

3. 3 三次元有限要素法による断層変位計算

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 三次元有限要素法による断層変位計算

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	竿本 英貴

(c) 業務の目的

糸魚川－静岡構造線断層帯を対象として、複雑な断層形状を反映させた三次元有限要素解析を実施し、断層面の相互作用を考慮した上で断層変位分布を明らかにする。すなわち、サブテーマ1で得られる断層面情報およびサブテーマ2で得られる広域応力場情報を入力とし、複数のシナリオについて断層変位分布を検討する。なお、複数のシナリオに関する検討結果は、サブテーマ4におけるシナリオ設定と関連している。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成29年度：

糸魚川－静岡構造線断層帯への適用を念頭において、複数の断層面を取り扱うことができる有限要素解析プログラムのプロトタイプを構築した。また、松田式を断層面上物性に反映させることにより、変位解析の信頼性を向上させる工夫を施した。

2) 平成30年度：

主としてサブテーマ1で得られる予定の断層面の地下形状に関する情報を解析プログラムに取り込み、断層帯の三次元有限要素メッシュを生成した。対象地域は、糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間および中北部区間とした。

3) 令和元年度：

中南部区間についても有限要素メッシュを生成するとともに、全業務期間を通じて作成した有限要素メッシュについて変位解析を実施し、断層面周辺の変位分布および断層面間の相互作用を明らかにした。また、得られた結果のまとめを行った。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

活断層周辺で地震時に地表で生じる変状を数値解析等の手法で予測することは、変状が社会基盤施設に与える影響を考察する上で重要である。変形予測では、断層面形状、地下構造、広域応力場、岩盤材料特性、松田式に代表されるスケーリング則など様々な情報を積極的に統合・活用することが肝要である。

令和元年度における業務は、サブテーマ1およびサブテーマ2の結果が得られるまでの年度の前半における業務と、サブテーマ1および2の情報を得た後の年度の後半における

業務に分けられる。年度前半では、中南部区間に属する諏訪盆地に対して推定されているプリアパートベイズン（プリアパート盆地）を念頭において、有限要素解析によって断層面間の距離および断層面に作用する主応力の方位を様々に変化させ、断層面配置と主応力方位の違いがプリアパート形成にどのように影響するのかについて715ケースにおよぶ有限要素解析を実施し、プリアパート構造に関する基本的な知見を得た。年度後半では、平成29年度に作成したスケーリング則（松田式）を組み込んだ有限要素解析手法を糸魚川ー静岡構造線断層帯の中南部区間に適用する際に必要となる断層帯の三次元有限要素メッシュを生成した（北部区間・中北部区間は平成30年度に構築済）。断層面の配置および幾何学形状は、サブテーマ1の調査結果から得られる最新の知見を、また、北部区間から中南部区間にいたる広域応力場はサブテーマ2の応力解析結果から得られる最新の知見をそれぞれ反映させた。最後に北部区間・中北部区間・中南部区間の3つの区間に対する最新知見を反映させた有限要素モデルについて変形解析を実施し、断層面周辺の変位分布形態を定量的に評価した。

(b) 業務の実施方法

年度前半におけるプリアパート構造についての基礎検討および年度後半の北部区間・中北部区間・中南部区間の断層帯に関する変形シミュレーションの両方について、平成29年度に開発したスケーリング則（松田式）を組み込んだ有限要素解析手法を用いる。本手法は、複数のシナリオを検討するために1回のシミュレーションにかかる計算時間を可能な限り短くしていること、断層面上の物性にスケーリング則（松田式）を組み込み、現実的な変位分布が実現される工夫を施していることが特徴である（竿本，2018）。なお、シミュレーションに関する一連の手続きは、汎用有限要素解析プログラム（COMSOL Multiphysics, ver. 5.5）上で実装した。

(c) 業務の成果

1) FEMを用いたプリアパート構造についての基礎検討

a) プリアパート構造に関する既往研究

図1は、2面の近接する断層面の断層運動によって生成されるプリアパート構造についての模式図を示している。各断層面のずれのセンスが左横ずれかつ2面の位置関係が左ステップの場合、断層面で挟まれる領域が引張りによって陥没する(図1中央部)。この陥没した領域に周囲から物質が供給されて堆積することで、プリアパート盆地が形成されると考えられている。この例のように左横ずれ・左ステップの場合は断層面間に引張りが生じるが、左横ずれ・右ステップの場合は、断層面間に隆起(プレッシャーリッジ)が生じる。これら以外の断層変位様式として、右横ずれ・右ステップ、右横ずれ・左ステップが考えられるが、断層面間に引張りが生じて陥没するのは、右横ずれ・右ステップの場合である。したがって、プリアパート構造が生じる組合せは、左横ずれ・左ステップまたは右横ずれ・右ステップのいずれかのケースに限られる。なお、今回の対象地域の一部である諏訪盆地は、左横ずれ・左ステップのケースであると考えられている(例えば、藤森, 1991)。今回の検討では、諏訪盆地と同様の左横ずれ・左ステップのケースを対象とする。

断層変位に起因するプリアパート構造の形態および形成過程については、国内外を問わず様々な研究がなされており、(1)地形調査に基づくプリアパート形態分析・生成過程推察(例えば Aydin and Nur, 1982; 藤森, 1991; An, 1997; 田力・他, 2007)、(2)砂箱実験に代表されるアナログ実験との比較・検討に基づくプリアパート生成過程考察(例えば McClay and Dooley, 1995)、(3)数値解析によって実フィールドのプリアパート構造を説明しようとする研究(例えば Du and Aydin, 1995; Katzman et al., 1995; Bertoluzza and Perotti, 1997; Liu and Konietzky, 2018)の3つのアプローチに大別できる。

Aydin and Nur (1982) は、世界で確認されている横ずれ断層起因のプリアパート盆地および盆地スケールよりもスケールが小さいプリアパート構造について、それらの幅 W と長さ L を系統的に調べ、その関係は平均的に $L=3.2W$ であるとまとめている。なお、諏訪盆地は $L=2.5W$ 程度である。藤森 (1991) は、諏訪盆地についての地形を考察し、結果として3タイプの断層に分類し、それぞれについてスリップレートを推察している。An (1997) は、相互作用している横ずれ断層面間の最大距離を断層長と関連付けて整理しているのが特徴であり、プリアパート構造そのものではなく、断層面間の距離に焦点を当てている。田力・他 (2007) は、諏訪湖北岸から茅野付近に至る地域で活断層分布とそれらのスリップレートを推定している。得られた活断層分布は4つの幾何セグメントに区分できるとし、北方の3セグメントはプリアパート盆地を構成する際に作成された副次的な断層、最も南方のセグメントはプリアパートを作成するための主断層に相当すると推察している。

McClay and Dooley (1995) は、プリアパート構造の砂箱実験を行い、結果をアルゼンチン北部アンデスにある実際のプリアパート盆地(左ステップ・左横ずれ)と比較している。

Du and Aydin (1995) は、せん断破壊でクラックが進展する様子を境界要素法で解析している。

Katzman et al. (1995) は、死海付近で確認されるプリアパート盆地を境界要素法に基づく数値解析によって説明しようとするもので、shear-zoneの有無について4ケース、2断層面のオーバーラップ量の違いについて3ケース検討している。結果、対象としているケースでは30kmを超えるオーバーラップを設定すると良く説明できるとしている。Bertoluzza and Perotti (1997) は、断層面間のオーバーラップを変化させた4つのモデルについてFEM解析を実施している。断層面上の剛性はゼロと仮定されており、モデル境界を変位制御することでプリアパートを模擬する点が特徴的である。Liu and Konietzky (2018) は、2D個別要素法(PFC2D)を用いて粒子物性を様々に変化させた際に出現するプリアパート形状について検討している。2断層面の相対位置は3ケースのみについて考察しており、この研究でもモデル境界を変位制御することでプリアパートを模擬している。

既往の研究の多くは、個別の断層系を対象とした場合や、実験や数値シミュレーションのケース数が多くはない等、個別事情または限られた条件下であるため、プリアパート構造に関して基礎的かつ系統的な知見を得難い状況にある。プリアパート構造を生成するためのテクトニックセッティングや断層面間距離の影響を仔細に検討しておくことは、諏訪盆地周辺の活断層評価を行うための基礎情報として必要であると考えられる。このような背景のもと、ここでは三次元有限要素解析によって、断層面間距離および断層面周辺の主応力方位を様々にそれぞれ変化させ、これらの違いがプリアパート構造や変位様式にどのよう

に影響するのかを 715 ケースにおよぼパラメトリックスタディーを通じて系統的に調べた。今回の取り組みと既往の研究との主たる違いは、ケース数が多いこと、主応力の方位をシミュレーションに取り込んでいることが挙げられる。

b) プルアパート構造のパラメトリックスタディーに関する問題設定

図 2 は、2 面の断層面を含むモデルを示したもので、断層面は左ステップするように配置している。ここで、2 面の断層面のサイズは同一であり、それぞれ断層長 20km、断層幅 15km である。x 軸方向の断層面間隔および y 軸方向の断層面間隔をそれぞれ dis_x 、 dis_y と置き、 dis_x については、1 km から 21km まで 2 km 間隔で、 dis_y については、0 km から 24km まで 2 km 間隔でそれぞれ変化させた(図 2 の断層面配置は、 $dis_x=10\text{km}$ 、 $dis_y=15\text{km}$ のケースに相当)。また、最大主応力の方位についても、N75W、N60W、N45W、N30W、N15W と 5 通り変化させた。なお、最大主応力の大きさは $\sigma_1 = 30\text{MPa}$ 、最小主応力の大きさは $\sigma_2 = 10\text{MPa}$ と設定した。これらのパラメータの全ての組み合わせ 715 ケースについて有限要素解析を実施する。なお、断層面を含む直方体(100km×100km×40km)は硬質岩盤を想定しており、その物性値はヤング率 45GPa、ポアソン比 0.3 と仮定した。また、断層面上の剛性は、松田式を満足するように決定している(法線方向剛性： $1.21 \times 10^{11} \text{ N}/(\text{m} \cdot \text{m}^2)$ 、接線方向剛性： $5.21 \times 10^6 \text{ N}/(\text{m} \cdot \text{m}^2)$)。断層面上における剛性の決定方法の詳細は、既報(竿本, 2018; 竿本, 2019)を参照されたい。ここで、 dis_x はステップ幅に、20km- dis_y はオーバーラップ(断層面の重なる長さ)に対応する。なお、解析のための有限要素メッシュは、約 14 万個の四面体要素からなる。断層面については、500m 間隔で三角形メッシュを生成している。結局のところ、図 2 で示される有限要素モデルは、約 60 万個の変位成分を未知数とする連立一次方程式に帰着し、この連立一次方程式を解くことで定量的に変位成分が求まる。

c) プルアパート構造に関するパラメトリックスタディーから得られる地表での変位様式

紙面の都合上、715 ケース全てについての結果を示すことは不可能であるので、諏訪盆地と同程度のステップ幅である $dis_x=5 \text{ km}$ のケースに限って結果を示す。図 3 から図 7 は、ステップ幅 $dis_x=5 \text{ km}$ のケースに対して最大主応力の方位をそれぞれ N15W(図 3)、N30W(図 4)、N45W(図 5)、N60W(図 6)、N75W(図 7)と変化させた場合について地表面変位の上下成分を示したものである。それぞれの図において、赤は隆起を、青は沈降を示している。最大主応力の方位によらず、断層面のオーバーラップ(20km- dis_y)が極端に大きい場合、盆地中央部(モデル中央部)での沈降量は小さいことが確認できる。この結果は、盆地中央部を最も沈降させるのに適したオーバーラップ量が存在していると解釈できる。

地表面変位の上下変位の分布様式については、最大主応力方位によらずオーバーラップ量が等しければ、断層面周辺で見られる変位様式はほとんど同じであることがわかる。なお、変位の大きさについては最大主応力によって異なっており、ピュアな横ずれを生じさせやすい N45W の場合に、変位量は最も大きくなる(最大値： 0.13m 、最小値： -0.23m)。N45W をピークとして、N30W と N60W、N15W と N75W の組がそれぞれ同程度の変位の大きさとなる。

断層面の相互作用の観点からは、 $dis_x=5 \text{ km}$ の場合は、断層面が単独で存在した場合の変位様式と比較して、全てのケースについて相互作用を生じている。断層面が単独で存在

する場合は、断層端部の左右に変位が極大・極小となる点がペアで現れる(例えば、図3(f)の断層上端付近の変位分布)。今回のケースでは、断層面のオーバーラップが8 km($disy=12\text{km}$)よりも大きい場合にモデル中央部で大きな沈降が生じることが見て取れる。なお、オーバーラップがなくなる($disy>20\text{km}$)とモデル中央部の沈降量が小さくなることも確認できた。

図8は、モデル中央部での上下変位量、オーバーラップ(20km- $disy$)、ステップ幅($disx$)の関係を全てのケースについて示したものである。色が明るければ明るいほど沈降量が大きいことを表している。図3から図7で最大主応力方位の影響が小さいことを反映して、図8(a)から図8(e)においても上記3つのパラメータの関係性はほとんど変わらない。図8(c)のN45Wのケースで、沈降量が最大となる。また、図8(a)から(e)で、沈降量のピーク位置がほとんど同じ位置(ステップ幅が3 km付近、オーバーラップが2 km付近)になっていることが確認できる。図8(a)から(e)中の破線は、沈降量に関する等値線を表している。縦軸と横軸のスケールは等しくしてあるため、仮に各破線が円形であれば、ステップ幅のモデル中央部の沈降量に対する感度と、オーバーラップのモデル中央部の沈降量に対する感度がほぼ同じであると言える。図8(a)から(e)では破線の間隔はステップ幅よりもオーバーラップの変化についてより密になっていることがわかる。このことは、オーバーラップのモデル中央部の沈降量に対する感度がステップ幅のそれよりも大きいことを示している。言い換えれば、オーバーラップの感度が高いと言える。この感度に関する知見は、多くのパラメトリックスタディーを実施することで初めてわかることであり、重要な成果の一つであると考えられる。パラメトリックスタディーに加え、 $disx=5\text{ km}$ のケースについて、最適化アルゴリズムBOBYQA(Powell, 2009)を利用して、モデル中央部での沈降量が最大となる最大主応力方位とオーバーラップ量を探索した。結果、N44Wでオーバーラップが1.68km($disy=18.32\text{km}$)の場合、沈降量が最大(21.2cm)となる結果を得ている。

以上、有限要素解析を用いて基本的なプルアパート構造に対するパラメトリックスタディー(合計715ケース)を実施した。今回の検討を通じて得られた知見は、以下のとおりである。

- ステップ幅が3.0km、オーバーラップが2.0kmの場合、最大主応力の方位によらず強い沈降が確認された。
- 断層面間のオーバーラップが極端に大きい場合、ステップ幅の大きさによらず沈降はほとんど生じない。
- 沈降量の大きさは最大主応力方位に依存しているが、地表変位(上下成分)の分布様式は最大主応力方位に依らず似通ったものになった。
- オーバーラップのモデル中央部沈降量に対する感度は、ステップ幅のモデル中央部沈降量に対する感度よりも大きい。

2) 諏訪盆地周辺の断層面の傾斜角に関するパラメトリックスタディー

a) 諏訪盆地周辺の断層面傾斜角検討に関する問題設定

糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部区間のモデル化に際し、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を決定しておく必要がある。既往の研究では、諏訪湖より北側のセグメントでは東傾

斜の逆断層を示唆するデータ(萩原・他, 1986; Ikami et al., 1986; Sato et al., 2004)が、南側のセグメントでは西傾斜の逆断層を示唆するデータ(平川・他, 1989; 隈本・池田, 1993; 狩野・他, 2004)がそれぞれ報告されている。これらの研究は、諏訪湖を境にして北と南で構造が大きく異なることを示唆している。しかしながら、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角については、不明な部分が多い。また、諏訪盆地はプリアパート盆地であると考えられているため、有限要素法によって諏訪湖周辺の変位場を求めた場合に、諏訪湖を含む地域で地盤が沈降するような断層面配置を設定する必要がある。ここでは、諏訪湖を含む地域で断層変位によって地盤が沈降するという観点から諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を推定する。このように力学に基づくシミュレーションを拘束条件として断層面配置を検討することができるのが本研究の特色の一つである。

サブテーマ1より、諏訪湖周辺では4面の断層面を想定した。それらの断層線を図9に示す。便宜上、この4枚の断層面を、断層面⑧、断層面⑨(⑧・⑨：諏訪湖南岸断層群)、断層面⑩、断層面⑪(⑩・⑪：諏訪湖北岸断層群)と呼ぶ。なお、中南部区間としては、断層面⑩・⑪に加え⑪の南端付近から南東に伸びる断層面⑫(茅野-釜無山断層群-下葛木)を含むことになる(後述)。なお、断層面①から⑦は北部区間・中北部区間で設定したとおり(昨年度報告書、後述)であり、番号と断層名称との対応は以下のとおりである。断層面①から断層面④：神城断層、断層面⑤と⑥：松本盆地東縁断層北部、断層面⑦：松本盆地東縁断層南部・牛伏寺断層・岡谷断層群。ところで、今回の検討で用いる4枚の断層面(⑧~⑪)の傾斜角は、不明な部分が多い。ここでは、4枚の断層面の傾斜角をそれぞれ70°から90°まで5°刻みで変化させてパラメトリックスタディを実施し、諏訪盆地一帯が沈降するセンスとなる断層面傾斜角の組を考察する(全625ケース)。作用させる最大主応力の大きさはこれまでの検討で用いている $\sigma_1 = 30 \text{ MPa}$, $\sigma_2 = 10 \text{ MPa}$ とし、 σ_1 の作用方向は昨年度の検討によって推定されたN60Wを用いる。N60Wの方向に最大主応力を作用させることで、牛伏寺断層の左横ずれが最大化されるとともに、神城断層での変位センスが逆断層と一致することを昨年度の検討で確認している。諏訪盆地が沈降しているかどうかの評価には、図9中に示した3点の上下変位評価点(ud01, ud02, ud03)の値を用いる。

b) 諏訪盆地周辺の断層面傾斜角についての検討結果

図10は、断層面⑧から断層面⑪の傾斜角を70°から90°まで5°刻みで変化させた場合の全ケースについての結果を示している。ここで、横軸は上下変位評価点3点の変位の和を、縦軸は各ケースにおける3点の変位量の標準偏差をそれぞれ示している。したがって、全ての評価点で大きく沈降すればするほど点はグラフの左側に、加えて、各評価点の沈降量のバラつきが小さければ小さいほど下側に点がプロットされる。ここでは、沈降を最大化するケースと、盆地を一樣に沈降させるケースの両面からの評価を実施し、断層面の違いが両評価にどのように関連するのかを検討する。

各ケースの傾斜角の詳細な検討に入る前に、全体像について述べる。図10中の赤丸のマークは、ud01, ud02, ud03の全ての上下変位評価点で沈降が生じたことを示しており、全625ケースのうち159ケースである。残りの466ケースは黒四角で表されており、これらのケースでは上下変位評価点3点のうち少なくとも1点で隆起が生じたことを示している。最も隆起したケースは、横軸(3点の変位量の和)が0.419 mのケースであ

り、各点での隆起量はそれぞれ $ud01 = 0.067$ m, $ud02 = 0.164$ m, $ud03 = 0.188$ m である。このケースにおける傾斜角(断層面⑧:dip8, 断層面⑨:dip9, 断層面⑩:dip10, 断層面⑪:dip11)はそれぞれ、 $dip8 = dip9 = dip10 = dip11 = 70^\circ$ となり、全て 70° であった。すなわち、4枚の断層面とも、諏訪盆地の中心に向かって落ち込む様式となっている。この結果は、盆地領域が逆断層で挟まれることによってポップアップすることを示唆している。この示唆は、地形学的な知見に加えて本手法に基づく力学的な検討を併せることで、初めて得られる重要な知見であると考えられる。

次に、個別ケースについての考察を行う。全てのケースについての検討は紙面の都合上不可能であるため、ここでは図 10 中に示した 3つのケース(ケース A, ケース B, ケース C)について述べる。ケース A は、沈降量の総和が最も大きいケースであり、各断層面の傾斜角は全て 90° であった。また、各変位評価点での沈降量は、 $ud01=-0.140$ m, $ud02=-0.101$ m, $ud03=-0.077$ m、変位の標準偏差は 0.026 m であった。ケース B は、沈降量も一定レベル以上あり、沈降量のバラつきもある程度小さいケースである。ケース B における断層面の傾斜角は、それぞれ $dip8=90^\circ$, $dip9=90^\circ$, $dip10=105^\circ$, $dip11=90^\circ$ 、また、各変位評価点の沈降量はそれぞれ、 $ud01=-0.111$ m, $ud02=-0.088$ m, $ud03=-0.071$ m、変位の標準偏差は 0.016 m であった。ケース C は、変位評価点における沈降量のバラつきがケース A, B, C のうちで最も小さいケースであり、諏訪盆地一帯が一様に沈降するケースである。ケース C における断層面の傾斜角はそれぞれ、 $dip8=85^\circ$, $dip9=90^\circ$, $dip10=110^\circ$, $dip11=90^\circ$ 、各変位評価点の沈降量はそれぞれ、 $ud01=-0.080$ m, $ud02=-0.067$ m, $ud03=-0.065$ m、変位の標準偏差は 0.007 m であった。各ケースに対する地表での上下変位分布を描いたものが図 11 である。ケース A では $ud01-ud02-ud03$ の順で沈降量が小さくなっていくことが明瞭であるが、ケース B、ケース C と断層面⑩の傾斜角を大きくしていくことで、沈降量が盆地一帯に均一化されていく様子が確認できる。

ケース A からケース C の結果より、 $dip8$ は 85° または 90° となっており、変化の幅は大きくない。断層面⑧は、この範囲の傾斜角を与えることが、一定レベルの沈降量とその均一性を確保するという 2つの面から合理的であると考えられる。同様に、ケース A からケース C にわたって、断層面⑨と断層面⑪の傾斜角は常に $dip9=dip11=90^\circ$ となっており、これらの断層面を垂直に配置することがプルアパート盆地を構成する上で合理性があると言える。一方、断層面⑩については、ケース A では傾斜角が 90° 、ケース B では 105° (西落ち 75°)、ケース C では 110° (西落ち 70°) と、ケース毎に異なり、他の断層面に比べて曖昧さが残る。一方で、断層面⑩の傾斜角のみ変化させることで、諏訪盆地の沈降量最大化・沈降量均一化の方向性を決定できると言える。ケース A、ケース B、ケース C の傾向をサブテーマ 1 で得られている知見と併せて統合的に判断したところ、ケース A(断層面⑧から⑪の傾斜角は全て 90°) が既往の知見および今回の調査結果を最も説明可能との結論に至った。

以上、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角について有限要素解析を用いて検討した結果、断層面⑧、⑨、⑩、⑪は傾斜角を 90° 程度に設定することが合理的との結論を得た。以降の糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部のモデリングでは、ケース A の断層面傾斜角を用いて検討を進める。

3) 糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間までの領域についての有限要素解析

a) 北部区間から中南部区間までの断層面の設定

図 12 に、糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間までに含まれる断層面群の緯度・経度、断層面サイズ、傾斜角に関する情報をまとめた。北部区間から中北部までの区間では、断層面①から⑥の各断層面に関する情報は昨年度のものと同じである。断層面⑦(松本盆地東縁南部－牛伏寺－岡谷断層群を代表させている)については、傾斜角のみを 80° から 85° に変更している。この理由は、諏訪盆地北縁で確認される断層崖の低下側と判読される地形をシミュレーションでも再現できるように断層面⑦の傾斜角を調整したためである。また、断層面⑧と⑨については、昨年度は傾斜角をそれぞれ 80° としていたが、今回の諏訪盆地周辺の断層面の検討を通じてそれぞれ傾斜角を 90° と変更した。

図 13 は、北部区間・中北部区間・中南部区間の断層面を含む直方体領域を対象として作成した有限要素メッシュを示している。直方体のサイズは、東西・南北にそれぞれ 180km、深さ方向は 40km である。昨年度は東西・南北方向に 150km と設定していたが、150km の場合は中南部区間の断層面が直方体南端に近くなるため、180km に変更して直方体境界からの断層面への影響が小さくなるようにサイズを設定した。直方体内部は、623090 個の 4 面体 2 次要素から成る。また、断層面は 3 角形 2 次要素で表現されており、その総数は 40314 である。断層面を構成する三角形のピッチは 500m であり、変位評価のための節点(ノード)は 250m 間隔となっている。この結果、全てのノード点上での変位 3 成分を求めるためには、約 270 万元の連立一次方程式を数値的に解くことになる。有限要素メッシュは際限なく細かくセットすることができるが、計算時間・メモリ容量等の関係から、図 13 の設定とした。

b) 北部区間・中北部区間の断層群と中南部の断層群の相互作用についての検討

諏訪湖の北方と南方では地下構造が異なっていることが指摘されている。したがって、地震の連動の観点からは、諏訪湖を挟む一連の断層群の相互作用について検討しておくことは連動の可能性を検討する上で重要である。ここでは、北部区間・中北部区間(図 12 の断層面①から⑨)と中南部区間(図 12 の断層面⑩から⑫)の相互作用について検討する。まずは、前節で得られた結論にしたがって、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を全て 90° とした場合の結果を確認し、この設定で諏訪盆地が沈降することを確認し、そのときの断層面上のすべり量分布を求める。次いで、断層面⑩から⑫を有限要素モデルから削除したケースについても同じ広域応力場での変位解析を行い、断層面⑩から⑫が無い場合の断層面①から⑨上でのすべり量分布を求める。両ケースのすべり量分布を比較することで、断層面⑩から⑫の有無によって、断層面①から⑨のすべり量がどのように変化するかを示すことができる。

図 14 は、図 13 の有限要素メッシュに対して最大主応力方位を N60W と設定した場合の上下変位成分(負値は沈降を、正値は隆起を表す)についての分布図を示したものである。前節で定めた諏訪盆地を限る断層面の傾斜角(全て 90°)を用いることで、諏訪盆地がブルアパート盆地となることが模擬された。このときの断層面上のすべり量を示したものが

図 15 である。なお、北部区間・中北部区間のすべり量分布は昨年度と比べてほぼ同じ様相を呈している。諏訪盆地周辺の断層面では、断層面⑧で最大 0.5 m 程度、断層面⑨で最大 0.06 m 程度、断層面⑩で最大 0.05 m 程度、断層面⑪で最大 0.7 m 程度の横ずれが発生する。本解析では、松田式を通じて断層面上の物性を定めているため、断層長が比較的短いこれらの断層面では、すべり量は小さくなる傾向が現れる。

次いで、諏訪湖より西側の一連の断層面(断層面①～⑨)のみを考慮した解析結果と、諏訪湖の東側の断層面⑩～⑫を追加したモデル(今年度のモデル)に対する解析結果を比較する。図 16 は、断層面⑦、⑧、⑨の断層線上での縦ずれ量および横ずれ量について断層面⑩～⑫の有無でどの程度ずれ分布が変化するかを示している。各図で破線は断層面①から⑨のみをモデル化した結果(傾斜角は今年度定めたものを使用)、実線は断層面①から⑫までの全てをモデル化した結果を示している。図 16 より、断層面⑩から⑫の影響は、距離が最も近い断層面⑨にしか及んでおらず、断層面⑨の横ずれ成分を数 cm 程度増加させるに留まっている。なお、断層面⑦よりも北に配置されている断層面①、③、⑤では差異は確認できなかった。以上の検討から、諏訪盆地幅程度の距離(約 5 km)で隔たっている断層面間(各傾斜角 90°)の相互作用は強くはないと考えられる。なお、この結果は、静的な力のつり合いの観点からの相互作用であって、破壊が乗り移る等のダイナミクスに関する挙動についての結果ではないことに留意されたい。ここでの検討のように、着目している断層面に他の断層面の有無がどのような影響を及ぼすのかを定量的に検討することができる点は、断層面の有無・配置を自由に設定することができる本手法の特徴の一つである。

c) 現地調査結果を説明するための断層面長大化の試み

昨年度と同様、矩形の断層面を個別に配置する方法では、数値シミュレーションから得られるすべり量の大きさは、サブテーマ 1 等から得られる現地調査結果よりも小さくなる。様々な理由が考えられるが、矩形断層面では断層長の長さが限られる上、断層線端点ですべり量が必ずゼロとなることが、数値シミュレーションから得られるすべり量が小さくなる要因の一つである。調査結果との定量的な比較結果は昨年度とほぼ同じであるため、詳細は省く(詳細は平成 30 年度成果報告書の p. 111 の図 16)。調査結果が左横ずれ 6.2～6.9m に対してシミュレーションは左横ずれ 3.2m 程度しか出ていない。今年度も昨年度と同様に、断層面①から⑨のシリーズ、断層面⑩から⑫のシリーズのそれぞれを滑らかに接合することで、すべり変位が実測値に近くなるかどうかを検討する。断層面の接合には、昨年度と同様、補間法の一つである Poisson Reconstruction 法 (Kazhdan et al., 2006) を用いる。この手法によれば、点群データのみならず面の法線についても滑らかに変化させて接合することが可能となる。また、同手法は滑らかな度合い(平滑度)を調整するパラメータを有しており、このパラメータを変更することで、様々なモデルについて検討することが可能となる。

図 17 に平滑度を大・中・小と変化させた場合の一体化・長大化した断層面メッシュをそれぞれ示す。平滑度が小のケース(図 17 右下)では、既存の断層面形状が明瞭に確認でき、滑らかな一体化モデルというよりも、断層面間を直線的に一体化した状態となっているのが確認できる。一方、平滑度が小のケース(図 17 左上)では、断層面①から⑨、断層面⑩から⑫をそれぞれ最小二乗的に滑らかに連結した結果となっており、オリジナルの断

層面群と比べて一連の断層面形状が大きく変更されていることがわかる。また、平滑度が
大のケースでは、神城断層の地下での折れ曲がり消失しており、この折れ曲がり山地
を形成するための隆起形態に影響を及ぼすことがわかっている。断層面上の剛性は、松田
式によって決定しているため、平滑化した断層面モデルでは対応する断層長を求めておく
必要がある。平滑度が異なる各モデルについて断層線の長さを求めた結果、平滑度が大の
ケースでは、諏訪盆地よりも西側の長大な断層面(断層面①から⑨に対応)の断層長は
125.02kmであり、諏訪盆地よりも東側の一連の断層面(断層面⑩から⑫に対応)に対する
断層長は40.59kmであった。同様に、平滑度が中のケースはそれぞれ128.93km(断層面①
から⑨に対応)と41.73km(断層面⑩から⑫に対応)、平滑度が小のケースは、それぞれ
130.61km(断層面①から⑨に対応)と41.95km(断層面⑩から⑫に対応)となった。一体化
した断層面上の接線方向剛性については、諏訪盆地よりも西側の長大な断層については、
いずれも松田式の適用範囲(80km)を超えていると考えるため、断層長が80kmに相当する
接線剛性 $1.18 \times 10^6 \text{ N/(m m}^2)$ を平滑度に依らず設定した。諏訪盆地よりも東側の一連の断
層面については、平滑度が大のケースで $2.53 \times 10^6 \text{ N/(m m}^2)$ 、平滑度が中のケースで 2.46
 $\times 10^6 \text{ N/(m m}^2)$ 、平滑度が小のケースで $2.45 \times 10^6 \text{ N/(m m}^2)$ とそれぞれ設定している。

図18は、平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する地表面上での上下変位分布を示
したものである。北部区間(断層面①から④)の地下での折れ曲がりの度合いが平滑化によ
って変化しているが、平滑度が小さくなればなるほど、言い換えれば折れ曲がりの効果が
大きくなればなるほど、断層面東側の隆起ピーク位置が東側にシフトしていくことが確認
できる。山地の隆起速度との比較によって折れ曲がりの程度を議論できる可能性はある
が、この点については今後の課題としたい。ここでは定性的ではあるが、地下の折れ曲が
りの度合いによって隆起の様式が異なることと、その傾向についての知見を得ることがで
きた。また、平滑度大と中のモデルの隆起量については、平滑化しないモデルの結果に比
べてピーク値で約4倍程度の大きさとなり、サブテーマ1の平成29年度報告で示された
上下変位3.1m(神城断層・木崎湖南方地点)のオーダーとなった。また、諏訪盆地の沈降
量(x=10.613 km, y=-46.513 kmの位置で抽出)は、平滑度が大のケースでは0.06m、中の
ケースで0.15m、小のケースで0.17mとなり、平滑度が小さい方がより沈降する結果と
なった。この理由は、平滑度が大および中のケースでは、南北方向の変位成分の符号(北
向きを+)が変化する位置が諏訪盆地中央付近にあるのに対し、平滑度が小さいケースで
は諏訪盆地南部に南北方向の変位成分の符号が変化する位置が生じることによってい
る。言い換えれば、平滑度が大きいケースでは、沈降量が最大となる位置が計測点近く
に存在しているためである。

図19は、平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する断層面上でのすべり量分布を示
したものである。図中右上には、比較のために平滑化しないモデルについての結果も併せ
て示している。当然ながら、平滑度が小さいケースのすべり分布様式は、平滑度が中のケ
ースや大のケースに比べて平滑化しないモデルの結果に近づく。牛伏寺断層に相当する断
層面⑦(図12参照)のすべり量のピーク値は、断層面を接合する前のモデル(右上)では
3.2mに留まっているが、長大化したモデルでは平滑化の度合いによらず5m程度となっ
ている。松本盆地東縁断層北部・島内地点の左横ずれ量6.2~6.9m(近藤・他, 2006)
や、牛伏寺断層並柳地点の左横ずれ量6.0~9.0m(奥村・他, 1994)に近い数値となっ
ている。この主な理由は、断層面の長大化によって断層面上の剛性が松田式を通じて小さく

なったためである。なお、今回は松田式の適用範囲と考えられる断層長 80km に対する断層面上の剛性を設定しているが、断層長が大きくなるにつれて剛性が低下するモデルを適用することで、左横ずれ量が 6 m から 9 m の範囲内とすることが可能である。このようなモデルの候補の一つとして Wesnousky のモデル (Wesnousky, 2008) が挙げられる。

Wesnousky のモデルでは、断層長が 100km を超えて 400km 近くとなるケースも考慮しており、すべり量と断層長の関係式が対数線形関数で表現されている (松田式は線形関係)。このモデルの有限要素法への実装は今後の課題とする。北部区間についても平滑化して断層面を長大化することですべり量は大きくなり、長大化前は 1.3m 程度であった上下変位が平滑度が大きいケースでは 3.0m 程度、平滑度が中のケースでは 2.0m 程度、平滑度が小さいケースでは 1.4m と変化した。逆断層の上下成分については、滑らかであればあるほど大きい値が得られた。なお、サブテーマ 1 の平成 29 年度調査結果によれば、神城断層・木崎湖南方地点で上下変位 3.1m と推定されている。以上、断層面を滑らかに接合するモデルを作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレーション結果を得ることができた。どの程度の平滑度が適切なのかは更なる議論が必要であるが、今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決定する方法論の一つと考える。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度の前半では、プルアパート構造について、ステップ幅、オーバーラップ、最大主応力方位を様々に変化させて 715 ケースにおよぶパラメトリックスタディーを実施した。この結果、(1) 最大主応力の方位によらず、オーバーラップが大きい場合にプルアパート構造中心部の沈降量は小さくなること、(2) プルアパート構造中心部の沈降量に対するオーバーラップの感度はステップ幅のそれよりも高いことがわかった。これらの知見は一連のパラメトリックスタディーによって初めて明らかになることであり、従来の個別のプルアパート盆地に対する研究やアナログ実験を援用した研究のみでは得ることができない。

次いで、前半のパラメトリックスタディーの結果を念頭に置いて、諏訪盆地を限る断層面 (断層面⑧から⑪の 4 面) の傾斜角を定めた。ここでは諏訪盆地がプルアパート盆地となることを重視して、625 ケースのパラメトリックスタディーにより傾斜角を検討した。結果、断層面⑧から⑪の 4 面の傾斜角を 90° とすることで諏訪盆地が沈降することが有限要素解析を通じて示された。なお、諏訪盆地中央部に向かって断層面が落ち込むようなモデルでは、N60W の最大主応力方位ではポップアップが生じ、プルアパート盆地として成り立たないことがわかった。

今年度の後半では北部区間から中南部区間にわたる有限要素モデルを作成し、諏訪湖を挟む断層面群の相互作用について検討した。結果、静解析の範囲内では、諏訪湖東側の断層群 (断層面⑩から⑫) が諏訪湖西側の断層面群 (断層面①から⑨) に及ぼす影響は小さいという結果を得た。着目している断層面に他の断層面の有無がどのような影響を及ぼすのかを定量的に検討することができる点は、断層面の有無・配置を自由に設定することができる本手法の特徴の一つであることを強調しておく。

矩形に断層面を区切るケースでは、トレンチ調査等で得られたずれ量に比べてシミュレーション結果が小さくなることを示し、これを改善するために矩形断層面を滑らかに接合

する方法について検討した。断層面を滑らかに接合するモデルを作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレーション結果を得ることができた。なお、どの程度の平滑度が適切なのかは引き続き検討する必要があるが、今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決定する方法論の一つと考える。より調査結果を説明するためのモデル構築に向けて、今後の課題として（１）一体化した断層面の平滑度についての検討、（２）長大な断層面に対するスケーリング則を考慮した断層面上剛性の設定方法についての検討およびその有限要素法への実装、が残る。

(e) 引用文献

- An, L. J., Maximum Link Distance between Strike-Slip Faults: Observations and Constraints, *Pure and Applied Geophysics*, 150, 1, 19-36, 1997.
- Aydin, A., and A. Nur, Evolution of Pull-Apart Basins and Their Scale Independence, *Tectonics*, 1, 1, 91-105, 1982.
- Bertoluzza, L., and C. R. Perotti, A Finite-Element Model of the Stress Field in Strike-Slip Basins: Implications for the Permian Tectonics of the Southern Alps (Italy), *Tectonophysics*, 280, 1-2, 185-197, 1997.
- Du, Y., and A. Aydin, Shear fracture patterns and connectivity at geometric complexities along strike-slip faults, *Journal of Geophysical Research*, 100, B9, 18,093-18,102, 1995.
- 藤森孝俊, 活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成, *地理学評論*, 64, A-10, 665-696, 1991.
- 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫, 糸魚川－静岡構造線の重力調査 (I)－松本盆地中央部のブーゲ異常と構造解析, *地震研究所彙報*, 61, 537-550, 1986.
- 平川一臣・神沢公男・浅川一郎, 巨摩山地北東縁・下田井の活断層露頭, *活断層研究*, 6, 43-46, 1989.
- Ikami, A., T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsu'ura, and K. Wada, A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, central Japan, *Journal of Physics of the Earth*, 34, 6, 457-474, 1986.
- 狩野謙一・林 愛明・福井亜希子・田中秀人, 糸魚川－静岡構造線活断層系, 下田井断層に伴う粉碎起源のシェードタキライト, *地質学雑誌*, 110, 779-790, 2004.
- Katzman, R., U. S. ten Brink, and J. Lin, Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin, *Journal of geophysical research*, 100, B4, 6295-6312, 1995.
- Kazhdan, M., M. Bolitho, and H. Hoppe, Poisson surface reconstruction, *Symposium on Geometry processing*, 61-70, 2006.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太, 糸魚川－静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形, *地学雑誌*, 115, 2, 208-220, 2006.
- 隈元 崇・池田安隆, 南部フォッサマグナ, 甲府盆地の底角逆断層とネットスリップ, *地震*, 46, 245-258, 1993.

- Liu, Y., and H. Konietzky, Particle-Based Modeling of Pull-Apart Basin Development, *Tectonics*, 37, 1, 343-358, 2018.
- McClay, K., and T. Dooley, Analogue Models of Pull-Apart Basins, *Geology*, 23, 8, 711-714, 1995.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉, 糸魚川－静岡構造線活断層系の最近の断層活動—牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査—, *地震 第2輯*, 46, 425-438, 1994.
- Powell, M. J. D., The BOBYQA algorithm for bound constrained optimization without derivatives, Cambridge NA Report NA2009/06, University of Cambridge, Cambridge. cityu.edu.hk, 26-46, 2009.
- 竿本英貴, 松田式を考慮した FEM による断層変位評価とその上町断層系への適用, *土木学会論文集 A1 (構造・地震工学)*, 74, 4, I_59-I_71, 2018.
- 竿本英貴, FEM による断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索—逆断層と横ずれ断層の組み合わせ例—, *土木学会論文集 A1 (構造・地震工学)*, 75, 4, I_25-I_35, 2019.
- Sato, H., T. Iwasaki, Y. Ikeda, T. Takeda, N. Matsuta, T. Imai, E. Kurashimo, N. Hirata, S. Sakai, D. Elouai, T. Kawanaka, S. Kawasaki, S. Abe, T. Kozawa, T. Ikawa, Y. Arai, N. Kato, Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan, *Earth, Planets and Space*, 56, 12, 1253-1259, 2004.
- 田力正好・杉戸信彦・澤祥・谷口薫・廣内大助・松多信尚・佐藤善輝・石黒聡士・安藤俊人・内田主税・坂上寛之・隈本崇・渡辺満久・鈴木康弘, 糸魚川－静岡構造線活断層帯中部, 諏訪盆地北東縁の変動地形とその認定根拠, および変位速度分布, *活断層研究*, 27, 147-168, 2007.
- Wesnowsky, S. G., Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 4, 1609-1632, 2008.

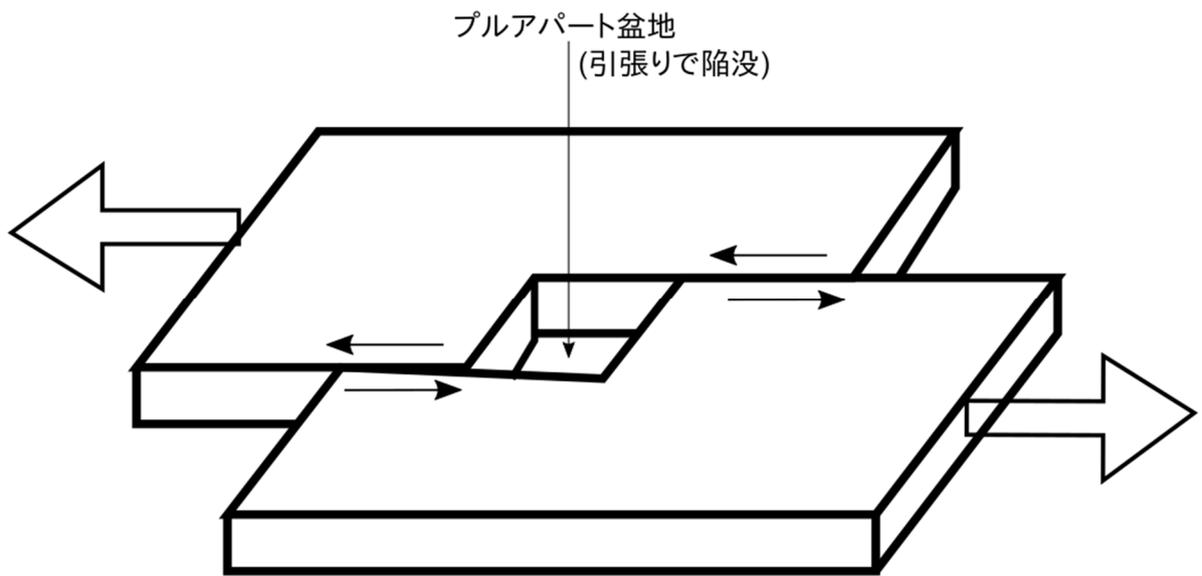
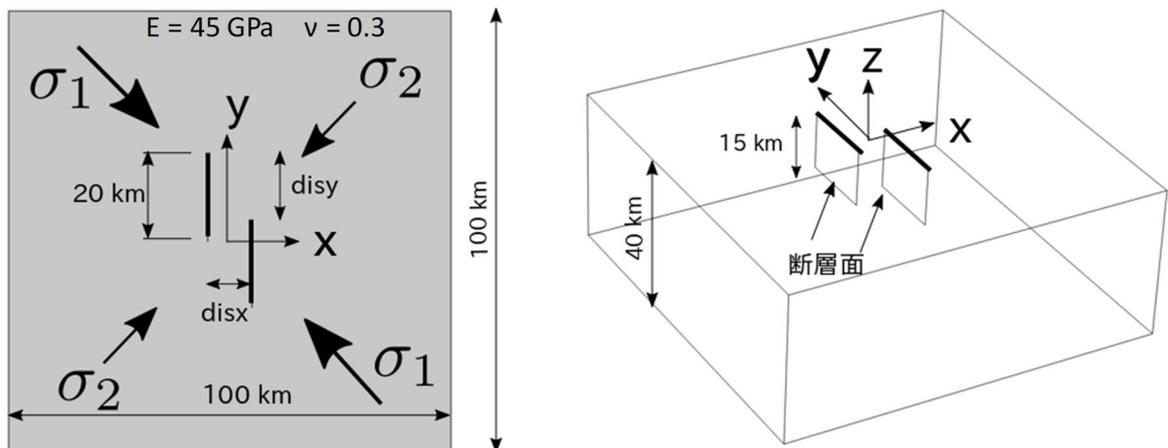


図1 プルアパート盆地を説明するための模式図
(左ステップ左横ずれのケース)



disx: 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21 (km)
 disy: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24 (km):
 σ 方位: N75W, N60W, N45W, N30W, N15W

(a) 断層面配置とパラメータ

(b) (a)の鳥瞰図

図2 プルアパート構造のパラメトリックスタディに対する問題設定

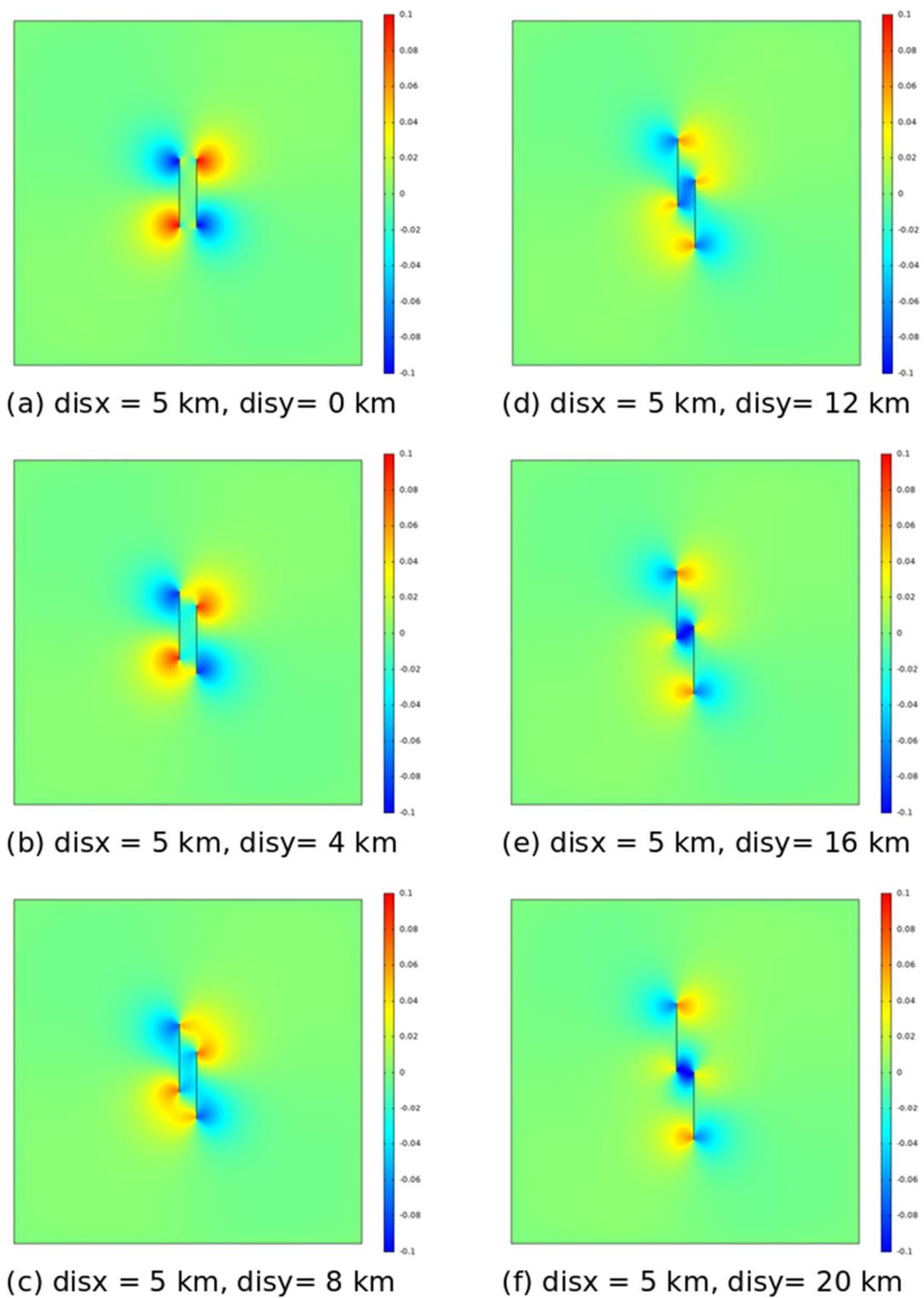


図3 地表変位の上下成分(N15W, 範囲: $-0.1\text{m} - 0.1\text{m}$)

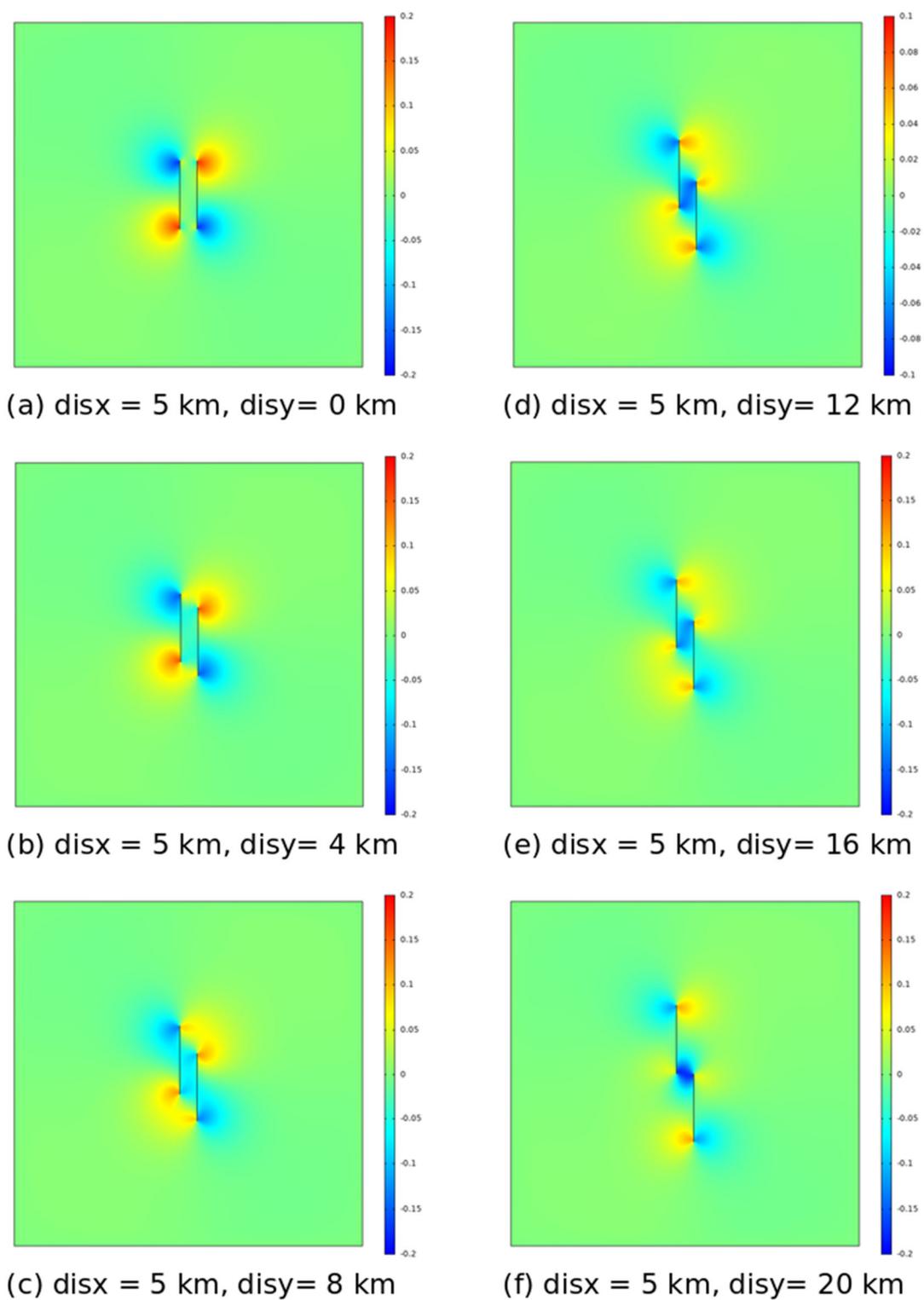


図4 地表変位の上下成分(N30W, 範囲: $-0.2\text{m} - 0.2\text{m}$)

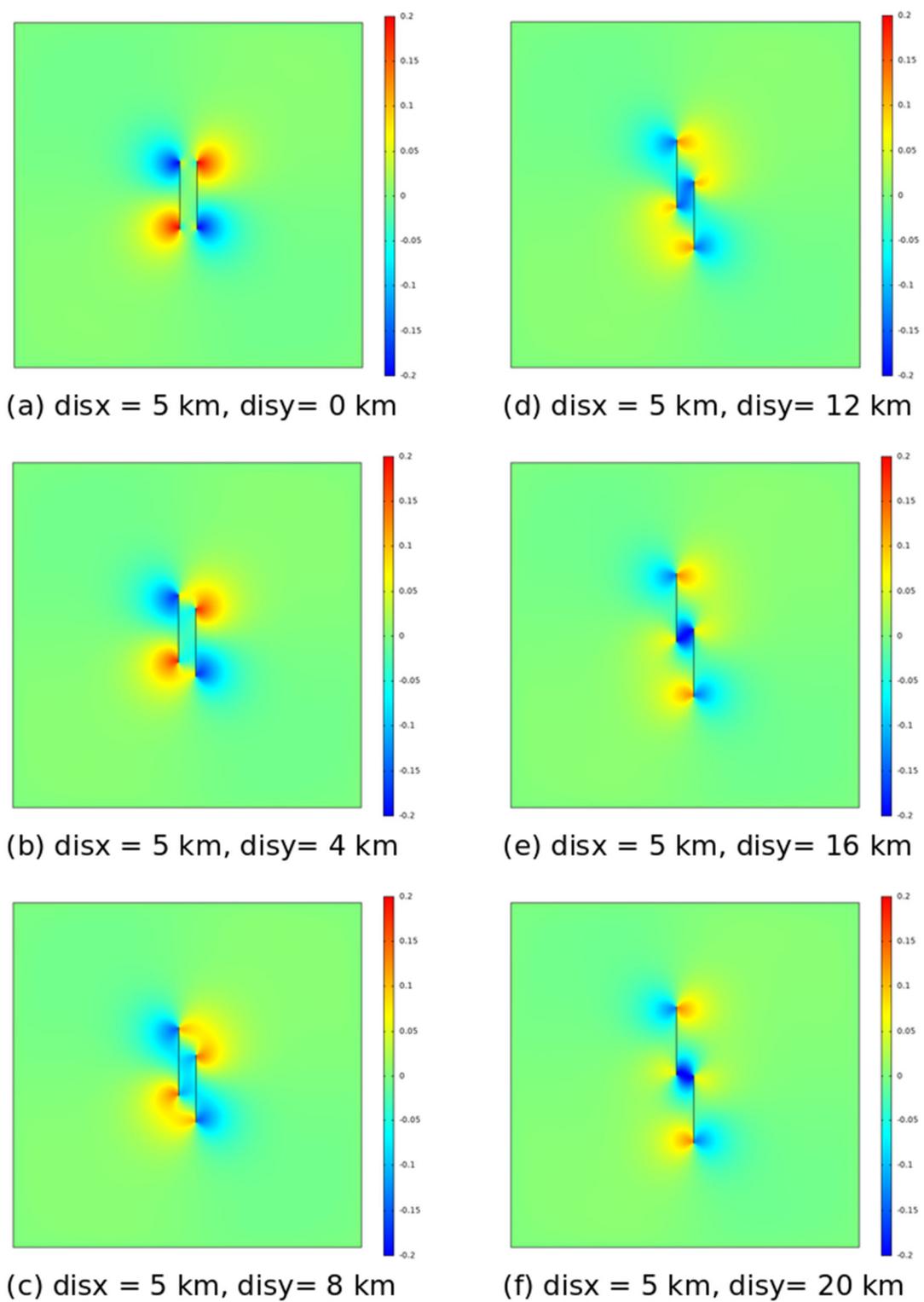


図5 地表変位の上下成分(N45W, 範囲: $-0.2\text{m} - 0.2\text{m}$)

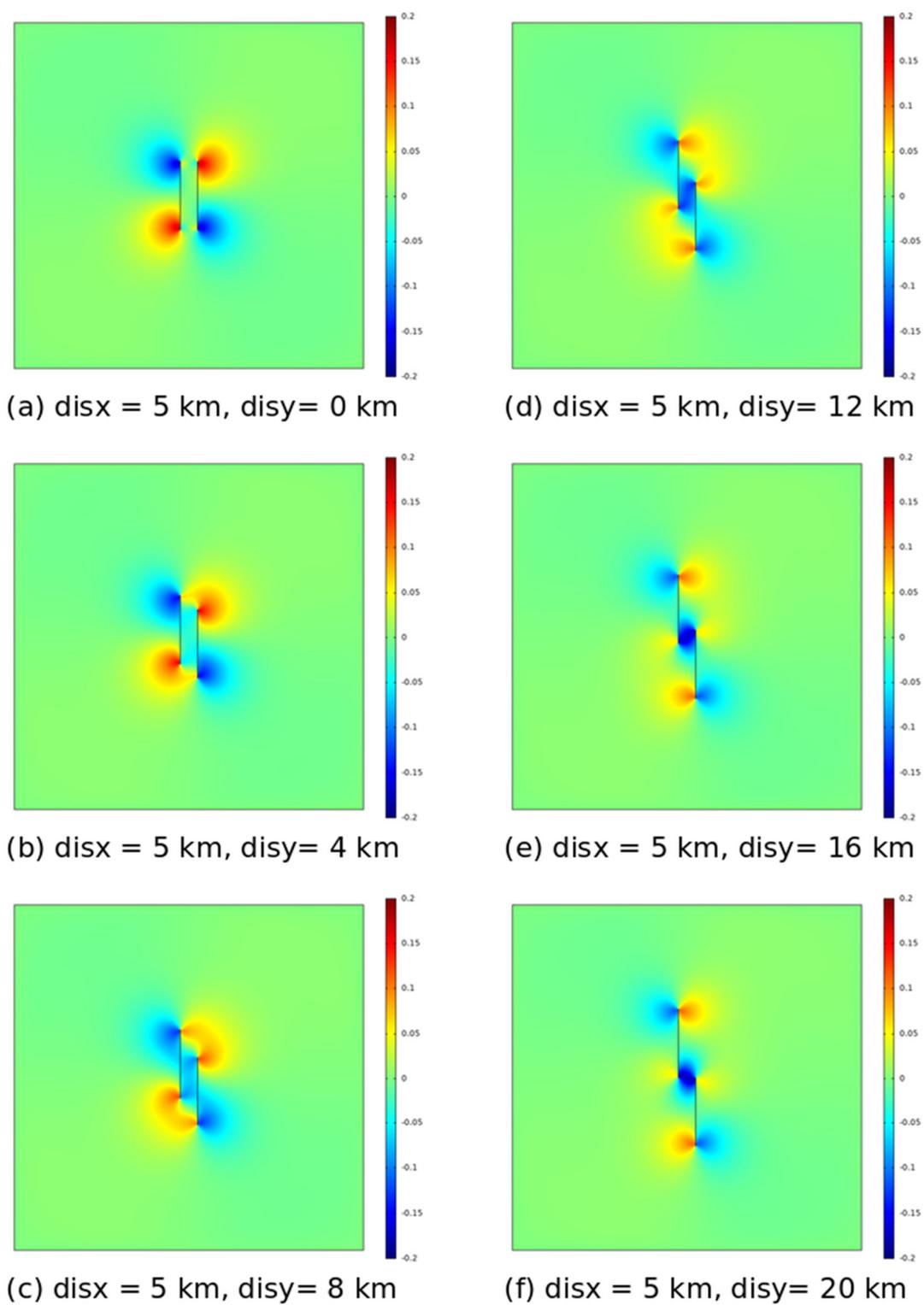


図6 地表変位の上下成分(N60W, 範囲: $-0.2\text{m} - 0.2\text{m}$)

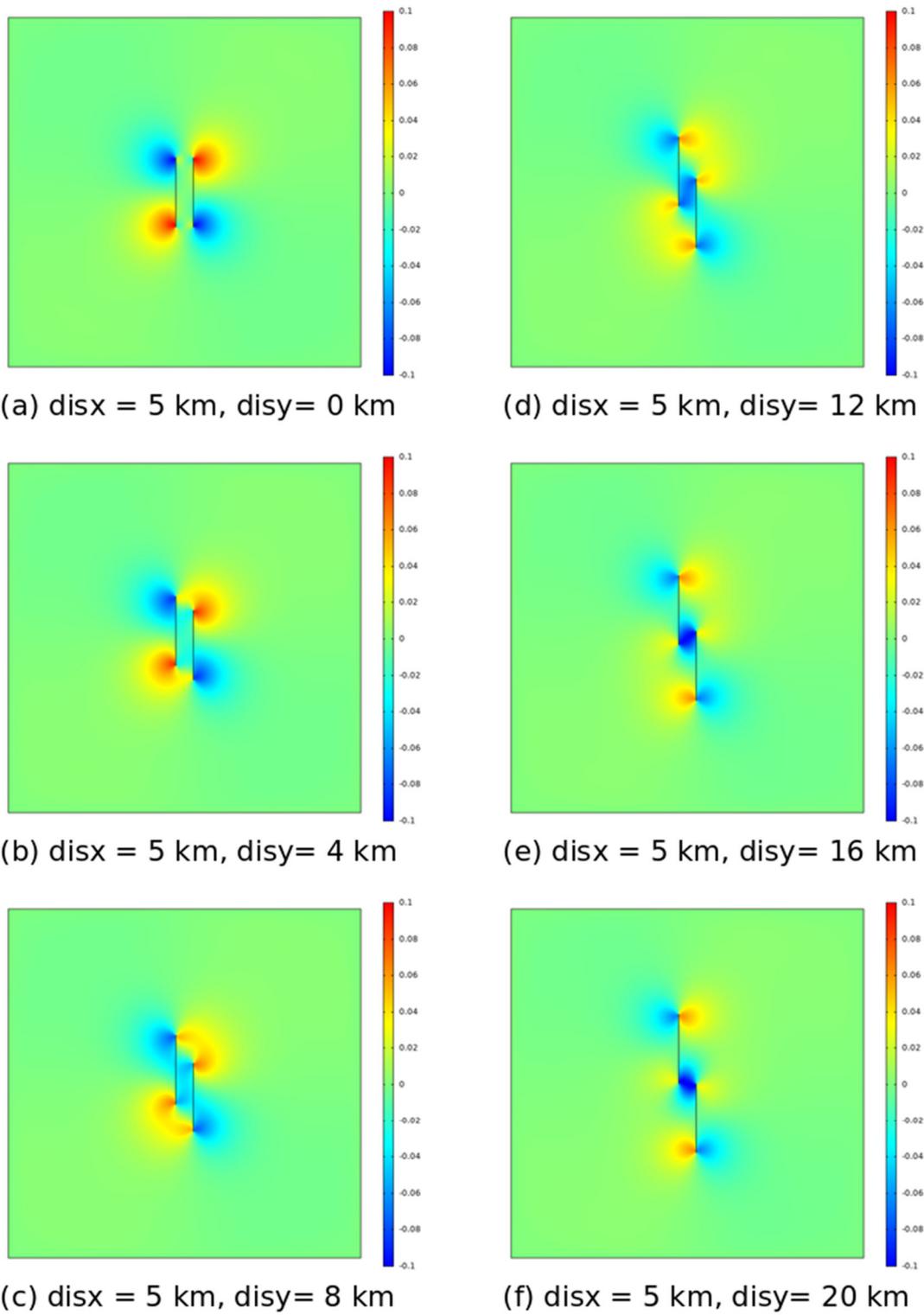


図7 地表変位の上下成分(N75W, 範囲: $-0.1\text{m} - 0.1\text{m}$)

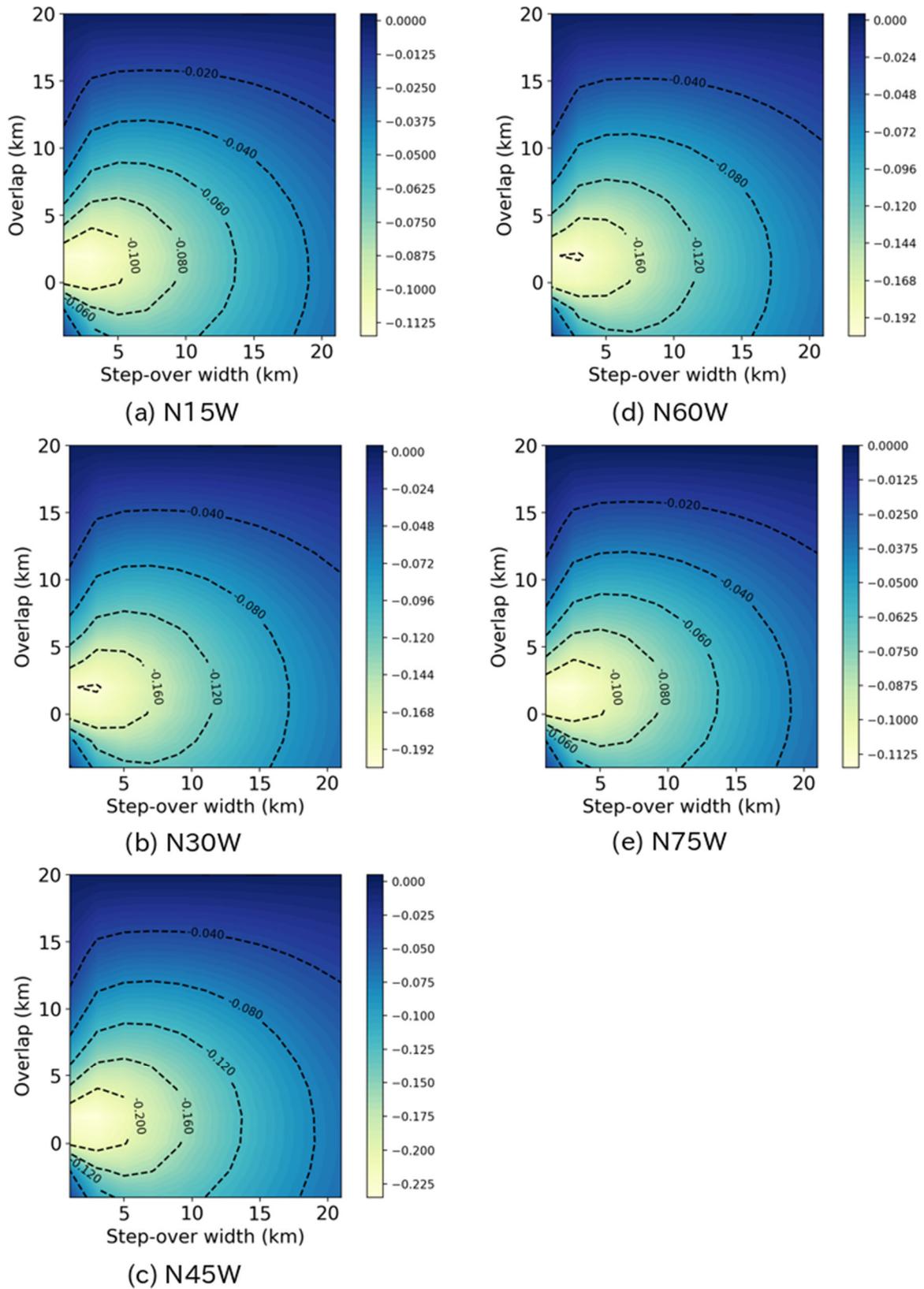


図8 モデル中央部(盆地中央部)での上下変位とオーバーラップ・ステップ幅の関係

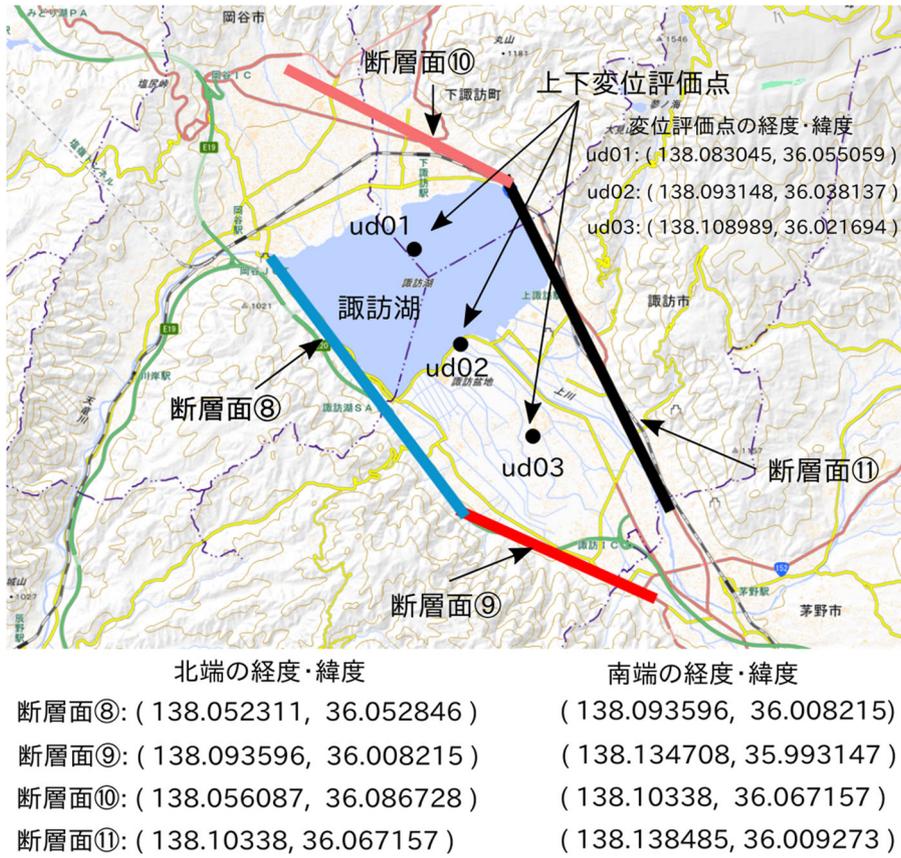


図9 検討に用いる諏訪湖南岸断層群⑧・⑨と諏訪湖北岸断層群⑩・⑪の断層線
 および上下変位評価点の位置関係
 (国土地理院・地理院地図に重ねて表示)

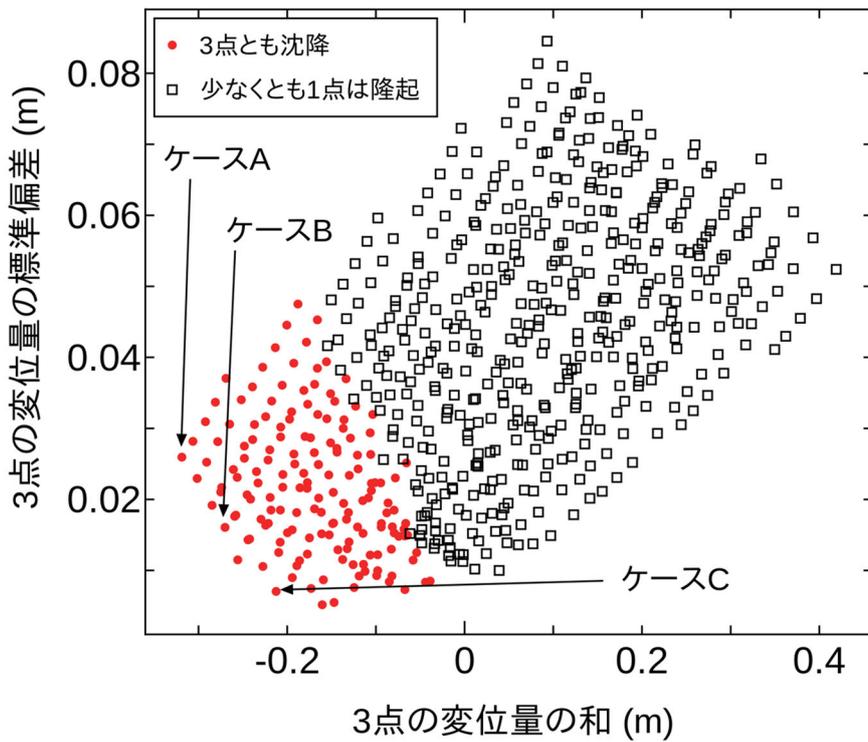
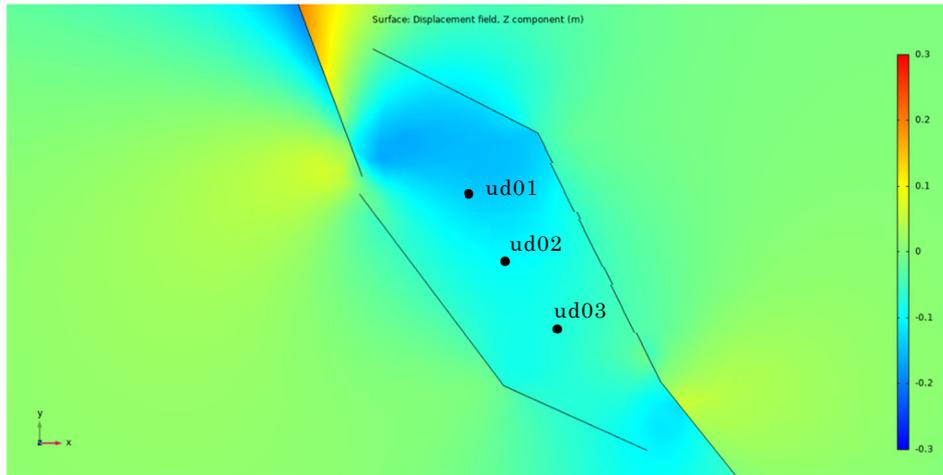
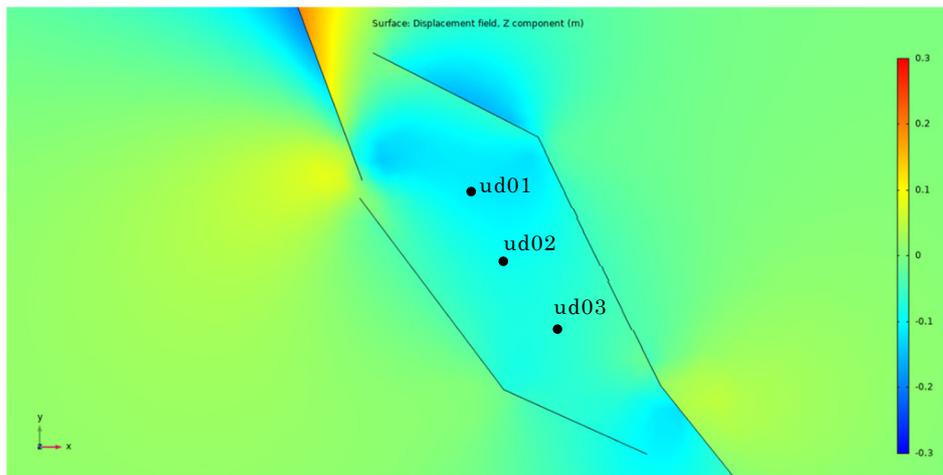


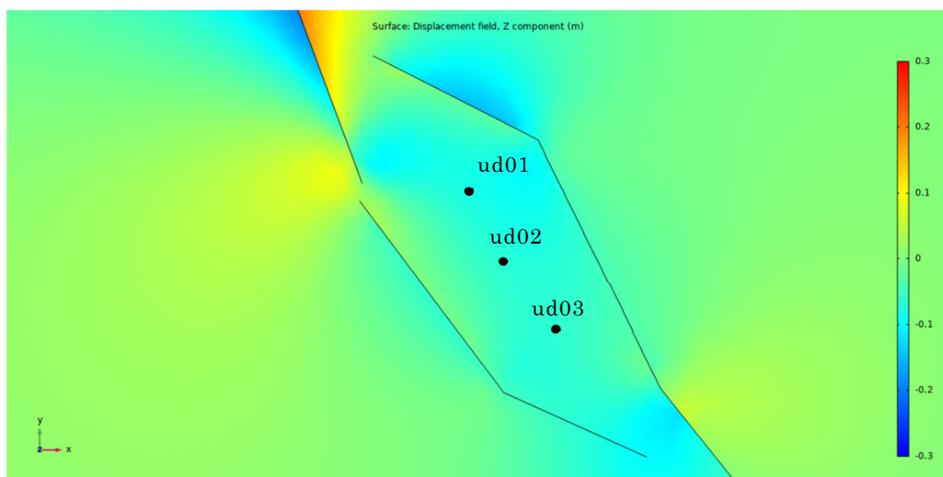
図10 断層面⑧から⑪の傾斜角に対するパラメトリックスタディーの結果



(a) ケースA ($\text{dip}8=\text{dip}9=\text{dip}10=\text{dip}11=90^\circ$)



(b) ケースB ($\text{dip}8=\text{dip}9=90^\circ$, $\text{dip}10=105^\circ$, $\text{dip}11=90^\circ$)



(c) ケースC ($\text{dip}8=85^\circ$, $\text{dip}9=90^\circ$, $\text{dip}10=110^\circ$, $\text{dip}11=90^\circ$)

図 11 図 10 中のケース A、ケース B、ケース C に対する諏訪盆地の上下変位分布 (カラーバーの範囲は-0.3m-0.3m, ud01, ud02, ud03 は図 9 で示した上下変位評価点)

断層面に関する情報一覧

- 北部： 神城1 (①, ②)
- 北部： 神城2 (③, ④)
- 北部： 松本盆地東縁北部 (⑤, ⑥)
- 中北部： 松本盆地東縁南部～
牛伏寺～岡谷断層群 (⑦)
- 中北部： 諏訪湖南岸 (⑧, ⑨)
- 中南部： 諏訪湖北岸 (⑩, ⑪)
- 中南部： 茅野一釜無山断層群～下葛木 (⑫)

	北端座標	南端座標	断層長 (km)
①, ②	36.789079 137.905755	36.664632 137.849278	18.4
③, ④	36.658987 137.85825	36.541295 137.839537	16.5
⑤, ⑥	36.531295 137.85765	36.356748 137.900219	24.6
⑦	36.346517 137.92048	36.057010 138.052998	42.6
⑧	36.052846 138.05231	36.008215 138.093596	7.7
⑨	36.008215 138.09360	35.993147 138.134708	5.0
⑩	36.086728 138.056087	36.067157 138.103380	5.9
⑪	36.067157 138.103380	36.009273 138.138485	8.9
⑫	36.009273 138.138485	35.861979 138.283195	25.9

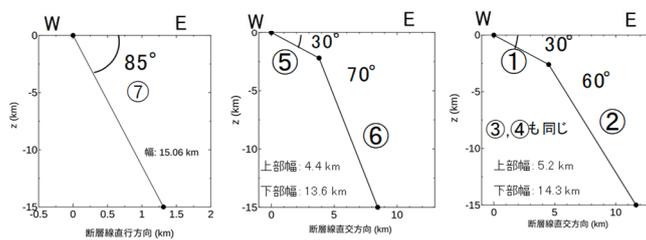
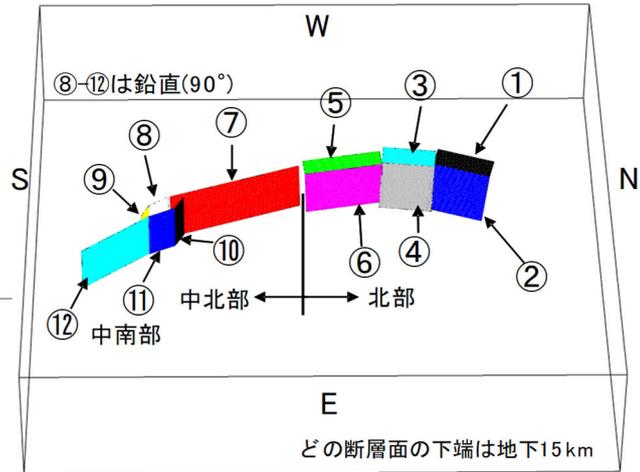


図 12 北部区間から中南部区間までの断層面に関する情報一覧とそれらの配置

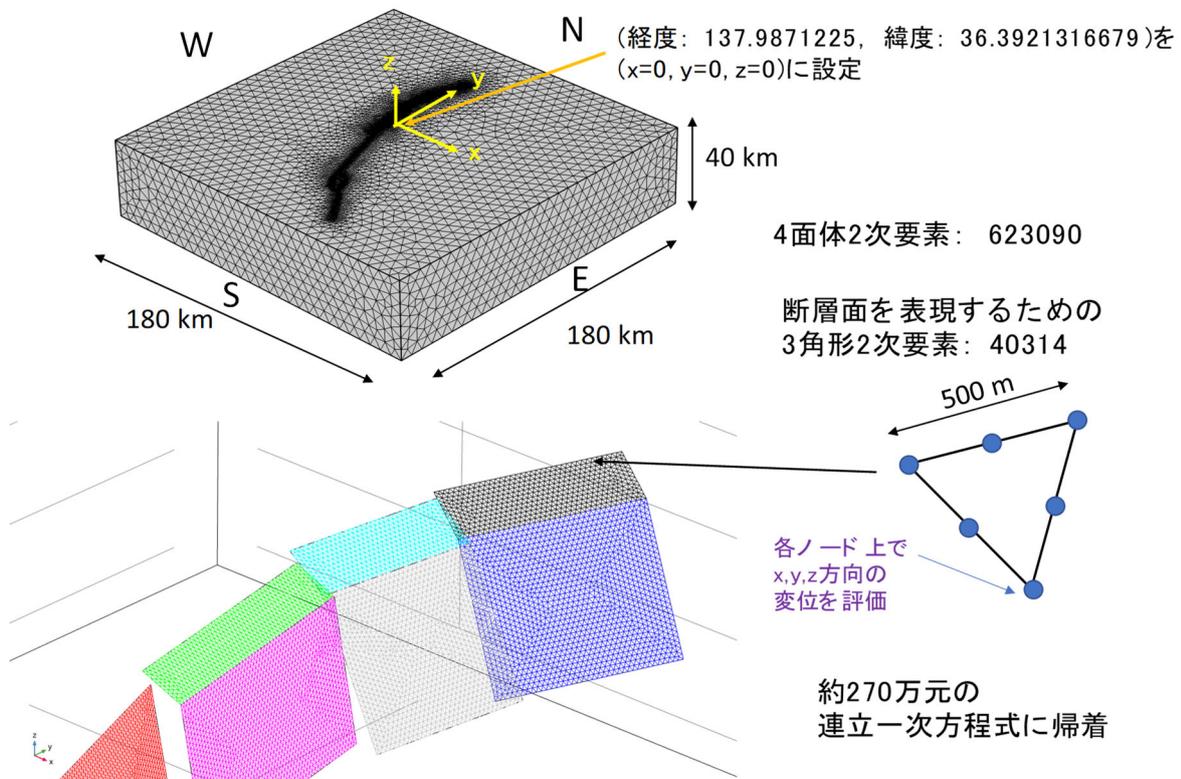


図 13 北部区間から中南部区間までを含む有限要素メッシュ

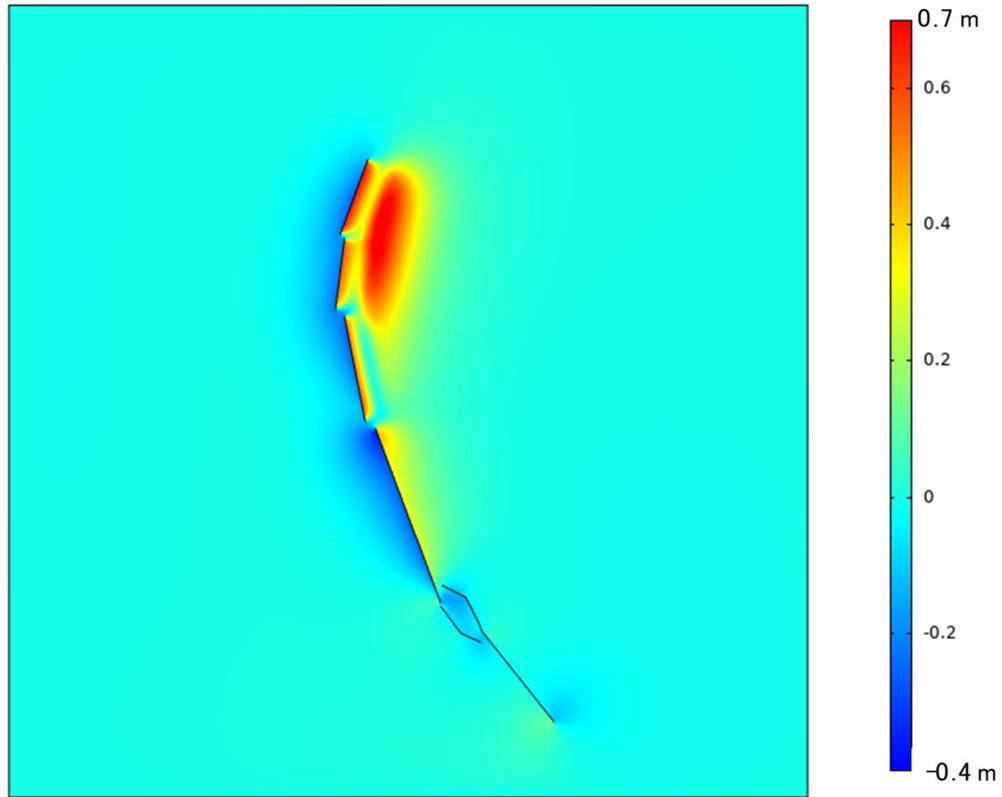


図 14 図 13 の有限要素メッシュに対する解析結果(色は上下変位成分を表す)

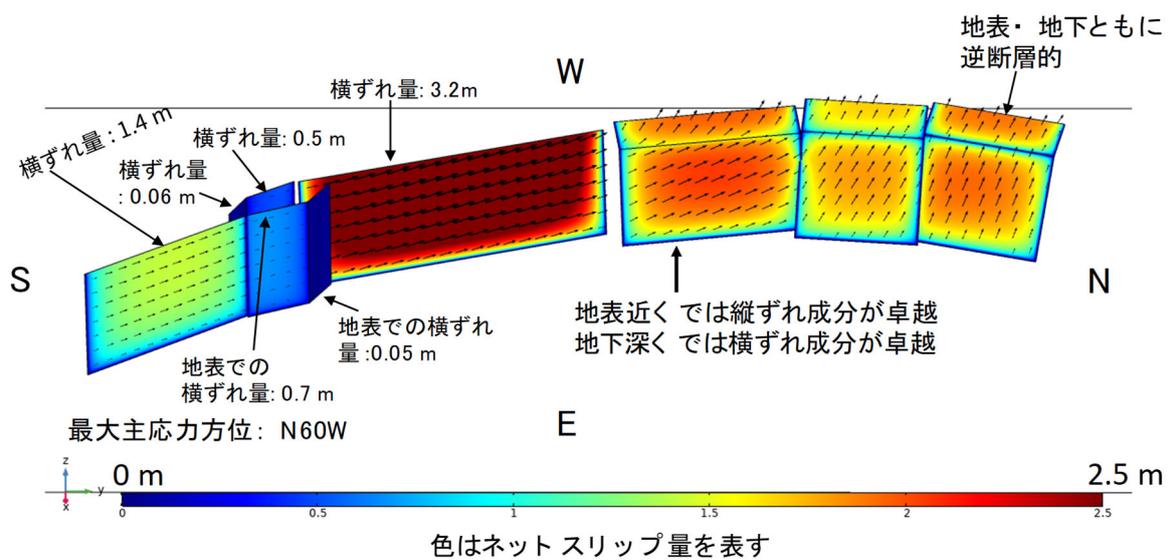
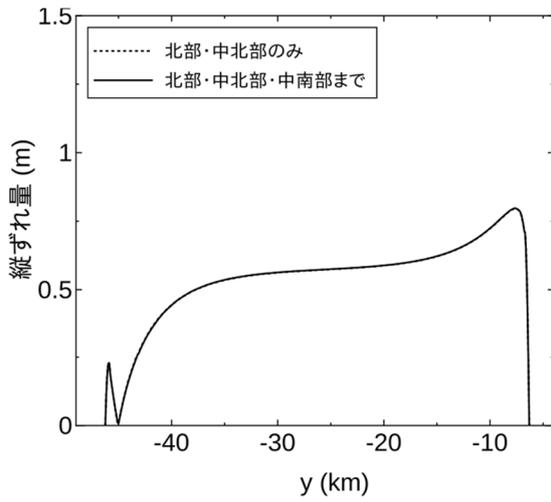
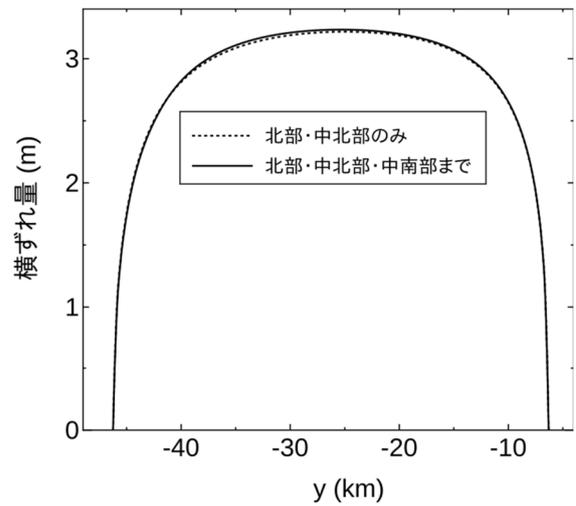


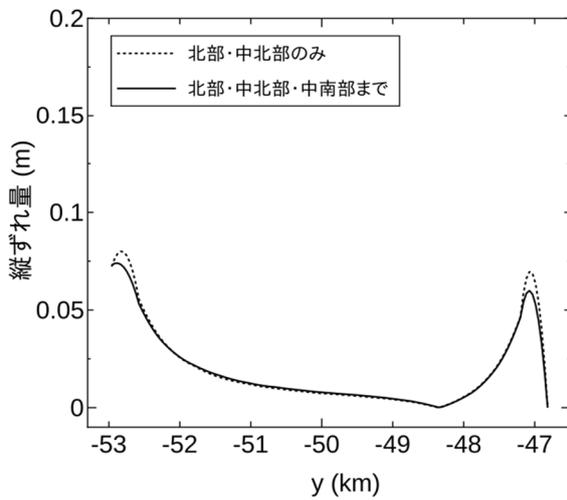
図 15 図 13 のメッシュに対する断層面上すべり分布(色はネットスリップ量を表す)



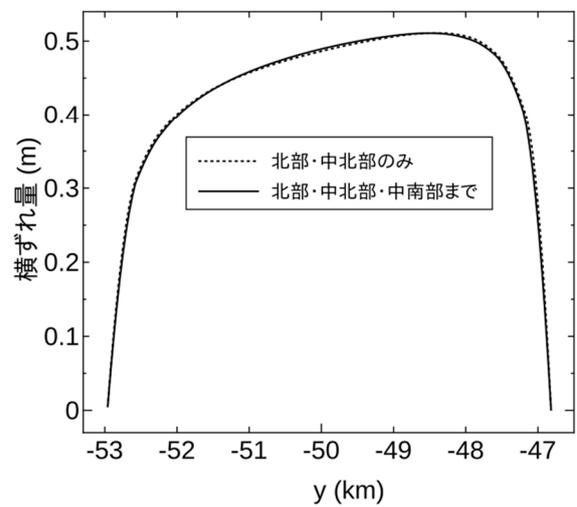
(a) 断層面⑦での縦ずれ量の比較



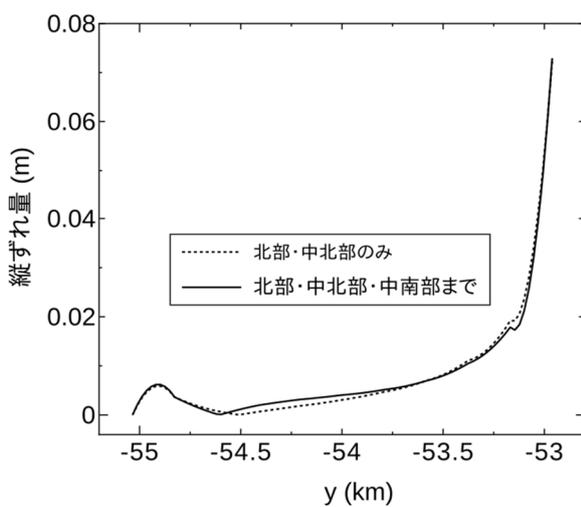
(b) 断層面⑦での横ずれ量の比較



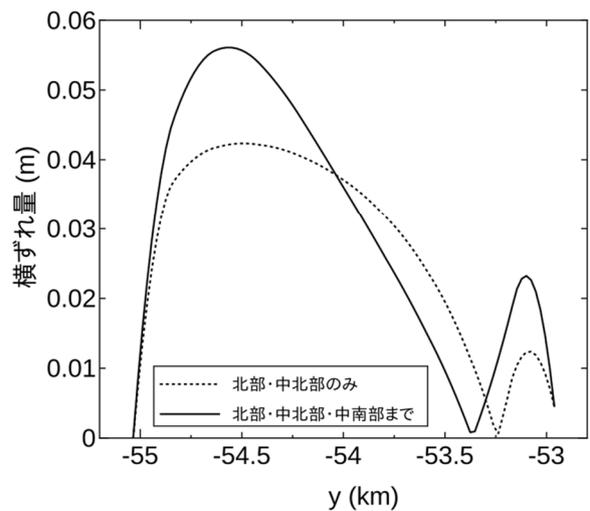
(c) 断層面⑧での縦ずれ量の比較



(d) 断層面⑧での横ずれ量の比較



(e) 断層面⑨での縦ずれ量の比較



(f) 断層面⑨での横ずれ量の比較

図 16 断層面上すべり分布の比較：北部・中北部モデルまでのモデル(昨年度モデル化分)と北部・中北部・中南部までを含むモデル(今年度のモデル)の比較

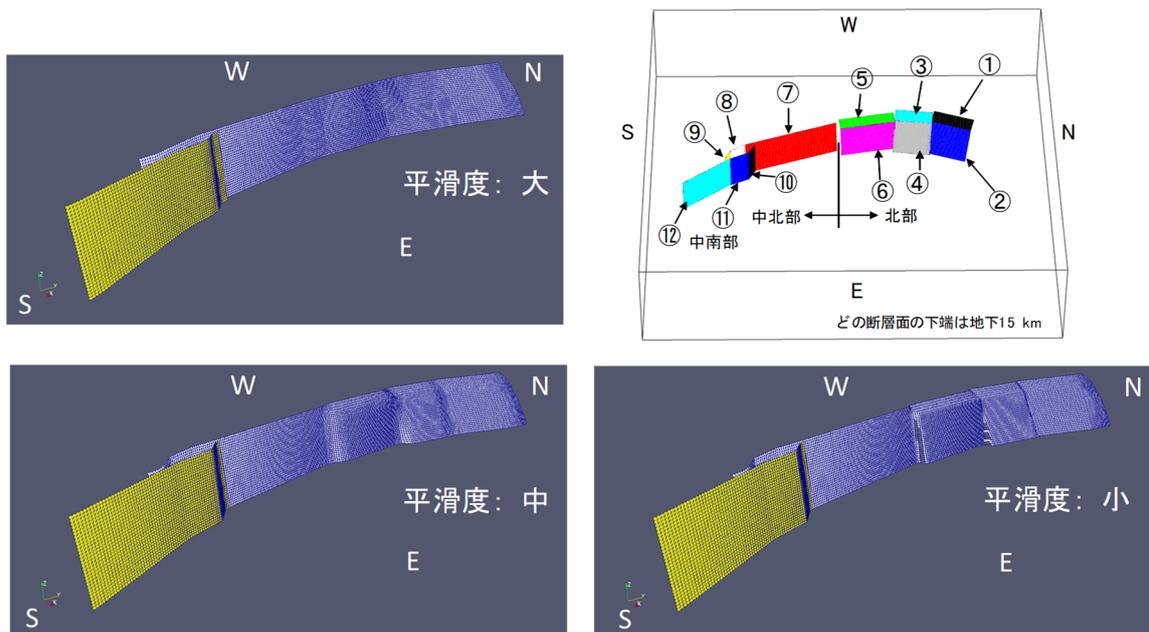


図 17 Poisson Reconstruction 法によって作成した平滑度の異なる長大化モデル

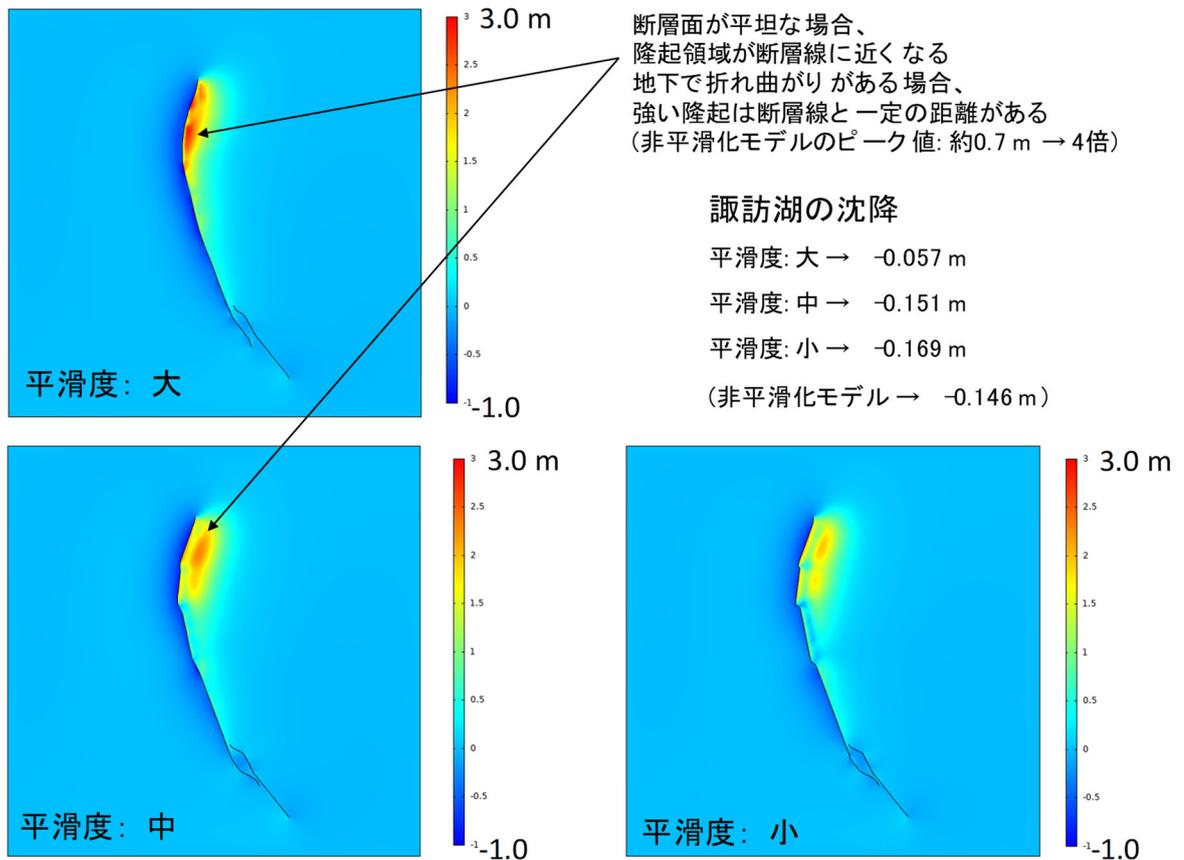


図 18 平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する地表面上での上下変位分布

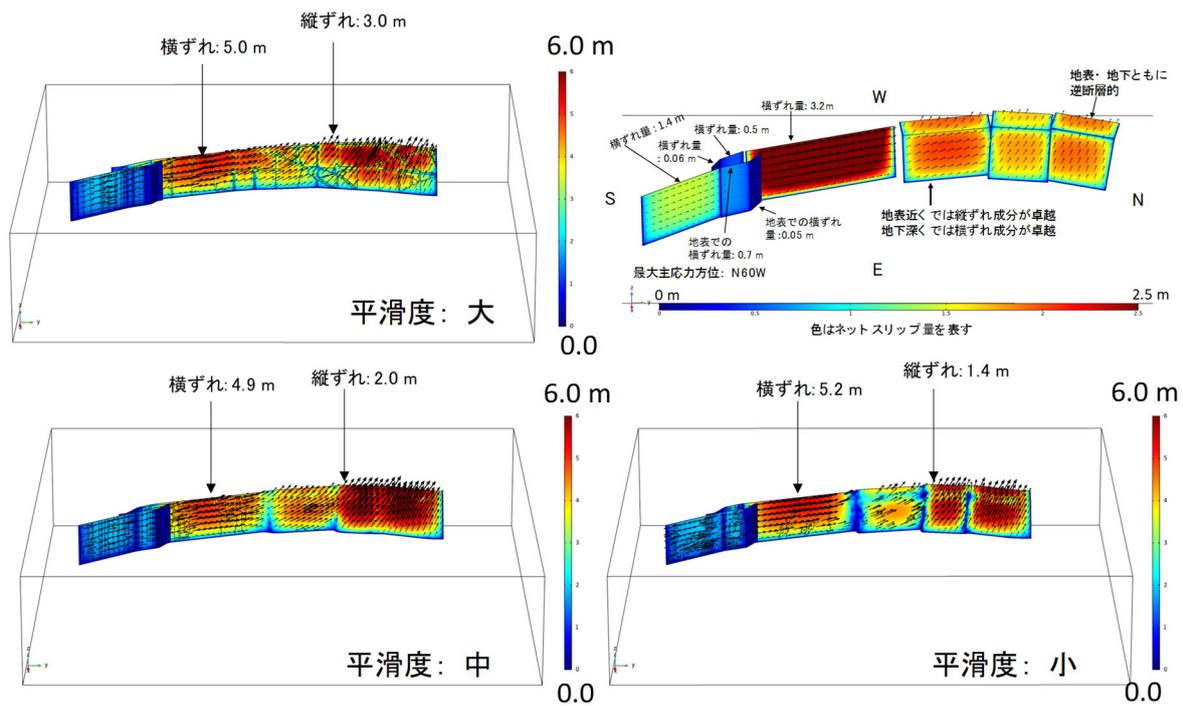


図 19 平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する断層面上でのすべり量分布 (色はネットスリップ量を表す)

(3) 平成 29～令和元年度の成果

(a) 業務の要約

活断層周辺で地震時に地表で生じる変状を数値解析等の手法で予測することは、変状が社会基盤施設に与える影響を考察する上で重要である。変形予測では、断層面形状、地下構造、広域応力場、岩盤材料特性、松田式に代表されるスケーリング則など様々な情報を積極的に統合・活用することが肝要である。3カ年の各年度における成果は以下のとおりである。

平成29年度では、有限要素法に基づく地表変形解析に新たにスケーリング則(松田式)を組み込む手法を提案した。提案手法を汎用有限要素解析プログラム(COMSOL Multiphysics)上で実装した。開発したプログラムを2枚の断層面からなる単純なモデルに適用し、最大圧縮軸の方位および断層面傾斜角についてのパラメトリックスタディーを実施することで、様々なシナリオ下における地表面および断層面上での変位様式を得た。なお、本プログラムは、平成30年度および令和元年度にわたって活用している。

平成30年度における業務は、サブテーマ1およびサブテーマ2の結果が得られるまでの年度の前半における業務と、サブテーマ1および2の情報を得た後の年度の後半における業務に分けられる。年度前半では、中北部区間の牛伏寺断層周辺に推定されているスリップパーティショニングを念頭において、有限要素解析によってスリップパーティショニングが発生しやすい条件について検討し、スリップパーティショニングが積極的に生じる断層形状および最大主応力の方位を明らかにした。年度後半では、平成29年度に作成したスケーリング則(松田式)を組み込んだ有限要素解析手法を糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間および中北部区間に適用する際に必要となる断層帯の三次元有限要素メッシュを生成した。断層面の位置および幾何学形状は、サブテーマ1の調査結果から得られる最新の知見を、また、北部区間・中北部区間における広域応力場はサブテーマ2の応力解析結果から得られる最新の知見をそれぞれ反映させた。最新の知見を反映させた有限要素モデルについて、最大主応力の方位についてのパラメトリックスタディーを実施し、最大主応力の方位を $N60^{\circ}W$ と設定することで、既往の調査結果から得られている断層変位のセンスと整合することを確認した。並行して、変位量について調査結果とシミュレーション結果の定量的な比較も実施した。結果、シミュレーションから得られる変位量は現地調査結果に比べて小さく出ていることが確認された。この差異をなるべく小さくするため、なめらかな断層面を作成する等の試みを実施し、より現実を模擬するための検討を加えた。

令和元年度における業務は、平成30年度と同様、サブテーマ1およびサブテーマ2の結果が得られるまでの年度の前半における業務と、サブテーマ1および2の情報を得た後の年度の後半における業務に分けられる。年度前半では、中南部区間に属する諏訪盆地に対して推定されているプリアパートベイズン(プリアパート盆地)を念頭において、有限要素解析によって断層面間の距離および断層面に作用する主応力の方位を様々な変化させ、断層面配置と主応力方位の違いがプリアパート形成にどのような影響するのかについて715ケースにおよぶ有限要素解析を実施し、プリアパート構造に関する基本的な知見を得た。年度後半では、平成29年度に作成したスケーリング則(松田式)を組み込んだ有限要素解析手法を糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部区間に適用する際に必要となる断層帯の三次

元有限要素メッシュを生成した(北部区間・中北部区間は平成30年度に構築済)。断層面の配置および幾何学形状は、サブテーマ1の調査結果から得られる最新の知見を、また、北部区間から中南部区間にいたる広域応力場はサブテーマ2の応力解析結果から得られる最新の知見をそれぞれ反映させた。最後に北部区間・中北部区間・中南部区間の3つの区間に対する最新知見を反映させた有限要素モデルについて変形解析を実施し、断層面周辺の変位分布形態を定量的に評価した。

(b) 業務の実施方法

本業務では、北部区間・中北部区間・中南部区間にわたる全ての地盤の静的な変形解析について、平成29年度に構築した松田式を組み込んだ有限要素解析手法を活用した。本手法は、複数のシナリオを検討するために1シミュレーションあたりにかかる計算時間を可能な限り短くしていること、断層面上の物性にスケーリング則(松田式)を組み込み、現実的な変位分布が実現される工夫を施していることが特徴である(竿本, 2018)。有限要素解析で用いる断層面配置は、サブテーマ1から得られる最新の知見を反映させたモデルである。また、広域応力場については、サブテーマ2から得られる最新の知見を反映させた。なお、本業務を通じて得られる定量的な知見(広域応力場の方位、断層面傾斜角度)は、サブテーマ4の動的破壊計算の計算条件を絞りこむために用いられた。

(c) 業務の成果

1) 松田式を考慮した有限要素法による断層変位評価手法について(平成29年度実施)

断層変位量を推定する方法の一つは、動力的断層破壊計算を通じて断層面内の破壊を直接シミュレートし、これに伴う地表付近での変位場の経時変化を表層地盤下端の境界条件とすることである。動力的断層破壊計算は地震学の分野を中心として広く行われており(例えばAochi and Fukuyama, 2000; Aagaard et al., 2001; 加瀬・他, 2002, Kase and Day, 2006; 澤田, 2014など)、すでにいくつかのベンチマーク問題(Harris et al., 2009)も設定されるなど、活発に研究されている。動力的断層破壊計算では、少なくとも岩石の密度・P波速度・S波速度、断層面の静摩擦係数、動摩擦係数、粘着力、限界せん断変位が物性値として必要となる。また、断層面に作用する応力場も初期条件として設定する必要がある。

断層変位量を推定する他の方法として、松田式(後述)などに代表されるスケーリング則を利用する方法が考えられる。断層変位の観測事例は国内外を問わず数多く報告されているため、報告結果をまとめることで断層長と地震時に生じた断層変位の関係性、断層長と地震モーメントとの関係性、などのスケーリング則が国内外で数多く議論され、多くの関係式が提案されている(Kanamori and Anderson, 1975; 松田, 1975; 松田・他, 1980; 武村, 1998; Wesnousky, 2008; 入倉・三宅, 2001など)。ここで挙げたスケーリング則は、松田式(地震規模と地表地震断層長さ、および地表地震断層変位量)と地下の地震断層のモデルパラメータに基づくもの、地表地震断層および地下の地震断層のパラメータの両者について考察したものの3種類に大別できる。とりわけ、松田の関係式からは地表地震断層の断層長と変位量の関係が直接得られるため、これを用いることで簡便に変位量を推定することができる。

近年、反射法地震探査等によって断層面の分布形態を2次元あるいは3次元に推定

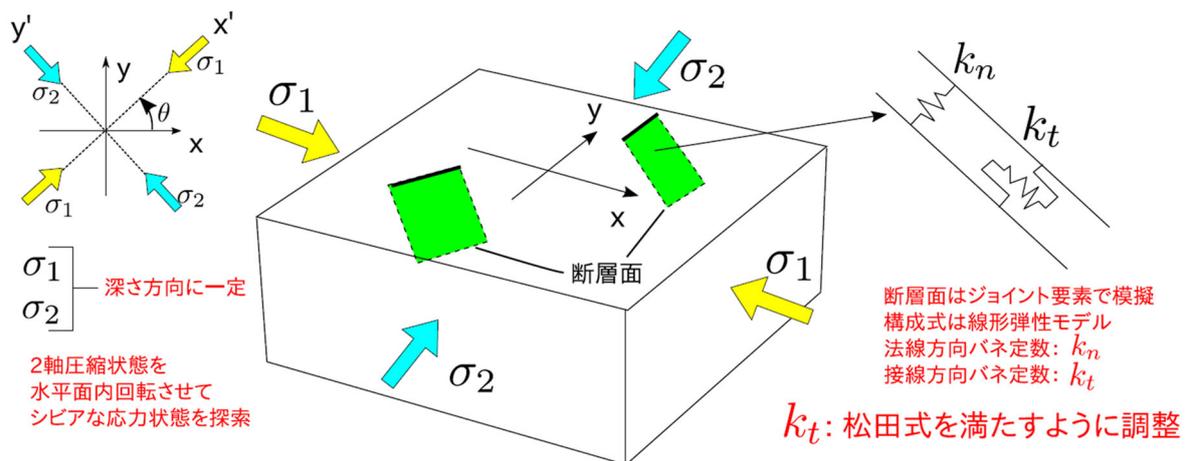


図 20 断層変位評価手法における仮定
(竿本, 2018 より引用)

することが行われるようになったため、推定された断層面形状を利用した動学的断層破壊計算には一定の合理性がある。しかしながら、シミュレーションで用いるパラメータが多いこと、初期応力場を適切に推定する必要があることなどの制約のため、動学的断層破壊計算を利用する場合には一定以上の経験が必要となる。また、複数の断層面を考慮した上で、様々なケースの広域応力場に対する応答を求めるには多大な計算時間が必要となるため、広域応力場は別途微小地震の発震機構から求まるもの等を導入している場合が多く、広域応力場に関するバラつきを考慮したパラメトリックスタディは積極的に行われていない。他方、松田式に代表されるスケーリング則は、実際の地震に対する調査結果から得られた関係式が一定以上の確度で成り立っているため、シミュレーション結果がスケーリング則によってある程度拘束されていることも重要である。

以上の背景を踏まえ、本業務では、断層面間の相互作用を考慮した断層変位分布を推定することおよび断層系への広域応力場の影響を評価することを目的として、動学的断層破壊計算よりも簡便で、スケーリング則を考慮した断層変位評価手法を有限要素法の枠組の中で提案・開発する。

今回提案する断層変位評価手法が目指す要件は、次の(i)から(vi)のとおりである。

- (i) 設定するパラメータの数をなるべく少なくすること
- (ii) 計算時間をなるべく少なくすること
- (iii) 複数の断層面をシミュレーションに導入すること
- (iv) 広域応力場の設定方法を簡素化すること
- (v) 広域応力場の影響を導入し、断層系の変位量の総和を最大にする応力条件を探索すること
- (vi) シミュレーションから得られる地表変位が松田式（後述）に代表される観測事実と整合的であること

上述の要件を実装するため、有限要素法に次に示す仮定(I)から(IV)を導入する（図

20)。

(I) 断層面上の構成関係は線形弾性と仮定する (要件(i)、(ii)への対処)

(II) 断層面はジョイント要素によって表現する (要件(iii)への対処)

(III) 解析モデルは2軸圧縮応力で模擬される造構応力場下にあると仮定し深さ方向への変化は考えない。ただし、主軸方向は変更できる (要件(iv)、(v)への対処)

(IV) 断層面上の接線方向バネ剛性は、スケーリング則 (後述) を満たすように決定する (要件(vi)への対処)

動力学的断層破壊計算では、断層面の構成式にすべり弱化モデルが用いられるが、本研究ではシミュレーションの安定性と高速性を勘案し、法線方向バネ剛性 k_n と接線方向バネ剛性 k_t からなる線形弾性モデルとする。断層面 (厚さ t) を構成する岩石材料のヤング率を E 、ポアソン比を ν とすると、一般化フックの法則から各バネ剛性 $[(N/m)/m^2]$ は次のように近似できる。

断層変位は、接線方向剛性に強く依存していると考えられるが、接線方向バネ剛性には断層長がパラメータとして入っていないため、断層長に依らず一定のバネ剛性を用いる限り、観測事実である松田式を説明することはできない。そこで、松田式が満たされるように接線方向バネ剛性を調整する。パラメータ調整の詳細は次節で述べる。

初期応力場は通常、重力による応力成分と造構応力成分の和として定められるべきであるが、一般に地下の応力状態を推定するのは困難である。ここでは最も単純なケースを想定し、解析モデルが造構応力を模擬した2軸圧縮応力下にあると仮定する (最大主応力 σ_1 、最小主応力 σ_2)。ただし、主軸方向は任意であり、断層系の変位の総和が最大となる主軸配置を探索することができるようにする。本来は重力の影響も考慮すべきであるが、今回は断層面上にねらいのせん断応力を載荷・制御しやすい2軸圧縮としている。図20左上に示すように、最大圧縮軸が x 軸から反時計回りに θ [rad] 回転した座標軸 ($x'-y'$ 系) を主軸とする2軸圧縮を考えた場合、 $x-y$ 系での応力成分 (解析モデルに作用させる初期応力 $[\sigma_0]$) は座標変換によって次式で表される。

$$\begin{aligned} [\sigma_0] &= [A^T][\sigma'][A] \\ &= \begin{bmatrix} \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_2 \sin^2 \theta & (\sigma_1 - \sigma_2) \sin \theta \cos \theta \\ (\sigma_1 - \sigma_2) \sin \theta \cos \theta & \sigma_1 \sin^2 \theta + \sigma_2 \cos^2 \theta \end{bmatrix} \quad (3) \end{aligned}$$

ここで、 $[A]$ は座標変換マトリクスである ($A_{11} = A_{22} = \cos \theta$ 、 $A_{12} = -A_{21} = \sin \theta$)。

次に、2軸圧縮応力 σ_1 と σ_2 の設定について述べる。 σ_1 および σ_2 の大きさについては、どのように定めても松田式を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性を調節するため、任意性がある。今回は、 $\sigma_1 = 30$ MPa、 $\sigma_2 = 10$ MPa と設定した。パラメータ数の観点では、動力学的断層破壊計算が11個程度であるのに対し、提案手法では7個 (E 、 ν 、 t 、 k_t 、 σ_1 、 σ_2 、 θ) となり、半数とまではならないが一定レベルの削減となった。

最後に、提案する簡易評価手法と動力学的断層破壊計算との比較を行い、簡易評価手法の立場を明らかにしておく。動力学的断層破壊計算では、地殻応力が断層面上の岩石材料の破壊強度に達した際、その位置の岩石材料はすべり変位をともなって残留強度に応力

が降下し、やがて運動が静止するまでの状態を時々刻々求める。運動が静止した際、地表で観察される永久的なすべり変位が観測される。なお、後述の松田式によれば、この地表でのすべり変位の大きさが経験的に地表で観察される断層長に比例するとされる。一方、提案手法では断層面上の岩石は線形弾性と仮定しているため、応力降下は表現できない。言い換えれば、断層面上の岩石要素のせん断応力-すべり変位関係は無視し、運動静止後の地表における変位分布のみを松田式を援用しつつ静解析に基づいて高速に求めることを目指している。また、応力-変位関係に注意を払っていないことに加え、断層周辺の初期応力分布についても2軸圧縮という仮定で単純化している。すなわち、提案する簡易評価手法では応力に関する正確な状態を設定することは困難であると考えており、せいぜい地殻応力の主方向と地表地震断層の変位量の関係性を求めるまでで止めている。すべり変位の駆動力となる断層面へのせん断応力として、10MPaを2軸圧縮によって断層面に載荷するが、このせん断応力値についても任意性があり、せん断応力値が変化すれば断層面上のせん断剛性を松田式がほぼ満たされるように再調整することになる。また、後述のように断層面上のせん断剛性を完全な横ずれ断層でキャリブレーションしているが、設定する断層面の走向・傾斜角、2軸圧縮の方向に応じて断層面に作用するせん断力が変化するため、横ずれ断層でキャリブレーションした剛性を用いた場合、松田式が完全には満たされない場合がある。ただし、オーダーが異なるほど大きくずれることはない。このような松田式からのずれは、断層面配置および広域応力場の方位の影響を反映しているものと解釈する立場をとる。

b) 松田式を満たす断層面上のせん断剛性の決定

松田(1975)によれば、気象庁マグニチュード M_J と地表地震断層トレース長 L [km] の関係性および気象庁マグニチュード M_J と変位量 D [m] の関係性がそれぞれ次のように提案されている。

$$\log L = 0.6M_J - 2.9 \quad (4)$$

$$\log D = 0.6M_J - 4.0 \quad (5)$$

これらの式より、地表地震断層長 L [km] と地表地震断層の変位量 D [m] の関係は次式となる。

$$D = \frac{L}{10^{1.1}} \quad (6)$$

なお、松田式の適用範囲は関係式の作成に用いたデータセット(明治以降に生じた気象庁マグニチュードが6.2以上となる14の内陸地震)から、地表地震断層長が10~80km程度までの断層について適用可能と推察できる。本研究では観測事実を重視し、シミュレーションから得られる地表変位が松田式と整合するように断層面上の接線方向バネ剛性を決定する。

ここでは、図21に示す横ずれ断層モデルを用いて松田式が満たされる断層面上の接線方向剛性を検討する。なお、用いる初期応力場は $\sigma_1 = 30\text{MPa}$ 、 $\sigma_2 = 10\text{MPa}$ (深さ方向に一定)である。断層面は断層面上に最大せん断応力10MPaが作用するように最大圧縮応力 σ_1 の軸に対して 45° 回転させている。断層長 L を5kmから80kmまで5km刻みで変化

させた際に断層線中央部で得られる相対変位（ずれ変位）ベクトルのノルム（以下、相対変位ベクトルのノルムをネットスリップと記述）が式(6)で表される関係を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性 kt を決定する。なお、断層幅は断層長 L に依らず深さ方向に 20km （傾斜角 90° ）と設定している。逆断層モデルではなく横ずれ断層モデルを用いてバネ剛性を同定することの理由は、松田式の元となったデータに横ずれ断層の事例が多いこと、2軸圧縮によって断層面上にねらいのせん断応力を載荷しやすいことに依っている。解析モデルは、最も自由度が大きい $L = 80\text{ km}$ の場合で、約 20 万個の四面体 2 次要素からなっており、断層面については約 1.2 万個の 3 角形要素（最大寸法 1 km ）から構成される。また、地表を除く境界は固定壁と設定している。地殻のヤング率およびポアソン比は、それぞれ 45GPa 、 0.3 とし、断層面の厚さ t は 0.5m と設定した。断層面上の法線方向剛性については、式(1)によって算出した値を用いた。今回、数値シミュレーションの実行には有限要素法に基づく汎用工学ソフトウェア、COMSOL Multiphysics® を用いた。なお、単純なベンチマーク問題を通じて COMSOL Multiphysics® と Okada のディスロケーションモデル (Okada, 1985) を比較し、両者から求まる変位分布が十分一致することはすでに確認している。

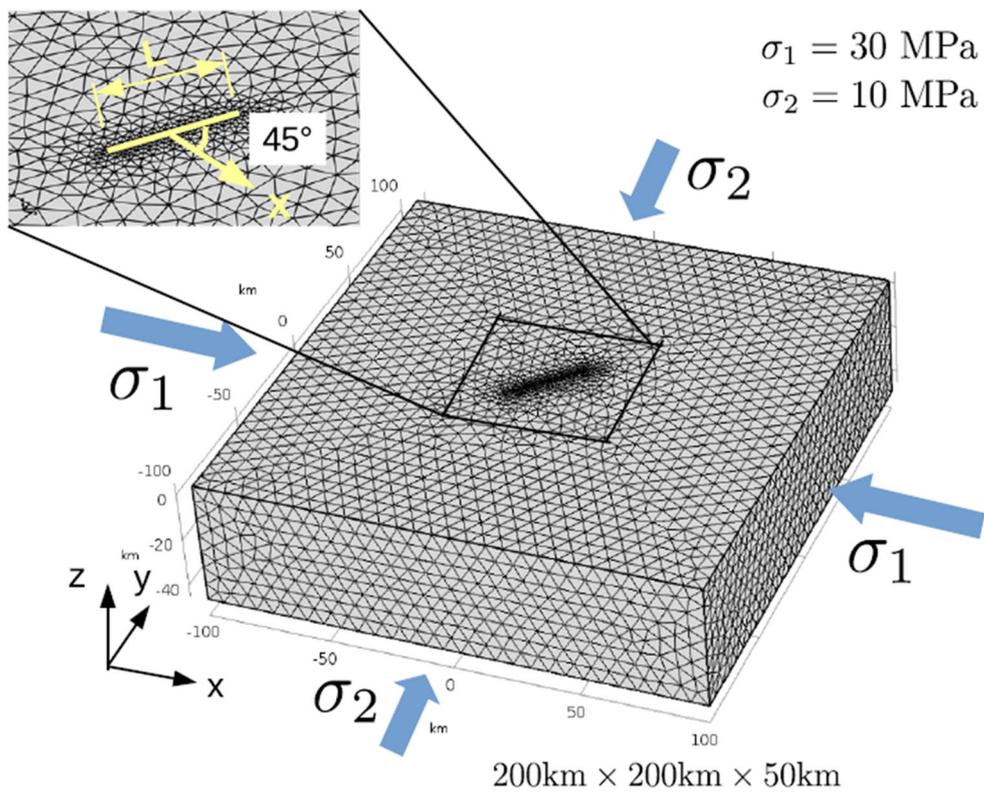


図 21 松田式を満たす断層面上接線方向バネ剛性を設定するための横ずれ断層モデル (竿本, 2018 より引用)

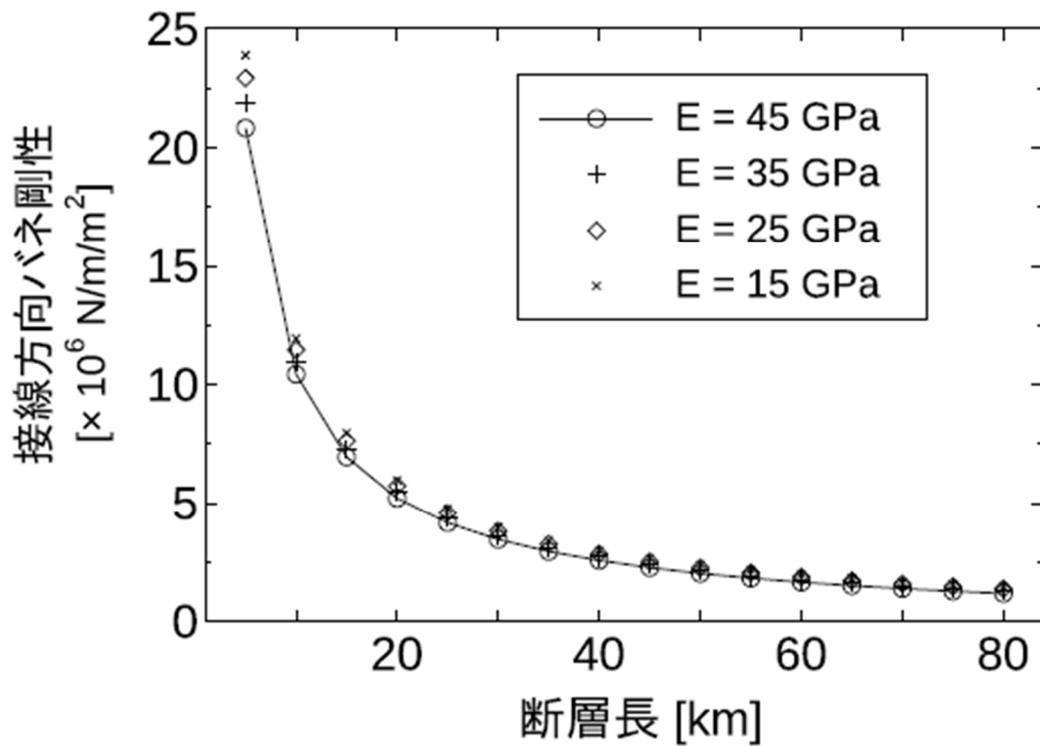


図 22 松田式を満たす断層面上接線方向バネ剛性の断層長依存性 (竿本, 2018 より引用)

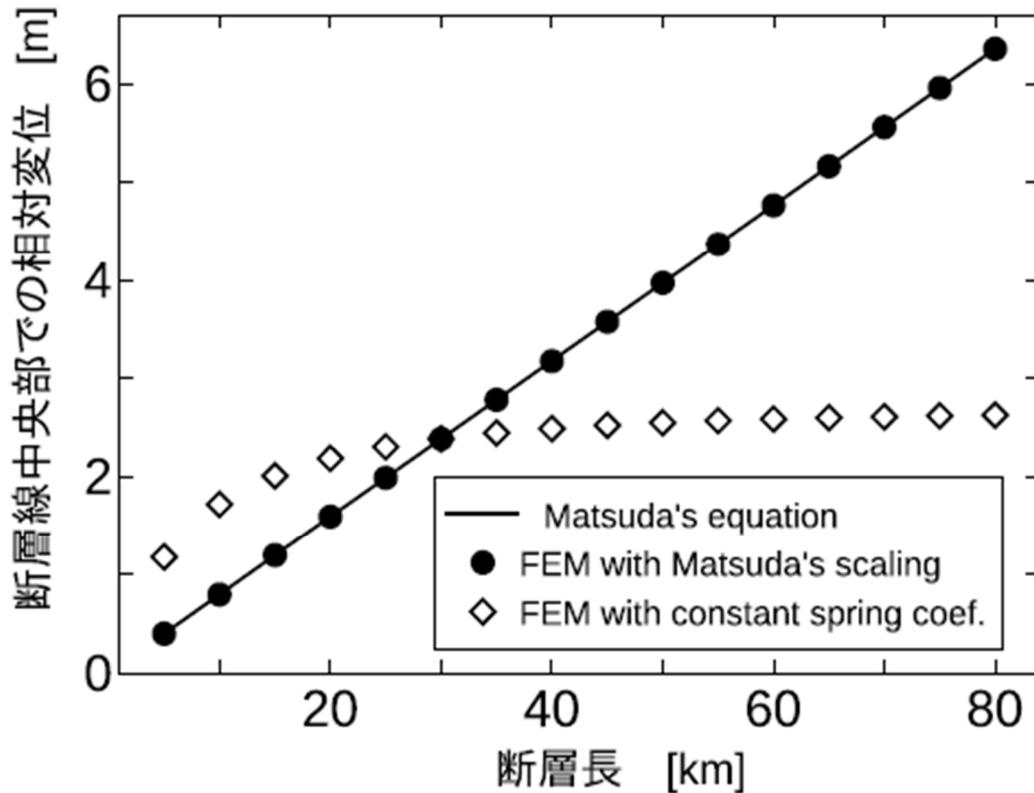


図 23 松田式を満足するバネ剛性を用いた場合と一定のバネ剛性を用いた場合の比較
(筈本, 2018 より引用)

図 22 に接線方向バネ剛性と断層長の関係を示す。ここでは、断層周辺母岩のヤング率が 45GPa のケースのほか、15、25、35GPa とした場合の結果（ポアソン比 0.3）も合せて示している。断層長が 5 km の場合のみ断層周辺母岩のヤング率が異なることに起因して接線方向バネ剛性に多少の差異が見られるが、断層長が 10km 以上のケースではヤング率に起因する違いはほとんど見られず、接線方向バネ剛性の周辺母岩のヤング率依存性は小さいと言える。また、断層長の増加に対して、反比例的に接線方向バネ剛性が低下する傾向がある。この理由は、次のように説明できる。断層長が n 倍になると松田式では変位が n 倍になる。断層面上のせん断応力が断層長の n 倍操作によらず一定であるとすれば、断層長が n 倍された断層面の接線方向バネ剛性を $1/n$ 倍しないと松田式から得られる変位 n 倍が満たせない。以上が、接線方向バネ剛性が断層長に対して反比例する理由である。当然ながら、図 22 の関係は 2 軸圧縮応力を $\sigma_1 = 30\text{MPa}$ 、 $\sigma_2 = 10\text{MPa}$ と設定した場合（断層面上に作用するせん断応力が 10MPa の場合）に限られる。2 軸圧縮応力の設定を変更する場合は、設定した応力に対応する図 22 の関係を求めておく必要がある。なお、図 22 の関係に対するメッシュ分割数依存性(断層線を何分割するか)も別途検討しているが、分割数依存性は大きくないことを確認している。

図 23 は、接線バネ剛性に一定値を用いた場合と、図 22 の関係を用いた場合の各ケースについて断層線中央部におけるネット変位量をプロットしたものである。当然ながら、図 22 の関係を導入した場合は、松田式から得られる変位量と合致する。一方、一定値（断層長 30km で松田式を満たす値）を用いた場合、断層長が大きい場合には変位を過小

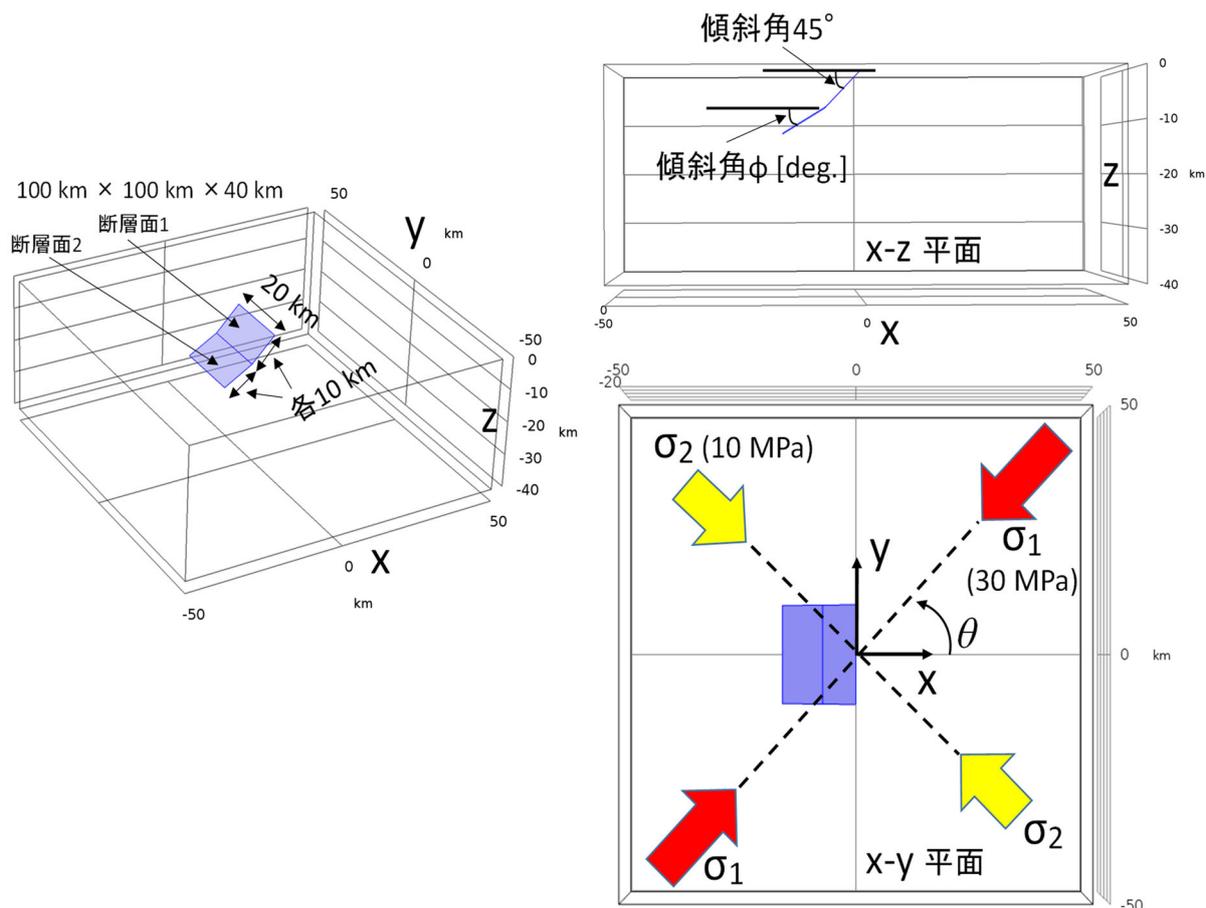


図 24 2枚の断層面配置およびパラメトリックスタディーのための問題設定

評価、断層長が小さい場合には変位を過大評価する傾向がある。また、シミュレーションの計算時間については、自由度が最も大きい断層長 80km のケース（約 84 万自由度）で約 100 秒であった。用いた計算機の性能は、Intel® Xeon® E5-2697（28 コア）・256GB メモリである。

以上、本業務では松田式を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性を設定したが、他のスケーリング則についても、変位量と対応する物理量（例えば断層面の面積など）の関係が求まる場合は、同様の手続きでシミュレーションに導入可能であると考えられる。以降の数値シミュレーションでは、今回の検討を通じて得られた図 22 の関係を断層面上の接線方向バネ剛性に導入する。

2) 2枚の断層面に対するパラメトリックスタディーの実施(平成 29 年度実施)

来年度以降、現地調査結果に基づく断層面情報から複数面の断層面をモデル化し、様々なケースについての断層変位分布を解析することになる。これに備え、2枚の断層面を仮想的に配置したモデルについてのパラメトリックスタディーを行い、構築したプログラムから得られる情報について例示する。なお、本業務で用いるプログラム（のベース部分）は、すでに大阪湾周辺の上町断層帯へ適用しており（竿本, 2018）、上町断層を含む 10 面の断層についての有限要素モデル化および断層変位解析の事例がある。

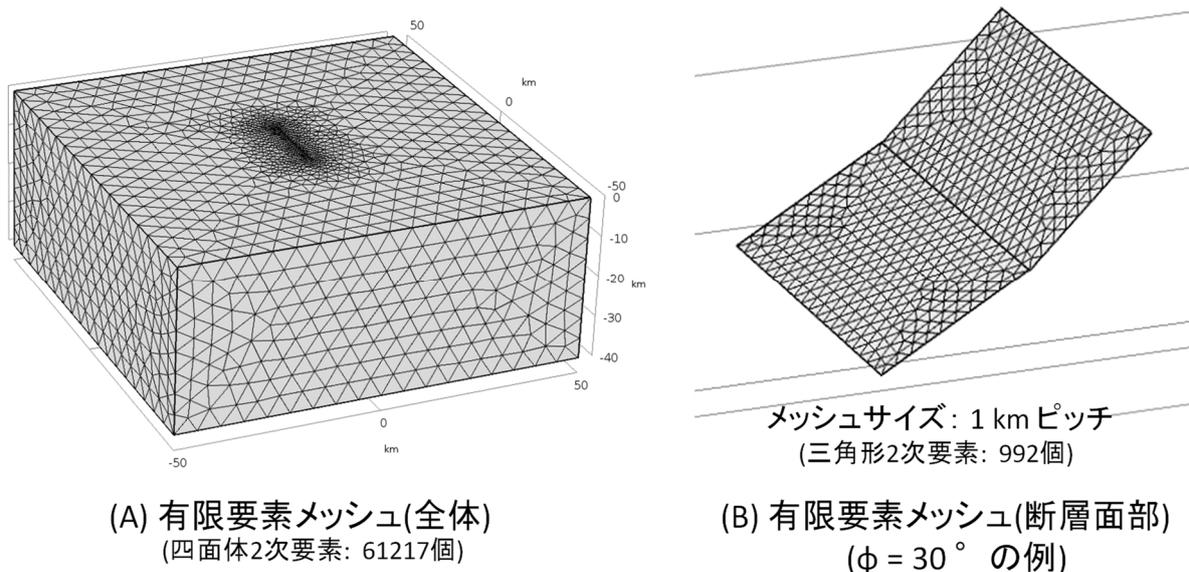


図 25 有限要素メッシュの作成例 ($\phi = 30^\circ$ の場合)

a) 問題設定

2枚の断層面配置および広域応力場の設定は、図 24 のとおりである。断層面は、断層面 1 (浅部) および断層面 2 (深部) から成り、各断層面のサイズは、断層長さ 20km, 断層幅 10km である。断層面 1 の傾斜角は 45° 、断層面 2 の傾斜角 ϕ は、パラメータであり、 0° から 90° まで 15° 刻みで変化させる。なお、 ϕ が 45° の場合は 2枚の断層面の傾斜角が一致し、1枚の大きな断層面 (断層長さ 20km, 断層幅 20km) となる。また、広域応力場の設定は松田式を満たす断層面上接線バネ剛性を定めたときと同じであり、x 軸からの回転角をパラメータ (θ) としている。今回、 θ は 0° から 165° まで 15° 刻みで変化させた。結局、7通りの ϕ および 12通りの θ について解析しているので、トータルで 84 ケースについての結果が得られている (パラメータは、 ϕ と θ の 2 系列)。

図 25 に作成した有限要素メッシュの例 ($\phi = 30^\circ$) を示す。モデル全体は 61217 個の四面体 2 次要素から成る。断層面は、992 個の三角形 2 次要素から成り、要素間のピッチ (断層面境界部) は、1 km と設定した。なお、断層面 2 の傾斜角 ϕ を変更した場合は、COMSOL Multiphysics 内で与えた傾斜角に対応する有限要素メッシュが自動的に生成されるようにプログラミングしている。

b) 地表面での鉛直変位分布様式と断層面上すべり変位分布様式

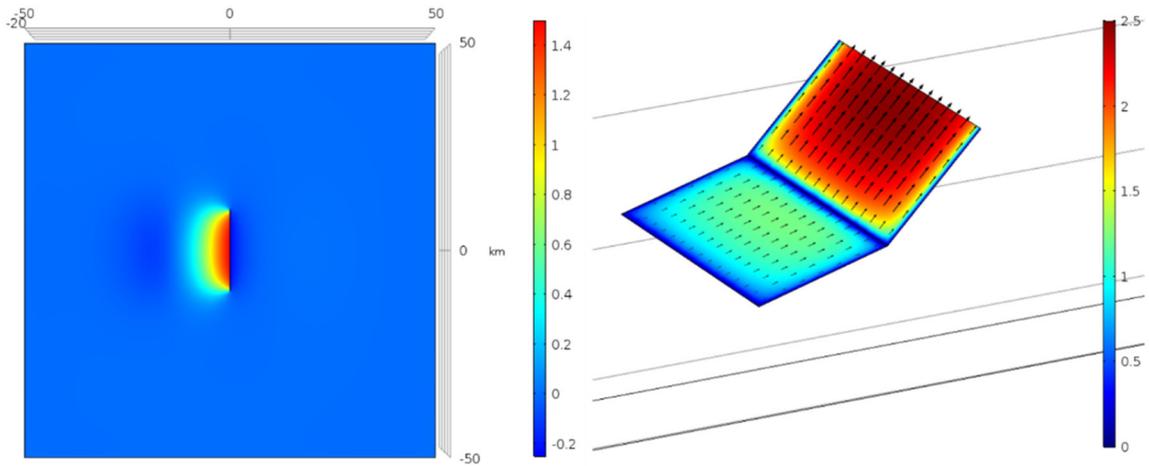
図 26 から図 31 は、得られた数値解析結果の一部を抜粋して掲載したもので、 $\theta = 0^\circ$ のケース ($\phi = 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ$)、 $\theta = 45^\circ$ のケース ($\phi = 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ$)、 $\theta = 90^\circ$ のケース ($\phi = 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ$) についての地表における鉛直変位分布と断層面上のすべり変位分布をそれぞれ示している。

$\phi=0^\circ$ のケースについては、 θ によらず、断層面 2 上の変位レベルが小さかった。紙面の都合上 $\phi=0^\circ$ のケースは掲載していない。例えば、 $\theta=0^\circ$ 、 $\phi=0^\circ$ の場合では、断層面 1 の最大すべり変位量は 2.5m 程度であるのに対し、断層面 2 の最大すべり変位量は 0.3m 程度であった。

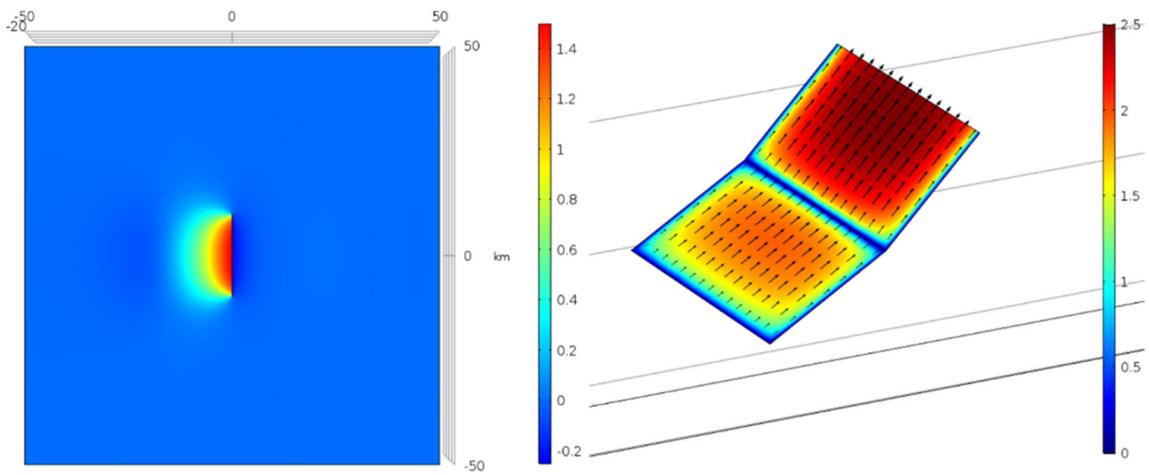
まず、 $\phi=45^\circ$ のケースについての特徴を述べる。このケースでは、断層面 1 と断層面 2 が 1 つの平面となり、断層長 20km、断層幅 20km の断層面を 1 枚設定した場合と等しくなる。この場合は、 θ の値に依らず断層面 1 と断層面 2 の境界線上での変位は連続的であることが確認できる (図 26(C)、図 28(C)、図 30(C))。これらのケースについての変位分布様式は、1 枚の断層面 (20km×20km) を設定して得られる変位分布様式と完全に一致する。

θ に応じてすべり変位ベクトルの方向は変化するが、断層面 1 と断層面 2 の平均的なすべり変位ベクトルの向きはほぼ同じであり、断層面間ですべり方向の差異はほとんど見られない。地表の鉛直変位分布様式については、 $\theta=0^\circ$ の場合は $y=0$ のライン (x 軸) について対称 (図 26(C)) であるのに対し、 $\theta=45^\circ$ のケースでは、非対称 (図 28(C)) となっているのが特徴である。 $\theta=90^\circ$ のケース (断層線走向方向が最大圧縮方向) では、 θ や ϕ に依らず変位レベルが小さいことがわかる。 $\theta=90^\circ$ の場合は断層面を劈開するような応力場であり、断層面上に食い違いが生じにくい状態であると推察できるが、有限要素解析結果でも同様の結果となっている。 θ が 0° や 15° のケースなど、最大圧縮方位が断層線の走向方向に直交する場合は断層面 1 と断層面 2 の接合部 (キंक部) でのすべり変位が急激に小さくなる傾向が顕著である。一方、 θ が $45^\circ \sim 90^\circ$ の場合は、断層面間の接合部ですべり変位が抑制される傾向が緩和され、断層面 1 と断層面 2 で変位が滑らかに連結される。実際の断層面で今回検討したようなキंक部が存在するケースは想定されるため、今回の報告のようにキंक部における変位抑制機構を検討することは、一定の意味があると考えられる。

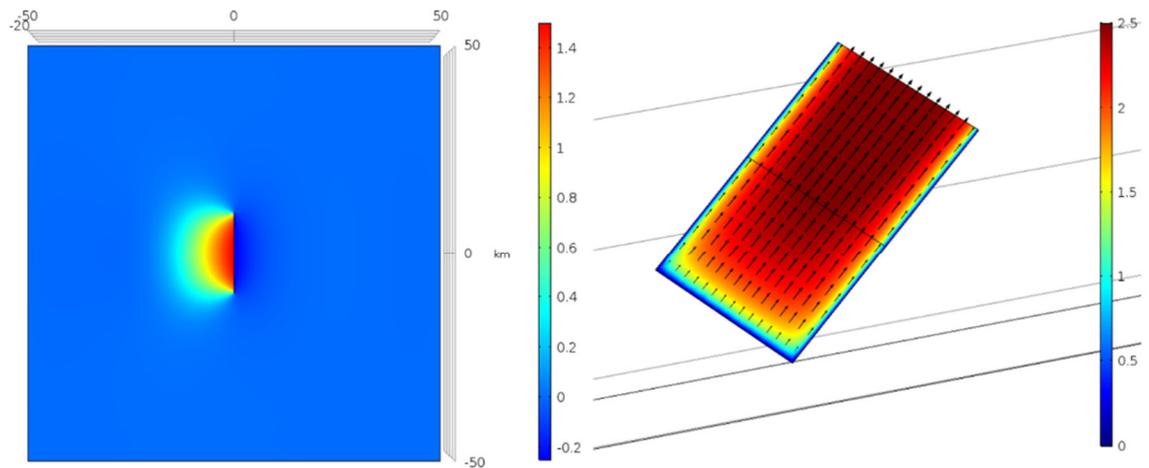
今回のパラメトリックスタディーで最も特徴的であるのは、図 29(E)や図 29(F)で顕著に確認できるスリップパーティショニングである。これらのケースでは断層面 1 に生じているすべり変位方向と断層面 2 に生じているすべり変位方向は明らかに異なっていることが確認できる。次節では、このスリップパーティショニングの評価に焦点を当て、評価指標の一例を示すとともに、提案したスリップパーティショニング評価指標の θ および ϕ 依存性を明らかにする。



(A) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 15$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

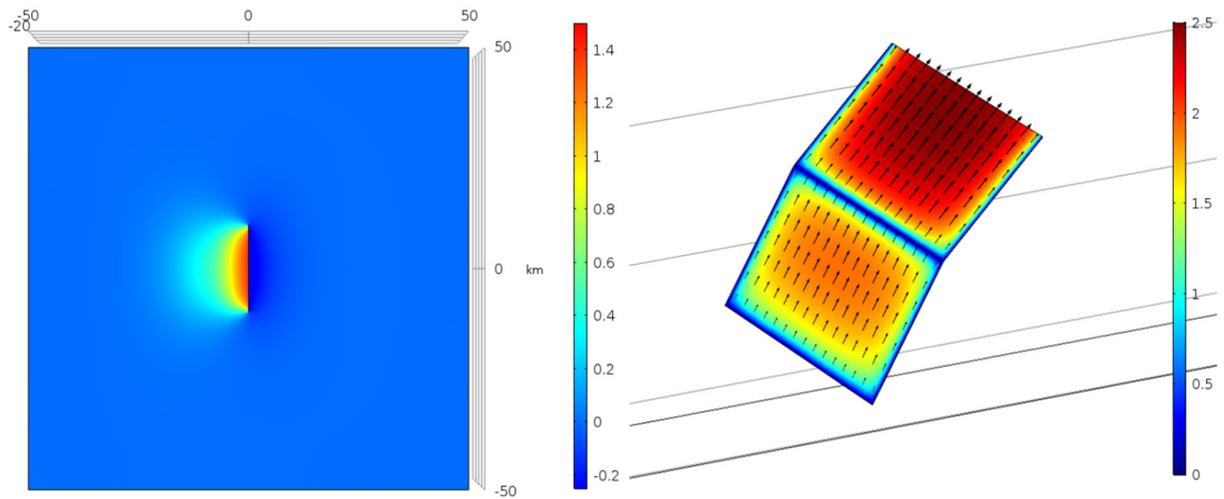


(B) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 30$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

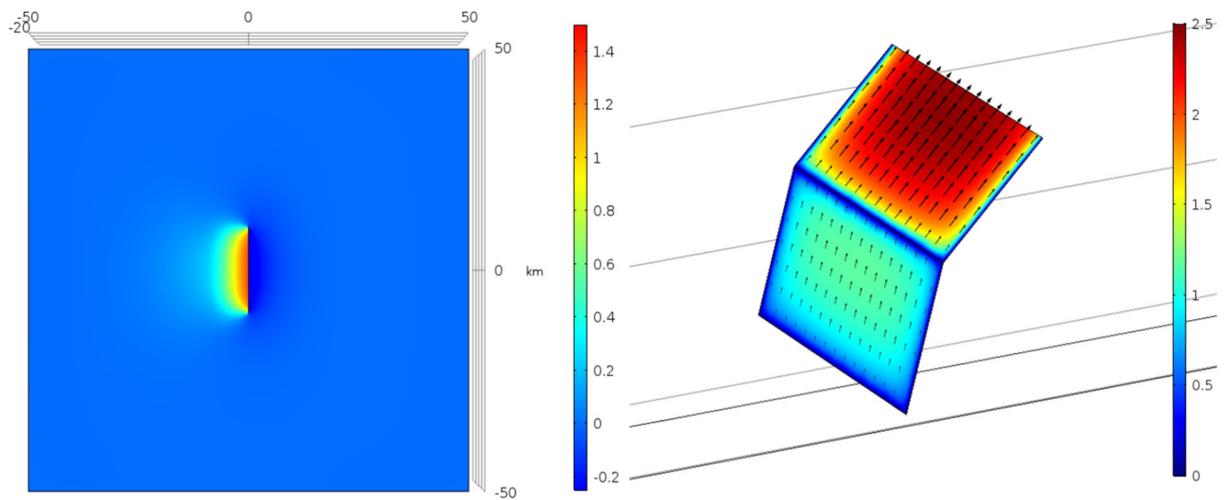


(C) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

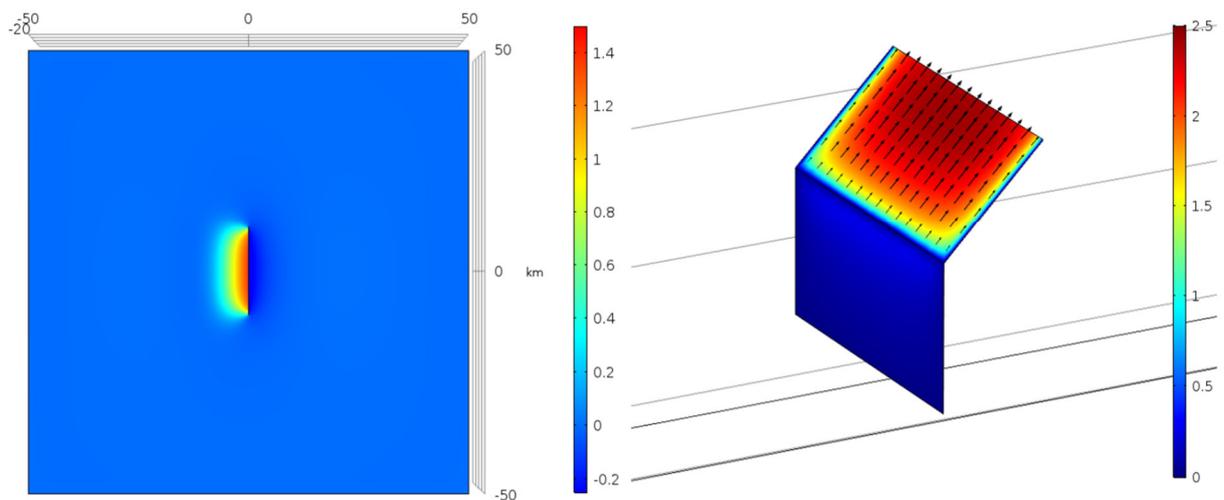
図 26 $\theta = 0$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(上から $\phi = 15, 30, 45$ [deg])



(D) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 60$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

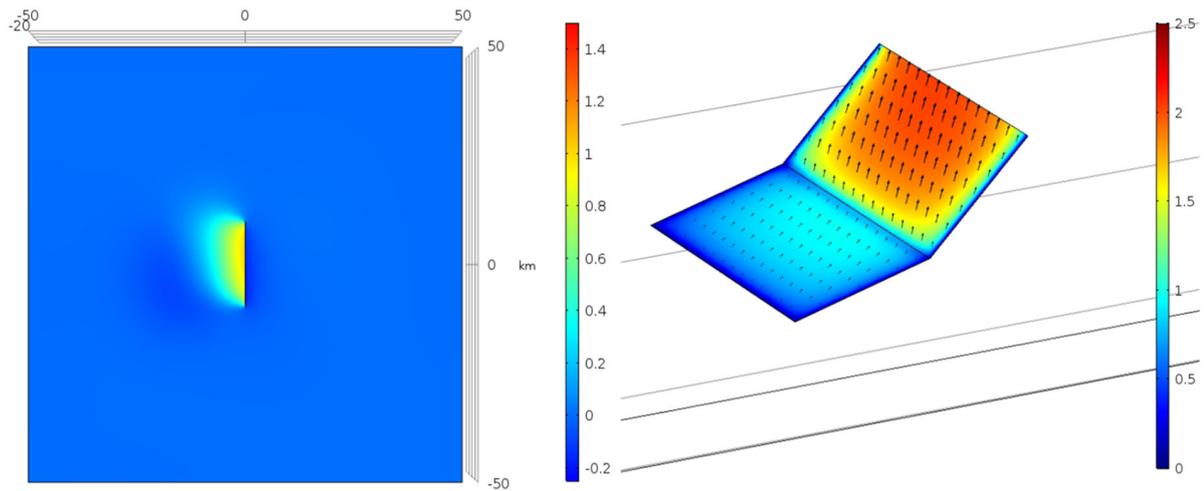


(E) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 75$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

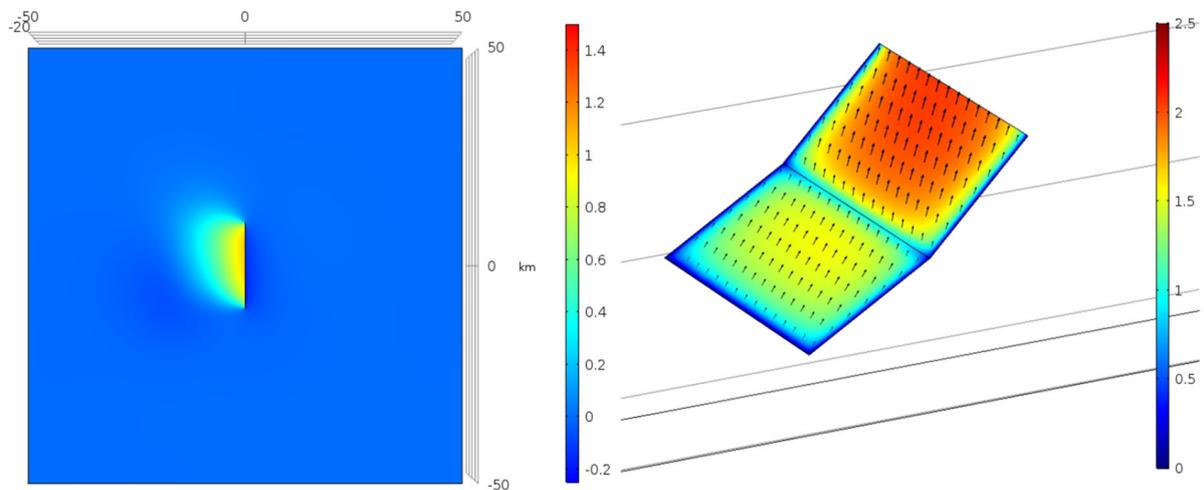


(F) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

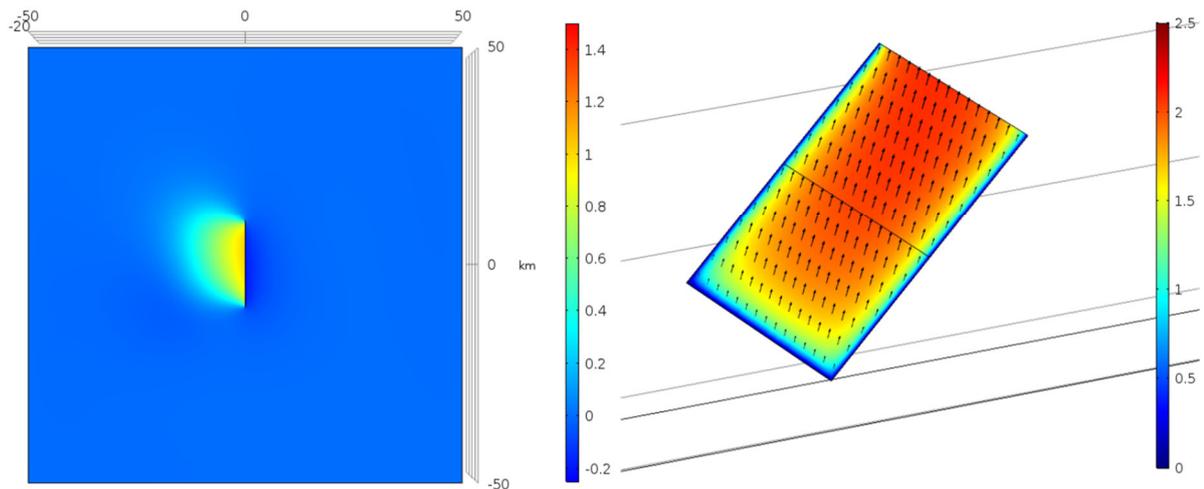
図 27 $\theta = 0$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(図 26 の続き、上から $\phi = 60, 75, 90$ [deg])



(A) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 15$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

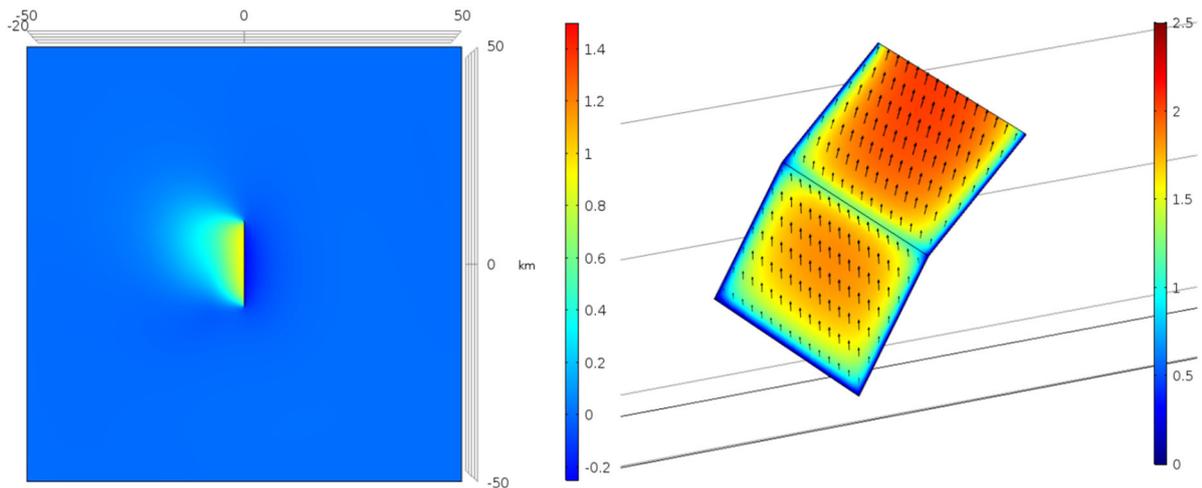


(B) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 30$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

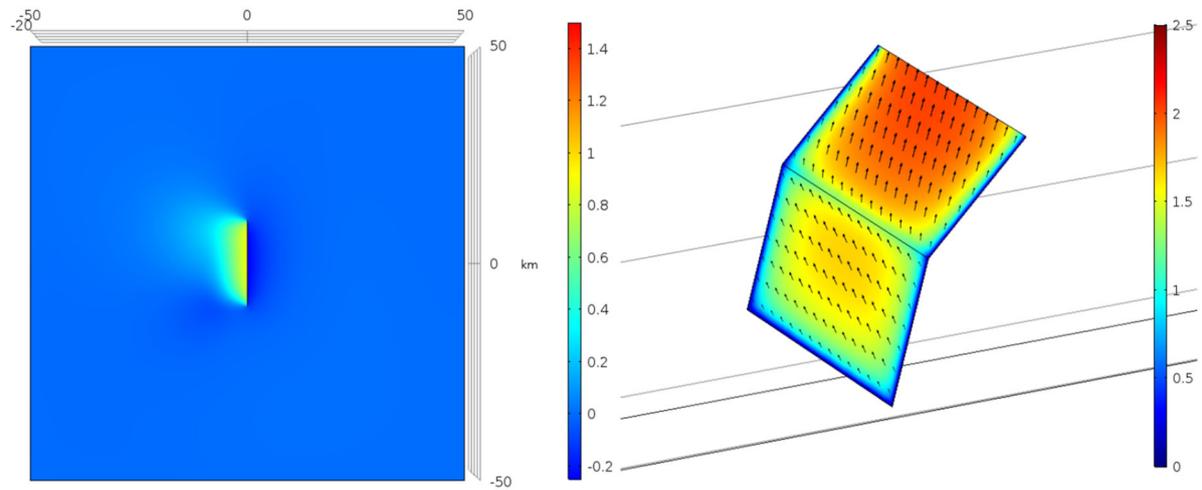


(C) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

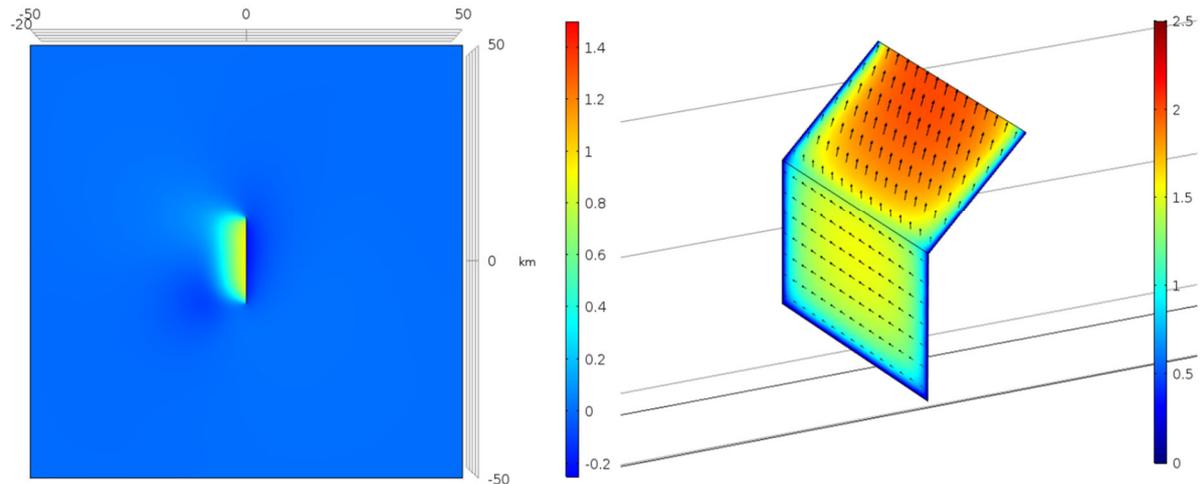
図 28 $\theta = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(上から $\phi = 15, 30, 45$ [deg])



(D) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 60$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

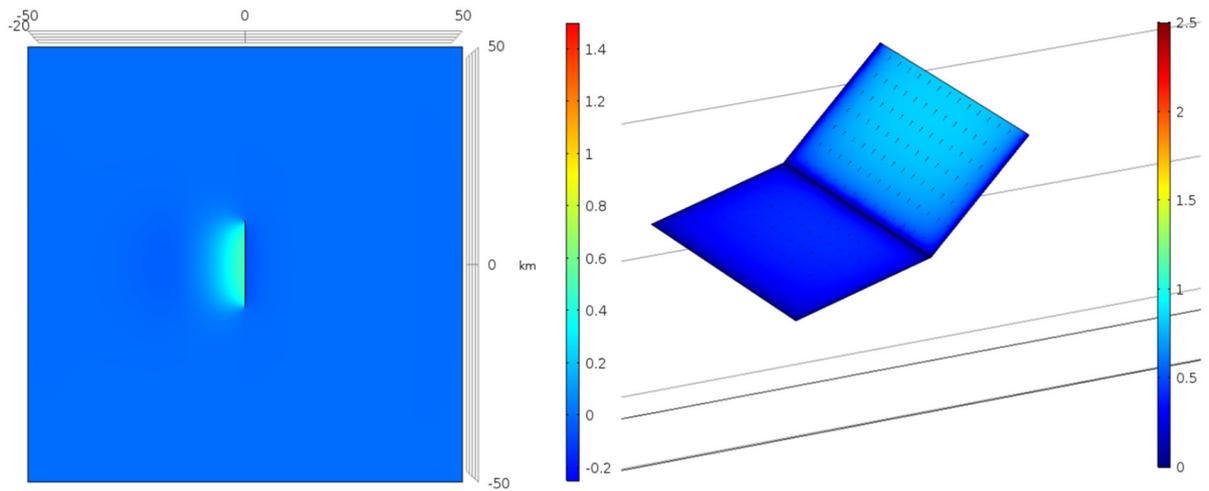


(E) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 75$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

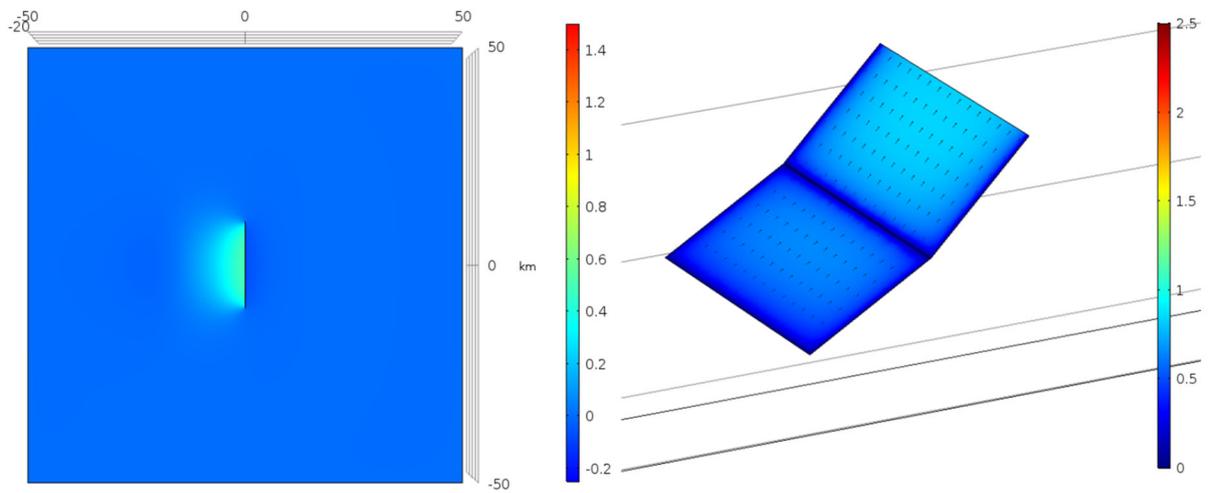


(F) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

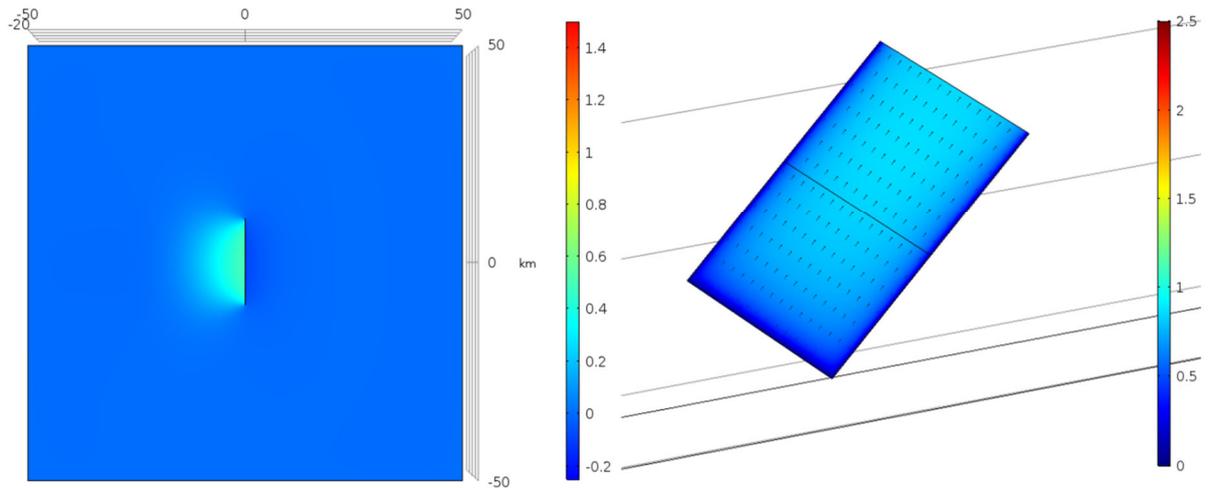
図 29 $\theta = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(図 28 の続き、上から $\phi = 60, 75, 90$ [deg])



(A) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 15$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

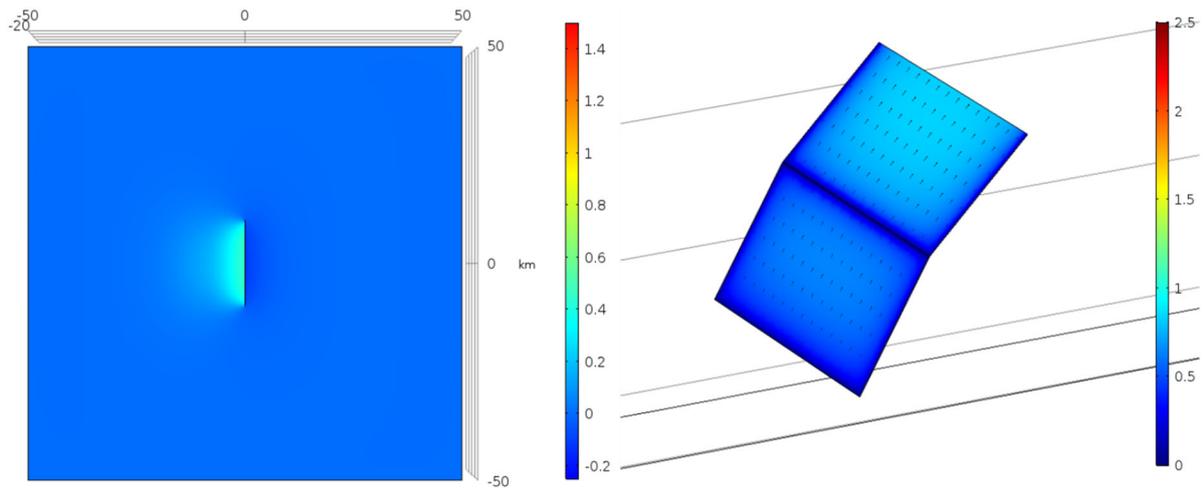


(B) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 30$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

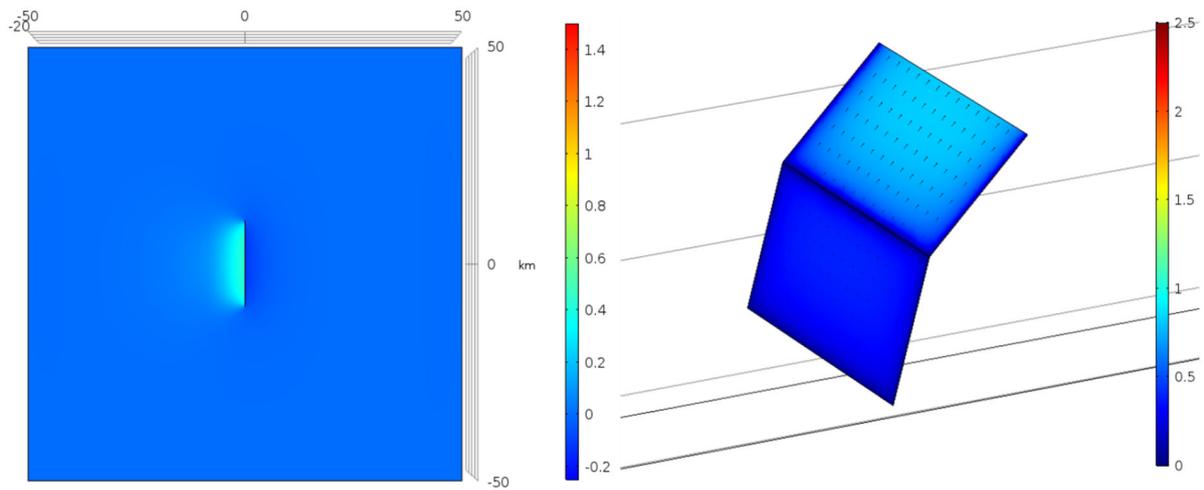


(C) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

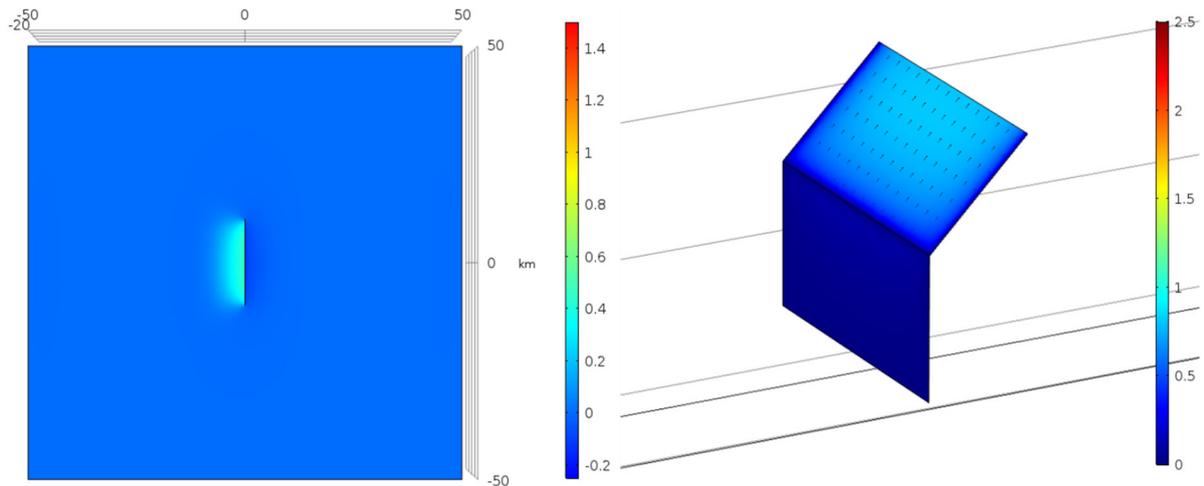
図 30 $\theta = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(上から $\phi = 15, 30, 45$ [deg])



(D) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 60$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)



(E) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 75$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)



(F) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

図 31 $\theta = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(図 30 の続き、上から $\phi = 60, 75, 90$ [deg])

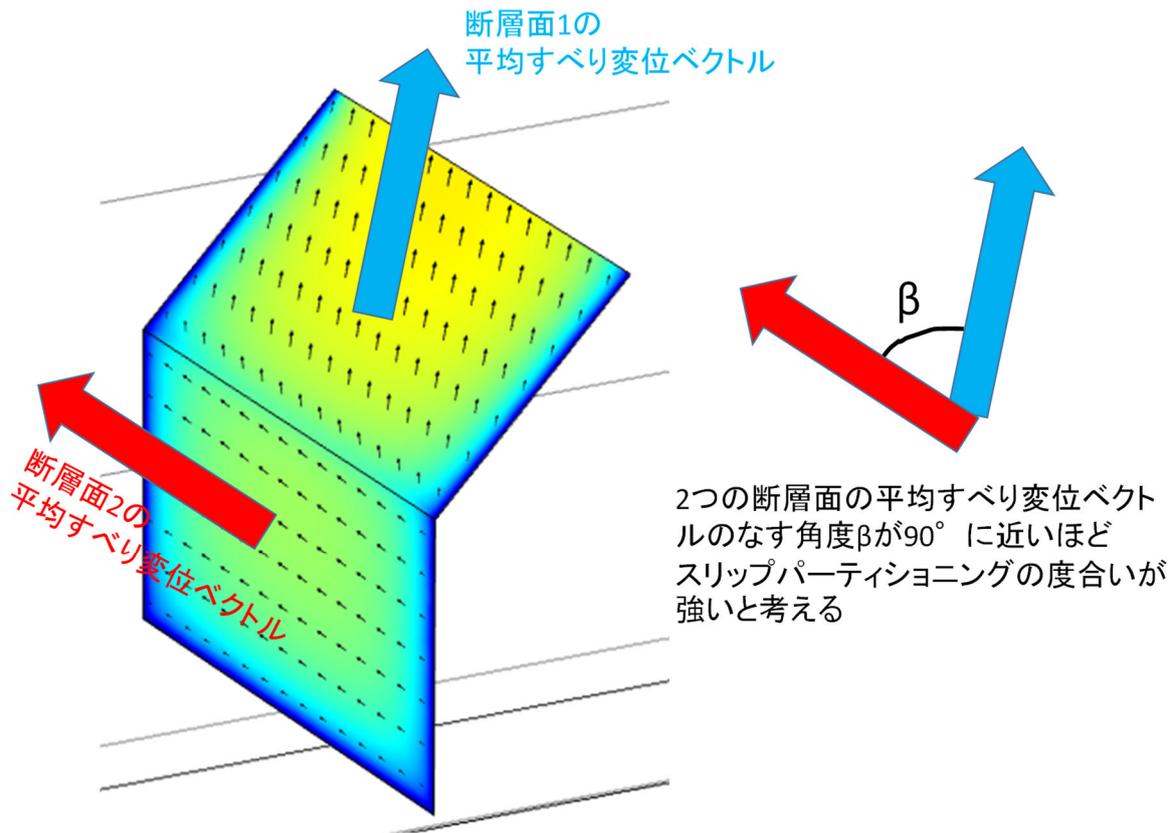


図 32 スリップパーティショニングの評価方法に関する説明（角度 β で評価）

c) スリップパーティショニングの評価

断層面上のすべり変位分布より、断層面 1 のすべり変位の方向と断層面 2 のすべり変位の方向が異なっているケースが確認できる（例えば図 29(E)右）。この状態は、スリップパーティショニングと考えることができる。ここではスリップパーティショニングの評価指標を提案し、どのような条件下でスリップパーティショニングが生じやすいのかについて検討した。

図 32 にスリップパーティショニングの程度を評価するための指標（角度 β ）の定義を示す。ここでは断層面 1 の平均的なすべり変位ベクトルと断層面 2 の平均的なすべり変位ベクトルの方向が直交している場合に最もスリップパーティショニングの程度が強いと考えた。今回はすべりの方向のみに着目して評価指標を提案しているが、これ以外にもスリップパーティショニングの程度を表しうる評価指標が定義できることに留意されたい。

今回実施したパラメトリックスタディーの全ての結果について図 32 で示した角度 β を求めてまとめたものが、図 33 である。図 33 より、 ϕ が 45° の場合（2枚が1つの平面をなす場合）、角度 β は、 θ によらず小さい値となっている。 ϕ が 90° の場合は、どの θ についても角度 β が最大となることが見て取れる。角度 β は、 θ よりも ϕ 依存性が強く出ている。以上のように、2面の断層面に生じるスリップパーティショニングは、深部断層面の傾斜角が 90° となる場合に生じやすいということが、今回のパラメトリックスタディーから示唆される。

図 34 は、角度 β が大きく出た 2 ケース ($\theta = 15^\circ$ 、 $\phi = 90^\circ$ のケースおよび $\theta = 30^\circ$ 、 $\phi = 90^\circ$ のケース) について、断層面上のすべり変位分布を示したものである。 $\theta = 15^\circ$ のケース (図 34(A)) の方が角度 β は大きい (67.8°)。ところが、断層面 2 のすべり変位レベルが $\theta = 30^\circ$ のケース (図 34(B)) よりも明らかに小さい。視覚的には、 $\theta = 30^\circ$ のケースの方がスリップパーティショニングの度合いが強いようにも見て取れる。この結果は、スリップパーティショニングの評価は角度 β のみではなく、他の要素も勘案した上で評価指標を考案する必要があることを示唆している。例えば、角度 β に加えて各断層面のすべり変位レベルが一定以上あることも考慮する等。どのような指標が適切であるのかどうかは、今後の課題としたい。角度 β のみでもスリップの方向が異なるかどうかのチェックは可能であるため、完全とは言えないまでもスリップパーティショニングを評価するための指標として一定レベル以上は機能していると考えられる。

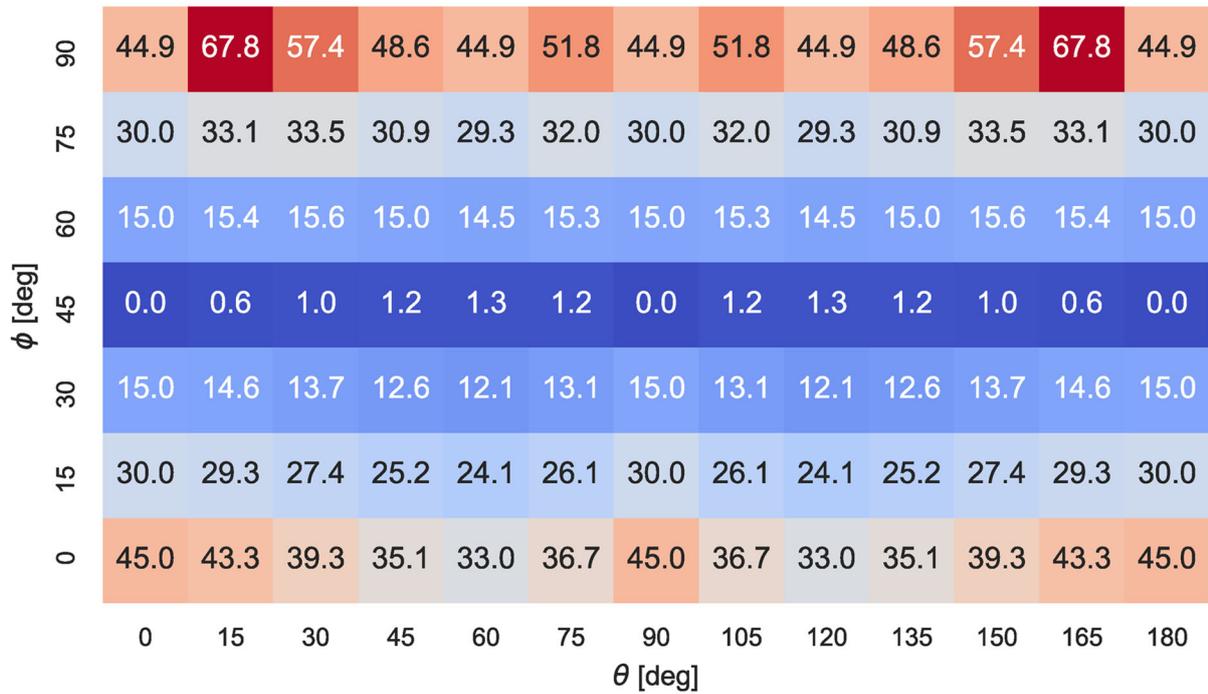


図 33 角度 β の $\theta \cdot \phi$ 依存性

(色付きタイル内の数値は角度 β の大きさを表しており、色が赤いほどスリッパパーティショニングの度合いが強いことを表す)

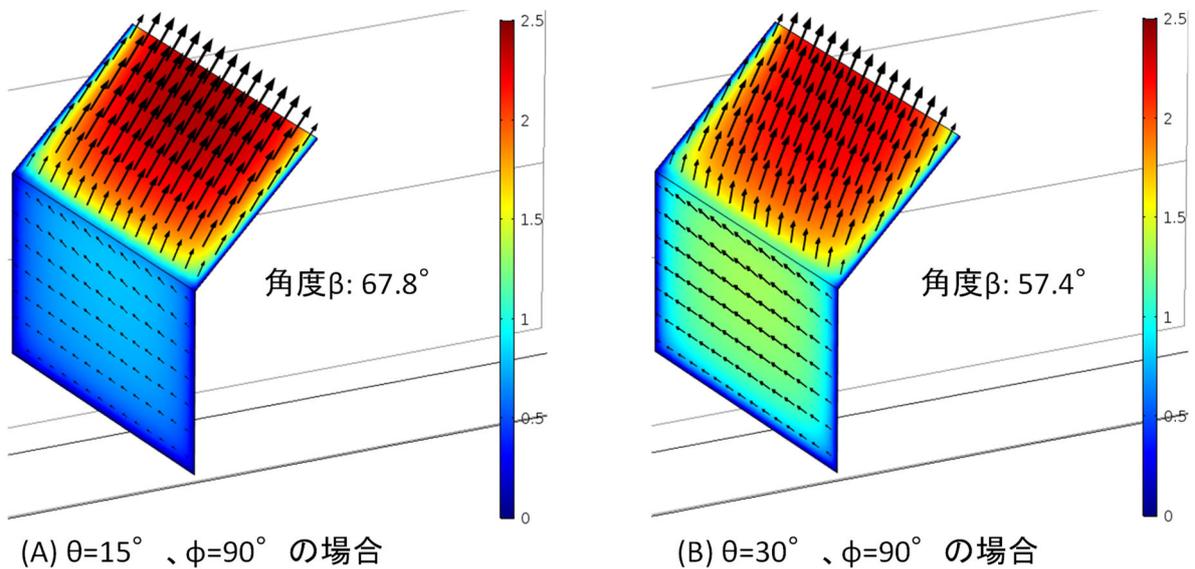
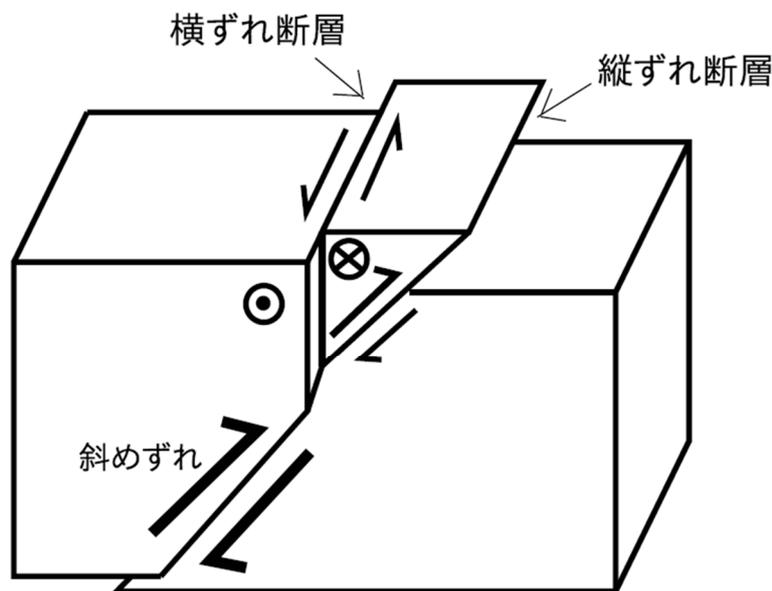


図 34 スリッパパーティショニングの程度を表す指標 (角度 β) が大きい場合のすべり変位分布様式: (A) $\theta=15^\circ$ 、 $\phi=90^\circ$ 、(B) $\theta=30^\circ$ 、 $\phi=90^\circ$

3) スリップパーティショニングについてのシミュレーション(平成 30 年度実施)

a) FEM を用いたスリップパーティショニング発生条件についての検討

断層変位のスリップパーティショニングは、図 35 に示す模式図によって説明されることが多い。すなわち、大局的には断層面上に斜めずれが生じると考えられる状況で、縦ずれが一方の断層面に、横ずれが並走するもう一方の断層面にそれぞれ生じて大局的な斜めずれを解消すると考えられている。また、スリップパーティショニングの事例として、国内では 2016 年熊本地震の地表地震断層の一部(西原村)でスリップパーティショニングが地表踏査によって確認されており(Toda et al., 2016)、この地点では右横ずれ(変位量: 約 1.5m)を伴う主断層と並走するように北西落ちの正断層(変位量: 約 2.0m)が分布することが報告されている。この他、糸魚川-静岡構造線活断層系の牛伏寺断層および松本盆地東縁断層のずれ変位関係がスリップパーティショニングで説明できるとする報告等(Ikeda et al., 2004; 松多・他, 2007)、国内では数例ある程度にとどまっている。国外では、米国 Owens Valley での調査結果(Wesnousky and Jones, 1994) および中国での Kokoxili 地震(2001 年)に対する調査結果(King et al., 2005) など、数例報告されている。なお、Toda らの報告と King らの報告は地表地震断層調査に基づいており、縦ずれと横ずれの同時出現が確認されている。一方、Wesnousky and Jones (1994) の報告では現地にて同時出現が確認されたわけではなく、活断層形態および地質調査に基づくスリップパーティショニングの推定である。また、Ikeda et al. (2004) の報告と松多・他(2007) の報告は、ともに反射法地震探査結果から想定される断層面配置についてスリップパーティショニングを推定しているものであり、これらについても同時出現が地震時に確認され



大局的な斜めずれ変位を
地表近くの縦ずれ断層と横ずれ断層で変位を分配

図 35 断層変位のスリップパーティショニングの模式図
(筈本, 2019 より引用)

ているわけではない。以上のように、断層変位のスリップパーティショニングの事例数は、正・逆断層や横ずれ断層単体の事例数に比べて極端に少ないため、スリップパーティショニングに対する知見や現象把握の程度は個別の逆断層や横ずれ断層の水準に達していないと考える。このような事情のため、スリップパーティショニングについて考察することは、一定の新規性を有する。また、実際に熊本地震時に発生したと推察されていることから、地震防災の観点からも一定の意義があると考えられる。

断層変位のスリップパーティショニングに関する数値シミュレーションは、国内において筆者の知る限り実施されていない。一方、国外で有限要素法に基づく弾塑性解析事例が一例 (Bowman et al., 2003) ある。Bowman et al. (2003) の研究では、San Andreas 断層とその周辺に存在する断層についての実際の変位様式およびチベット北東部の Haiyuan 断層とその周辺に存在する断層についての実際の変位様式の各ケースについて、弾塑性解析から得られる変位様式と比較する程度にとどまっておらず、スリップパーティショニングの発生条件については言及されていない。以上のように、数値シミュレーションの分野においては、断層変位のスリップパーティショニングの事例数が少ないためか、これまでに解析の対象とされてこなかった。

b) スリップパーティショニング発生条件探索のための問題設定

ここでは並走する2枚の断層面（これらは地下では一体化する）の傾斜角、2面が一体化する深さ、広域応力場の最大主応力方位をそれぞれ変化させ、スリップパーティショニングが発生しやすいパラメータの組を探索するとともに、得られたパラメータの組に対する断層面上のずれ変位および地表での変位様式について議論する。スリップパーティショニングの組み合わせとして、「逆断層と横ずれ断層の組み合わせ」および「正断層と横ずれ断層の組み合わせ」が考えられるが、ここでは牛伏寺断層と松本盆地東縁断層で推定されて

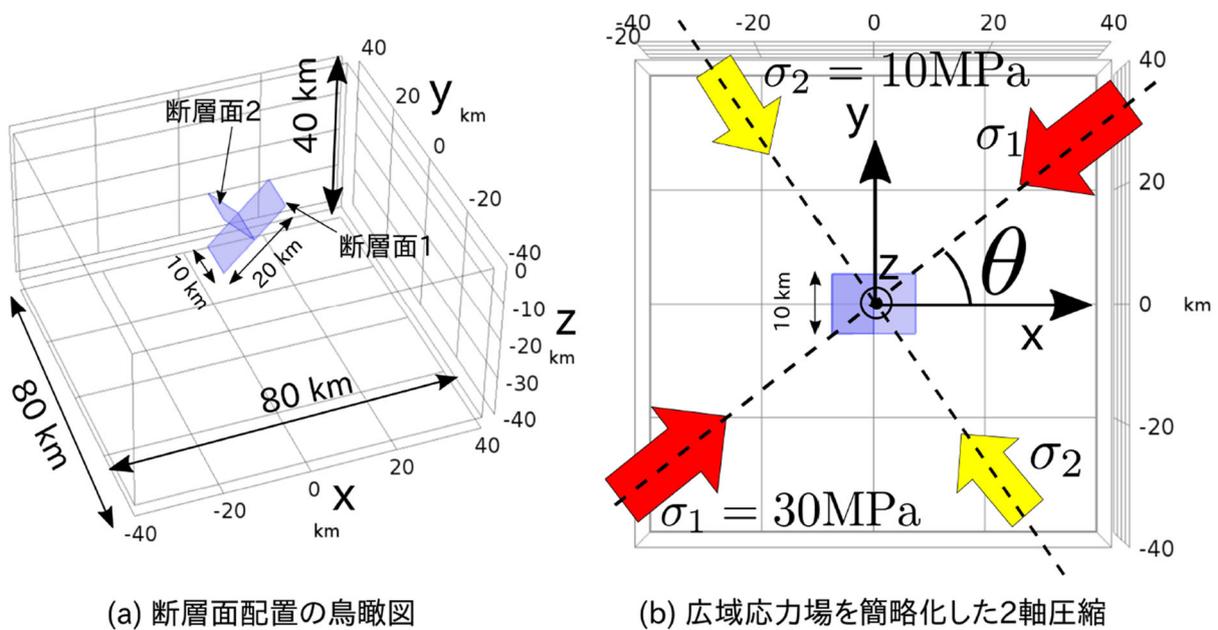


図 36 スリップパーティショニング発生条件探索のための問題設定
(筈本, 2019 より引用)

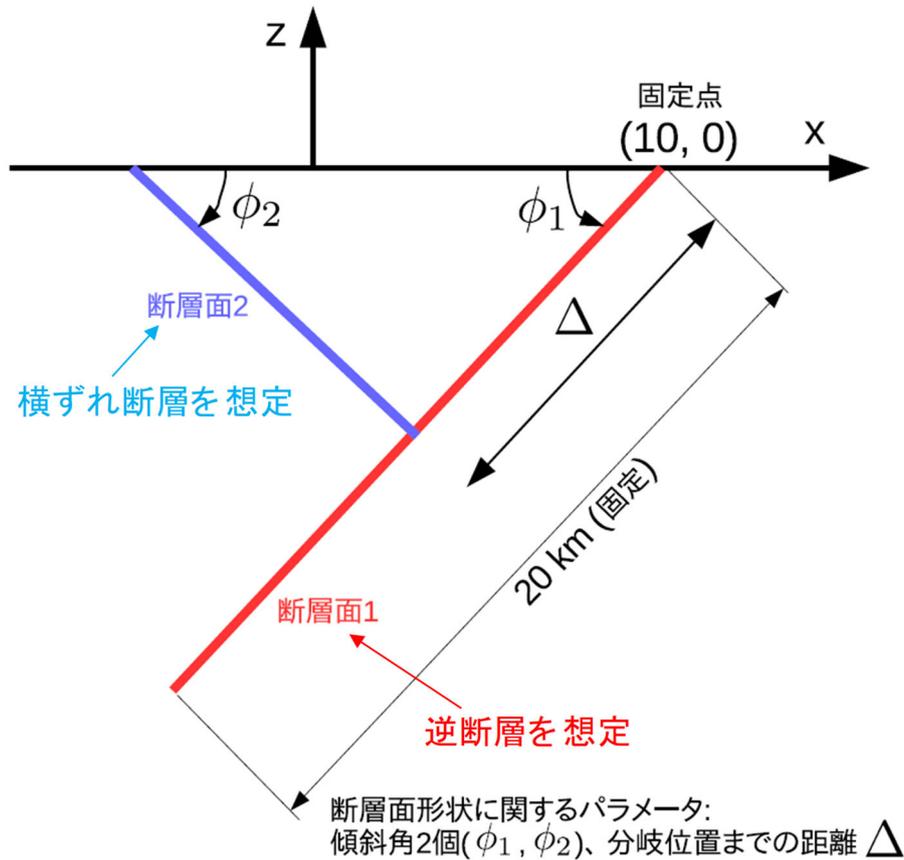


図 37 y 字型の断層形状を規定する 3 つのパラメータ (ϕ_1 , ϕ_2 , Δ)
(竿本, 2019 より引用)

表 1 パラメータ θ , Δ , ϕ_1 , ϕ_2 の
取りうる範囲

パラメータ名	数値
最大主応力方位 (θ)	0, 15, 30, 45, 60, 75, 90
断層分岐位置 Δ (km)	5, 10, 15, 20
断層面1の傾斜角 ϕ_1 (°)	30, 45, 60, 75, 90
断層面2の傾斜角 ϕ_2 (°)	30, 45, 60, 75, 90, 100

表 2 地殻および断層面の物性

パラメータ名	数値
地殻のヤング率 (GPa)	45
地殻のポアソン比 (ν)	0.3
断層面上の法線方向剛性 ($N/(m \cdot m^2)$)	1.21×10^{11}
断層面上の接線方向剛性 ($N/(m \cdot m^2)$)	1.04×10^7

いる「逆断層と横ずれ断層の組み合わせ」について検討する。

問題設定として、図 36(a)に示すように、80km×80km×40km の直方体 (ヤング率: 45GPa、ポアソン比: 0.3) の内部に、スリップパーティショニングの模式図 (図 35) にある逆断層を想定した断層面 1 と横ずれ断層を想定した断層面 2 の 2 つの断層面からなる y-字型の断層面を作成した。直方体の解析領域には、広域応力場を簡略化した 2 軸圧縮状態を設定しており、最大主応力 σ_1 および中間主応力 σ_2 をそれぞれ $\sigma_1=30\text{MPa}$, $\sigma_2=10\text{MPa}$ とした。なお、最大主応力の大きさ 30MPa は、野島断層の地下 1000m での応力値 30MPa (池田・他, 2001) を参考とした。なお、最大主応力の作用方向 θ はパラメータであり、x 軸方向から反時計回りに 0° から 90° まで 15° 刻みで変化させている (図 36(b))。

y 字型の断層面を拡大したものが、図 37 である。今回、断層面 1 (逆断層を想定) および断層面 2 (横ずれ断層を想定) の傾斜角 (ϕ_1 , ϕ_2) はパラメータとしてそれぞれ変化させる。

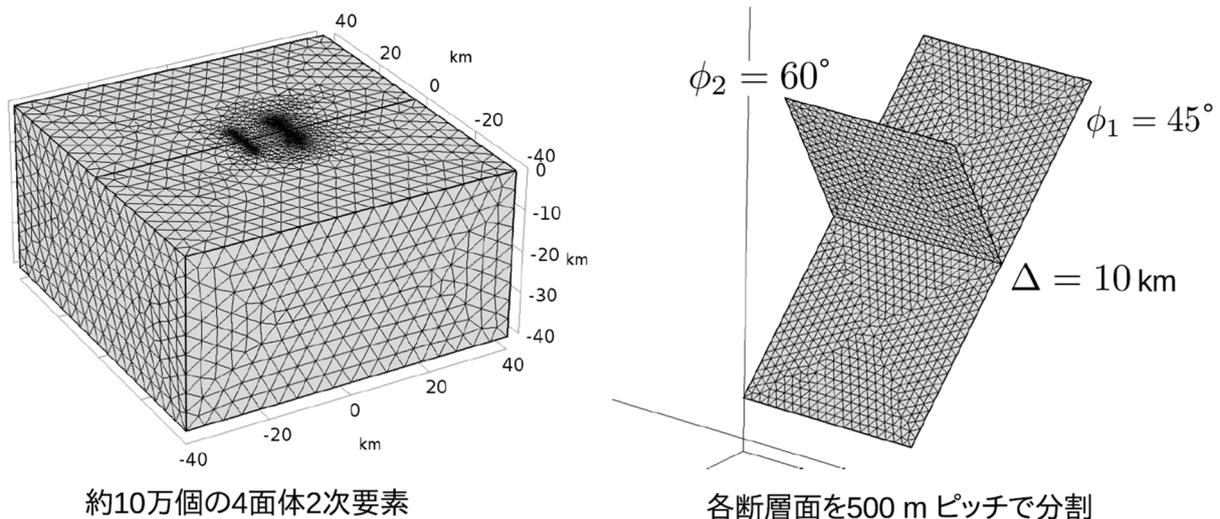


図 38 作成した有限要素メッシュの一例 ($\Delta = 10\text{ km}$, $\phi_1 = 45^\circ$, $\phi_2 = 60^\circ$)
(竿本, 2019 より引用)

結局のところ、パラメータは「最大主応力の方位 θ 」、「断層面の交点を規定する長さ Δ 」、「断層面 1 の傾斜角 ϕ_1 」、「断層面 2 の傾斜角 ϕ_2 」の 4 つとなる。各パラメータの取りうる数値をまとめたものが、表 1 である。すべてパラメータについて総当たり計算を行うが、 $\phi_1=90^\circ$ の場合は ϕ_2 の範囲は 75° までとした。なお、4 つのパラメータの組み合わせ総数は、784 ケースとなる。スリップパーティショニングは、一方の断層面の傾斜角が 90° と想定される場合が多いようであるが、今回は傾斜角 90° に限らず様々なケースについて検討した。これら 4 つのパラメータに加え、有限要素解析では地殻のヤング率、ポアソン比、断層面上の法線方向剛性および接線方向剛性が必要となる。これらの数値をまとめたものが表 2 である。なお、断層面上の法線方向剛性については母岩と同程度となるように、接線方向剛性については松田式 (松田, 1975 ; 松田・他, 1980) を近似的に満たすように、それぞれ設定している。断層面上剛性の設定の詳細については、既発表の文献 (竿本, 2018) を参照されたい。

図 38 に、 $\Delta=10\text{ km}$ 、 $\phi_1=45^\circ$ 、 $\phi_2=60^\circ$ と設定した場合の有限要素メッシュを示す。直方体は約 10 万個の 4 面体 2 次要素で作成している。また、各断層面は 500m ピッチの 3 角形 2 次要素で分割することで作成している。一連のパラメトリックスタディーでは、4 つのパラメータ (θ 、 Δ 、 ϕ_1 、 ϕ_2) をセットすると自動的にパラメータを反映させた有限要素メッシュを作成するが、断層面はパラメータの数値によらず常に 500m ピッチの 3 角形 2 次要素で分割する設定とした。なお、一連の有限要素解析は、汎用工学シミュレーションソフトウェア COMSOL Multiphysics® (ver. 5.4) 上で実装・実行した。

c) スリップパーティショニング強度の定義

本報告では、スリップパーティショニングの強弱と先に示したパラメータの関係を議論することが重要である。したがって、シミュレーション結果を示す前にスリップパーティショニングの強弱の程度を示す指標を定義しておく。定性的ではあるが、断層面 1 で一定

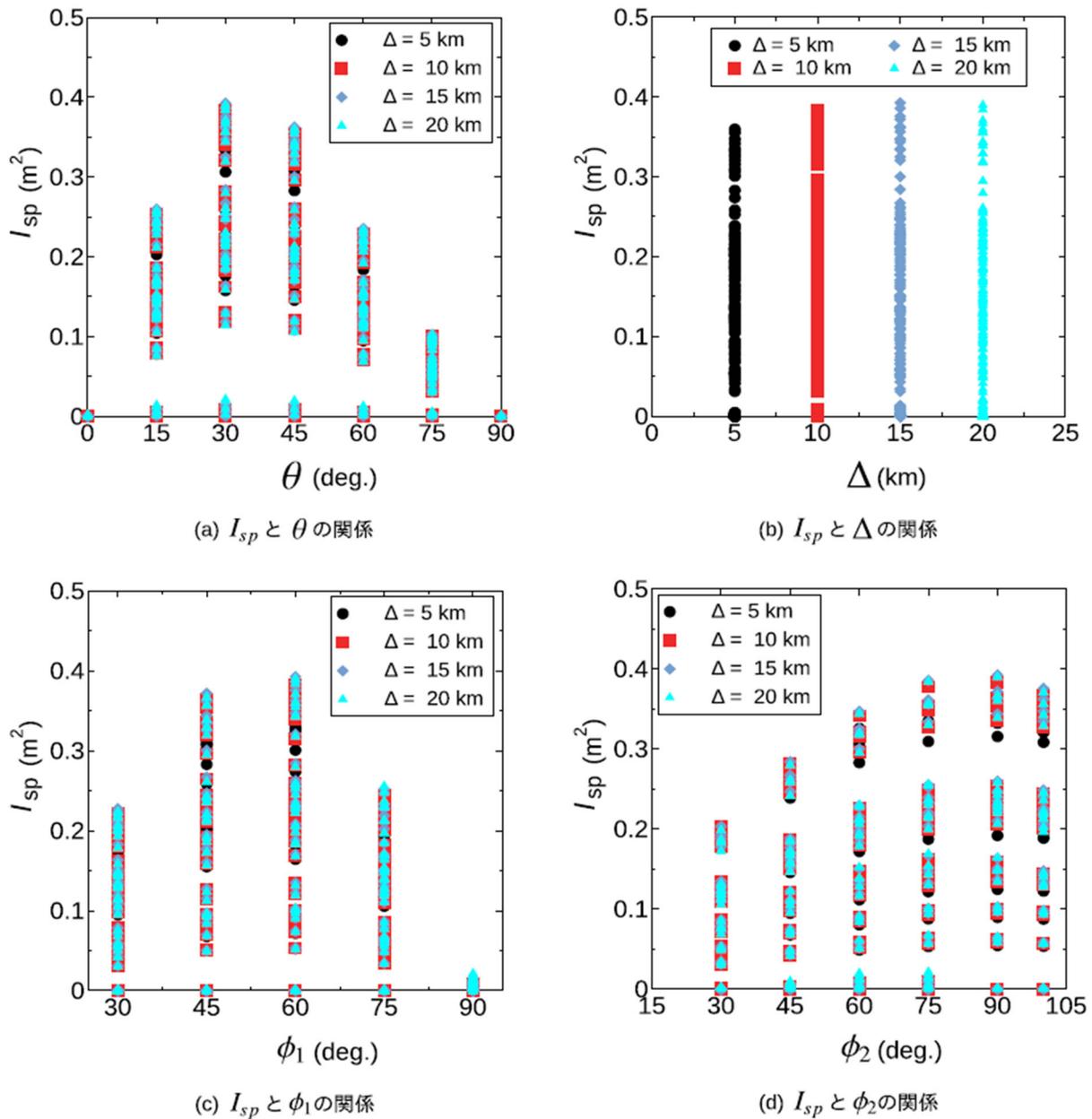


図 39 スリップパーティショニング強度 I_{sp} と各パラメータとの関係性
(竿本, 2019 より引用)

レベル以上のずれ変位が算出されたとしても、断層面 2 でずれ変位がほとんど生じていなければ、断層面 1 のみが活動したように見えるため、スリップパーティショニングは生じていないと考える。また、最大主応力を x 軸に沿って設定した場合も断層面 1 と 2 はともに逆断層となるため、この場合においても逆断層と横ずれのスリップパーティショニングが生じたとは言えない。以上の考えの下、ここでは断層面 1 の平均ずれ変位ベクトルの z 方向成分と断層面 2 の平均ずれ変位ベクトルの y 方向成分の積を、スリップパーティショニングの強度を示す指標 I_{sp} として次の式で定義する。

$$I_{sp} = |d1z| |d2y| \quad (1)$$

ここで、 $d1z$ は断層面 1 上の平均ずれ変位ベクトルの z 方向成分を、 $d2y$ は断層面 2 上の平均ずれ変位ベクトルの y 方向成分を表している。本報告では、この指標 I_{sp} の値が大きけ

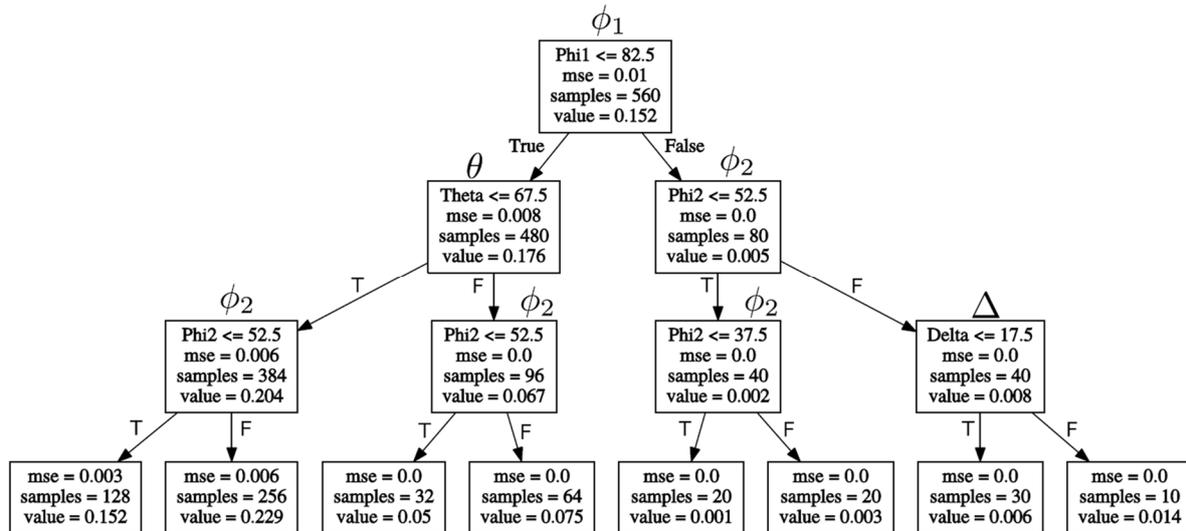


図 40 各パラメータの Isp に対する回帰木 (3 階層)
(筈本, 2019 より引用)

れば大きいほどスリップパーティショニングが生じやすいと考える。以下では、今回定義したスリップパーティショニング強度 Isp と各パラメータの関係性について議論する。

d) スリップパーティショニング強度と各パラメータの関係性について

図 39 に、スリップパーティショニング強度 Isp と断層面形状を規定する各パラメータについての関係性を示す。各パラメータの意味は図 36 および図 37 に示すとおりであり、それぞれ、 θ : 最大圧縮応力の作用方向、 Δ : 2 つの断層面の交差点を規定する距離、 ϕ_1 : 断層面 1 の傾斜角、 ϕ_2 : 断層面 2 の傾斜角である。図 39 の (a) から (d) の各図より、単一パラメータを固定したとしても、他のパラメータとの組み合わせによって Isp は大きく変化することがわかる。なお、各図には 784 ケース全てについてプロットしている。Isp と θ の関係 (図 39(a)) および Isp と ϕ_1 の関係 (図 39(c)) では、ピーク位置が他のパラメータに比べて明確であり、今回検討したパラメータの中では感度が高いと言える。一方、Isp と Δ の関係 (図 39(b)) は明瞭なピークが確認できない上、 Δ の違いによって Isp の分布形態がほとんど変化していないため、感度が低いと言える。Isp と ϕ_2 の関係 (図 39(d)) では、 ϕ_2 は Isp に対して一定の感度があるが、 ϕ_1 ほど急峻なピークを有していないことがわかる。また、各関係から、 θ が 30° または 45° の場合かつ ϕ_1 が $45^\circ \sim 60^\circ$ の範囲かつ ϕ_2 が $75^\circ \sim 100^\circ$ の範囲である場合に Isp が大きくなることが予想される。

図 40 は、各パラメータの Isp に対する回帰木を描いたものであり (作図には Scikit-learn と Graphviz を利用)、数値シミュレーション全ケースから得られた Isp を効率的に説明するにはどのパラメータについてどのような分岐を設定すれば良いかということを確認することができる。なお、ここでは Isp がほぼゼロとなる $\theta = 0^\circ$ および $\theta = 90^\circ$ のケース (全 224 ケース) を除いている。ツリー構造の上部にあるパラメータほど Isp についての寄与度が大きいと言えるため、回帰木は図 39 で示した Isp と各パラメータの感度の表現方法の一つと考える。図 40 より、まずは ϕ_1 が 82.5° よりも小さいかどうかについて分けることで、効率的に Isp を分類可能となる。ここでの効率的な分岐の設定とは、

表3 Isp の上位 30 位についての断層面上平均ずれ変位量および変位量の比（横/縦）
（筈本，2019 より引用）

順位	縦ずれ $ v_{1z} $ (m)	横ずれ $ v_{2y} $ (m)	$ v_{2y} / v_{1z} $
1	0.683	0.575	0.842
2	0.687	0.568	0.827
3	0.686	0.563	0.820
4	0.694	0.554	0.798
5	0.683	0.561	0.822
6	0.684	0.552	0.807
7	0.673	0.559	0.830
8	0.643	0.579	0.900
9	0.671	0.553	0.824
10	0.676	0.544	0.805
11	0.644	0.569	0.884
12	0.643	0.566	0.881
13	0.546	0.664	1.216
14	0.639	0.567	0.888
15	0.642	0.563	0.877
16	0.549	0.656	1.193
17	0.682	0.527	0.773
18	0.645	0.553	0.857
19	0.549	0.650	1.184
20	0.637	0.559	0.877
21	0.682	0.521	0.763
22	0.640	0.554	0.866
23	0.555	0.639	1.152
24	0.641	0.553	0.862
25	0.546	0.648	1.187
26	0.547	0.637	1.165
27	0.679	0.512	0.754
28	0.538	0.645	1.198
29	0.680	0.510	0.751
30	0.687	0.501	0.729

分岐後の各グループについて平均二乗誤差（mean squared error: mse）を求め、mse の合計が最小となるように設定することである。なお、誤差はグループの平均値を真値とした場合に対する誤差を指す。また、分岐のしきい値（ $\phi_1 \leq 82.5^\circ$ の 82.5° ）は、パラメトリックスタディーの刻みの中間値となっており、より正確な分岐のしきい値が必要な場合はパラメトリックスタディーの刻みを細かくする必要がある。Isp の平均値が大きくなる集団（最下段左から 2 番目、mse : 0.006、サンプル数 : 256、Isp の平均値 : 0.229）は、 $\phi_1 \leq 82.5^\circ$ True \rightarrow $\theta \leq 67.5^\circ$ True \rightarrow $\phi_2 \leq 52.5^\circ$ False というパスを経てグルーピングされており、 ϕ_1 、 θ 、 ϕ_2 の順で寄与度が大きいことがわかる。なお、 Δ については Isp が大きくなる集団を選定する際には現れておらず、 ϕ_1 、 θ 、 ϕ_2 に比べて寄与度は小さいと言える。回帰木を用いた検討からも図 39 の目視から得られた感度と同じ結果をより体系的に得ることができた。今回のパラメトリックスタディーより、 θ が 30° 程度、 ϕ_1 が 60° 程度、 ϕ_2 が 90° 程度となるとき、スリップパーティショニング強度が大きくなることが示された。

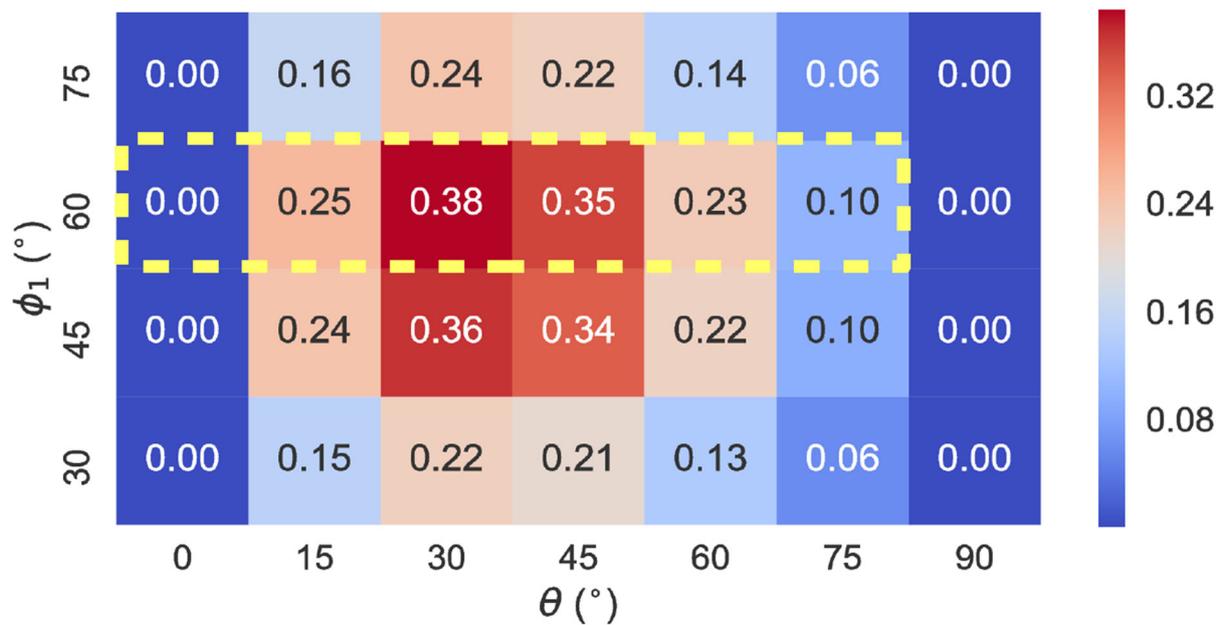


図 41 $\Delta=10\text{km}$ 、 $\phi_2=90^\circ$ のケースにおける I_{sp} と θ および ϕ_1 の関係
(色は I_{sp} の大きさ (m^2) を表す。竿本, 2019 より引用)

e) 縦ずれと横ずれの変位量比

各断層面上で平均的なずれ変位量が算出されているため、縦ずれ量と横ずれ量の比を求めることができる。地表地震断層の現地調査では縦ずれと横ずれの変位量が計測されるため (例えば Toda et al., 2016; 縦ずれ: 約 2.0m、横ずれ: 約 1.5m)、今回得られた計算結果についてもこれらを整理しておくことは重要である。また、ずれ変位量はトレンチ調査で得られる平均変位速度と関連するため、この観点からも変位量を整理しておく意義がある。表 3 に、 I_{sp} が大きい上位 30 位について、断層面上での平均変位量の成分およびそれらの比を示す。ここで、 v_{1z} は断層面 1 上での平均変位ベクトルの z 方向成分であり、縦ずれ変位量に相当する。また、 v_{2y} は断層面 2 上での平均変位ベクトルの y 方向成分であり、横ずれ変位量に相当する。なお、断層面上の平均ずれ変位量の大きさについては、松田式に基づいて剛性を決定しているため、各断層面上でのずれ変位ベクトルのノルムは 1.0m 程度 (断層長 10km の約 1/10000) となる。表 3 より、スリップパーティショニング強度が大きいケースの多くについて、横ずれ変位量と縦ずれ変位量の比は 0.8 から 0.9 の範囲内にあることがわかる。変位量の比が 1.0 を上回る場合がいくつかあるが、これらのケースでは、 $\theta=45^\circ$ という共通事項がある。 $\theta=45^\circ$ の場合は y 方向に沿って鉛直に配置された断層面 2 について理想的な横ずれを生じさせやすい応力状態であるため、横ずれ変位量と縦ずれ変位量の比が 1.0 を上回るものと解釈できる。断層面 2 に横ずれを積極的に生じさせるパラメータの組み合わせが最もスリップパーティショニングを生じさせる組み合わせではないことに留意されたい。

本研究で得られた縦ずれと横ずれの変位量の比に関する知見は、現地調査時にスリップパーティショニングが疑われる場合に、スリップパーティショニングかどうかを判断するための基礎情報として活用できると考える。

f) 断層面上のずれ変位分布

図 41 は、 $\Delta=10\text{km}$ 、 $\phi_2=90^\circ$ のケースにおいてスリップパーティショニング強度 I_{sp} を θ (横軸) と ϕ_1 (縦軸) の関数として示したものであり、色は I_{sp} の大きさを示している。これまで示したように、 $\theta=30^\circ$ 、 $\phi_1=60^\circ$ 周辺で I_{sp} が大きくなっているのが確認できる。紙面の都合上、全 784 ケースについての断層面上ずれ変位分布および地表での変位分

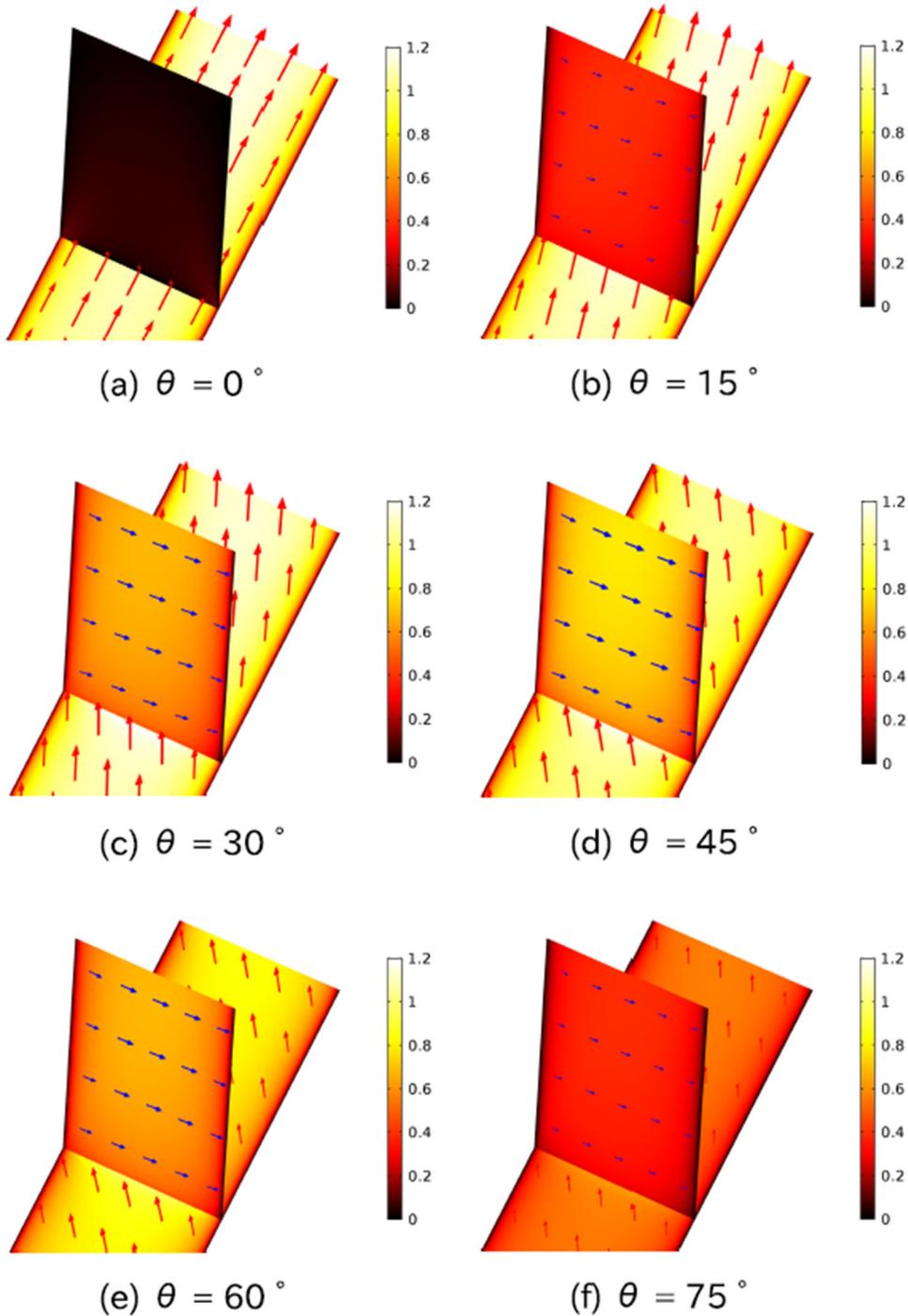


図 42 断層面上ずれ変位の分布様式 (竿本, 2019 より引用)
 ($\Delta=10\text{ km}$ 、 $\phi_1=60^\circ$ 、 $\phi_2=90^\circ$ 、色は変位 (m) の大きさを表す)

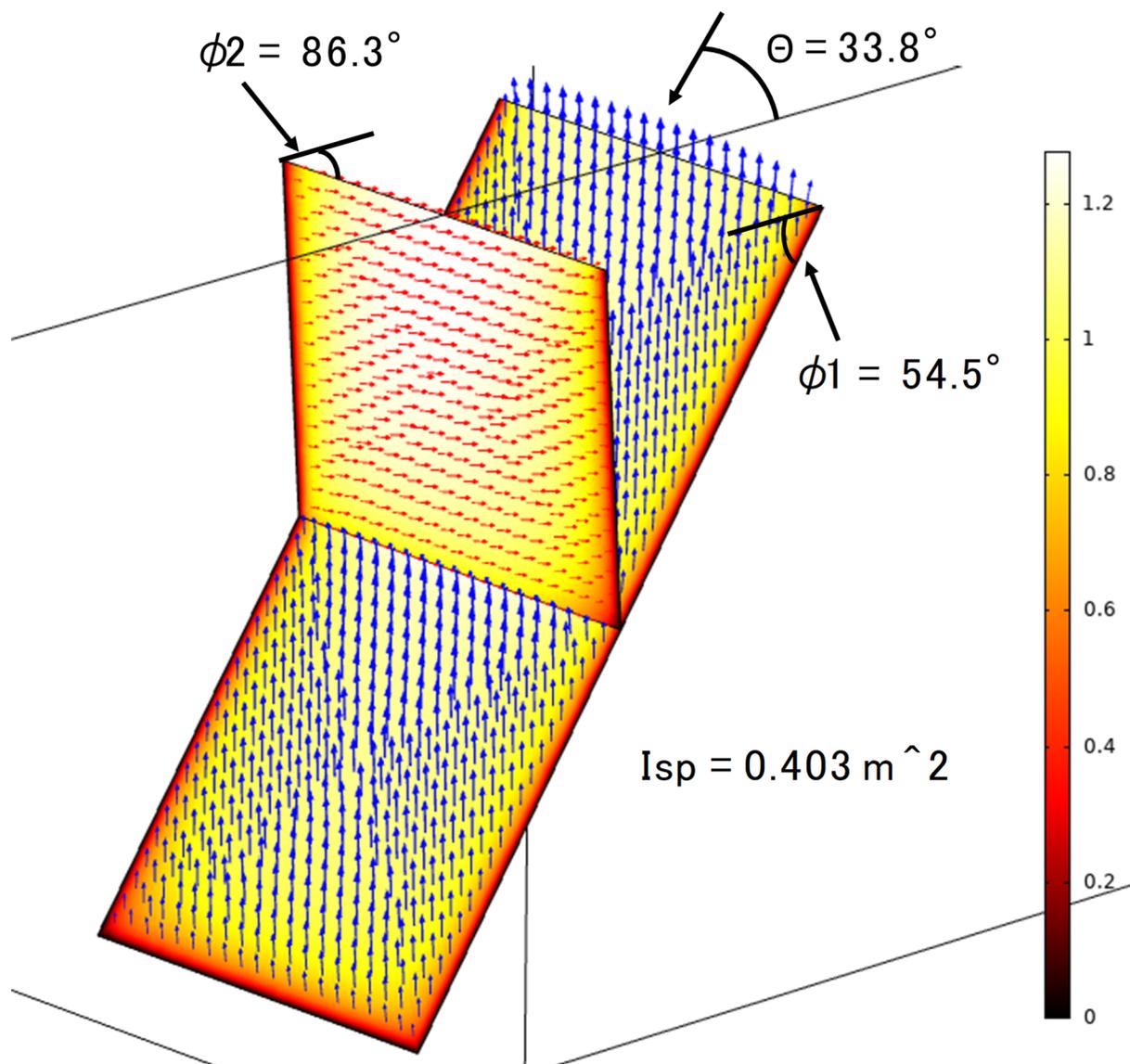


図 43 I_{sp} が最大となる時のパラメータ ($\phi_1=54.5^\circ$ 、 $\phi_2=86.3^\circ$ 、 $\theta=33.8^\circ$)

布を示すことは困難であるため、ここでは $\Delta=10\text{km}$ かつ $\phi_2=90^\circ$ のケースのうち、 $\phi_1=60^\circ$ に固定して θ を変化させた際の断層面上のずれ変位分布および地表での変位分布を示す (図 41 の黄色破線内のケース)。

図 42 に、図 41 の黄色破線内のケースに対応する断層面上でのずれ変位分布を示す。図 42(a) は、断層線に直交する方向に最大圧縮軸が配置される ($\theta=0^\circ$) ため、傾斜角が 90° である断層面 2 においては、ほとんど変位を生じていない。他方、断層面 1 では横ずれ成分が全くない逆断層成分のみが確認できる。 θ を増加させるにつれて、断層面 2 で横ずれ成分が増加していく様子が見える。一方、断層面 1 上では逆断層成分のみであった状態から横ずれ成分が生じ、結果として断層面 1 において斜めずれが確認されるようになる。なお、 $\theta=45^\circ$ 時に断層面 2 上での横ずれ成分が最大となる。ただし、スリップパーティション強度 I_{sp} が最大となるのは、 $\theta=30^\circ$ (図 42(c)) の場合である。また、図 42(b) から図 42(f) における断層面 1 および断層面 2 の横ずれのセンスは同じであり、両断層とも

に「右横ずれ」となる。なお、スリップパーティショニングの特徴の一つと考えられている変位の分担については、断層面間の距離が小さい場合（～2 km）に顕著に見られた。変位量の分担状況や断層面間の相互作用の詳細については、別の機会に報告したい。 θ を変化させる図 42(a)から図 42(f)の一連の結果は、主応力軸を $x-y$ 面内で回転させた場合そのものであるが、主応力回転が断層面上の変位の方向・大きさに影響を及ぼしていることは明らかである。この結果は、仮に断層面形状および地表でのずれ分布が確定した場合に、断層面周辺の最大圧縮主応力の方向を逆問題として推察可能となることを示唆している。一般に、断層面周辺の応力場を高い精度で取得することは困難であるため、主応力を回転させるなどのパラメトリックスタディーは社会基盤施設への断層変位の影響を考察する上で一定の意義があると考えられる。

これまでのパラメトリックスタディーより、 $\phi_1=60^\circ$ 、 $\phi_2=90^\circ$ 、 $\theta=30^\circ$ 付近でスリップパーティショニング強度 I_{sp} が大きくなることがわかっている（図 41）。しかしながら、パラメトリックスタディーではパラメータの刻みの大きさ程度の精度までしか考察することができないため、最も I_{sp} が大きくなるパラメータの組は探索できていない。これに対し、図 43 は $\Delta=10\text{km}$ のケースについて、最適化解析（ベイズ最適化）を用いて I_{sp} を最大化するパラメータの組を探索した結果を示している。 $\phi_1=54.5^\circ$ 、 $\phi_2=86.3^\circ$ 、 $\theta=33.8^\circ$ のとき、 I_{sp} の最大値 0.403m^2 が得られた。パラメトリックスタディーで得られた I_{sp} の値 0.38m^2 に対して約 1.06 倍となっており、よりスリップパーティショニング強度が大きい。

今回の取り組みでは主応力の回転のほか、多くのパラメータの組について断層面上ずれ変位と地表での変位様式等、実に多くの情報を得ることができた。しかしながら、得られた全ての情報を効率的に活用できたとは言いがたい。多くの結果を効率的に解析・解釈し、重要な知見・特徴を抽出するためのデータマイニング手法について今後検討する必要がある。

g) スリップパーティショニング発生条件探索についてのまとめ

逆断層と横ずれ断層の組合せについて、スリップパーティショニングが発生しやすいと考えられる条件を有限要素法によって探索した。得られた結果は以下のとおりである。

1. 断層面上の平均ずれ変位を用いてスリップパーティショニング強度を定義した。
2. スリップパーティショニング強度が大きくなるパラメータの組を見出した。
($\theta=30^\circ$ 、 $\phi_1=60^\circ$ 、 $\phi_2=90^\circ$)
3. スリップパーティショニング強度に対する各パラメータの感度に関する知見を得た。
(ϕ_1 と θ の感度が高い)
4. 断層面上の縦ずれ変位量と横ずれ変位量の比を調べた結果、スリップパーティショニング強度が大きいケースのほとんどは、その比が 0.8 から 0.9 程度であった。

4) 糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間の断層面モデルの作成および FEM による変形解析(平成 30 年度実施)

a) サブテーマ 1 とサブテーマ 2 で得られた知見を統合した断層面モデル

図 44 にサブテーマ 1 および 2 の知見を統合した断層面モデルの詳細を示す。北部区間

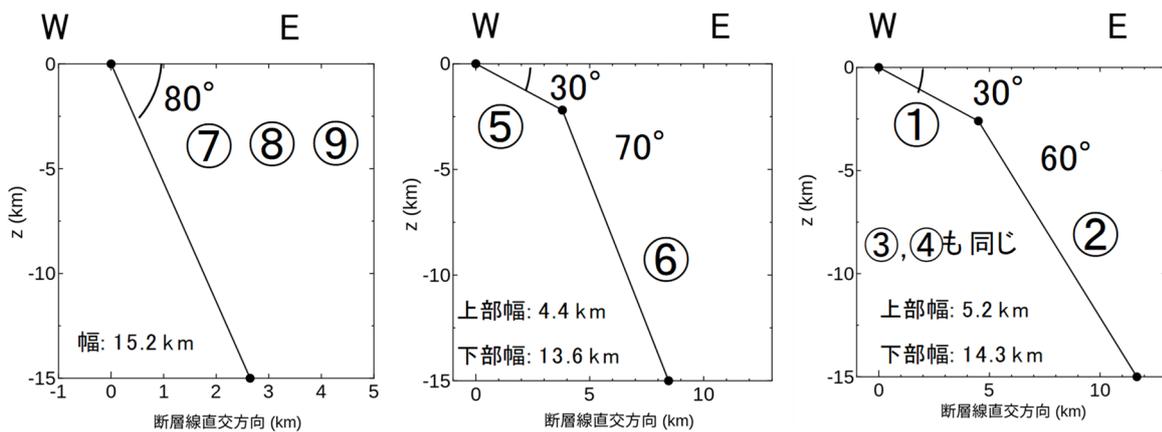
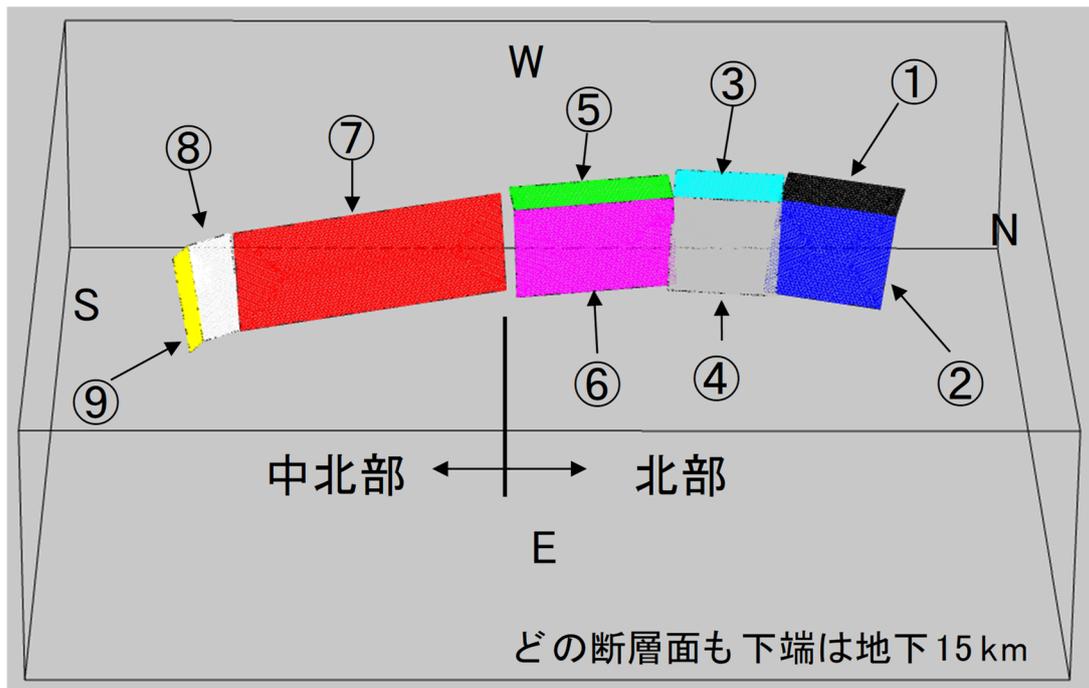


図 44 糸魚川－静岡構造線断層帯 北部区間・中北部区間の断層面モデル

には神城断層および松本盆地東縁断層北部が、中北部区間には松本盆地東縁断層南部－牛伏寺断層－岡谷断層群および諏訪湖南岸断層群がそれぞれ配置される。神城断層は、図 44 中の断層面①、②、③、④で表されており、断層面①と②からなる神城 1、断層面③と④からなる神城 2 に細分される。断層面⑤と⑥は松本盆地東縁北部を、断層面⑦は松本盆地東縁断層南部－牛伏寺断層－岡谷断層群に相当する。断層面⑧と⑨は、諏訪湖南岸断層群をそれぞれ表す。断層面①と②、③と④、⑤と⑥の各ペアは、それぞれ地下でキンク（折れ曲がり）を有する構造）となっており、図 44 下段右の断面図が①と②および③と④の断面を、図 44 下段中央の断面図が断層面⑤と⑥のペアに対応する断面図である。断層面⑦から⑨は全ての断層面について傾斜角が 80° であり、地下での断面図は図 44 下段左のとおりである。いずれの断層面も東落ちであり、各断層面の地下下端の深さは 15km と設定している。地表面における断層線端部の位置はそれぞれ、断層面①（断層長 18.4km）：北端（ 36.789079° ， 137.905755° ）－南端（ 36.664632° ， 137.849278° ）、断層面③（断層長 16.5km）：北端（ 36.658987° ， 137.85825° ）－南端（ 36.541295° ， 137.839537° ）、断層

面⑤(断層長 24.6km):北端(36.531295° , 137.85765°)－南端(36.356748° , 137.900219°)、断層面⑦(断層長 42.6km):北端(36.346517° , 137.92048°)－南端(36.057010° , 138.052998°)、断層面⑧(断層長 7.7km):北端(36.052846° , 138.05231°)－南端(36.008215° , 138.093596°)、断層面⑨(断層長 5.0km):北端(36.008215° , 138.09360°)－南端(35.993147° , 138.134708°)である。断層面①の北端から断層面⑨の南端までの南北方向長さは、約 110km である。ここで、各断層面の色は作成した面を区別するために色付けしているものであり、色に断層面区別以外の意味はない。以上のように断層線の位置は緯度・経度で管理しているが、有限要素解析を実施するには、球面メルカトル座標 (EPSG3857) に変換した後に適切な点を原点にとって断層面①から⑨が解析モデルのほぼ中央部に位置するように調整している。

b) 北部区間・中北部区間に対する有限要素メッシュ

図 45 は、図 44 の断層面①から⑨に対する有限要素メッシュを示したものである。東西 150km、南北 150km、深さ方向に 40km の直方体のほぼ中央部に断層面①から⑨をセットしている。x-y-z 座標の原点は、緯度：36.3921316679°、経度：137.9871225° の地表面とした。直方体を構成する 4 面体 2 次要素の総数は約 52 万、断層面を構成する 3 角形 2 次要素の総数は約 2 万である。以上の要素数を用いた結果、今回作成した有限要素メッシュでは、約 226 万点 (変位評価点での未知変位の数に相当) の連立一次方程式に帰着する。ここで、断層面を構成する 3 角形 2 次要素は 1 辺の長さが 500m としており、変位評価は 250m 間隔で実施することができる。なお、広域応力場についてはサブテーマ 2 から最大主

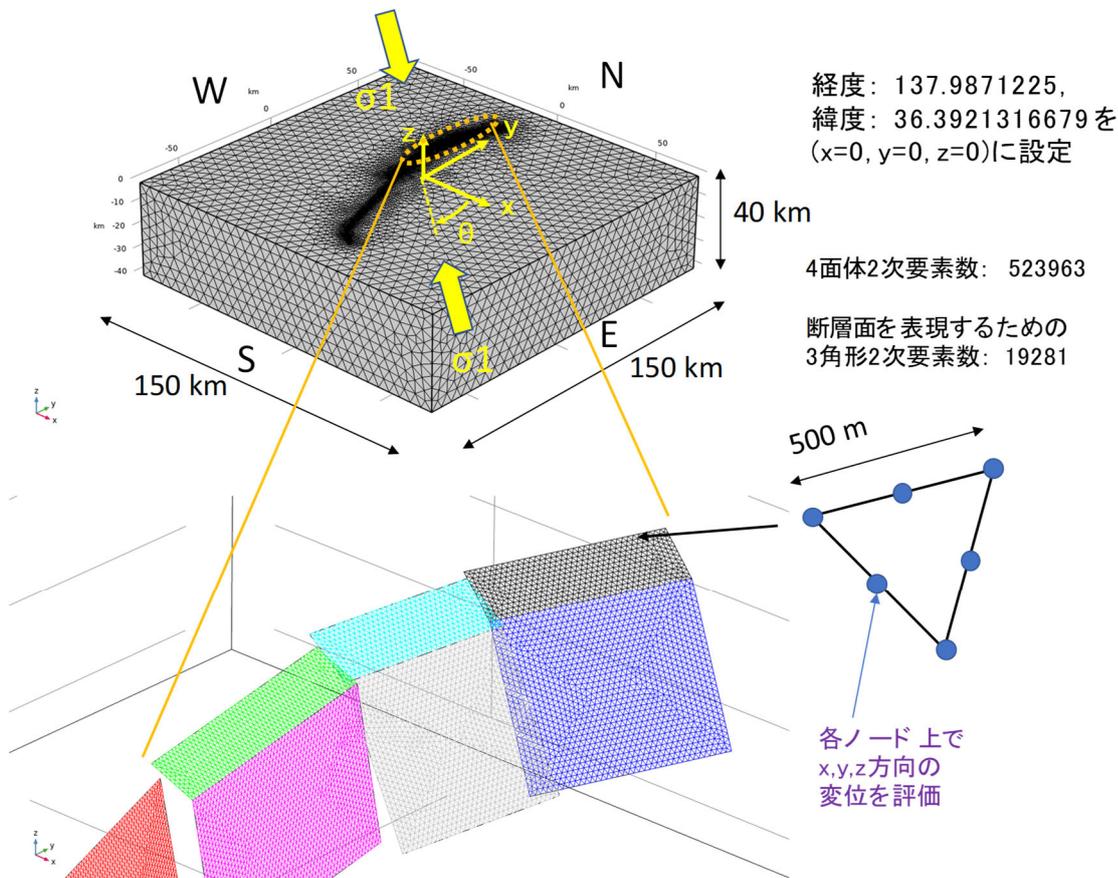


図 45 糸魚川－静岡構造線断層帯 北部区間・中北部区間に対する有限要素メッシュ

応力方位が「北西－南東」と得られているため、これに対応させる。今回の検討では、東西方向（x 軸方向）から 5° 刻みで最大主応力軸を時計回りに回転させ、回転角が 60° となるまでの各ケースについてパラメトリックスタディー（全 13 ケース）を実施している（図 45 中の θ ）。また、断層面上の接線方向剛性は各断層面の断層線長に対応する剛性値が松田式を満たすように各断層面について設定している。

c) 最大主応力方位と断層面上すべり分布の関係について

図 46 は、最大主応力の方位 θ を 0° から 60° まで変化させた場合の断層面上すべり分布を示したもので、色はネットスリップの大きさを表している（青： 0 m ，赤： 2.5 m ）。 θ が増加するにつれて、各断層面上でのすべり分布が様々に変化していることが見て取れる。

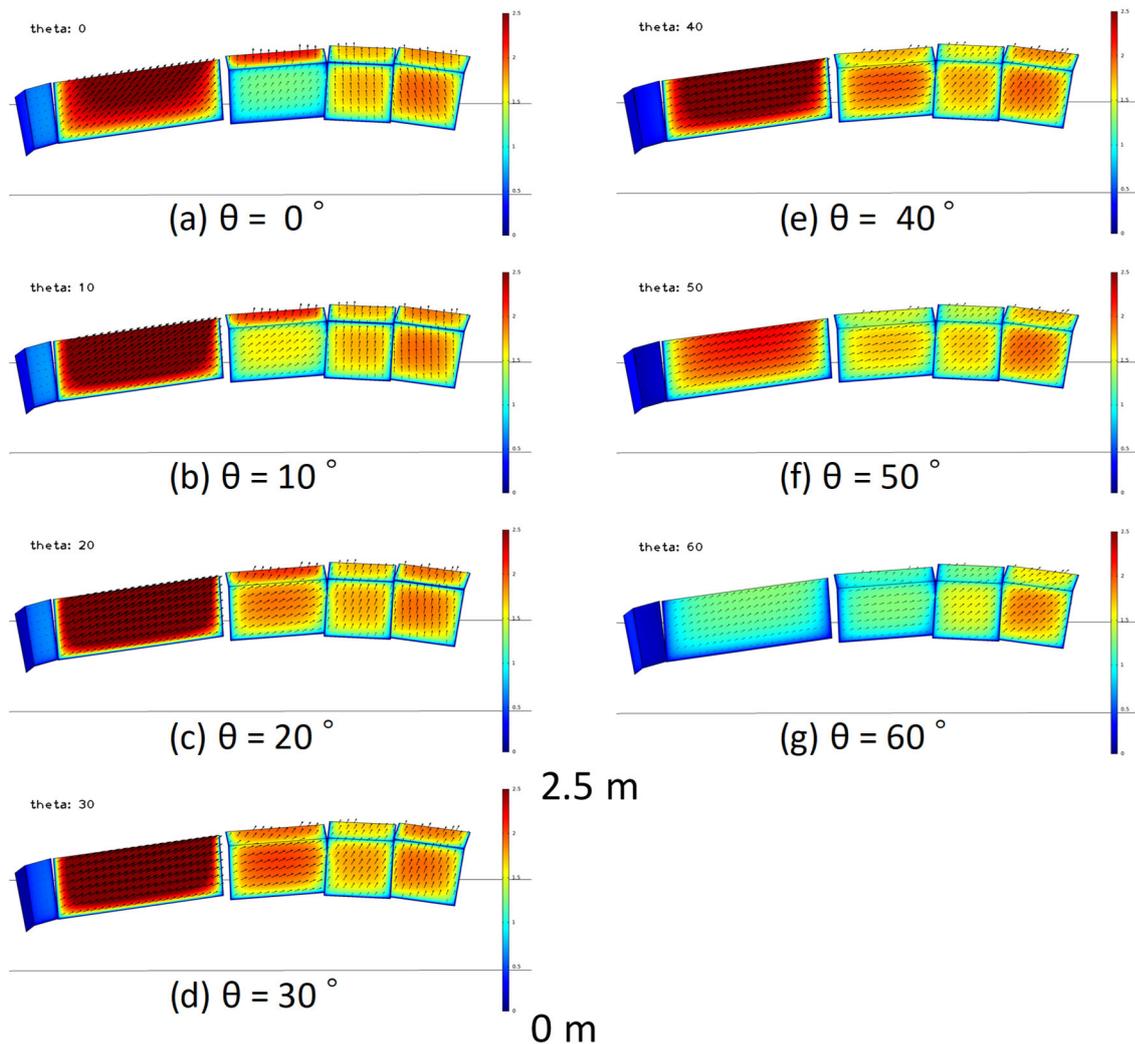


図 46 最大主応力方位 θ と断層面上すべり分布の関係

とりわけ、断層面⑦（松本盆地東縁南部－牛伏寺－岡谷断層群）上でのすべり変位分布の変化は顕著であり、 $\theta = 60^\circ$ の場合に変位レベルが著しく小さくなることがわかる。牛伏寺断層における調査結果から、左横ずれが大変卓越していることがわかっている（例えば、近藤・他，2006）ため、横ずれレベルが小さい θ が 0° のケースおよび 60° のケースは最大主応力の方位としては不適切であると考える。左横ずれセンスが最大となる $\theta = 30^\circ$ の

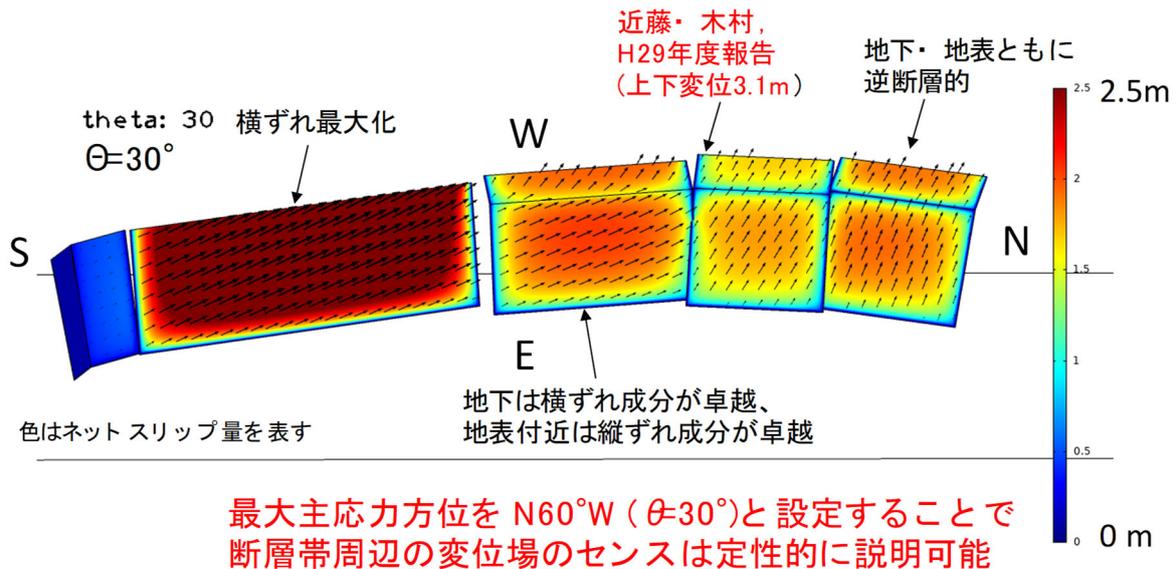


図 47 既往調査結果と整合的なすべり変位センス ($\theta = 30^\circ$ 時)

ケースを拡大表示したものが、図 47 である。図 47 に対するずれ変位分布において、以下に挙げる 3 点から $\theta = 30^\circ$ のケースが糸魚川—静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間での最大主応力方位として適切であると考えられる。(1) 牛伏寺断層を含む断層面⑦において左横ずれが最大化されること、(2) サブテーマ 1 の調査（文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所，2018）で得られた変位センス（逆断層）と整合的であること、(3) 神城断層での地表地震断層に対するトレンチ調査結果（勝部・他，2017）から得られた結果（逆断層）と整合的であること。

以上の検討によって、今回設定した断層面モデルについて最大主応力の方位を $\theta = 30^\circ$ ($N60^\circ W$) と設定することで、断層帯周辺でこれまでに得られている調査結果を定性的ではあるが、ずれ変位センスを説明可能であることが示された。また、断層面⑤と⑥の変位センスが地下では横ずれ成分が卓越しているものの、地表付近では逆断層成分が卓越することが特徴である。なお、変位レベルについての定量的な比較・検討は、パラメトリックスタディーから得られた地表変位分布を示した後で述べる ((2)-e))。

d) 最大主応力方位と地表面における変位分布の関係について

図 48 は、最大主応力方位を $\theta = 0^\circ$ から 60° まで変化させた際の地表面における水平方向の変位分布をそれぞれ示している。一連の断層帯の断層線は基本的には南北方向であるため、東西圧縮 ($\theta = 0^\circ$) に近ければ近いほど地表面変位の東西成分の差異は顕著となる。当然ながら、断層線東側の上盤側が西へ（青色）、下盤側が東へ（赤色）変位する。 θ の増加にともなって、地表面における東西成分のレベルは小さくなっていくことが確認できる。この結果は図 46 でネットスリップのレベルが $\theta = 60^\circ$ で小さくなることを反映している。

図 49 は、最大主応力方位と地表面変位の上下成分の関係を示したものである。 θ によらず神城断層（断層面①～④）の東側に、隆起する領域が生じていることがわかる。この結果は断層面地下で設定した折れ曲がり起因のもので、結果として神城断層の地表地震断層で確認された逆断層の変位センスと断層線東側に存在する山地を表現することに成功

している。以上の結果からも断層面①から④における地下での折れ曲がりの設定は妥当であると判断できる。図 46 から図 49 で示した最大主応力方位と各種変位分布の検討を経て、今回設定した断層面形状は調査結果から得られている変位センスを定性的ではあるが説明可能と言える。以下では実際に計測された変位レベルとの比較を通じ、今回の断層面設定がどの程度信頼できるのかを検討するとともに、より現実の変位レベルに近くなるような断層面改変を試みた結果について述べる。

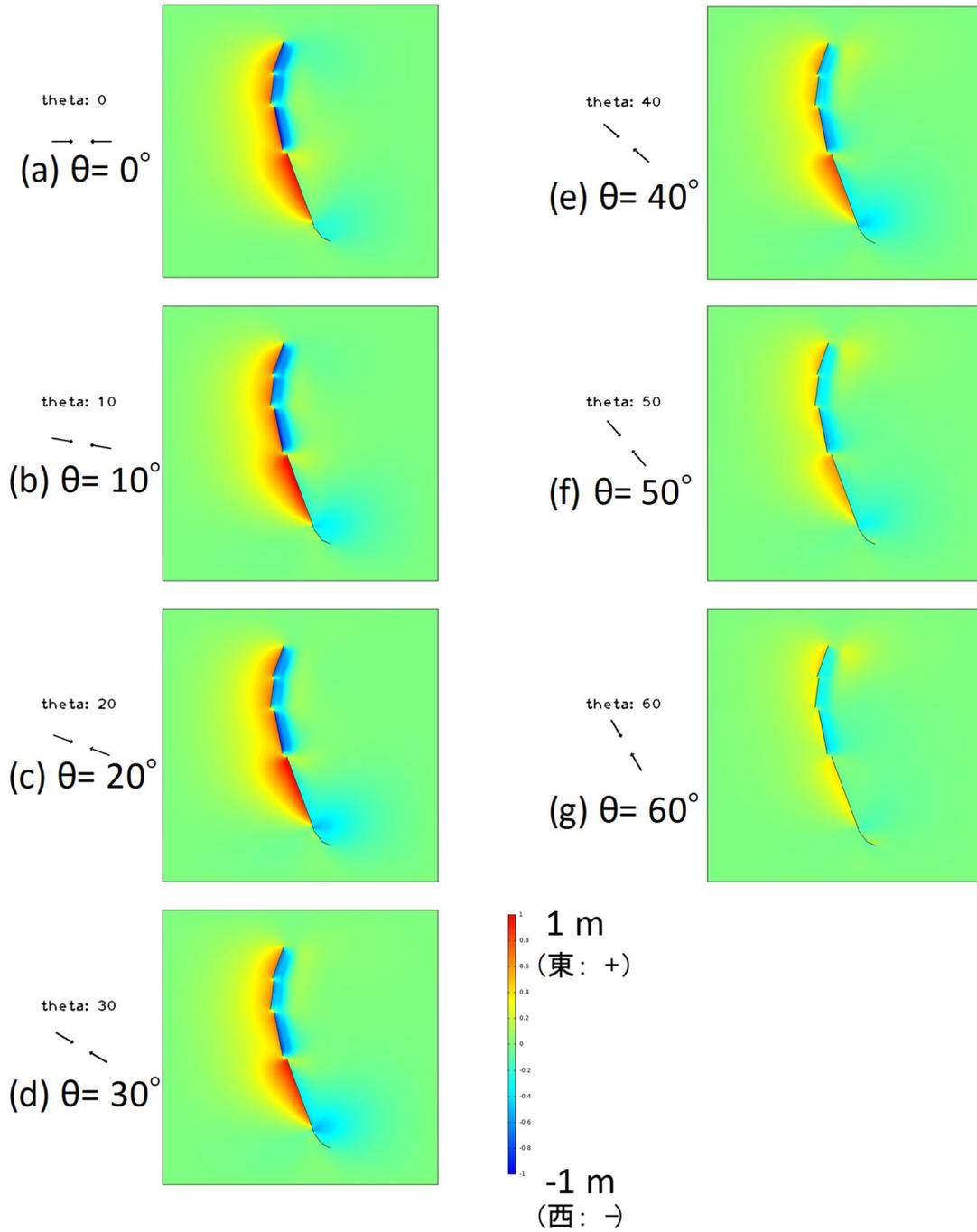


図 48 最大主応力方位と地表面変位分布（東西成分）の関係

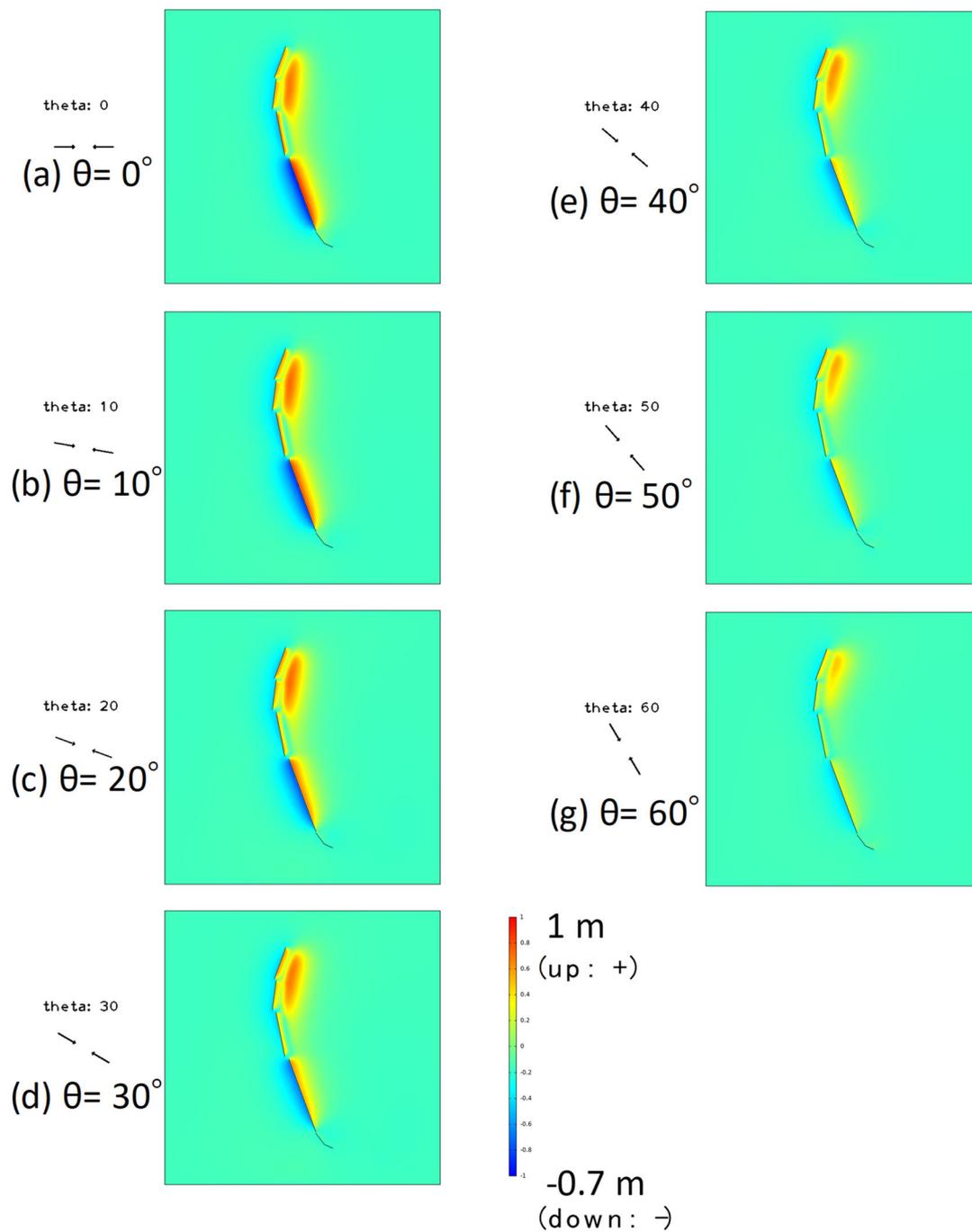


図 49 最大主応力方位と地表面変位分布（上下成分）の関係

e) 既往研究で報告されたすべり変位の計測結果とシミュレーション結果の比較

図 50 は、既往研究で報告されたすべり変位計測結果（3 地点）と、対応する地点におけるシミュレーション結果をそれぞれ示したものである。図 50 中の地点 1 は、本プロジェクト

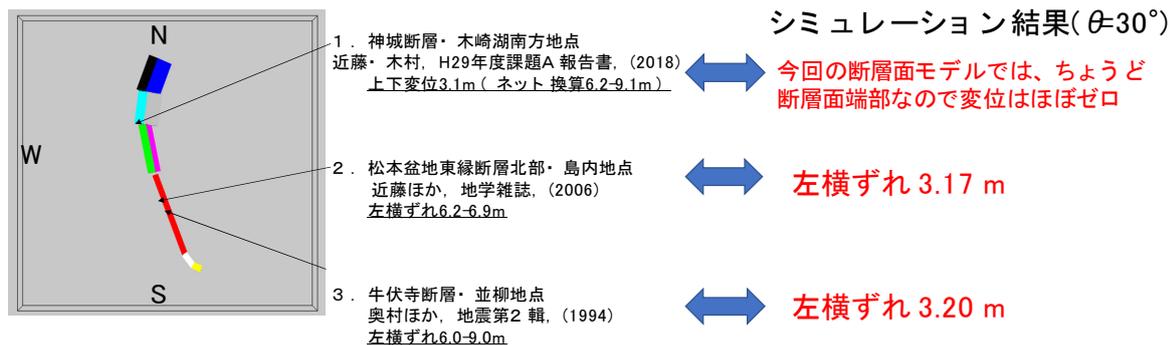


図 50 既往研究で報告されたすべり変位の計測結果とシミュレーション結果の比較

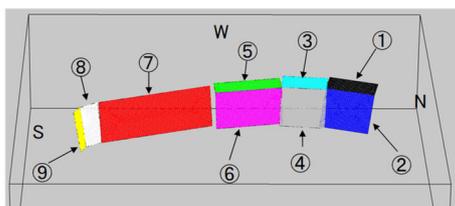
ト内でサブテーマ 1 の一環として実施された調査結果（文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所，2018）に基づくものであり、神城断層の南に位置する木崎湖南方地点にて 3.1m の上下変位が計測されている（傾斜角を推定してもとめたネットスリップ量は 6.2～9.1m）。また、地点 2 での変位量は松本盆地東縁断層北部・島内地点のもので左横ずれ 6.2～6.9m が計測されている（近藤・他，2006）。地点 3 の牛伏寺断層・並柳地点では左横ずれ 6.0～9.0m と報告されている（奥村・他，1994）。この 3 地点以外でも調査された事例はいくつかがあるが、ここでは最大変位量と考えられるものを対象とした。

これらの 3 地点に対応する位置でのシミュレーション結果（ $\theta=30^\circ$ のケース）は、図 50 右段に示すとおりである。地点 1 については、今回の断層面モデルではちょうど神代断層南端に位置するため変位レベルはほぼゼロであった。地点 2 に対しては、シミュレーション結果は、左横ずれ 3.17m、地点 3 に対しては左横ずれ 3.20m という結果になった。現地調査結果によれば、6.0～9.0m 程度となっているため、シミュレーション結果の 2～3 倍程度の変位量が計測されていることになる。本シミュレーションでは断層面上の物性を松田式に基づいて設定しているため、断層セグメントが長大にならない限り算出される変位量が大きくなることはない。したがって、現地調査から得られる変位レベルにシミュレーション結果をより近づけるためには、断層面を長大化する必要がある。断層面の長大化方法として様々な方法が考えられるが、ここでは図 44 で示した 9 つの断層面を滑らかに接合することによって断層面を長大化することを試みる。以下に断層面の長大化方法と長大化した断層面を用いたシミュレーション結果を示す。

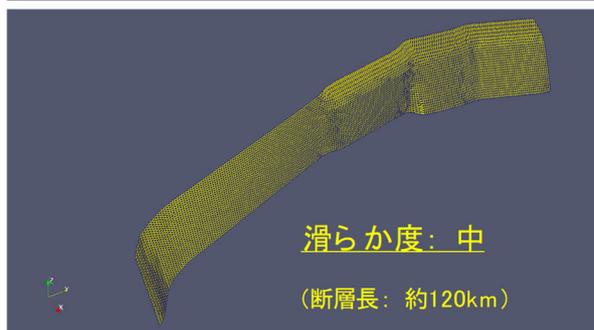
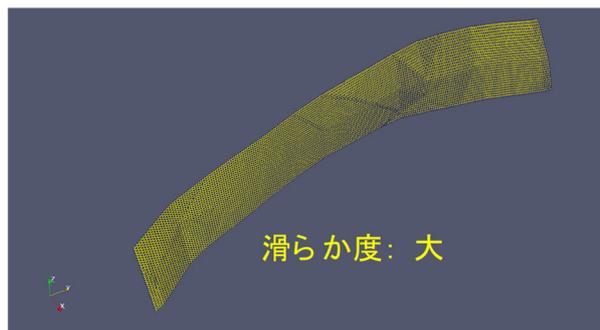
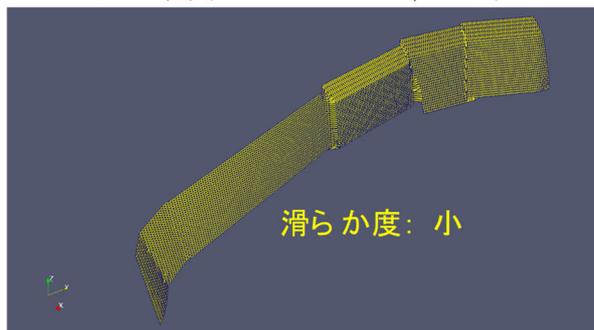
f) 現地調査結果を説明するための断層面長大化の試み

断層面①から⑨を滑らかに接合するには、補間法に関する知見が必要となる。各断層面を構成する有限要素メッシュはすでに作成しているので、各断層面を構成する点群データはすでに把握している。また、各断層面の法線に関する情報もすでに把握している。点群データに対する補間方法はコンピュータグラフィックスの分野で活発に研究されており、広く用いられる補間法として Poisson Reconstruction 法 (Kazhdan, 2006)、Radial Basis Function 法 (Carr, 2001; 金井, 2004)、Multi-level Partition of Unity 法 (Ohtake, 2003) 等が挙げられる。ここでは点群の位置データおよびその位置での法線データの両方

点群から滑らかな面を作成する Poisson reconstruction 法 (Kazhdan et al., 2006) によって一体化した滑らかな断層面を生成



松田式を近似的に満たすように物性を調整しているため 断層線を長大にする必要がある



今回は滑らか度が「中」のモデルについて検討
(計算規模は、一体化前のモデルと同程度)

図 51 Poisson Reconstruction 法によって作成した滑らか度の異なる長大化モデル

を利用する Poisson Reconstruction 法によって滑らかで長大な断層面を作成することとした。この手法によれば、点群データのみならず面の法線についても滑らかに変化させて接合することが可能となる。また、同手法は滑らかな度合いを調整するパラメータを有しており、このパラメータを変更することで、様々なモデルについて検討することが可能となる。

図 51 に滑らか度を大・中・小と変化させた場合の一体化・長大化した断層面メッシュをそれぞれ示す。滑らか度が小のケース (図 51 右上) では、既存の断層面形状が明瞭に確認でき、滑らかな一体化モデルというよりも、断層面間を直線的に一体化した状態となっているのが確認できる。一方、滑らか度が大のケース (図 51 左下) では、断層面①から⑨を最小二乗的に滑らかに連結した結果となっており、オリジナルの点群と比べて一連の断層面形状が大きく変更されていることがわかる。また、滑らか度が大のケースでは神城断層部分の地下の折れ曲がりが消滅しており、このモデルを用いた変形解析では神城断層東部の山地を形成するための隆起がモデル化できないことがわかっている。今回の検討では、地下の折れ曲がりを含め、一定レベル以上の滑らかさを有している滑らか度中 (図 51 右下) のモデルについて有限要素解析を実施した。なお、一体化した断層面モデル (滑らか度: 中) の地表における断層線の長さは、断層線に沿う距離計測で約 120km (119.3km) であった。一体化した断層面上の接線方向剛性については、断層線長を 119.3km とした場合に対応する接線剛性 ($1.18 \times 10^6 \text{N}/(\text{m m}^2)$ 、松田式を満たすように算出) を、断層面上に一律に設定している。

図 52 は最大主応力方位 θ (定義は図 45 中に記述) を東西方向から 5° 刻みで時計回り

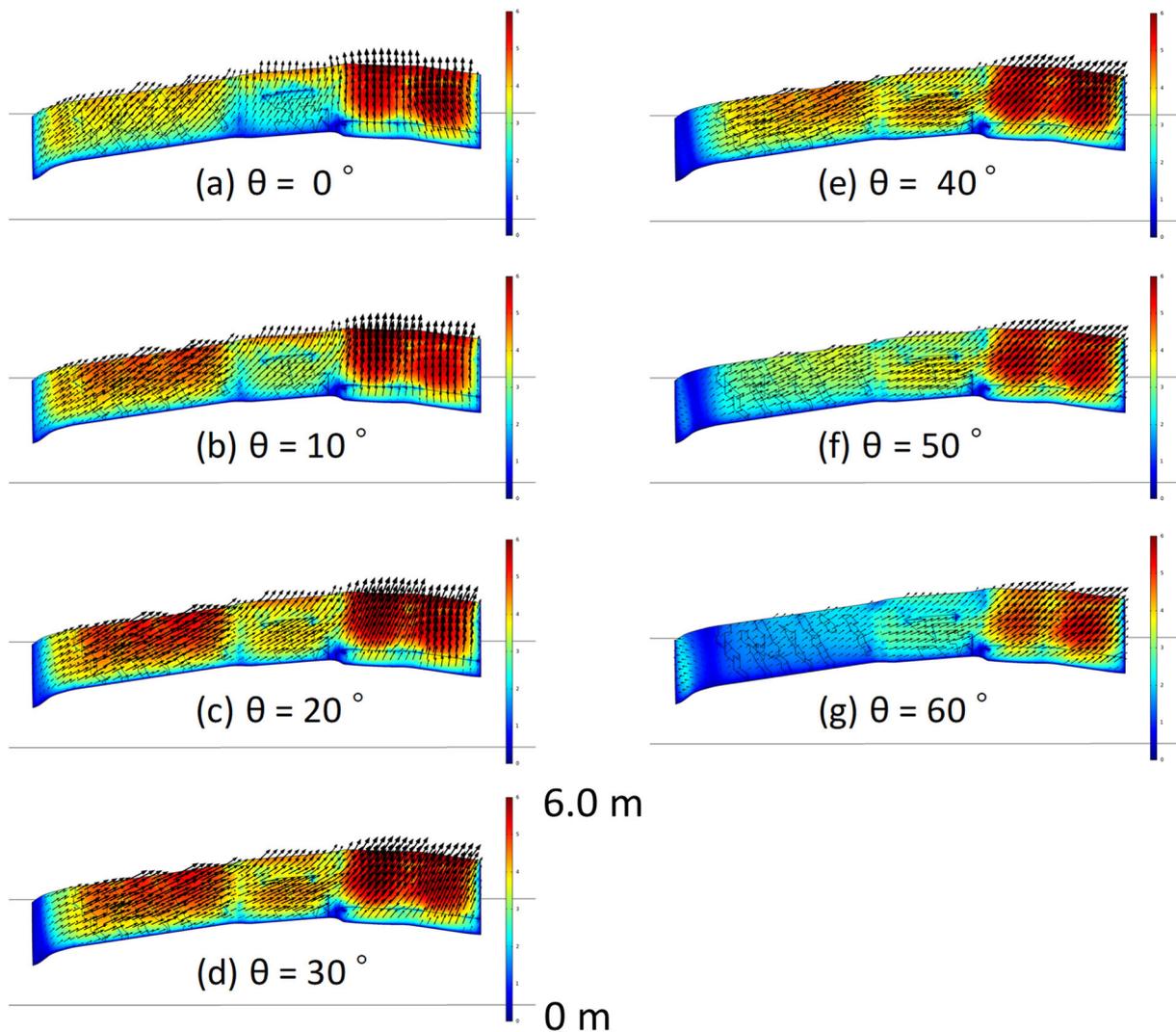


図 52 最大主応力方位 θ と断層面上すべり分布の関係
(一体化モデル、断層線長 119.3km)

に回転させた際の一体化した断層面上でのすべり変位分布(色はネットスリップ量を表す)を示している。図 52 は図 46 に対応しており、大局的な変位分布様式は一体化前の断層面モデルと大きくは変わらない。 $\theta = 30^\circ$ 程度するとき、牛伏寺断層付近で左横ずれが最大化されることも図 46 と同様である。ただし、ネットスリップ量が断層面上剛性の低下にともなって大きくなっていることに留意されたい(レンジが 0.0~6.0m)。

図 53 は、一体化した断層面モデルに対して $\theta = 30^\circ$ とした場合に対するすべり変位分布図を拡大したもので、図 50 で示した既往の調査結果との変位比較結果も合わせて示している。一体化したモデルによって、地点 1 では変位レベルがほぼゼロであったものが、上下変位 1.31m となり、一体化する前の結果よりも改善されていることがわかる。なお、地点 1 における変位のセンスは一体化した断層面モデルに対するシミュレーション結果でも逆断層的であり、一体化前の特徴は失われていない。ただし、変位レベルについては依然として計測結果よりも小さいため、今後はこの差異を小さくするための検討に着手する。地点 2 では横ずれ量 3.2m が 4.9m となり、より実測結果に近くなった。同様に地点 3 にお

いても、一体化前の結果よりもより実測結果に近い横ずれ量となって改善されていることが確認できる(3.2mが4.4m)。以上のように断層面を一体化してスケーリング則を適用することで断層面を一体化する前よりも実測値に近い結果を得ることはできたが、計測結果の変位レベルは実測結果よりも数m程度小さい。今後、より実測結果を模擬するための方策・工夫が必要となるが、この点については断層面形状の再考、断層面上物性の再考などが現時点で挙げられる。

5) プルアパート構造についてのシミュレーション(令和元年度実施)

a) プルアパート構造に関する既往研究

図54は、2面の近接する断層面の断層運動によって生成されるプルアパート構造についての模式図を示している。各断層面のずれのセンスが左横ずれかつ2面の位置関係が左ステップの場合、断層面で挟まれる領域が引張りによって陥没する(図54中央部)。この陥没した領域に周囲から物質が供給されて堆積することで、プルアパート盆地が形成されると考えられている。この例のように左横ずれ・左ステップの場合は断層面間に引張りが生じるが、左横ずれ・右ステップの場合は、断層面間に隆起(プレッシャーリッジ)が生じる。これら以外の断層変位様式として、右横ずれ・右ステップ、右横ずれ・左ステップが考えられるが、断層面間に引張りが生じて陥没するのは、右横ずれ・右ステップの場合である。したがって、プルアパート構造が生じる組合せは、左横ずれ・左ステップまたは右横ずれ・右ステップのいずれかのケースに限られる。なお、今回の対象地域の一部である諏訪盆地は、左横ずれ・左ステップのケースであると考えられている(例えば、藤森, 1991)。今回の検討では、諏訪盆地と同様の左横ずれ・左ステップのケースを対象とする。

断層変位に起因するプルアパート構造の形態および形成過程については、国内外を問わず様々な研究がなされており、(1)地形調査に基づくプルアパート形態分析・生成過程推察(例えばAydin and Nur, 1982; 藤森, 1991; An, 1997; 田力・他, 2007)、(2)砂箱実験に代表されるアナログ実験との比較・検討に基づくプルアパート生成過程考察(例えばMcClay and Dooley, 1995)、(3)数値解析によって実フィールドのプルアパート構造を説明しようとする研究(例えばDu and Aydin, 1995; Katzman et al., 1995; Bertoluzza and Perotti, 1997; Liu and Konietzky, 2018)の3つのアプローチに大別できる。

Aydin and Nur (1982)は、世界で確認されている横ずれ断層起因のプルアパート盆地および盆地スケールよりもスケールが小さいプルアパート構造について、それらの幅 W と長さ L を系統的に調べ、その関係は平均的に $L=3.2W$ であるとまとめている。なお、諏訪盆地は $L=2.5W$ 程度である。藤森(1991)は、諏訪盆地についての地形を考察し、結果として3タイプの断層に分類し、それぞれについてスリップレートを推察している。An(1997)は、相互作用している横ずれ断層面間の最大距離を断層長と関連付けて整理しているのが特徴であり、プルアパート構造そのものではなく、断層面間の距離に焦点を当てている。田力・他(2007)は、諏訪湖北岸から茅野付近に至る地域で活断層分布とそれらのスリップレートを推定している。得られた活断層分布は4つの幾何セグメントに区分できるとし、北方の3セグメントはプルアパート盆地を構成する際に作成された副次的な断層、最も南方のセグメントはプルアパートを作成するための主断層に相当すると推察して

いる。

McClay & Dooley (1995)は、プリアパート構造の砂箱実験を行い、結果をアルゼンチン北部アンデスにある実際のプリアパート盆地(左ステップ・左横ずれ)と比較している。

Du and Aydin (1995)は、せん断破壊でクラックが進展する様子を境界要素法で解析している。

Katzman et al. (1995)は、死海付近で確認されるプリアパート盆地を境界要素法に基づく数値解析によって説明しようとするもので、shear-zoneの有無について4ケース、2断層面のオーバーラップ量の違いについて3ケース検討している。結果、対象としているケースでは30kmを超えるオーバーラップを設定すると良く説明できるとしている。

Bertoluzza and Perotti (1997)は、断層面間のおーばラップを変化させた4つのモデルについてFEM解析を実施している。断層面上の剛性は、ゼロと仮定されており、モデル境界を変位制御することでプリアパートを模擬する点が特徴的である。Liu and Konietzky (2018)は、2D個別要素法(PFC2D)を用いて粒子物性を様々に変化させた際に出現するプリアパート形状について検討している。2断層面の相対位置は3ケースのみについて考察しており、この研究でもモデル境界を変位制御することでプリアパートを模擬している。

既往の研究の多くは、個別の断層系を対象とした場合や、実験や数値シミュレーションのケース数が多くはない等、個別事情または限られた条件下であるため、プリアパート構造に関して基礎的かつ系統的な知見を得難い状況にある。プリアパート構造を生成するためのテクトニックセッティングや断層面間距離の影響を仔細に検討しておくことは、諏訪盆地周辺の活断層評価を行うための基礎情報として必要であると考えられる。このような背景のもと、ここでは三次元有限要素解析によって、断層面間距離および断層面周辺の主応力方位を様々にそれぞれ変化させ、これらの違いがプリアパート構造や変位様式にどのように影響するのかを715ケースにおよぶパラメトリックスタディーを通じて系統的に調べた。今回の取り組みと既往の研究との主たる違いは、ケース数が多いこと、主応力の方位をシミュレーションに取り込んでいることが挙げられる。

b) プリアパート構造のパラメトリックスタディーに関する問題設定

図55は、2面の断層面を含むモデルを示したもので、断層面は左ステップするように配置している。ここで、2面の断層面のサイズは同一であり、それぞれ断層長20km、断層幅15kmである。x軸方向の断層面間隔およびy軸方向の断層面間隔をそれぞれ dis_x 、 dis_y と置き、 dis_x については、1kmから21kmまで2km間隔で、 dis_y については、0kmから24kmまで2km間隔でそれぞれ変化させた(図55の断層面配置は、 $dis_x=10\text{km}$ 、 $dis_y=15\text{km}$ のケースに相当)。また、最大主応力の方位についても、N75W, N60W, N45W, N30W, N15Wと5通り変化させた。なお、最大主応力の大きさは $\sigma_1 = 30\text{MPa}$ 、最小主応力の大きさは $\sigma_2 = 10\text{MPa}$ と設定した。これらのパラメータの全ての組み合わせ715ケースについて有限要素解析を実施する。なお、断層面を含む直方体(100km×100km×40km)は硬質岩盤を想定しており、その物性値はヤング率45GPa、ポアソン比0.3と仮定した。また、断層面上の剛性は、松田式を満足するように決定している(法線方向剛性: $1.21 \times 10^{11} \text{ N/(m} \cdot \text{m}^2)$ 、接線方向剛性: $5.21 \times 10^6 \text{ N/(m} \cdot \text{m}^2)$)。断層面上における剛性の決定方法の詳細は、既報(筈本, 2018; 筈本, 2019)を参照されたい。ここで、 dis_x はステップ幅に、 $20\text{km}-dis_y$ はオーバーラップ(断層面の重なる長さ)に対応する。なお、解析のための有

限要素メッシュは、約 14 万個の四面体要素からなる。断層面については、500m 間隔で三角形メッシュを生成している。結局のところ、図 55 で示される有限要素モデルは、約 60 万個の変位成分を未知数とする連立一次方程式に帰着し、この連立一次方程式を解くことで定量的に変位成分が求まる。

c) プルアパート構造に関するパラメトリックスタディーから得られる地表での変位様式

紙面の都合上、715 ケース全てについての結果を示すことは不可能であるので、諏訪盆地と同程度のステップ幅である $disx=5\text{ km}$ のケースに限って結果を示す。図 56 から図 60 は、ステップ幅 $disx=5\text{ km}$ のケースに対して最大主応力の方位をそれぞれ N15W(図 56)、N30W(図 57)、N45W(図 58)、N60W(図 59)、N75W(図 60) と変化させた場合について地表面変位の上下成分を示したものである。それぞれの図において、赤は隆起を、青は沈降を示している。最大主応力の方位によらず、断層面のオーバーラップ(20km- $disy$)が極端に大きい場合、盆地中央部(モデル中央部)での沈降量は小さいことが確認できる。この結果は、盆地中央部を最も沈降させるのに適したオーバーラップ量が存在していると解釈できる。

地表面変位の上下変位の分布様式については、最大主応力方位によらずオーバーラップ量が等しければ、断層面周辺で見られる変位様式はほとんど同じであることがわかる。なお、変位の大きさについては最大主応力によって異なっており、ピュアな横ずれを生じさせやすい N45W の場合に、変位量は最も大きくなる(最大値：0.13m、最小値：-0.23m)。N45W をピークとして、N30W と N60W、N15W と N75W の組がそれぞれ同程度の変位の大きさとなる。

断層面の相互作用の観点からは、 $disx=5\text{ km}$ の場合は、断層面が単独で存在した場合の変位様式と比較して、全てのケースについて相互作用を生じている。断層面が単独で存在する場合は、断層端部の左右に変位が極大・極小となる点がペアで現れる(例えば、図 56(f)の断層上端付近の変位分布)。今回のケースでは、断層面のオーバーラップが 8 km($disy=12\text{ km}$)よりも大きい場合にモデル中央部で大きな沈降が生じることが見て取れる。なお、オーバーラップがなくなる($disy>20\text{ km}$)とモデル中央部の沈降量が小さくなることも確認できた。

図 61 は、モデル中央部での上下変位量、オーバーラップ(20km- $disy$)、ステップ幅($disx$)の関係性を全てのケースについて示したものである。色が明るければ明るいほど沈降量が大きいことを表している。図 56 から図 60 で最大主応力方位の影響が小さいことを反映して、図 61(a)から図 61(e)においても上記 3 つのパラメータの関係性はほとんど変わらない。図 61(c)の N45W のケースで、沈降量が最大となる。また、図 61(a)から(e)で、沈降量のピーク位置がほとんど同じ位置(ステップ幅が 3 km 付近、オーバーラップが 2 km 付近)になっていることが確認できる。図 61(a)から(e)中の破線は、沈降量に関する等値線を表している。縦軸と横軸のスケールは等しくしてあるため、仮に各破線が円形であれば、ステップ幅のモデル中央部の沈降量に対する感度と、オーバーラップのモデル中央部の沈降量に対する感度がほぼ同じであると言える。図 61(a)から(e)では破線の間隔はステップ幅よりもオーバーラップの変化についてより密になっていることがわかる。このことは、オーバーラップのモデル中央部の沈降量に対する感度がステップ幅のそれよりも大きいことを示している。言い換えれば、オーバーラップの感度が高いと言える。この感度

に関する知見は、多くのパラメトリックスタディーを実施することで初めてわかることであり、重要な成果の一つであると考えられる。パラメトリックスタディーに加え、 $disx=5\text{ km}$ のケースについて、最適化アルゴリズム BOBYQA (Powell, 2009) を利用して、モデル中央部での沈降量が最大となる最大主応力方位とオーバーラップ量を探索した。結果、N44W でオーバーラップが 1.68 km ($disy=18.32\text{ km}$) の場合、沈降量が最大 (21.2 cm) となる結果を得ている。

以上、有限要素解析を用いて基本的なプルアパート構造に対するパラメトリックスタディー (合計 715 ケース) を実施した。今回の検討を通じて得られた知見は、以下のとおりである。

- ステップ幅が 3.0 km 、オーバーラップが 2.0 km の場合、最大主応力の方位によらず強い沈降が確認された。
- 断層面間のオーバーラップが極端に大きい場合、ステップ幅の大きさによらず沈降はほとんど生じない。
- 沈降量の大きさは最大主応力方位に依存しているが、地表変位 (上下成分) の分布様式は最大主応力の方位に依らず似通ったものになった。
- オーバーラップのモデル中央部沈降量に対する感度は、ステップ幅のモデル中央部沈降量に対する感度よりも大きい。

6) 諏訪盆地周辺の断層面の傾斜角に関するパラメトリックスタディー (令和元年度実施)

a) 諏訪盆地周辺の断層面傾斜角検討に関する問題設定

糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部区間のモデル化に際し、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を決定しておく必要がある。既往の研究では、諏訪湖より北側のセグメントでは東傾斜の逆断層を示唆するデータ (萩原・他, 1986; Ikami et al., 1986; Sato et al., 2004) が、南側のセグメントでは西傾斜の逆断層を示唆するデータ (平川・他, 1989; 隈本・池田, 1993; 狩野・他, 2004) がそれぞれ報告されている。これらの研究は、諏訪湖を境にして北と南で構造が大きく異なることを示唆している。しかしながら、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角については、不明な部分が多い。また、諏訪盆地はプルアパート盆地であると考えられているため、有限要素法によって諏訪湖周辺の変位場を求めた場合に、諏訪湖を含む地域で地盤が沈降するような断層面配置を設定する必要がある。ここでは、諏訪湖を含む地域で断層変位によって地盤が沈降するという観点から諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を推定する。このように力学に基づくシミュレーションを拘束条件として断層面配置を検討することができるのが本研究の特色の一つである。

サブテーマ 1 より、諏訪湖周辺では 4 面の断層面を想定した。それらの断層線を図 62 に示す。便宜上、この 4 枚の断層面を、断層面⑧、断層面⑨ (⑧・⑨：諏訪湖南岸断層群)、断層面⑩、断層面⑪ (⑩・⑪：諏訪湖北岸断層群) と呼ぶ。なお、中南部区間としては、断層面⑩・⑪に加え⑪の南端付近から南東に伸びる断層面⑫ (茅野-釜無山断層群-下葛木) を含むことになる (後述)。なお、断層面①から⑦は北部区間・中北部区間で設定したとおり (昨年度報告書、後述) であり、番号と断層名称との対応は以下のとおりである。断層面①から断層面④：神城断層、断層面⑤と⑥：松本盆地東縁断層北部、断層面⑦：松本盆地東縁断層南部・牛伏寺断層・岡谷断層群。ところで、今回の検討で用いる 4

枚の断層面(⑧~⑪)の傾斜角は、不明な部分が多い。ここでは、4枚の断層面の傾斜角をそれぞれ70°から90°まで5°刻みで変化させてパラメトリックスタディーを実施し、諏訪盆地一帯が沈降するセンスとなる断層面傾斜角の組を考察する(全625ケース)。作用させる最大主応力の大きさはこれまでの検討で用いている $\sigma_1 = 30 \text{ MPa}$ 、 $\sigma_2 = 10 \text{ MPa}$ とし、 σ_1 の作用方向は昨年度の検討によって推定されたN60Wを用いる。N60Wの方向に最大主応力を作用させることで、牛伏寺断層の左横ずれが最大化されるとともに、神城断層での変位センスが逆断層と一致することを昨年度の検討で確認している。諏訪盆地が沈降しているかどうかの評価には、図62中に示した3点の上下変位評価点(ud01, ud02, ud03)の値を用いる。

b) 諏訪盆地周辺の断層面傾斜角についての検討結果

図63は、断層面⑧から断層面⑪の傾斜角を70°から90°まで5°刻みで変化させた場合の全ケースについての結果を示している。ここで、横軸は上下変位評価点3点の変位の和を、縦軸は各ケースにおける3点の変位量の標準偏差をそれぞれ示している。したがって、全ての評価点で大きく沈降すればするほど点はグラフの左側に、加えて、各評価点の沈降量のバラつきが小さければ小さいほど下側に点がプロットされる。ここでは、沈降を最大化するケースと、盆地を一様に沈降させるケースの両面からの評価を実施し、断層面の違いが両評価にどのように関連するのかを検討する。

各ケースの傾斜角の詳細な検討に入る前に、全体像について述べる。図63中の赤丸のマーカは、ud01, ud02, ud03の全ての上下変位評価点で沈降が生じたことを示しており、全625ケースのうちの159ケースである。残りの466ケースは黒四角で表されており、これらのケースでは上下変位評価点3点のうち少なくとも1点で隆起が生じたことを示している。最も隆起したケースは、横軸(3点の変位量の和)が0.419 mのケースであり、各点での隆起量はそれぞれud01 = 0.067 m, ud02 = 0.164 m, ud03 = 0.188 mである。このケースにおける傾斜角(断層面⑧:dip8, 断層面⑨:dip9, 断層面⑩:dip10, 断層面⑪:dip11)はそれぞれ、dip8 = dip9 = dip10 = dip11 = 70°となり、全て70°であった。すなわち、4枚の断層面とも、諏訪盆地の中心に向かって落ち込む様式となっている。この結果は、盆地領域が逆断層で挟まれることによってポップアップすることを示唆している。この示唆は、地形学的な知見に加えて本手法に基づく力学的な検討を併せることで、初めて得られる重要な知見であると考えられる。

次に、個別ケースについての考察を行う。全てのケースについての検討は紙面の都合上不可能であるため、ここでは図63中に示した3つのケース(ケースA, ケースB, ケースC)について述べる。ケースAは、沈降量の総和が最も大きいケースであり、各断層面の傾斜角は全て90°であった。また、各変位評価点での沈降量は、ud01=-0.140 m, ud02=-0.101 m, ud03=-0.077 m、変位の標準偏差は0.026 mであった。ケースBは、沈降量も一定レベル以上あり、沈降量のバラつきもある程度小さいケースである。ケースBにおける断層面の傾斜角は、それぞれdip8=90°、dip9=90°、dip10=105°、dip11=90°、また、各変位評価点の沈降量はそれぞれ、ud01=-0.111 m, ud02=-0.088 m, ud03=-0.071 m、変位の標準偏差は0.016 mであった。ケースCは、変位評価点における沈降量のバラつきがケースA, B, Cのうちで最も小さいケースであり、諏訪盆地一帯が一様に沈降するケースである。ケースCにおける断層面の傾斜角はそれぞれ、dip8=85°、

dip9=90°、dip10=110°、dip11=90°、各変位評価点の沈降量はそれぞれ、ud01=-0.080 m、ud02=-0.067 m、ud03=-0.065 m、変位の標準偏差は 0.007 m であった。各ケースに対する地表での上下変位分布を描いたものが図 64 である。ケース A では ud01-ud02-ud03 の順で沈降量が小さくなっていくことが明瞭であるが、ケース B、ケース C と断層面⑩の傾斜角を大きくしていくことで、沈降量が盆地一帯に均一化されていく様子が確認できる。

ケース A からケース C の結果より、dip8 は 85° または 90° となっており、変化の幅は大きくない。断層面⑧は、この範囲の傾斜角を与えることが、一定レベルの沈降量とその均一性を確保するという 2 つの面から合理的であると考えられる。同様に、ケース A からケース C にわたって、断層面⑨と断層面⑪の傾斜角は常に dip9=dip11=90° となっており、これらの断層面を垂直に配置することがプルアパート盆地を構成する上で合理性があると言える。一方、断層面⑩については、ケース A では傾斜角が 90°、ケース B では 105° (西落ち 75°)、ケース C では 110° (西落ち 70°) と、ケース毎に異なり、他の断層面に比べて曖昧さが残る。一方で、断層面⑩の傾斜角のみ変化させることで、諏訪盆地の沈降量最大化・沈降量均一化の方向性を決定できると言える。ケース A、ケース B、ケース C の傾向をサブテーマ 1 で得られている知見と併せて統合的に判断したところ、ケース A (断層面⑧から⑪の傾斜角は全て 90°) が既往の知見および今回の調査結果を最も説明可能との結論に至った。

以上、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角について有限要素解析を用いて検討した結果、断層面⑧、⑨、⑩、⑪は傾斜角を 90° 程度に設定することが合理的との結論を得た。以降の糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部のモデリングでは、ケース A の断層面傾斜角を用いて検討を進める。

7) 糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間までの領域についての有限要素解析(令和元年度実施)

a) 北部区間から中南部区間までの断層面の設定

図 65 に、糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間までに含まれる断層面群の緯度・経度、断層面サイズ、傾斜角に関する情報をまとめた。北部区間から中北部までの区間では、断層面①から⑥の各断層面に関する情報は昨年度のものと同じである。断層面⑦(松本盆地東縁南部-牛伏寺-岡谷断層群を代表させている)については、傾斜角のみを 80° から 85° に変更している。この理由は、諏訪盆地北縁で確認される断層崖の低下側と判読される地形をシミュレーションでも再現できるように断層面⑦の傾斜角を調整したためである。また、断層面⑧と⑨については、昨年度は傾斜角をそれぞれ 80° としていたが、今回の諏訪盆地周辺の断層面の検討を通じてそれぞれ傾斜角を 90° と変更した。

図 66 は、北部区間・中北部区間・中南部区間の断層面を含む直方体領域を対象として作成した有限要素メッシュを示している。直方体のサイズは、東西・南北にそれぞれ 180km、深さ方向は 40km である。昨年度は東西・南北方向に 150km と設定していたが、150km の場合は中南部区間の断層面が直方体南端に近くなるため、180km に変更して直方体境界からの断層面への影響が小さくなるようにサイズを設定した。直方体内部は、623090 個の 4 面体 2 次要素から成る。また、断層面は 3 角形 2 次要素で表現されてお

り、その総数は 40314 である。断層面を構成する三角形のピッチは 500m であり、変位評価のための節点(ノード)は 250m 間隔となっている。この結果、全てのノード点上での変位 3 成分を求めるためには、約 270 万円の連立一次方程式を数値的に解くことになる。有限要素メッシュは際限なく細かくセットすることができるが、計算時間・メモリ容量等の関係から、図 66 の設定とした。

b) 北部区間・中北部区間の断層群と中南部の断層群の相互作用についての検討

諏訪湖の北方と南方では地下構造が異なっていることが指摘されている。したがって、地震の連動の観点からは、諏訪湖を挟む一連の断層群の相互作用について検討しておくことは連動の可能性を検討する上で重要である。ここでは、北部区間・中北部区間(図 65 の断層面①から⑨)と中南部区間(図 65 の断層面⑩から⑫)の相互作用について検討する。まずは、前節で得られた結論にしたがって、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を全て 90° とした場合の結果を確認し、この設定で諏訪盆地が沈降することを確認し、そのときの断層面上のすべり量分布を求める。次いで、断層面⑩から⑫を有限要素モデルから削除したケースについても同じ広域応力場での変位解析を行い、断層面⑩から⑫が無い場合の断層面①から⑨上でのすべり量分布を求める。両ケースのすべり量分布を比較することで、断層面⑩から⑫の有無によって、断層面①から⑨のすべり量がどのように変化するかを示すことができる。

図 67 は、図 66 の有限要素メッシュに対して最大主応力方位を N60W と設定した場合の上下変位成分(負値は沈降を、正値は隆起を表す)についての分布図を示したものである。前節で定めた諏訪盆地を限る断層面の傾斜角(全て 90°)を用いることで、諏訪盆地がブルアパート盆地となることが模擬された。このときの断層面上のすべり量を示したものが図 68 である。なお、北部区間・中北部区間のすべり量分布は昨年度と比べてほぼ同じ様相を呈している。諏訪盆地周辺の断層面では、断層面⑧で最大 0.5 m 程度、断層面⑨で最大 0.06 m 程度、断層面⑩で最大 0.05 m 程度、断層面⑪で最大 0.7 m 程度の横ずれが発生する。本解析では、松田式を通じて断層面上の物性を定めているため、断層長が比較的短いこれらの断層面では、すべり量は小さくなる傾向が現れる。

次いで、諏訪湖より西側の一連の断層面(断層面①～⑨)のみを考慮した解析結果と、諏訪湖の東側の断層面⑩～⑫を追加したモデル(今年度のモデル)に対する解析結果を比較する。図 69 は、断層面⑦、⑧、⑨の断層線上での縦ずれ量および横ずれ量について断層面⑩～⑫の有無でどの程度ずれ分布が変化するかを示している。各図で破線は断層面①から⑨のみをモデル化した結果(傾斜角は今年度定めたものを使用)、実線は断層面①から⑫までの全てをモデル化した結果を示している。図 69 より、断層面⑩から⑫の影響は、距離が最も近い断層面⑨にしか及んでおらず、断層面⑨の横ずれ成分を数 cm 程度増加させるに留まっている。なお、断層面⑦よりも北に配置されている断層面①、③、⑤では差異は確認できなかった。以上の検討から、諏訪盆地幅程度の距離(約 5 km)で隔たっている断層面間(各傾斜角 90°)の相互作用は強くはないと考えられる。なお、この結果は、静的な力のつり合いの観点からの相互作用であって、破壊が乗り移る等のダイナミクスに関する挙動についての結果ではないことに留意されたい。ここでの検討のように、着目している断層面に他の断層面の有無がどのような影響を及ぼすのかを定量的に検討することができる点は、断層面の有無・配置を自由に設定することができる本手法の特徴の一つであ

る。

c) 現地調査結果を説明するための断層面長大化の試み

昨年度と同様、矩形の断層面を個別に配置する方法では、数値シミュレーションから得られるすべり量の大きさは、サブテーマ1等から得られる現地調査結果よりも小さくなる。様々な理由が考えられるが、矩形断層面では断層長の長さが限られる上、断層線端点ですべり量が必ずゼロとなることが、数値シミュレーションから得られるすべり量が小さくなる要因の一つである。調査結果との定量的な比較結果は昨年度とほぼ同じであるため、詳細は省く(詳細は本報告書の図50)。調査結果が左横ずれ6.2~6.9mに対してシミュレーションは左横ずれ3.2m程度しか出ていない。今年度も昨年度と同様に、断層面①から⑨のシリーズ、断層面⑩から⑫のシリーズのそれぞれを滑らかに接合することで、すべり変位が実測値に近くなるかどうかを検討する。断層面の接合には、昨年度と同様、補間法の一つであるPoisson Reconstruction法(Kazhdan, 2006)を用いる。この手法によれば、点群データのみならず面の法線についても滑らかに変化させて接合することが可能となる。また、同手法は滑らかな度合い(平滑度)を調整するパラメータを有しており、このパラメータを変更することで、様々なモデルについて検討することが可能となる。

図70に平滑度を大・中・小と変化させた場合の一体化・長大化した断層面メッシュをそれぞれ示す。平滑度が小のケース(図70右下)では、既存の断層面形状が明瞭に確認でき、滑らかな一体化モデルというよりも、断層面間を直線的に一体化した状態となっているのが確認できる。一方、平滑度が中のケース(図70左上)では、断層面①から⑨、断層面⑩から⑫をそれぞれ最小二乗的に滑らかに連結した結果となっており、オリジナルの断層面群と比べて一連の断層面形状が大きく変更されていることがわかる。また、平滑度が中のケースでは、神城断層の地下での折れ曲がり消失しており、この折れ曲がり山地を形成するための隆起形態に影響を及ぼすことがわかっている。断層面上の剛性は、松田式によって決定しているため、平滑化した断層面モデルでは対応する断層長を求めておく必要がある。平滑度が異なる各モデルについて断層線の長さを求めた結果、平滑度が中のケースでは、諏訪盆地よりも西側の長大な断層面(断層面①から⑨に対応)の断層長は125.02kmであり、諏訪盆地よりも東側の一連の断層面(断層面⑩から⑫に対応)に対する断層長は40.59kmであった。同様に、平滑度が小のケースはそれぞれ128.93km(断層面①から⑨に対応)と41.73km(断層面⑩から⑫に対応)、平滑度が小のケースは、それぞれ130.61km(断層面①から⑨に対応)と41.95km(断層面⑩から⑫に対応)となった。一体化した断層面上の接線方向剛性については、諏訪盆地よりも西側の長大な断層については、いずれも松田式の適用範囲(80km)を超えていると考えるため、断層長が80kmに相当する接線剛性 $1.18 \times 10^6 \text{ N}/(\text{m m}^2)$ を平滑度に依らず設定した。諏訪盆地よりも東側の一連の断層面については、平滑度が中のケースで $2.53 \times 10^6 \text{ N}/(\text{m m}^2)$ 、平滑度が小のケースで $2.45 \times 10^6 \text{ N}/(\text{m m}^2)$ とそれぞれ設定している。

図71は、平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する地表面上での上下変位分布を示したものである。北部区間(断層面①から④)の地下での折れ曲がりの度合いが平滑化によって変化しているが、平滑度が小さくなればなるほど、言い換えれば折れ曲がりの効果が大きくなればなるほど、断層面東側の隆起ピーク位置が東側にシフトしていくことが確認できる。山地の隆起速度との比較によって折れ曲がりの程度を議論できる可能性はある

が、この点については今後の課題としたい。ここでは定性的ではあるが、地下の折れ曲がりの度合いによって隆起の様式が異なることと、その傾向についての知見を得ることができた。また、平滑度大と中のモデルの隆起量については、平滑化しないモデルの結果に比べてピーク値で約4倍程度の大きさとなり、サブテーマ1の平成29年度報告で示された上下変位3.1m(神城断層・木崎湖南方地点)のオーダーとなった。また、諏訪盆地の沈降量($x=10.613$ km, $y=-46.513$ kmの位置で抽出)は、平滑度が中のケースでは0.06m、中のケースで0.15m、小のケースで0.17mとなり、平滑度が小さい方がより沈降する結果となった。この理由は、平滑度が中および中のケースでは、南北方向の変位成分の符号(北向きを+)が変化する位置が諏訪盆地中央付近にあるのに対し、平滑度が小さいケースでは諏訪盆地南部に南北方向の変位成分の符号が変化する位置が生じることによっている。言い換えれば、平滑度が大きいケースでは、沈降量が最大となる位置が計測点近くに存在しているためである。

図72は、平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する断層面上でのすべり量分布を示したものである。図中右上には、比較のために平滑化しないモデルについての結果も併せて示している。当然ながら、平滑度が小さいケースのすべり分布様式は、平滑度が中のケースや大のケースに比べて平滑化しないモデルの結果に近づく。牛伏寺断層に相当する断層面⑦(図65参照)のすべり量のピーク値は、断層面を接合する前のモデル(右上)では3.2mに留まっているが、長大化したモデルでは平滑化の度合いによらず5m程度となっている。松本盆地東縁断層北部・島内地点の左横ずれ量6.2~6.9m(近藤・他、2006)や、牛伏寺断層並柳地点の左横ずれ量6.0~9.0m(奥村・他、1994)に近い数値となっている。この主な理由は、断層面の長大化によって断層面上の剛性が松田式を通じて小さくなったためである。なお、今回は松田式の適用範囲と考えられる断層長80kmに対する断層面上の剛性を設定しているが、断層長が大きくなるにつれて剛性が低下するモデルを適用することで、左横ずれ量が6mから9mの範囲内とすることが可能である。このようなモデルの候補の一つとしてWesnouskyのモデル(Wesnousky、2008)が挙げられる。Wesnouskyのモデルでは、断層長が100kmを超えて400km近くとなるケースも考慮しており、すべり量と断層長の関係式が対数線形関数で表現されている(松田式は線形関係)。このモデルの有限要素法への実装は今後の課題とする。北部区間についても平滑化して断層面を長大化することですべり量は大きくなり、長大化前は1.3m程度であった上下変位が、平滑度が中のケースでは3.0m程度、平滑度が中のケースでは2.0m程度、平滑度が小のケースでは1.4mと変化した。逆断層の上下成分については、滑らかであればあるほど大きい値が得られた。なお、サブテーマ1の平成29年度調査結果によれば、神城断層・木崎湖南方地点で上下変位3.1mと推定されている。以上、断層面を滑らかに接合するモデルを作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレーション結果を得ることができた。どの程度の平滑度が適切なのかは更なる議論が必要であるが、今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決定する方法論の一つと考える。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成29年度では、松田式を考慮した有限要素法に基づく断層変位評価手法を提案・実装した。2枚の断層面からなる単純なモデルについてのパラメトリックスタディーを実施するこ

とで、複数の断層面が考慮可能であることを示すとともに、数多くの解析条件を検討可能であることを示した。

ここで用いた単純な解析モデルにおいても、深部断層傾斜角が地表変位分布に与える影響や、スリップパーティショニングが生じやすい断層面配置と最大圧縮応力方位の組合せが定量的に明らかになる（ $\theta=15^\circ$ かつ $\phi=90^\circ$ の場合）など、2枚の断層面の相互作用に関するいくつかの知見を得ることができた。

平成30年度前半では、牛伏寺断層周辺で推定されている断層変位のスリップパーティショニングに焦点を当て、Y字型の断層面について784ケースにおよぶパラメトリックスタディーを実施した。この結果、最大主応力の作用方向は断層線との交角が 60° 程度かつ逆断層の傾斜角が 60° 程度かつ横ずれ断層の傾斜角が 90° 程度のとき、スリップパーティショニングが発生しやすいことがわかった。さらに最適化解析（ベイズ最適化）により正確な数値を算出した（断層線との交角 56.2° 、逆断層の傾斜角 54.5° 、横ずれ断層の傾斜角 86.3° ）。断層変位のスリップパーティショニングに関する数値解析事例はほとんどないため、今回の取り組みを通じてスリップパーティショニングが生じやすいと考えられる断層面配置についての知見が得られた。

平成30年度の後半では、サブテーマ1およびサブテーマ2で得られた最新の調査結果・解析結果を統合的に勘案し、糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間に対応する断層面モデルを作成した。作成した断層面モデルについて有限要素解析メッシュを生成し、広域応力場をパラメータとした有限要素解析を実施した結果、最大主応力方位を $N60^\circ W$ （北西－南東）と設定することで、既往の調査結果から得られている変位センスを定性的に説明可能であることがわかった。定量的な比較も併せて実施した結果、現地調査から得られている変位レベルは、シミュレーション結果の2～3倍程度となっていた。より現実的な変位分布にするように、断層面①から⑨を滑らかに接合してスケールリング則を適用することで変位レベルを計測結果に近づける方法を検討した。結果、断層面①から⑨を個別にモデル化した場合よりも計測結果に近づいた。しかしながら、まだ改良の余地があるため、断層面形状および断層面上物性について他サブテーマと連携しながら、より現実的な断層面モデルを作成することが課題として残っている。

令和元年の前半では、プルアパート構造について、ステップ幅、オーバーラップ、最大主応力方位を様々に変化させて715ケースにおよぶパラメトリックスタディーを実施した。この結果、（1）最大主応力の方位によらず、オーバーラップが大きい場合にプルアパート構造中心部の沈降量は小さくなること、（2）プルアパート構造中心部の沈降量に対するオーバーラップの感度はステップ幅のそれよりも高いことがわかった。これらの知見は一連のパラメトリックスタディーによって初めて明らかとなる。

次いで、前半のパラメトリックスタディーの結果を念頭に置いて、諏訪盆地を限る断層面（断層面⑧から⑪の4面）の傾斜角を定めた。ここでは諏訪盆地がプルアパート盆地となることを重視して、625ケースのパラメトリックスタディーにより傾斜角を検討した。結果、断層面⑧から⑪の4面の傾斜角を 90° とすることで諏訪盆地が沈降することが有限要素解析を通じて示された。なお、諏訪盆地中央部に向かって断層面が落ち込むようなモデルでは、 $N60W$ の最大主応力方位ではポップアップが生じ、プルアパート盆地として成り立たないことがわかった。

令和元年度の後半では北部区間から中南部区間にわたる有限要素モデルを作成し、諏訪

湖を挟む断層面群の相互作用について検討した。結果、静解析の範囲内では、諏訪湖東側の断層群(断層面⑩から⑫)が諏訪湖西側の断層面群(断層面①から⑨)に及ぼす影響は小さいという結果を得た。着目している断層面に他の断層面の有無がどのような影響を及ぼすのかを定量的に検討することができる点は、断層面の有無・配置を自由に設定することができる本手法の特徴の一つであることを強調しておく。

矩形に断層面を区切るケースでは、トレンチ調査等で得られたずれ量に比べてシミュレーション結果が小さくなることを示し、これを改善するために矩形断層面を滑らかに接合する方法について検討した。断層面を滑らかに接合するモデルを作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレーション結果を得ることができた。なお、どの程度の平滑度が適切なのかは引き続き検討する必要があるが、今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決定する方法論の一つと考える。より調査結果を説明するためのモデル構築に向けて、今後の課題として(1)一体化した断層面の平滑度についての検討、(2)長大な断層面に対するスケーリング則を考慮した断層面上剛性の設定方法についての検討およびその有限要素法への実装、が残る。

(e) 引用文献

- Aagaard, B.T., Heaton, T.H. and Hall, J.F., Dynamic Earthquake Ruptures in the Presence of Lithostatic Normal Stresses: Implications for Friction Models and Heat Production, *B. Seismol. Soc. AM.*, 91, 6, 1765-1796, 2001.
- An, L. J., Maximum Link Distance between Strike-Slip Faults: Observations and Constraints, *Pure and Applied Geophysics*, 150, 1, 19-36, 1997.
- Aochi, H. and Fukuyama, E. and Matsu'ura, M., Selectivity of spontaneous rupture propagation on a branched fault, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 22, 3635-3638, 2000.
- Aydin, A., and A. Nur, Evolution of Pull-Apart Basins and Their Scale Independence, *Tectonics*, 1, 1, 91-105, 1982.
- Bertoluzza, L., and C. R. Perotti, A Finite-Element Model of the Stress Field in Strike-Slip Basins: Implications for the Permian Tectonics of the Southern Alps (Italy), *Tectonophysics*, 280, 1-2, 185-197, 1997.
- Bowman, D., G. King, and P. Tapponnier, Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth, *Science*, 300, 16, 1121-1123, 2003.
- Carr, J., R. Beatson, H. Cherrie, T. Mitchel, W. Fright, B. McCallum, and T. Evans, Reconstruction and representation of 3D objects with radial basis functions, *SIGGRAPH*, 67-76, 2001.
- Du, Y., and A. Aydin, Shear fracture patterns and connectivity at geometric complexities along strike-slip faults, *Journal of Geophysical Research*, 100, B9, 18,093-18,102, 1995.
- 藤森孝俊, 活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成, *地理学評論*, 64, A-10, 665-696, 1991.

- 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫, 糸魚川-静岡構造線の重力調査 (I) - 松本盆地中央部のブーゲ異常と構造解析, 地震研究所彙報, 61, 537-550, 1986.
- Harris, R.A., Barall, M., Archuleta, R., Dunham, E., Aagaard, B.T., Ampuero, J.-P., Bhat, H., Cruz-Atienza, V.M., Dalguer, L., Dawson, P., Day, S., Duan, B., Ely, G., Kaneko, Y., Kase, Y., Lapusta, N., Liu, Y., Ma, S., Oglesby, D., Olsen, K., Pitarka, A., Song, S., and Templeton, E., The SCEC/USGS Dynamic Earthquake Rupture Code Verification Exercise, *Seismol. Res. Lett.*, 80, 119-126, 2009.
- 平川一臣・神沢公男・浅川一郎, 巨摩山地北東縁・下田井の活断層露頭, 活断層研究, 6, 43-46, 1989.
- Ikami, A., T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsu'ura, and K. Wada, A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, central Japan, *Journal of Physics of the Earth*, 34, 6, 457-474, 1986.
- Ikeda, Y., T. Iwasaki, H. Sato, N. Matsuta, and T. Kozawa, Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan, *Earth Planets Space*, 56, 12, 1315-1321, 2004.
- 池田隆司・小村健太郎・飯尾能久・新井崇史・小林健太・松田達生・島田耕史・田中秀実・富田倫明・平野聡, 1995年兵庫県南部地震に伴う野島断層を貫くドリリング調査, 防災科学技術研究所研究報告, 第61号, 2001.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 6, 849-875, 2001.
- 金井 崇・高橋成雄, 最新コンピュータグラフィックス -基礎から応用まで-, 画像電子学会誌, 33, 4B, 612-619, 2004.
- Kanamori, H., and Anderson, D.L., Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 5, 1073-1095, 1975.
- 狩野謙一・林 愛明・福井亜希子・田中秀人, 糸魚川-静岡構造線活断層系, 下田井断層に伴う粉碎起源のシェードタキライト, 地質学雑誌, 110, 779-790, 2004.
- 加瀬祐子・堀川晴央・関口春子・佐竹健治・杉山雄一, 上町断層系の動的破壊過程の推定, 活断層・古地震研究報告, 2, 325-340, 2002.
- Kase, Y. and Day, S.M., Spontaneous rupture processes on a bending fault, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10302, 2006.
- 勝部亜矢・近藤久雄・谷口 薫・加瀬祐子, 2014年長野県北部の地震(Mw6.2)に伴う地表地震断層の分布と変位量, 地質学雑誌, 123, 1, 1-21, 2017.
- Katzman, R., U. S. ten Brink, and J. Lin, Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin, *Journal of geophysical research*, 100, B4, 6295-6312, 1995.
- Kazhdan, M., M. Bolitho, and H. Hoppe, Poisson surface reconstruction, *Symposium on Geometry processing*, 61-70, 2006.
- King, G., Y. Klinger, D. Bowman, and P. Tapponnier, Slip-partitioned surface breaks for the Mw 7.8 2001 Kokoxili earthquake, China, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 2, 731-738, 2005.

- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太, 糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形, 地学雑誌, 115, 2, 208-220, 2006.
- 隈元 崇・池田安隆, 南部フォッサマグナ, 甲府盆地の底角逆断層とネットスリップ, 地震, 46, 245-258, 1993.
- Liu, Y., and H. Konietzky, Particle-Based Modeling of Pull-Apart Basin Development, *Tectonics*, 37, 1, 343-358, 2018.
- 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, 地震第2輯, 28, 3, 269-283, 1975.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文, 1896年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855, 1980.
- 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志・戸田茂・田力正好・加藤 一・石山達也・井川 猛・松本反射法地震探査グループ, 糸魚川-静岡構造線活断層系北部・松本地域における反射法地震探査, 東京大学地震研究所彙報, 82, 45-55, 2007.
- McClay, K., and T. Dooley, Analogue Models of Pull-Apart Basins, *Geology*, 23, 8, 711-714, 1995.
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所, 文部科学省科学技術基礎調査等委託事業「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成29年度成果報告書, 114p, 2018.
- Ohtake, Y., A. Belyaev, M. Alexa, G. Turk, and H. P. Seidel, Multi-level partition of unity implicits, *ACM Transactions on Graphics*, 22, 3, 463-470, 2003.
- Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 4, 1135-1154, 1985.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉, 糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の断層活動—牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査—, 地震 第2輯, 46, 425-438, 1994.
- Powell, M. J. D., The BOBYQA algorithm for bound constrained optimization without derivatives, Cambridge NA Report NA2009/06, University of Cambridge, Cambridge. cityu.edu.hk, 26-46, 2009.
- 竿本英貴, 松田式を考慮したFEMによる断層変位評価とその上町断層系への適用, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), 74, 4, I_59-I_71, 2018.
- 竿本英貴, FEMによる断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索—逆断層と横ずれ断層の組み合わせ例—, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), 75, 4, I_25-I_35, 2019.
- Sato, H., T. Iwasaki, Y. Ikeda, T. Takeda, N. Matsuta, T. Imai, E. Kurashimo, N. Hirata, S. Sakai, D. Elouai, T. Kawanaka, S. Kawasaki, S. Abe, T. Kozawa, T. Ikawa, Y. Arai, N. Kato, Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan, *Earth, Planets and Space*, 56, 12, 1253-1259, 2004.
- 澤田昌孝, 動力学的破壊進展解析による地表断層変位予測手法の提案, 電力中央研究所研究報告, N14007, 2014.
- 田力正好・杉戸信彦・澤祥・谷口薫・廣内大助・松多信尚・佐藤善輝・石黒聡士・安藤俊

- 人・内田主税・坂上寛之・隈本崇・渡辺満久・鈴木康弘, 糸魚川－静岡構造線活断層帯中部, 諏訪盆地北東縁の変動地形とその認定根拠, および変位速度分布, 活断層研究, 27, 147-168, 2007.
- 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, 地震第2輯, 51, 211-228, 1998.
- Toda, S., H. Kaneda, S. Okada, D. Ishimura, and Z.K. Milton, Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake, *Earth Planets Space*, 68, 188, doi:10.1186/s40623 - 016 - 0560 - 8, 2016.
- Wesnousky, S.G., and C.H. Jones, Oblique slip, slip partitioning, spatial and temporal changes in the regional stress field, and the relative strength of active faults in the Basin and Range, western United States, *Geology*, 22, 11, 1031-1034, 1994.
- Wesnousky, S. G., Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 4, 1609-1632, 2008.

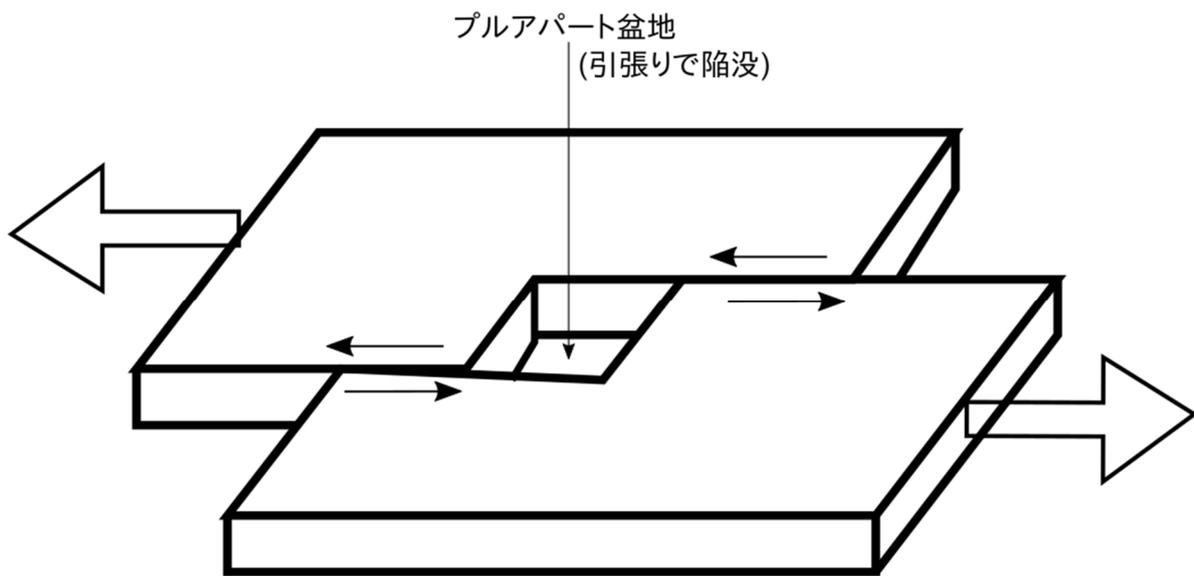
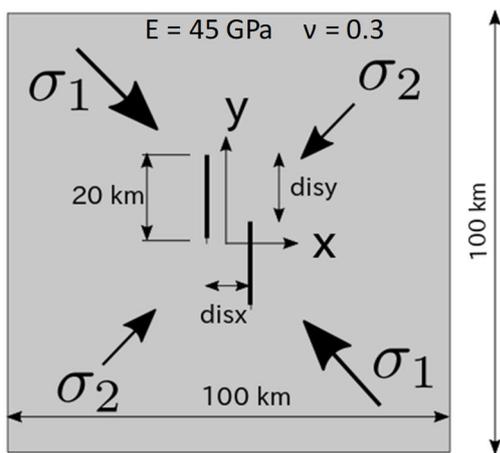
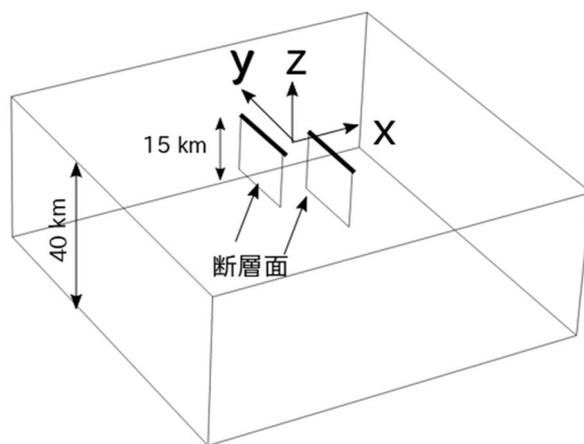


図 54 プルアパート盆地を説明するための模式図
(左ステップ左横ずれのケース)



disx: 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21 (km)
 disy: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24 (km):
 σ 方位: N75W, N60W, N45W, N30W, N15W

(a) 断層面配置とパラメータ



(b) (a)の鳥瞰図

図 55 プルアパート構造のパラメトリックスタディに対する問題設定

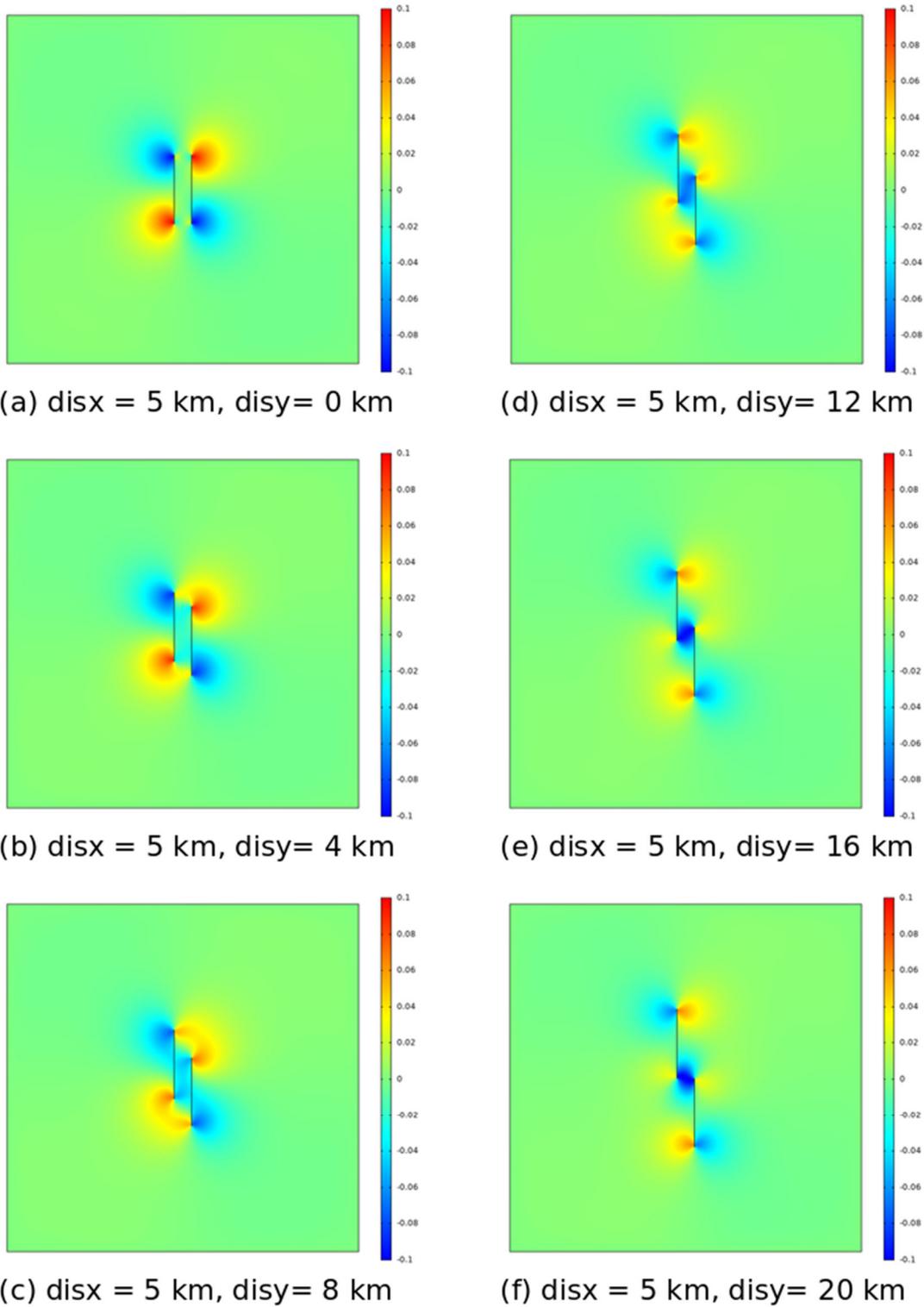
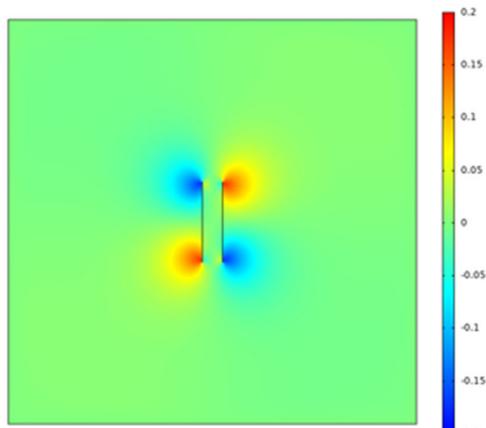
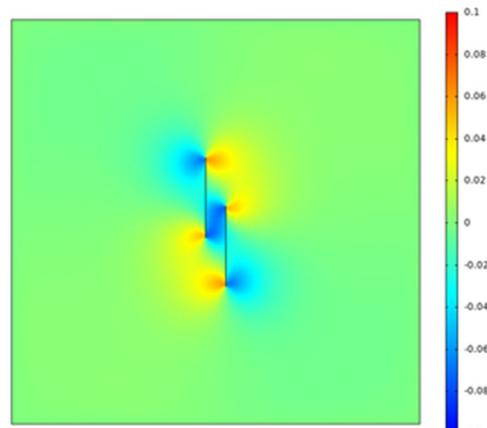


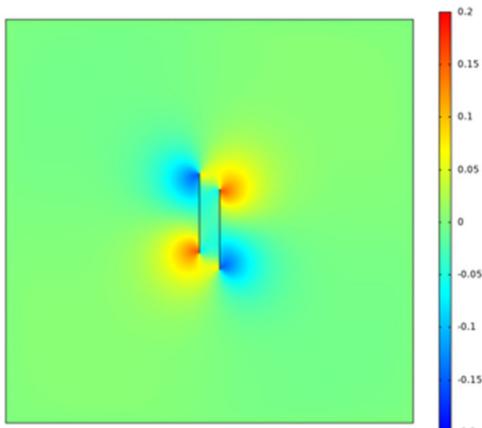
図 56 地表変位の上下成分(N15W, 範囲 : -0.1m - 0.1m)



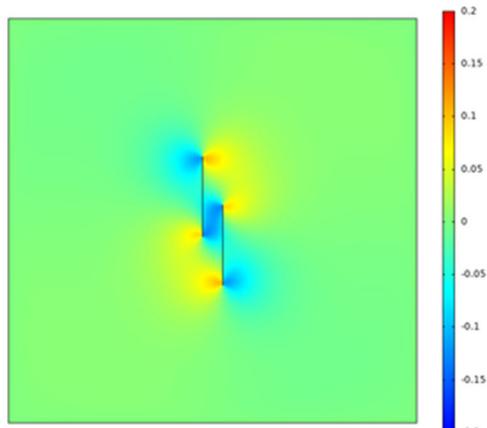
(a) $disx = 5 \text{ km}, disy = 0 \text{ km}$



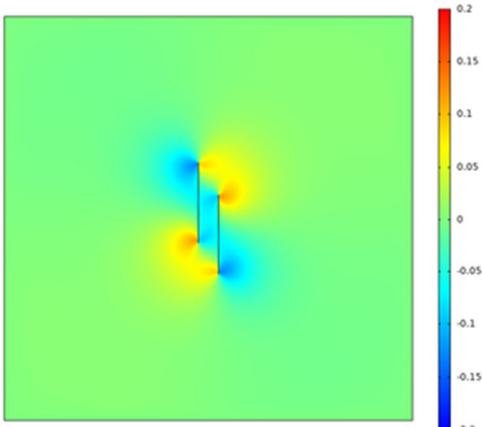
(d) $disx = 5 \text{ km}, disy = 12 \text{ km}$



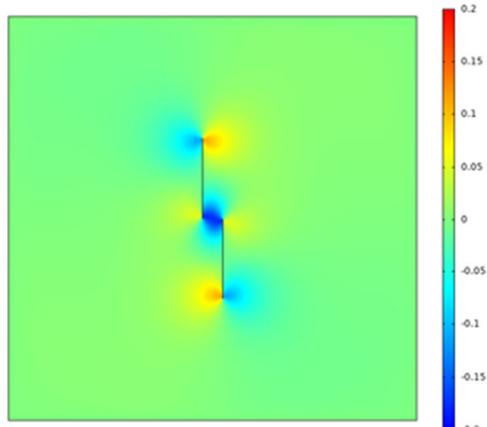
(b) $disx = 5 \text{ km}, disy = 4 \text{ km}$



(e) $disx = 5 \text{ km}, disy = 16 \text{ km}$



(c) $disx = 5 \text{ km}, disy = 8 \text{ km}$



(f) $disx = 5 \text{ km}, disy = 20 \text{ km}$

図 57 地表変位の上下成分 (N30W, 範囲 : -0.2m - 0.2m)

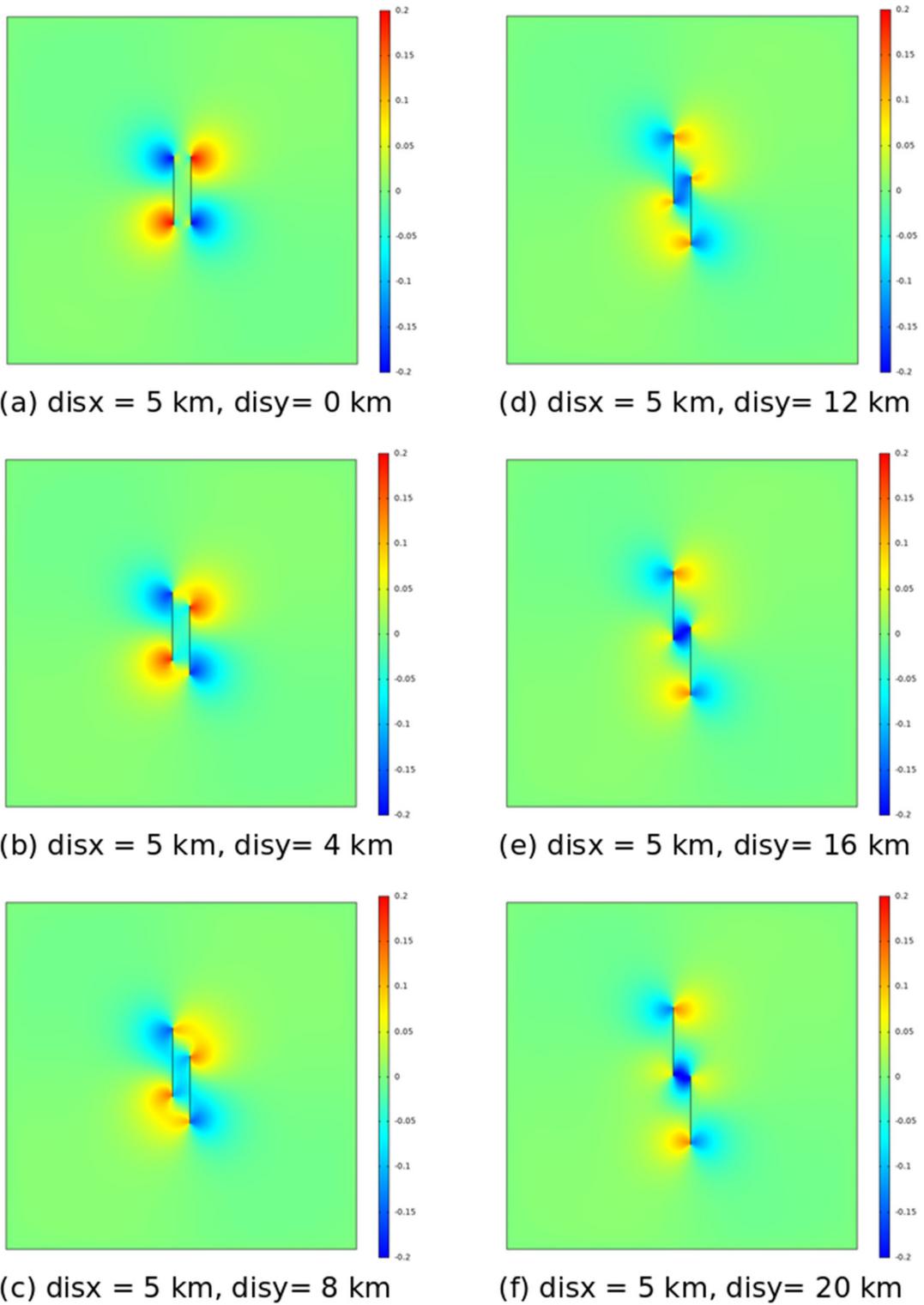


図 58 地表変位の上下成分 (N45W, 範囲 : -0.2m - 0.2m)

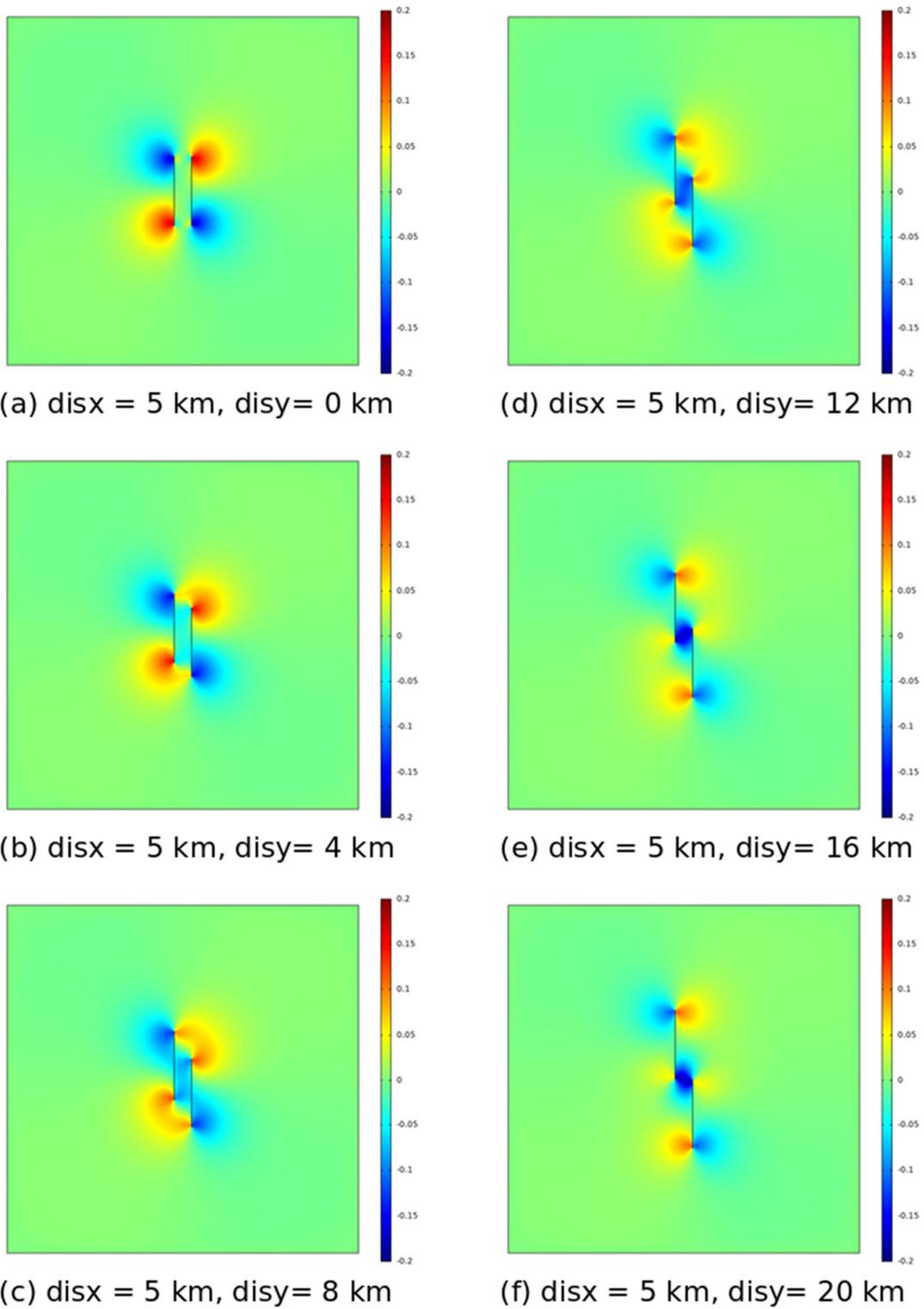


図 59 地表変位の上下成分 (N60W, 範囲 : -0.2m - 0.2m)

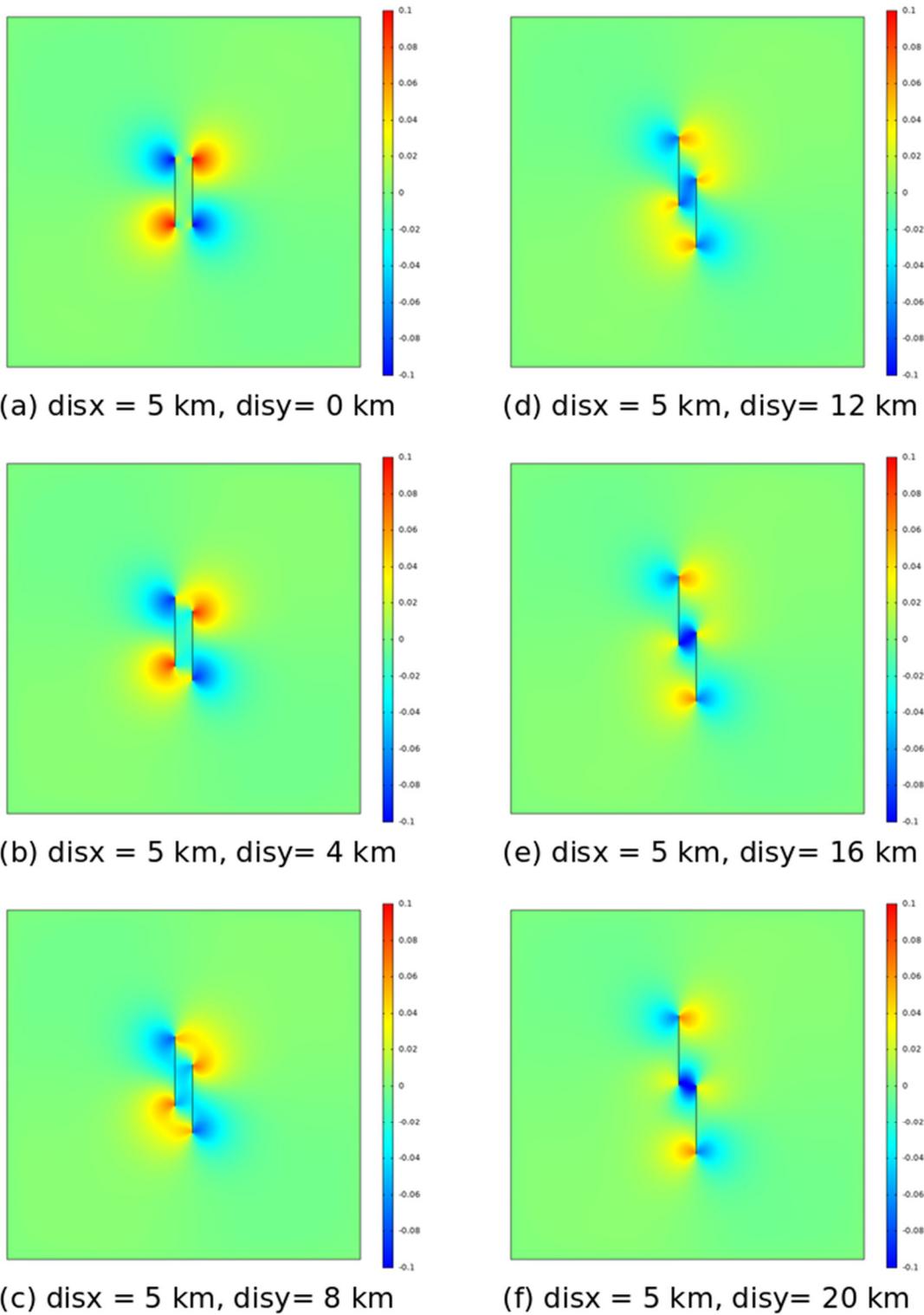


図 60 地表変位の上下成分(N75W, 範囲: $-0.1\text{m} - 0.1\text{m}$)

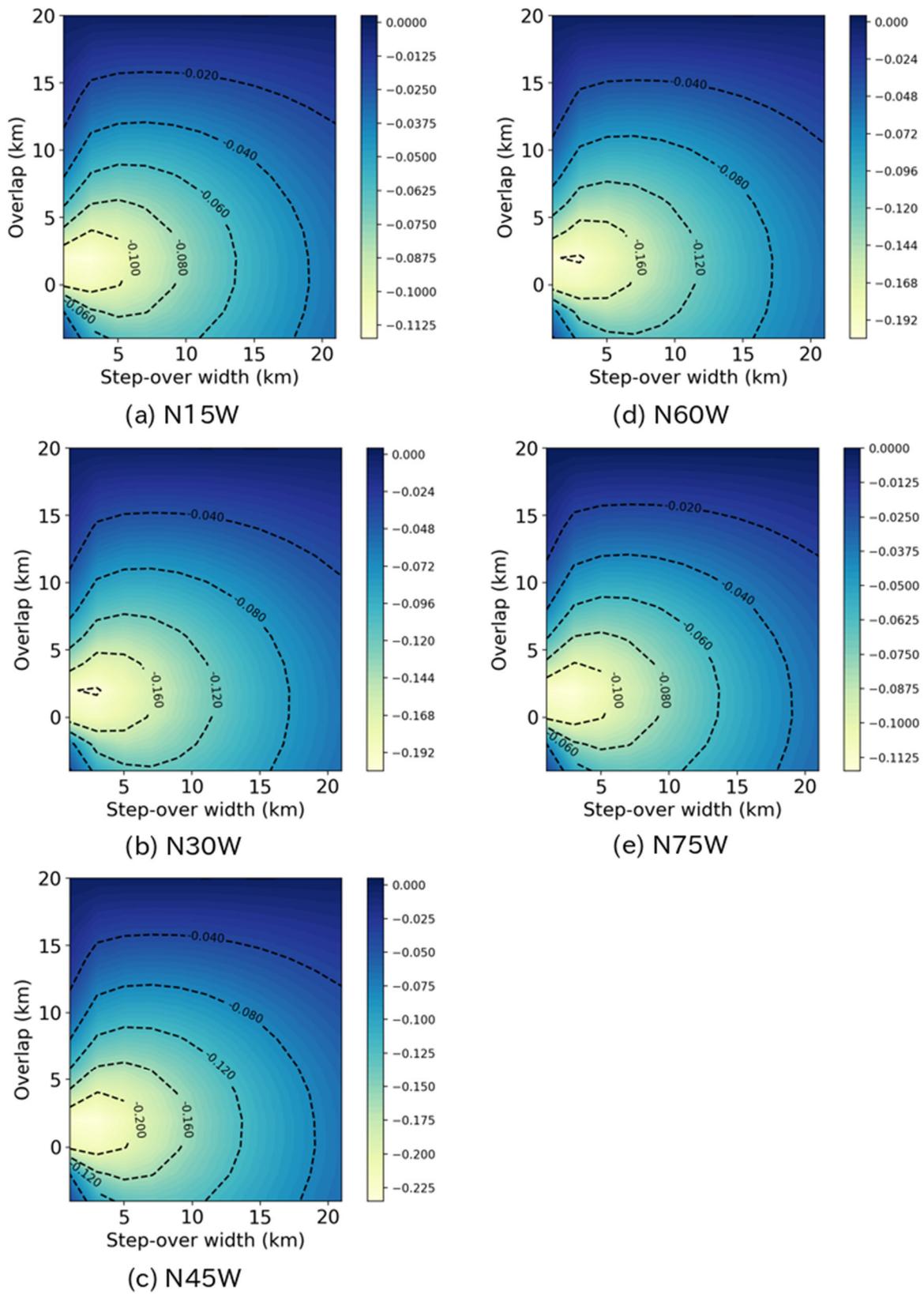
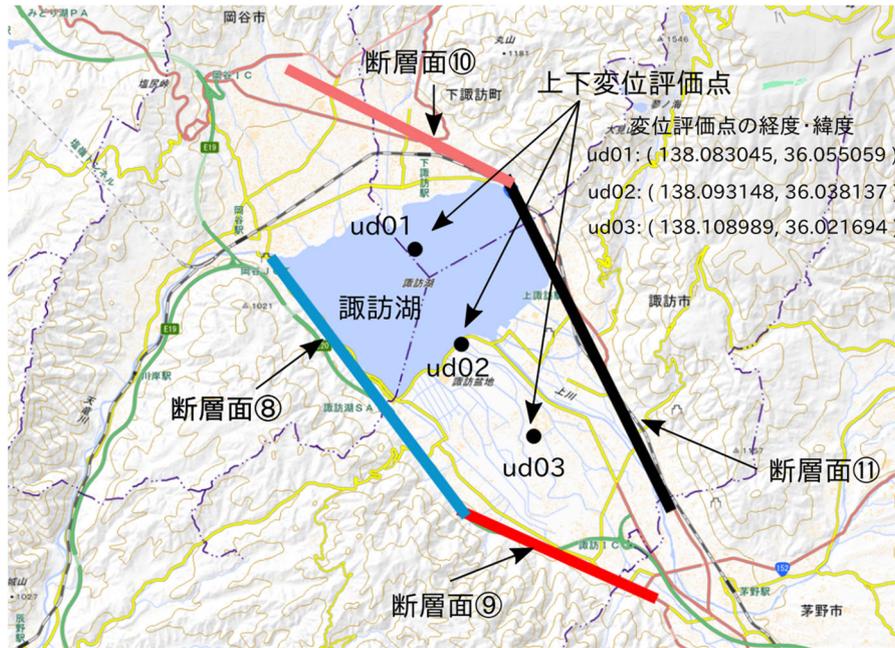


図 61 モデル中央部(盆地中央部)での上下変位とオーバーラップ・ステップ幅の関係



北端の経度・緯度	南端の経度・緯度
断層面⑧: (138.052311, 36.052846)	(138.093596, 36.008215)
断層面⑨: (138.093596, 36.008215)	(138.134708, 35.993147)
断層面⑩: (138.056087, 36.086728)	(138.10338, 36.067157)
断層面⑪: (138.10338, 36.067157)	(138.138485, 36.009273)

図 62 検討に用いる諏訪湖南岸断層群⑧・⑨と諏訪湖北岸断層群⑩・⑪の断層線
 および上下変位評価点の位置関係
 (国土地理院・地理院地図に重ねて表示)

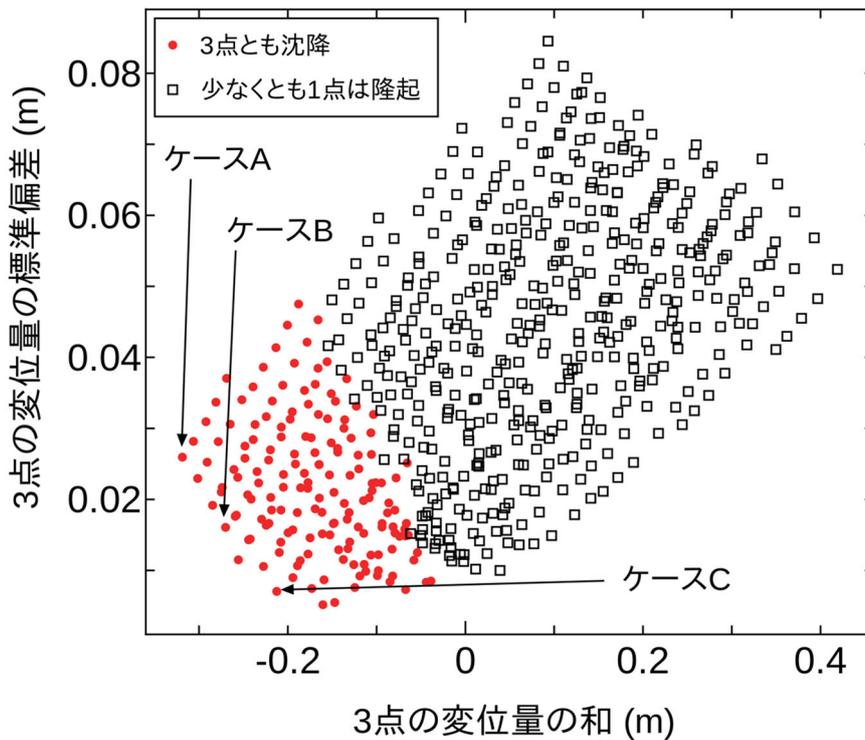
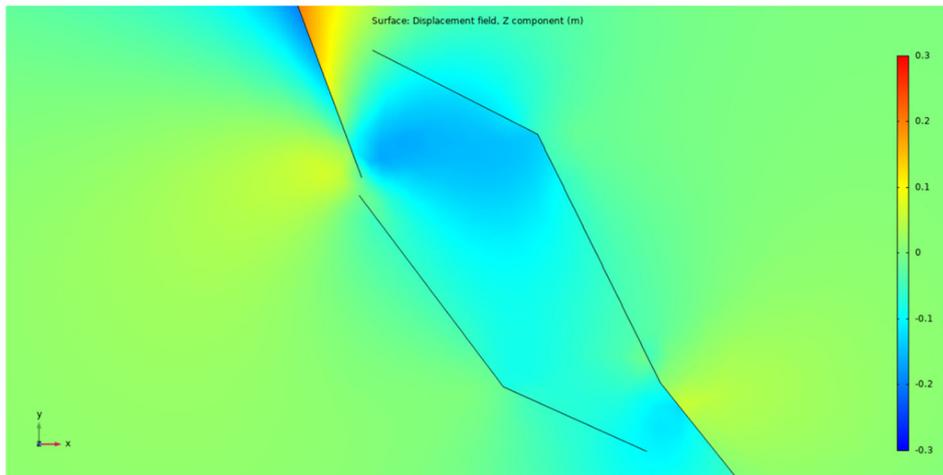
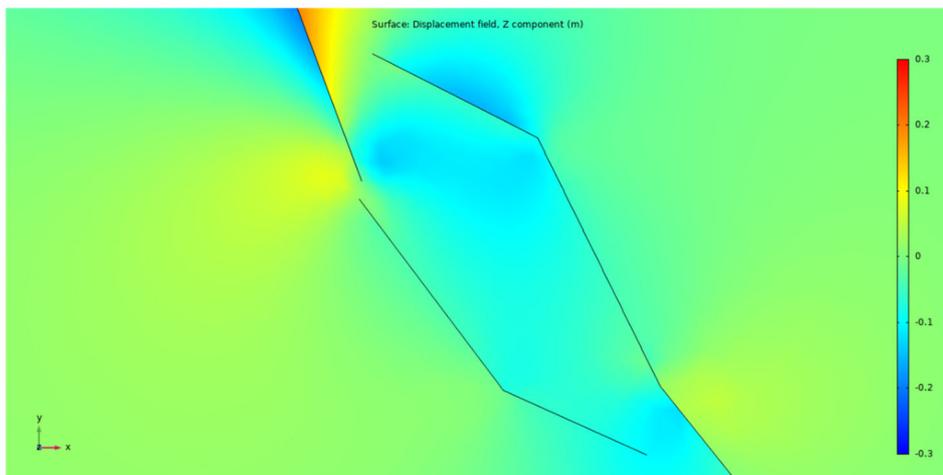


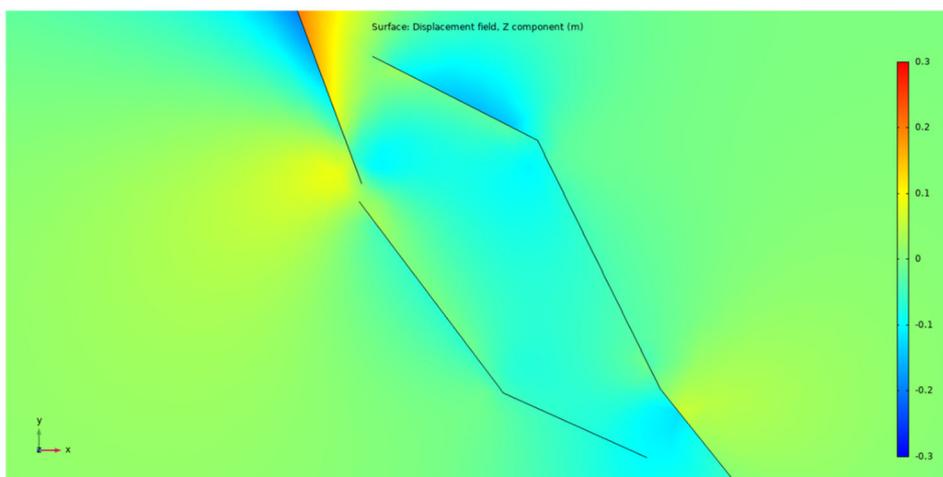
図 63 断層面⑧から⑪の傾斜角に対するパラメトリックスタディーの結果



(a) ケースA ($\text{dip}8=\text{dip}9=\text{dip}10=\text{dip}11=90^\circ$)



(b) ケースB ($\text{dip}8=\text{dip}9=90^\circ$, $\text{dip}10=105^\circ$, $\text{dip}11=90^\circ$)



(c) ケースC ($\text{dip}8=85^\circ$, $\text{dip}9=90^\circ$, $\text{dip}10=110^\circ$, $\text{dip}11=90^\circ$)

図 64 図 63 中のケース A、ケース B、ケース C に対する諏訪盆地の上下変位分布
(カラーバーの範囲は-0.3m-0.3m)

断層面に関する情報一覧

- 北部：神城1 (①, ②)
- 北部：神城2 (③, ④)
- 北部：松本盆地東縁北部 (⑤, ⑥)
- 中北部：松本盆地東縁南部～牛伏寺～岡谷断層群 (⑦)
- 中北部：諏訪湖南岸 (⑧, ⑨)
- 中南部：諏訪湖北岸 (⑩, ⑪)
- 中南部：茅野一釜無山断層群～下葛木 (⑫)

	北端座標	南端座標	断層長 (km)
①, ②	36.789079 137.905755	36.664632 137.849278	18.4
③, ④	36.658987 137.85825	36.541295 137.839537	16.5
⑤, ⑥	36.531295 137.85765	36.356748 137.900219	24.6
⑦	36.346517 137.92048	36.057010 138.052998	42.6
⑧	36.052846 138.05231	36.008215 138.093596	7.7
⑨	36.008215 138.09360	35.993147 138.134708	5.0
⑩	36.086728 138.056087	36.067157 138.103380	5.9
⑪	36.067157 138.103380	36.009273 138.138485	8.9
⑫	36.009273 138.138485	35.861979 138.283195	25.9

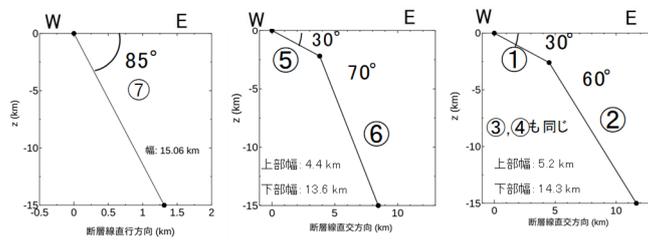
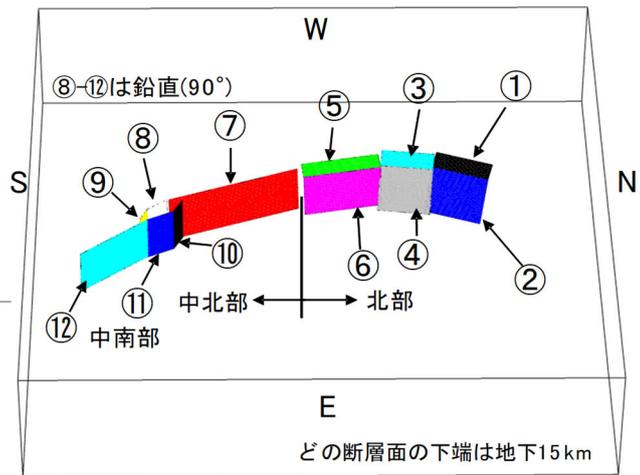


図 65 北部区間から中南部区間までの断層面に関する情報一覧とそれらの配置

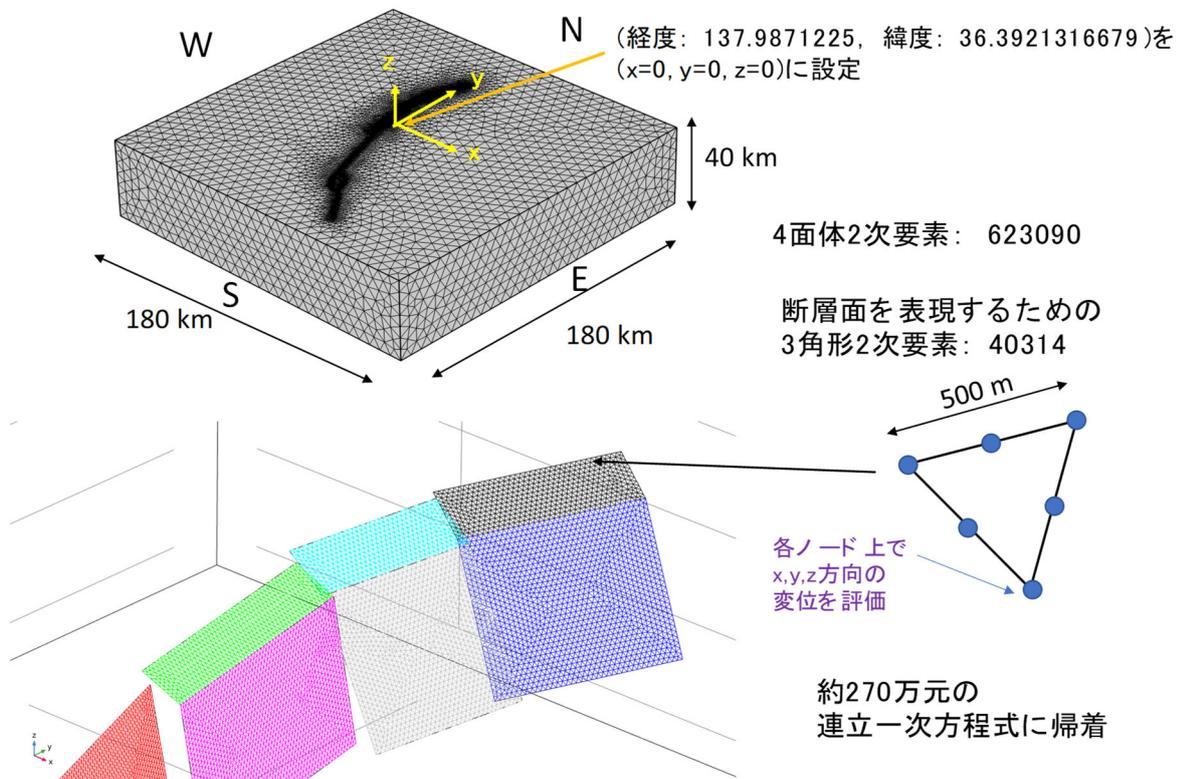


図 66 北部区間から中南部区間までを含む有限要素メッシュ

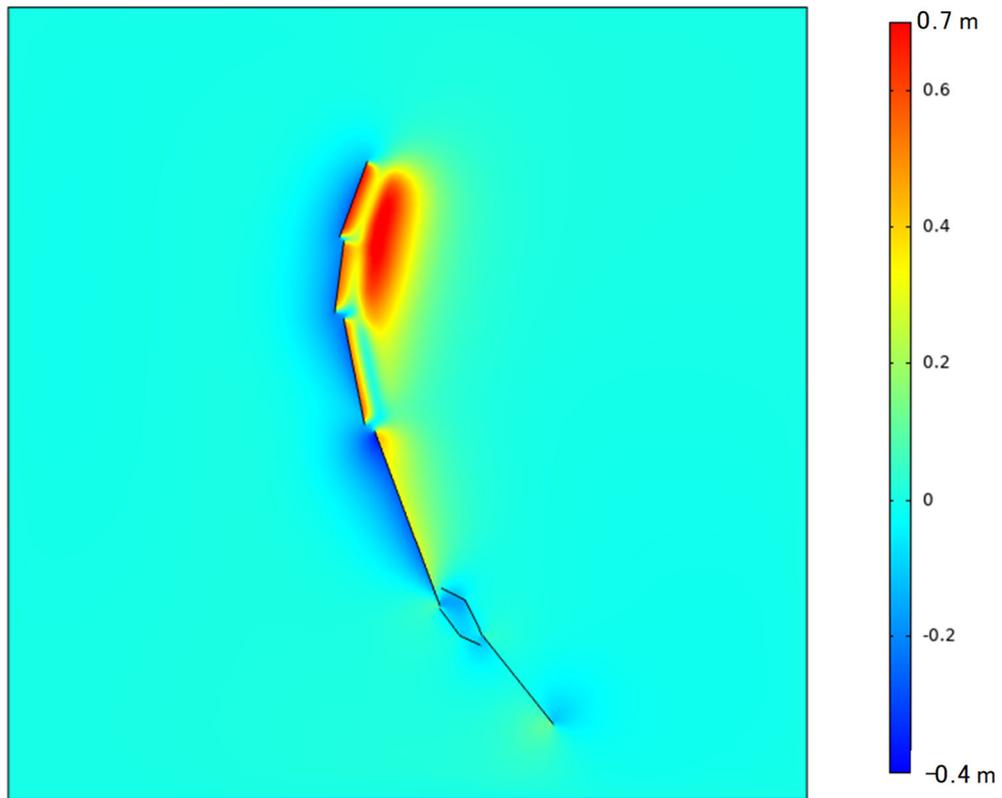


図 67 図 66 の有限要素メッシュに対する解析結果(色は上下変位成分を表す)

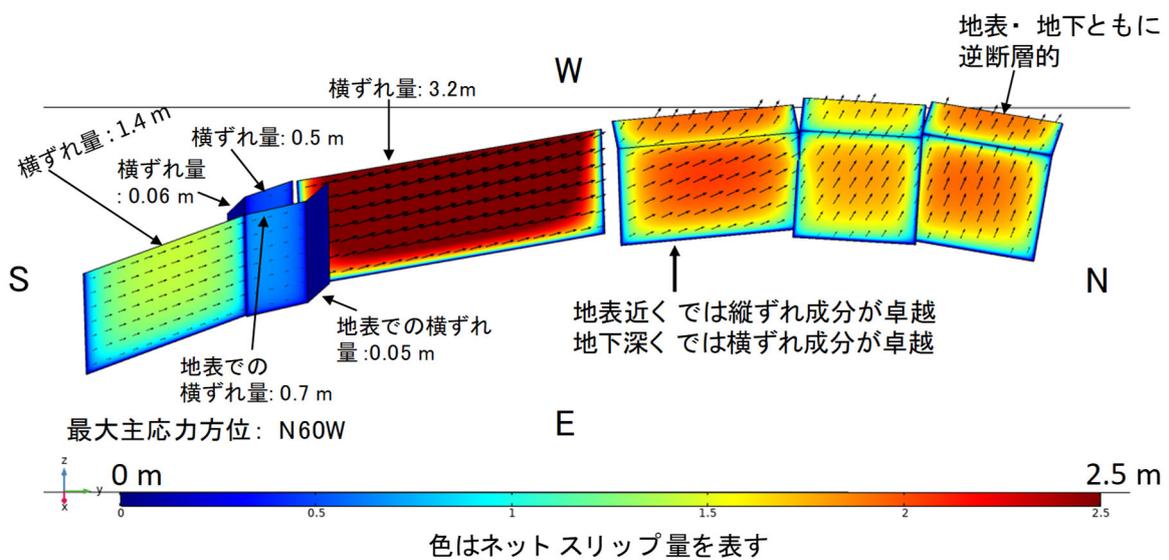
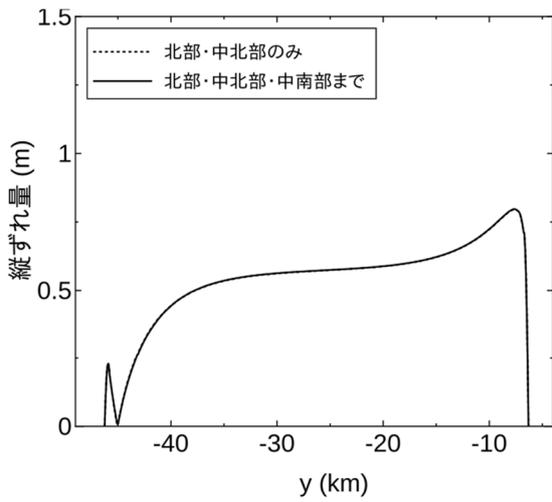
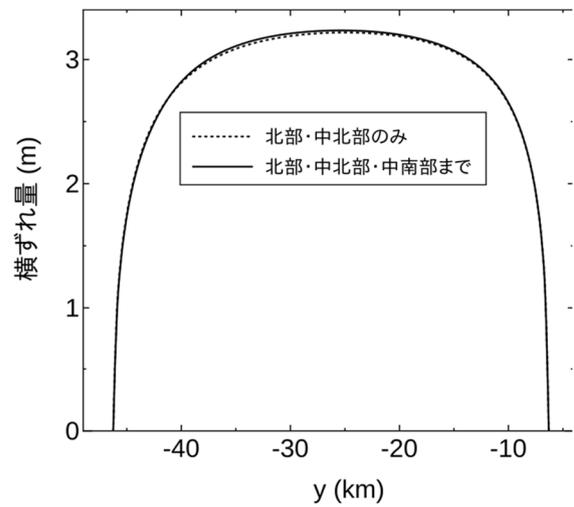


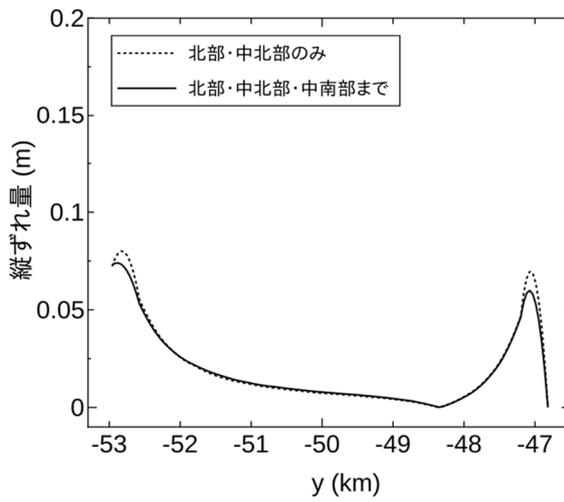
図 68 図 66 のメッシュに対する断層面上すべり分布(色はネットスリップ量を表す)



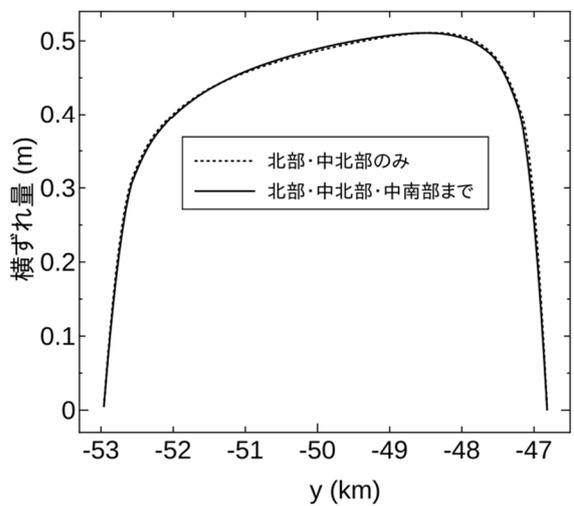
(a) 断層面⑦での縦ずれ量の比較



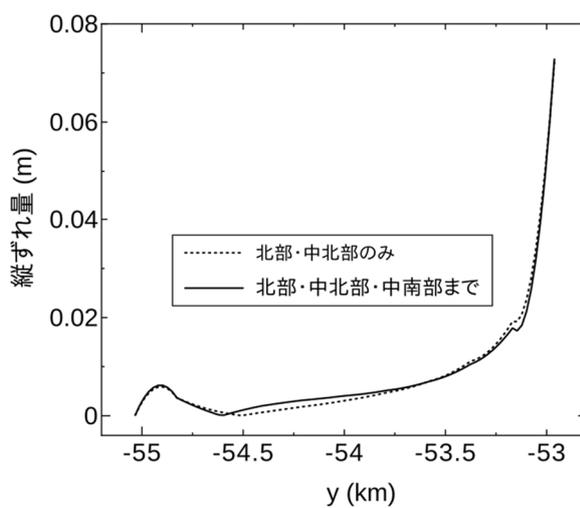
(b) 断層面⑦での横ずれ量の比較



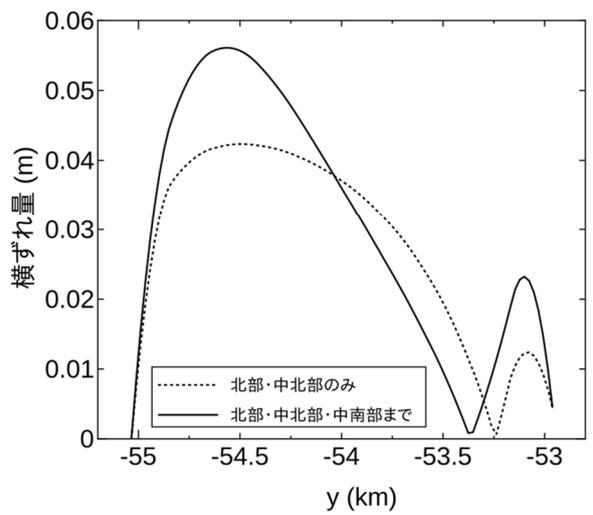
(c) 断層面⑧での縦ずれ量の比較



(d) 断層面⑧での横ずれ量の比較



(e) 断層面⑨での縦ずれ量の比較



(f) 断層面⑨での横ずれ量の比較

図 69 断層面上すべり分布の比較：北部・中北部モデルまでのモデル(昨年度モデル化分)と北部・中北部・中南部までを含むモデル(今年度のモデル)の比較

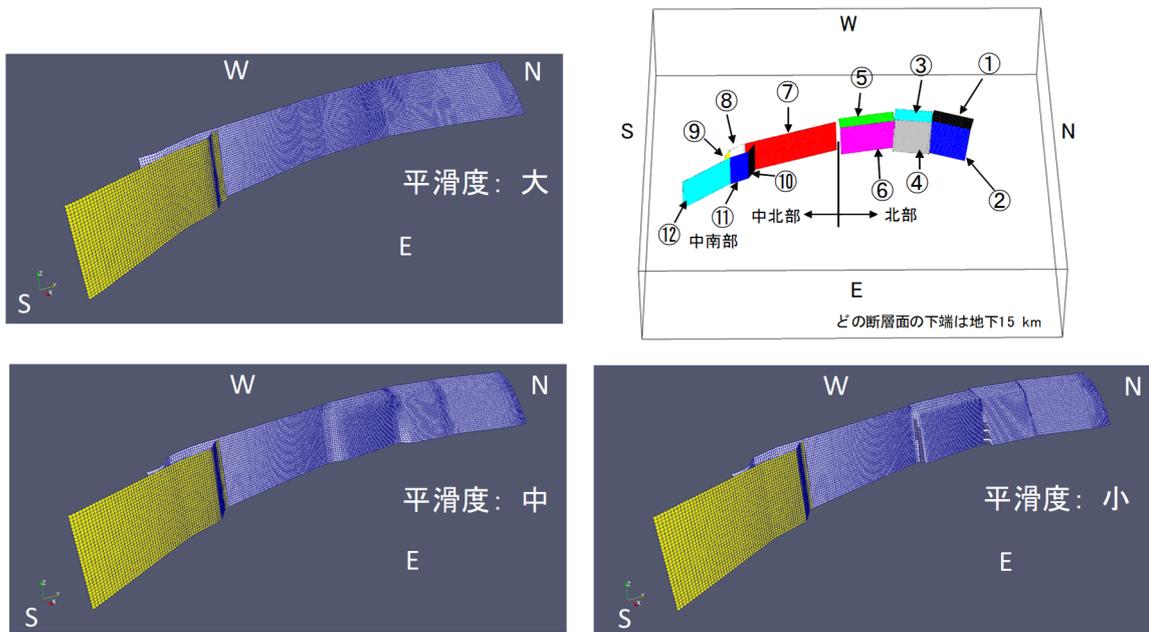


図 70 Poisson Reconstruction 法によって作成した滑らか度の異なる長大化モデル

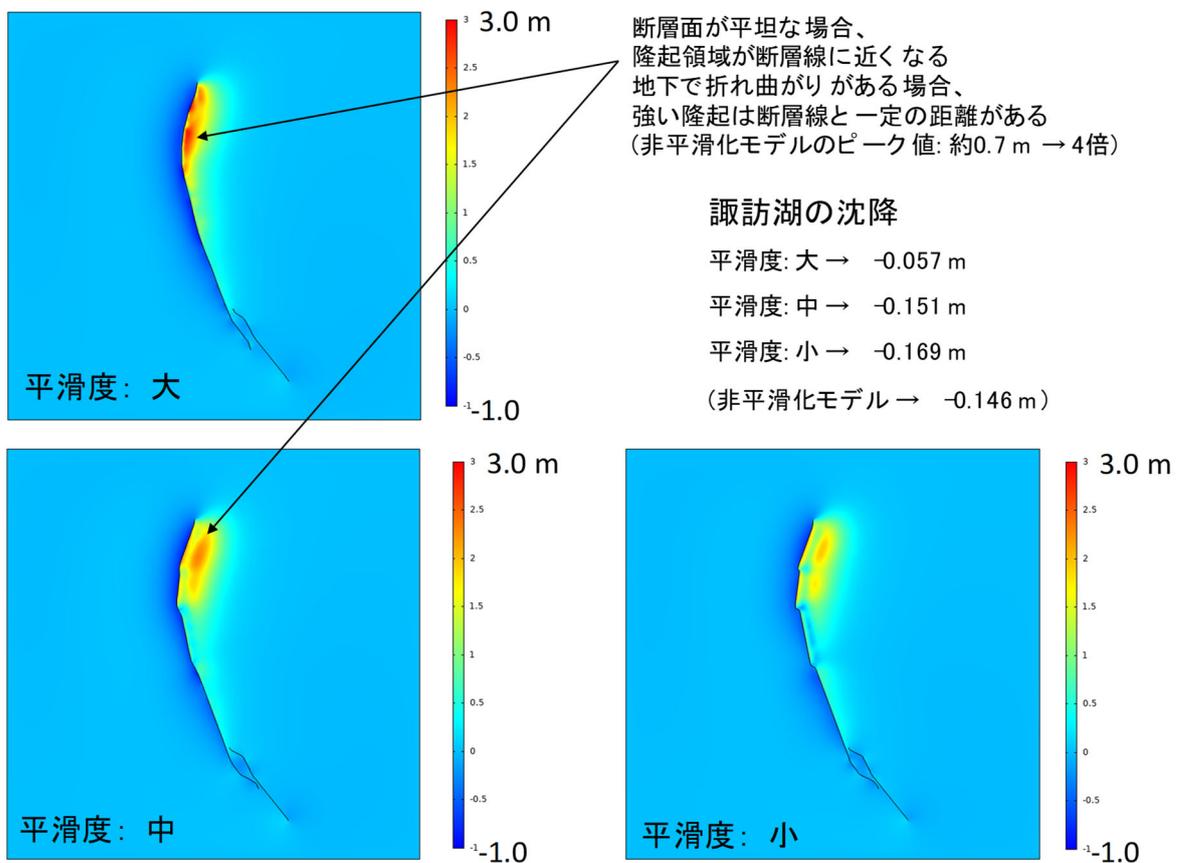


図 71 平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する地表面上での上下変位分布

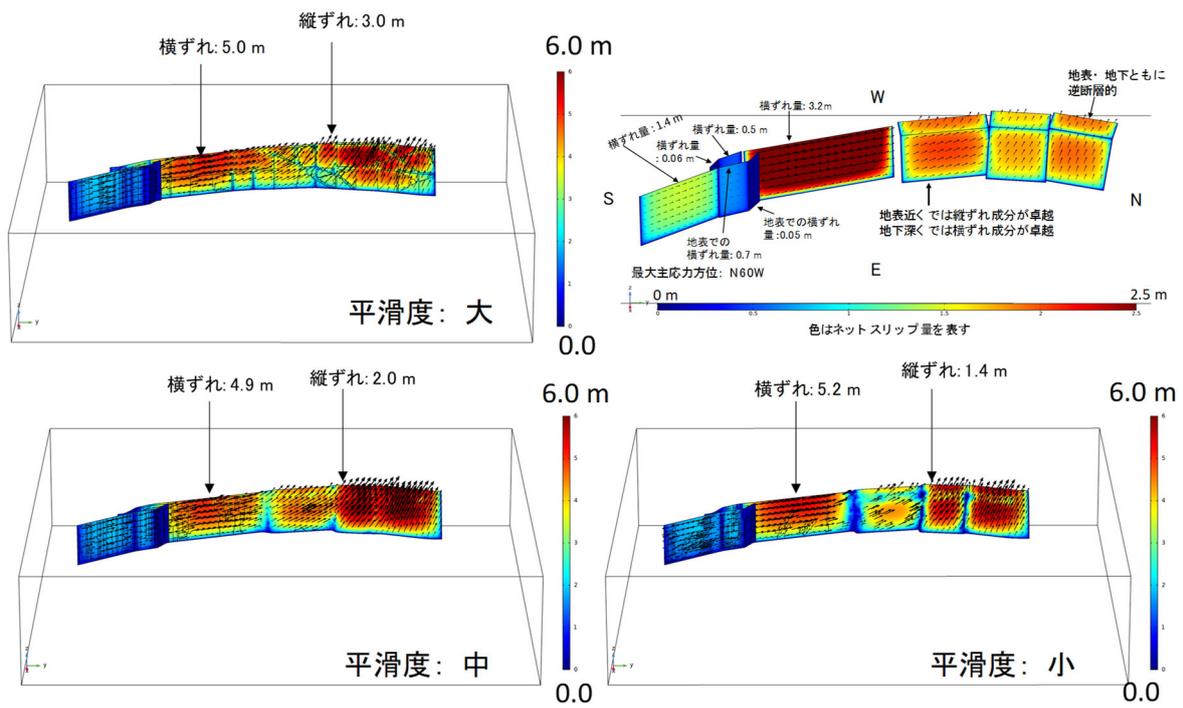


図 72 平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する断層面上でのすべり量分布 (色はネットスリップ量を表す)