丙第227号証

平成 28 年(2016 年)7 月 13 日

岩波科学 2016 年 7 月号の島崎邦彦氏の「最大クラスではない日本海『最大クラス』の津波―過ちを糺さないままでは『想定外』の災害が再生産される」へのコメント

はじめに

岩波科学 7 月号の島崎論文[1]は「国が各県の統一モデルとして定めた日本海『最大クラス』の津波は、過少に評価されている」と主張しているが、その主たる理由を、入倉・三宅(2001)[2]による内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則は、2016 年熊本地震で過小評価が明らかになった、としているのは誤った理解に基づいている。

入倉・三宅(2001)[2]のスケーリング則の研究は、科学論文として査読付きの科学誌「地学雑誌」に掲載されている。破壊域面積と地震モーメントの経験的関係式は、強震動データを用いた波形インバージョンによる断層すべり分布に基づく震源パラメータ(Miyakoshi et al., 2000[3]; Somerville et al., 1999[4]) および 地表断層変位分布など地質・地形学的アプローチや余震域など地震学的アプローチで収集されてきた震源パラメータ・カタログ（Wells and Coppersmith,1994)[5] の両方を考慮して導かれたものである。

その後、宮腰・他(2015)[6]は、1995 年兵庫県南部地震を契機として整備された高密度の強震動観測網で得られた日本国内の内陸に発生した大地震の強震動データを用いた波形インバージョンによって得られた断層すべりモデルを用いて、入倉・三宅(2001)[2]の経験的関係式の有効性を確認している（詳細は後述)。その成果は、日本地震工学会論文集に査読付き論文として発表されている。そのほか、日本地震学会「地震」の田島・他(2013)[7]や国際誌(PAGEOGH）に掲載された Murotani et al.(2015)[8]でも、その有効性が検証されている。

島崎論文は、「入倉・三宅 (2001)[2]」式は 2016 年熊本地震で震源の大きさや断層のずれを過小評価する」ことが明らかになったと主張しており、その根拠として、熊本地震について国土地理院が測地データによる均質すべり震源モデルを仮定して推定した暫定解[9]を使用している。入倉・三宅(2001)[2]は強震動記録や遠地記録など seismic data（地震学的データ）に基づいて震源断層の断層すべりが不均質であることを前提に、震源断層の大きさや強震動を出す領域の大きさを評価している。このことは、島崎論文が入倉・三宅(2001)[2]で取り扱っている

地震学的データに基づく不均質震源モデルを無視した議論と結論を導いている、ことになる。

即ち、岩波科学 2016 年 7 月号の島崎論文は、2016 年熊本地震の震源モデルについて、入倉・三宅(2001) [2]のスケーリング則と比較するには不適切な解析結果のみを引用して、恣意的な結論を誘導している可能性がある。

2016 年熊本地震(M 7.3)の震源モデル

2016 年 4 月 16 日に熊本県の布田川・日奈久断層帯において発生した M7.3 の熊本地震は、熊本市および大分県を中心とした市町村に大災害をもたらした。この地震は震源近傍で強震動だけでなく GNSS 観測や InSAR 観測により、震源断層に関する詳細なデータが記録された。

2016 年熊本地震の強震動データを用いた波形インバージョン解析結果の例が図 1～図 3 に示される。久保・他(2016) [10]は、K-NET、KiK-net、F-net の 27 観測点の強震動記録を用いて波形インバージョンを行い、図 1 に示される断層すべり分布を求めた。震源断層モデルの長さは 56 km、幅 24 km で、推定されたすべりの大きい領域は震源から北東へ 10km から 30km の領域にあり、東端は阿蘇山付近まで及んでいる。浅野(2016) [11]は震源域周辺の 15 観測点の強震動記録を用いて、日奈久断層帯、布田川断層帯に沿った 2 枚の震源断層面を設定し、波形インバージョンを行い、図 2 に示される断層すべり分布を求めている。吉田・他(2016) [12]は、震源域周辺の 24 観測点の強震動記録を用いて、日奈久断層、日奈久断層から布田川断層へ移行する断層面、および布田川断層に沿った 3 枚の震源断層面を設定し、波形インバージョンを行い、図 3 に示される断層すべり分布を推定している。これらの断層すべり分布は、断層面で一様ではなく不均質なすべり分布を示し、破壊域の広がりは、国土地理院の均質すべり断層モデル[9]に比べてはるかに大きくなっていることがわかる。

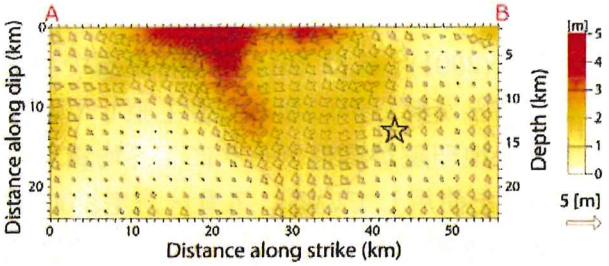


図 1. 近地強震記録を用いた平成 28 年（2016 年）熊本地震（4 月 16 日 1 時 25 分、M7.3）の震源インバージョン解析（2016/5/12 改訂版）.

久保・鈴木・青井（防災科技研）・関口（京大防災研）

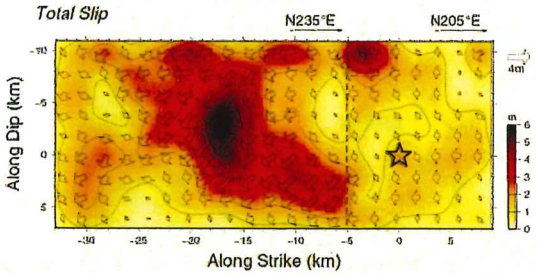


図 2.　「平成 28 年（2016 年）熊本地震」の本震（M 7.3）の震源過程（2016/5/13 改訂版）．浅野(京大防災研)

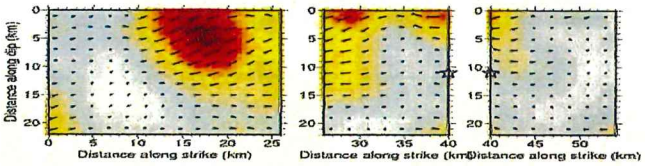


図 3.　2016 年熊本地震(M 7.3)の震源過程（2016/6/21 版）　吉田・他（地盤研）

島崎論文は、入倉・三宅(2001)[2]で用いている強震動データの解析結果ではなく、国土地理院の測地データによる均質断層モデルの暫定解[9]（断層面積 333 km^2 – 416 km^2）とのみ比較して、入倉・三宅(2001)[2]式は熊本地震に適用できないと主張しているが、国土地理院は、島崎論文で引用している方法だけでなく、図 4 に示す通り SAR(だいち 2 号)および GNSS で観測された測地データを用いて、布田川断層帯および日奈久断層帯に震源断層面を設定してインバージョンにより不均質すべり分布の推定も行っている[13]。結果として推定された断層すべりは不均質な分布を示すとともに、布田川断層帯および日奈久断層帯の震源断層を合わせると全断層面積は約 1,200 km^2（これは解析用に設定された破壊域面積で、実際のすべり域はこれよりやや小さいと考えられる）に及んでいる。この事実は、強震動データでも測地データでも、断層面上の不均質なすべりを考慮すれば、ほぼ同じ解が得られることを示している。

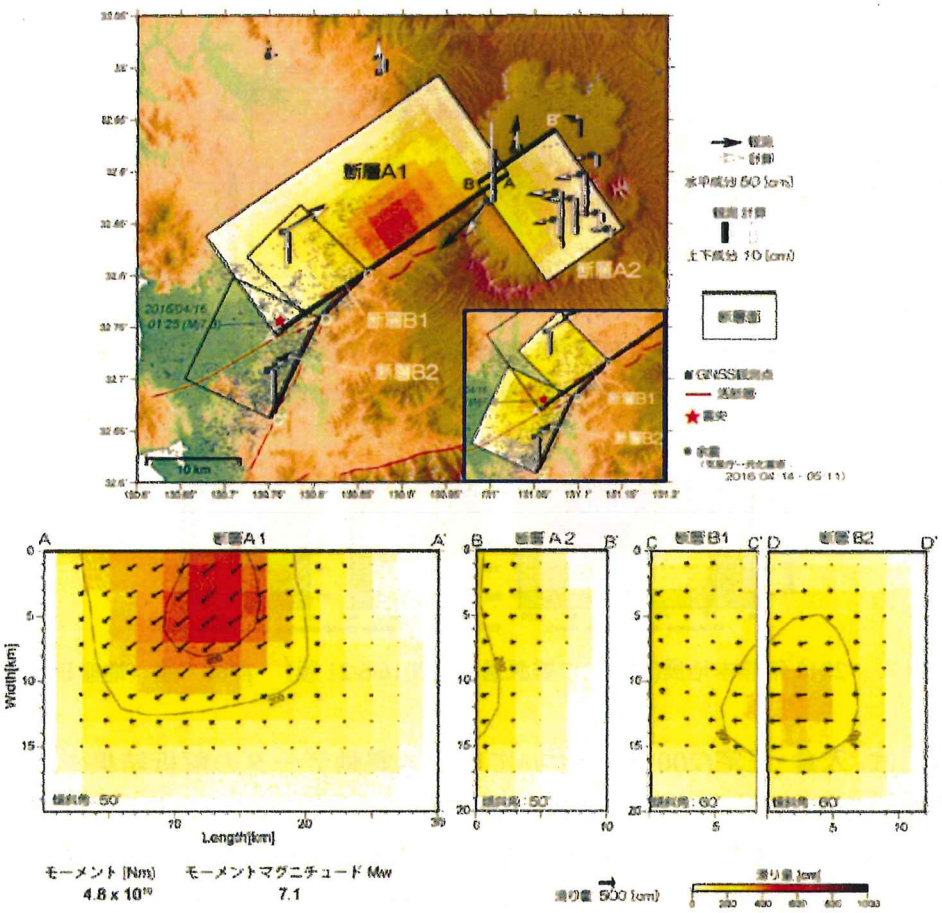


図 4. SAR（だいち 2 号）及び GNSS で観測された地殻変動から、布田川断層帯および日奈久断層帯に推定された平成 28 年熊本地震のすべり分布モデル（暫定）
上：断層モデルの位置と GNSS データ(観測値・計算値). 下：推定された断層面上の滑り分布

震源パラメータのスケーリング則の検証

宮腰・他(2015)[6]は、1995 年兵庫県南部地震以降に発生した国内の内陸地殻内地震の強震動データを用い、それらの震源インバージョン解析で得られた断層面上での不均質すべり分布に基づいて破壊域面積 S と地震モーメント Mo の関係を再検証している（表 1、図 5）。破壊域面積は震源インバージョン解析による断層面上の不均質すべり分布に基づき、一定の規範（Somerville et al., 1999[4]）でトリミング（#）を行って評価されたものを用いている。地震モーメントは長周期域でより高い精度をもつ F-net の震源情報を参照している。対象地震に対して複数の震源インバージョン結果がある場合、震源パラメータは常用対数幾何平均値としている。

表１．2016 年熊本地震(M7.3)の強震動記録を用いた波形インバージョン解析により推定された震源パラメータ

地震名	引用文献	Mo_inv	Mo(F-net)	Length		Width		Rupture area		Av. slip	
		Nm	Nm	km		km		km^2		m	
2016年熊本地震(M7.3)	久保・他(2016)[10]	5.30E+19	4.42E+19	52.1	56	20.5	24	1068	1344	1.61	1.24*
	浅野(2016)[11]	4.67E+19			42		18		756		1.94*
	吉田・他(2016)[12]	6.73E+19			60**		20		1200		1.74

*剛性率を3.18×10^{10}[N/m^2]と仮定して、震源インバージョンの地震モーメント(Mo_inv)及び断層面積から推定
**トリミングされた断層長さ

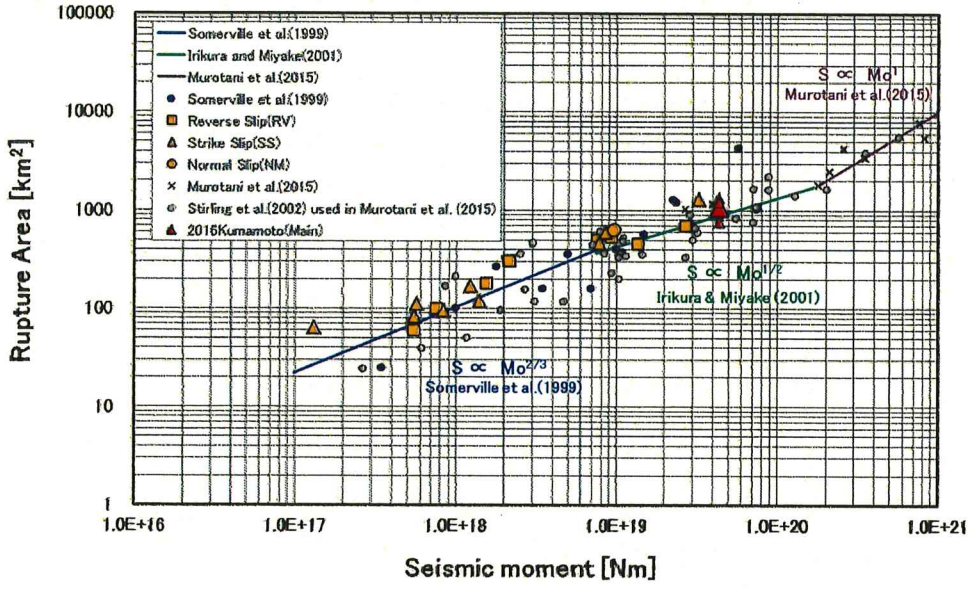


図 5. 内陸地殻内地震の破壊域面積 S と地震モーメント Mo の関係（宮腰・他(2015)に加筆）。2016 年熊本地震(M7.3)の平均破壊域面積は▲で示される。

図 5 に示される内陸地殻内地震の破壊域面積と地震モーメントの関係には、2016 年熊本地震（M7.3）も加筆されている。2016 年熊本地震については、先に示した強震動データのインバージョン結果に基づいて破壊域面積が評価されている。吉田・他(2016)[12]の破壊域面積についてはトリミングを行った結果を用いているが、久保・他(2016)[10]および浅野(2016)[11]については、ウエブサイトで公表されているインバージョン解析で設定された震源断層面積を破壊域としている。破壊域面積は、地震モーメントが 7.5E+18 [Nm] (Mw 6.5)よりも小さい地震に対して Somerville et al.(1999)[4] の関係式、それより大きい地震に対しては、2016 年熊本地震(M 7.3)を含めて、入倉・三宅(2001)[2]の経験的スケーリング則と調和的である。

地震モーメント Mo は、破壊域面積 S、破壊域における平均すべり量 D、震源断

層面における平均的な剛性率 μ で以下の式で表される。

$Mo = \mu DS$

上の関係から得られた内陸地殻内地震の平均すべり量 D と地震モーメント Mo の関係は図 6 に示される。2016 年熊本地震に対して得られる平均すべり量は 1.24 – 1.87m である。平均すべり量も、地震モーメントが 7.5E+18 [Nm] (Mw6.5)より大きい地震に対しては、入倉・三宅(2001)[2]、宮腰・他(2015)[6]のデータ、および 2016 年熊本地震(M 7.3)を含めて $Mo^{1/2}$ に比例して大きくなる傾向を示している。2016 年熊本地震(M 7.3)の平均すべり量が特に大きい傾向はみられない。

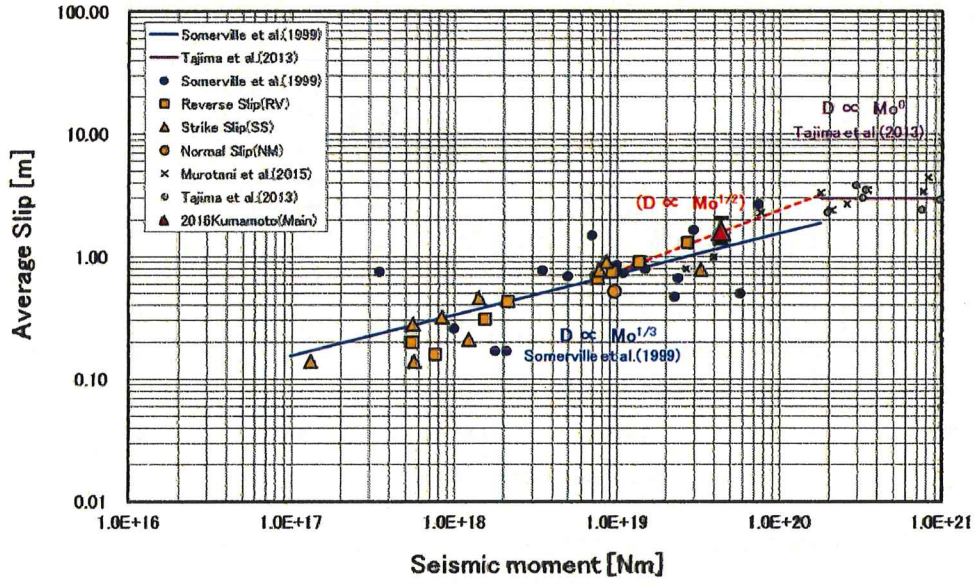


図 6.　内陸地殻内地震の平均断層すべり量 D と地震モーメントの関係（宮腰・他(2015)に加筆）。2016 年熊本地震(M7.3)の平均すべり量は▲で示される。

（#）トリミング：一般に波形インバージョンによる震源過程の推定（震源断層上の時空間すべり分布推定）では、震源断層面を仮定して設定し、その断層面上でのすべり分布を推定する。震源断層面の広がりは、直後の余震分布やセントロイドモーメントテンソル解、地表断層情報などによって設定される。この設定した断層面が震源断層モデルサイズとするのではなく、すべりの小さい領域などを切り捨て（トリミング）て、ある程度の断層すべりが求められた領域を、震源断層モデルサイズとしている。

宮腰・他(2015)[6]で指摘される武村式(1998)[15]の問題

宮腰・他(2015)[6]は、1995 年以降整備された強震観測網で得られる強震データに

よる日本国内の内陸に発生した大地震の震源インバージョン結果を多数収集し、震源断層パラメータのカタログを作成している。宮腰・他(2015)[6]により得られた内陸地殻内地震のL－Mo関係が図7に示される。図には、Murotani et al. (2015)[8]によりなされた世界中の長大断層地震の強震動データの解析結果および Stirling et al. (2002)[14]により収集された震源パラメータ（Mwが地震記録から評価され、LとWの記載があるもの）もプロットされている。強震動記録の震源インバージョン解析で得られた2016年熊本地震のL－Mo関係が赤三角(▲)で加筆されている。

図7には、武村(1998)[15]が用いているカタログのL－Mo関係は白菱形マーク(◇)で示されている。武村(1998)[15]により得られたL - Moの経験的関係式は、地震モーメント7.5E+18[Nm] より小さい地震に対してLは$Mo^{1/3}$に比例、7.5E+18[Nm]より大きい地震に対して L は $Mo^{1/2}$に比例して増加するが、地震モーメント7.5E+18[Nm]を境に不連続となる式で表現されている。地震モーメント7.5E+18[Nm]より小さい地震のデータをみると、武村(1998)[15]で用いられているデータも宮腰・他(2015)[6]で収集されたデータも武村の経験式にほぼ沿うように分布している。しかしながら、地震モーメント 7.5E+18[Nm] より大きい地震では、武村(1998)[15]で用いられているデータは武村式に沿って分布しているのに、宮腰・他(2015)[6]で収集されたデータは顕著なずれを示している。

比較のため、地震モーメント 7.5E+18[Nm] (Mw6.5) 以上の大地震に対して、松田(1975)[16]による起震断層長 L と気象庁マグニチュード M から換算された地震モーメントの関係式（橋本, 2007）[17]が緑線で示される。気象庁マグニチュード M は、武村(1990) [18]による M と Mo 関係式を用いて、地震モーメント Mo に換算された。松田(1975) [16]の起震断層が定義できる地震は、地震モーメントが7.5E+18[Nm] より大きい地震に限られる。図 7 から明らかなように、地震モーメント 7.5E+18[Nm] より大きい地震では、震源インバージョン結果を中心とした宮腰・他(2015)のカタログのL-Mo関係は、2016年熊本地震を含めて、一定のばらつきの範囲で松田(1975)[16]からの換算式(橋本, 2007)[17]によく一致しているが、武村(1998) [15]のL-Mo関係とは系統的なずれがみられる。

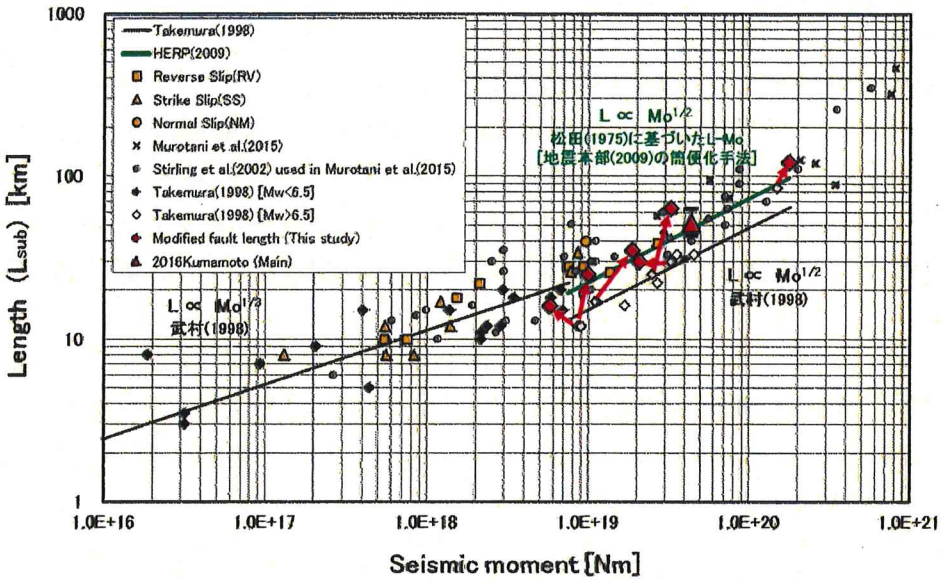


図 7. 内陸地殻内地震の破壊域長さ L と地震モーメント Mo の関係（宮腰・他(2015)[6] に加筆）。
2016 年熊本地震(M7.3)の震源断層長は▲で示される。
黒線は武村(1998)[15]の経験的関係式。緑線は松田(1975)[15]による起震断層長 L と
気象庁マグニチュード M から換算された地震モーメントの関係式（橋本, 2007）[17]。

宮腰・他(2015)[6]は、松田式[16]と武村式[15]のずれの原因を調べるため、地震モーメントが 7.5E+18[Nm]、すなわち Mw6.5 より大きい地震について、武村(1998)[15]が用いた地震の震源パラメータの推定の信頼性について、検証を行った。武村(1998)[15]は主に佐藤(1989)[19]による震源パラメータのカタログに基づいている。このカタログは地震学的計器観測が整っていない時代のデータが多く、震源パラメータの評価の精度の検証が必要とされる。武村(1998)[15]が用いた Mw6.5 以上の 10 個の地震のうち 6 個の地震については、その後、近地の地震記録を用いた震源インバージョン解析など地震学的な詳細な検討がなされ、震源断層長や地震モーメントなどの震源断層パラメータの再検証がなされている（例えば, 菊地・他,1999[20] ; Kikuchi and Sudo,1984[21] ; Takeo and Mikami, 1990[22]; Sekiguchi et al., 2002[23]; Kikuchi et al., 2003[24]; Fukuyama et al., 2007[25]; Murotani et al.,2015[8])。

宮腰・他(2015)[6]によって見直された 6 個の地震の内陸地殻内の震源断層長さ L と地震モーメントの関係が図 7 に赤菱形(◆)で示され、見直し前と見直し後の値の変化が赤矢印（➡）で示されている。再評価された断層長さはほとんどの地震で武村(1998)[15]によるものに比べて長くなっている。これらの改訂された震源断層長さ L と地震モーメント Mo の関係は松田(1975)[16]の起震断層長のスケーリン

グ則とよく一致するとともに、本論文で収集・整理した国内の震源インバージョン結果とも調和的である。

おわりに

2016 年熊本地震のような、将来、活断層帯に発生が想定される大地震の強震動に対して、信頼性のある強震動予測を行うために、断層破壊域と地震モーメントの関係など震源パラメータのスケーリング則の研究は極めて重要である。このスケーリング則については、近代的地震学の中心となる研究課題の１つとして国内外の多くの研究者により研究されてきた。破壊域面積と地震モーメントの関係もスケーリングの１つとして重要な意味をもつもので、入倉・三宅(2001)[2)]により提案された経験的関係式の有効性は、その後の研究（田島・他, 2013[5)]; Murotani et al., 2015[6)]; 宮腰・他,2015[4)]）で検証されており、2016 年熊本地震に適用可能なことがわかってきた。

破壊域面積と地震モーメントの関係は、単なる経験的関係ではなく、強震動予測のためのパラメータ推定のベースとなる平均応力降下量に関係する式で、物理的に重要な意味をもっている。一方、断層長さと地震モーメントの関係式は、それだけでは物理的な意味はないが、断層長さは強震動の計算のためのパラメータの１つとして不可欠な情報である。

活断層の調査に基づいて、将来発生する地震のシナリオを想定して、強震動を予測し、国および地方公共団体に防災対策の基礎資料として供するために、地震調査委員会をはじめとして地道な努力が続けられてきた。

予測の際の震源断層の設定に関して事前の地表情報から震源断層が特定できるかどうかは極めて重要である。地表情報だけで真の震源断層の評価は困難な場合があることは事実である。熊本地震については、事後の地表情報でも十分な震源断層の長さの特定ができなかったことが、島崎論文で示される地表地震断層の長さ（論文では 31km、産総研の調査では 34km）と強震動の解析から推定される震源断層の長さ（42 – 60 km）との違いとして表れている、と考えられる。

このような場合に対して、島崎氏は 2008 年の「活断層研究」[26)]に「地質図、重力異常図を併用することにより、地下の弱面の存在とその全長を推定することができ、震源の規模、あるいは最大規模も推定できると考えられる」と述べ、解決策を提案している。島崎氏の上記の考えに対応して、地震調査委員会の長期評価部会は 2010 年 11 月「活断層の長期評価手法」報告書[27)]をまとめ、その

第 3 章で「新しい活断層評価方法」を提案している。地震調査委員会における活断層評価はこの報告書[27]の考えに沿って行われている。

地震調査委員会は、さらに上記のような活断層調査に基づいてシナリオ地震の震源断層を特定して、入倉・三宅(2001)[2]により提案されたスケーリング則を用いて強震動予測を行っている。この式は、活断層に発生する内陸地震の震源断層のモデル化の基礎となる関係式で、それに基づき過去の地震の強震動記録を再現できることが多くの研究者の研究で検証されてきた（例えば、地震調査委員会強震動評価部会, 2008[28] ; Morikawa et al., 2011[29]）。

震源断層からの強震動を評価するには、震源断層における不均質すべりが重要な役割を果たしていることが、過去の地震の記録を再現することで、あきらかになってきた。従来型の均質な震源断層モデルでは、被害を引き起こす破壊的な強震動の予測はできない。島崎論文は、強震動予測には使えない均質震源モデルを正として、入倉・三宅(2001)[2]の論文を不当に非難し、観測データを用いて１つ１つ検証されてきた強震動予測手法の信頼性を傷つけるものとなっている。強震動データを用いた 2016 年熊本地震の解析結果と入倉・三宅(2001)[2]式との比較など、詳細な分析を抜きにして、入倉・三宅(2001)[2]を誤りと主張することは、科学論文として相応しくないと考える。

入倉孝次郎

参考文献

1) 島崎(2016)：最大クラスではない日本海「最大クラス」の津波―過ちを糺さないままでは「想定外」の災害が再生産される，科学，岩波書店, 86-7, 653-660,
2) 入倉・三宅 (2001)：シナリオ地震の強震動予測、地学雑誌, 110, 849-875.
3) Miyakoshi, K., Kagawa, T., Sekiguchi, H., Iwata, T. and Irikura, K. (2000): Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results. Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng., Auckland, New-Zealand, 8p. (CD-ROM) .
4) Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. Seism. Res. Lett., 70, 1999, pp.59-80.
5) Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
6) 宮腰・入倉・釜江 (2015): 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，日本地震工学会論文集，15-7,141-156.

7) 田島・松元・司・入倉 (2013)：内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究、地震2, 66, 2013, 31-45.

8) Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015): Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, Pure Appl. Geophys., 172, 1371-1381.

9) 国土地理院(2016): 平成 28 年熊本地震の震源断層モデル（暫定）http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf,

10) 久保・鈴木・青井・関口(2016): 近地強震記録を用いた平成 28 年（2016 年）熊本地震（4 月 16 日 1 時 25 分、M7.3）の震源インバージョン解析（2016/5/12 改訂版）http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion/

11) 浅野(2016):「平成 28 年（2016 年）熊本地震」の地震活動のうち本震（MJMA7.3）の震源過程（改訂版），http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/k-asano/pdf/20160416KumamotoEQ_v20160513.pdf

12) Yoshida et al.(2016): In preparation to submit to EPS Special Issue of 2016 Kumamoto earthquake (Mj 7.3).

13) 国土地理院(2016): 平成 28 年熊本地震の滑り分布モデル（暫定），http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/211/image211/211.pdf.

14) Stirling, M., D., Rhoades, and K. Berryman (2002): Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, Bull. Seismol. Soc. Am., 92, 812–830.

15) 武村雅之：日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—、地震 2、51、1998 年、pp.211-228.

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

17) 橋本徹夫：地表地震断層長とモーメントマグニチュード、日本地球惑星科学連合2007 年大会予稿集、2007 年、S 145-013.

18) 武村雅之：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、1990 年、pp.257-265.

19) 佐藤良輔：日本の地震断層パラメータ・ハンドブック、鹿島出版会、1989 年、390pp.

20) 菊地正幸、中村操、山田眞、伏見実、巽誉樹、吉川一光：1948 年福井地震の震源パラメーター1倍強震計記録の解析ー、地震2、52、1999 年、pp.121-128.

21) Kikuchi, M and K. Sudo: Inversion of teleseismic P waves of Izu-Oshima, Japan earthquake of January 14, 1978, J. Phys. Earth, 32, 1984, pp.161-171.

22) Takeo, M. and N. Mikami: Fault heterogeneity of inland earthquakes in Japan, Bulletin of the

Earthquake Research Institute, 65, 1990, pp.541-569.

23) Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata: Source inversion for estimating the continuous slip distribution on a fault—introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults, Geophys. J. Int., 150, 2002, pp.377-391.

24) Kikuchi, M., N. Nakamura, and K. Yoshikawa: Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, Earth Planets Space, 55, 2003, pp.159-172.

25) Fukuyama, E., I. Muramatsu, and T. Mikumo: Seismic moment of the 1891 Nobi, Japan, earthquake estimated from historical seismograms, Earth Planets Space, 59, 2007, pp.553-559.

26) 島崎邦彦(2008): 活断層で発生する大地震の長期評価：発生頻度推定の課題, 活断層研究, 28, pp.41– 51.

27) 地震調査委員会長期評価部会(2010):「活断層の長期評価手法」報告書（暫定版）, http://jishin.go.jp/main/choukihyoka/katsu_hyokashuho/honpen.pdf

28) 地震調査委員会強震動評価部会(2008): 2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について, http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20080411fukuoka.pdf

29) Morikawa, N., S. Senna, Y. Hayakawa, and H. Fujiwara (2011): Shaking Maps for Scenario Earthquakes by Applying the Upgraded Version of the Strong Ground Motion Prediction Method "Recipe", Pure Appl. Geophys., 168-3, 645-657.

丙第228号証

資料１

大飯発電所の地震動に係る試算の過程等について

平成２８年７月２７日
原 子 力 規 制 庁

１．試算の過程

第２１回原子力規制委員会（平成２８年７月１３日）で報告した大飯発電所の地震動の試算結果に係る試算の過程・問題点は以下のとおり（詳細は別紙１）。

（１）武村式への置き換えに係るもの

①今回の試算は「地震モーメントを武村式（１９９８）で算出し、その他は関西電力と同じ手法で地震動を評価する」という課題に取り組んだもの。

②関西電力は、ＦＯ－Ａ断層、ＦＯ－Ｂ断層及び熊川断層の各々の断層長さを既存文献にあるよりも長く設定した上で、これら３つの断層を連動させることとし、断層全体の長さを６３．４ｋｍとしている。武村式（１９９８）の論文では、用いている断層長さの定義が明確にされていないが、武村式（１９９８）の断層長さＬと地震モーメントM_0の関係式は、松田式（１９７５）と同等であり、松田式が地表断層長さ（断層線の長さ）を基にしていることを踏まえると、武村式を使う場合は地表断層長さを用いるのが適切であると考えられる。しかし、今回の試算では、関西電力と同じ条件（３つの断層の連動）を採用したため、地表で確認できない長さも含む長さを用いることとした。

③武村式（１９９８）と入倉・三宅式を置き換えて計算すると、アスペリティの総面積が震源断層の総面積より大きくなり、アスペリティは震源断層の一部であることとの矛盾が発生。

④レシピにこの矛盾への対応は規定されていないが、試算を行うためには、何らかのアスペリティを設定する必要がある。アスペリティの総面積を震源断層の総面積と等しくする方法（一様震源モデル）も考えられたが、これは断層全体が一様に破壊するモデルであり、断層の不均質性を考慮してアスペリティにおける地震動の生成を想定する地震学の知見（特性化震源モデル）と矛盾する。また、地震動も小さくなることが予想された。

⑤このため、④の方法ではなく、アスペリティ総面積を関西電力と同じにしてアスペリティの応力降下量を算出するとともに、地震モーメントが変わらないように背景領域の応力降下量を大きく設定した結果、背景領域の応力降下量が通常の約３倍となり、非現実的なものとなった。

（２）関西電力の「基本ケース」と同一条件の試算結果（7/13報告の試算①）と関西電力が算出した基本ケースとの相異について

関西電力は、統計的グリーン関数法に基づいた地震動評価により基準地震動を策定しているが、今回の試算における要素地震波（模擬波）の生成や波形合成のプロセスが関西電力と異なっていることにより、計算結果に相異が生じていると考えられる。

２．基準地震動の策定における保守性の考慮

基準地震動の策定においては、保守性の考慮として、まず、断層長さを保守的に設定している（別紙２参照）。今回の対象の断層についても以下のとおり各断層長さを保守的に設定し、さらに、これら３つの断層の連動を考慮し、これを基本ケースとしている。

ＦＯ－Ａ断層；約２４ｋｍ（既存文献では１８ｋｍ）
ＦＯ－Ｂ断層；約１１ｋｍ（既存文献に記載なし）
熊川断層　　；約１４ｋｍ（既存文献では９ｋｍ又は１２ｋｍ）

この基本ケースに、さらに断層幅、短周期の地震動レベル、アスペリティ配置等の不確かさを考慮している。

３．「レシピ・入倉・三宅式」以外の震源特性パラメータの設定方法

地震動評価における震源特性パラメータの設定については、レシピにおける巨視的震源特性に係る入倉・三宅式を用いる方法（（ア）の方法）及び松田式（１９７５）・武村式（１９９０）を用いる方法（（イ）の方法）があり、このほかに中央防災会議の手法がある（詳細は別紙３）。

（イ）の方法及び中央防災会議の手法はいずれも、地震モーメントを震源断層の面積との関係ではなく断層長さとの関係から求めるものである。

原子力発電所の審査においては、震源として考慮する活断層の評価に当たって、調査地域の地形・地質条件に応じ、既存文献の調査、変動地形学的調査、地質調査、地球物理学的調査等の特性を活かし、これらを適切に組み合わせた調査を実施した上で、その結果を総合的に評価し活動層の位置・形状・活動性等を明らかにすることを求めていること※から、断層の形状等から地震モーメントを求める（ア）の方法が用いられてきている。

※「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」別記２の５二②

４．対応案

○武村式（１９９８）を用いたケース（7/13報告の試算②）は、１．のとおり、武村式（１９９８）に対応する地表断層長さではなくこれより大きい長さを用いたことにより、大きな地震モーメントが算出され、その後のプロセスで矛盾が生じ、結果として背景領域の応力降下量が通常の約３倍という非現実的なモデルとなった。これを踏まえれば、この試算結果をもって、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。

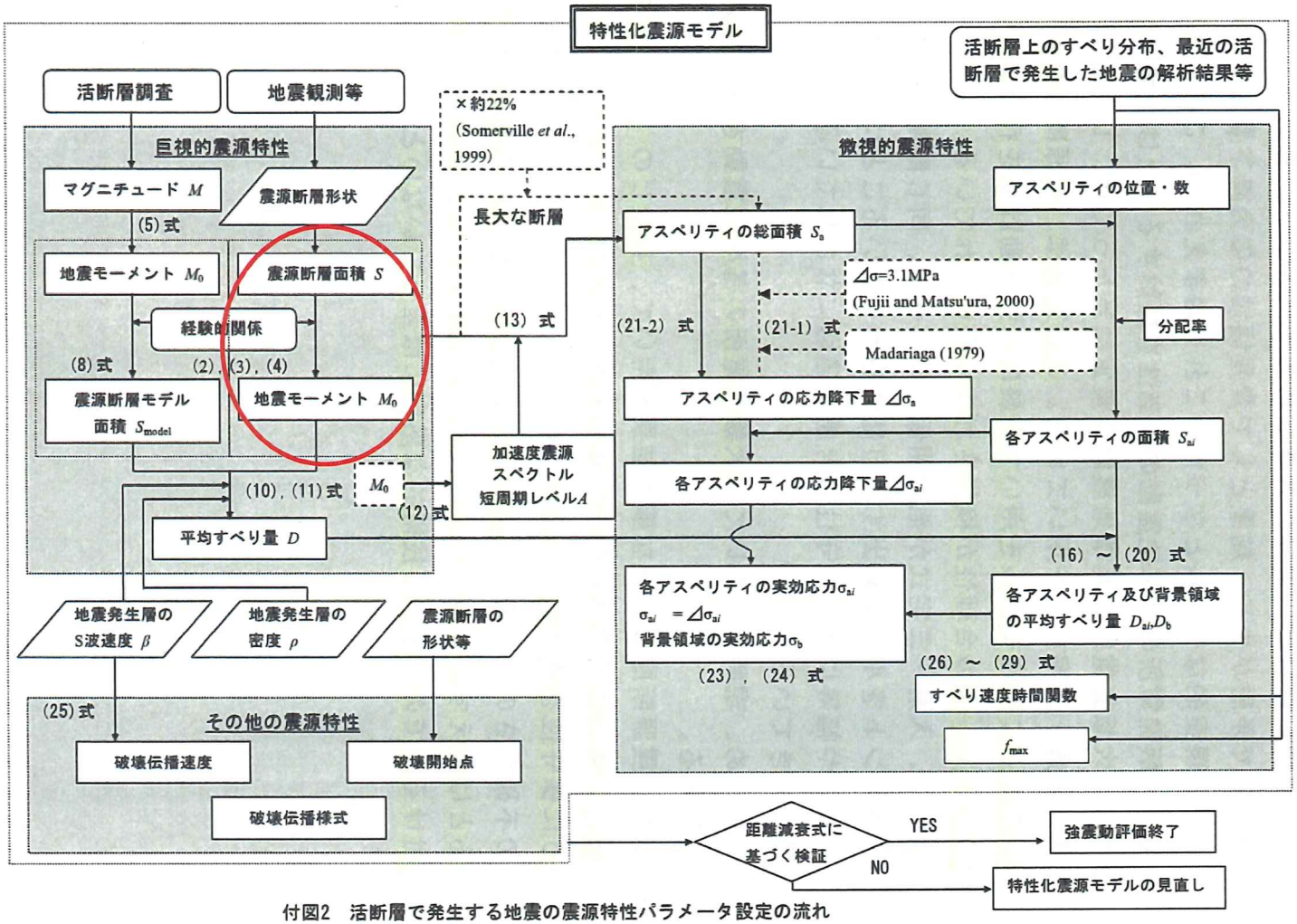
○他方、大飯発電所の基準地震動の策定に当たっては、レシピの（ア）の方法（入倉・三宅式）を用いている。この方法は、震源断層の詳細な調査結果をもとに断層モデルを用いて最終的に強震動計算を行うまでの一連の手法として、その合理性が検証され広く用いられている。また、審査に当たっては、入倉・三宅式が他の関係式に比べて、同じ断層長さに対する地震モーメントを小さく算出する可能性を有していることにも留意して、断層の長さや幅等に係る保守性の考慮が適切になされているかという観点で確認してきている。

○このため、現時点において、大飯発電所の基準地震動を見直す必要は無いと考える。

○なお、震源断層の詳細な調査結果を用いて、レシピの（ア）の方法以外の方法によって基準地震動を作成するというアプローチについては、どのように保守性を確保していくか（断層長さの設定（連動の考慮を含む）、各種の不確かさの取り方等）に関し、妥当な方法が現時点で明らかになっているとは言えず、規制において要求または推奨すべきアプローチとして位置付けるまでの科学的・技術的な熟度には至っていないと考える。

以上

「震源を特定した地震の強震動予測手法」の震源特性パラメータ設定方法



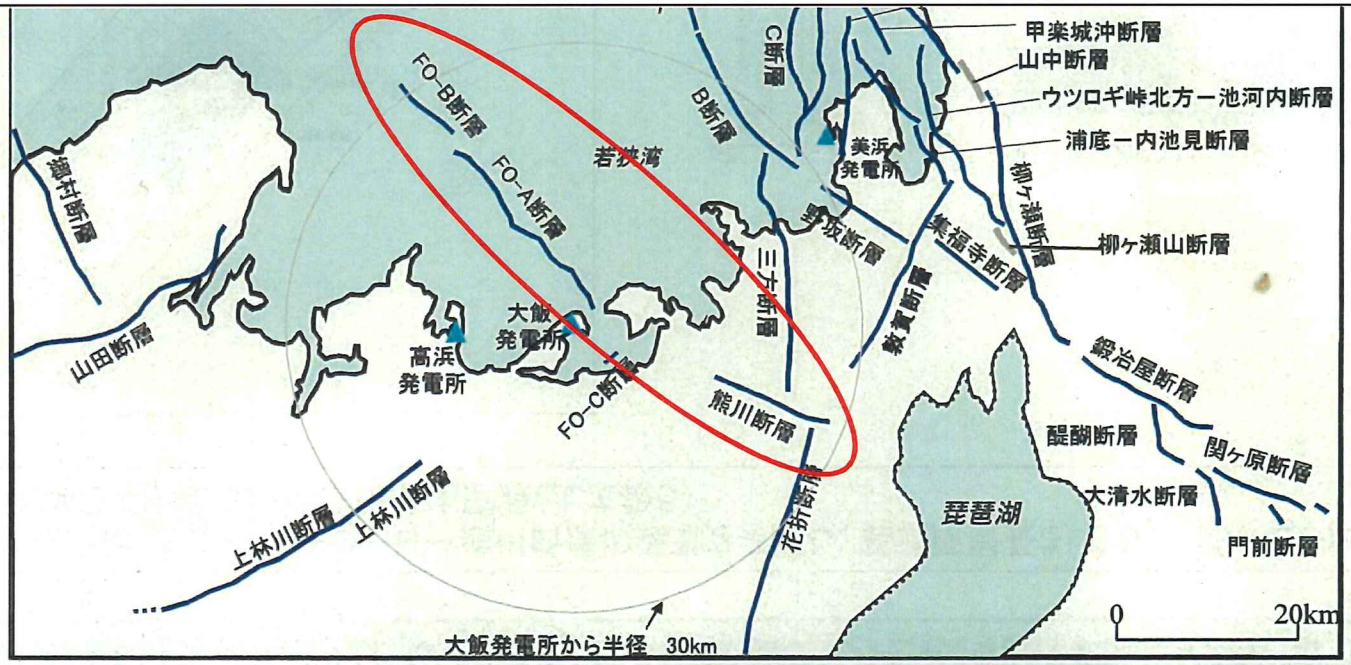
付図2　活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
（過去の地震記録や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合）

出典：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）平成28 年（2016年）6月地震調査研究推進本部 地震調査委員会

試算対象（FO－A～FO－B～熊川断層）の活断層評価

○FO－A断層：海上音波探査等の結果から長さ約24kmと評価
　　海上保安庁水路部「5万分の1　沿岸の海の基本図」では約18km
　　活断層研究会編「新編　日本の活断層」（1991）では18km
○FO－B断層：海上音波探査等の結果から長さ約11kmと評価しFO－A断層との連動を考慮

○熊川断層：トレンチ調査や反射法地震探査等の結果から長さ約14kmの活断層と評価
　　活断層研究会編「新編　日本の活断層」（1991）では9km
　　岡田・東郷編「近畿の活断層」（2000）では12km

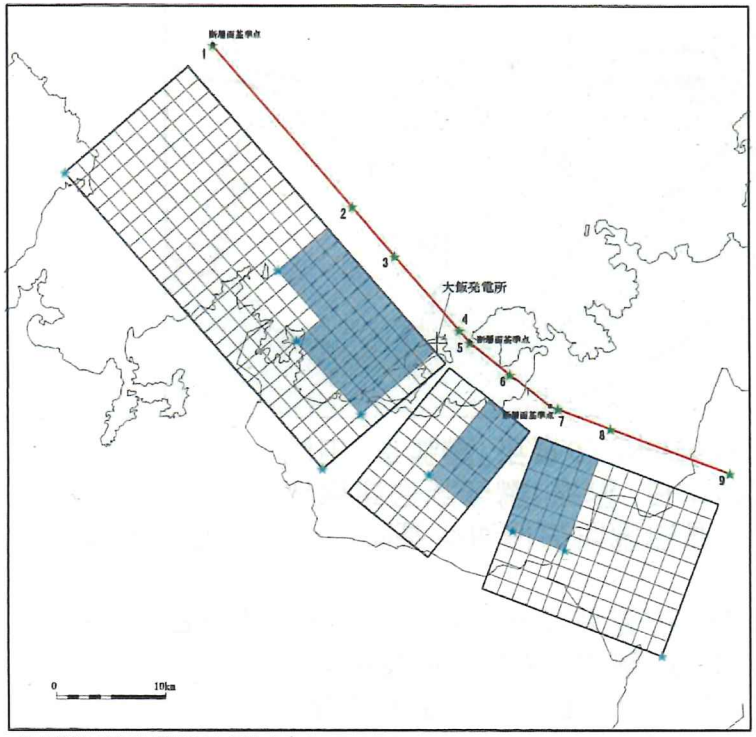


（注）敷地から半径約30kmの範囲の主な断層について図示している。

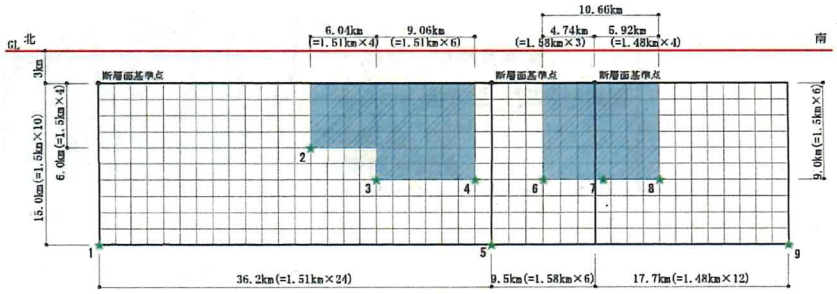
出典：第206回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料「大飯発電所 地盤（敷地周辺、敷地近傍の地質・地質構造）について」及び第332回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料「大飯発電所 地震動評価について」

試算対象（FO－A～FO－B～熊川断層）の地震動評価上の断層長さ

地震動評価上は、FO－A～FO－B～熊川断層の連動を考慮し、震源断層長さLを63．4kmとした。
（FO－A断層と熊川断層の間15kmも震源として扱う）



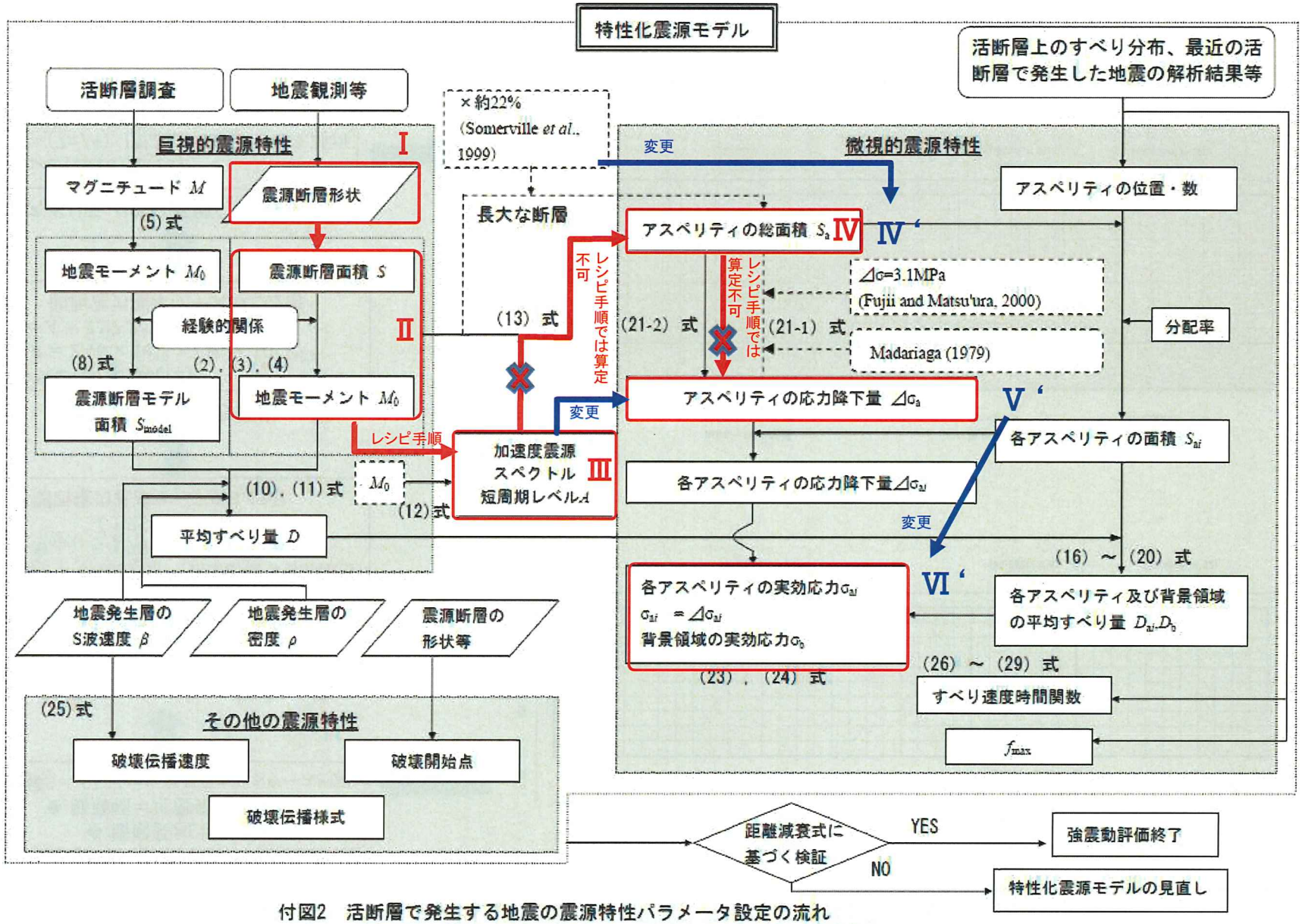
断層配置図



断面図

出典：第332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「大飯発電所 地震動評価について」

「震源を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」の震源特性パラメータ設定方法

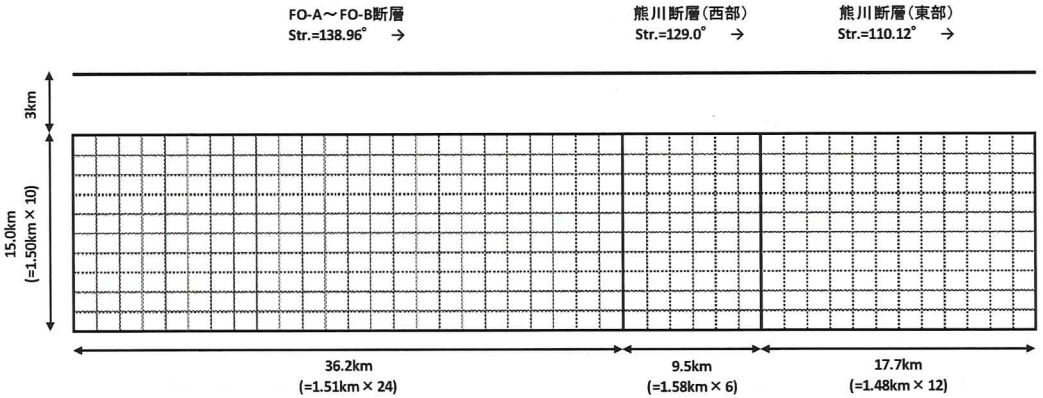


付図2　活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
（過去の地震記録や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合）

レシピに基づいた特性化震源モデル構築の試み（1）

与条件：断層形状　Ⅰ

◆ 断層長さL＝63.4km
◆ 断層幅＝地震発生層幅15km
面積S = $951km^2$; 関西電力基本ケースと同じ



地震モーメントM_0の算出　Ⅱ

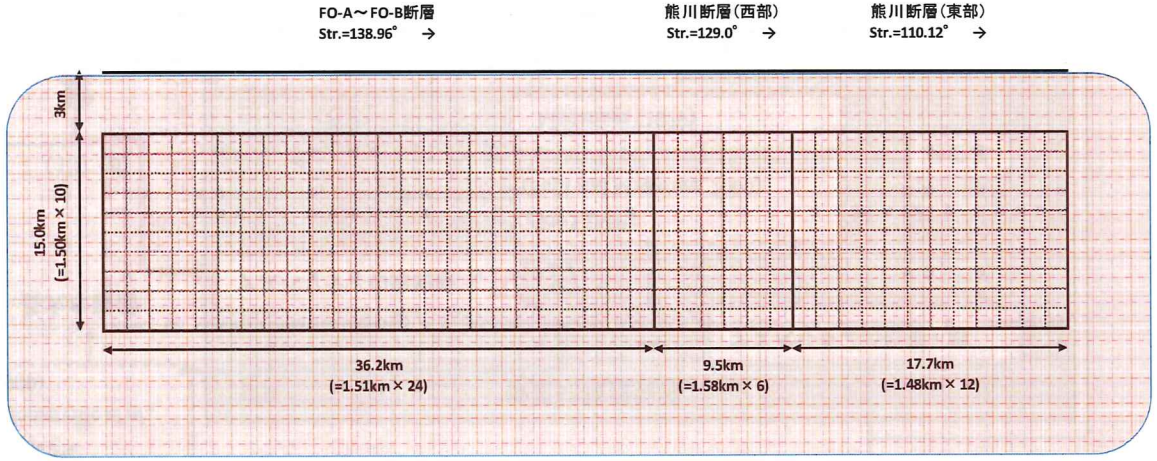
レシピ(2016)式(3)（＝入倉・三宅式）
を下記の武村式(1998)に置き換え、
M_0を算出
$\mathrm{Log}L = 0.5\mathrm{Log}M_0 - 11.82$（L = 63.4Km）
$\Rightarrow M_{0武村} = 1.75 \times 10^{27} dyne \cdot cm$
（$1.75 \times 10^{20} Nm$）
関西電力基本ケースの3.49倍

短周期レベルAの算出　Ⅲ

レシピ(2016)式(12)
$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
$\Rightarrow A = 2.97 \times 10^{19} Nm/s^2$
関西電力基本ケースの1.52倍*

アスペリティの総面積S_aの算出　Ⅳ

レシピ(2016)式(13)
$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0/(A \cdot R)\}\beta^2 = 24.2km$
（断層の等価半径R=17.4km；
S波速度β=3.6km/s）
$S_a = 1840km^2$
断層面積の約1.9倍



武村式に置き換えたアスペリティ（赤色）のイメージ

レシピの手順に従うと、アスペリティの総面積は断層面積の約1.9倍となる。アスペリティが震源断層の一部であることと矛盾する。

＊規制委員会（平成28年7月13日）の資料1の別紙3では1.51倍と記載したが、誤記のため1.52倍に修正。

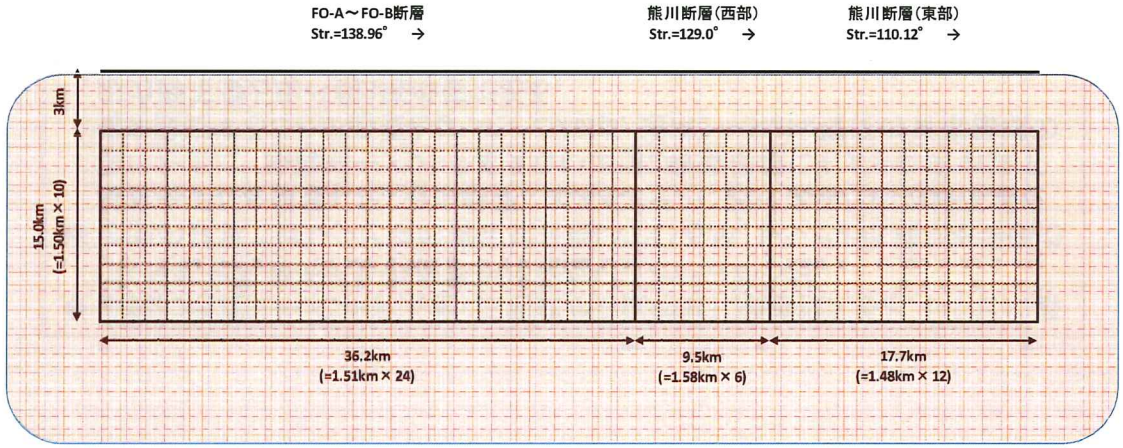
レシピに基づいた特性化震源モデル構築の試み（2）

◆ 試み（1）の検討から、武村式に基づく地震モーメントM_0をレシピへ適用した場合、アスペリティの総面積が断層面積を上回り、レシピ手順では対応できないことが判明した。ここで、その他の試算モデルの設定を試みた。

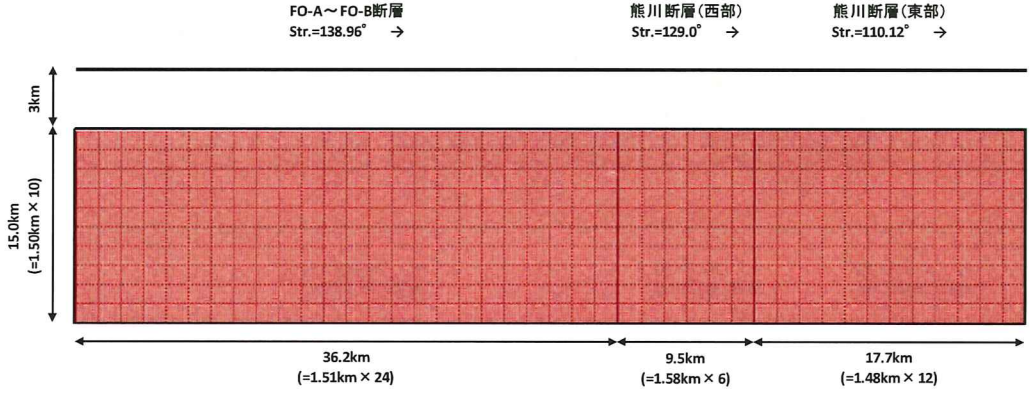
アスペリティを震源断層領域全体に等しくすること（②一様破壊モデル）も考えられるが、レシピで扱われる特性化震源モデルは地震学の知見に基づき断層の不均質性を考慮したものであり、これと矛盾する。

また、②一様破壊モデルの場合、応力降下量は10.8MPa (＝基本モデル平均応力降下量3.1MPa×3.49)となるが、関西電力の基本ケースのモデルでは、アスペリティ領域に14.1MPaの応力降下量を設定している。強震動評価の観点からは、②一様破壊モデルを用いた強震動が関西電力の基本モデルより小さくなると予想される。

以上より、②一様破壊モデルは用いないこととし、関西電力の設定したアスペリティの位置及び面積を採用する。



①武村式に置き換えたアスペリティ（赤色）のイメージ



②一様破壊モデルのイメージ

レシピに基づいた特性化震源モデル構築の試み(3)

◆ ここで、レシピの手順を変更し、以下の試算モデルの構築を試みた。

レシピと異なった手順

・アスペリティの総面積の算出 Ⅳ'

関西電力モデルのアスペリティ割合0.22を採用

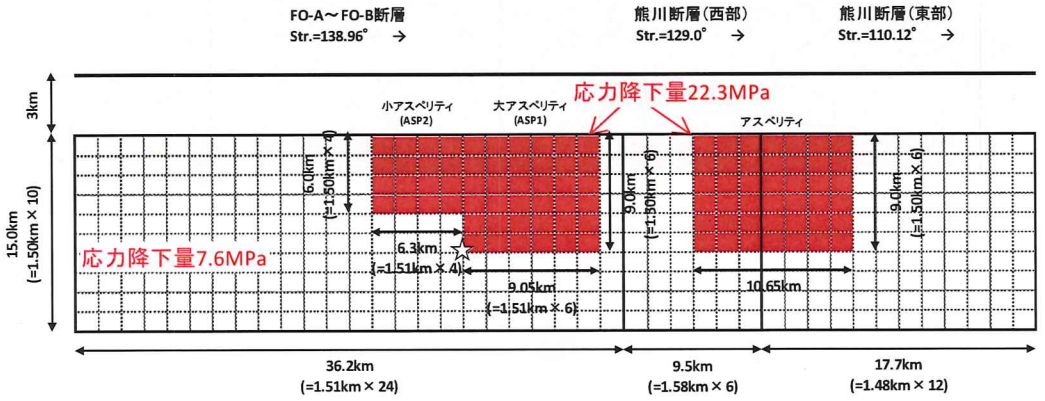
・地震モーメントM_0から算定された短周期レベルAの制約条件から、アスペリティの応力降下量の算出 Ⅴ'

$A = 4\pi\beta^2 r\Delta\sigma_a$　レシピ(2016)式(15)

$r = \sqrt{0.22S/\pi}$, $\beta = 3.6km/s \Rightarrow \Delta\sigma_a = 22.3MPa$

・背景領域の応力降下量の算出 Ⅵ'

地震モーメント($1.75 \times 10^{20} Nm$)を変えないように背景領域に7.6MPaの応力降下量を設定した。



試算モデル

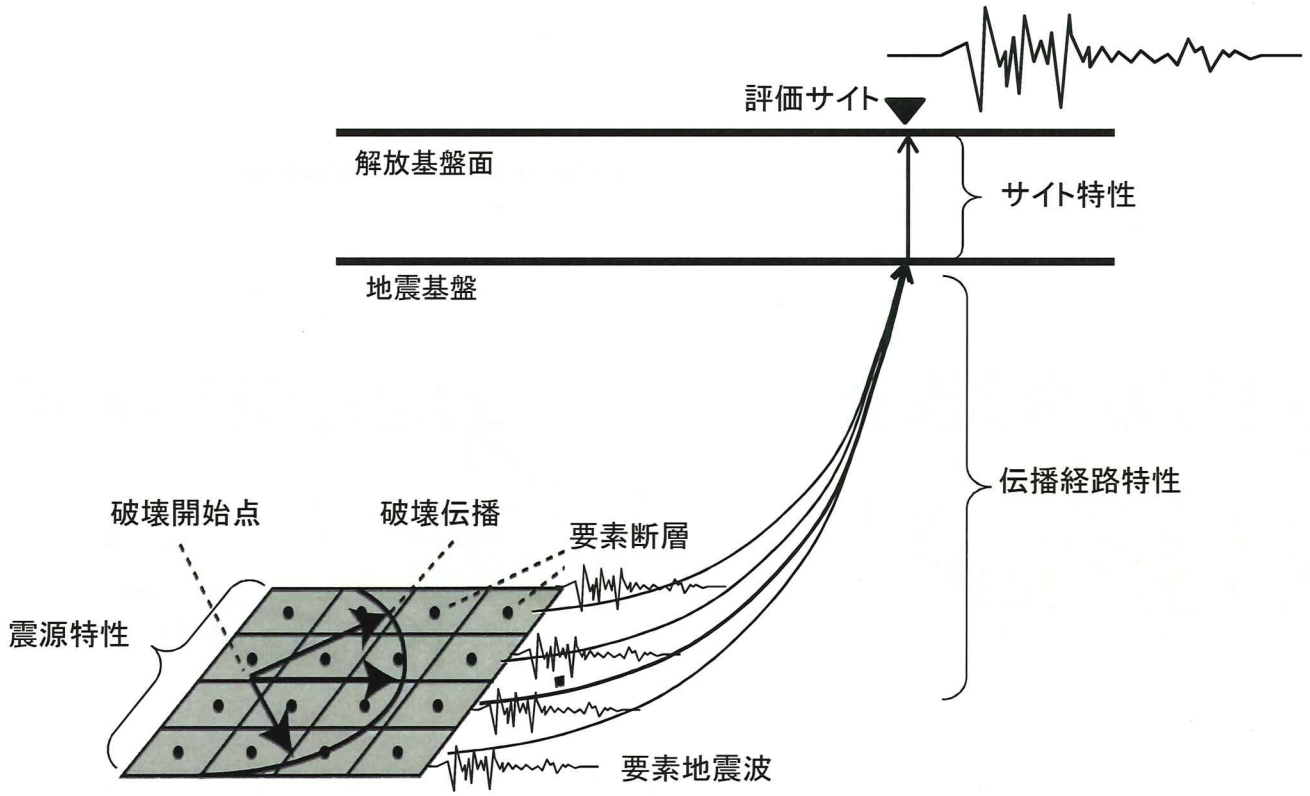
地震調査研究推進本部「全国地震動予測地図」(2009)の特性化震源モデル(以下「推本モデル」という)との比較

評価対象	アスペリティの応力降下量$\Delta\sigma_a$	背景領域の応力降下量
$\Delta\sigma_a$最小ケース：大阪湾断層帯	12.8MPa	0.7MPa
$\Delta\sigma_a$最大ケース：櫛形山脈断層帯	17.5MPa	3.1MPa
推本モデルの平均値	15.1MPa	2.7MPa
本試算モデル	22.3MPa	7.6MPa

◆ 単純に地震モーメントを入倉・三宅式から武村式に置き換えると、レシピに基づく特性化震源モデルの構築が出来ないことが分かった。

◆ 今回の試算ではレシピ中の算定式を用いているが、レシピとは異なる手順で試算モデルを構築した。その結果、アスペリティに既に大きな応力降下量を設けた上に、地震モーメントを変えないように背景領域にも大きな応力降下量を設定することが必要となった。これは、通常2～3MPa程度の背景領域の応力降下量と比べ約3倍の値である。

基本ケースにおける関西電力との相違の考察



断層モデルを用いた地震動評価のイメージ図

関西電力は、基準地震動策定に当たり統計的グリーン関数法に基づいた地震動評価を行っている。今回の試算においては、要素地震波の生成や波形合成のプロセスが関西電力と異なることにより、相違が生じていると考えられる。

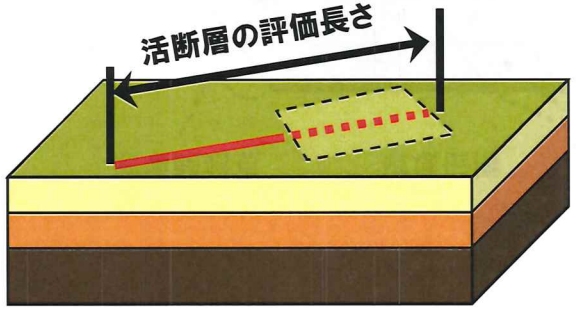
基準地震動の策定における保守性の考慮

○ 変動地形学的調査、地質調査、地球物理学的調査などによって、断層長さ、断層幅等について、保守的に設定。

（例1） 断層長さ

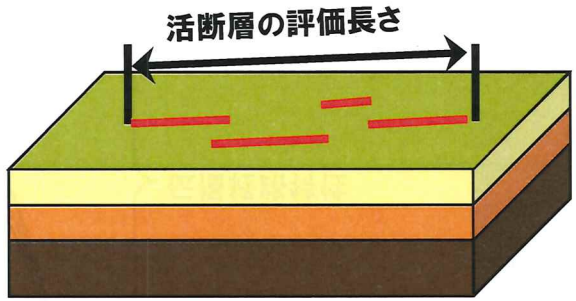
活断層の延長上に確実な否定根拠が認められない場合

延ばす

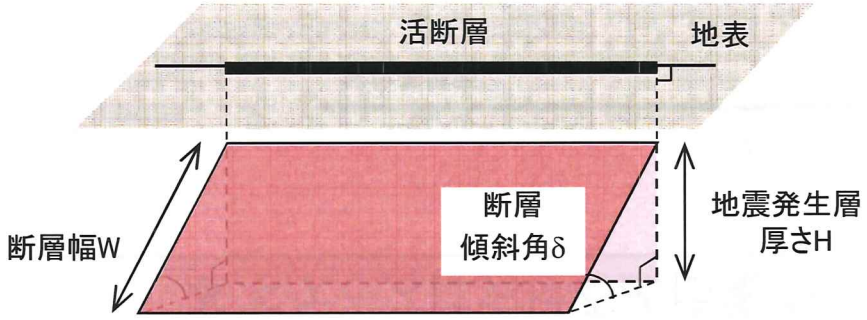


複数の活断層が認められる場合

繋げる

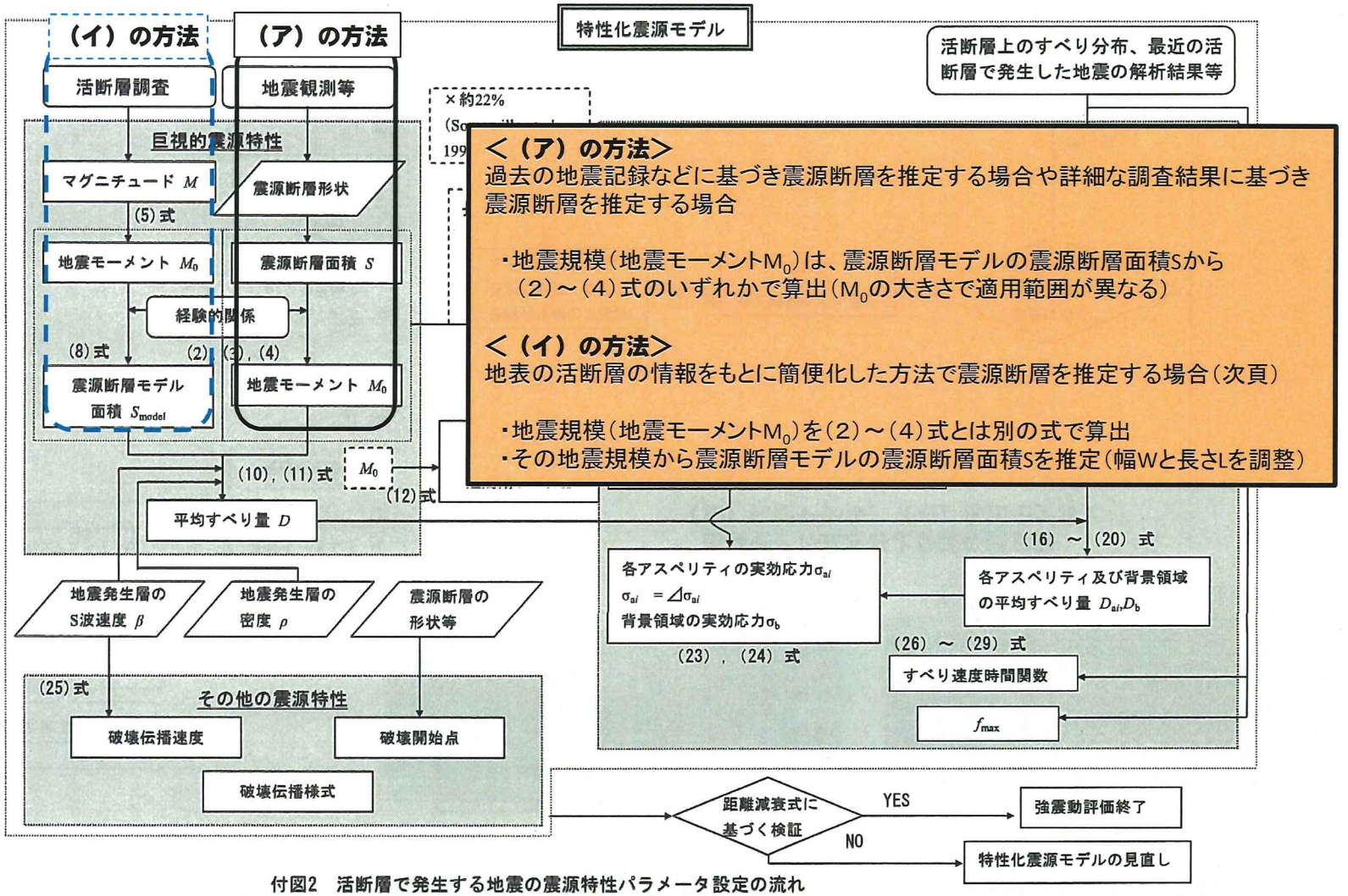


（例2） 断層傾斜角を大きくするようにして、断層幅を保守的に設定



$$W = \frac{H}{\sin\delta} \quad (0 < \sin\delta \leq 1)$$

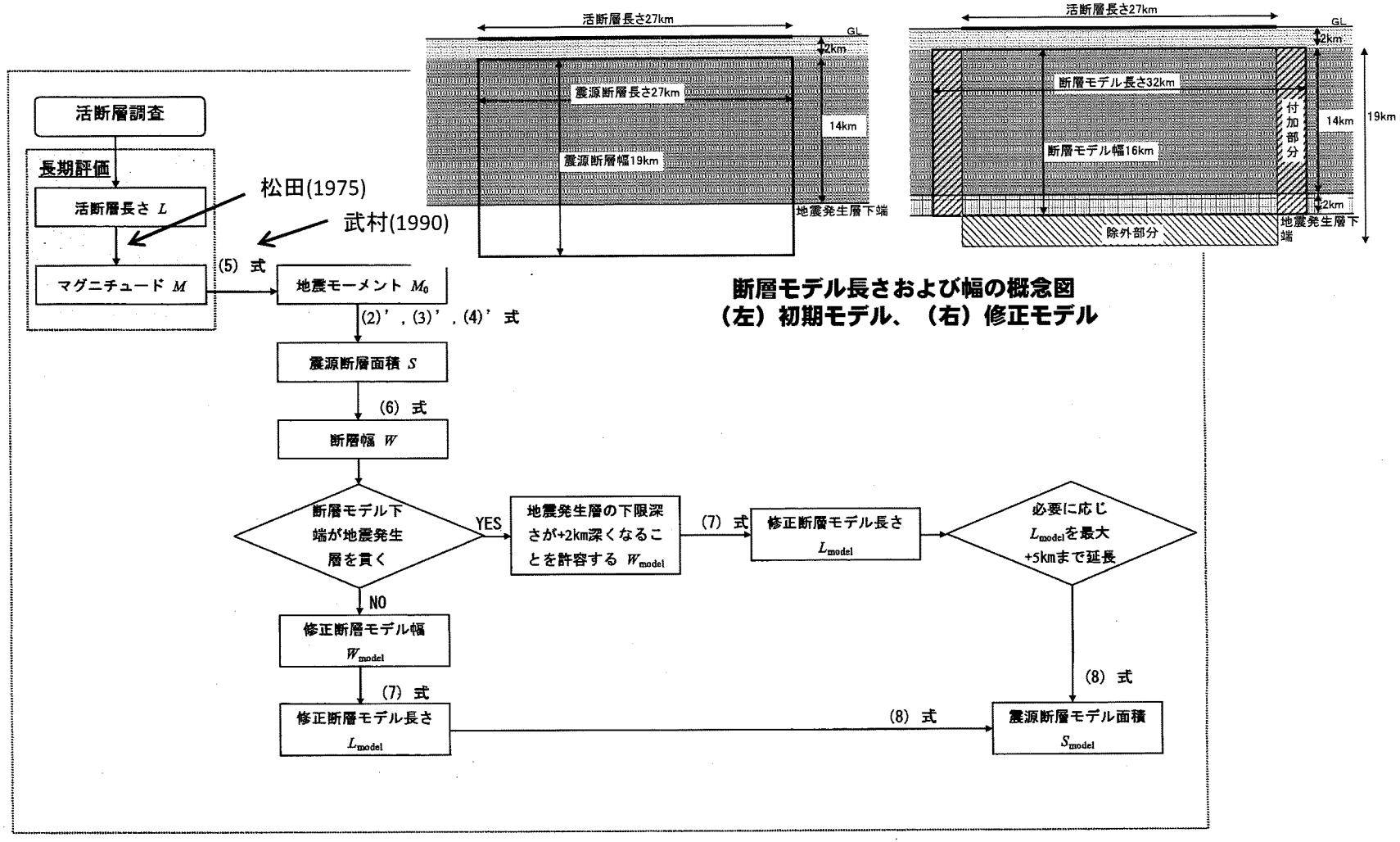
震源断層面積以外で地震モーメントM_0を算出する方法



付図2　活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
（過去の地震記録や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合）

出典：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）平成28 年（2016年）6月地震調査研究推進本部 地震調査委員会　を基に作成

簡便化した方法で震源断層を推定する場合（前ページの（イ）の方法）



付図3　活断層で発生する地震の震源特性パラメータ設定の流れ
（地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で震源断層を推定する場合）

出典：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）平成28年（2016年）6月地震調査研究推進本部 地震調査委員会　を基に作成

中央防災会議の震源特性パラメータ設定方法

例：中部圏・近畿圏の内陸地震に関する報告
　　平成20年12月　中央防災会議（東南海、南海地震等に関する専門調査会）

＜地震モーメントM_0の算出＞
地震のモーメントマグニチュードMwを断層長さLとMwの関係式（※）を用いて求める。
そのMwから、M_0に対するMwの定義式（Kanamori,1977）によりM_0を算出する。

※断層長さLとマグニチュードMの関係式である松田式（松田，1975）と
　　MとMwの関係式（中央防災会議，2004）の2式から求められた式

松田式（松田，1975）を出発点にして地震モーメントM_0を算出する点では、地震調査研究推進本部の（イ）方法と同じ。

＜起震断層の形状＞
地震調査研究推進本部の調査結果や活断層研究会（「新編　日本の活断層」東京大学出版会）を基にモデル化。

＜応力降下量、アスペリティ＞
断層全体での平均応力パラメータ（Δσ）は3MPaとする。
アスペリティの面積は各セグメントの面積に対して、20%よりやや大きな値に設定。