

FO-B～FO-A～熊川断層地震 M7.8
(2018年大阪府北部地震 M6.1 のスケールアップ) による
大飯原発サイトの強震動

赤松 純平

関西電力株式会社は、大飯原子力発電所敷地に近接する FO-B～FO-A～熊川断層を想定した断層破壊モデルによって、大飯原発の基準地震動を 856 ガルとしている。この断層の長さは 63.4km とされており、マグニチュード (M) 7.8 の地震が想定されている。本稿では、2018年大阪府北部地震 M6.1 の観測記録を ω^{-2} 則によって M7.8 にスケールアップし、FO-B～FO-A～熊川断層の断層破壊過程に適用して、大飯原発サイトの強震動を予測する。予測値は、基準地震動が過小評価であることを示している。この主な原因は、地盤構造の調査結果を恣意的に解釈して、地盤による地震波の増幅が小さくなるように基準地震動評価用地盤モデルを設定しているからである。また、基準地震動評価に用いられた断層破壊モデルが、複雑な断層破壊過程を的確にモデル化できていないこともその一因である。

1. 大飯原発の基準地震動

原子力規制委員会の定めた「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド(平成25年6月)」[1]では、『①敷地ごとに震源を特定して策定する地震動と②震源を特定せずに策定する地震動について、それぞれ応答スペクトルを相補的に考慮することによって、敷地で発生する可能性のある地震動全体を考慮した地震動を策定すること、さらに、震源が敷地に近く破壊過程が地震動評価に大きく影響する地震については、①において断層モデルを用いた手法を重視すること、そのうえで基準地震動として①②それぞれについて設計用の応答スペクトルと地震波時刻歴とを、不確かさを考慮して策定すること』と定められている。また、地盤の震動特性に関わる地盤構造については、『敷地及び敷地周辺における地層の傾斜、断層及び褶曲構造等の地質構造を評価するとともに、地震基盤の位置及び形状、岩相・岩質の不均一性並びに地震波速度構造等の地下構造及び地盤の減衰特性を評価すること。なお、評価の過程において、地下構造が成層かつ均質と認められる場合を除き、三次元的な地下構造により検討すること』と三次元構造を評価することが定められている(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19日、[2])。

「審査ガイド」によれば、大飯原発サイトはFO-A断層から数kmしか離れていないから、断層モデルを用いて断層破壊過程の影響を不確かさを考慮して評価しなければならない。また、敷地には15本もの断層破碎帯があり、これらの断層破碎帯による地盤構造の不均質性、それによる地盤の震動特性(サイト特性)への影響を正しく評価すべきことを「規則の解釈」は求めている。

関電は大飯原発について 19 の基準地震動 Ss-1～Ss-19 を策定し、それぞれ地震波時刻歴と疑似応答スペクトルを提示している[3]。Ss-1 は近接する FO-B～FO-A～熊川断層を想定して各種の距離減衰式による地震動を検討したもので、速度応答スペクトルの形が折線で与えられている。Ss-2～Ss-17 は FO-B～FO-A～熊川断層の断層破壊の条件をいろいろ変えた強震動予測の結果、そして Ss-18、Ss-19 は 2000 年鳥取県西部地震(M7.3)と 2004 年北海道留萌支庁南部地震(M6.1)の震動波形記録に基づくものである。Ss-2～Ss-19 の予測値は、応答スペクトルの値が周期によって部分的に Ss-1 の値を超える。水平動成分についてみると、時刻歴の最大の加速度ピーク値は Ss-4 の 856 ガル、Ss-1 の速度応答スペクトルは周期 0.3 秒以上の長周期域で 100cm/s ($h=0.05$)、加速度応答スペクトルは周期 0.1～0.3 秒で 2,000 ガル ($h=0.05$) である。また、ストレステストの結果、加速度でのクリフエッジ（壊滅的な損傷を受けるレベル）を 1,260 ガルとしている[4]。

2. 大飯サイトの地盤構造モデル

関電は、敷地周辺で実施した各種地下構造調査、すなわち、浅部地盤に関してはボーリング孔を利用した PS 検層、試掘坑（横坑）における弾性波探査、反射法地震探査、また深部地盤に関して地震波干渉法・微動アレイ観測を、さらに三次元的な不均質性のチェックのために単点微動観測（H/V）を実施し、これらの結果を組み合わせる敷地地下の地盤の速度構造（地盤モデル）を評価したとして、基準地震動を策定するための 12 層からなる水平成層構造モデルを提示している[3]。しかし、以下に述べるように、モデルはそれぞれの調査結果を恣意的に解釈し、地盤が均質で堅硬であるとの前提によるものである。

敷地内には 15 本の断層破碎帯があり、そのうちの 9 本（F-1～F-5、f-1～f-4）は 3 号炉と 4 号炉の直下に、また最大規模の F-6 断層は 3 号炉と 2 号炉の間に延びている[5]。それらはボーリング調査によって標高-200m の深さまで存在することが確認されている[5]。反射法地震探査では断層構造に特徴的な回折波も記録されている[6]。これら断層破碎帯の存在する地盤を均質で堅硬な水平成層構造としてモデル化できるであろうか。速度構造については次の 2 点のみを指摘する。

2.1 断層破碎帯に伴う速度低下

原子炉建設前に、3,4 号炉直下に掘削された試掘坑の坑間において弾性波探査による区間平均速度の測定、いわゆる ファン・シューティング（fan-shooting）が行われている[7、第 3.5.9 図、6-3-563 頁]。その結果を『P 波速度は 3.0km/s～5.2km/s で平均値 4.3km/s、変動係数 7.0%である[7、6-3-128 頁]』と報告するのみで、3.0～5.2km/s も大きく変化していることについては全く等閑視している。図 1 に、3、4 号炉建屋敷地における P 波速度分布と、断層破碎帯に付随する規模の小さい破碎帯とシーム（固化あるいは密着した割れ目）の分布を並べて示す。P 波速度分布は fan-shooting

の資料[7、第 3.5.114 図、6-3-851～854 頁]を分析して得たものである。破碎帯とシームの分布は関電の資料[7、第 3.5.31～32 図、6-3-718～721 頁]を引用した。P 波速度は 4 号炉側の 4.5km/s から 3 号炉側 3.5km/s にまで系統的に低下している。破碎帯とシームの分布密度は 4 号炉側から 3 号炉側に向かって高くなっている。P 波速度の低下は破碎帯とシームの分布密度と高い相関関係にあり、敷地の地震波速度が断層破碎帯によって場所により大きく変化していることが一目瞭然である。具体的な数値で比較すると、fan-shooting の平均値は敷地全体で $V_p=(4.25\pm 0.34)\text{km/s}$ (データ数 $N=1,378$)、3 号炉建屋敷地内で $V_p=(3.86\pm 0.30)\text{km/s}$ ($N=281$) である。しかし、関電は基準地震動評価用地盤モデルの表層(解放基盤)を $V_p=4.6\text{km/s}$ 、 $V_s=2.2\text{km/s}$ としている[3]。なお、fan-shooting による S 波のデータは無いが、試掘坑に沿った屈折法弾性波探査による S 波速度[7、第 3.5.104 図、6-3-813～814 頁]は、3 号炉建屋側で $V_s=(2.0\pm 0.4)\text{km/s}$ ($N=30$) である。

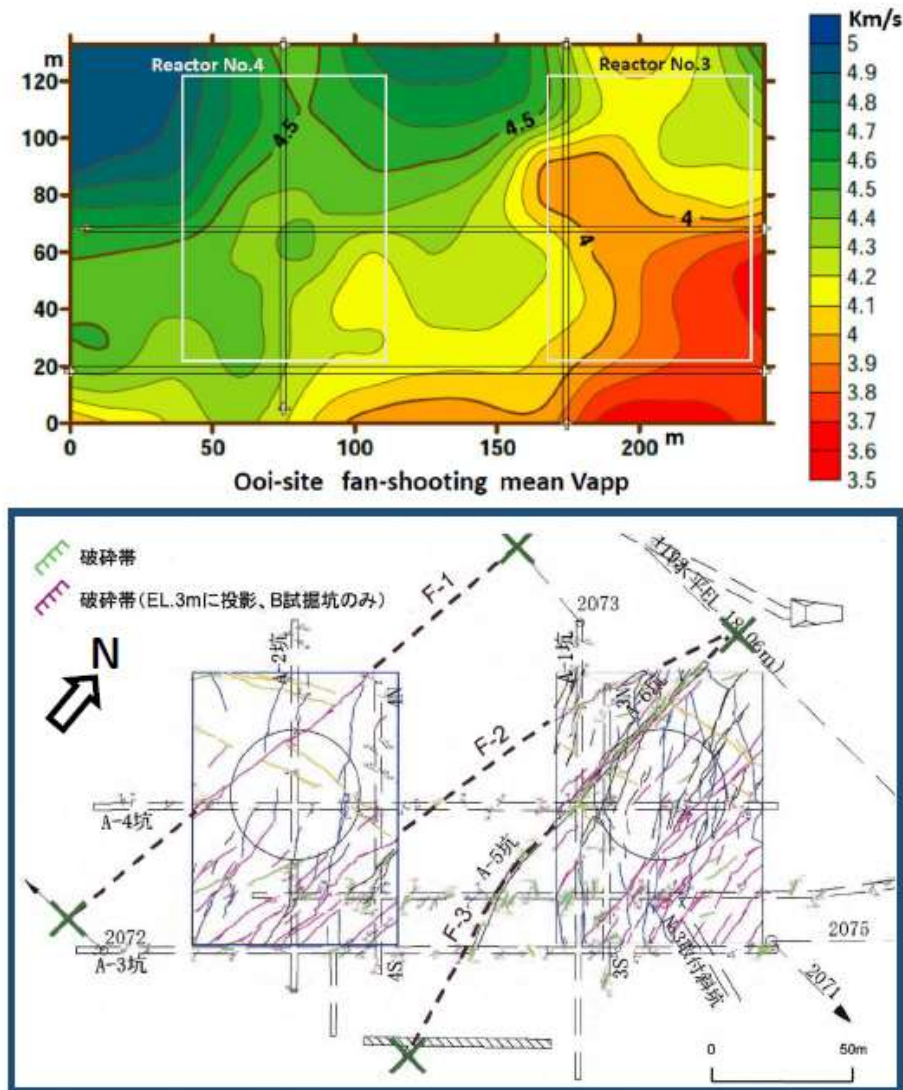


図 1. 3,4 号炉建屋付近の P 波速度の分布と断層破碎帯とシームの分布.
速度は西側 (左上) から東側 (右下) へ大幅に低下、シームの分布密度と相関する。

2.2 低速度層無視による自己矛盾

地盤構造モデルは、最終的には地震波干渉法・微動アレイ観測によって得られた分散性位相速度の逆解析によって求められている[8]。逆解析では初期条件として、第1層は $V_p=2.0\text{km/s}$ 、 $V_s=0.5\text{km/s}$ 、第2層は $V_p=4.6\text{km/s}$ 、 $V_s=2.2\text{km/s}$ と速度を大幅に増やし、以下 0.1km/s ずつ単調に増加させ、層の厚さ(H)のみを探索している。試掘坑弾性波探査の結果である $V_p=4\text{km/s}$ 、 $V_s=2\text{km/s}$ 前後の速度値は無視している。逆解析の最適解として得たインバージョンモデルは、第1層は $H=80\text{m}$ 、第2層は $H=180\text{m}$ であるが、第1層は地表付近の堆積層であるとして割愛し、第2層を表層とする基準地震動評価用モデル(以下、関電地盤モデル)を作成した[8]。

図 2.1 に、微動アレイ観測の観測点の標高を地理院地図[9]から読み取って示した。地震計設置位置の標高は 11~81m、平均標高は約 43.5m である。さらに、図 2.2 は関電が描いた解放基盤の模式図に、地震計の標高とインバージョンモデルの層序を追記したものである。すなわち、インバージョンモデルの地表面の標高は約 43.5m であり、第2層上面は標高約 -36.5m となる。標高 0m に設置されている原子炉は、厚さ 80m の軟弱な堆積層の深さ 43.5m、第2層岩盤から 36.5m 上方に立地することになった。第1層を割愛すると原子炉が 36.5m 空中に浮かぶので、第2層以下を 36.5m 引き上げて原子炉基盤岩(解放基盤)としたのが「関電地盤モデル」である。この齟齬は、位相速度の逆解析において、地表付近岩盤の低速度層を無視して、第2層に原発建設時に採用した大きい速度値を踏襲して与えたことによる。インバージョンモデルから「関電地盤モデル」が作成された過程は、図 4 を参照されたい。



図 2.1. 微動アレイ観測の観測点の標高.
標高は 11~81m、平均標高は約 43.5m

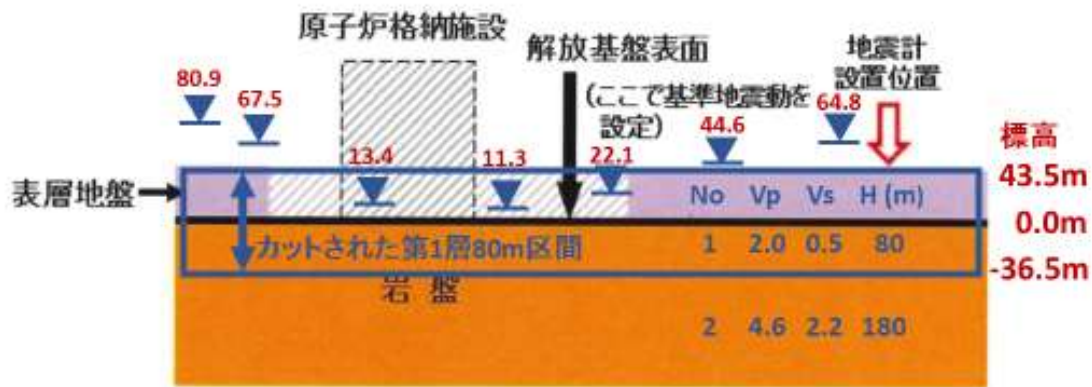


図 2.2. 微動アレイ観測による解放基盤の標高

▼:各地震計の標高、この平均標高(地震計設置位置)は 43.5m.

第 1 層(表層地盤)80m 厚をカットすると、第 2 層(解放基盤相当)の標高は -36.5m となり、標高 0m の原子炉格納施設は、36.5m 宙に浮くことになる。

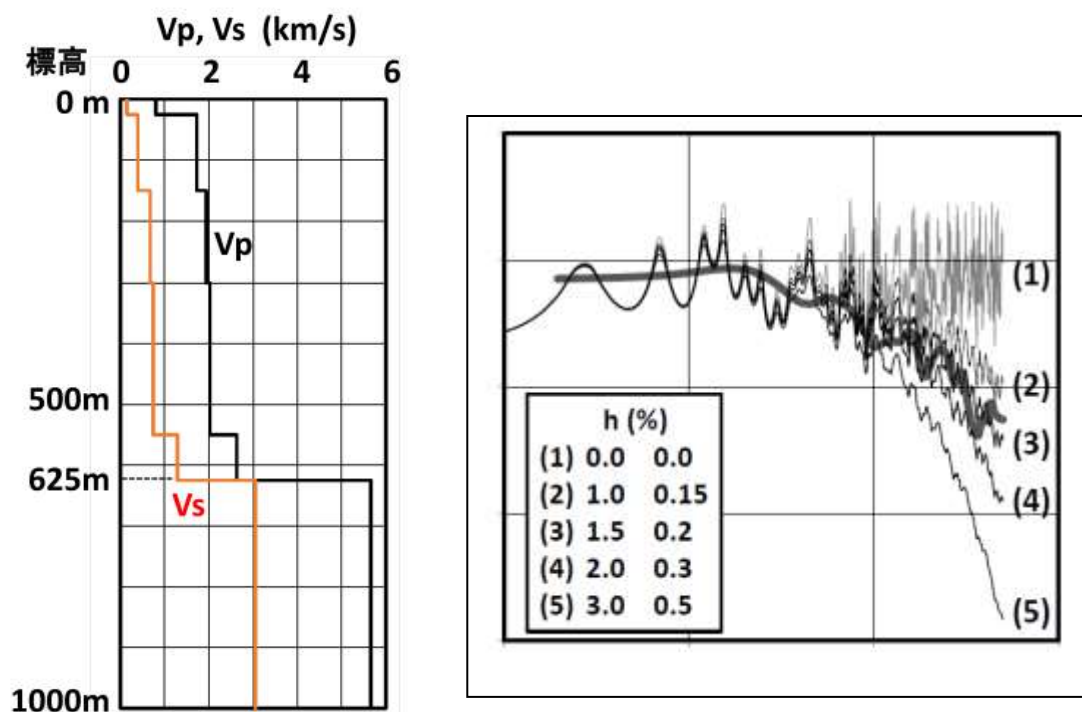
(関電・準備書面(17)の図表 6 を引用加筆、[25])

2.3 大飯サイトの地盤減衰構造モデル

関電は、大飯原発サイトの地盤の減衰について、速度の不均質による散乱減衰を考慮したと説明している[8]。散乱減衰の大きさは、地震波の波長と不均質の大きさとの関係に依存するため周波数の関数となるが、「関電地盤モデル」に用いられている減衰量 h は説明とは違って周波数に依存しない一定値である。値は 200m の深さまでは $h=3\%$ 、200m 以深では 0.5% である[8]。この値は減衰の大きい土質地盤のものである。このことの例を次に示す。

防災科学研究所 KIK-net の大阪観測点(OSKH05)は、地表(標高 1m)と地中(標高 -981m)とで観測されている[10]。この 2 点の記録のスペクトル比によって地盤の増幅特性が評価できる。大阪観測点の地盤の速度構造は、図 3 に示すように、地表から標高 -600m まで P 波速度 $V_p=800\sim 2,630\text{m/s}$ 、S 波速度 $V_s=150\sim 1,290\text{m/s}$ の土質地盤、-600m ~ -625m に土質地盤と同じ速度 ($V_p=2,630\text{m/s}$ 、 $V_s=1,290\text{m/s}$) の風化岩層があって、-625m 以深が $V_p=5,660\text{m/s}$ 、 $V_s=3,050\text{m/s}$ の堅硬な岩盤である。地中地震計は岩盤内の岩盤上面から 355m の位置(標高 -981m)に設置されている。標高 -1,000m の深さまで図のように 6 層の区間速度が公開されているが、減衰係数は不明である[11]。そこで、いろいろの減衰係数 h を仮定して地盤増幅特性を計算し、2018 年大阪北部地震の記録のスペクトル比と比較してみた。結果を図 3 に示す。減衰係数 h は図中の表に示すように、大飯サイトの「関電地盤モデル」の減衰係数と同様、深さ 200m まで $h=3\%$ 、それ以深を 0.5% とする場合(5)を基準に、それより減衰の小さい 3 ケース(4)~(2)、および減衰が全くないケース(1)である。観測値は、SH 波(震央方向に直角な方向に振動する S 波水平動成分)の約 5 秒間のスペクトル比である。観測スペクトル比は地盤モデルの(3)~(4)に適合し、減衰の大きい(5)には一致

しない。関電は大飯サイトの地盤モデルの減衰係数に土質地盤よりも大きい値を用いて基準地震動を小さく策定している。



KIKI-net大阪観測点(OSKH05)の速度構造モデル
(防災科学研究所ボーリング柱状図を引用)

図 3. 左図:大阪観測点の速度構造モデル (防災科学研究所ボーリング柱状図)

右図:SH 波の [地表]/[地中] のスペクトル比(太線)と地盤増幅特性.

(1)~(5):地盤構造モデルによる SH 波増幅特性、入射角 50°.

減衰係数 h 左:深さ 200m まで、 h 右:200m 以深.

大阪観測点の土質地盤の h は(3)~(4)、大飯の「関電地盤モデル」の h は (5).

2.4 地盤による地震波増幅特性 (サイト特性)

本稿では、関電によってモデル化された FO-B~FO-A~熊川断層の断層破壊過程 [3]に準じて大飯原発サイトの強震動を予測するが、地盤構造モデルとして「関電地盤モデル」と「3号炉地盤モデル」とを用いる。「3号炉地盤モデル」は、インバージョンモデルの第1層の標高 0m (表面から 40m の深さ) から第2層上面 (標高-40m) まで、すなわち「関電地盤モデル」の表層 40m を第1層としてその速度を fan-shooting の3号炉建屋敷地内の速度 ($V_p=3.86\text{km/s}$ 、 $V_s=1.78\text{km/s}$) とし、地盤全体の減衰係数 h を関電モデルの $1/1.5$ としたモデルである。この減衰量は、図 3 のケース(4)に相当する。図 4.1 にインバージョンモデルから作成された「関電地盤モデル」と「3号炉地盤モデル」の模式図を示す。

図 4.2 に S 波が鉛直下方から入射した場合の地盤増幅特性を比較して示す。自由表面の効果により、全ての周波数で 2 倍の増幅作用がある。両モデルの増幅特性の違いは 3Hz 付近から増大し、10Hz 以上では 2 倍に達する。大飯サイトの地盤は、厚さ数 10m の土質堆積層の下は岩盤であるが、大阪観測点は 620m の深さまで土質地盤である。岩盤の減衰は土質地盤の減衰より小さいと考えられるので、「3号炉地盤モデル」の増幅率はさらに増加すると考えられる。

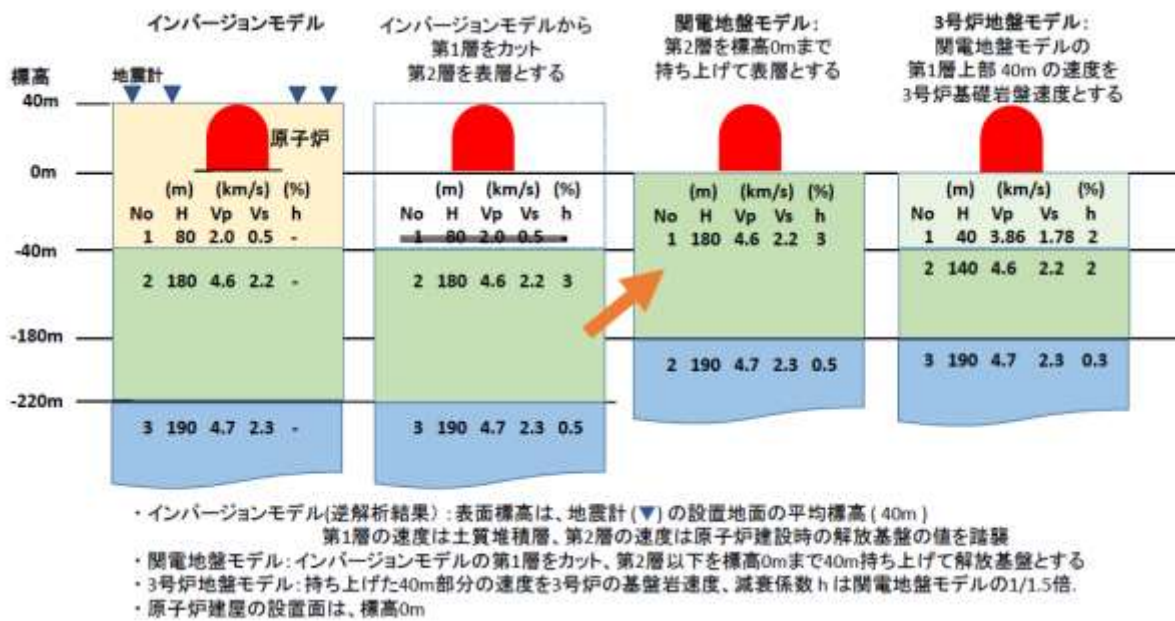


図 4.1. インバージョンモデルから作成された「関電地盤モデル」と「3号炉地盤モデル」。インバージョンモデルの表面標高は 43.5m であるが、標高の読み取り誤差 (図 2 参照) を考慮して、モデルでは 40m としてある。

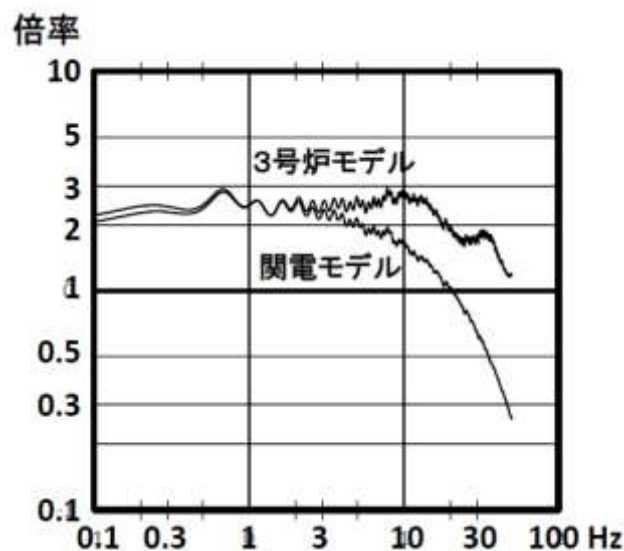


図 4.2. 関電地盤モデルと 3号炉地盤モデルの S 波の地盤増幅特性の比較.

3. 2018年大阪府北部地震 M6.1 のスケールアップ

3.1 2018年大阪府北部地震 M6.1

2018年6月18日7時58分、大阪府北部の深さ約13kmにM6.1の地震が発生し、大阪府下では観測史上初めて震度6弱を観測した。この地震により、死者6人、負傷者443人、住家全壊18棟、住家半壊517棟、一部破損57,787棟などの被害が生じ、交通網、電気、水道など、ライフラインへの影響が大きかった[12]。

この地震の発震機構はこの地域の地震に一般的な西北西－東南東方向に圧力軸を持つ型であった[13]が、震源位置は、周辺に存在する東西方向に延びる有馬－高槻断層帯、および南北方向に延びる生駒断層帯や上町断層帯などと一致せず、知られていない断層の活動が危惧された。

有馬-高槻断層帯の南約2kmには、1995年兵庫県南部地震以降活発化した「有馬高槻断層帯に平行な地震の線状配列」がある[14]。この地震の線状配列の東端付近では、1987年摂津富田付近の地震(08/21、M4.2、震度3)が、また西端付近では、兵庫県南部地震の最大余震(1995/01/17、M5.4、震度4)が発生しており、東端付近で発生した大阪府北部地震とその余震活動は、この線状配列の活動の一環と考えられている[15]。

3.2 大阪府北部地震の震源破壊過程

この地震の震源破壊過程が浅野他(2018)により強震波形のインバージョン解析によって推定されている[15、16]ので、以下に引用する。余震分布などから走向、傾斜の異なる2枚の断層面を設定して、破壊の進展に伴って断層面上の小断層から次々と射出する地震波を合成した波形が観測波形に一致するように断層破壊を求める。断層面は、断層①：6km(深さ方向)×4km、走向351° 傾斜50°、断層②：6km×5km、走向52° 傾斜77°である。断層①、②とも破壊開始点(深さ13km)から浅部に向かって破壊が進展した。断層②は南西方向に破壊が伝播している。破壊の伝搬速度 V_r は2.9km/s、最大すべりは0.7m、0.3m以上の大きいすべりは、断層①、②とも破壊開始点周辺の深さ11～13kmの2～3km四方の領域に限られている。地震モーメント M_0 は 4.06×10^{17} Nm、断層面積 S は54km²であり[15、16]、地震規模と震源断層の面積に関する経験式(Somerville 他、1999) [17]にほぼ合っている(6%の差異)。このことから、ここでは震源スペクトルのスケーリング則である ω^{-2} 則(入倉、1993)[18]に依拠して議論を進める。

3.3 KIK-net 強震記録の ω^{-2} 則による波形合成

解析に使用した記録は、防災科学研究所 KIK-net の大阪観測点(OSKH05)の地中強震記録[10]である。地中地震計は $V_p=5,660$ m/s、 $V_s=3,050$ m/s の岩盤内の岩盤上面から355mの位置(標高-981m)に設置されている[11]。従って、この記録は地震基盤(S波速度3km/s程度の堅硬な岩盤)の震動を記録していると考えてよい。各成分の加速

度ピーク値は、水平南北動：113 ガル、水平東西動：78 ガル、上下動：47 ガルである。観測点からの震央距離は 16.9km、方位は 33.5° である。以後簡単のために SH 波 (S 波水平動成分) のみを考える。SH 波の加速度ピーク値は 121 ガルである。この SH 波を、経験的グリーン関数法による波形合成の方法(横井・入倉、1991)[19]を用いて M7.8 地震の強震動波形にスケールアップする。

M7.8 の地震の地震モーメント M_0 を 7.01×10^{19} Nm(武村、1990)[20]とすると、断層面積 S は $1,130 \text{ km}^2$ (入倉・三宅、2001)[21]となる。M6.1 大阪府北部地震($S=54 \text{ km}^2$)との断層面積比は 20.9 であるので、M7.8 地震の断層面上に小断層が 20 個あるとする。一方、M7.8 地震のアスペリティ(強震動生成領域)の面積 S_a は、全断層面積 S の 22%(レシビ、2016)[22]とすると $S_a=250 \text{ km}^2$ である。小断層 1 個の面積は 12.5 km^2 ($= 250 \text{ km}^2/20$) であるので、小断層の大きさを 3 km (深さ方向) \times 4 km 、深さ方向に 4 枚、水平方向に 5 枚とする。断層面は簡単のため 1 枚の断層面を仮定(Irikura et al., 2017)[23]して断層②と同じ面内とし、北東側の 2 番目、下から 2 番目の小断層 (M6.1 地震の震源) から破壊が同心円状に進展したとする。なお、断層面上のアスペリティ以外の背景領域からは強震動への寄与はないとしている(Irikura et al., 2017)[23]。また、 V_r は 2.9 km/s [16]、 V_s は 3.4 km/s [23]とした。

図 5.1 に観測 SH 波と M7.8 にスケールアップした合成波形を示す。また、図 5.2 にそれぞれを震源に戻した波形のフーリエスペクトル、および ω^{-2} モデルによる M7.8 と M6.1 の震源変位スペクトルと加速度スペクトル[18]を示した。記録波形を震源に戻す際の減衰定数 Q は、関電が使用している $Q=50 \times f^{1.1}$ (f : 周波数)[3]を用いた。変位スペクトルにはコーナー周波数 f_c を、また加速度スペクトルには高周波限界遮断周波数 f_{max} を+印で付した。M7.8 と M6.1 の地震の f_c は各々 0.062 Hz 、 0.29 Hz [18]、 f_{max} は 4.40 Hz 、 8.15 Hz (釜江他、1990)[24]である。観測波と合成波のスペクトルとそれらの比は 3 Hz 以上の高周波数域で概ね理論スペクトルとその比に合っている。このことは、合成波形が M7.8 の地震による震動波形を予測していることを示している。 3 Hz 以下の周波数域で合成波形のスペクトルは理論スペクトルよりも小さいが、これは、波形合成においてアスペリティ以外の背景領域での寄与はないとしたため、断層全面積によって合成される長周期成分がカットされたためと考えられる。

なお、ここでの計算は、大阪観測点での観測波形が褶曲など経路の不均質構造によって異常な増幅作用を受けていないことを前提にしている。大阪観測点は上町台地の基盤岩に位置しているので、この前提の妥当性を検討するために、経路に沿う構造を全国 1 次地下構造モデル[23]で調べた。 $V_s=3.2 \text{ km/s}$ の地震基盤(上部地殻第 1 層)の深さは、震源付近で標高約 $-1,800 \text{ m}$ 、観測点では約 $-1,350 \text{ m}$ 、また $V_s=3.4 \text{ km/s}$ の上部地殻第 2 層は、震源付近で $-4,030 \text{ m}$ 、観測点では $-3,900 \text{ m}$ であり、上部地殻構造は北東から南西方向(震源から観測点方向)に緩やかに浅くなっている。上部地殻第 1 層は観測点の数 km 西側で急角度に 600 m ほど深くなる(上町断層)が、経路上には増幅をもたらすような速度構造は認められないので、この前提は妥当と思われる。

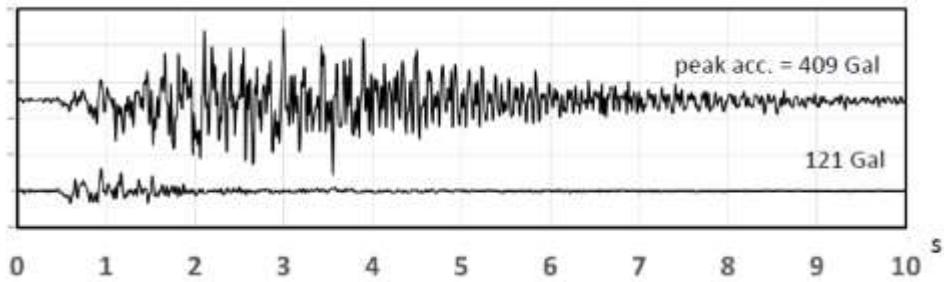


図 5.1. 大阪観測点における大阪府北部地震 M6.1 の地中観測加速度記録(SH 成分)と M7.8 にスケールアップした加速度波形.

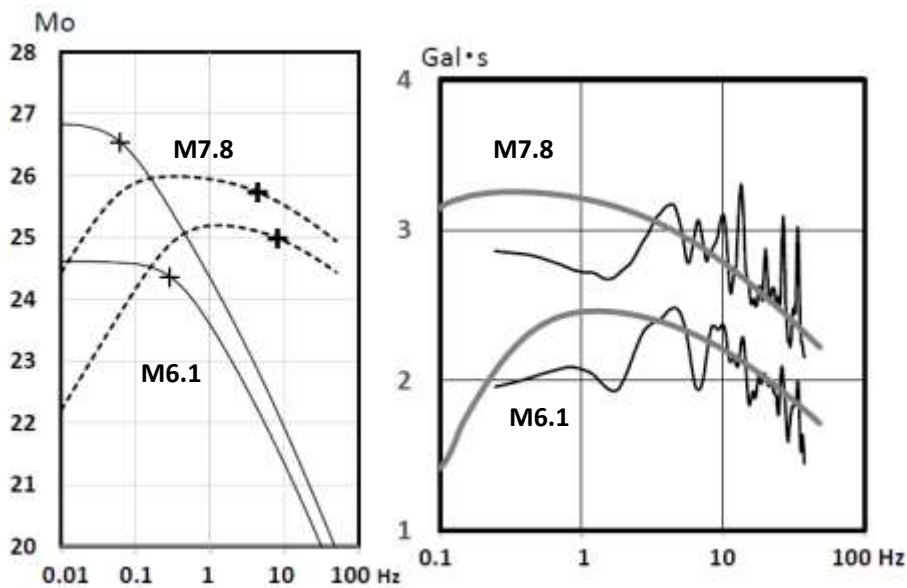


図 5.2 左図: ω^2 モデルによる M7.8 と M6.1 の震源変位スペクトル(実線)および加速度スペクトル(破線). 変位スペクトルの+印は f_c 、加速度スペクトルの+印は f_{max} . 右図: 観測された M6.1 および合成した M7.8 の震源加速度スペクトル(黒線)と ω^2 モデルによる理論加速度スペクトル(灰太線)の比較.

4. FO-B~FO-A~熊川断層地震 M7.8 による大飯原発サイトの強震動

関電が基準地震動を策定した断層モデル[3]に大阪府北部地震 M6.1 の震源波形を適用し、波形合成によって M7.8 にスケールアップして、大飯原発サイトの強震動を予測する。図 6 に示すように、断層面は 1 枚の鉛直な平面、アスペリティは 1 塊、アスペリティ領域は深さ 3~12km、3km(深さ方向)×4km の小断層を 17 個配置する。小断層を 20 個から 17 個に減らしたのは、関電の断層モデルでは、FO-B~FO-A~熊川断層の面積を入倉・三宅(2001)の式[21]から求まる 1,130km²ではなく 951km² [3]としていることに合わせたためである。また、先と同様アスペリティ以外の背景領域からの寄与はないとしている。

小断層で発生する地震波(要素波)は、大阪府北部地震 M6.1 の大阪観測点(地中)における強震記録の SH 波を震源に戻した波形である。戻す際の減衰定数は関電の用いている $Q=50 \times f^{1.1}$ [3]である。図 6 に示す小断層 No.5 の左下で破壊が始まり、破壊は同心円状に進展して各小断層の中心を通過する時点で要素波が発生して順次サイトに伝わる。伝播経路における地震波の減衰は、波面の拡がりによる減衰と内部摩擦や散乱によるエネルギーの逸散を考慮する。前者は小断層からサイトまでの波線の長さに逆比例する幾何減衰、後者は減衰定数 Q による距離減衰であり、小断層からサイトの地盤に入射するまでの地殻内は $Q=50f^{1.1}$ を、地盤内は関電地盤モデルの減衰係数 h を用いた。各小断層からの要素波はそれぞれの入射角で地盤モデルに入射する。その他、計算に必要な定数は全て関電の使っている値を用いた： $f_{max}=8.3\text{Hz}$ 、 $V_s=3.6\text{km/s}$ 、 $V_I=0.72 V_s$ [3]。

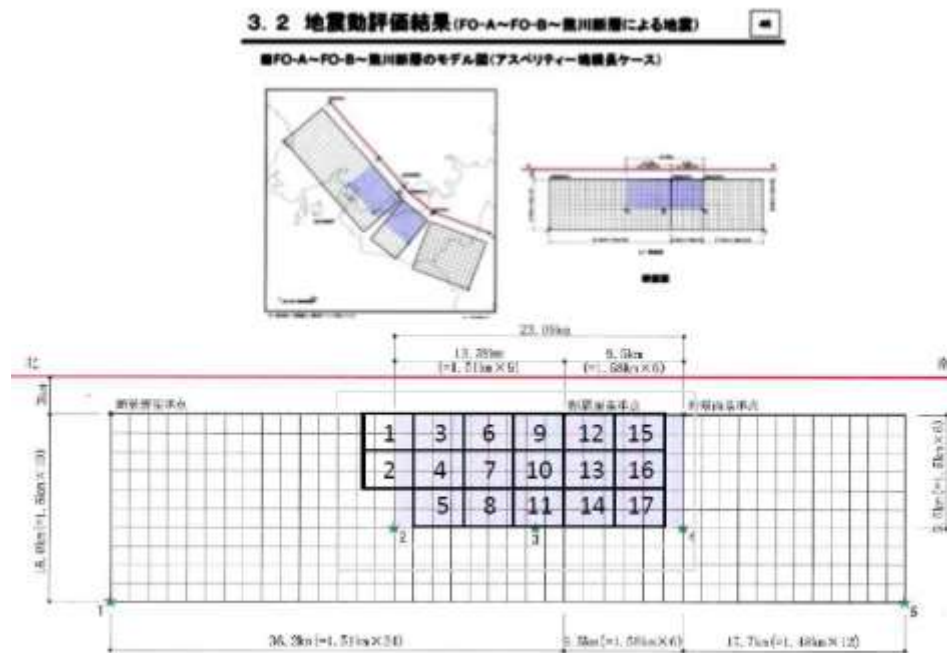


図 6. FO-B~FO-A~熊川断層の断層破壊モデル.

小断層 Nos.1~17 が M6.1 の要素波(大阪府北部地震の震源波形)を射出する。
破壊開始点は No.5 の左下端。薄紫の領域は関電モデルのアスペリティ。

4.1 「関電地盤モデル」による強震動

図 7 に、各小断層から「関電地盤モデル」の地表面に到達した波形とその合成波形を示す。波形の振幅スケールは同じである。M7.8 相当の合成波形の加速度ピーク値は 883 ガルであり、基準地震動 856 ガルを超えている。M6.1 地震に相当する各小断層からの寄与をみると、サイト直下の小断層 No.9 は 550 ガル、両隣りの Nos.6,12 は 386 ガルであり、サイト近傍での断層破壊の影響が大きい。図 8 に合成波形と小断層 No.9 からの波形の加速度応答スペクトル($h=0.05$)を示す。合成波形の応答スペクトルは 0.3 秒以下の短周期領域で基準地震動 S_s-1 のレベルを約 1.5 倍越えている。

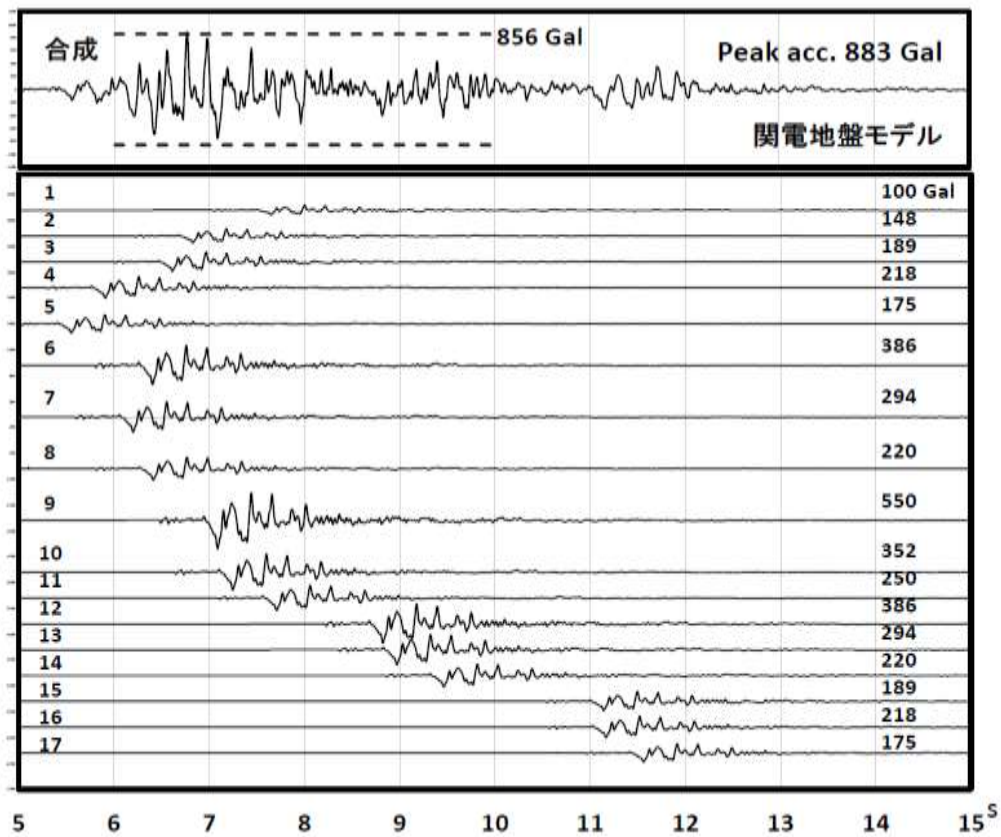


図 7. FO-B～FO-A～熊川断層の断層破壊による M7.8 地震の合成波形と小断層からの波形. 破線: 基準地震動 856 Gal. (関電地盤モデル).

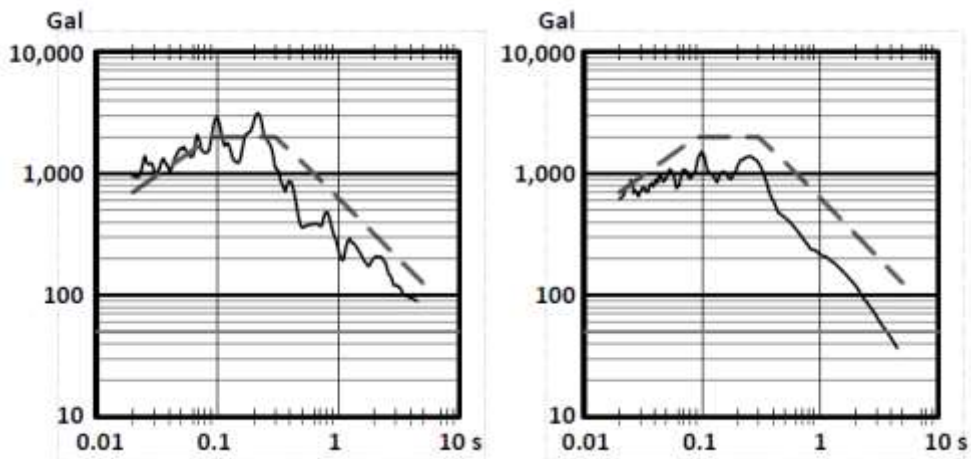


図 8. FO-B～FO-A～熊川断層の断層破壊による M7.8 地震の加速度応答スペクトル(左)および小断層 No.9 からの波形の加速度応答スペクトル(右). (関電地盤モデル). 破線は基準地震動 Ss-1.

4.1 「3号炉地盤モデル」による強震動

図9に「3号炉地盤モデル」の結果を示す。合成波形の加速度ピーク値は1,280ガルであり、クリフエッジ1,260ガルを超えている。小断層 No.9 からの波は789ガル、両隣りの Nos.6,12は580ガル、下部の No.10は563ガルである。

図10に加速度応答スペクトルを示す。応答スペクトルの値を S_s-1 のレベルと比較すると、合成波形は0.3秒付近で1.7倍、0.1秒以下では2倍以上、また小断層 No.9 からの波形は0.1秒付近から S_s-1 を越える周期領域がある。「関電地盤モデル」と比較すると、加速度ピーク値は1.4倍、応答スペクトル値は0.1秒以下の周期帯では1.7～2.2倍大きい。これは、図4.2の地盤増幅特性に示されるように、表層の地震波速度と地盤の減衰係数の影響の大きいことを如実に示すものである。「関電地盤モデル」はこれらを正しく評価していない。

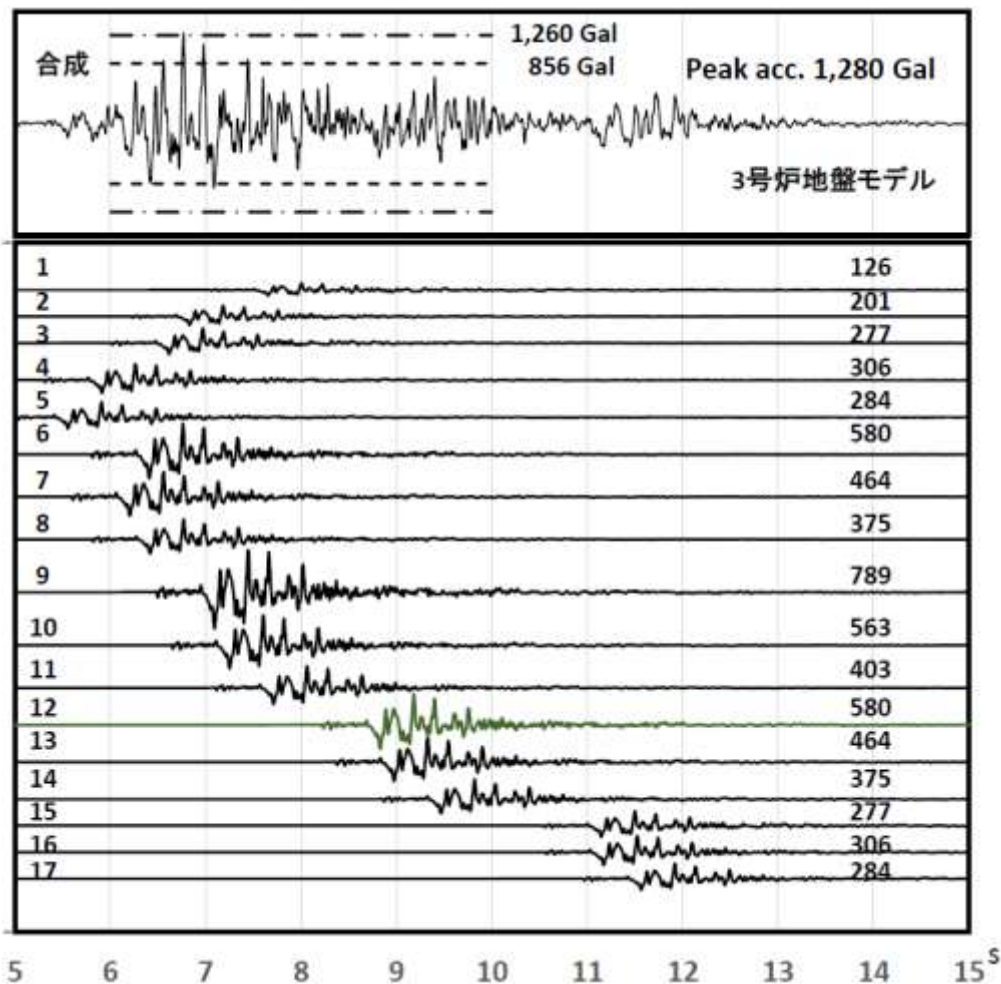


図9. FO-B～FO-A～熊川断層の断層破壊による M7.8 地震の合成波形と小断層からの波形 (3号炉地盤モデル).

波形に示した破線:基準地震動 856 Gal、鎖線:クリフエッジ 1,260Gal.

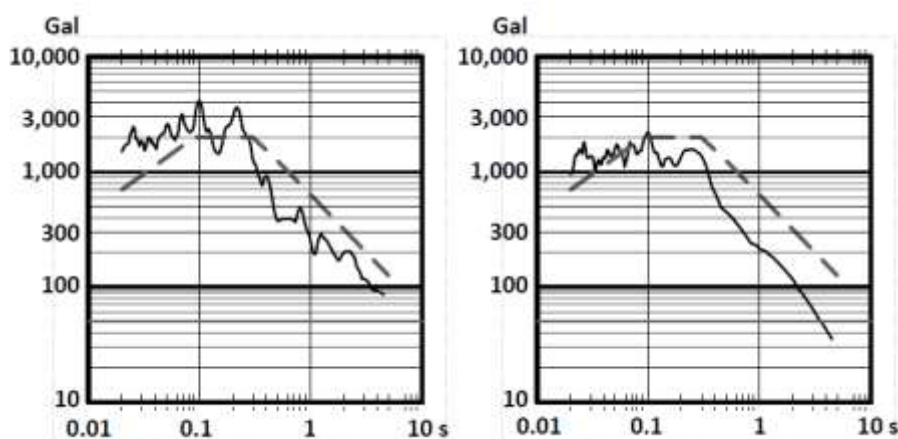


図 10. FO-B~FO-A~熊川断層の断層破壊による M7.8 地震の加速度応答スペクトル(左) および小断層 No.9 からの波形の加速度応答スペクトル(右). (3号炉地盤モデル). 破線は基準地震動 Ss-1.

5.1. 過小評価された基準地震動—複雑な震源破壊過程—

大飯原発の基準地震動は、原子力規制委員会の定めた「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」に則っているため、地震の「平均像」に基づいて策定されている。関電はこのことは認めているが、大飯原発の地域特性を十分に把握しており、不確かさをも考慮しているため、基準地震動を超える地震発生の可能性を否定できると主張している。しかし、関電がモデル化している FO-B~FO-A~熊川断層の断層破壊過程に、2018 年大阪府北部地震 M6.1 の震源波形を要素地震波とすると、原発敷地の強震動は、加速度ピーク値は基準地震動 856 ガルを超え (図 7)、応答スペクトルは基準地震動 Ss-1 を超える(図 8)。このことは、基準地震動を超える地震の発生の可能性が否定できないことを示している。

関電は、断層破壊モデルにおいて、断層の傾斜やアスペリティの位置などの断層破壊の条件を変え、また不確かさを考慮するとして破壊伝播速度を変えたり高周波の震動強度を 1.5 倍にするなどして“保守性を高めた”と主張している[3]。しかし、各小断層において同じ形の一般的なすべり時間関数を採用しているため、スムーズで単純な震動波形が合成される。実際には、強震動の波形インバージョンによって求められるように、断層面上のすべり分布は一様ではなく場所によって強弱がある。観測される強震動波形は、断層面上の強度や応力解放量などの物理的性質が一様ではないことを反映して複雑になる。断層面も 1 枚の平面ではなく、例えば 2016 年熊本地震(M7.3)のように複数の断層面が斜交したり、2000 年鳥取県西部地震(M7.3)のように共役関係にある断層破壊が生じている (図 11 参照)。2018 年大阪府北部地震(M6.1)を含め、現実にかかる断層破壊は単純ではない。関電の断層破壊モデルでは、このような不均質な破壊過程が考慮されておらず、基準地震動は過小に評価される。

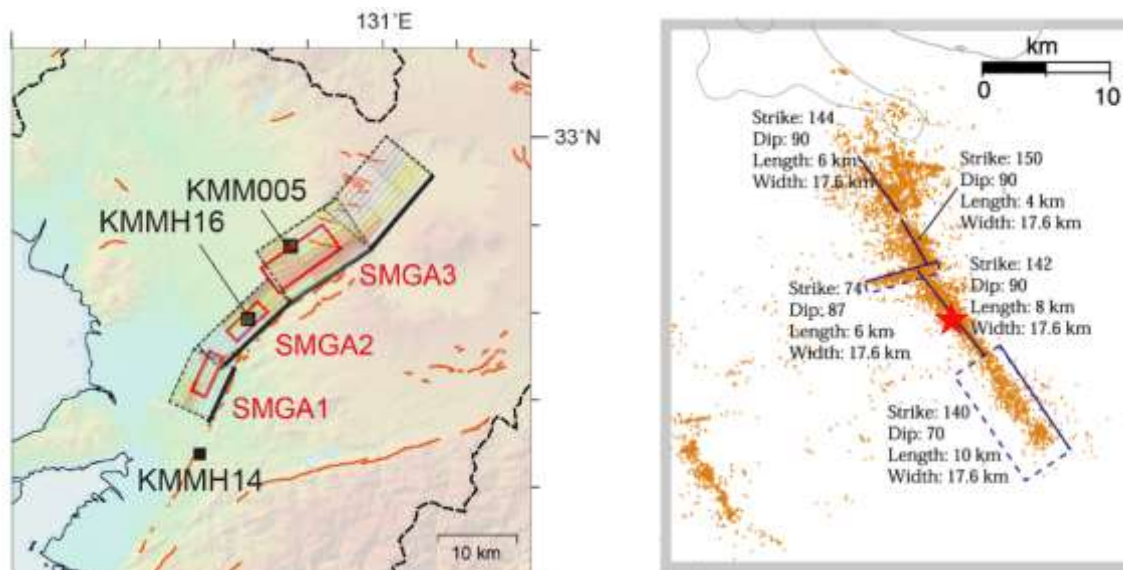


図 11. 2016 年熊本地震（左）[23]と 2000 年鳥取県西部地震（右）[26]の複雑な震源断層。

5.2. 過小評価された基準地震動—恣意的なサイト特性評価—

大飯サイトの地盤速度構造モデルおよび地盤減衰構造モデルの項で述べたように、関電は、断層破砕帯に伴う速度低下と岩盤浅部の低速度を無視して解放基盤の速度を大きく設定し、また地盤の地震波減衰定数を土質地盤の定数よりも大きく（土質地盤の約 1.5 倍）設定することによって、それぞれが相俟って、図 4.2 に示したように地盤増幅率を小さく評価した。「関電地盤モデル」は表層の速度および地盤の減衰定数を、見直しによる地盤調査結果を無視し、原子炉建設前のモデルの値を踏襲したモデルであり、これを用いて計算された基準地震動は過小評価されることになる。「3 号炉地盤モデル」は表層速度を 3 号炉基礎岩盤の測定値とし、減衰定数を関電地盤モデルの値の 1/1.5 としたものである。2018 年大阪府北部地震の震源波形を用いた強震動予測では、加速度ピーク値は関電地盤モデルでは 883 ガル(図 7)であるが 3 号炉地盤モデルでは 1,280 ガルである(図 9)。関電は、地盤増幅特性を小さく設定することにより、3 割以上も基準地震動を過小評価していることになる。加速度応答スペクトルでは、周期によって 3~5 割過小評価していることになる(図 8、10)。先にも記したが、岩盤における減衰は土質地盤での減衰より小さいので、過小評価の度合いはさらに大きい。

さらに注目すべきこととして、近接した断層の破壊による地震動の強さを指摘する。敷地に最も近接した小断層 No.9 の断層破壊 (図 6 参照) によって、大阪府北部地震と同じ震源特性を持つ M6.1 の地震が発生したとすると、これによる 3 号炉地盤モデルの加速度応答スペクトルは周期 0.1 秒以下の短周期域で基準地震動 Ss-1 のレベルを越え、0.04 秒以下 (25Hz 以上の高周波数域) では Ss-1 の 3 倍以上に達する。固有周期の短い配管系など (特に 3 号炉) の耐震性が問題視される。No.9 の小断層の

深さは3～6kmであり、関電の断層破壊モデルの小断層2個分の深さに相当する。マグニチュード6クラスの地震でも、発生場所如何によっては原発に危険な地震動を引き起こすことになる。関電は、地盤構造の調査結果を正しく評価してモデル化すべきである。

まとめ

関電が大飯原発の基準地震動の評価に用いたFO-B～FO-A～熊川断層を想定した地震(M7.8)の断層破壊モデルに、2018年大阪府北部地震の観測記録を適用して、大飯原発サイトの強震動を予測した。予測値は大飯原発の基準地震動を超えており、基準地震動が過小評価であることを示した。過小評価の原因は以下の2点である。

- ・基準地震動の評価に用いられた断層破壊モデルでは、断層破壊の不均質性を的確にモデル化できていないため。
- ・基準地震動評価のための地盤モデルを、地盤調査結果を恣意的に解釈して解放基盤の地震波速度を大きくし、また地盤による地震波の減衰は大きいとして、地盤による地震波増幅率を小さく設定しているため。

参考文献

- [1] 原子力規制委員会、基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド、平成25年6月。
- [2] 原子力規制委員会、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19日。
- [3] 原子力規制委員会、第206回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合、資料3-4大飯発電所 地震動評価について、関電、平成27年3月13日。
- [4] 関電、大飯発電所3号機の安全性に関する総合評価(ストレステスト)一次評価結果と安全確保対策について(詳細資料)、平成23年11月11日、https://www.kepco.co.jp/corporate/pr/2011/pdf/1028_1j_04.pdf
- [5] 原子力規制委員会、第206回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合、資料3-2-1大飯発電所 地盤(敷地の地質・地質構造)について、関電、平成27年3月13日。
- [6] 田村八洲夫(2017)、「大飯原発再稼働阻止」訴訟に提出の「反射法地震探査」のデータ評価、ShiftM.jp by もったいない学会、<http://shiftm.jp/?p=973>、2017年5月7日。
- [7] 関電、大飯発電所 発電用原子炉設置許可申請書(3,4号炉完本)添付書類六、平成29年5月。
- [8] 原子力規制委員会、第89回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合、資料3、大飯発電所 地盤モデルの評価について、関電、平成26年3月5日。
- [9] 国土地理院、地図・空中写真閲覧サービス、<https://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do#1>
- [10] 防災科学技術研究所強震観測網(K-NET, KiK-net)、<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>

- [11] 防災科学技術研究所強震観測網(K-NET, KiK-net)、ボーリング柱状図(暫定版)、OSKH05-J.jpeg.
- [12] 総務省消防庁、大阪府北部を震源とする地震による被害及び消防機関等の対応状況(第30報)、平成30年11月6日、<http://www.fdma.go.jp>
- [13] 気象庁、平成30年6月18日07時58分頃の大阪府北部の地震について、https://www.jma.go.jp/jma/menu/20180618_oosaka_jishin_menu.html
- [14] 京都大学防災研究所地震予知研究センター(片尾浩)(1996)、兵庫県南部地震余震域周辺の地震活動、国土地理院 地震予知連絡会会報第55巻、1996年2月.
- [15] 浅野公之(2018)、2016年6月18日大阪府北部の地震 震源過程・地震動、土木学会地震工学委員会 大阪府北部の地震の調査報告会、2018年7月23日.
- [16] 浅野公之・岩田知孝・M.Hallo(2018)、強震記録による2016年6月18日大阪府北部の地震の震源過程、日本地震学会講演予稿集2018年度秋季大会.
- [17] Somerville,P.B., K. Irikura, R.Graves, S.Sawada, D.Wald, N.Abrahamson, Y.Iwasaki, T.Kagawa, N,Smith, A.Kawada(1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- [18] 入倉孝次郎(1993)、震源のモデル化と強震動予測、地震2、46、495-512.
- [19] 横井俊明・入倉孝次郎(1991)、震源スペクトルの Scaling 則と経験的 Green 関数法、地震第2輯、109-122.
- [20] 武村雅之(1990)、日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係、地震2、43、257-265.
- [21] 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001)、シナリオ地震の強震動予測、地学雑誌、110、849-875.
- [22] 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2016)、震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」).
- [23] Irikura, K., K.Miyakoshi, K.Kamae, K.Yoshida, K.Somei, K.Kurahashi, H.Miyake(2017), Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, *Eart, Planets and Space*, 69:10.
- [23] 地震調査研究推進本部、全国1次地下構造モデル(暫定版)
https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/underground_model/
- [24] 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長(1990)、地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測、日本建築学会構造系論文報告集、416、57-70.
- [25] 関電、準備書面(17)、平成30年5月29日、京都地裁：大飯原子力発電所運転差止等請求事件.
- [26] 堀川晴央・関口春子・岩田知孝・杉山雄一(2001)、2000年鳥取県西部地震の断層モデル、活断層・古地震研究報告、No. 1, pp. 27-40.