対する主張について

a 経験式のばらつきについて

原告らは、被告が地震動評価に用いた経験式について、経験式の基となった過去の観測データに大きなばらつきが存在していることから、このばらつきの幅を地震動評価の結果にも反映すべきであるなどと主張する（松田式につき原告ら準備書面9第3の2(4)イ（20頁以下）、耐専式につき原告ら準備書面9第3の2(4)ア（17頁以下））。

しかしながら、上記1(2)で述べたとおり、地震動評価に用いる経験式は、いずれも実際の地震観測記録等のデータから回帰分析されたものであり、その基となるデータのいわば平均像を示すものとなっている。これに対し、経験式の基となるデータは、それぞれに異なっているのであるから、平均値と重なるものを除けば、平均像としての経験式とその基となるデータとの間に乖離（ばらつき）が存在するのは、むしろ当然のことである。

そして、答弁書「被告の主張」第7の2(1)オ（83頁以下）で述べたとおり、地域特性、すなわち、「震源特性」、地震波の「伝

播特性」及び地盤の「増幅特性」によって評価対象地点における地震動は大きくなったり、小さくなったりすることから、地域特性が異なれば、当然、観測記録も異なる。逆に言えば、経験式の基となるデータがそれぞれに異なっているのは、地震動の観測記録に地域特性が反映されているからにはほかならない。このため、平均像としての経験式とその基となるデータとの乖離(ばらつき)は、基となるデータ(地震観測記録)が有する地域特性そのものを示したものであるといえる。

例えば、距離減衰式のうち、耐専スペクトルについては、その基になった観測記録の中に様々な地点で発生した地震が混在し、それぞれに震源特性は異なっているし、伝播特性に関しても、震源が遠いものもあれば、比較的近傍のものもあり、地震波の到来方向についてもそれぞれ異なっている。そして、複数の観測地点での記録を用いているので、地盤の増幅特性もそれぞれに異なっている。耐専スペクトルにおけるばらつきは、こうした地域特性の違いに起因して生じることが考えられる。また、スケーリング則の一つである松田式は、上記1(2)ア(ウ)で述べたとおり、断層の長さから地震規模を導くものである。地震規模は、断層の長さ(水平方向の広がり)だけでなく断層の幅(鉛直方向の広がり)にも左右されるので、同じ断層長さでも、断層の幅が異なれば、地震規模も異なるものとなる。松田式におけるばらつきは、こうした震源特性の違いに起因して生じることが考えられる。

このように、経験式とその基となるデータとの間にばらつきが生じるのは当然のことであり、それ自体は何ら問題ではない。そ

して、それらのばらつきはそれぞれの基データの地域特性が反映されたものであるから、地域特性の全く異なる本件発電所の地震動評価にあたって当該ばらつきをそのまま考慮することは、本件発電所の立地する地域とは全く特性の異なる地域で発生する地震に基づいて地震動評価を行うことを意味するに他ならず、科学的に不合理である。本件発電所の地震動評価において重要なのは、詳細な調査を行った上で、本件発電所における地域特性を十分に把握し、その地域特性をしっかりと地震動評価に反映すること、そして、経験式が平均像を示すものであること踏まえ、不確かさの考慮、保守的なパラメータ設定など、過小評価とならないよう適切な配慮を行うことである。

この点、被告は、敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）に係る地震動評価において、上記1(1)で述べたとおり、詳細な調査に基づいて保守的に震源モデルを設定するとともに、経験式のばらつきが生じる要因を踏まえ、本件発電所に係る地域特性が地震動の過小評価につながることをないよう配慮して地震動評価を行っている。例えば、耐専スペクトルの適用に関して言えば、敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）に係る地震動評価において、震源特性としては、耐専スペクトルの作成の基になった海溝型地震よりも小さめの地震動となる内陸地殻内地震であることを確認した上で保守的な評価を行う観点から内陸補正を行わないこととし、さらに、最大限まで連動した場合の約480kmという長さを含む様々な断層長さを評価対象とした。また、地震波の伝播特性及び地盤の増幅特性については、詳細な調査により地震動



の特異な増幅をもたらすような要因がないことを確認した。その上で、地盤については、耐専スペクトルが前提とするS波速度2200m/秒(乙179(45頁))に対し、本件発電所の敷地地盤のS波速度は約2600m/秒と、より硬い地盤である(地震動の増幅が小さい)ものの、保守的な評価となるよう地盤条件の補正を行わずに評価を行った。

以上のとおり、経験式のばらつきは基データの観測地点の地域特性が反映されたものであるから、それらのデータが得られた地震や観測地点とは地域特性の異なる本件発電所の地震動評価においてこれをそのまま考慮すべきものではなく、本件発電所の地域特性を適切に踏まえ、保守的な評価をすることが重要なのであって、経験式の基となった個々の観測記録に反映されている地域特性によって生じるばらつきの幅を本件発電所の地震動評価に反映すべきとの原告らの主張に理由はない。

原告らは、被告が断層モデルによる地震動評価で用いたスケールリング則についてもばらつきが生じる旨主張するが(原告ら準備書面9第3の3(3)ア(31頁))、経験式の基となった個々の観測記録に反映されている地域特性によって生じるばらつきの幅を本件発電所の地震動評価に反映すべく求めるものであり、同様に理由がない。

b 耐専式の適用性について

原告らは、被告は、応答スペクトルに基づく地震動評価において、約54km、約69km及び約130kmの鉛直ケースについては、耐専式の適用を排除しているが、これらのケースに耐専式を適用

すれば、650ガルを大きく上回るとし、耐専スペクトルの適用性に関する意見交換会において等価震源距離が極近距離より近傍の観測記録について検討された事例と比較しつつ、被告が恣意的に耐専スペクトルの適用性を判断したかのように主張する（原告ら準備書面9第3の2(5)ア（22頁以下））。

しかしながら、上記1(2)ア(イ)で述べたとおり、被告が、原告らが述べる上記ケースにおいて耐専式を適用しなかったのは、耐専スペクトルの適用性を慎重かつ適切に判断した結果であり、原告らの主張は理由がない。

原告らは、平成21年5月22日に開催された「応答スペクトルに基づく地震動評価」に関する専門家との意見交換会（以下「意見交換会」という。）において等価震源距離が極近距離より近傍の観測記録について検討された事例を根拠に、被告が耐専スペクトルを適用しなかったケースにも耐専スペクトルが適用できるかのように述べるが、上記の意見交換会の結論としても、適用範囲から外れるケースにおける耐専スペクトルの適用にあたっては、観測記録、その他の距離減衰式による評価又は断層モデルを用いた手法による地震動評価と比較するなどして、個別に適用性を検証する必要があるとされている（乙129（31～35頁、43～44頁）、乙131）。また、原告らが、意見交換会において検討され、適用性が確認されたとして挙げる事例は、内陸補正した結果として、乖離が小さいことが確認された事例であって、内陸補正しても乖離が大きいような場合にも耐専スペクトルを適用すべきというのが意見交換会の結論でないことは明らかである。この

点、被告は、上記の意見交換会の結論に沿って、等価震源距離が極近距離未満となるケースへの耐専スペクトルの適用性を個別に検証した結果、断層長さ約54km、約69km、約130kmでそれぞれ断層傾斜角が北傾斜のケースについては、耐専スペクトルを適用すると若干過大評価となるものの、内陸補正を行えば乖離が小さくなる一方で、断層長さ約54km、約69km、約130kmでそれぞれ断層傾斜角が鉛直のケースでは、内陸補正を行っても明らかに過大評価になることを確認しているのである（乙37（109～132頁））。

c その他の距離減衰式について

原告らは、被告が応答スペクトルに基づく地震動評価において用いた耐専スペクトル以外の9つの距離減衰式について、NFRD効果を反映させることができないなどの問題があるから過小評価になる可能性がある、あるいは適用範囲等に疑問があるなどとして耐専スペクトルを排除する理由はないと主張する（原告ら準備書面9第3の2(5)イ（24頁））。

しかしながら、被告は、耐専スペクトル以外の距離減衰式については、国内外で汎用的に用いられている信頼性のある距離減衰式を選定した上で、距離減衰式の策定に用いたデータベースの確認や、断層モデルや複数の距離減衰式との間で統合的な地震動レベルを示すものであることの確認を行い、地震動評価に適用している。

原告らは、耐専スペクトルについて、用いられているデータベースの地盤条件やNFRD効果を反映できることなどのメリット

を挙げつつ、被告が用いた耐専スペクトル以外の距離減衰式については適用範囲等に疑問を呈するが、距離減衰式は、用いるパラメータ、基となるデータの範囲、地盤条件等によって、手法ごとに特色がある（乙37（96～107頁））ので、距離減衰式を用いる際には、耐専スペクトルも含め、それぞれのメリット・デメリットを考慮した上で、評価地点の地域特性を踏まえて、適切な距離減衰式を選定することが重要である。被告が用いた距離減衰式の中には、本件発電所の地震動評価で想定しているケース（断層長さ約480km、約130km及び約54km）の地震規模及び震源距離の領域においても、データが比較的豊富で適用可能な距離減衰式がある一方、確かにデータの範囲外であり外挿となる距離減衰式もある（表3。各距離減衰式のデータベースと本件発電所の地震動評価で想定しているケースの地震規模及び震源距離との関係の具体的な比較については、乙37（112～119頁）を参照。）。しかしながら、被告は、このような外挿となるケースについて、耐専スペクトルと同様に、慎重に適用性を検証した結果、適用可能な他の距離減衰式及び断層モデルによる評価結果と対比して、地震動レベルが概ね整合的であることが確認できたものについて適用可能と判断し、結果的には、全てのケースを採用して基準地震動の策定に反映したものであるから、何ら不合理なものではなく、原告らの主張に理由はない。

表3 耐専スペクトル以外の距離減衰式の適用性検証結果

	54km鉛直	54km北傾斜	130km鉛直	130km北傾斜	480km鉛直	480km北傾斜
Kanno et al.(2006)	○	○	△	△	△	△
Zhao et al.(2006)	○	○	△	△	△	△
内山・翠川(2006)	△	△	△	△	△	△
片岡・他(2006)	△	△	△	△	△	△
Abrahamson and Silva(2008)	◎	◎	◎	◎	○	○
Boore and Atkinson(2008)	◎	◎	◎	◎	○	○
Campbell and Bozorgnia(2008)	◎	◎	◎	◎	○	○
Chiou and Youngs(2008)	◎	◎	◎	◎	○	○
Idriss(2008)	◎	◎	◎	◎	○	○

◎:適用可(データが比較的豊富), ○:適用可, △:外挿となるため慎重な検証が必要, ×:適用範囲外

乙37(120頁)より

ウ 断層モデルを用いた手法による地震動評価に係る主張について

(ア) 長大断層に係るスケーリング則について

a 長大断層に係るスケーリング則の信頼性について

原告らは、壇ほか(2011)を初めとする長大な横ずれ断層に対する強震動評価の手法は、実際の強震動の観測記録によって検証されていないので問題があり、特に、強震動評価結果に大きな影響を及ぼす応力降下量等の微視的パラメータの設定方法については、長大断層についてはなんらの検証も経ていないと主張する(原告ら準備書面9第3の3(4)ウb(34頁))。

しかしながら、被告が用いた壇ほか(2011)の手法は、上記1(2)イ(イ)aで説明したとおり、壇ほか(2012)、藤堂ほか

(2012), 壇ほか(2016)によって検証されている上に, 被告自身も, 壇ほか(2011)を用いた中央構造線断層帯の地震動評価結果と1999年トルコKocaeli地震や2008年四川地震の岩盤上の観測記録とを比較して整合的であることを確認している(乙37(196~207頁))。また, Fujii and Matsu'ura(2000)については, 上記1(2)イ(イ) bで説明したとおり, 地震調査委員会(2005)<sup>77</sup>では, 山崎断層(長さ約80km)の強震動評価において, 震源断層全体の平均応力降下量としてFujii and Matsu'ura(2000)による応力降下量3.1MPaを用いたケースで, アスペリティの応力降下量が既往の調査・研究成果とおおよそ対応した数値を推定できたとされているところである。

したがって, 長大な横ずれ断層に対する強震動評価の手法は, 実際の強震動の観測記録によって検証されていないので問題があるなどとする原告らの主張に理由はない。

b すべり量の飽和について

原告らは, 壇ほか(2011)による手法によれば, 断層長さが長くなっても, 平均すべり量は約300cmで飽和するところ, 断層長さが長くなっても平均すべり量が飽和しないという見解もあり得, より大きな地震動評価をもたらす, 断層長さが長くなってもすべり量は飽和しないという見解を採用すべきである旨主張する(原告ら準備書面9第3の3(4)オ(36頁以下))。

---

77 「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価」地震調査委員会, 2005

しかしながら、上記イで述べたとおり、断層のすべり量については、室谷ほか（2009）及び室谷ほか（2010）によって、中央構造線断層帯のような長大断層に限れば、地表最大変位量は平均すべり量の概ね2～3倍、地表最大変位量は断層長さがほぼ100kmで約10mに飽和する知見が示されており（乙145、乙146）、Murotani et al.（2015）は、これを踏まえたスケーリング則を提案している。このようにすべり量が断層長さに比例して一様には大きくなり一定程度で飽和するという点に関しては、Shaw and Scholz（2001）<sup>78</sup>等でも指摘されており、また、理論的にも、Kase（2010）<sup>79</sup>による解析的な検証の結果等から確認されている（乙153（10～12頁））。そして、Murotani et al.（2015）は、強震動予測レシピでも採用されている（乙126（5頁））。

一方、被告は、上記1(2)イ(イ)のとおり、中央構造線断層帯の震源断層の主要パラメータの設定にあたり、断層長さ約480km、約130km及び約54kmそれぞれのモデルについて壇ほか（2011）を用いた評価を行い、これとは別に、断層長さ約480km及び約130kmのモデルではFuji and Matsu'ura（2000）を用いた評価を行い、断層長さ約54kmのモデ

---

78 Slip-length scaling in large earthquakes' Observations and theory and implications for earthquake physics, Shaw, B.E. and C.H. Scholz, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 28, NO. 15, 2995-2998, 2001.

79 Slip-Length Scaling Law for Strike-Slip Multiple Segment Earthquakes Based on Dynamic Rupture Simulations, Kase, Y., Bull. Seism. Soc. Am., Vol.100, No.2, 473-481, 2010.

ルでは地震モーメントに入倉・三宅（2001）を、平均応力降下量にFuji and Matsu'ura（2000）をそれぞれ用いた評価を行っている。このとき、断層パラメータの1つである断層のすべり量についても、それぞれの手法から導いている（乙37（52～54頁，57～92頁））が、被告によるすべり量の設定は、Murotani et al.（2015）から導かれる平均すべり量（3～5m）と、基本的に整合的なものとなっている（ただし、Fuji and Matsu'ura（2000）を用いた評価では、Murotani et al.（2015）から導かれる平均すべり量よりも大きめの値を設定して評価を行っている。）（乙37（26頁））。

また、中央構造線断層帯については、上記イで述べたとおり、堤・後藤（2006）（乙151）において、地質調査の結果、地表の変位量として、四国西部の中央構造線断層帯で2～4m、四国中東部で5～7mが確認されているところ、当該知見とも整合的（むしろやや保守的）であることから、壇ほか（2011）の平均すべり量を中央構造線断層帯の平均すべり量として用いることは妥当である（なお、被告は、Fuji and Matsu'ura（2000）を用いた評価では、壇ほか（2011）の平均すべり量の約2倍の平均すべり量（約6m）を想定した評価も行っている（乙37（69頁））。（乙37（27頁））。そして、被告の平均すべり量の設定が妥当であることについては、原子力規制委員会による確認を受けている（乙132（別紙1の5頁））。



c スケーリング則で提案されたパラメータの置き換えについて

原告らは、壇ほか（2011）が提案する手法について、中央構造線断層帯のすべり量として、地震調査委員会（2011）の示す7mを用いて地震規模を想定すべきである旨主張するとともに（原告ら準備書面9第3の3(4)オ（36頁））、応力降下量について、日本国内の地震データのみに基づき断層幅を12kmとして算定すれば、応力降下量は壇ほか（2011）が提案する値よりも大きくなるなどと主張する（原告ら準備書面9第3の3(4)エ（34頁以下））。

しかしながら、被告が中央構造線断層帯の平均すべり量を適切に設定していることは、上記bにおいて述べたとおりである。また、上記イ(ア)で述べたとおり、地震調査委員会（2011）の想定する断層の平均すべり量7mでは、長大断層に限れば、地表最大変位量は平均すべり量の概ね2～3倍とする室谷ほか（2009）（乙145）に基づけば、地表最大変位量は14～21mとなり、室谷ほか（2010）（乙146）の地表最大変位量は断層長さがほぼ100kmで約10mに飽和するという知見及び堤・後藤（2006）（乙151）が四国西部の中央構造線断層帯で確認したとする地表の変位量2～4mと整合しないし、そもそも、地震調査委員会（2011）も、「地表のずれの量は、地下の断層面におけるずれの量と同量ではない可能性がある」として、「強震動の計算を行う場合等には、この点に十分留意する必要がある」と注記しているところである（乙39（78頁））。

また、応力降下量について、壇ほか（2011）においては、

平均動的応力降下量 ( $\Delta \sigma^{\#}$ ) と震源断層面積 ( $S$ ) 及び地震モーメント ( $M_0$ ) との関係式は、「 $\Delta \sigma^{\#} = c \times M_0 \div (S \times W_{\max})$ 」(乙43 (2045頁)) と定義されている ( $c$  は断層のアスペクト比 (断層長さ と断層幅の比) から求まる比例定数)。原告らの主張は、「平均動的応力降下量 ( $\Delta \sigma^{\#}$ ) と震源断層の幅 ( $W_{\max}$ ) は反比例することから、震源断層の幅 ( $W_{\max}$ ) を 15 km から 12 km に変更すれば、上記の関係式が釣り合う (左辺と右辺の関係性が変わらない) ように、応力降下量は、34 bar (= 3.4 MPa)  $\times$  15  $\div$  12  $\doteq$  43 bar (= 4.3 MPa) と設定するのが適切である。」というものであるが、これは、上式に照らし合わせれば、震源断層の幅 ( $W_{\max}$ ) が変わっても、すなわち断層面積 ( $S$ ) が変わっても、地震モーメント ( $M_0$ ) は変わらないということを前提とした主張である。断層面積と地震モーメントとの関係については、入倉・三宅 (2001) の式等に代表されるように、断層面積が大きくなれば地震モーメントが大きくなるというのが地震学における一般的な知見であるにもかかわらず、原告らはこれをことさらに無視した主張を展開しており、不合理である。

そもそも、壇ほか (2011) は、平均すべり量が 3 m 程度で一定となることを前提として、地震モーメントの値とのバランス等を全体的に考慮しながら、平均応力降下量 3.4 MPa、アスペリティの応力降下量 12.2 MPa という値を提案し、その提案された一連のパラメータの値に基づいて各種検証がなされ、妥当性が確認されているものである。原告らの主張は、この事実を無視して、一部のパラメータである平均すべり量や応力降下量だ

けを置き換えてその他のパラメータはそのままに計算するよう求めるものであり、極めて不当であり理由がない。また、原告らは、Fuji and Matsu'ura (2000) の手法は、断層幅 (W) を 15 km に設定するなどの条件の下で平均応力降下量を 3.1 MPa, アスペリティの応力降下量を 14.4 MPa に固定するものであるから、断層幅が約 12 km の断層に適用すると、応力降下量が過小評価になるとも主張する (原告ら準備書面 9 第 3 の 3 (5) (37 頁)) が、当該主張についても同様に理由がないものである。

(イ) 入倉・三宅 (2001) について

a 島崎邦彦氏の指摘について

原告らは、前原子力規制委員会委員長代理の島崎邦彦氏が、入倉・三宅 (2001) が提案する断層面積と地震モーメントとの関係式を用いて地震モーメントを求めると過小評価となる場合があることを指摘しているとして、被告が敷地前面海域の断層群 (中央構造線断層帯) の断層長さ約 54 km のケースで入倉・三宅 (2001) を用いて地震モーメントを求めていることから、当該ケースの地震動評価が過小評価となるおそれがある旨主張する (原告ら準備書面 9 第 3 の 3 (6) イ a (38 頁以下))。

しかしながら、島崎邦彦氏の指摘については、関西電力株式会社の大飯発電所の地震動評価について同様の指摘を受けた原子力規制庁が検証を行っており、平成 28 年 7 月 27 日の規制委員会において、①島崎邦彦氏の発言を踏まえ、地震モーメント算出式を入倉・三宅 (2001) の式から武村式に置き換えて評価する

と、非現実的なモデルとなり、この結果をもって、大飯発電所の基準地震動の妥当性を議論することは適切ではないこと、②大飯発電所の基準地震動策定に用いた入倉・三宅(2001)の式は、震源断層の詳細な調査結果をもとに断層モデルを用いて地震動を策定するまでの一連の手法として広く検証されたものであり、審査にあたっては断層長さや幅等に係る保守性の考慮が適切になされていることを確認していることから、基準地震動を見直す必要は無いと結論付けられている(乙154(3頁))。すなわち、原子力規制委員会によって、島崎邦彦氏の指摘は適切ではなく、原子力発電所の地震動評価に入倉・三宅(2001)を用いることの合理性が確認されたのである。したがって、島崎邦彦氏の指摘をもって本件発電所の地震動評価が過小であるとする原告らの主張も適切ではなく、本件発電所の地震動評価に入倉・三宅(2001)を用いているからといって、基準地震動 $S_s$ を見直す必要はない。

そもそも、島崎邦彦氏が入倉・三宅(2001)を用いた場合に地震モーメントが過小評価となると主張しているのは、断層傾斜角が「垂直な断層や垂直に近い断層」を対象とした場合であるとされているところ(甲B81(654頁))、被告は、入倉・三宅(2001)を用いる断層長さ約5.4kmのケースについて、断層傾斜角を北傾斜30度とする不確かさを考慮していることから、島崎邦彦氏の指摘は、本件3号機の地震動評価には当たらない(断層長さ5.4kmで断層傾斜角を鉛直としたケースでは地震モーメントが $2.74 \times 10^{19} \text{ N} \cdot \text{m}$ であるのに対し、北傾斜30°の

ケースでは約4倍の $1.10 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ となっている(乙37(92頁))。さらには、断層傾斜角が垂直なケースについても、入倉・三宅(2001)以外にも、壇ほか(2011)を適用して地震モーメントを算出し、入倉・三宅(2001)で求まる地震モーメントよりも保守的な値を設定して地震動評価を行っており(乙37(54~55頁))、過小評価という指摘は当たらない。

b 強震動予測レシピにおける入倉・三宅(2001)の扱いについて

原告らは、平成20年4月11日改訂の強震動予測レシピから、地震規模(地震モーメント)を求める手法として、従来から記載されていた入倉・三宅(2001)の手法に加えて、松田式を用いる手法が記載されることとなり、地震調査委員会(2011)でも松田式を用いる手法が採用されているとして、このような扱いがなされるのは、地震調査委員会が入倉・三宅(2001)の手法よりも松田式を用いる手法が妥当だと判断したからであり、入倉・三宅(2001)の式を用いた被告の評価は妥当とは言えない旨主張する(原告ら準備書面9第3の3(6)イc(42頁以下))。

しかしながら、その経緯については、平成21年7月21日に公表された「全国地震動予測地図」の技術報告書において、強震動予測レシピは、断層帯を個別に取り上げて、詳細に強震動評価を行うことを目的としてまとめられてきた一方で、多くの断層帯を対象として一括して計算するような場合や、対象とする断層帯における詳細な情報に乏しい場合であっても強震動の時刻歴を計算できるようにするため、従来の「レシピ」に基づきながらも一

部の断層パラメータの設定を簡便化した方法として、強震動予測レシピに追加されたものである旨説明されている（乙155（2-1頁））。すなわち、地震調査委員会は、平成17年3月に「全国を概観した地震動予測地図」を公表し、以降、毎年更新及び公表を行ってきたところ、地震動予測地図のさらなる高度化を図る観点から、平成20年末までに長期評価が行われた105の主要活断層について断層モデルを設定し、強震動波形等を計算することとしたため、多くの断層帯を対象として一括して計算できるよう便宜的に簡便化した方法を設定する必要があったことから、松田式を用いた手法が導入されたのである。そして、強震動予測レシピの前文においても、松田式を用いた手法に関連して、「この「レシピ」は、個々の断層で発生する地震によってもたらされる強震動を詳細に評価することを目指している。但し、日本各地で長期評価された多数の活断層帯で発生する地震の強震動を一定以上の品質で安定的に計算するために、地表の活断層長さ等から地震規模を設定する方法（被告注：松田式を用いる手法）も併せて掲載する。」と述べられている（乙126（1頁））。

したがって、入倉・三宅（2001）の手法を用いた被告の評価を非難する原告らの主張は、松田式を用いた手法の位置付けについて理解しないものであり、失当である。

c 中央防災会議の評価等について

原告らは、中央防災会議の「東南海、南海地震等に関する専門調査会」が、入倉・三宅（2001）の式を用いた場合に過小評価のおそれがあることを示唆していると主張する（原告ら準備書

面9第3の3(6)イb(41頁))。

しかしながら、原告らが原告ら準備書面9(41頁)の図2.3.2に示すグラフは、断層面積と地震モーメントとの関係又は断層長さや地震モーメントとの関係を表す関係式から計算されたモーメントマグニチュードを示すものであるが、いずれの関係式についてもその基となった地震データが異なり(解析に用いた地震が同一ではないことに加えて、例えば、断層の長さをとっても、地表の活断層の長さを用いているものもあれば、地中の震源断層の長さを用いているものもある。)、それぞれに特徴を有していることから、単純に比較していずれの関係式が合理的かを論じることとはできず、原告らの主張は意味をなさない。

(ウ) 被告が断層モデルを用いた手法による地震動評価において考慮した不確かさに対する主張について

a 独立して考慮した不確かさについて

原告らは、被告が断層モデルを用いた手法による敷地前面海域の断層群(中央構造線断層帯)に係る地震動評価において考慮した不確かさのうち、アスペリティの応力降下量及び位置の設定が不十分であるかのように述べるとともに、独立して考慮した不確かさについて相互に重畳して同時に考慮すべきであると主張する(原告ら準備書面6第2の3(3)ウb(34頁以下)、原告ら準備書面9第3の3(7)(45頁以下))。

しかしながら、上記第1の2(1)イ(ア)で述べたとおり、被告は、断層モデルを用いた手法による敷地前面海域の断層群(中央構造線断層帯)に係る地震動評価において不確かさを適切に考慮して

いる。すなわち、被告は、地震動評価における各種の不確かさの分類・分析を行い、地震発生時の環境に左右される偶然的な不確かさ及び事前に平均的なモデルを特定することが困難な不確かさについてはあらかじめ基本震源モデルに織り込み、事前の調査、経験式等によって平均的なモデルを特定することが可能な不確かさについては基本震源モデルに重畳させる独立した不確かさとして考慮している（乙37（21～24頁））。

ここで、敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）に係る断層モデルによる地震動評価過程において被告が平均的なモデルを特定することが可能とした不確かさは、①応力降下量、②地質境界断層の傾斜角（北傾斜）、③断層傾斜角（南傾斜）、④破壊伝播速度及び⑤アスペリティの平面位置である。これらの詳細について述べると、①応力降下量については、2007年新潟県中越沖地震の震源特性として、短周期レベル<sup>80</sup>が平均的な値の1.5倍程度大きかったという指摘があるところ、これは、ひずみ集中帯に位置する逆断層タイプの地震という地域性によると考えられるため、本来ならば横ずれ断層の卓越する地域にある本件発電所には想定されるものではなく、過去の地震観測記録に基づいて本件発電所周辺で発生する地震の震源特性の分析を行って考慮する必要がないことを確認すべきところであるが、本件発電所周辺では規模の大きい内陸地殻内地震は発生していないことを踏まえ、新

---

80 震源特性のうち、強震動に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトル（観測記録から増幅特性及び伝播特性の影響を取り除き、震源特性に対応した地震波の加速度スペクトル）のレベルのこと



潟県中越沖地震の知見を反映し、短周期レベルと相関関係のある応力降下量を基本震源モデルの1.5倍又は20MPaとした場合の評価を行うものである。また、②地質境界断層の傾斜角（北傾斜）は、中央構造線断層帯の震源断層面が地質境界と一致するとの見解を完全には否定できないことを考慮して、地質境界と一致する場合を、③断層傾斜角（南傾斜）は、被告による地質調査の結果からも鉛直と評価され、強震動予測レシピにおいても横ずれ断層では鉛直（90度）に設定することが基本とされているものの（乙126（4頁））、断層傾斜角のばらつきを考慮して、敷地側（南側）に80度傾斜する場合を評価するものである。④破壊伝播速度については、破壊伝播速度（ $V_r$ ）とせん断波速度（ $V_s$ ）（地震発生層のS波速度）の関係は、G e l l i e r（1976）<sup>81</sup>の知見に基づき $V_r = 0.72 V_s$ とすることが信頼性の高い知見として強震動予測レシピにおいても採用されており（乙126（13頁）。ただし、乙126では、 $V_s$ が「 $\beta$ 」と表記されている。）、被告による地質調査の結果からは修正すべき特段の事情は得られていないものの、海外の長大な活断層の破壊伝播速度がS波速度を超える事例があるとの知見を踏まえ、長さ約480km及び約130kmのケースについては破壊伝播速度 $V_r = V_s$ の場合の評価を行い、また、長さ約54kmのケースについては、平均的な破壊伝播速度の不確かさに関する知見を踏まえ破壊伝播速度 $V_r = 0.87 V_s$ の場合の評価を行うものである。そして、⑤

---

81 Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Geller, R. J. , 66, 1501-1523, 1976.

アスペリティの平面位置については、基本的にはジョグにアスペリティは想定されないものの、完全には否定できないことから、敷地正面のジョグにアスペリティを配置する場合の評価を行うものである。(乙13(6-5-31~6-5-33頁, 6-5-70~6-5-75頁), 乙37(21~24頁, 37頁))

したがって、上記①~⑤の不確かさは、いずれも、基本震源モデルとして、詳細な調査、評価を行うことで信頼性の高い想定がなされている条件、あるいは信頼性の高い知見に基づき設定できる条件に対して、本件発電所周辺で発生する地震の震源特性として本来は想定され難い想定を不確かさとして考慮するものであり、被告が基本震源モデルに織り込んだ地震発生時の環境に左右される偶然的な不確かさ及び事前に平均的なモデルを特定することが困難な不確かさとは不確かさの程度が異なり、相互に重畳する蓋然性は極めて小さいことから相互に重畳させる必要性はなく、独立した不確かさとして考慮することが合理的である。

この点、地震ガイドにおいても、「必要に応じて不確かさを組み合わせるなどの適切な手法を用いて評価すること」、「不確かさ要因を偶然的な不確かさと認識論的な不確かさに分類して、分析が適切になされていること」が要求されている(乙44(2頁, 10頁))。そして、原子力規制委員会は、本件3号機の発電用原子炉設置変更許可申請書に関する審査書案に対する科学的・技術的意見の公募手続(パブリックコメント)で寄せられた不確かさの考慮について「アスペリティの平面位置」、「応力降下量(短周期レベル)」及び「破壊開始点」を重畳させるべき」との意見に対し、上記地

震ガイドの要求を参照した上で、被告が「地震動の評価過程に伴う不確かさについて、必要に応じて適切に組み合わせていることを審査で確認し」たとしている（乙132（別紙1の8頁））。

また、原告らは、上記の被告が基本震源モデルに独立して考慮した不確かさに関して、応力降下量に係る不確かさの考慮について、1.5倍又は20MPaの水準に根拠はない旨、アスペリティの平面位置の考慮が不十分である旨述べるが、1.5倍又は20MPaの水準は、地震・津波に関する意見聴取会（地震動関係）において、新潟県中越沖地震の知見を踏まえて検討された合理的な水準であり（乙156）、原子力規制委員会の審査においても採用されている水準である（乙157（19枚目））し、アスペリティの平面位置について、被告は、中央構造線断層帯のセグメントを踏まえながら、ジョグ以外の区間で本件発電所の敷地に厳しい位置に配置するなどした上で（乙37（51頁））、上記不確かさの⑤をも考慮しているのであるから、原告らの主張に理由はない。

以上のとおり、原告らの、アスペリティの応力降下量及び位置の設定が不十分であるとの主張、独立して考慮した不確かさについて相互に重畳して同時に考慮すべきであるとの主張には理由がない。

b グリーン関数について

原告らは、被告が敷地前面海域の断層群（中央構造線断層帯）の評価に用いたグリーン関数（要素地震）は、海洋プレート内地震1つだけであり、グリーン関数の適正さに疑義があると主張する（原告ら準備書面9第3の3(3)イ（32頁））。

しかしながら、まず、グリーン関数の適切性について、被告は、海洋プレート内地震を要素地震として採用するにあたり、適切に媒質や応力降下量の補正を行っており何ら問題はなく、過小評価となるおそれもない。海洋プレート内地震を要素地震に採用しているから適正さに疑義があるとの原告らの指摘は単なる憶測である。

また、被告はグリーン関数法による評価を行うに先立って、経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法とによる評価をそれぞれ実施して両者の比較を行った。その結果、原子炉容器、蒸気発生器等の主要な設備の固有周期と重なる周期0.1秒付近以下に着目すると経験的グリーン関数法による評価の方が厳しい評価となった。このため、被告は経験的グリーン関数法を評価に用いるとしたものである。(乙13(6-5-41頁))

ちなみに、被告は、断層モデルに基づく手法による基準地震動 $S_s - 2$ を策定する際においては、要素地震の特徴に起因して、南北方向の一部周期帯の地震動レベルがやや過小となることを勘案して、工学的判断から南北方向と東西方向の地震波を入れ替えたケースも基準地震動 $S_s - 2$ の1波として採用することとしている。(乙13(6-5-49~6-5-50頁))

このように、被告は、グリーン関数をもつ不確かさについて十分に考慮しており、原告らの主張は失当である。

## (2) プレート間地震について

### ア 琉球海溝との連動について

原告らは、古本宗充氏が御前崎から喜界島にかけての1000kmを

超える領域でM9クラスの西日本超巨大地震が平均して約1700年の間隔で発生した可能性を指摘するところ、設置許可基準規則の解釈<sup>82</sup>でも世界で起きた大規模な地震を踏まえるべきことが規定されるなど、この超巨大地震を想定しなくてよい理由はないと縷々述べている（原告ら準備書面6第2の2(2)イb（15頁以下））。

しかしながら、強震動という観点に立てば、遠い地で発生した地震動は敷地に到達するまでに減衰するという特徴がある。例えば、1995年兵庫県南部地震の際に伊方発電所で観測した最大加速度は約2ガルであった。こうした事例に鑑みれば、地震規模の大小と地震動の大小は必ずしも一致しない。南海トラフや琉球海溝沿いの地震では規模が大きくなっても距離が遠くなるため、影響は限定的であることは自明であり、原告らの指摘は適切ではない。

また、原告らは、古村孝志氏の指摘に言及して、南海トラフの、東海、東南海、南海地震の3つの地震セグメントが数分から数十分の時間差で順番にズレ動く時間差連動の検討が必要である旨を主張する（原告ら準備書面6第2の2(2)ウ（18頁以下））。

しかしながら、3つの地震セグメントが、仮に3分割されて時間差連動した場合にも、東海、東南海セグメントは本件発電所の敷地から離れていることから、これらのセグメントから本件発電所の敷地にもたらされる地震動はかなり小さいものと推察される。したがって、仮に3セグメントが時間差で動いて長時間の揺れをもたらしたとしても、南海セグメントによる影響が最も大きく、大きな影響が生じることは

---

82 実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈（平成25年6月原子力規制委員会決定）

ない。古村孝志氏は、名古屋や大阪など、3つのセグメントからほぼ等しい距離にある平野について連動による影響評価の必要性を指摘しているものと思われる。

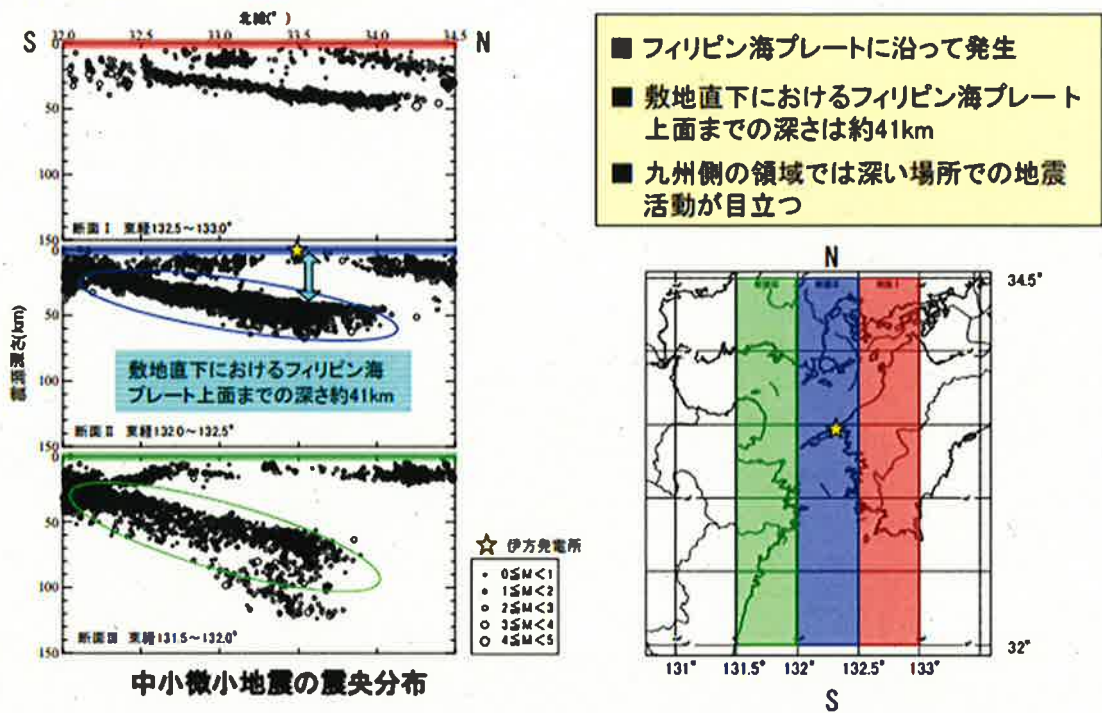
イ 東北地方太平洋沖地震において、女川原子力発電所で観測された地震動との比較について

原告らは、東北地方太平洋沖地震の場合、震源域が海上にあったにもかかわらず、女川原子力発電所で6.36ガル、福島第一原子力発電所で6.75ガルの地震動を観測した例を考えれば、南海トラフの巨大地震が発生すると、その震源域にある本件発電所においては、基準地震動を超える事態も十分考えられる旨を主張する（原告ら準備書面6第2の2(2)エ（21頁以下））。

プレート間地震である南海トラフの巨大地震を引き起こす原因となるフィリピン海プレートは、図38に示すとおり、陸側のプレートの下に沈み込んでいる。図38は、本件発電所の敷地周辺の小規模な地震活動に関して南北方向断面（図の右側に赤、青、緑で示された領域がそれぞれ左側の赤、青、緑の断面図に対応している。）での発生分布を示したものであり、フィリピン海プレートが陸側のプレートの下に沈み込んでいる様子を確認することができる。そして、図に青色で示された本件発電所を含む断面の分布を見ると、本件発電所の敷地直下ではフィリピン海プレート上面から地表までの距離が約4.1kmであることが分かる。このように、南海トラフによる地震の震源となるプレート上面から本件発電所までの距離が長いため、地震動が減衰し、最大クラスの地震である南海トラフの巨大地震を敷地直下に想定しても、本件発電所に到達する地震動はあまり大きなものにならないので

ある。（答弁書「請求の原因に対する認否」第4の2(2)ウ(イ)（300～302頁））

**【鉛直分布(NS方向断面)】**



（被告の平成25年8月28日審査会合資料から抜粋）

図38 本件発電所敷地周辺の小規模な地震記録（南北方向断面）

この点、原告らは、東北地方太平洋沖地震の際、沈み込む太平洋プレート上面から地表まで約60kmの場所に立地している女川原子力発電所及び福島第一原子力発電所において本件発電所の基準地震動 $S_s$ と同等の地震動を観測し、さらに内陸にありプレート上面から地表まで約80kmの地点（K-NE T 築館観測点（MYG004））で大きな加速度を観測したとして、南海トラフの巨大地震の震源域に位置する本件発電所にはより大きな地震動が到来する旨主張する。

しかしながら、特定の地点においてどのような地震動が生じるかは、当該地点の地域特性（「震源特性」、地震波の「伝播特性」及び地盤の「増幅特性」）に大きく左右されることはこれまで述べてきたとおりである（答弁書「被告の主張」第7の2(1)オ（83頁以下）等）。

そして、地震動は距離に応じて減衰して小さくなるのが通常であるところ、距離の近い女川原子力発電所で最大加速度が636ガル（はぎとり解析結果）（乙36）となる地震動を、距離の遠いK-NE T 築館観測点で最大加速度が2933ガルとなる地震動をそれぞれ観測しているのは、両地点の地域特性の違いが観測された地震動に大きく影響しているものと考えられる。例えば、観測地点の地盤について、女川原子力発電所の敷地は解放基盤表面のS波速度が約1500m/秒である（乙158（8頁））のに対し、K-NE T 築館観測点は地震計を設置している地表付近で同100m/秒、地下約10mの地点で同550m/秒となっており（乙159）、軟らかい地盤で地震動を観測したK-NE T 築館観測点では、地震動が大きく増幅したことが推測される。ただし、両地点の観測値が大きくかい離していることから、地盤の硬さに基づく増幅特性以外の地域特性も影響している可能性も考えられるところである。

本件発電所の敷地における解放基盤表面のS波速度は、約2600m/秒であり（乙13（6-3-103頁））、女川原子力発電所の敷地における解放基盤表面のS波速度（約1500m/秒）と比較しても地震動の増幅が小さい地盤である。

そして、比較する地震も同じプレート間地震ではあるものの、発生する場所も形状も異なっており、当然ながら震源特性も異なる（太平



洋プレートの方が発生する地震動の強さが大きい)。フィリピン海プレートと太平洋プレートの違いについては、例えば、強震動予測レシピにおいてスラブ内地震(海洋プレート内地震)の短周期レベルを設定する場合にフィリピン海プレートでは0.5倍する旨が規定され(乙126(20頁)),佐藤(2010)<sup>83</sup>では太平洋プレートのプレート間地震に係る短周期レベルが、壇ほか(2001)により求められる短周期レベル(すべての地震の平均的な値として強震動予測レシピに採用されているもの)の「1.63倍」とされている(乙160(930頁))し、さらに、佐藤(2012)<sup>84</sup>においても、宮城県沖のプレート間地震(太平洋プレートのプレート間地震)の短周期地震動が大きくなる傾向が指摘されている(乙96の「4.2 短周期レベル及び強震動生成領域の総面積のスケーリング則」(702頁))。このように、プレート間地震やスラブ内地震において、太平洋プレートの地震がフィリピン海プレートの地震に比べ、相対的に強い地震動をもたらす理由は、プレートの形成年代、厚さ、形状等に起因していると考えられる(例えば、太平洋プレートの方がフィリピン海プレートに比べ、形成年代は古く、厚みがあり、硬いことなどが挙げられる。)

したがって、本件発電所の敷地と女川原子力発電所の敷地とでは、地域特性が全く異なるのであるから、沈み込むプレート上面から地表

83 「逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則」佐藤智美, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, 923-932, 2010.

84 「経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルプレート境界地震の短周期レベルに着目して」佐藤智美, 日本建築学会構造系論文集, 77, 675, 695-704, 2012.

までの距離が本件発電所の敷地で約41km、同じく女川原子力発電所の敷地で約60kmであり、その差が約20kmあるとしても、K-NET 築館観測点と女川原子力発電所の敷地における地震動の観測値のケースと同様に、沈み込むプレート上面から地表までの距離が遠い女川原子力発電所での観測記録の方が大きくなることも十分に考え得るのである。

原告らの主張は、こうした地域特性の違いを考慮せずに、本件発電所の敷地において想定される南海トラフの地震による地震動と女川原子力発電所における東北地方太平洋沖地震の観測記録とを単純に比較するものであり、意味をなさない。

ウ 被告が応答スペクトルを用いた手法による地震動評価において想定した地震規模について

原告らは、内閣府検討会（2012b）等において、南海トラフの巨大地震の検討に用いる経験的手法のパラメータがMw8.3と設定されたことから、M9.0でも地震動評価上はMw8.3でよいとするのは誤りと主張する（原告ら準備書面6第2の2(3)(24頁以下)）。

応答スペクトルに基づく地震動評価で用いる距離減衰式は、実際に起こった地震の観測記録に基づき、地震規模や震源との距離等少ないパラメータによって地震動のレベルを評価する経験式であり、経験式の回帰に用いた観測記録が豊富な範囲では精度の高い評価が可能である。一方、M8を超えるような大規模な地震や震源が極近傍にある地点での観測記録等は過去の事例が少ないため、そのような観測記録のない範囲の地震に経験式を適用する場合には、精度が低く、過大な評価となる可能性がある。

この点、内閣府検討会（2012a）<sup>85</sup>では、「2011年東北地方太平洋沖地震において、経験的手法である距離減衰式から求められる、地震規模であるパラメータ $M_w$ は8.2～8.3程度であり、すべり量や応力降下量など断層運動から求められる地震の規模 $M_w$ 9.0と比べると相当小さな値となっている」とされており、「中央防災会議（2003）の東海・東南海・南海地震に関する検討においても同様の関係が見られ、東海・東南海・南海地震の距離減衰式による震度分布の推計で用いたパラメータ $M_w$ は8.0である。」としている（乙161（3頁））。被告の応答スペクトルに基づく地震動評価（経験的手法）については、この指摘を踏まえて適切に評価を行っているのである。

なお、断層モデルを用いた手法においては、地震の規模は $M$ 9.0を想定した評価を行っていることから、被告の評価が不合理であるとする原告らの主張は誤りである。

#### エ SPGAモデルについて

原告らは、野津厚氏の意見書（甲B98）に基づいて、本件発電所における南海トラフ地震の評価においては、直下に強いSPGA（被告注：甲B98において「パルスの発生源」を呼称する用語。「強震動生成領域の中で局所的に応力降下量の高い部分」とされている。）が存在するケースを考慮すべきであり、その場合、最大加速度約190'0ガル、最大速度約138cm/秒の地震動が算出されると主張する（原告ら準備書面9-2の第3の4(2)（3頁以下））。

---

85 「南海トラフの巨大地震モデル検討会（第一次報告）」内閣府検討会、2012.

しかしながら、以下に述べるとおり、甲B98の試算（以下「本件試算」という。）では、適切な想定がなされているとは言えず、原告らが主張するような地震動は本件発電所では想定されない。

(ア) 太平洋プレートとフィリピン海プレートの違いについて

野津厚氏は、本件試算におけるSPGAのパラメータに、2011年東北地方太平洋沖地震のSPGAモデルのパラメータを用いたとする（甲B98（28頁））。

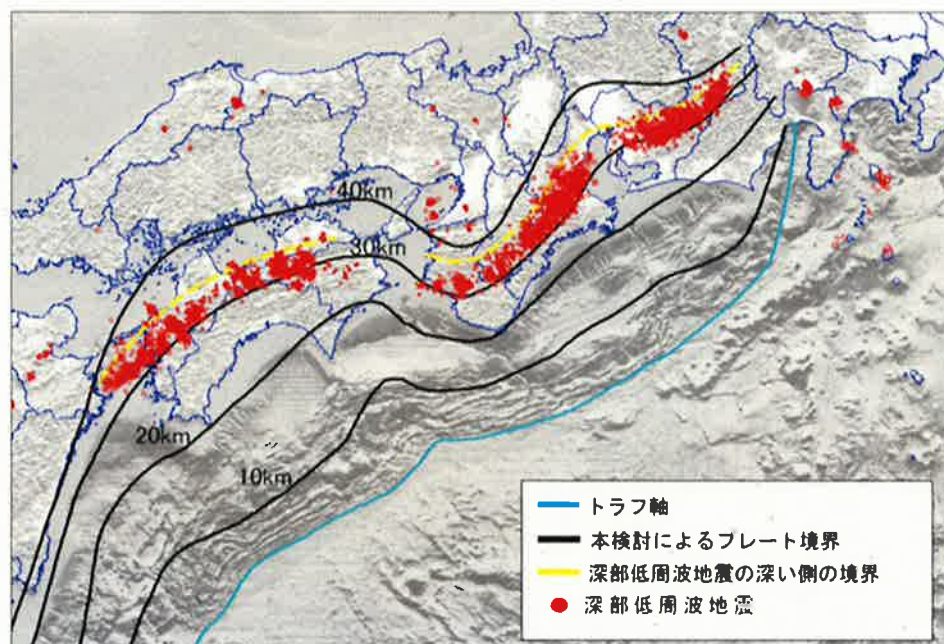
しかしながら、上記イでも述べたとおり、太平洋プレートとフィリピン海プレートとでは、発生する地震動の強さが異なるから、東北地方太平洋沖地震の記録から特定されたSPGAを、プレートの異なる本件発電所の敷地周辺地域で発生する地震にそのまま想定した本件試算は合理的とは言えない。

(イ) 本件発電所の敷地直下にSPGAは想定されないことについて

被告は、内閣府検討会（2012b）の強震動生成域（SMGA）モデルを採用している。内閣府検討会（2012b）は、その強震動生成域の配置について、「強震動生成域の具体的な設定に当たっては、深部低周波地震の発生領域及び長期的ゆっくりすべりの領域は、プレートがある程度固着しているものの、特に強い地震波を発生させるような断層すべりが起きる可能性は低いと考えられることから、これらの領域を避けるよう配慮した。」（乙162（8頁））としている。

深部低周波地震とは、プレート境界の固着域よりも深い領域で発

生する低周波の地震であり，内閣府検討会（2011）<sup>86</sup>では，図39のように，深さ30～35kmの領域で発生することが示されている（乙163（41頁）（図中に示されている10km～40kmの表示は「本検討によるプレート境界」の深さを示している。）。これによると，本件発電所の敷地直下は，深部低周波地震の深い側の境界付近に位置することになる。



（乙163（41頁）より）

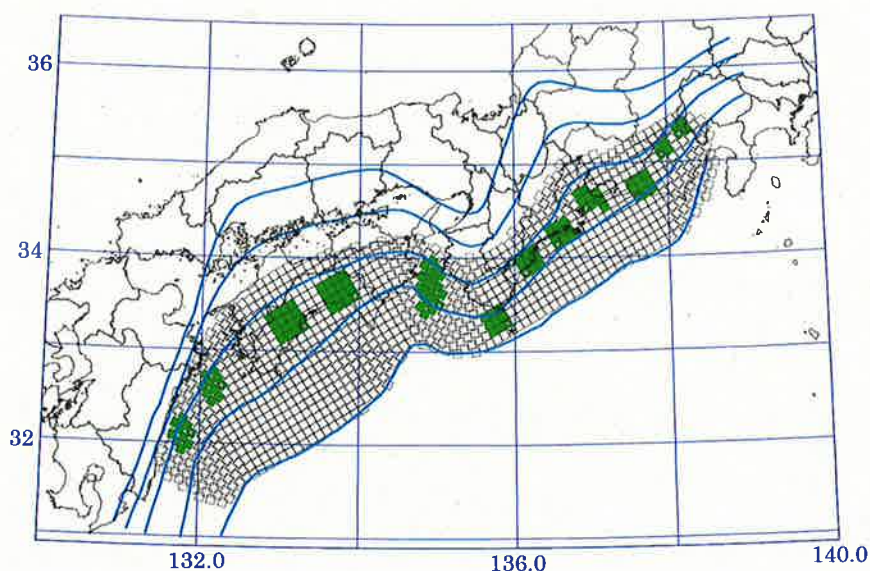
図39 深部低周波地震の発生域

そして，内閣府検討会（2012b）は，強震動生成域を配置するにあたり，この深部低周波地震の発生領域を考慮して，強震動生成域を「可能性がある範囲で最も陸域側（プレート境界面の深い側）

86 「南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ」内閣府検討会，2011.

の場所に設定したもの」(乙162(8頁))として、陸側ケースを設定している(図40(図中に緑色で示す領域が強震動生成域であり、青色の線は図39における「本検討によるプレート境界」に該当する。))。

つまり、内閣府検討会(2012b)は、深部低周波地震の深い側の境界付近にあたる本件発電所の敷地直下において、特に強い地震を発生させるような断層すべりが起きる可能性は低いと判断して強震動生成域を配置していないのである。



(乙162(31頁)より)

図40 内閣府検討会(2012b)の陸側ケース

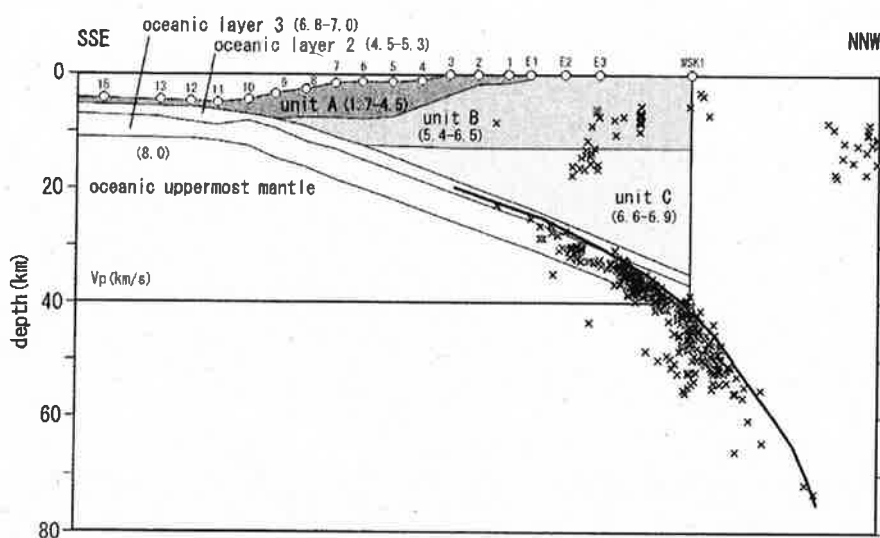
このように、本件発電所の敷地直下には、本来、強震動生成域は想定されないことから、「強震動生成領域の中で局所的に応力降下量の高い」(甲B98(7頁))とされるSPGAは、なおさら想定されない。なお、被告による本件発電所の地震動評価においては、不

確かさの考慮として、敷地直下には本来想定されない強震動生成域をあえて配置した検討を行ったものであるが、これ自体極めて可能性の低い事象を考慮したものであり、これに加えてさらにSPGAを設定した評価を行うのは、およそ現実的な想定とは言えず、これを考慮していないからといって被告の想定が不合理となるものではない。

この点、野津厚氏は、「伊方発電所の直下におけるプレート境界は中小微小地震の発生している領域に当たっていることから、この位置にSMGAが位置する可能性は否定できません。次に・・・(中略)・・・そこにSPGAを配置します。」(甲B98(28頁))と主張するが、当該領域で発生している地震のほとんどがプレート境界の地震(プレート間地震)ではなくプレートの内部で発生する地震(海洋プレート内地震)であることが確認されており(松崎ほか(2003)では、図41のとおり、当該領域の地震はプレート内(図41では「oceanic layer」と記載した部分)で発生していることが示されている(乙164(274頁))。)、同氏の主張は誤りである。なお、本件発電所の敷地直下でプレート間地震が発生しないと考えられることについては、予測地図(2014)における、フィリピン海プレートの震源をあらかじめ特定しにくい地震の想定でも、本件発電所の敷地直下を含む領域(図42の赤字で「3」と記載された領域)においては、プレート間地震と海洋プレート内地震の発生割合が0:1とされており(図42, 乙152(112頁, 121頁))、また、南海トラフ沿いの $M \geq 7.6$ の地震の断層面も本件発電所の敷地直下には想定されていないこと(図

43, 乙152 (113~114頁, 125頁)) からも裏付けられている。

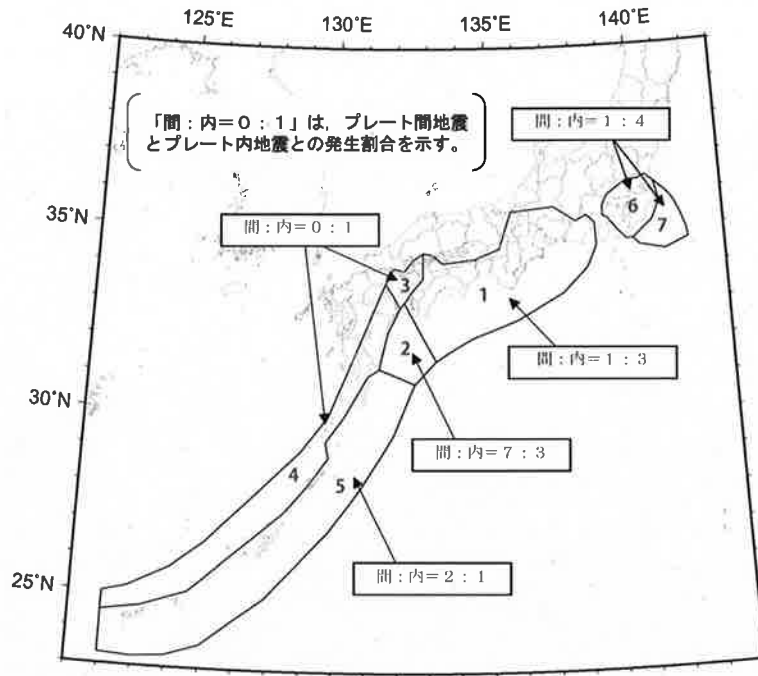
以上のとおり, 本件発電所の敷地直下にはSPGAの存在は想定されないことから, 本件試算により算出された地震動は本件発電所で想定されるものではない。



(乙164 (274頁) より)

図41 敷地周辺のフィリピン海プレートの形状と微小地震





(乙15.2 (121頁) に一部加筆)

図4.2 全国地震動予測地図におけるフィリピン海プレートの震源をあらかじめ特定しにくい地震

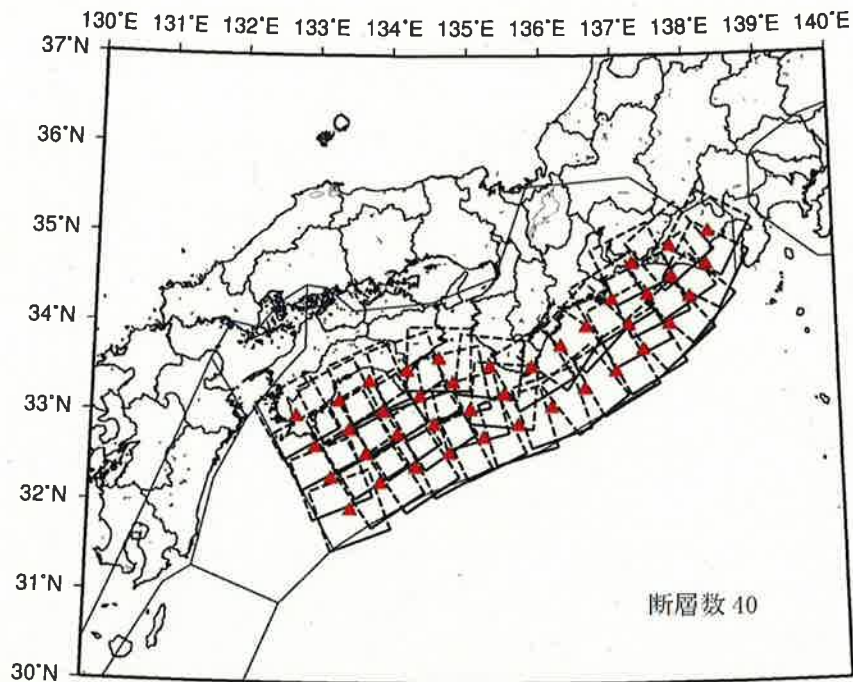


図 5.2.3-11 南海トラフ沿いの  $M \geq 7.6$  の地震の断層面 (▲: 断層中心)  
 (プレート間地震の断層面はプレート上面に沿うように、プレート内地震の断層面はそれよりも 10km 深いところに配置)

(乙 152 (125 頁) より)

図 4.3 全国地震動予測地図における南海トラフ沿いの  $M \geq 7.6$  の地震

(ウ) 地盤条件が本件発電所の敷地とは異なることについて

甲 B 9 8 は、本件試算で用いた地盤の増幅特性について、「E H M H 0 7 の地点での経験的サイト増幅特性を用い」としている (甲 B 9 8 (28 頁))。(なお、野津厚氏は、地盤の増幅特性を「サイト増幅特性」と呼んでいるようである。)

甲 B 9 8 では、地震基盤としてどの程度の硬さの岩盤を想定しているのかは明記されていないが、一般的には、せん断波 (S 波) 速度で 3.0 ~ 3.5 km/秒程度以上の岩盤が地震基盤として扱われる。これに対して、本件発電所の基礎地盤は、せん断波速度が約 2.

6 km/秒であり（乙13（6-3-103頁））、極めて硬い地盤である。したがって、本件発電所の基礎地盤、すなわち、解放基盤表面<sup>87</sup>においては、地震基盤からの地震動の増幅はほとんどないと考えられる（実際の観測記録においても、地震基盤から解放基盤表面までの間に地震動の増幅が見られないことは、答弁書の図96（299頁）で示したとおりである。）。

一方、EHMH07地点では、図44（「PS検層図」欄の青色線、「区間速度 S波」欄）で示すとおり、地表にせん断波速度175～470 m/秒の地盤が20 m程度の層厚で存在しており、せん断波速度が約2.6 km/秒以上の岩盤で構成される本件発電所の基礎地盤（地盤構造モデル）（図45）とは異なり、地震動が地表付近で大きく増幅することが予想される。実際、甲B98の図17（29頁）に示されるEHMH07の地盤の増幅特性を見ると、5 Hz（周期でいうと0.2秒）～10 Hz（周期でいうと0.1秒）の高周波数側（周期でいうと短周期側）において、地表での地震動が地震基盤での地震動に対して2～5倍程度増幅することを示している（図46）。このため、当該地点の地盤の増幅特性と本件発電所の基礎地盤の増幅特性とを同等にみなすことはできない。

以上のとおり、本件試算により算出された地震動は、EHMH07地点における地盤の増幅特性の影響を大きく受けていることが認められ、この点においても、本件発電所において想定されるものではない。

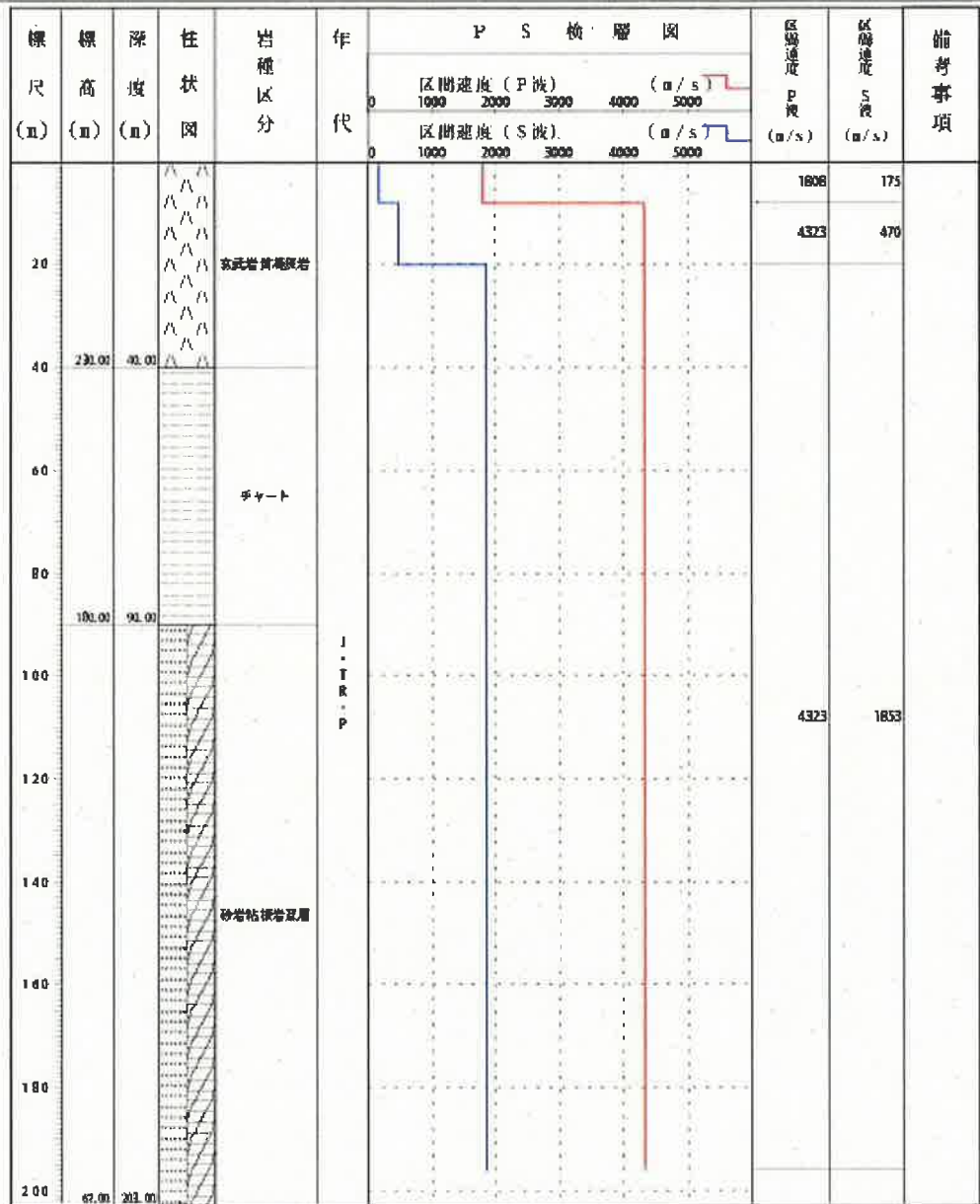
---

87 本件発電所では、基礎地盤表面を解放基盤表面に設定している。

### ボーリング柱状図

観測点名： 河辺 (かわべ)  
 所在地： 愛媛県喜多郡河辺村横山2177  
 緯度： 33° 29' 56.0"  
 孔口標高： +270m

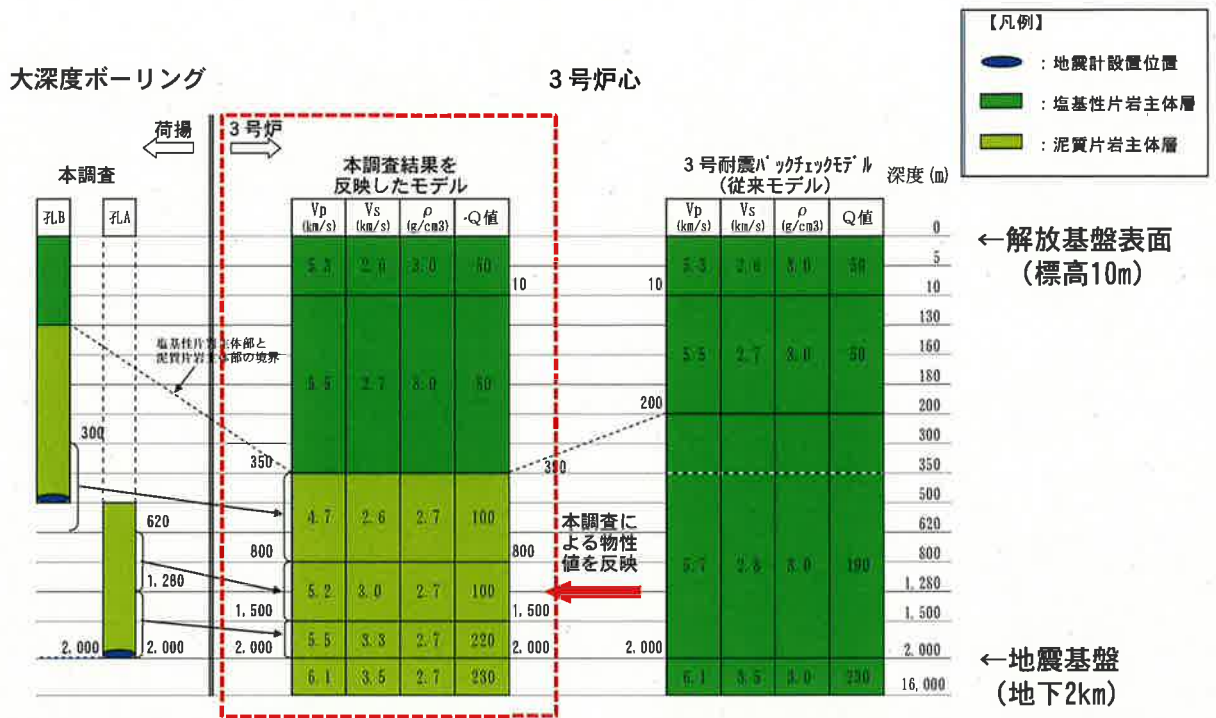
観測コード： EHM07  
 経度： 132° 45' 2.0"  
 総掘進長： 203.00m



Copyright (c) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, All rights Reserved.

(防災科学技術研究所のウェブサイトより)

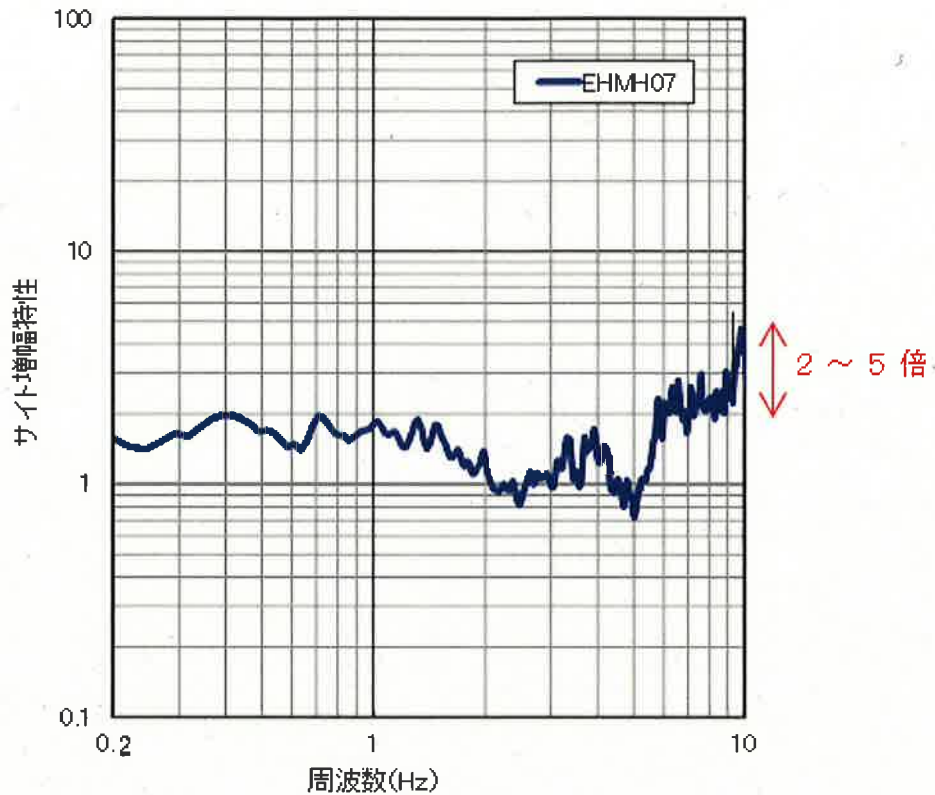
図 4 4 EHM07 の地盤



(乙37 (151頁) の図に一部加筆)

※図中央の「本調査結果を反映したモデル」(赤色破線で囲んだモデル)を評価で使用

図45 本件発電所の地盤構造モデル



(甲B98図17(29頁)を基に作成)

図46 甲B98によるEHMH07の地盤の増幅特性

(工) 本件試算の断層近傍の地点への適用性の問題について

一般に、断層近傍の地点で観測される地震動については、断層破壊やその進行の仕方、すなわち、directivity<sup>88</sup>やラディエーションパターン<sup>89</sup>が大きく影響するとされる。この点、野津

88 断層破壊が高速で伝播するために、地震波の重なり等の影響により、地震波の振幅が方位によって異なってくる。これを「ディレクティビティ効果」と呼ぶ。ディレクティビティ効果は、一般に、断層破壊が敷地に向かってくる場合に大きく、破壊が敷地から遠ざかる場合には小さいとされている。

89 地震波の振幅は、震源から全方向に対して一律の値を有するのではなく、方位によって異なる。この振幅の方位依存性のことをラディエーションパターンという。

厚氏は、本件試算に用いた手法について、野津（2012）<sup>90</sup>では「本研究において、各地の波形・スペクトルが良好に再現されていることは、今回対象とした地震、および対象周波数や距離の範囲において、*directivity*やラディエーションパターンが決定的な役割を果たしていないことを示唆している可能性がある。しかしながら、震源距離の小さい内陸地殻内地震においては、*directivity*やラディエーションパターンがより重要であると考えられ、疑似点震源モデルをそのまま内陸地殻内地震に適用した場合、波形・スペクトルの計算誤差が大きくなる可能性がある。」（乙165（65頁））と述べている。

野津（2012）で「対象とした地震」は、2011年東北地方太平洋沖地震であり、南海トラフの地震ではないため、南海トラフの地震で*directivity*やラディエーションパターンが重要でないとは言えない。むしろ、本件試算の南海トラフの地震は、全長300kmに亘るような巨大な断層面の直上での地震動を求めようとするものであり、断層長さと震源距離との対比で見れば、震源距離は相対的に小さい。このため、精度の高い試算を行うには、野津（2012）が述べる*directivity*やラディエーションパターンを無視すべきではなく、適切な検証が必要と言える。

しかしながら、以下に述べるとおり、本件試算において、*directivity*やラディエーションパターンの検証が適切に行わ

---

90 「強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源モデルをより単純化する試みー疑似点震源モデルによる2011年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーションー」野津厚，地震2，65，45-67，2012.

れたとは言い難い。

甲B98によると、本件試算では、サイト位相特性<sup>91</sup>として2009年12月16日に土佐湾で起きた気象庁マグニチュード4.6の地震（以下「土佐湾の地震」という。）の際に、EHMH07で観測された記録を用いたとしている（甲B98（28頁））。本件試算では、本件発電所の敷地直下にSPGAが想定されているが、本件試算に用いられたEHMH07での土佐湾の地震記録は観測点の直下で発生した地震のものではない（土佐湾の地震の震央位置とEHMH07の観測点位置を図47に示すが、EHMH07は土佐湾の地震の震源直上（震央）にはない。）。しかも、本件試算における震源（破壊開始点）は、紀伊半島の南に設定されているので（乙162（7頁））、EHMH07での観測記録とは破壊伝播の方向も異なる。つまり、EHMH07で観測された土佐湾の地震と本件試算の対象となる南海トラフの地震とでは、評価地点と震源との位置関係が異なるため、directivityやラディエーションパターンが異なるはずである。

さらに、土佐湾の地震について、防災科学技術研究所が公開しているメカニズム解<sup>92</sup>を図48に示す。本件試算は、ユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが沈み込むプレート境界で発生する地震（すなわち、逆断層タイプの地震）に関する試算であるので、

---

91 地震波は、時間とともに周期的に変化する波（時刻歴波）で表される。この時刻歴波の形状を決める特性がサイト位相特性である。

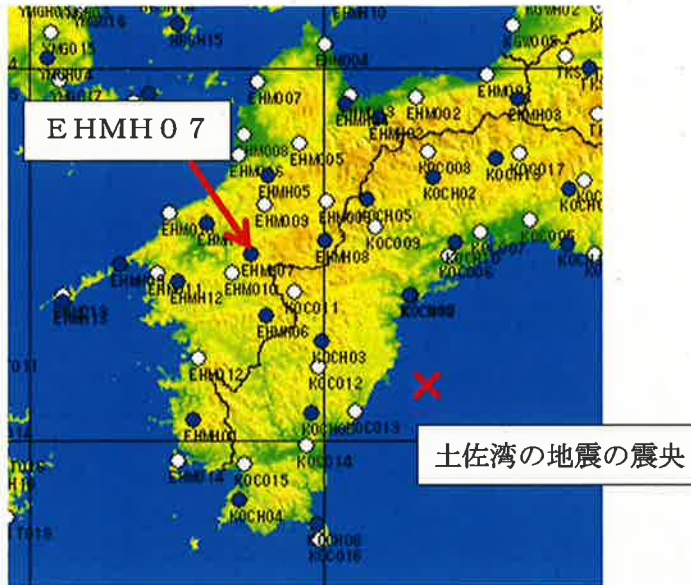
92 地震を起こした断層の形状と断層がずれた方向を表すものを、メカニズム（発震機構）解という。メカニズム解は「断層面」及び「放射される地震波の特性（地震波初動の向き）」を球で表現した「震源球」と呼ばれるビーチボール状の図で表す。



本来であればサイト位相特性には逆断層タイプの地震を用いるべきであるが、土佐湾の地震のメカニズム解は、横ずれ断層を示している。異なるタイプの地震をサイト位相特性に用いるのであれば、*directivity*やラディエーションパターンの違いを踏まえた適切な補正を行う必要がある。

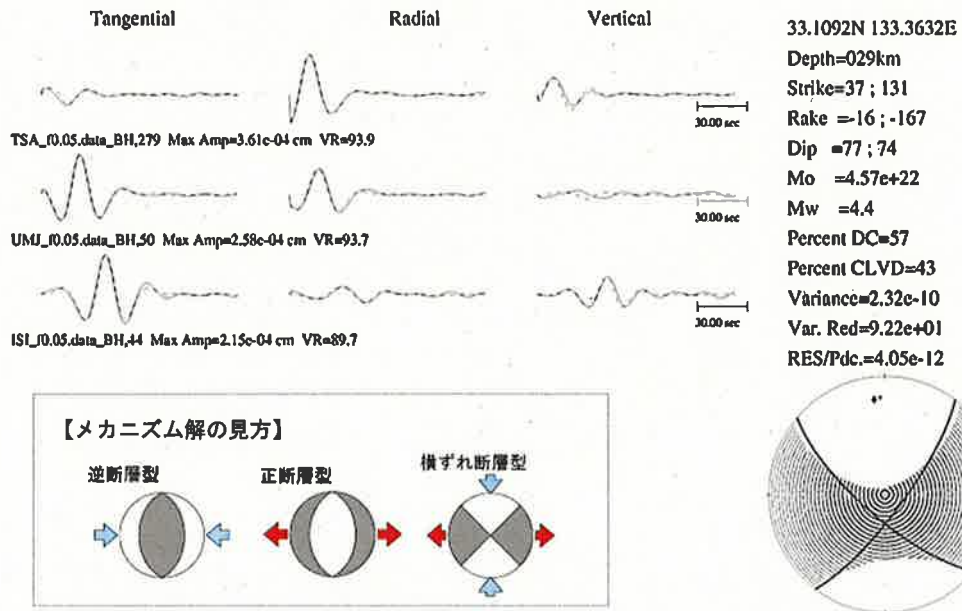
また、EHMH07における土佐湾の地震の観測記録を図49に示す。甲B98の図18（甲B98（30頁））では、本件試算の結果として、本件発電所の敷地におけるEW（東西）方向の地震波形を示しているが、これは、図49の上から2番目に示された地中で観測されたEW（東西）方向の地震波形とかなり似通った形状をしている。そして、甲B98の記載からは、*directivity*やラディエーションパターンの精緻な検証を行ったことも確認できない。したがって、本件試算は、EHMH07における土佐湾の地震の観測記録が、必要な検証及び補正が行われずにそのまま用いられた不十分なものであると考えられる。

以上のとおり、本件試算では*directivity*やラディエーションパターンの検証が行われていないので、そのようにして得られたパルス波を含む地震動評価結果の信頼性は低く、本件発電所の地震動評価に用いるのは適切ではない。なお、被告は、南海トラフの巨大地震に係る地震動評価において、統計的グリーン関数法を用いた断層モデルによる地震動評価を行っているが（乙37（4頁））、その際、想定される震源と本件発電所との位置関係を踏まえ、*directivity*やラディエーションパターンを考慮した適切な評価を行っている。



(防災科学技術研究所のウェブサイトの図に一部加筆)

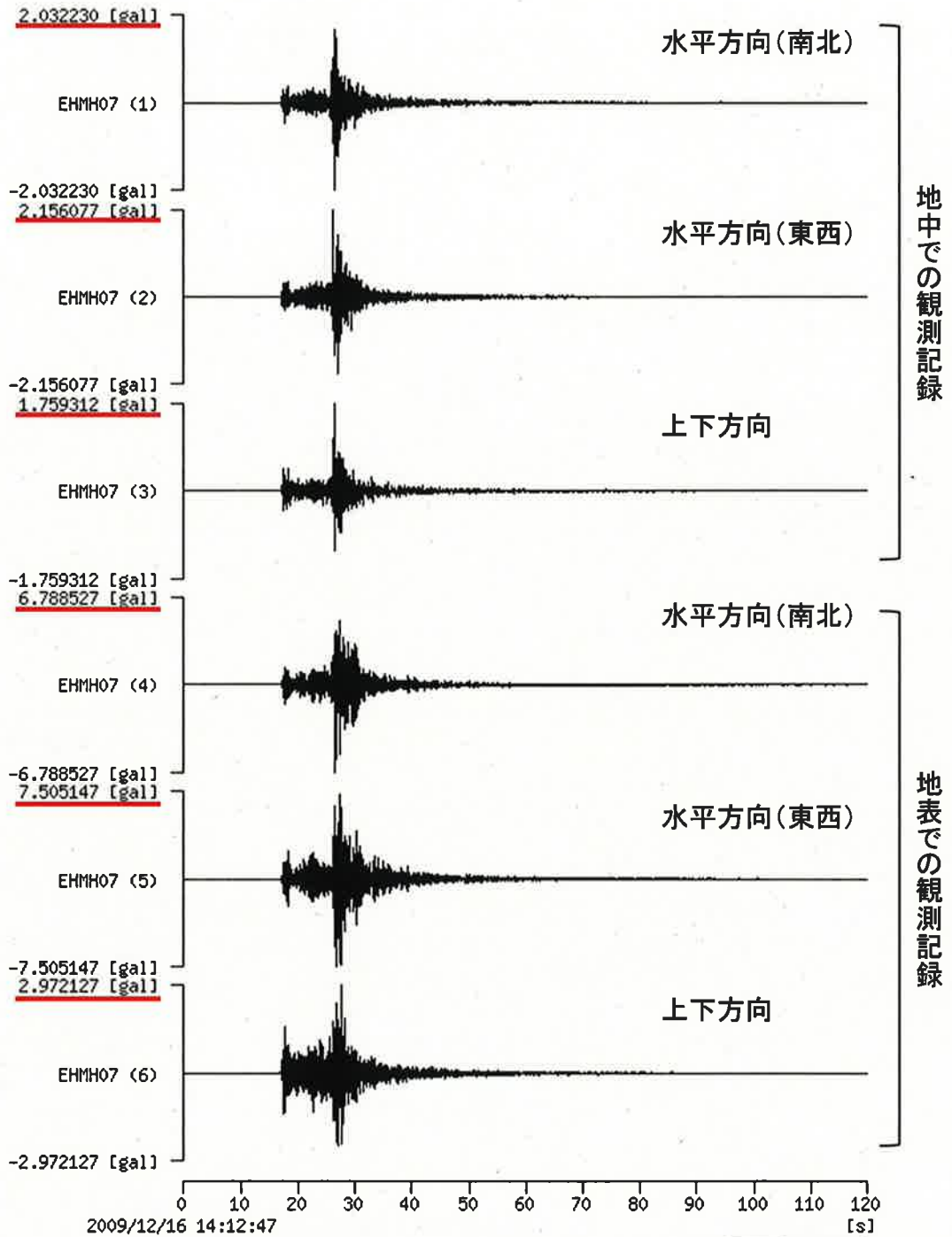
図 4 7 土佐湾の地震の震央と E H M H 0 7 の位置関係



(防災科学技術研究所のウェブページに一部加筆)

図 4 8 土佐湾の地震のメカニズム解

2009/12/16-14:12 33.108N 133.362E 31km M4.6(EHMH07)



[ ※赤色下線部の数値が最大加速度を示している。 ] 

(防災科学技術研究所のウェブサイトの図に一部加筆)

図 4 9 E H M H 0 7 で観測された土佐湾の地震の加速度波形

(オ) 小括

以上述べたとおり、本件試算は、本件発電所の敷地ではおよそ想定されない条件に基づいて行われたものであり、また、試算の精度についても不適切な点が多々あることから、本件試算により算出されたという地震動は本件発電所において想定すべき地震動であるとは言えない。したがって、本件試算に基づき、南海トラフの地震によって、本件発電所の基準地震動の3倍にもなる地震動が本件発電所にもたらされる蓋然性が否定できないとする原告らの主張には理由がない。

(3) 海洋プレート内地震について

原告らは、予測地図（2014）では、本件発電所敷地の領域におけるプレート内地震の最大マグニチュードが8.0とされているとして、本件発電所の基準地震動策定において、海洋プレート内地震のマグニチュードは、少なくともM8.0を基本ケースとすべきである旨を主張する（原告ら準備書面6第2の4（39頁以下））。

しかしながら、原告らの主張は以下に述べるとおり、合理的根拠に乏しい。まず、予測地図（2014）の付録-1の「10.1.1震源断層をあらかじめ特定しにくい地震のモデル化」（甲B41（384頁））では、「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模は、領域区分ごとに領域の面積に比例した値を設定するにとどまっており、現時点ではあくまで暫定値が設定されている状況である。」とされ、さらに、「今後、地下構造（プレート構造）に関する知見をはじめとした、最新の科学的知見を踏まえた長期評価を踏まえて、震源断層をあらかじめ特定しにくい地震の最大規模の設定を行うことが必要である。」とも記さ

れており、地震調査委員会が現在設定しているM8.0という値はあくまで暫定的な位置づけであると解される。

そして、その値の根拠は、「1911.06.15 奄美大島近海と同程度の地震が発生し得ると仮定」（乙166（57頁））されたものであり、この地震は、地震調査委員会の長期評価においては、被害の大きさや津波がそれほど高くなかったことなどから、やや深いプレート内地震と推測されている。

しかしながら、最新の研究である後藤（2013）<sup>93</sup>によると、「明治喜界島近海地震（被告注：奄美大島近海地震のこと）の震央付近に発生する地震の多くはプレート境界地震の可能性が大きい」と、「明治喜界島近海地震がフィリピン海プレート内で発生した可能性は小さい」と結論付けられているものである（乙167（238～239頁））。つまり、1911年の奄美大島近海地震は、最新の研究ではプレート間地震と評価されているものであり、本件発電所の敷地周辺の海洋プレート内地震に参照すべきものではない。この点、地震調査委員会自身も、最近では、「日本の地震活動 改訂版ドラフト」において、海洋プレート内地震とする見解が有力としていた従前の記載を改め、プレート間地震とする見解が有力であるとする考えを示している（乙168（7頁））。

また、仮に海洋プレート内地震であった場合でも、琉球海溝の北部と南部では地震メカニズムやテクトニクスが異なっていると同時に、琉球海溝のプレートと本件発電所の敷地周辺（西南日本）のプレートは生成年代が異なっており、プレートの厚さに差が見られる（年代の新しい本

---

93 「1911年に喜界島近海で発生した巨大地震の震源位置の再評価」後藤和彦、地震2, 65, 231-242, 2013

件発電所の敷地周辺のプレートは、年代の古い琉球海溝付近と比べて薄く、想定される地震規模も小さい) ことから、琉球海溝で発生する地震は本件発電所の敷地周辺に想定されるものではない。この評価については、新規制基準の審査で承認されているものである(乙169)。

さらに付言すれば、地震調査委員会は、海洋プレート内地震はプレート内に水平の断層面を設定するとしており、そのうち、敷地周辺のフィリピン海プレートにマグニチュード8.0の海洋プレート内地震を想定するにあたっては、「80km×80kmの矩形断層面」(乙152(112~126頁))を想定している。しかしながら、敷地周辺のフィリピン海プレートの厚さは30~35km程度であることから、実際には、九州下方に斜めに沈み込むフィリピン海プレートに対して、このように大きな水平矩形断層面を設定することは不可能であり、地震調査委員会による検討は、マグニチュード8.0を想定するために仮想的な震源モデルを設定したものというべきである。すなわち、フィリピン海プレートは、相対的に薄いプレートであることがわかっており、その薄いプレートの長辺方向に延びる断層面を仮定し、その断層面で破壊が生じた場合には、薄いプレートを薄く裂くような(2枚にスライスするような)破壊が生じることになるが、力学的に板が2枚にスライスされるような現象は考え難く、破壊される断面の小さい短辺方向に割れる(破壊する)のが通常であることから、図50に示すように、長辺方向に薄く裂くような破壊は想定し難いのである。現に、1993年釧路沖地震や1994年北海道東方沖地震のように短辺方向に大規模な断層破壊が生じた事例(乙170(17頁))はあるが、長辺方向に大規模な断層破壊が生じた例は知られていない。

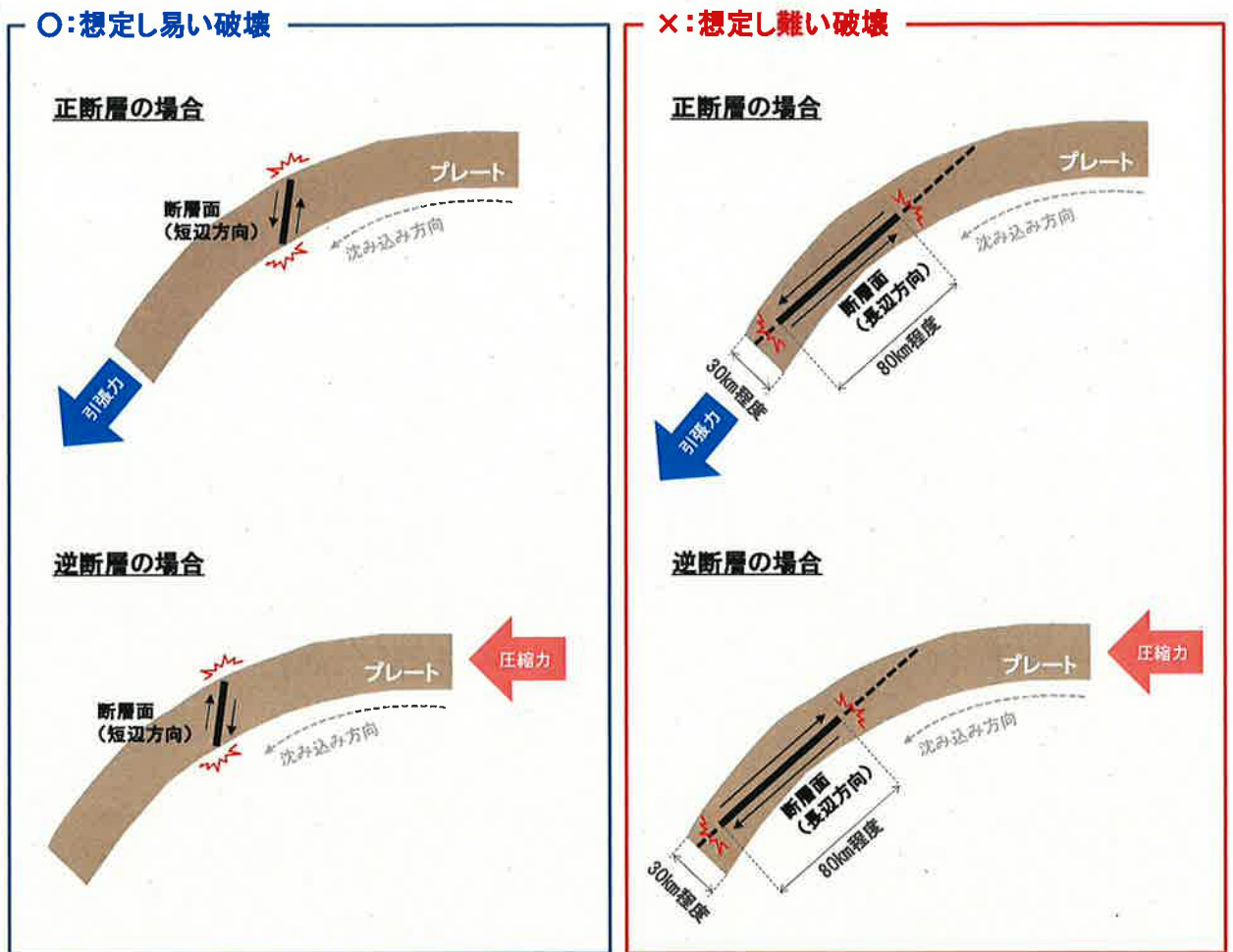


図 5 0 沈み込むプレートの断層面 (概念図)

以上から、本件発電所の地震動評価において少なくともM8.0の海洋プレート内地震が敷地直下で発生することを考慮すべきとする原告らの主張には理由がない。

また、原告らは、東北電力株式会社による女川原子力発電所における海洋プレート内地震の地震動評価と比較して述べるが（原告ら準備書面9-2の5(3)(7頁)）、上記(2)イで述べたとおり、フィリピン海プレート内の地震は、震源特性のパラメータの一つである短周期レベルが太

平洋プレート内の地震の半分である（乙126（20頁））など地域特性の違いがあるのであるから、地域特性の異なる地震動の評価と比較する理由はない。

### 第3 震源を特定せず策定する地震動について

震源を特定せず策定する地震動は、本件発電所敷地周辺の状況等を十分考慮した詳細な調査を実施してもなお、敷地近傍において発生する可能性がある内陸地殻内地震の全てを事前に評価し得るとは言い切れないとの観点から策定するものである。そして、被告は、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、本件発電所の敷地の地盤物性に応じた地震動を適切に策定し、不確かさを考慮した上で震源を特定せず策定する地震動を策定している。

これに対し、原告らは、原告ら準備書面9第4（49頁以下）において、被告の震源を特定せず策定する地震動の評価が不十分である旨を主張するが、いずれも当を得ない。

以下では、まず、被告が如何にして本件発電所における震源を特定せず策定する地震動を策定したのかについて、地震ガイド（乙44）の定めに沿って詳細に説明した上で、原告らの個々の主張に対して反論する。

#### 1 震源を特定せず策定する地震動に係る地震ガイドの定めについて

震源を特定せず策定する地震動は、敷地近傍において発生する可能性がある内陸地殻内地震の全てを事前に評価し得るとは言い切れないことから、敷地近傍における詳細な調査の結果にかかわらず、全ての原子力発電所において共通的に考慮すべき地震動であると意味づけられたものであり、平成18年に原子力安全委員会の耐震設計審査指針の改訂に伴い原子力発電所の基準地震動評価に導入された（以下、平成18年に改訂された耐震設



計審査指針を「新耐震指針」といい、同改訂がなされる前の耐震設計審査指針を「旧耐震指針」という。)。これは、旧耐震指針では、基準地震動 S2 の策定において考慮が求められていた直下地震の位置付けを継承するものであり、地震動の評価としては、あくまで詳細な調査を前提とした敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の策定に最大限の努力を払うべきであり、震源を特定せず策定する地震動はこれを補完する位置付けとして、念には念を入れる観点から策定するものとして導入された経緯がある(乙171, 乙172)。

そして、新規制基準の制定後は、地震ガイドの I 編: 2. (4)において、基準地震動の策定にあたり、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」を相補的に考慮する」ことが明記された(乙44 (2頁))。これは、従来と位置付けを変えるものではないが、実際の観測記録を基に策定する震源を特定せず策定する地震動と、応答スペクトルに基づく地震動評価及び断層モデルを用いた手法による地震動評価によって策定される敷地ごとに震源を特定して策定する地震動とは性質が異なっており、それぞれの特徴を活かして、基準地震動 Ss に反映すべきであることを再確認するものであり、その趣旨を踏まえ、被告としても適切に震源を特定せず策定する地震動を評価しているところである。

#### (1) 策定方針

地震ガイドでは、次のとおり震源を特定せず策定する地震動の策定方針が定められている。

- ①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すること

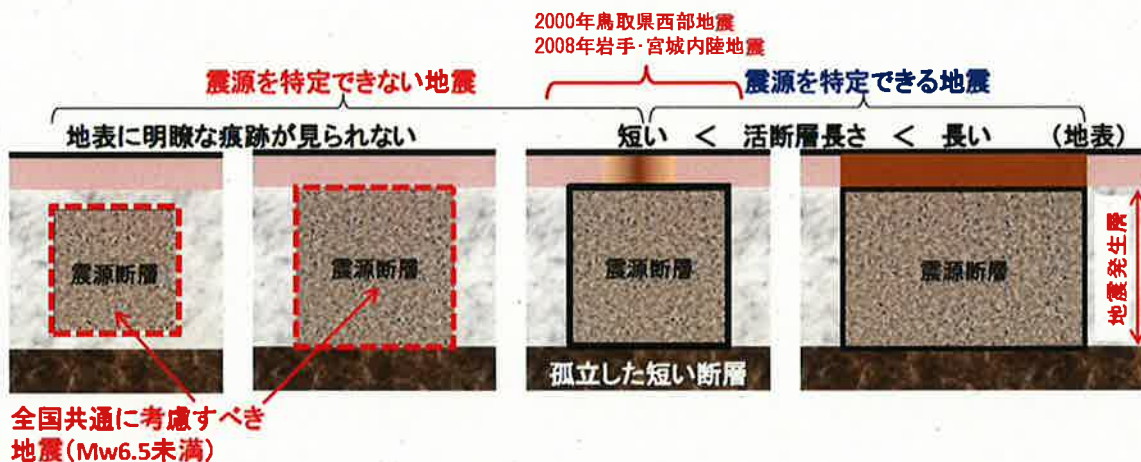
- ②敷地の地盤物性に応じた応答スペクトルを設定して策定すること
- ③各種の不確かさを考慮すること
- ④敷地及び敷地周辺の地下構造（深部・浅部地盤構造）などが地震波の伝播経路特性に与える影響を適切に評価すること
- ⑤地震動の継続時間，振幅包絡線の経時的变化等の地震動特性を適切に評価すること

(2) 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地震

ア 上記(1)①で示した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するにあたり，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地震を検討対象として，「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」を適切に選定するとともに，「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し，地表付近に一部の痕跡が確認された地震」を必要に応じて選定することが求められている（地震ガイドⅠ編：4. 2. 1 (1), (2)及び(3)）。

「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」は，断層破壊領域が地震発生層の内部に留まり，国内においてどこでも発生すると考えられる地震で，震源の位置も規模もわからない地震として地震学的検討から全国共通に考慮すべき地震（震源の位置も規模も推定できない地震（Mw 6. 5未満の地震））とされる。また，「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し，地表付近に一部の痕跡が確認された地震」は，震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの，地表地震断層としてその全容を表すまでには至っていない地震（震源の規模が推定できない地震（Mw 6. 5以上の

地震) ) とされる。地表に断層が出現するか否かの要因としては、地域によって活断層の成熟度が異なること、上部に軟岩、火山岩又は堆積層が厚く分布する場合や地質体の違い等の地域差があることが考えられる。



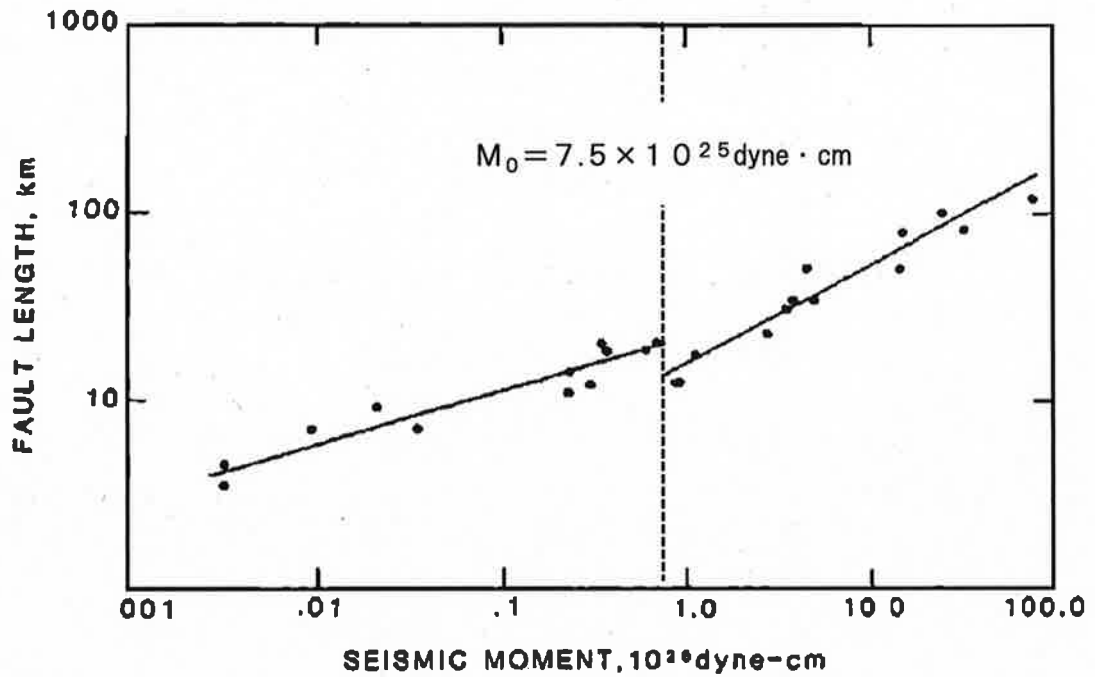
(乙175(8頁)より(一部加筆))

図5-1 事前に震源を特定できない地震の概念図

イ このように原子力規制委員会がMw6.5を一つの基準として区分しているのは、Shimazaki(1986)<sup>94</sup>の知見等を根拠とするものである。Shimazaki(1986)の知見は、地震モーメントと震源断層長さの関係が $7.5 \times 10^{25} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$ (Mw6.5相当)より大きな地殻内地震は地表に何らかの痕跡を残す(一定の規模( $7.5 \times 10^{25} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$ (Mw6.5相当))未満の地殻内地

94 Shimazaki, K.: Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the freesurface, Earthquake Source Mechanics, AGU Geophysical Monograph 37, 1986, pp209-216.

震は痕跡を残さない) と考えられるとするものである。



(Shimazaki (1986) に加筆)

図52 Shimazaki (1986) による  
地震モーメント ( $M_0$ ) と震源断層長さの関係

ウ そして、観測記録を収集するよう求められている過去の内陸地殻内地震として、表4で示す16地震が例示されている(地震ガイドI編: 4.2.1 [解説] (3) (乙44 (8頁)))。

表4 地震ガイドに示される16地震

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

(乙44(8頁)より)

表4の16地震は、原子力規制委員会及び多数の専門家による検討の結果、最新の科学的・技術的知見に照らして、「震源を特定せず策定する地震動」において考慮すべき地震として選定されたものである。具体的には、1995年以降に国内で発生した内陸地殻内地震から原子力規制委員会が22地震を抽出した。その後、原子力規制委員会の「発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる規制基準に関する検討チーム」(地震・津波検討チーム)において、上記22地震のうちMw6.5以上の8地震について、地質体、地表地震断層出現の有無、活断層の分布、重力分布などについて検討を実施した結果、震源の特

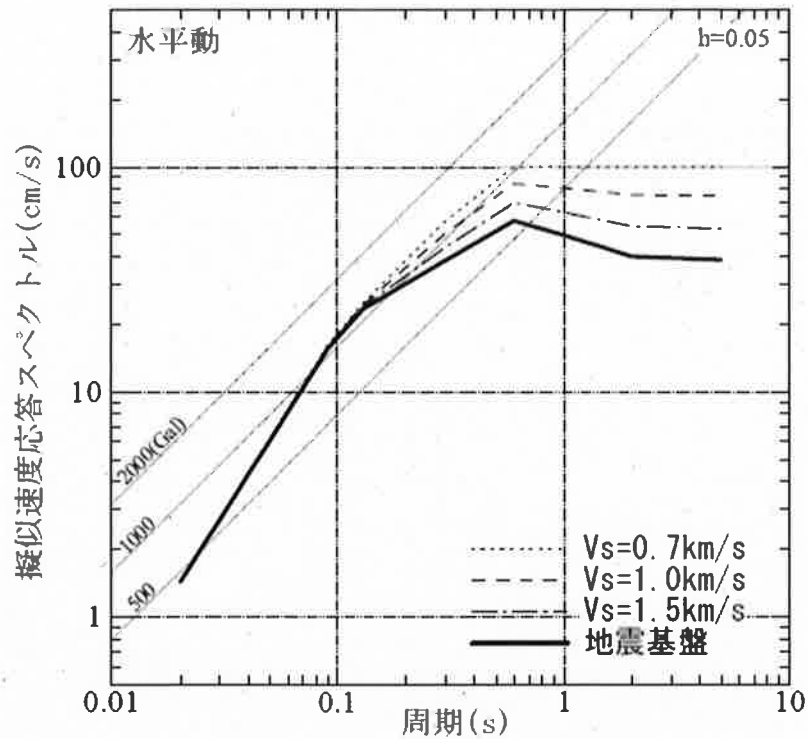
定が可能な6地震を対象から除外して合計16地震が選定されたものである。(乙173)

そして、表4のうち、Mw6.5以上の地震であるNo.1の2008年岩手・宮城内陸地震及びNo.2の2000年鳥取県西部地震が「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」に該当し、表4のうち、Mw6.5未満の地震であるNo.3～16の地震が「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」のうち、震源近傍において強震動(被害をもたらすような強い地震動)が観測された地震に該当する。

エ 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地震について得られた震源近傍の観測記録に関する知見として、加藤ほか(2004)<sup>95</sup>(乙29)がある。加藤ほか(2004)は、我が国及び米国カリフォルニア州における震源近傍で得られた観測記録を収集し、詳細な地質学的調査によっても震源位置と地震規模を事前に特定できない地震による地震動を概ね包絡する上限レベルの応答スペクトルをS波速度が700m/秒の解放基盤表面における水平動の応答スペクトルとして設定するとともに、S波速度の異なる複数の地盤における「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」の提案を行っている(図53)。

---

95 「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」加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大榮・上田圭一・壇一男, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 2004.



(乙29 (65頁)より)

図5.3 加藤ほか(2004)が提案する

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

(3) 物性値に応じた応答スペクトルの設定

ア 上記(1)②で示したとおり、震源を特定せず策定する地震動を策定するにあたっては、地盤物性に応じた応答スペクトルを策定することが求められている。この「地盤物性に応じた」というのは、観測記録から表層の軟らかい地盤の影響を取り除いた上で、原子力発電所敷地の解放基盤表面相当の岩盤での揺れに補正することを要求するものである。

一般的に、地震計が原子力発電所敷地の解放基盤と同等の岩盤上(地表)に設置されていることは極めて稀で、ほとんどが原子力発電所敷

地の解放基盤表面の岩盤（S波速度 $\geq 700$  m/秒）より軟らかい地表地盤もしくは地中の岩盤に設置されているため，得られた観測記録は表層の軟らかい地盤の影響を受けており，観測記録をそのまま用いた場合には正確な評価をすることができない。したがって，「震源を特定せず策定する地震動」の評価にあたっては，観測記録から表層の軟らかい地盤の影響を取り除く必要がある。そして，この軟らかい地盤の影響を取り除くために用いられるのが「はぎとり解析」である。

はぎとり解析とは，地表もしくは地中で得られた地震観測記録から，表層の軟らかい地盤の影響を取り除き，硬い地盤の表面における地震動を推定する手法であり，推定された地震動を「はぎとり波」という。これは基準地震動が上部地盤や建物の振動による影響を全く受けない岩盤の表面（解放基盤表面）で設定されるものであり，地表観測記録又は地中観測記録と単純に比較することができないために行われるものであり，地震動の評価に用いられる解析としては，一般的な手法である。はぎとり解析には，図54のとおり，①地表観測記録と地盤調査により得られた表層の軟らかい地盤の情報（S波速度など）を基に硬い地盤の表面における地震動を推定する方法と，②地表観測記録及び地中観測記録の関係性と地盤調査により得られた表層の軟らかい地盤の情報を基に地盤モデルを作成し，硬い地盤の表面における地震動を推定する方法とがある。地中観測記録は表層の軟らかい地盤の影響（表層の地盤を通過して地表で反射した地震波の影響）が含まれるため，地中観測記録をそのまま硬い地盤の表面での地震動とみなすことはできない。

ちなみに，地震ガイドにおける「地盤物性に応じた」というのが，



はざとり解析を前提としていることについては、「地震・津波検討チーム」が震源を特定せず策定する地震動の策定について、「地盤情報等を用いて観測記録から観測点における解放基盤波を策定」としていること（乙173（42頁））、「四国電力株式会社伊方発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書（3号原子炉施設の変更）に関する審査書」において2004年北海道留萌支庁南部地震について、はざとり解析を実施するよう求めたことが記載されていることから明らかである（乙16（19頁））。

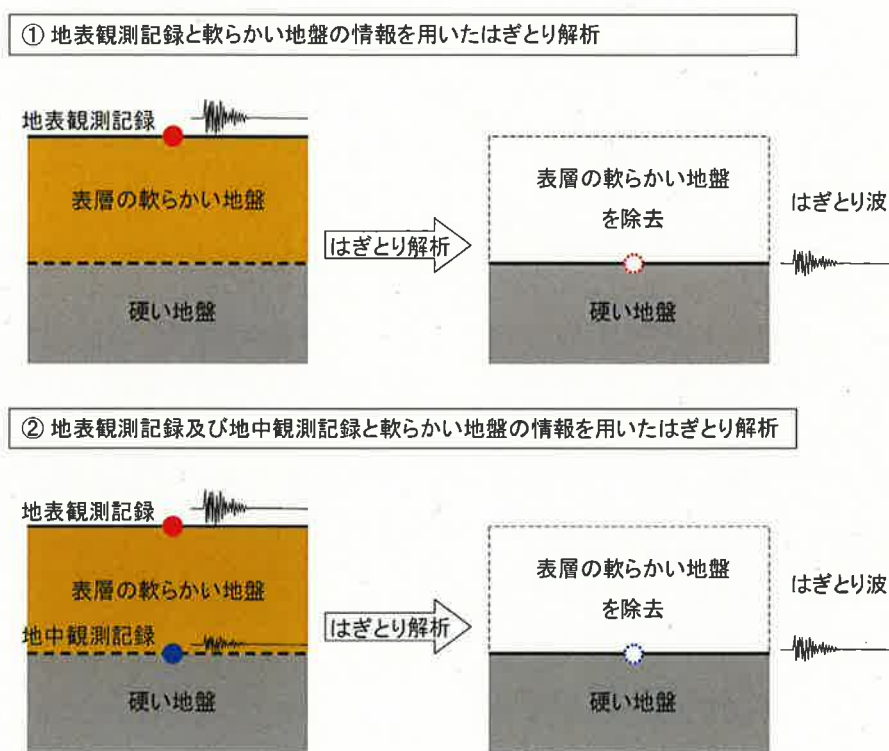


図5.4 はざとり解析のイメージ

2 本件発電所における震源を特定せず策定する地震動について

以上で述べた地震ガイドの策定方針（上記1(1)）に沿って、本件発電所

における震源を特定せず策定する地震動について説明する。

なお、震源を特定せず策定する地震動による基準地震動の妥当性については、「最新の科学的・技術的知見を踏まえて個別に確認する。」とされていることから、被告は、地震ガイドを踏まえた策定の各ステップにおいて、最新の科学的・技術的知見に照らした妥当性の確認を行っている。

#### (1) 震源近傍の観測記録の収集・検討

被告は、観測記録の収集対象として表4の16地震を検討対象とした（被告独自でも調査を行ったが、結果として、16地震以外に震源を特定せず策定する地震動の評価において考慮すべきような影響の大きい地震はなかった。）。そして、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」、すなわち、Mw6.5以上の2地震について、その震源域と本件発電所の立地地点における地域差について検討を行い、2000年鳥取県西部地震については、本件発電所敷地周辺とは地域差が認められるものの、自然現象の評価と将来予測には不確かさが残ること、大局的にはいずれも西南日本の東西圧縮横ずれの応力場であることを踏まえ、さらには、原子力安全に対する信頼向上の観点から、より保守的に同地震の観測記録を震源を特定せず策定する地震動として考慮することとした。また、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」、すなわち、Mw6.5未満の14地震について、震源近傍の観測記録（108地点）を収集・検討した結果、2004年北海道留萌支庁南部地震におけるK-NE T港町観測点の観測記録を評価対象として選定した。

以下、被告が評価対象とする地震及び観測記録の選定を如何に行ったかについて、具体的に述べる。

## (2) Mw 6.5以上の2地震についての検討

2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震については、事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震であり、地表地震断層の出現要因の可能性として、地域による活断層の成熟度の相違や、上部に軟岩・火山岩・堆積層が厚く分布する場合や、地質体の違い等の地域差があると考えられる。

2008年岩手・宮城内陸地震については、その震源域と本件発電所の敷地とでは地形、第四紀火山<sup>96</sup>との位置関係、地質等において、特徴が大きく異なる。特に、軟岩・火山岩・堆積層の厚さの観点から、堅硬かつ緻密な結晶片岩<sup>97</sup>が少なくとも地下2 kmまで連続する本件発電所の敷地と、新第三紀以降の火山岩、堆積岩が厚く分布する2008年岩手・宮城内陸地震の震源域とでは地域差が顕著である。このため、2008年岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象外とした。(乙45(60～69頁))

2000年鳥取県西部地震については、その震源域と本件発電所の敷地とでは地震テクトニクスが異なり、活断層の成熟度及びこれに寄与する歪み蓄積速度や地下の均質性において地域差が認められるものの、一方で大局的にはいずれも西南日本の東西圧縮横ずれの応力場である。そこで、地震が発生する地下深部の構造について、さらに慎重な検討を行

---

96 第四紀(約260万年前から現在まで)に活動した火山。第四紀以前に火山活動があった火山で、第四紀の活動が認められない火山はすでにその活動を停止しているとみなしてよいとされる。

97 片理のある広域変成岩を結晶片岩という。緑色片岩、泥質片岩、珪質片岩及び砂質片岩はいずれも結晶片岩の一種である。

ったところ、重力異常に有意な地域差は認められないものの、両地域の深部地質構造、地震波速度構造及び微小地震の発生状況には違いがあると考えられる。このように2000年鳥取県西部地震の震源域と本件発電所の敷地とでは、地域差が顕著であり、地下構造にも違いがあるものの、自然現象の評価と将来予測には不確かさが残るため、大局的にはいずれも西南日本の東西圧縮横ずれの応力場であることを踏まえ、さらには原子力安全に対する信頼向上の観点から、より保守的に2000年鳥取県西部地震を観測記録収集対象として選定した。(乙47(5~89頁))

2000年鳥取県西部地震の観測記録を収集し、その地震動レベル及び地盤特性を評価した結果、震源近傍に位置する賀祥ダムの監査廊(ダム堤内の管理用通路)に設置された地震計による信頼性の高い観測記録が得られた。観測点位置のS波速度は1200~1300m/秒程度である(乙174(22~23頁))。同観測記録は、本件発電所の解放基盤表面のS波速度約2600m/秒に対して速度の遅い岩盤での記録ではあるが、保守的に地盤補正を行わず震源を特定せず策定する地震動として採用した。

なお、KiK-netの記録から信頼性の高い解放基盤波が得られているが、賀祥ダム(監査廊)の観測記録がこれを概ね上回ることなどから、震源を特定せず策定する地震動による基準地震動Ssの検討においては賀祥ダム(監査廊)の観測記録で代表させることとした。(乙47(90~92頁))、乙174(42~44頁))

(3) Mw 6.5未満の14地震についての検討

ア 2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録の選定

表4に示した検討対象地震のうち、2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震を除いた14地震について、震源近傍(30km以内)の観測点108地点の観測記録を収集した。そのうち地盤が著しく軟らかく、地盤増幅による影響が大きいと考えられる観測点を除外するため、地表から深さ30mまでの平均S波速度が500m/秒以上( $AVS_{30} \geq 500$  m/秒)の観測点42地点における観測記録を抽出した。

次に、これらの観測記録のうち、本件発電所に及ぼす影響が大きい地震を抽出するため、加藤ほか(2004)の地震動レベル(応答スペクトル)と比較・検討し、2011年長野県北部地震のK-NE T津南観測点、2011年茨城県北部地震のKiK-net高萩観測点、2013年栃木県北部地震のKiK-net栗山西観測点、2004年北海道留萌支庁南部地震のK-NE T港町観測点及び2011年和歌山県北部地震のKiK-net広川観測点における震源近傍の記録を抽出した。これら5つの観測記録は、本件発電所の解放基盤表面より柔らかい地表又は地中の観測点の記録であることなどから、本件発電所の解放基盤表面相当での地震動を推定するにあたっては、ボーリング調査等による精度の高い地盤情報(S波速度、減衰定数<sup>98</sup>、非線形特性<sup>99</sup>等)が必要となる。

98 減衰とは、振動、光、音などが、時間的経過や空間的伝播に伴って、その強度(振幅等)を減じていくことをいい、その減少の度合いを表す指標を減衰定数という。

99 多くの材料と同様に、一定の歪みレベルを超えると、剛性(地盤の硬さ)が低下し、減衰が増加する現象を、地盤の非線形挙動という。非線形特性とは、この歪みの増加に応じ

被告は、これら5つの観測記録が得られた観測点において、最新の知見に照らして、上記のような精度の高い地盤情報が得られており、信頼性の高いはぎとり解析ができるものとして、2004年北海道留萌支庁南部地震のK-NE T港町観測点の観測記録を選定した。2004年北海道留萌支庁南部地震は、震源近傍の観測点において1127ガルという大きな加速度を観測したものである。当初、観測記録は、地表のものしか得られず、既存の地盤情報も十分ではなかったが、観測地点の地盤についてボーリング調査等が行われ、佐藤ほか(2013)<sup>100</sup>(乙46)によって信頼性の高い地盤情報が得られたものである。以上の選定のフローを図55に示す。

なお、2004年北海道留萌支庁南部地震以外の4地震の観測記録については、観測結果そのものに地盤の非線形性による影響が含まれているなど、現時点では適切な評価ができないと判断した。

---

た剛性(地盤の硬さ)の低下や減衰の増加を表す特性をいう。

100 「物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部の地震によるK-NE T港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価」佐藤浩章・芝良昭・東貞成・功刀卓・前田宜浩・藤原広行、電力中央研究所報告, 2013.

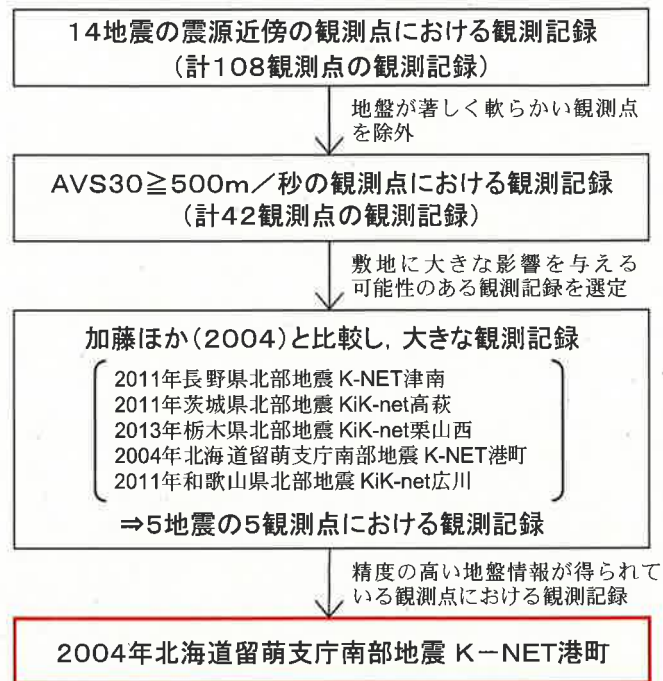


図 5 5 K-NET 港町観測点の観測記録の選定フロー

#### イ 地盤情報に基づくはぎとり解析

地震ガイドでは、震源を特定せず策定する地震動は、敷地の地盤特性に応じた応答スペクトルを設定して策定すること、すなわち、はぎとり解析を行うことが求められている。

2004年北海道留萌支庁南部地震のK-NET港町観測点の記録について、佐藤ほか(2013)は、ボーリング調査、PS検層等から深さ41mまでの地盤の物性値(S波速度等)を、また、室内試験により、深さ6mまでの地盤の非線形性特性に係る詳細なデータを得ている(乙46(5~8頁))。そして、S波速度が938m/秒となる深さ41m(乙46(4頁))を基盤層に設定した上で解析評価を行い、基盤地震動の最大加速度は585ガルで地表観測記録の約1/2となる(観測記録の加速度は地盤の影響によって増幅している)

ことを明らかにした（乙46（10頁））。また、佐藤ほか（2013）以降に電力中央研究所において実施された追加調査から得られた試験データを用いて深さ41mまでの地盤の非線形特性を考慮した解析を行ったところ、基盤地震動の最大加速度は561ガルとなり、佐藤ほか（2013）よりもやや小さめに評価された。本件発電所の敷地地盤のS波速度が2600m/秒である（より硬い地盤である）ことを考慮すれば、この観測記録を本件発電所の敷地地盤相当の地震動に補正すればさらに小さい評価となると推定されることから、減衰定数に不確かさを保守的に考慮した上で、さらに原子力発電所の耐震性に求められる保守性をも勘案して、2004年北海道留萌支庁南部地震の基盤地震動を620ガルに引き上げた地震動を震源を特定せず策定する地震動として採用した。（乙45（125～153頁））

### 3 原告らの主張に対する反論

#### (1) 地震ガイドの合理性について

原告らは、震源を特定せず策定する地震動について、地震ガイドは地表地震断層が出現しない可能性がある地震をMw6.5未満の地震の観測記録を収集対象とするが、Mw6.5以上であっても地表地震断層が出現しない場合があり、Mw6.5未満の地震の観測記録を収集対象とする地震ガイドの規定は不合理である旨主張する（原告ら準備書面9第4の1(3)（51頁））。

地震ガイドにおいて「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」（Mw6.5未満の地震）と「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」（Mw6.5以上の地震）とに区分する考え方が採用されているところ、M



w 6. 5 を一つの基準として区分されている理由については、上記 1 (2) イにおいて述べたとおりである。

原告らは、甲 B 8 7 を基に M 6. 5 以上で「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」が存在することは確実であると主張するが、原告らが甲 B 8 7 において指摘されているとする M 6. 5 以上の地震、すなわち 2 0 0 0 年鳥取県西部地震、2 0 0 4 年新潟県中越地震、2 0 0 5 年福岡県北西沖地震、2 0 0 7 年能登半島地震、2 0 0 7 年新潟県中越沖地震及び 2 0 0 8 年岩手・宮城内陸地震のうち、2 0 0 0 年鳥取県西部地震及び 2 0 0 8 年岩手・宮城内陸地震は「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」、残る 4 つの地震は、「地震・津波検討チーム」の第 1 0 回会合において検討された結果、詳細な調査をすれば事前に震源断層を特定できる地震とされた地震であって (乙 1 7 3)、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」ではない。また、原告らは、甲 B 8 7 においては M 6. 5 以上で震源断層と対応する地表地震断層が生じた個数はわずかに 5 個とされていると述べるけれども、この 5 個という数字は甲 B 8 7 において出現した地震断層の状況に応じてランク分けされたうちの「ランク 1」(震源断層と地表地震断層の長さが対応すると思われる地震)の個数を述べているのであって、地表地震断層が出現した地震の個数を述べるものではない(なお、甲 B 8 7 におけるランク分けでは、残るランク 2 及びランク 3 についても、地表に何らかの痕跡が残る地震として定義されている。)。したがって、甲 B 8 7 を基に M w 6. 5 以上であっても地表地震断層が出現しない場合があるから M w 6. 5 未満の地震の観測記録を収集対象とする地震ガイドの規定は不合理であると

する原告らの主張に理由はない。

(2) 収集対象とすべき地震について

原告らは、被告が地震ガイドに例示されている16地震のみしか収集対象地震として考慮していないと批判し、16地震以外に能登半島地震、及び新潟県中越沖地震についても震源を特定せず策定する地震動の検討とすべきである旨、また、16地震のうち岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象にすべきである旨述べる（原告ら準備書面9第4の3(1)ア、イ（53頁以下）等）。

しかしながら、被告独自でも調査を行ったが、結果として、地震ガイドに例示されている16地震以外に震源を特定せず策定する地震動の評価において考慮すべきような影響の大きい地震はなかったことは、上記2(1)で述べたとおりであるし、上記2(3)アで述べたとおり、被告は、本件発電所に及ぼす影響が大きい観測記録を抽出するに際して、日本及びカリフォルニアで発生した41の地震を分析・活用した加藤ほか（2004）の知見を考慮している。

また、2007年能登半島地震や同年新潟県中越沖地震については、地震ガイドの策定にあたり、「地震・津波検討チーム」の第10回会合において、震源を特定せず策定する地震動について議論がなされた結果、能登半島地震や新潟県中越沖地震は、詳細な地質調査を実施すれば事前に震源の特定が可能との判断がなされたため（乙173）、地震ガイドが例示するリストに含まれていないものであって、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」でも「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」でもないのであるから、これを震源を特定せず策定する地震動の評価に

において考慮すべき理由はない。

岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象としていないことについては、上記2(2)で述べたとおりである。

したがって、原告らの主張にはいずれも理由がない。

(3) 考慮した地震の観測記録に対する評価について

ア 2004年北海道留萌支庁南部地震について

原告らは、2004年北海道留萌支庁南部地震について、①2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020（K-NE T港町観測点）の観測記録は最大の地震動ではなく、財団法人地域地盤環境研究所が作成した「震源を特定せず策定する地震動 計算業務報告書」の報告内容を踏まえると、1038ガル程度の加速度まで考慮しなければならない旨、②2004年北海道留萌支庁南部地震はMw5.7（M6.1）の地震に過ぎないが、独立行政法人原子力安全基盤機構（以下「JNES」<sup>101</sup>という。）がM6.5の横ずれ断層によって1340ガルの地震動が生じていることからすれば、地震規模をMw6.5とすればこれを超える地震動も生じ得ることから、本件発電所の基準地震動の評価が過小であることは明らかである旨主張する（原告ら準備書面9第4の3(2)（56頁以下））。

まず、震源を特定せず策定する地震動は、観測記録を基に策定するものであり（地震ガイドI編：2.（3）（乙44（2頁）））、原告らが主張する財団法人地域地盤環境研究所による解析記録のような仮想的な震源モデル（断層面）を構築して地震動を評価するものでは

ない。また、そもそも、震源を特定せず策定する地震動は、詳細な調査を前提とした敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に最大限の努力を払った上で、それでも評価しそこなう可能性を埋める補完的な位置付けであり、プラントに考慮すべきミニマムリクワイアメントとして導入されたもので、最大規模の地震を想定すべきものでもない(乙171(27～28頁), 乙172(101頁), 乙175(9頁))。

震源を特定せず策定する地震動の評価は、新耐震指針の制定に伴い導入されたものであり、詳細な調査を実施してもなお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内の地震の全てを事前に評価し得るとは言えないことを補完するという点では、旧耐震指針における「直下地震」の位置付けと大きく変わるものではないが、その考慮すべき地震動の設定法において、その考え方を大きく変えている。旧耐震指針では、M6.5の直下地震といった一定規模の「地震」を想定し、そこから地震動を評価していたが、新耐震指針では観測記録から直接「地震動」を策定することとされた。これは、旧耐震指針ではM6.5程度以下の地震であれば、地表地震断層が出現しないこともあることを踏まえたものであるが、その後の研究により、アスペリティが深いときには地表地震断層が出現しないとの新たな知見が得られたため、活断層を事前に特定できるかどうかを地震の規模で判断するのは問題があると認識されたためである。新規制基準においても、新耐震指針の考え方を承継しており、一定規模の「地震」の想定を経ることなく、震源近傍における観測記録を基にして直接「地震動」から震源を特定せず策定する地震動を策定することが求められている。このことは、本件3号機に係る原子炉設置変更許可申請に関する審査書案に対する

意見募集の結果，寄せられた意見に対し，原子力規制委員会が「「震源を特定せず策定する地震動」では震源と活断層を関連づけることが困難な内陸地殻内地震について得られた震源近傍における観測記録を基に評価・策定されるものとしており，観測事実に基づいた地震動評価であり，断層モデルを介さずに策定するものです。」との考え方を示しているとおりでである（乙132（別紙1の12頁））。

これに対し，原告らが主張する①は，財団法人地域地盤環境研究所が2004年北海道留萌支庁南部地震における地震動について検討したMaeda and Sasatani（2009）<sup>102</sup>に基づく断層モデルを用いて地震動評価を行ったものである（甲B91（2-2））が，原子力規制委員会が「断層モデルを介さずに策定する」との考え方を示していることに照らせば，当該評価結果が震源を特定せず策定する地震動の対象とはなり得ないことは明らかである。さらには，Maeda and Sasatani（2009）は被告がはぎとり解析に用いた佐藤ほか（2013）の知見を踏まえていない，つまり詳細な調査に基づく地盤情報を踏まえずに断層モデルを構築したものであること，財団法人地域地盤環境研究所による評価が，Maeda and Sasatani（2009）の断層モデルのすべり角や破壊開始点といったパラメータが変動した場合に地震動に与える影響を把握するために，これらのパラメータを仮想的に変更して仮想的な評価を行ったものである（甲B91（2-9頁））ことを踏まえると，こ

---

102 「Strong ground motions from an Mj 6.1 inland crustal earthquake in Hokkaido, Japan: the 2004 Rumoi earthquake」Maeda, T, Sasatani, T, Earth Planets Space, Vol. 61 (No. 6), 689-701, 2009.

の評価から得られた地震動は、震源を特定せず策定する地震動の対象として相応しい観測記録とはおよそ言い難い。

また、原告らが主張する②は、J N E Sが震源を特定しにくい地震による地震動に確率論的な観点から検証を加えたもの、つまり、震源を特定しにくい断層による地震動強さの年超過確率を評価したものである（乙176（1-1～1-5頁））。このため、J N E Sによる検討においては、発生確率の低いケースも想定する必要があることから、仮想的な断層モデルに仮想的な条件をいくつも重畳させた数多くの組合せによる地震動が解析評価されており、そのうちの1つで、最大加速度が約1340ガルとなる結果が得られたものであり、その地震動をすぐさま基準地震動に採用すべきという主張自体、発生確率や地域特性を無視したものであり、科学的合理性に欠けるものである。そして、J N E Sが試算した地震動が震源を特定して策定する地震動の対象とはなり得ないことは、本件3号機に係る原子炉設置変更許可申請に関する審査書案に対する意見募集の結果、寄せられた意見に対して、原子力規制委員会が「試算した地震動をそのまま震源を特定せず策定する地震動として用いるために試算したものではないことから、検討の対象にしていません。」との考え方を明確に示しているところである（乙132（別紙1の14頁））。

以上のことから、原告らの主張は、震源を特定せず策定する地震動の対象とはなり得ない、財団法人地域地盤環境研究所の報告書で示された地震動やJ N E Sが試算した地震動を、震源を特定せず策定する地震動として考慮するよう求めるものであり、その前提が誤っており、失当である。

イ 2000年鳥取県西部地震について

原告らは、2000年鳥取県西部地震について、賀祥ダムの監査廊において得られた観測記録よりも大きな地震動が観測されたTTRH02（日野）における観測記録を用いるべき旨主張する（原告ら準備書面9第4の3(1)イc（55頁））。

観測記録の収集・評価に係る被告の考え方は、上記2(1)において詳述した通りである。重ねて述べるならば、地震ガイドでは、震源を特定せず策定する地震動は、「敷地の地盤物性に応じた応答スペクトルを設定して策定されている必要がある。」（I編：4.1（1）），「応答スペクトルの設定においては、解放基盤表面までの地震波の伝播特性が反映されている必要がある。」（同（2））とされている。地震動は地盤増幅特性等の地域特性の影響を受けることから、これらが適切に評価されていることが必要なのである。すなわち、震源を特定せず策定する地震動を評価する上では、確かな地盤情報が得られていること、はぎとり解析が可能であることが不可欠であり、被告は、こうした条件が十分な観測記録について、評価対象として基準地震動評価に反映しているのである。この点、TTRH02（日野）の観測記録は、解放基盤表面相当での地震動の推定に必要なボーリング調査等による精度の高い地盤情報が得られていないことに加え、地表記録の一部周期帯に観測小屋の揺れの影響が含まれているなどの問題点があるため、適切な評価ができない（乙174（29～33頁，44～45頁））のだから、TTRH02（日野）の観測記録を震源を特定せず策定する地震動として考慮すべきとの原告らの主張に理由はない。

#### 第4 年超過確率について

##### 1 年超過確率の算出手法について

被告は、基準地震動  $S_s$  の年超過確率を評価するにあたり、本件発電所に将来の一定期間内にもたらされる地震動の強さ・頻度（確率）（確率論的地震ハザード）を評価し、その結果に基づいて一様ハザードスペクトルを作成して、これと基準地震動  $S_s$  の応答スペクトルとを比較することにより行っている（上記第1の2(4)）。そして、一様ハザードスペクトルの作成に際しては、日本原子力学会の「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」（以下、本書面において「実施基準」という。）を用いている。実施基準には、ある地点において将来の一定期間中に見舞われる可能性のある地震動の強さ・頻度（確率）を評価するために必要な手順、参照すべき科学的・専門技術的知見、評価方法等が定められており、被告はこれに沿って、発電所敷地周辺の地質・地質構造調査等、詳細な調査結果に基づき、最新の科学的・専門技術的知見を用いて評価を行った。ちなみに、地震ハザード評価の際には、基準地震動策定の際に用いた科学的・専門技術的知見に加えて、確率論的評価に資する知見を適宜参照した。

実施基準は、日本原子力学会の標準委員会が、原子力発電所の安全性と信頼性を確保してその技術水準の維持・向上を図る観点から、原子力発電所の設計・建設・運転・廃止活動において実現すべき技術の在り方を定めた原子力標準の一つであり、その策定にあたっては、標準委員会・発電炉専門部会の下に地震PSA分科会が設置され、さらに地震ハザード評価作業会等の作業会が設けられて、検討を重ねた結果、取りまとめられたものである（乙177（i頁））。これらの委員会、部会、分科会、作業会に



は、それぞれ学会の有識者・産業界の専門的技術者等が数十名規模で参集し、約3年にわたる議論を重ね、さらには、関係者の意見をパブリックコメントを通じて聴取するなどして、公平、公正、公開の原則を維持しながら議論が行われた。実施基準は、こうした過程を経て策定されたものであり、十分な信頼性を有するものである。さらに、原子力規制委員会は、地震ガイドにおいて地震ハザードの解析手法として実施基準を採用し（乙44（10頁））、原子力規制委員会設置法の一部の施行に伴う関係規則の整備等に関する規則(案)等に関連する内規に対する意見募集の結果では、実施基準の信頼性に関して、「国内の地震ハザード評価では、地震調査研究推進本部（地震本部（原文ママ））により、各地域の海域を含む活断層の地震活動性や地震動の評価に基づく地震ハザードマップが公表され、広く一般防災に活用されるとともに、原子力分野でも地震本部の情報・データ及び評価手法等を活用し、これと整合を図っています。地震本部のプロジェクトで評価している地震ハザードは、地震・地震動の情報や評価手法から見て、世界的な標準以上の広域かつ詳細な評価といえます。」とした上で、「日本原子力学会の確率論的安全評価実施基準における地震ハザード評価は、地震本部のデータや手法との整合を取りながら、サイト近傍の評価や不確実さ評価手法をより詳細化したものであり、評価データやプロセスの透明性・説明性を明確化するよう規定されています。」と評価している（乙178（119～120頁））。

以上のとおり、実施基準は、学識者、実務者の長年にわたる議論と公正な手続きを経て作成されたものであり、原子力規制委員会も新規基準に係る審査基準に採用するなど、年超過確率の評価手法として十分な信頼性を有している。

## 2 原告らの主張に対する反論

原告らは、他の原子力発電所において過去に基準地震動を超過した事例あるいは大学教授等の発言を引用して基準地震動の年超過確率はいい加減なものであると主張する（原告ら準備書面10）。

しかしながら、原告らが原告らの主張の根拠として挙げる、他の原子力発電所において過去に基準地震動を超過した事例は、答弁書「請求の原因に対する認否」第4の2(2)エ（302頁以下）で述べたとおり、いずれも各地に固有の地域特性による影響が大きい事例であることが分かっており、必ずしも他の原子力発電所の基準地震動 $S_s$ あるいは基準地震動の年超過確率の信頼性に直接結びつくものではない。また、一部の大学教授等の発言を引用して年超過確率の算出方法に批判があることを指摘するが（もっとも、原告らが引用する発言には、年超過確率の算出方法自体を否定するものではないものも含まれる。）、上記1で述べたとおり、被告が年超過確率の評価手法として用いた実施基準は、学識者、実務者の長年にわたる議論と公正な手続きを経て作成されたものであり、十分な信頼性を有しているのであるから、基準地震動の年超過確率はいい加減なものであるとの原告らの主張に理由はない。

以上