

大間原子力発電所審査資料	
資料番号	OM1-CA165-R00
提出年月日	2022年2月7日

大間原子力発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち内陸地殻内地震について

(コメント回答 その2)

(隆起再現断層の評価方針について)

(補足説明資料)

2022年2月

電源開発株式会社

大間原子力発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち

内陸地殻内地震について

(コメント回答 その2)

(隆起再現断層の評価方針について)

(補足説明資料)

2022年2月7日

電源開発株式会社

○「第615回審査会合」及び「第646回審査会合」での資料の誤りに関わる対応を踏まえ、本資料にて過去の審査会合資料を引用する際の注記を下記のとおりとする。

・右上の注記

再掲：過去の審査会合資料を、そのまま引用する場合

一部修正：過去の審査会合資料の内容を、一部修正する場合

誤りを修正：過去の審査会合資料の誤りを、正しい記載とする場合

・左下の注記

修正した誤りの内容を記載（誤りの修正がある場合）

○「大間原子力発電所 設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りの原因と再発防止対策について（第983回審査会合 資料2-1）」にて説明した誤りに該当する記載がある場合、該当ページの左下に、該当する誤りの項目①～⑤を注記する。

指摘事項

・本資料は、内陸地殻内地震のうち隆起再現断層の評価方針を説明するものであり、下表の指摘事項について回答するものである。各震源のモデル候補に対する隆起シミュレーション結果及び最終的な地震動評価結果については、今後ご説明する。

本資料でご説明

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S4-9	地形発達過程の評価	第1013回会合 (2021.11.5)	隆起再現断層の隆起域再現性評価の地殻変動計算に、Okada(1992)の方法を用いているが、Mansinha and Smylie等の知見を用いた事例もある。手法の違いによる地殻変動量の差異の有無、及び地震に伴う地殻変動を説明するために行われた数値シミュレーションの事例を説明すること。	補足説明資料 P.17～P.30
S4-10	地形発達過程の評価	第1013回会合 (2021.11.5)	隆起再現断層の震源モデルの設定について、地質的に設定した地表トレース3条、補間的に設定した地表トレース2条に対して、例えば断層位置、傾斜角、アスペリティ位置といったパラメータが隆起再現性に及ぼす影響度や傾向を分析して図示するなど、隆起が説明できる領域について、代表性・網羅性の観点から妥当性を説明すること。	(評価方針をご説明) 本編資料 P.25～P.33 P.39～P.55
S4-11	地形発達過程の評価	第1013回会合 (2021.11.5)	隆起再現断層の隆起域再現性の評価基準に関して、「規模・配置の再現性」の評価基準1と、「隆起速度分布の再現性」の評価基準2に対する重み付けの考え方、評価基準の閾値の考え方を説明すること。	(評価方針をご説明) 本編資料 P.22～P.25 P.39～P.55
S4-12	地震動評価	第1013回会合 (2021.11.5)	今回提示された隆起再現断層の地震動評価結果に関して、西部断層のアスペリティと東部断層のアスペリティの敷地における地震動評価に対する寄与率を提示すること。	地震動評価結果の説明と合わせてご説明予定。

1. 隆起再現断層の設定条件	P. 2
2. 震源モデルの設定	P.10
3. 隆起シミュレーションの方法「Okadaの方法」について	P.17

隆起再現断層の設定条件
〔本編資料5.1節及び5.2節の補足説明資料〕

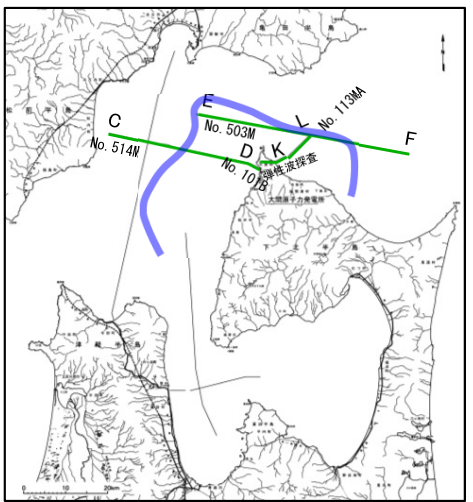
- 仮想的な隆起域(大間付近の隆起域)の設定方法を示す。
- 隆起再現断層による地震の位置付けに係る「審査ガイド」の記載を示す。
- 隆起再現断層の「位置・形状」から「規模」を設定する方法に係わる文献を示す。

1. 隆起再現断層の設定条件(2/8)

下北半島西部の隆起(1/2):調査で確認された地殻変動

隆起の分類

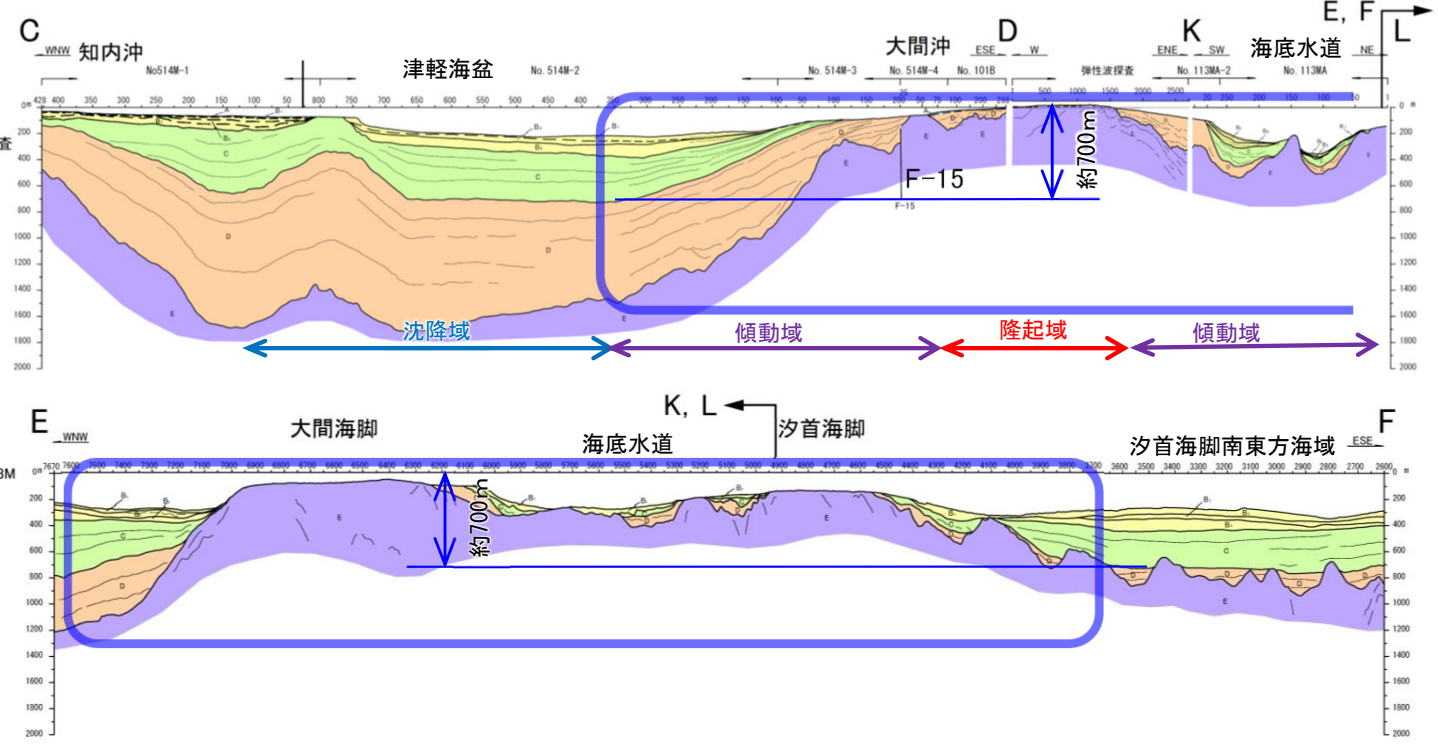
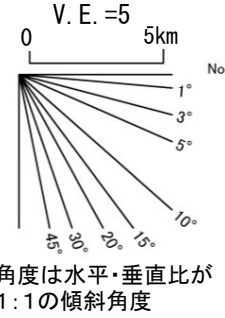
○ 第四紀広域隆起



断面位置図

海域地質凡例

地質時代	海域の地質		
第四紀	完新世	A	
	更新世	後期	B ₁
		中期	B ₂
		前期	B ₃
第三紀	鮮新世	D	
	中新世	E	
先第三紀			



敷地前面海域における堆積構造の解析によって、鮮新世以降の地盤変動を把握している。

- 図中の傾動域において、C層(下部更新統)には明瞭な“growth strata”が認められ、D層(鮮新統)には“pre-growth strata”が認められることから、前期更新世に活動を開始していることが分かる※1。
- 第四紀(C層堆積開始以降)の累積落差は700m以上であり、平均0.25~0.3m/ky程度の隆起速度差となる。(700m/2580ky≒0.27m/ky)
- この700mの累積落差をもたらす地殻変動において、E層(中新統)には新たな断層は形成されておらず、全体の緩やかな変形により落差を吸収している。

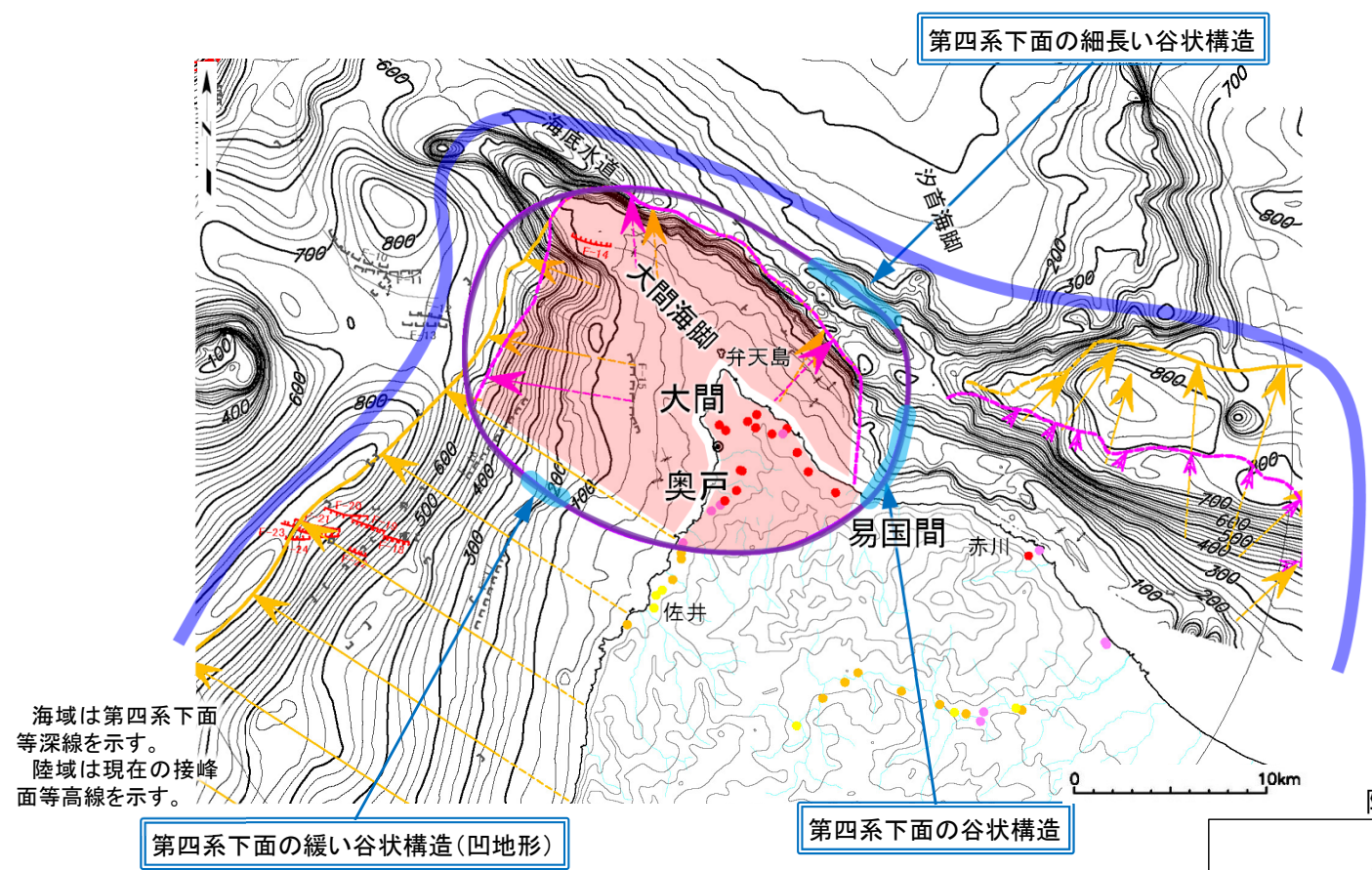
※1: 第983回審査会合資料2-4-1「7.2.2 海域の隆起傾向」(P.7-15)を参照。

- 下北半島西部に更新世以降に生じている海域(津軽海盆, 汐首海脚南東方海域)の沈降, 及び陸域の隆起, 並びにそれらを繋ぐ沿岸部の傾動を「第四紀広域隆起」と呼称する。
- 沈降域を除いても東西約60kmに渡る広域的で緩やかな地殻変動であり、傾動部は一定の傾斜を示し、断層を示唆する局所的な変位・変形及び隆起速度急変部は認められない。



1. 隆起再現断層の設定条件(3/8)

下北半島西部の隆起(2/2):大間付近の隆起域の設定方法



隆起の分類

- 第四紀広域隆起
- 大間付近の隆起域
- 陸域及び海域の相対的に隆起が速い領域

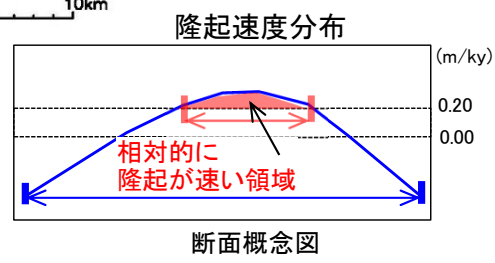
第四紀の変動が認められる領域

- B₁層の傾動域(破線は推定)
- ← B₁層堆積時の沈降方向(実線は確認区間, 破線は推定区間)
- ← B₁層の傾斜方向(グロス不明な隆起域の境界)
- C層の傾動域(破線は推定)
- ← C層堆積時の沈降方向(実線は確認区間, 破線は推定区間)

B₁層(上部更新統), C層(下部更新統)

海域は第四系下面等深線を示す。
陸域は現在の接峰面等高線を示す。

段丘の隆起速度調査結果



- 陸域では、東北地方で相対的に隆起の遅い火山フロント前弧側の隆起速度(0.15~0.20m/ky)を基準とし、これを超える領域を相対的に隆起が速い領域とし、隆起域として扱う。
- 海域では、比較的短期間で音波探査断面で判読可能な傾動が蓄積される、B₁層(上部更新統)に傾動が認められる領域を、相対的に隆起が速い(傾動が大きい)領域とし、隆起域として扱う。
- 陸域及び海域における相対的に隆起が速い領域を合わせ、「大間付近の隆起域」を設定する。

断層崖や撓曲崖などの隆起域の境界となる地形が認められないことから、隆起域の外縁が谷地形となることを仮定し、第四系下面の谷状構造が「大間付近の隆起域」の外縁となる様に領域を設定する。

1. 隆起再現断層の設定条件(4/8)

隆起再現断層による地震の位置付け(1/3)

- 「地震動・設計方針の審査ガイド」※1によれば、「震源を特定せず策定する地震動」は、震源の「位置」及び「規模」が推定できない地震、又は地表地震断層としてその全貌を表すまでには至っておらず「規模」が推定できない地震とされている。
- 「地質・地質構造の審査ガイド」※2によれば、「震源として考慮する活断層」は、地下深部の地震発生層から地表付近まで破壊しているとされ、また、「孤立した短い活断層」は、震源断層の長さを示さない活断層が地表で認められるとされている。

- 隆起再現断層は仮想的な断層であり、地表付近の破壊が存在しないため、地質・地質構造の審査ガイド※2による「震源として考慮する活断層」として断層を位置付けられない。そこで、地震動・設計方針の審査ガイド※1において「震源を特定せず策定する地震動」が定義されていることから、この定義に倣い、『震源の「位置」及び「規模」が推定できる』ことを条件として、隆起再現断層による地震を「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」として位置付けることとする。

「震源を特定せず策定する地震動」

「地震動・設計方針の審査ガイド」※1

- 震源を特定せず策定する地震動
 - 地震動評価
 - 検討対象地震の選定と震源近傍の観測記録の収集
- [解説]
- 「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とどまり、国内においてどこでも発生すると考えられる地震で、震源の位置及び規模が推定でき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（Mw6.5程度未満）であり、震源近傍において地震動が観測された地震を対象とする。
 - 「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おらず、震源の規模が推定できない地震（Mw6.5程度以上）である。なお、活断層や地表地震断層の出現要因の可能性として、地域によって活断層の成熟度が異なること、上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する場合や地質体の違い等の地域性があることが考えられる。このことを踏まえ、観測記録収集対象の地震としては、以下の地震のうち震源近傍において地震動が観測されたものを個別に検討する必要がある。
 - 活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震（例：2000年鳥取県西部地震）
 - 上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震（例：2008年岩手・宮城内陸地震）

※1:「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」以下同様。

※2:「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」以下同様。

「震源として考慮する活断層」

「地質・地質構造の審査ガイド」※2

- 将来活動する可能性のある断層等の認定
 - 基本方針
 - 「将来活動する可能性のある断層等」は、後期更新世以降（約12～13万年前以降）の活動が否定できないものとする。
 - また、「将来活動する可能性のある断層等」には、震源として考慮する活断層のほか、地震活動に伴って永久変位が生じる断層に加え、支持地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面が含まれる。
 - 「震源として考慮する活断層」とは、地下深部の地震発生層から地表付近まで破壊し、地震動による施設への影響を検討する必要があるものをいう。

「孤立した短い活断層」

「地質・地質構造の審査ガイド」※2

- 震源断層に係る調査及び評価
 - 内陸地殻内地震に関する震源断層の評価
 - 長大な活断層による地震や孤立した短い活断層による地震の規模は、最新の知見を十分に考慮して設定されていることを確認する。
- [解説]
- 孤立した短い活断層については、地表で認められる活断層の長さが震源断層の長さを示さないことから、対象地域での地震発生層の厚さ、重力異常や地質断層を参考とした地下構造、地質構造を十分に考慮して、断層の長さが設定される必要がある。

1. 隆起再現断層の設定条件(5/8)

隆起再現断層による地震の位置付け(2/3)

- 前頁に示す通り、審査ガイド※1との整合性から、隆起再現断層として想定する仮想的な活断層による地震を、『震源の「位置」及び「規模」を推定できる地震』として位置付けることとする。
- 「地質・地質構造の審査ガイド」では、“広域的な地形面の変位・変形から伏在する活断層が想定される場合には、変動地形学的調査・地質調査・地球物理学的調査によって、その「位置・形状」が推定され、根拠を明らかに”する必要があるとされている。なお、活断層の「位置・形状」が推定されれば、震源の「規模」の推定が可能である。
- 隆起再現断層として想定する仮想的な活断層による地震を「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価対象とするため、変動地形学的調査・地質調査・地球物理学的調査の調査結果を用いて、仮想的な活断層の「位置・形状」(→「位置」「規模」と同義)を想定する方法を検討することとする。

「累積的な変位・変形により想定する活断層の要件」

「地質・地質構造の審査ガイド」

2. 将来活動する可能性のある断層等の認定
 - 2.2 将来活動する可能性のある断層等の活動性評価
 - (2) 将来活動する可能性のある断層等が疑われる地表付近の痕跡や累積的な地殻変動が疑われる地形については、個別の痕跡等のみにとらわれることなく、その起因となる地下深部の震源断層を想定して調査が実施されていることを確認する。また、それらの調査結果や地形発達過程及び地質構造等を総合的に検討して評価が行われていることを確認する。その際、地表付近の痕跡等とその起因となる地下深部の震源断層の活動時期は常に同時ではなく、走向や傾斜は必ずしも一致しないことに留意する。
 - (3) 地球物理学的調査によって推定される地下の断層の位置や形状は、変動地形学的調査及び地質調査によって想定される地表の断層等や広域的な変位・変形の特徴と矛盾のない位置及び形状として説明が可能なことを確認する。

[解説]

 - (5) 顕著な海岸隆起によって累積的な変位が認められる地域では、弾性波探査によって断層が確認されない場合でも、これをもって直ちに活断層の存在を否定せず、累積的な変位を説明する適切な地殻変動を検討する必要がある。また、海底に顕著な変動地形が認められる場合にも、それを合理的に説明できる活断層を想定する必要がある。
4. 震源断層に係る調査及び評価
 - 4.2 内陸地殻内地震に係る調査
 - 4.2.1 陸域における調査

陸域の内陸地殻内地震に係る調査については、次に示す各事項の内容を満足していることを確認する。

 - (1) 広域的な地形面の変位・変形から、地下に伏在する活断層や褶曲の存在が想定される場合には、変動地形学的調査・地質調査・地球物理学的調査によって、その位置・形状が推定され、その根拠が明らかにされていることを確認する。
 - (5) 段丘面等の高度分布から、累積的な変動が明らかな地域においては、累積的な変動の様式や広がりをもとに沿岸域に活断層が推定される場合がある。このような場合には、適切な調査技術を組み合わせた十分な調査が実施され、地下深部に至る震源断層の形状が推定されていることを確認する。

※1:「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」及び「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」, 以下同様。

1. 隆起再現断層の設定条件(6/8)

隆起再現断層による地震の位置付け(3/3)

- 「地震動・設計方針の審査ガイド」では、“アスペリティの位置が活断層調査等によって設定できる場合には、その根拠が示されていること”、“根拠が無い場合は、敷地への影響を考慮して安全側に設定されている必要がある。”とされている。
- アスペリティ位置を地震発生層の上端に設定した場合、地表に急激な隆起区間が生じると考えられ、確認される広域的な地殻変動(累積的な変位)が緩やかな隆起であることと矛盾することから、少なくともアスペリティ位置を上端には設定できない。また、地表付近に破壊の痕跡(断層露頭及び断層変位地形)が認められず、震源断層のせん断変位が上位の地盤中で収束していることから、アスペリティ位置(大すべり域)は、地震発生層の下端に配置することが適切であると判断される。

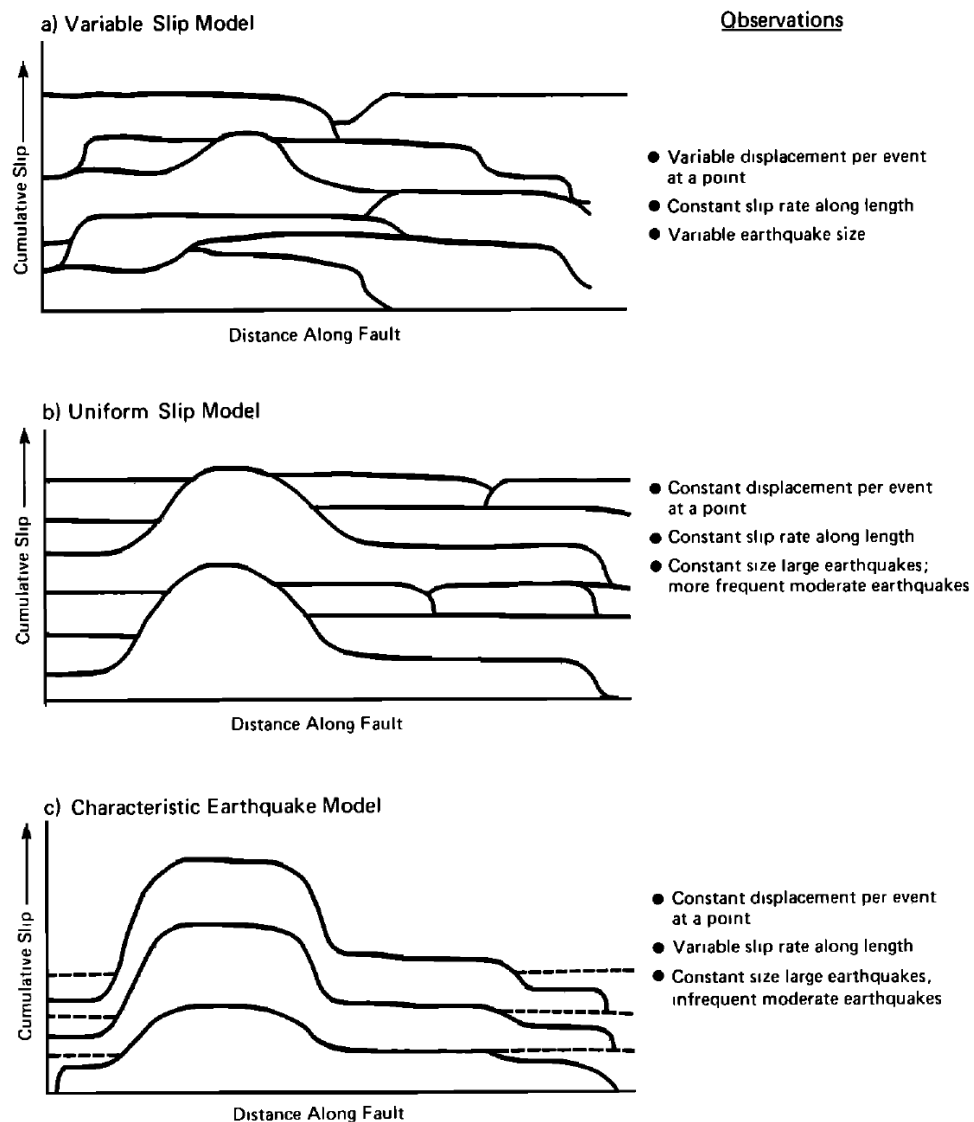
「震源断層パラメータ」

「地震動・設計方針の審査ガイド」

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 3.2 検討用地震の選定
 - 3.2.3 震源特性パラメータの設定
 - (1) 内陸地殻内地震の起震断層、活動区間及びプレート間地震の震源領域に対応する震源特性パラメータに関して、既存文献の調査、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的調査の結果を踏まえ適切に設定されていることを確認する。
 - 3.3 地震動評価
 - 3.3.2 断層モデルを用いた手法による地震動評価
 - (1) 検討用地震ごとに適切な手法を用いて震源特性パラメータが設定され、地震動評価が行われていることを確認する。
 - (4) 経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法、ハイブリッド法以外の手法を用いる場合には、その手法の妥当性が示されていることを確認する。
 - ① 震源モデルの設定
 - 1) 震源断層のパラメータは、活断層調査結果等に基づき、地震調査研究推進本部による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」等の最新の研究成果を考慮し設定されていることを確認する。
 - 2) アスペリティの位置が活断層調査等によって設定できる場合は、その根拠が示されていることを確認する。根拠がない場合は、敷地への影響を考慮して安全側に設定されている必要がある。なお、アスペリティの応力降下量(短周期レベル)については、新潟県中越沖地震を踏まえて設定されていることを確認する。
 - ④ 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価
 - 1) 震源が敷地に極めて近い場合の地震動評価においては、地表に変位を伴う断層全体(地表地震断層から震源断層までの断層全体)を考慮した上で、震源モデルの形状及び位置の妥当性、敷地及びそこに設置する施設との位置関係、並びに震源特性パラメータの設定の妥当性について詳細に検討されていることを確認する。

1. 隆起再現断層の設定条件(7/8)

隆起再現断層の「位置・形状」から「規模」を設定する方法(1/2):長大な活断層の例



- 米国カリフォルニア州San Andreas Faultにおける4つのセグメントのうち、南から2つ目の”south-central segment”では、1857年の地震による変位量が、有史以前に発生した前回の地震と本質的に同じ規模であったことから、地震による変位の累積モデルが複数想定されている。(左図のb)及びc)。a)は否定する前提で示されたモデル)
- a)Variable Slip Modelは、セグメント全体の変位量を均一にする様に、位置や規模の異なる地震が発生するというモデル。
- b)Uniform Slip Modelは、同一区間で繰り返す大規模地震の合間に、セグメント全体の変位量を均一にする様なクリープ地震あるいは小地震がより多く発生するというモデル。
- c)Characteristic Earthquake Modelは、同一区間で繰り返す大規模地震のみが発生するというモデル。
- 断定できるデータ量ではないが、累積した隆起速度分布は均一ではなく、c)Characteristic Earthquake Modelの方が実際の変位量の説明に適するとされている。

D.P.Schwartz et al.(1984)から一部要約

- c)Characteristic Earthquake Modelを単独の震源断層に適用して考え、特定のアスペリティ区間が繰り返し活動するものとすれば、累積した変位と地震発生時の地表変位とは、地殻変動パターンとして類似することになる。

Fig. 12. Diagrammatic representation of three models of displacement associated with large-magnitude earthquakes. The cumulative slip distribution is illustrated for each model, and the implications of each model relative to observational data are given. Dashed lines represent ruptures from adjacent segments.

1. 隆起再現断層の設定条件(8/8)

隆起再現断層の「位置・形状」から「規模」を設定する方法(2/2): 2008年岩手・宮城内陸地震の例

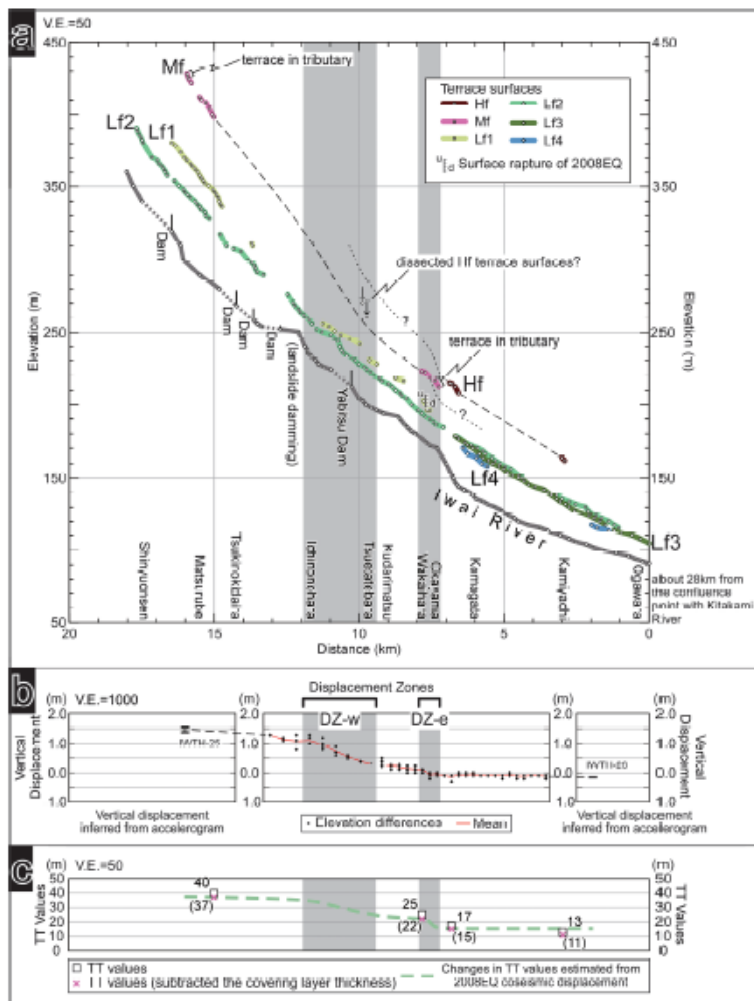


図2 段丘縦断面図と標高差分量・TT値との比較

- a: 段丘縦断面図。
- b: 標高差分量に基づく2008年地震による上下変位。
DZ-w, DZ-eは上下変位の変化が相対的に大きい区間。これらの区間を段丘縦断面図(a)とTT値の変化図(c)にも灰色で着色して示した。IWTH-25, 26の値は青井ほか(2010)とMatsu'ura and Kase(2010)により地震観測記録から求められた上下変位。
- c: TT値の変化図。b図, c図はa図の距離帯に対応するように値の位置をプロットした。

段丘縦断面図と標高差分量・TT値との比較
後藤・佐々木(2019)

• 東北日本の逆断層型の地震である2008年岩手・宮城内陸地震では、余震域中央を横断する磐井川(いわいがわ)において、河成段丘面の段丘縦断面図、地震前後の標高上下変位、比高(TT値)を対比すると、山地境界を境として、地震前後の上下変位と比高(TT値)による地殻変動パターンがよく類似するとされている。そのため、比高(TT値)による地殻変動パターンは、後期更新世以降の地震による地殻変動の累積の結果であるとされている。(後藤・佐々木, 2019)

• 伏在する逆断層(活断層)による累積的な変位と地震発生時の地表変位が地殻変動パターンとして類似するとされている事例である。これが、東北日本の伏在する逆断層に共通の現象とするならば、隆起シミュレーションによって再現される隆起と「大間付近の隆起域」との地殻変動パターンの類似性を、隆起再現断層の「位置・形状」を想定する根拠として扱うことが可能となる。

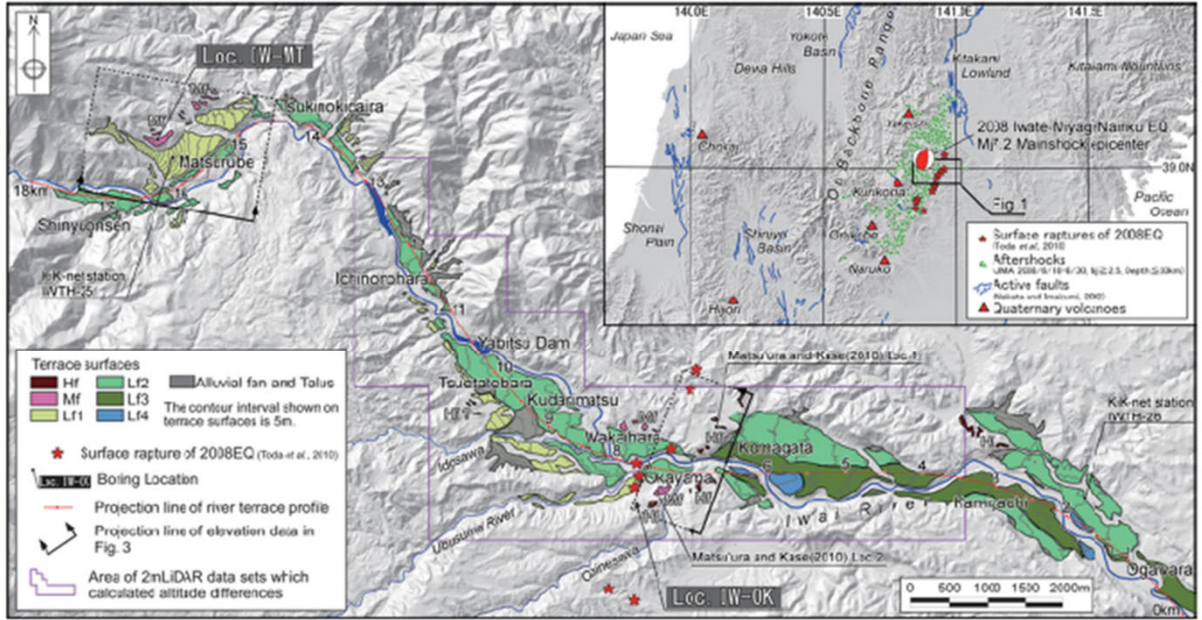


図1 段丘面区分図および調査位置図
背景の陰影図は国土地理院の数値地図50mメッシュ(標高)及び基礎地図情報5mメッシュを使用して作成。余震分布は気象庁(2017)を使用して作成。メカニズム解は気象庁(2008)による。

後藤・佐々木(2019)

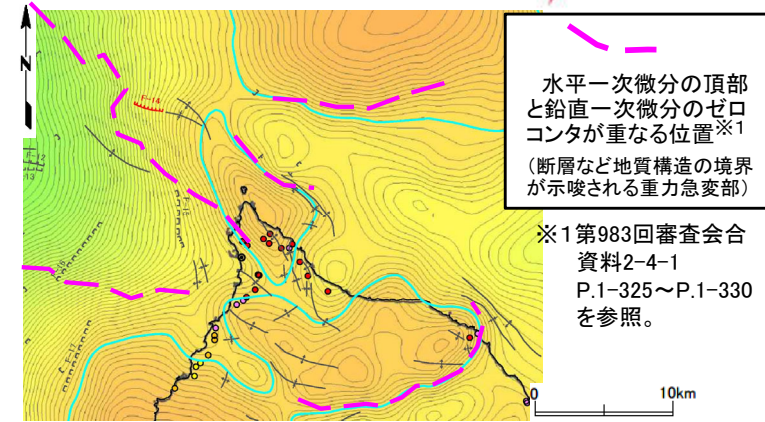
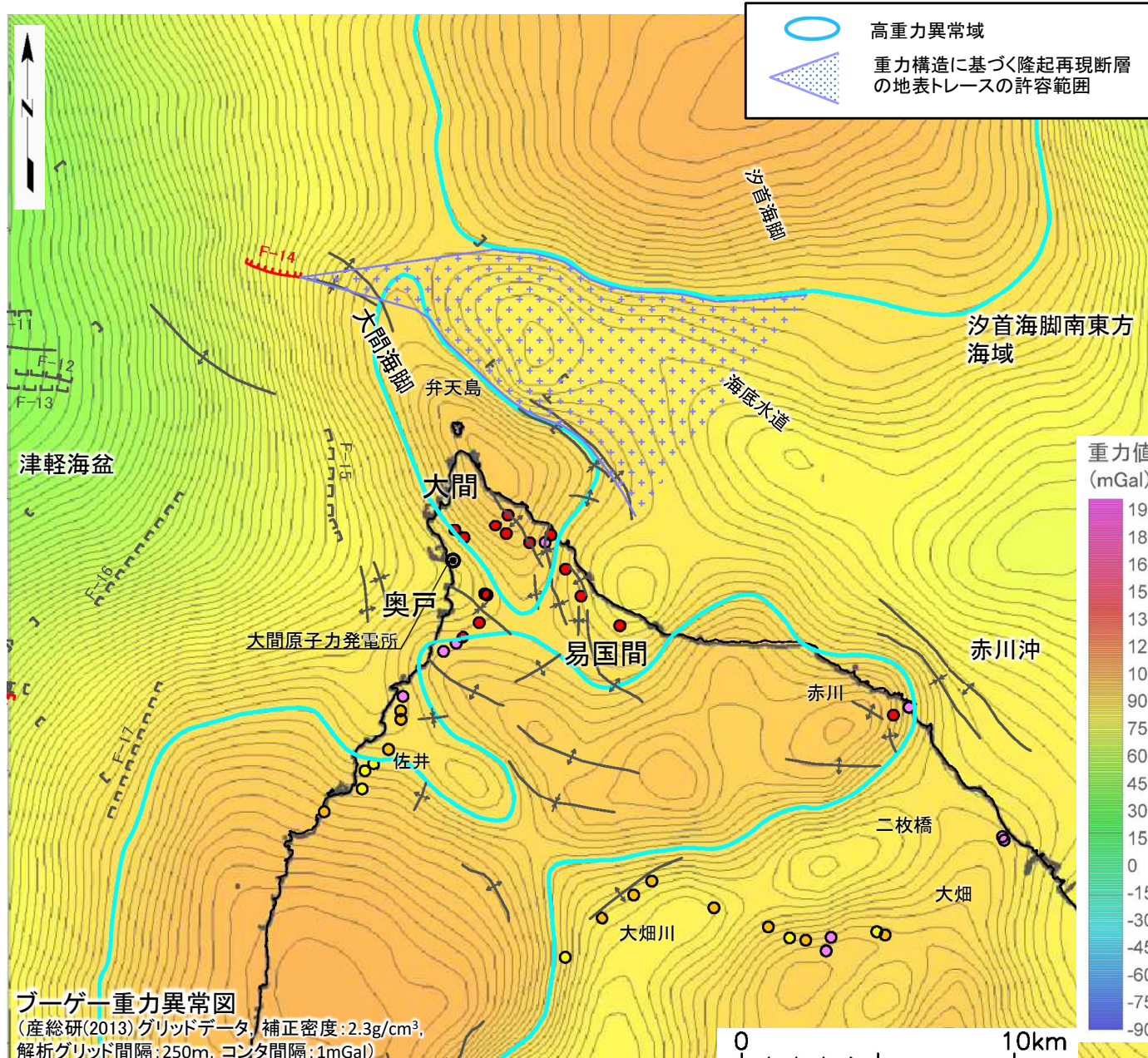
震源モデルの設定
〔本編資料5.4節の補足説明資料〕

- 隆起再現断層の東部区間の設定根拠を示す。
- 北限補間の設定根拠を示す。
- 傾斜の設定根拠を示す。



2. 震源モデルの設定(2/7)

東部断層の根拠(1/3):ブーゲー重力異常



地質構造要素凡例

F-31 (U) 断層 (伏在断層)
F-25 (L) 連続性のない断層
F-25 (L) 震源として考慮する活断層

背斜軸
向斜軸

段丘の隆起速度調査結果
隆起速度 (m/ky)

● 0.25-0.30
● 0.20-0.25
● 0.15-0.20
● 0.10-0.15
● 0.00-0.10

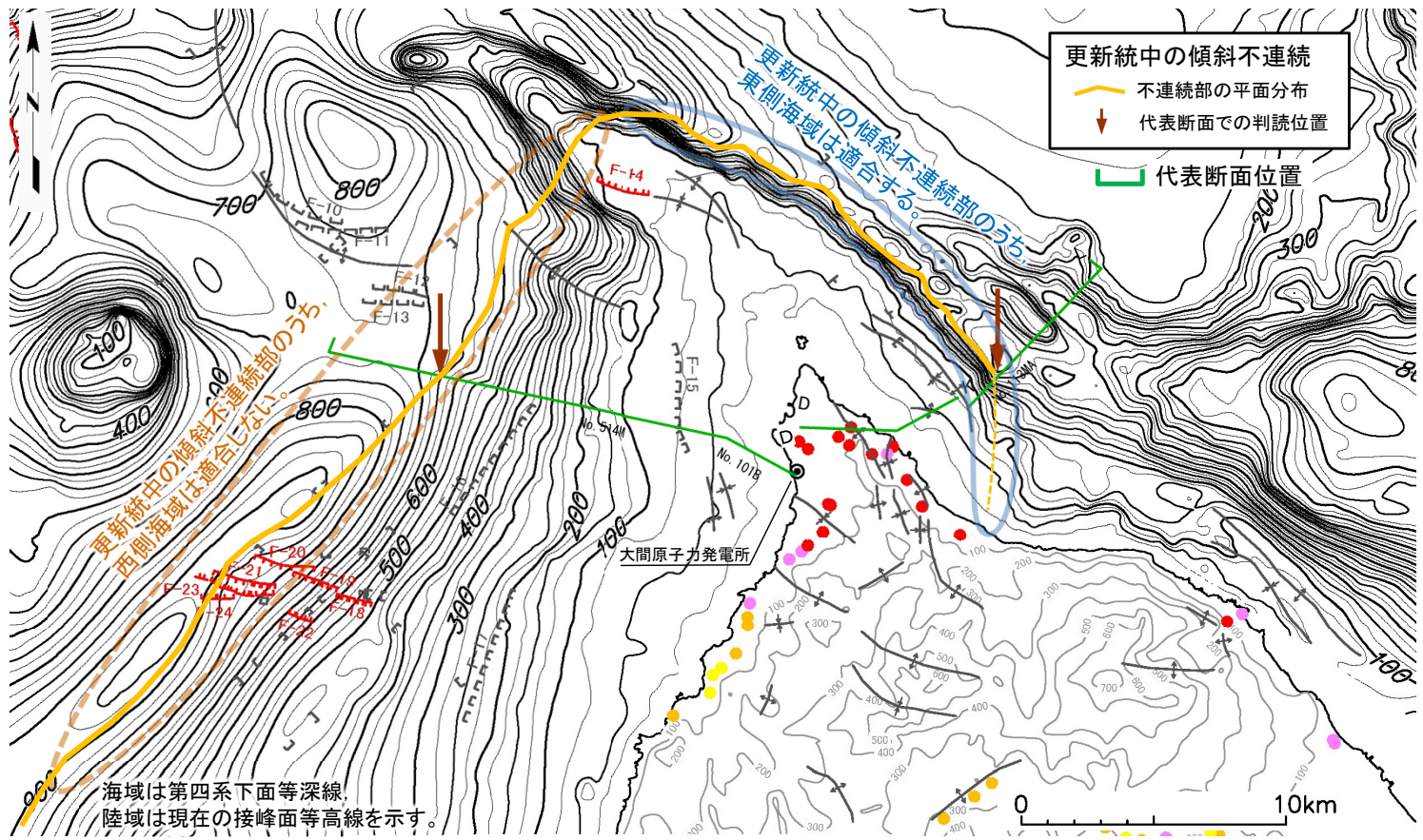
- 大間から赤川、二枚橋にかけて複雑に入り組んだ重力構造が認められ、連続性の良い直線状の重力急変部は認められず、断層は想定できない。
- なお、大間海脚の高重力異常域は浅部の地層の変形を示唆し、地震発生層での断層を示唆するものではない※1。



- 高重力異常域を全て基盤の隆起域と仮定し、直線状の重力急変部を挟んだ低重力異常域を、隆起再現断層の地表トレースが連続する許容範囲と仮定する。
- F-14断層の東方延長が、大間海脚の高重力異常域と夕首海脚の高重力異常域とに挟まれる低重力異常域に連続することから、この低重力異常域を、隆起再現断層の許容範囲として設定する。

2. 震源モデルの設定(3/7)

東部断層の根拠(2/3): 更新統中の断層類似事象の評価(海域)



更新統中の傾斜不連続
 不連続部の平面分布
 代表断面での判読位置
 代表断面位置

地質構造要素凡例 段丘の隆起速度調査結果
 隆起速度 (m/ky)

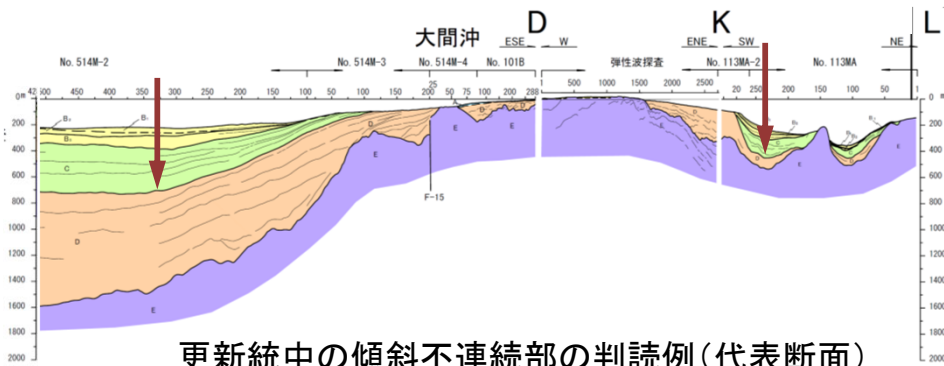
F-31 (L) 断層(伏在断層)	0.25-0.30
連続性のない断層	0.20-0.25
F-25 (L) 震源として考慮する活断層	0.15-0.20
背斜軸	0.10-0.15
向斜軸	0.00-0.10

海域における更新世の活動を示唆する、「更新統中の傾斜不連続部」の分布範囲について、隆起再現断層の走向を設定する根拠として扱う地形・地質構造としての適合性を評価する。

- 西側海域での傾斜不連続部の走向は、F-14断層と90°以上ずれており、F-14断層の雁行を考慮しても一連の構造とはならない。
- 東側海域での傾斜不連続部は、F-14断層の位置・走向と調和的であり、F-14断層を起点とした隆起再現断層に適合する。

更新統中の傾斜不連続部のうち東側海域を、隆起再現断層の走向を設定する根拠として扱う。

更新統中の傾斜不連続部の平面分布



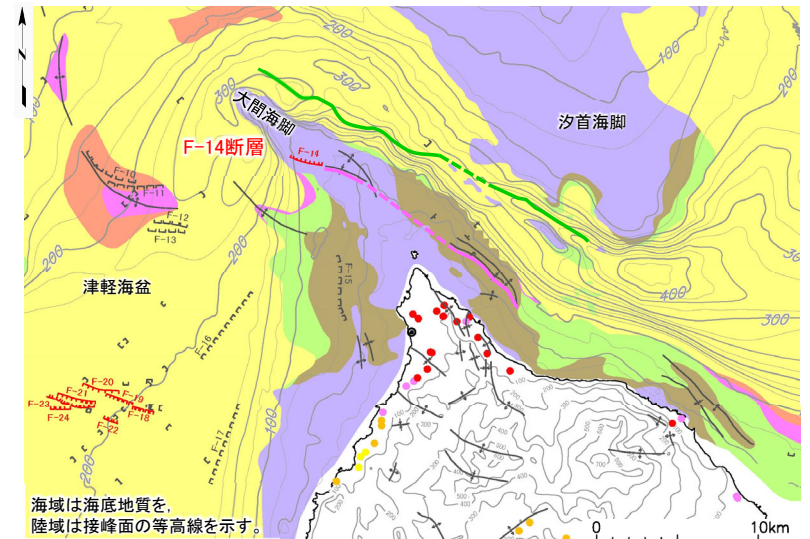
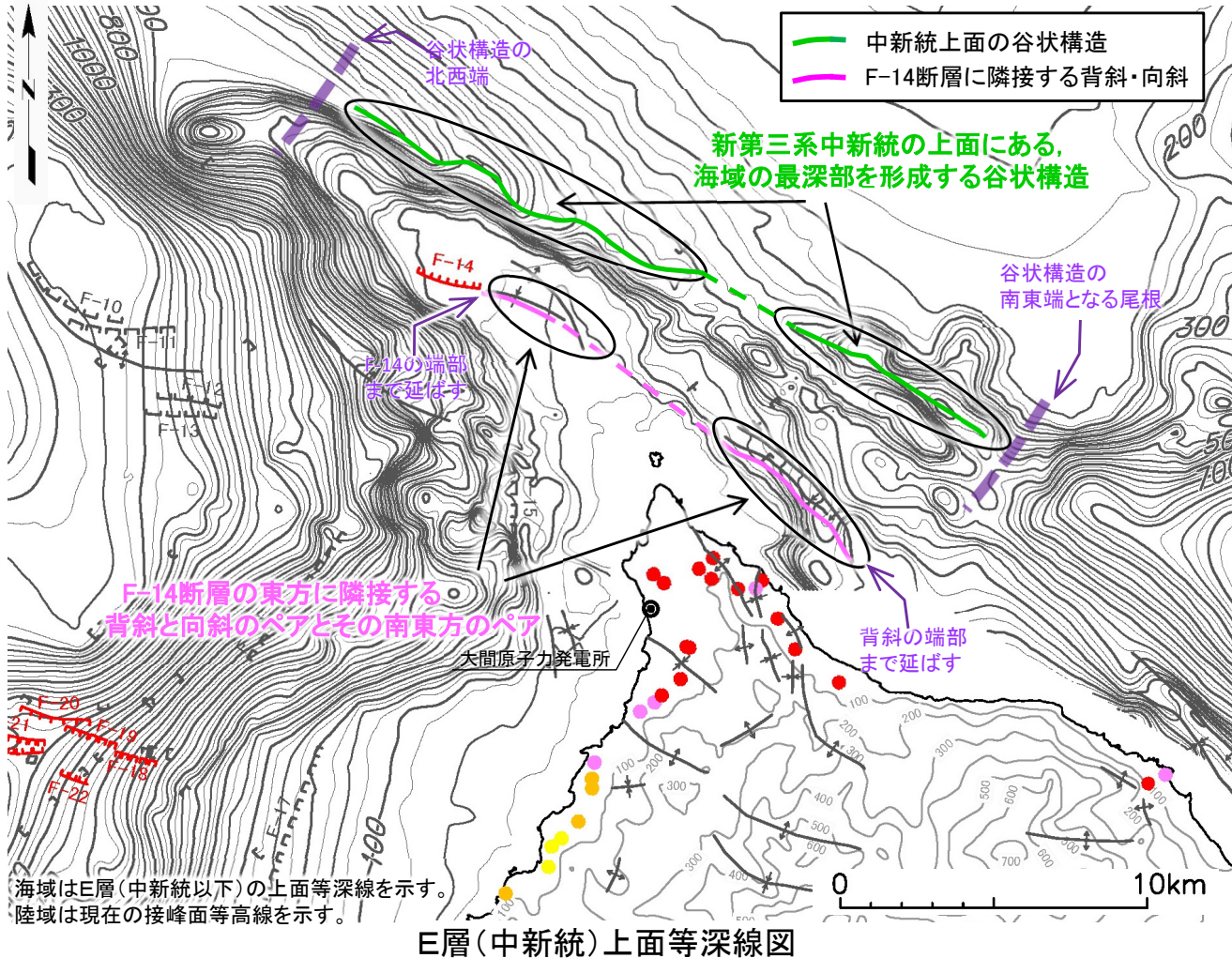
更新統中の傾斜不連続部の判読例(代表断面)

海域地質凡例

地質時代	敷地前面海域	
完新世	A層	
第四紀	後期	B ₁ 層
	中期	B ₂ 層
	前期	C層
鮮新世	D層	
新第三紀	中新世	E層
	先新第三紀	

2. 震源モデルの設定(4/7)

東部断層の根拠(3/3): 中新統中の断層類似事象(海域)



海域は海底地質を、陸域は接峰面の等高線を示す。

地質平面図

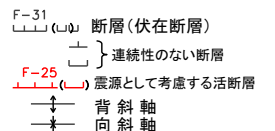
段丘の隆起速度調査結果



海域地質凡例

地質時代	数地前面海域
第四紀	完新世 A層
	後期 B層
	中期 B層
更新世	前期 C層
	鮮新世 D層
中新世	E層
	先新第三紀

地質構造要素凡例



海域はE層(中新統以下)の上面等深線を示す。
陸域は現在の接峰面等高線を示す。

E層(中新統)上面等深線図

海域の中新統中に認められる、

- 中新統上面の谷状構造
 - F-14断層に隣接する背斜・向斜
- について、隆起再現断層の走向を設定する根拠としての適合性を評価する。



- 中新統上面等深線図には海域の最深部を形成する谷状構造が認められる。F-14断層の東方延長部よりもやや北寄りに認められるものの、隆起域の縁辺に位置し、隆起再現断層に想定される走向と調和的である。
- F-14断層に隣接して背斜と向斜の対が分布しており、さらに南東延長部にも背斜と向斜の対が分布している。これら向斜・背斜は陸棚上にあり隆起域の縁辺からやや離れているものの、隆起再現断層に想定される走向と調和的である。

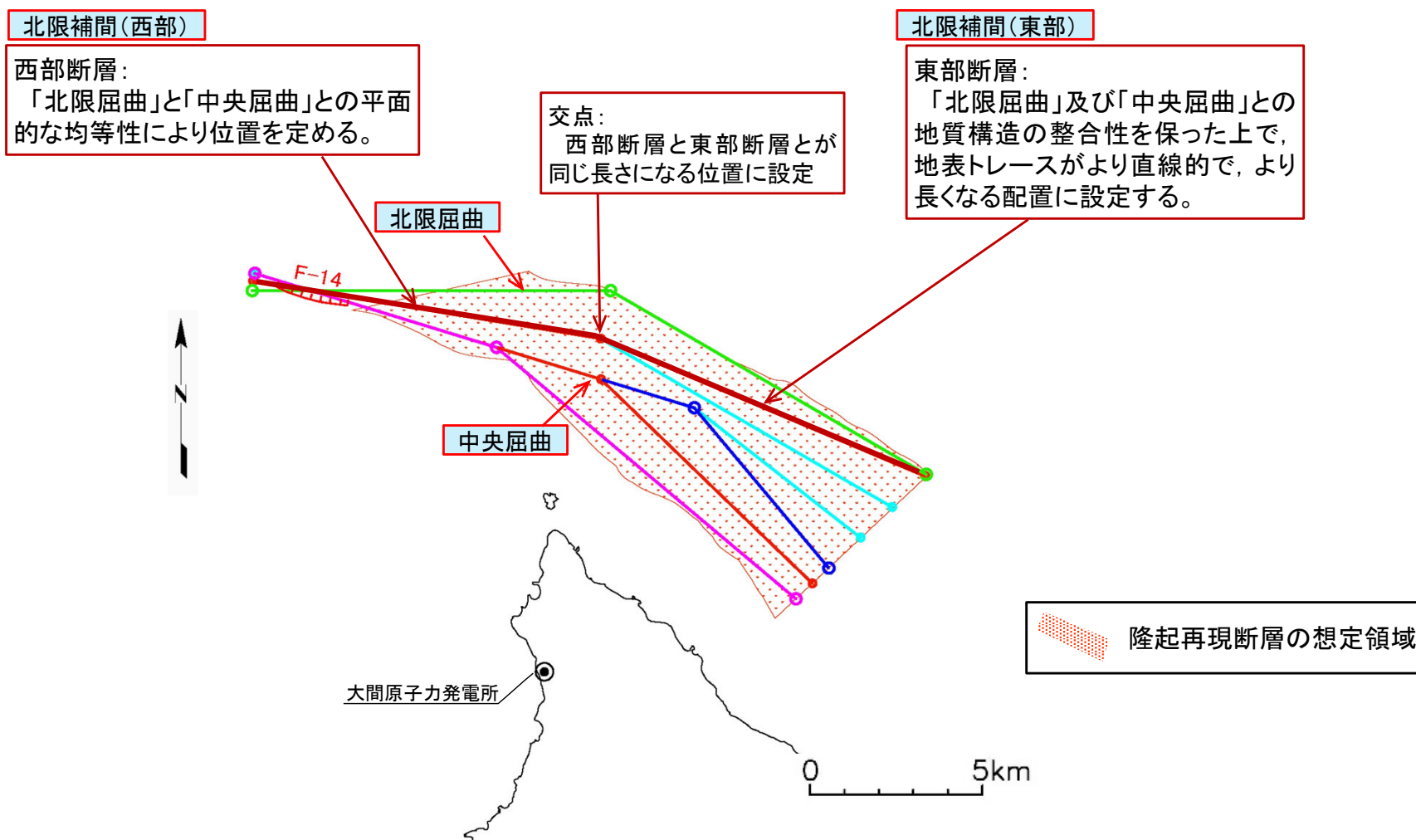


中新統中の谷状構造及び背斜・向斜の対を、隆起再現断層の走向を設定する根拠として扱う。

2. 震源モデルの設定(5/7)

北限補間の根拠(1/2): 地表トレースの設定方法

- 補間的な地表トレースは、基本となる地表トレースとの地質構造の整合性が保たれ、基本トレースに含まれる領域を等分する様に配置する。(本編資料 5.4節 P.18参照)
- 「北限補間」の東部断層においては、配置の自由度が大きいことから、「北限屈曲」及び「中央屈曲」との地質構造の整合性を保った上で、下図に示すとおり、領域の中で地表トレースがより直線的で、より長くなる配置に設定する。



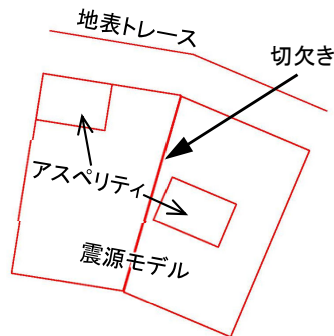


2. 震源モデルの設定(6/7)

北限補間の根拠(2/2): 震源規模が大きくなる配置

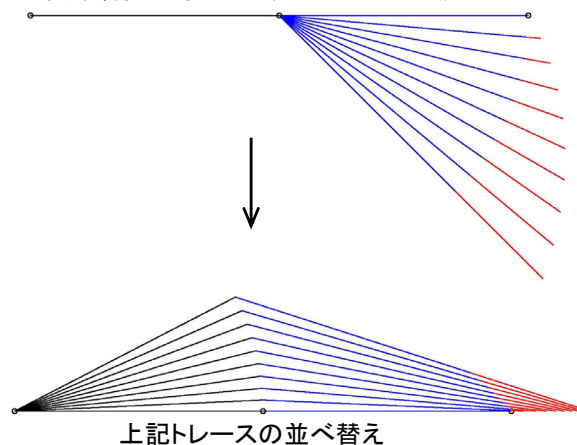
- 第732回審査会合及び第817回審査会合において、当社が提示したF-14断層の走向で延長する直線状の仮想断層及びそれを時計回りに回転させた仮想断層は、ここでいう隆起再現断層として認められていない。両会合における議論を踏まえ、隆起再現断層は、「隆起再現断層の想定領域」内に地表トレースを持つ、地質構造と整合的な屈曲した断層として設定することとする。また、本編5.4節に示すとおり、隆起再現断層は西部断層と東部断層の隣接する2条の断層として扱う。
- 地震規模が大きくなるのは、西部断層と東部断層とが連動して破壊する場合であり、震源モデルは交差部を切欠く形状となる。
- 交差部を切欠いた震源モデルにおいて、同じ端点を持つ断層を比較すると、より直線に近い方がより大きな震源規模となる。
- 「隆起再現断層の想定領域」の中で端点間の長さが最大となる配置は、「北限屈曲」及び「北限補間」である。また、地表トレースの中で最も直線に近いのは、「北限補間」である。
- したがって「北限補間」は、「隆起再現断層の想定領域」内に想定可能な地表トレースの中で、最大規模の地震を設定可能な地表トレース位置であると判断される。

西部断層と東部断層とが連動する破壊を考慮するため、交差部を切欠いた震源モデルを設定する。

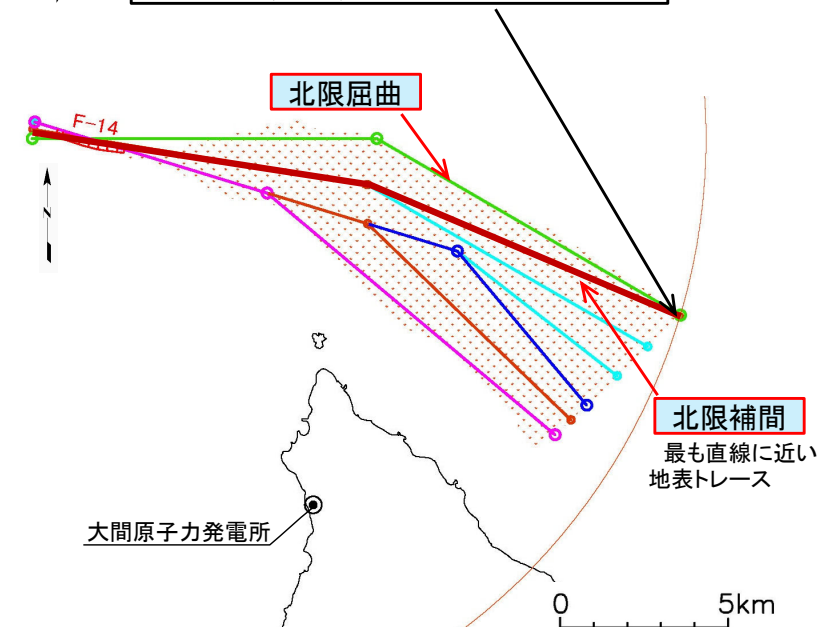


交差部を切欠いた震源モデルにおいて、屈曲した断層で直線状の断層と同じ断層面積とするためには、地表トレースを赤線部まで延長する必要がある。
(図は、地震発生層3-15km:45°傾斜の場合)
⇒端点が決まっている場合、より直線に近い方が、より大きな震源規模となる。

震源規模が等しい地表トレースの比較



「隆起再現断層の想定領域」内で、西端点から最も離れた位置。
⇒最大の震源規模が得られる端点



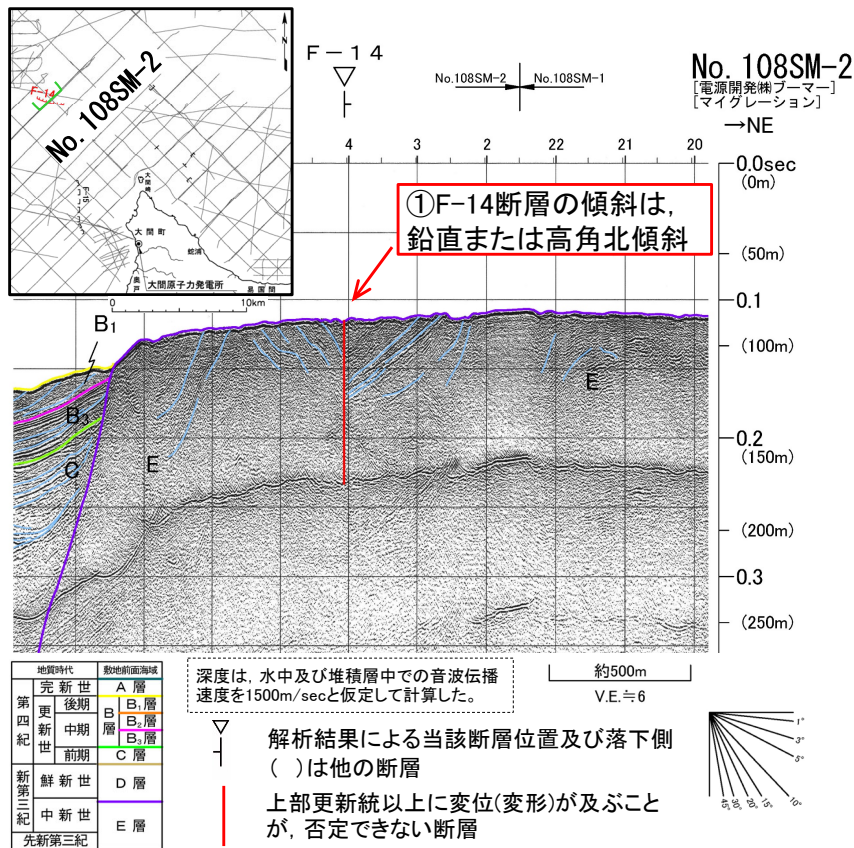
北限補間
最も直線に近い
地表トレース



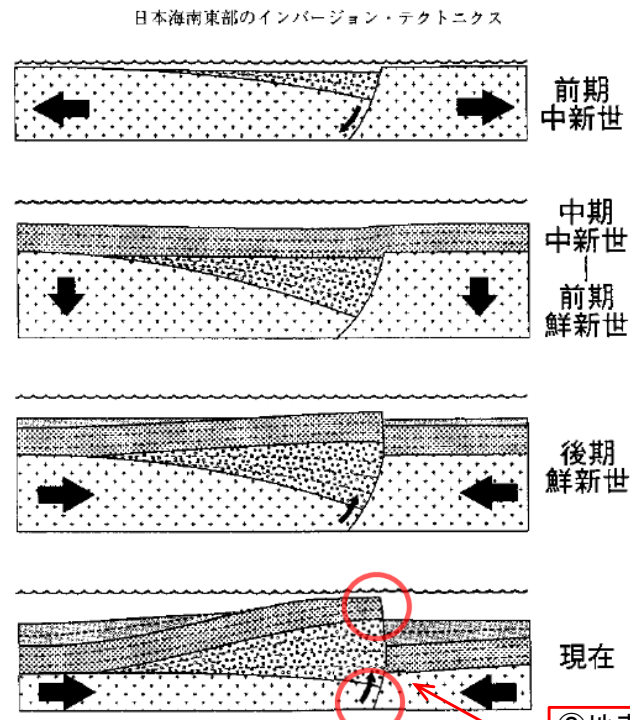
2. 震源モデルの設定(7/7)

傾斜の設定

- 地表面付近の地質構造と震源断層とは走向・傾斜が一致していないものと解釈し、東北日本の活断層の特徴に合わせて中新世の正断層のインバージョンと見なし、標準的な正断層の傾斜角である60°傾斜を基本とする。活動センスは、広域応力場とは整合しないものの、隆起を生じる南傾斜逆断層を想定する。なお、東西走向の震源断層であるため、東西方向の地殻の拡大による低角化は想定されない。
- なお、不確かさの考慮として、断層形成後の南北方向の地殻の拡大が継続したものと想定し、低角化した45°まで想定する。東西方向を超える拡大は考え難いため、45°より低角は想定されない。



F-14断層の音波探査断面図



第10図 リッジの構造発達史を示す模式断面図。岡村ほか(1992)に加筆

正断層の再活動(インバージョン)の模式図

③東北日本の活断層は、中新世の正断層のインバージョンが一般的。

東北日本では、高角の正断層の再活動として、現在の内陸地震が起っており、それを可能としているのは、震源断層に沿って、例えば $\lambda > 0.8$ などという過剰間隙流体圧の状態になっていることがあげられる。言い換えると、30°程度の傾斜角で新しい断層面をつくって破壊する場合の強度より、過剰間隙流体圧のため低下した既存断層の強度の方が小さいということである。地殻流体が既存の断層に沿って浸透して過剰間隙流体圧となり、既存断層の強度を弱める効果が、現在のインバージョンテクトニクスを可能としていると考えられる。

長谷川ほか(2012)より抜粋

④新たな低角断層が発生するより先に、固着した正断層が破壊する必要がある。

隆起シミュレーションの方法「Okadaの方法」について
〔本編資料5.1節及び5.4節の補足説明資料〕

- 隆起再現性評価の際に用いているOkada(1992)のプログラムについて示す。
- Mansinha and Smylie(1971)及びWang et al.(2003)の隆起シミュレーション手法との比較について示す。
- 活断層による地殻変動を隆起シミュレーションで検討した事例を示す。



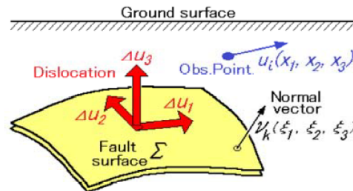
3. 隆起シミュレーションの方法「Okadaの方法」について(2/14)

隆起シミュレーションの方法「Okadaの方法」

コメントNo. S4-9

地震や火山の源として、地中のある面を境とする変位の食い違いを考える「食い違いの弾性論」はSteketee (1958) により提唱され、その基本式は以下の通りです。

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma$$



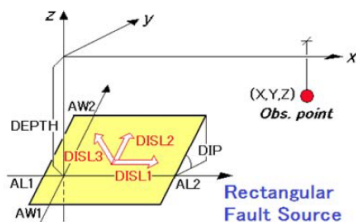
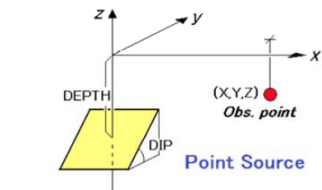
ここで、 $u_i(x_1, x_2, x_3)$ は観測点 (x_1, x_2, x_3) における変位ベクトル、 $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ は面 Σ 上での変位食い違いベクトル、 $\nu_k(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ は面 Σ の法線ベクトル、 $u_i^j(x_1, x_2, x_3; \xi_1, \xi_2, \xi_3)$ は面 Σ 上の点 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) に置かれた j 方向の力 F による媒質中の点 (x_1, x_2, x_3) における変位の i 成分であり、 λ, μ は媒質の弾性定数です。

DC3D0 / DC3D は、Okada (1992) [Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018-1040] の定式化に基づいて、半無限弾性体中の点震源(DC3D0)または有限矩形断層震源(DC3D)により生じる、媒質内部および地表面の任意の点における変位 u_i および変位微分 $\partial u_i / \partial x_j$ を求めるサブルーチン・パッケージです。

この変位微分値から、媒質中の歪み及び応力は、次式により計算することができます。

歪み $\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$

応力 $\tau_{ij} = \lambda \epsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij}$ (λ, μ は Lamé 定数)



- 隆起シミュレーションは、国立研究開発法人防災科学技術研究所が公開する「断層モデルによる地殻変動計算プログラムDC3D0/DC3D」を使用する。
- DC3D0/DC3Dは、Okada(1992)の定式化に基づいて、半無限弾性体中の点震源(DC3D0)または有限矩形断層震源(DC3D)により生じる、媒質内部および地表面の任意の点における変位および変位微分を求めるサブルーチン・パッケージとされる。
- Okada(1992)は、Steketee(1958)により提唱された「食い違いの弾性論(地中のある面を境とする変位の食い違い)」の基本式を、もっとも一般的でかつ表現の簡潔な理論式を導出したものとされる。
- 従来の表現式と比べ、Okada(1985)およびOkada(1992)によって、断層面の向き・断層運動の型・媒質を選ばず、かつすべての物理量を計算できる一般的な理論式のセットが導出されたとされる。

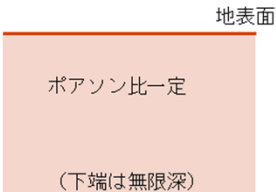
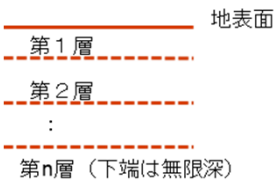
	Condition						Presented Formula										
	Orientation			Fault type			Medium		Displacement			Strain			Tilt		
	Vert.	Horiz.	Inclined	Strike	Dip	Tensile	$\lambda = \mu$	$\lambda \neq \mu$	u_x	u_y	u_z	$\frac{\partial u_x}{\partial x}$	$\frac{\partial u_x}{\partial y}$	$\frac{\partial u_y}{\partial x}$	$\frac{\partial u_y}{\partial y}$	$\frac{\partial u_z}{\partial x}$	$\frac{\partial u_z}{\partial y}$
Surface Deformation																	
Point	Steketee(1958)	○	-	-	○	-	-	○	-	○	○	○	-	-	-	-	-
	Maruyama(1964)	○	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	-	-	-	-	-
	Okada(1975)	○	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	-	-	-	-	-
	Okada(1985)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	Finite Fault	Chinnery(1961)	○	-	-	○	-	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Maruyama(1964)		○	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Press(1965)		○	-	-	○	-	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Savage & Hastie(1966)		-	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Sato & Matsu'ura(1974)		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Yamazaki(1975)		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Matsu'ura(1977)		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Matsu'ura & Tanimoto(1980)		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Davis(1983)		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Okada(1985)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	

	Condition						Presented Formula																		
	Orientation			Fault type			Medium		Displacement			Strain													
	Vert.	Horiz.	Inclined	Strike	Dip	Tensile	$\lambda = \mu$	$\lambda \neq \mu$	u_x	u_y	u_z	$\frac{\partial u_x}{\partial x}$	$\frac{\partial u_x}{\partial y}$	$\frac{\partial u_y}{\partial x}$	$\frac{\partial u_y}{\partial y}$	$\frac{\partial u_z}{\partial x}$	$\frac{\partial u_z}{\partial y}$	$\frac{\partial u_z}{\partial z}$	$\frac{\partial u_x}{\partial z}$	$\frac{\partial u_y}{\partial z}$	$\frac{\partial u_x}{\partial x}$	$\frac{\partial u_x}{\partial y}$	$\frac{\partial u_x}{\partial z}$		
Internal Deformation																									
Point	Steketee(1958)	○	-	-	○	-	-	○	-	○	○	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Maruyama(1964)	○	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Yamazaki(1978)	○	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Iwasaki & Sato(1979)	○	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Okada(1992)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Finite Fault	Chinnery(1961,1963)	○	-	-	○	-	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Mansinha & Smylie(1967)	○	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Mansinha & Smylie(1971)	○	○	-	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Converse(1973)	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Alewine(1974)	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Iwasaki & Sato(1979)	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Yang & Davis(1986)	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	Okada(1992)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●



他の解析方法との違い及び特徴の整理

- 基礎地盤の安定性評価のうち、地殻変動による基礎地盤の変形の影響評価において、3つの食い違い弾性論 (Okada(1985,1992), Mansinha and Smylie(1971)及びWang et al.(2003))のいずれかの方法が用いられている。これらの手法の違い及び特徴を下表に示す。
- 食い違い弾性論とは、断層面を両側で相対変位(ずれ)をもつ面とみなして、せん断型の食い違い(shear dislocation)により生じる地表または地中の各点の変位を解析的に算定する方法である。
- Okada(1985,1992)の方法及びMansinha and Smylie(1971)の方法は、同じSteketee(1958)の理論に基づいているが、前者は任意のポアソン比を設定できるのに対し、後者はポアソン比を0.25の一定値として仮定している。このため、ポアソン比0.25の条件でのOkada(1985,1992)の方法による地殻変動の計算結果は、Mansinha and Smylie(1971)の方法での計算結果と同一となる。
- Okada(1985,1992)の方法及びMansinha and Smylie(1971)は、単層の均質地盤モデルを考慮するのに対し、Wang et al.(2003)の方法は、多層の成層地盤モデルを考慮することができる。

項目	手法	Okada (1985, 1992)	Mansinha and Smylie (1971)	Wang et al. (2003)
地盤モデル		平坦な半無限均質地盤(単層) 	同左	平坦な半無限成層地盤(多層) 
境界条件		地表面で法線応力及び接線応力がゼロ	同左	・地表面で法線応力及び接線応力がゼロ ・層間で変位と応力が連続
与える断層モデル		矩形断層の静的断層パラメータ (位置, 走向, 傾斜角, 断層長さ, 上端深さ, 断層幅, すべり量, すべり角) ※すべり量分布は断層細分化により与える	同左	同左
解析に必要な物性値		任意のポアソン比	なし (ポアソン比=0.25を仮定)	層ごとのラメ定数(ポアソン比及び剛性率) ※プログラムへの入力は密度, V_p , V_s の形式
解析に必要なその他入力値		—	—	・水平方向のグリーン関数の配置間隔及び範囲 ・鉛直方向の点震源配置間隔及び範囲 ・変位の波数(波長)分解能
変位の出力位置		地表面の任意位置 (Okada(1985)) 地中及び地表面の任意位置 (Okada(1992))	地中及び地表面の任意位置	同左
得られる解及び精度		理論解(解析解)を与える	同左	数値解を与える
解析事例		・内陸地殻内地震等で多くの実績あり。 ・解析事例として、矢来ほか(2016), Kobayashi et al. (2012), Hodgkinson et al. (1996)をP. 23~P. 27に示す。	・津波の伝搬解析において、初期条件設定に必要なとなる海底面の鉛直変位分布を求めるために用いられた多くの実績あり。	・2007年新潟県中越沖地震に伴う地殻変動の解析に用いられた実績あり。 ・解析事例として、西村(2010), Nishimura et al. (2010)をP. 28, P. 29に示す。

3. 隆起シミュレーションの方法「Okadaの方法」について(4/14)

コメントNo. S4-9

他の解析手法との比較(1/3)

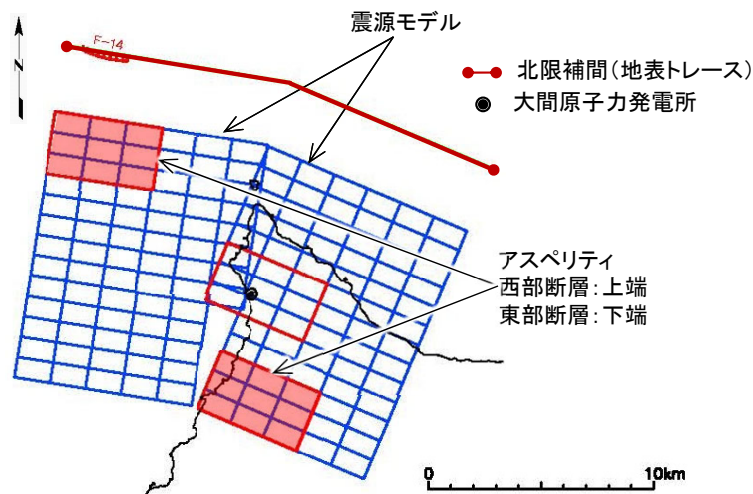
検討の概要

大間地点の隆起再現断層の評価に用いるOkada(1992)の方法, 地震性津波の計算に事例の多いMansinha and Smylie(1971)の方法及び速度構造を考慮可能なWang et al.(2003)の方法※の差異を確認するために, 3つの手法の計算結果を比較する。

※:Wang et al.(2003)の方法については, 単層モデル及び多層モデルの計算を行った。

震源モデル及び震源特性パラメータ

解析手法の比較に用いる震源モデル及び震源特性パラメータを示す。



震源モデルの地表面投影図

震源特性パラメータ

パラメータ項目		設定値
上端深さ		3km
走向		(西部断層)N99° E (東部断層)N113° E
傾斜角		45°
すべり角		90°
断層長さ	地表	(西部断層)10.0km (東部断層)10.0km
	断層上端	(西部断層)9.6km (東部断層)9.6km
	断層下端	(西部断層)8.2km (東部断層)8.2km
断層幅		17.0km
断層面積		302km ²
平均すべり量		0.5m
アスペリティ	面積	40km ²
	すべり量	1.1m
モーメントマグニチュード		6.4

3. 隆起シミュレーションの方法「Okadaの方法」について(5/14)

コメントNo. S4-9



他の解析手法との比較(2/3)

地盤特性パラメータ

解析手法の比較に用いる地盤特性パラメータを示す。

- Okada(1992)の方法及びMansinha and Smylie(1971)の方法においては、表-1に示すとおり、Mansinha and Smylie(1971)の仮定に合わせて上部地殻の値としてポアソン比 ν を0.25に設定する。
- Wang et al.(2003)の方法による単層モデルの地盤特性パラメータは、表-2に示すとおり、上記二つの方法と解析条件を合わせるため、ポアソン比 ν が0.25となるように、表-3に示す多層モデルのポアソン比 ν が0.25となる7~14層のうち最上層の第7層の値を設定する。
- Wang et al.(2003)の方法の多層モデルの地盤特性パラメータは、表-3に示すとおり、敷地の地下構造モデルに基づき設定する。

表-1 Okada(1992)の方法, Mansinha and Smylie(1971)の方法

パラメータ項目	設定値
ポアソン比	ν 0.25

表-2 Wang et al.(2003)の方法 単層モデル

パラメータ項目	設定値
震源の密度	ρ 2.7 g/cm ³ ※1
震源のせん断波速度	V_s 3,410 m/s
震源の体積弾性波速度	V_p 5,900 m/s
ポアソン比	$\nu = 1/2 \cdot \{(V_p/V_s)^2 - 2\} / \{(V_p/V_s)^2 - 1\}$ 0.25

※1:ポアソン比 ν が0.25となるように、表-3に示す多層モデルの第7層の値を設定。

表-3 Wang et al.(2003)の方法 多層モデル

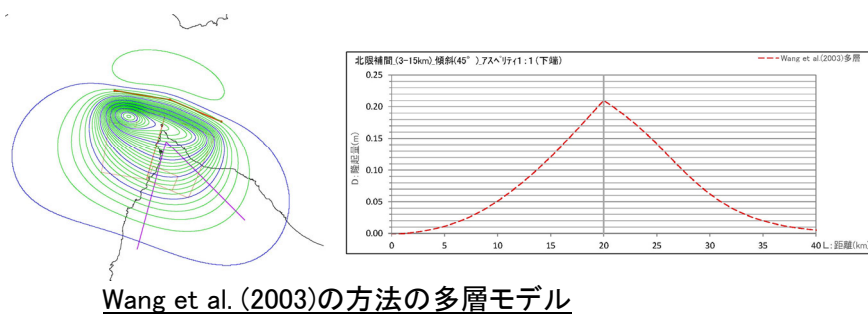
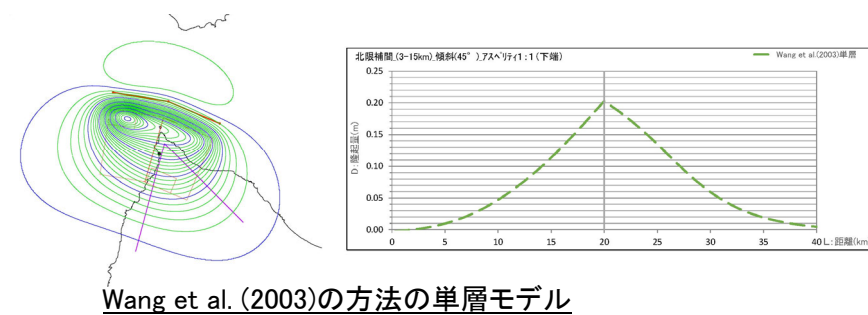
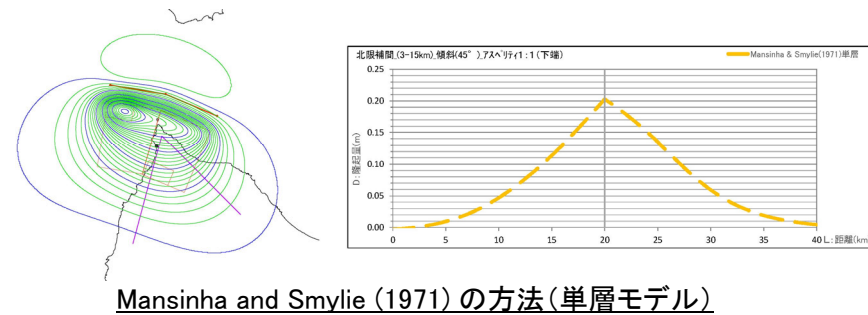
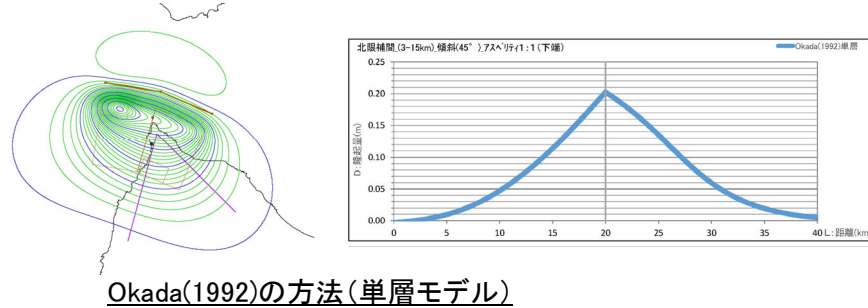
層No.	下端標高T.P. (m)	層厚 (m)	ρ (g/cm ³)	V_s (m/s)	V_p (m/s)	ν
	0					
1	-230	230	1.54	620	1,730	0.43 ※2
2	-330	100	1.6	860	2,070	0.40 ※3
3	-820	490	2.3	1,700	3,500	0.35
4	-1,770	950	2.5	2,200	4,400	0.33
5	-2,210	440	2.7	2,700	5,200	0.32
6	-5,720	3,510	2.7	3,200	5,400	0.23
7	-8,720	3,000	2.7	3,410	5,900	0.25
8	-12,520	3,800	2.7	3,520	6,100	0.25
9	-20,020	7,500	2.7	3,710	6,420	0.25
10	-32,020	12,000	2.8	3,850	6,660	0.25
11	-65,020	33,000	3.2	4,360	7,550	0.25
12	-98,020	33,000	3.2	4,380	7,590	0.25
13	-131,020	33,000	3.2	4,490	7,780	0.25
14	-	-	3.2	4,490	7,780	0.25

※2:第932回審査会合資料1-1のP.5-19に示す、浅部地下構造モデルの地盤物性値に基づき設定。

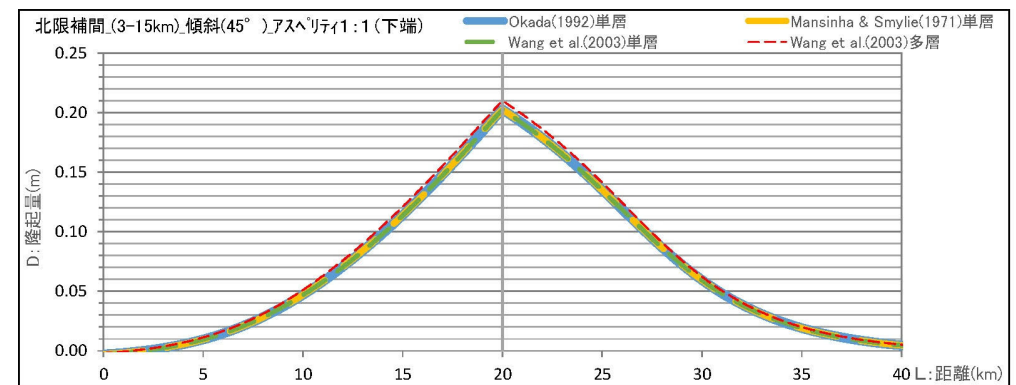
※3:第932回審査会合資料1-1のP.5-40に示す、深部地下構造モデルの地盤物性値に基づき設定。



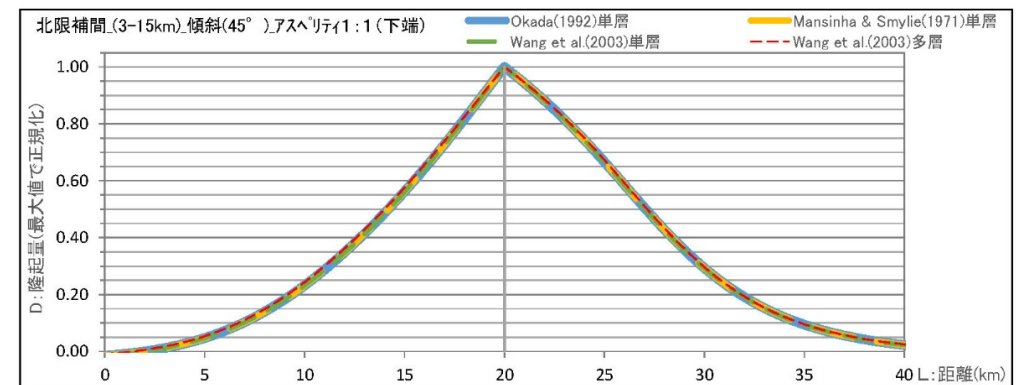
他の解析手法との比較(3/3)



- Okada(1992)の方法, Mansinha and Smylie(1971) の方法及びWang et al.(2003)の方法による計算結果を比較する。
- 地盤のポアソン比を同等とした単層モデルでは, Okada(1992)の方法とMansinha and Smylie(1971)の方法とは原理的に同一の解析結果となる。また, Wang et al.(2003)の方法も, ほとんど違いは現れていない。
- Wang et al.(2003)の多層モデルでは, 浅部のポアソン比を実地盤に合わせて設定しているが, 隆起量は単層モデルとおおむね同等であり, 最大値で基準化すると, 変動パターンとして単層モデルとの差は認められない。
- 上記より, どの手法を用いても地殻変動パターンの評価に差がない。



↓ 最大値で基準化



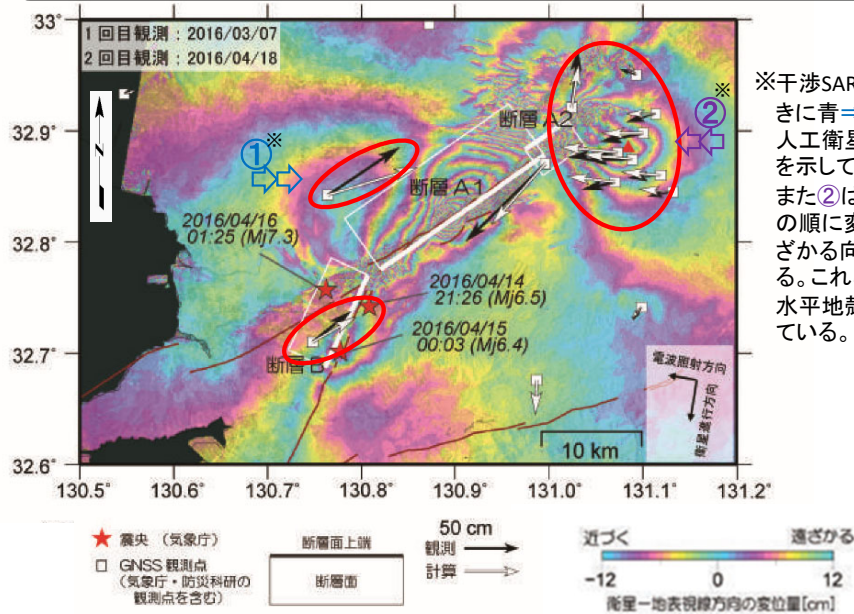


地殻変動の解析事例(1/7): Okada(1985,1992)の方法(1/5)

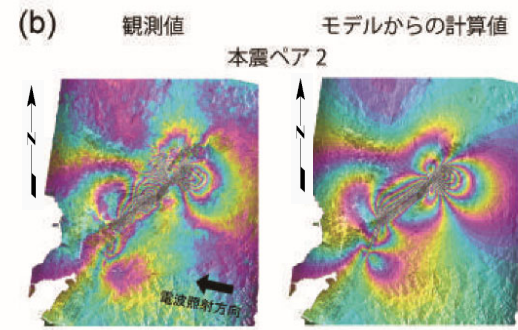
活断層による地殻変動をOkada(1985,1992)の方法で検討した事例及びWang et al.(2003)の方法で検討した事例を示す。
 なお、Mansinha and Smylie(1971)の方法は、Okada(1985,1992)の方法のポアソン比を0.25とした解析と同一であるため、事例の提示はOkada(1985,1992)の方法で代表させる。

矢来ほか(2016)の概要(1/2)

- 矢来ほか(2016)は、2016年熊本地震におけるGNSS 連続観測システム(GEONET)及び陸域観測技術衛星「だいち2号」の干渉SARによる地殻変動の観測結果を再現する震源断層モデルを推定している。
- 本震に対して、均質すべりモデル(断層セグメントごとに一樣なすべり量を与えるモデル、本頁参照)及びすべり分布モデル(不均一なすべり量を与えるモデル、次頁参照)の2種類の断層モデルを推定し、Okada(1985)の方法により断層運動による地表面変動の計算を実施している。
- Okada(1985)の方法による計算では、いずれの断層モデルを用いた場合も布田川断層(図の断層A1)で最大の滑りを示し、正断層成分を伴う右横ずれ変位が推定され、これらの特徴は地震調査研究推進本部地震調査委員会による本震の長期評価とおおむね調和的であるとされている。



※干渉SARによれば①から東向きに青⇒黄⇒赤の順に変化し人工衛星に近づく向きの変位を示している。
 また②は西向きに青⇒赤⇒黄の順に変化し人工衛星から遠ざかる向きの変位を示している。これらはGNSS観測による水平地殻変動量分布と整合している。



(b)干渉SARによる変動量(観測値)とOkada(1985)の方法による変動量(計算値)の比較

Okada(1985)の方法による地殻変動量分布(計算値)と干渉SARによる変動量分布(観測値)は、色調の変化パターンがおおむね調和的である。

(a)干渉SAR及びGNSSデータによる変動量(観測値)とOkada(1985)の方法による変動量(計算値)の比較

Okada(1985)の方法による水平地殻変動量(白矢印)とGNSS観測による変動量(黒矢印)はおおむね調和的である。

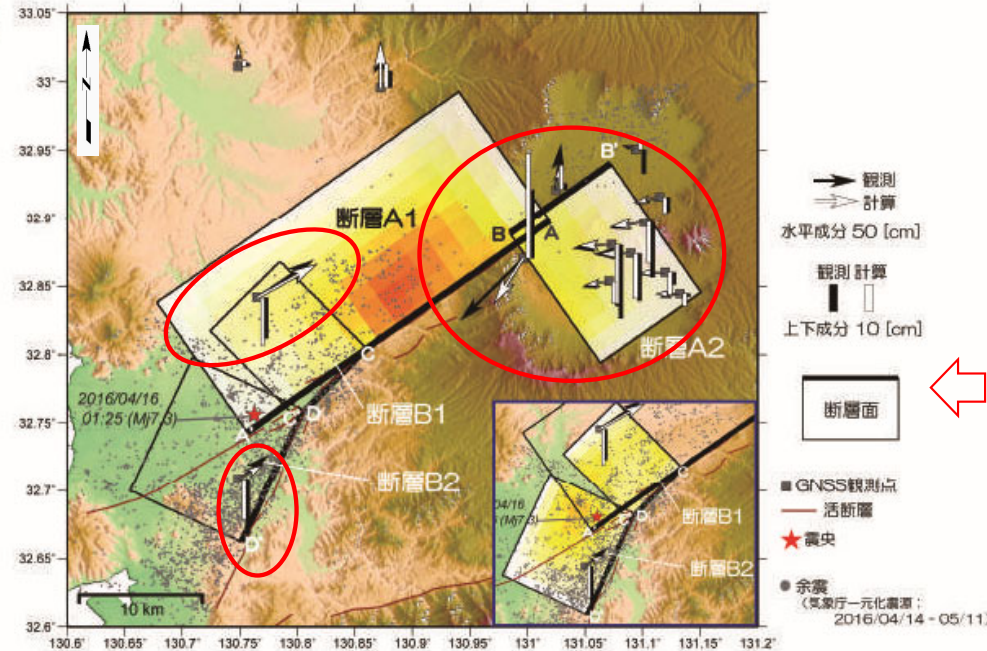
推定された本震の震源断層パラメータ(矩形断層)

	経度 [°]	緯度 [°]	上端深さ [km]	長さ [km]	幅 [km]	走向 [°]	傾斜 [°]	滑り角 [°]	滑り量 [m]	M _w
断層 A1	130.996	32.878	0.6	20.0	12.5	235	60	209	4.1	6.96
断層 A2	130.975	32.883	0.2	5.1	6.6	56	62	178	3.8	6.36
断層 B	130.807	32.770	0.8	10.2	13.0	205	72	176	2.7	6.65



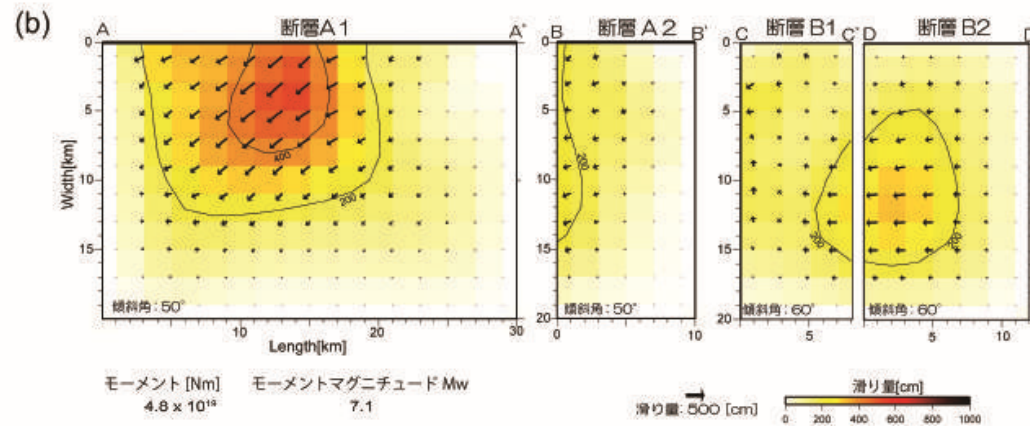
地殻変動の解析事例(2/7): Okada(1985,1992)の方法(2/5)

矢来ほか(2016)の概要(2/2) (a)



Okada (1985)の方法による鉛直・水平地殻変動量(白矢印)とGNSS観測による変動量(黒矢印)はおおむね調和的である。

(a)GNSSデータによる変動量(観測値)とOkada(1985)の方法による変動量(計算値)の比較



(b)推定された断層面上のすべり分布

3. 隆起シミュレーションの方法「Okadaの方法」について(9/14)

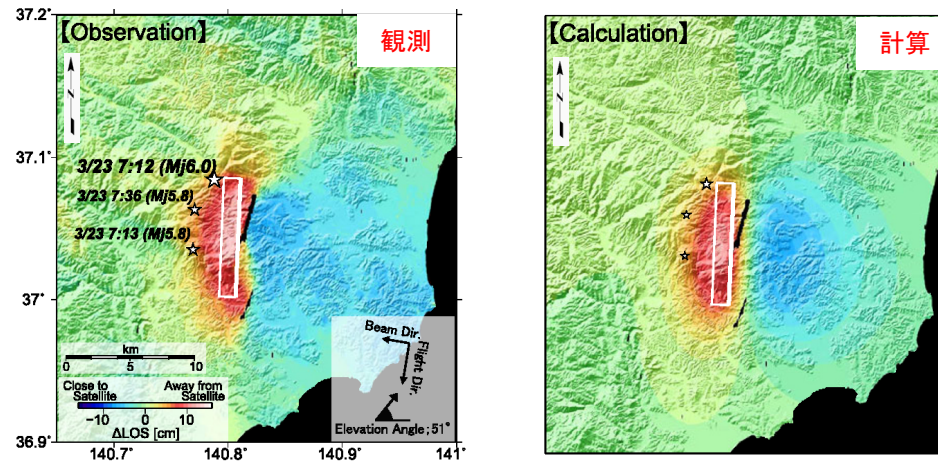
コメントNo. S4-9



地殻変動の解析事例(3/7): Okada(1985,1992)の方法(3/5)

Kobayashi et al.(2012)の概要(1/2)

- Kobayashi et al.(2012)は, 2011年福島県浜通りで発生した内陸地殻内地震を対象に, 陸域観測技術衛星「だいち」の干渉SARによる地殻変動観測結果を再現する震源断層モデルを推定している。
- 対象地震は, 2011年3月23日(M6.0, 本頁参照)及び2011年4月11日(M7.0, 次頁参照)の2地震である。後者については, 均質すべり及び不均質すべりの2パターンの断層モデルを推定している。その地殻変動量の計算には, Okada(1985)の方法を用いている。
- Okada(1985)の方法により計算された地殻変動量分布は, いずれの地震, 断層モデルについても, 干渉SARにより観測された変動量分布とよく整合するとされている。



Okada (1985)の方法による地殻変動量分布(計算値)と干渉SARによる変動量分布(観測値)の色調はよく整合している。

※ 白線は断層位置を示し, 青色は人工衛星に近づく変位で隆起, 赤色は人工衛星から遠ざかる変位で沈降の変動量を示す。

2011年3月23日の地震 (M6.0) における地殻変動量の比較※

均質すべりモデルの断層パラメータ

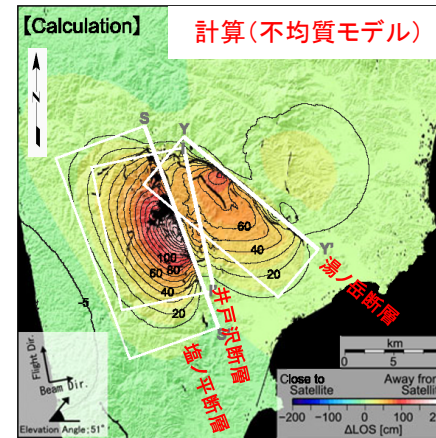
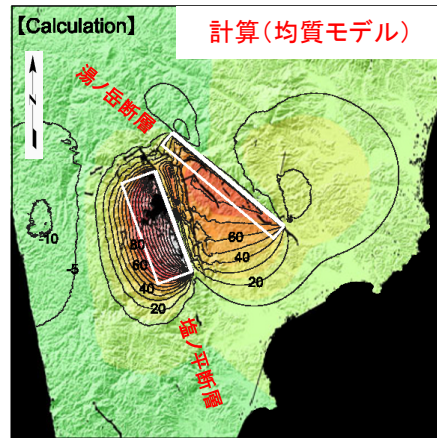
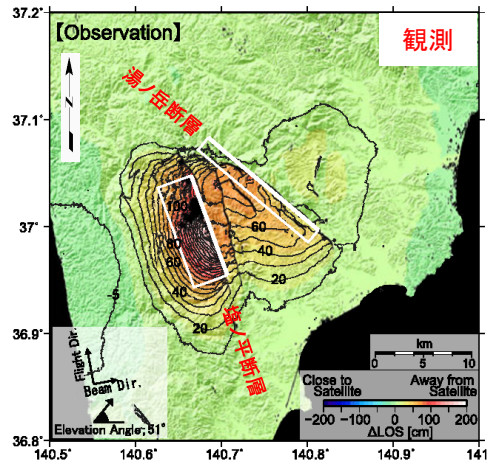
	東経(°)	北緯(°)	上端深さ(km)	長さ(km)	幅(km)	走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	すべり量(m)	
Fault	Longitude	Latitude	Depth	Length	Width	Strike	Dip	Rake	Slip	M_w
1	140.802 (0.004)	37.044 (0.007)	4.2 (0.6)	9.2 (1.0)	3.3 (0.6)	182.3 (2.9)	67.1 (15.7)	-111.7 (18.8)	0.9 (0.3)	5.9
CMT	140.788	37.085	7.6	—	—	191/20	64/27	-94/-82	—	5.7

表中 () 内の値は推定誤差の標準偏差を表す。



地殻変動の解析事例(4/7): Okada(1985,1992)の方法(4/5)

Kobayashi et al.(2012)の概要(2/2)



Okada (1985)の方法による地殻変動量分布(計算値)と干涉SARIによる変動量分布(観測値)は、双方とも沈降の傾向を示し、よく整合している。

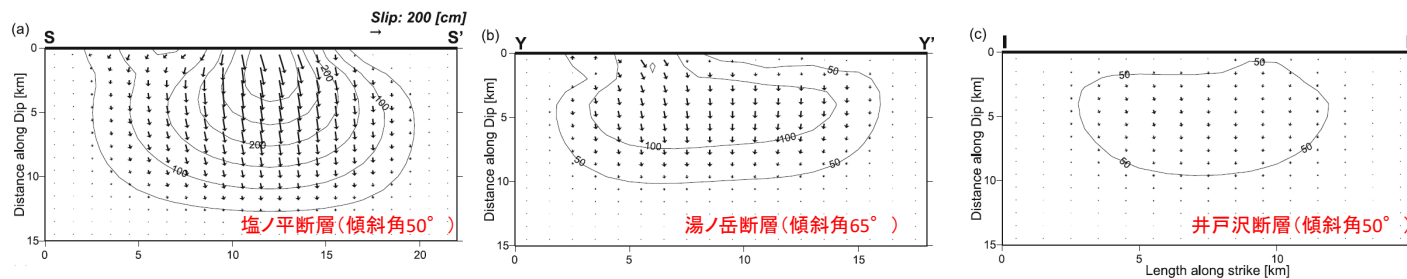
2011年4月11日の地震 (M7.0) における地殻変動量の比較※

※白線は断層位置を示し、緑色は人工衛星に近づく変位で隆起、赤色は人工衛星から遠ざかる変位で沈降の変動量を示す。

均質すべりモデルの断層パラメータ

	東経(°)	北緯(°)	上端深さ(km)	長さ(km)	幅(km)	走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	すべり量(m)	M_w
Fault	Longitude	Latitude	Depth	Length	Width	Strike	Dip	Rake	Slip	
1	140.667	36.996	2.9	11.0	6.8	160.0	57.4	-102.3	4.1	6.6
塩ノ平断層	(0.007)	(0.007)	(0.3)	(1.0)	(0.9)		(7.2)	(13.3)	(0.5)	
2	140.743	37.034	4.5	14.9	9.2	130.0	79.7	-107.3	1.3	6.4
湯ノ岳断層	(0.011)	(0.008)	(0.9)	(1.9)	(1.7)		(10.8)	(25.0)	(0.3)	

表中 () 内の値は推定誤差の標準偏差を表す。



不均質すべりモデルの断層面上のすべり分布 (上端は深さゼロ)

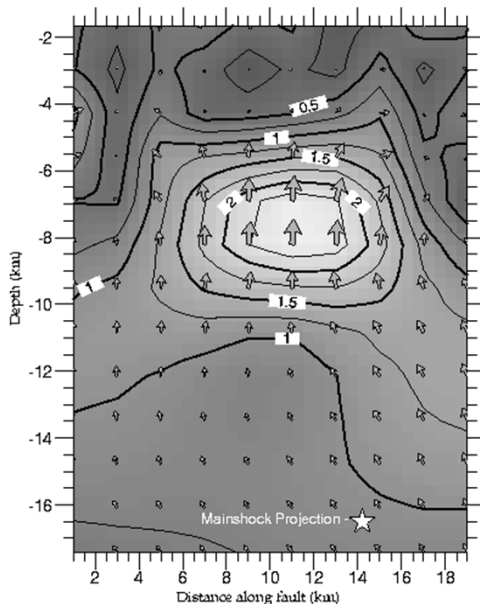


地殻変動の解析事例(5/7): Okada(1985,1992)の方法(5/5)

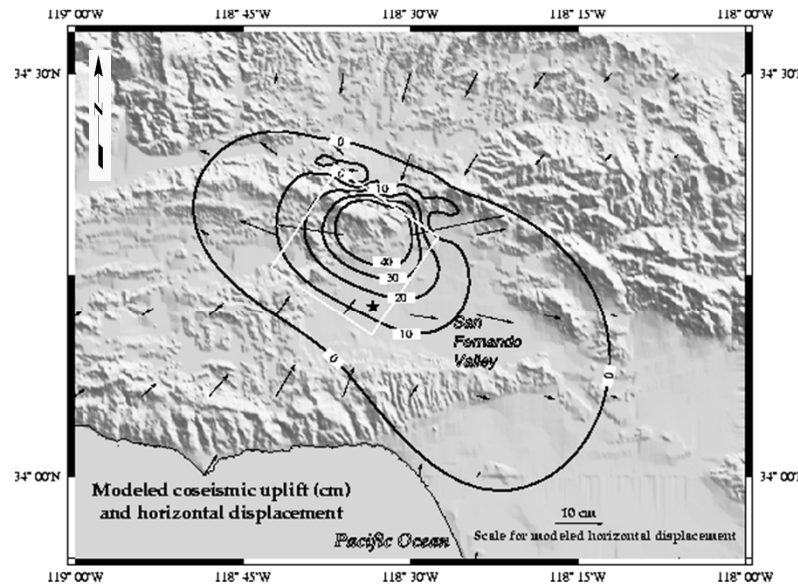
Hodgkinson et al.(1996)の概要

- Hodgkinson et al.(1996)は、米国地質調査所(USGS),アメリカ合衆国連邦緊急事態管理庁(FEMA), カリフォルニア州運輸省(CALTRANS)が共同で実施した1994年ノースリッジ地震後の調査において,GPS及び水準点(BM)の変動量分布を説明できる断層モデルの推定を行っている。
- 617の水準点と66のGPS観測点の変位を用いたインバージョン解析を行い、断層モデルを推定している。その地殻変動量の計算には、Okada(1992)の方法を用いている。
- Okada(1992)の方法により計算した地殻変動量は、水準点の観測変動量とよく整合するとされている。

Distribution of coseismic slip on the Northridge fault



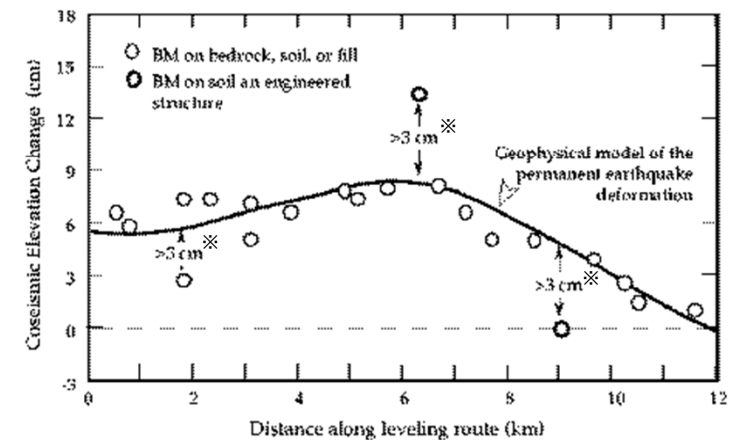
推定した断層面上のすべり分布 (不均質すべりモデル)



図中の白矩形は、断層位置を示す。

Okada(1992)の方法による鉛直地盤変位量分布 (コンター) と水平地盤変位量分布 (ベクトル)

Okada (1992)の方法による鉛直地殻変動量分布(実線)は、水準点の観測変動量(丸印)とよく整合している。



Okada(1992)の方法による鉛直地殻変動量分布と水準点(BM)の観測変動量の比較

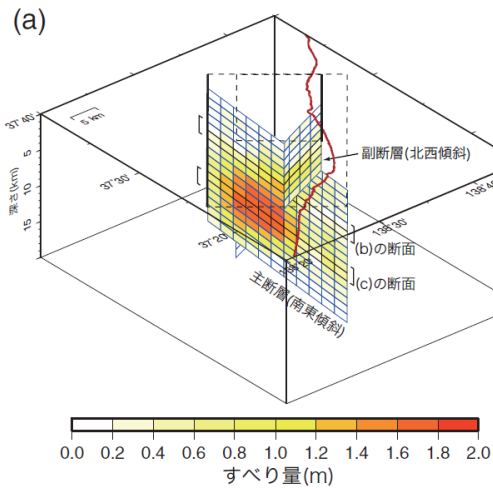
※: Okada(1992)の方法による計算による地殻変動量に対し、観測変動量の差が3cmを超える水準点については、液状化や水準点設置構造物の損壊等による局所的な異常変位が発生している可能性があると考えられている。



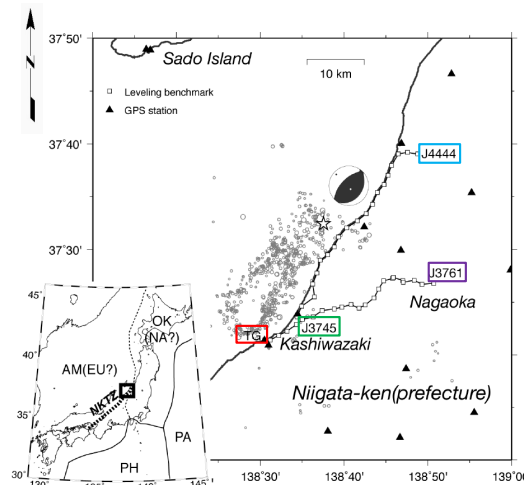
地殻変動の解析事例(6/7): Wang et al.(2003)の方法(1/2)

西村(2010), Nishimura et al.(2010)の概要(1/2)

- 2007年新潟県中越沖地震を対象に、余震分布と整合する南東傾斜の主断層と北西傾斜の副断層の組み合わせにより、GNSS観測、水準測量及び干渉SARから得られる地殻変動を説明できる断層モデルを推定している。
- 地殻変動量の計算には、Wang et al.(2003)の方法を用いている。
- Wang et al.(2003)の方法により計算した地殻変動量は、水準点の変動量(本頁の右図参照)及びGNSS観測点の変動量(次頁の左図参照)とよく整合するとされている。
- なお、Nishimura et al.(2010)によると、Wang et al.(2003)の方法を適用した理由は、震源域周辺で地表付近に堆積層が厚く分布しており(次頁の右表参照)、均質媒質を仮定することによる誤差が無視できないためであるとされている。

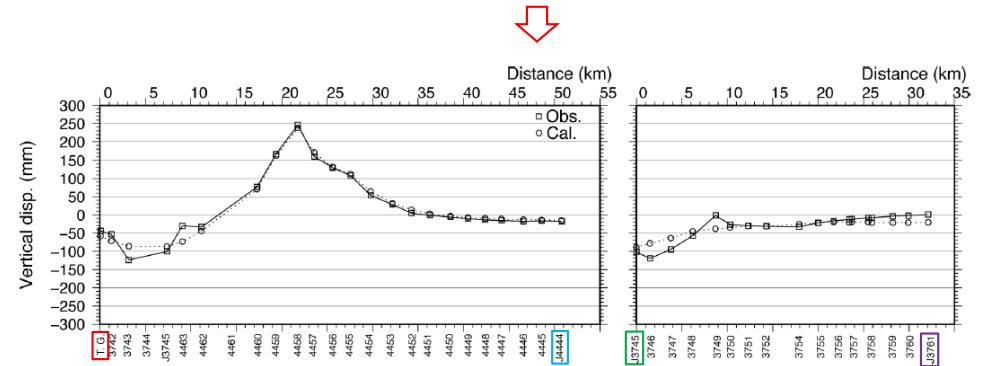


断層モデルの三次元配置及びすべり量分布 (西村(2010))



水準点の配置 (Nishimura et al. (2010)に一部加筆)

Wang et al.(2003)の方法による鉛直地殻変動量(丸印)は、水準点の観測変動量(四角印)とよく整合している。

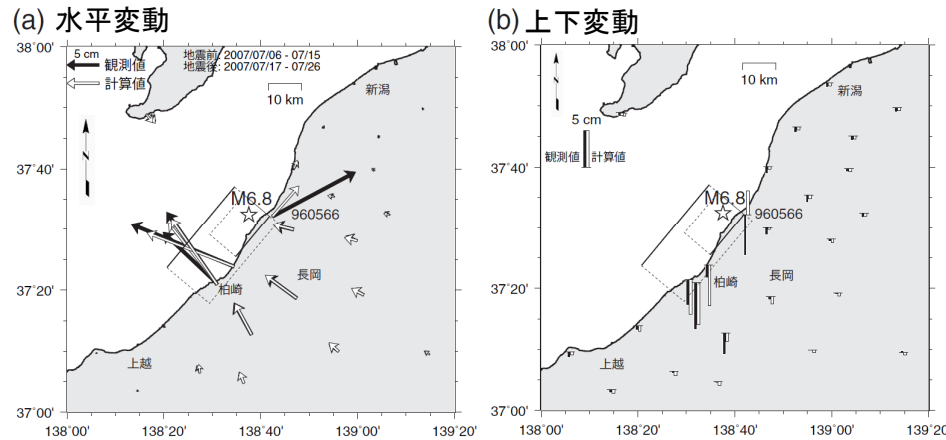


Wang et al. (2003)による鉛直地殻変動量分布と水準点の観測変動量の比較 (Nishimura et al. (2010)に一部加筆)

地殻変動の解析事例(7/7): Wang et al.(2003)の方法(2/2)

西村(2010), Nishimura et al.(2010)の概要(2/2)

Wang et al.(2003)の方法による地殻変動量(白矢印)は、GNSS観測点の変動量(黒矢印)とよく整合している。



断層の投影位置及びWang et al. (2003)による地殻変動量とGNSS観測点の観測変動量の比較 (西村(2010)に一部加筆)

地盤パラメータの値

Nishimura et al. (2010)に一部加筆

Table 1. Elastic modulus of the layered medium for calculating the surface displacement.

Depth (km)	Rigidity (GPa)	Poisson's ratio	P-wave velocity (km/s)	S-wave velocity (km/s)	Density (kg/m ³)
0-3.25 ※	2.06	0.37 ※	2.355	1.071	1800
3.25-6.0	6.95	0.37	3.745	1.702	2400
6.00-7.40	13.30	0.37	4.976	2.262	2600
7.40-19.41	34.67	0.25	6.199	3.583	2700
19.41-34.42	42.85	0.25	6.650	3.844	2900
34.42-	70.44	0.25	8.000	4.620	3300

※ 厚い堆積層の存在を反映し、ポアソン比が0.25から大きく外れる層が地表から深さ7.4kmまで連続している。



まとめ

- Okada(1985,1992)の方法は、内陸地殻内地震等の地殻変動解析で多くの実績がある(P.23~P.27及び下表参照)。
 - Mansinha and Smylie(1971)の方法は、Okada(1985,1992)の方法と同じ理論に基づいているため、ポアソン比を0.25とした場合のOkada(1985,1992)の方法と同一の地殻変動量となる(P.19参照)。
 - 多層モデルのWang et al.(2003)の方法は、大間地点における隆起再現断層の評価において、単層モデルのOkada(1985,1992)の方法と地殻変動量がおおむね同等であり、地殻変動パターンの評価に差がない(P.20~P.22参照)。
- ⇒ 以上のことから、解析事例が多く、他の方法との整合性のあるOkada(1985,1992)の方法を隆起シミュレーションに用いることは妥当と判断した。

管理番号	発行年	題名	著者名	掲載雑誌	キーワード
1	1993	Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake	Hill et al.	Science	1992年Landers地震, 広範囲の余震域, マグマ, 静的平均応力変化
2	1996	Simultaneous inversion of geodetic and strong-motion data for the source process of the Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake	Horikawa et al.	J. Phys. Earth	1995年兵庫県南部地震, 測地モデル, 静的変位
3	2000	内陸大地震は日本周辺で発生した大・中規模地震とプレート間カップリングによってトリガーされたか?	杉原ほか	地震 第2輯	クローン破壊回数, 1995年兵庫県南部地震, 1984年長野県西部地震, 北海道・東北地域
4	2002	Fault slip distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements	Jónsson et al.	Bull. Seism. Soc. Am.	1999 Mw7.1 Hector Mine earthquake, 変位すべり量
5	2003	Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer	Toda and Stein	J. Geophys. Res.	1997年鹿児島地震, 静的応力変化
6	2004	Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone	Obara et al.	Geophys. Res. Lett.	西南日本沈み込み帯スロースリップ地震, 走向・傾斜すべりの計算
7	2004	Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data	Yagi	Earth Planets Space	2003年十勝沖地震, せん断応力の変化
8	2005	Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan	Hirose and Obara	Earth Planets Space	豊後水道, 深部微小地震, 断層面上のスリップベクトル
9	2006	Rupture process of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture, Japan, earthquake	Horikawa	Earth Planets Space	2005年福岡県西方沖地震, 静的応力変化
10	2008	3D numerical deformation model of the intrusive event forerunning the 2001 Etna eruption	Currenti et al.	Phys. Earth Planet. Inter.	火山噴火 the 2001 Etna eruption
11	2008	Crustal deformation and a preliminary fault model of the 2007 Chuetsu-oki earthquake observed by GPS, InSAR, and leveling	Nishimura et al.	Earth Planets Space	2007年新潟県中越沖地震, GPS, InSAR, 地殻変動
12	2009	Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy)	Atzori et al.	Geophys. Res. Lett.	2009年L'Aquila地震, DInSAR, GPS, 有限転位断層モデル
13	2009	Coseismic displacement due to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake detected by ALOS/PALSAR: preliminary results	Takada et al.	Earth Planets Space	2008年岩手宮城内陸地震, InSAR, ピクセルオフセット, モデルによる合成視野方向変化量
14	2010	Deep roots of upper plate faults and earthquake generation illuminated by volcanism	Ando and Okuyama	Geophys. Res. Lett.	2008年岩手宮城内陸地震, SAR, 延性せん断帯, 火山活動, Okada et al.(2010)
15	2011	Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake	Ito et al.	Geophys. Res. Lett.	2011年東北沖地震, 断層モデル, 鉛直変位, 水平変位
16	2011	Tsunami modelling with adaptively refined finite volume methods	LeVeque et al.	Acta Numerica	津波
17	2013	Complex ruptures of the 11 April 2011 Mw 6.6 Iwaki earthquake triggered by the 11 March 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake, Japan	Fukushima et al.	Bull. Seism. Soc. Am.	2011年福島県浜通りの地震, InSAR, 湯ノ岳断層, 井戸沢断層, すべり分布, Okada et al.(2011)
18	2021	Fault displacement of the 2011 Mw 6.6 Fukushima-ken Hamadori earthquake based on a 3D crustal deformation model constructed using Differential InSAR-Lidar	Aoyagi et al.	Bull. Seism. Soc. Am.	2011年福島県浜通りの地震, InSAR-Lidar, 地表変位
19	2018	Crustal deformation and fault models of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: foreshocks and main shock	Kobayashi et al.	International Symposium on Advancing Geodesy in a Changing World	2016年熊本地震, GNSS, InSAR

参考文献

- Hodgkinson, K. M., R. S. Stein, K. W. Hudnut, J. Satalich and J. H. Richards (1996) : Damage and restoration of geodetic infrastructure caused by the 1994 Northridge, California, earthquake, U. S. Geological Survey Open-File Report
- Kobayashi, T., M. Tobita, M. Koarai, T. Okatani, A. Suzuki, Y. Noguchi, M. Yamanaka and B. Miyahara (2012) : InSAR-derived crustal deformation and fault models of normal faulting earthquake (Mj 7.0) in the Fukushima-Hamadori area, Earth Planets Space, 64
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971) : The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., 61
- Nishimura, T., M. Tobita, M. Murakami, T. Kanazawa and M. Shinohara (2010) : Fault model of 2007 M = 6.8 Chuetsu-Oki earthquake, central Japan, constructed using geodetic data, Advances in Geosciences, 20
- Okada, Y. (1985) : Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 75
- Okada, Y. (1992) : Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 82
- Schwartz, D. P. and K. J. Coppersmith (1984) : Fault behavior and characteristic earthquakes examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones, J. Geophys. Res., 89
- Steketee, J. A. (1958) : On Volterra's dislocation in a semi-infinite elastic medium, Can. J. Phys., 36
- Wang, R., F. Lorenzo-Martin and F. Roth (2003) : Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust-FORTRAN programs EDGRN/EDCMP, Computers & Geosciences, 29
- 岡村行信・佐藤幹夫・渡辺真人・山本博文 (1992) : 日本海南東部のインバージョン・テクトニクス, 構造地質, 38
- 後藤憲央・佐々木俊法 (2019) : 河成段丘面の比高分布から推定される伏在断層の活動性—2008年岩手・宮城内陸地震震源域直上の磐井川を例に—, 第四紀研究, 58
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013) : 数値地質図P-2 日本重力データベース DVD版, 独立行政法人産業技術総合研究所
- 西村卓也 (2010) : 測地観測によって明らかになった新潟県中越沖地震に伴う地殻変動と地震に同期した活褶曲の成長, 活断層研究, 32
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・梁田高広・岡田知己・趙大鵬・松澤暢・海野徳仁 (2012) : 沈み込み帯の地震発生機構—地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震—, 地学雑誌, 121
- 矢来博司・小林知勝・森下遊・藤原智・檜山洋平・川元智司・上芝晴香・三浦優司・宮原伐折羅 (2016) : 熊本地震に伴う地殻変動から推定された震源断層モデル, 国土地理院時報, 128