断層変位のシミュレーション

堀　宗朗[*]

Numerical simulation of faulting and fault-induced ground deformation

Muneo Hori[*]

Abstract

This article presents the current state of numerical simulation of faulting. There are several physical models of faulting such as continuum modeling or granule material modeling. The resulting mathematical problems are different, and sometimes do not have a unique solution even though the problems are posed for physical phenomena of faulting processes. This is a primary reason of the difficulty of the faulting simulation that must solve such ill-posed mathematical problems. Summarizing the physical models, this article explains several representative works for the faulting simulations. The limitation of the current faulting simulation is discussed, and researches which contribute to improve the faulting simulation are pointed out.

1．はじめに

一口に断層のシミュレーションと言っても，震源断層の動的な破壊過程のシミュレーションから相互作用を及ぼす断層群の活動のシミュレーションまで，さまざまなものがある．本論説で説明する断層変位のシミュレーションは，「適当な震源断層とその破壊を仮定した時に，地殻や地盤を通って地表に達する破壊過程を数値解析する」シミュレーションである．したがって，想定された地震に対して，「断層が地表に現れるか否か」，また地表に現れる場合には「断層の位置・変位等はどうなるか」という問に答えることを目的とする．

堅苦しい言い方であるが，物理現象のシミュレーションは，現象の適切な物理モデルを構築し，物理モデルに対応した数理問題を導出し，その数理問題を数値解析によって解く，という過程を経る（矢川・宮崎（2007）参照）．断層変位のシミュレーションの場合，物理モデルは一つではなく，対応する数理問題も異なり，数値解析の手法も複数ある．さらに，この数理問題の解の存在や唯一性は保証されてはいない．物理現象は一つであるから数理問題の解も一つであろうという暗黙の了解はあるが，破壊現象の数理問題の解の存在や唯一性が分析された例は少ない（例えばHori and Oguni（2007）参照）．解があるかどうか，あったとしても一つとは限らない，という意味で，断層変位のシミュレーションは実に厄介な数値解析である．

断層変位のシミュレーションの中でも横ずれ断層による表層地盤の変形と破壊の計算は難しい．基盤から表層地盤の間に横ずれ断層がまっすぐ進展する代わりに，表層地盤中では雁行状の断層面が形成されるため，よほど巧妙に数理問題を設定しない限り，解は唯一でないことは推測できる．実際，連続体モデルに対応する数理問題の解は唯一ではない．また，２次元平面歪状態を仮定し断層を線とする正断層・逆断層のシミュレーションに比べ，横ずれ断層のシミュレーションでは，地殻や地盤の３次元のモデルを使うため計算規模が大きくなり，地表での間隔や角度を正しく求めるには地盤中の断層面を正確に計算しなければならない．数値計算も大規模で高度となり，解析は難しいのである．

断層変位のシミュレーションの難しさを最初に指摘した

[*] 東京大学地震研究所
[*] Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

上で，本論説は，シミュレーションの現状と課題を説明する．シミュレーションの元となる物理モデルは，連続体モデルに基づくモデルと，粒状体モデルに基づくモデルに大別できるため，各々を分けて説明する．なお，馴染みのない読者がいるかもしれないが，本論説でいう粒状体モデルとは，多数の独立した粒子からなる物体のモデルである．各章では，基となる物理モデル・数理問題・数値解析手法を概説し，代表的なシミュレーションの結果を紹介する．さらに，数理シミュレーションの課題を物理・数理・数値解析という３つの観点で整理し提示する．最後に簡単に本論説のまとめを行う．

なお，断層変位のシミュレーションは，シミュレーション結果の妥当性を検証する目的で，断層のモデル実験の再現を行うことがある．モデル実験では砂の層が地盤のモデルとして使われることが多い（例えば谷・小山（2004）参照）．長さが$10^{4\sim6}$[m]のオーダに及ぶ断層を高々10^{1}[m]のオーダの装置で実験を行うため，実際の断層とモデル実験との定量的な比較には相似則を考慮した慎重な議論が必要であるが，砂層を進展するせん断帯から，断層の進展や地表にもたらす変位に関して貴重な知見を得ることができる．シミュレーションの現状を示す際，適宜，モデル実験の結果に関しても説明する．

２．連続体モデルを使った断層変位のシミュレーション

連続体モデルに基づく断層変位のシミュレーションは延性破壊と脆性破壊に大別される（Hori, 2006）．延性破壊とは塑性変形による破壊であり，脆性破壊とは亀裂による破壊である．地表の断層変位を決定する未固結な表層地盤での断層進展を扱うには，相対的に柔らかい地盤を弾塑性体としてモデル化することが自然である．弾塑性体では変形が集中したせん断帯が断層のモデルとなる．長さの尺度は短いが，空間分解能が高くなり，地表に現れる断層の位置や形状をより正確に計算することができる．これが延性破壊のシミュレーションである．一方，比較的長い長さの尺度で断層進展の過程をみると，断層は岩盤のように脆性破壊を起こす材料の中を走る破壊現象となる．このため脆性破壊のシミュレーションが適している．このシミュレーションでは地殻・岩盤を弾性体とし，この弾性体の中を進展する亀裂として断層をモデル化することになる．

延性破壊と脆性破壊のシミュレーションでは断層進展のメカニズムが異なるが，連続体モデルのシミュレーションとしては共通する部分が多い．これは，適用範囲が広いという連続体モデルの特性によるものである．延性破壊と脆性破壊のシミュレーションを説明する前に，連続体モデルを使ったシミュレーションの概略を整理しておく．

連続体モデルは工学一般で実用的に使われている他，地震波の伝播を解析するためにも使われている．それにもかかわらず，テンソルや偏微分が多用されるために，連続体モデルの敷居が高い[1]ことは事実である．しかし，連続体モデルのシミュレーションは煩雑なだけで単純である．事実，内力である応力と外力の釣合い，歪と変位の関係である変形，そして材料の特性である歪と応力の関係という３つの場の式から導かれる境界値問題に対し，数値解析によってその解を求める，ということがシミュレーションの手順である．線形弾性体を例にこの手順を紹介する．標記を簡単にするため一部の読者には見慣れぬ記号を使うことにする．変位$\boldsymbol{u}$，歪$\boldsymbol{\varepsilon}$，応力$\boldsymbol{\sigma}$に対し，微分演算子∇を使うと，３つの場の式は次のように表すことができる．

$$\boldsymbol{\varepsilon}(x)=\mathrm{sym}(\nabla\otimes\boldsymbol{u}(x)), \tag{1}$$

$$\nabla\cdot\boldsymbol{\sigma}(x)+\boldsymbol{b}(x)=\boldsymbol{0}, \tag{2}$$

$$\boldsymbol{\sigma}(x)=\mathbf{c}:\boldsymbol{\varepsilon}(x). \tag{3}$$

ここで$\otimes$はテンソル積，$\cdot$は内積，そして：は縮約であり，$\mathbf{c}$と$\boldsymbol{b}$は弾性テンソルと外力である．これから変位の支配方程式が直ちに導かれる．

$$\nabla\cdot(\mathbf{c}:(\nabla\otimes\boldsymbol{u}(x)))+\boldsymbol{b}(x)=\boldsymbol{0}. \tag{4}$$

適当な境界条件を課して境界値問題が設定されるが，この問題を実際に解く数値解析手法として有限要素法が使われることが多い．有限要素法は，節点と要素を使って変位関数を離散化し，境界値問題をマトリクス方程式に変換し，この方程式を解く，という手法である．上の例を使うと，変位関数の離散化とは，適当な基底関数の組$\{\phi^{\alpha}\}$を使った次の近似である．

$$\boldsymbol{u}(x)\approx\sum_{\alpha}\boldsymbol{u}^{\alpha}\phi^{\alpha}(x)$$

係数$\{\boldsymbol{u}^{\alpha}\}$が未知である．基底関数を使った支配方程式の弱形式，

$$\int\phi^{\alpha}(\nabla\cdot(\mathbf{c}:(\nabla\otimes\boldsymbol{u}(x)))-\boldsymbol{b}(x))dv=0$$

より次のマトリクス方程式が導かれる．

$$\sum_{\beta}\int(\nabla\phi^{\alpha})\cdot\mathbf{c}\cdot(\nabla\phi^{\beta})dv\cdot\boldsymbol{u}^{\beta}+\int(\phi^{\alpha}\boldsymbol{b})dv=0 \text{ for } \alpha=1,2,\cdots \tag{5}$$

このマトリクス方程式を解くことが境界値問題の解を得ることになる．解析対象の形状が複雑な場合や，材料等に非線形性がある場合でも，適用できる有限要素法の汎用パッケージが開発されている．並列計算を利用した大規模数値計算も可能なパッケージもある．

2.1　延性破壊シミュレーション

脆性破壊で使われる線形弾性体とは異なり，弾塑性体は

複雑な材料のモデルである．応力が歪の関数として与えられる弾性と異なり，塑性では応力が変形の履歴にも依存するからである．表層地盤を作る地盤材料のモデルとなる弾塑性体は，応力がある状態に達すると材料が降伏しせん断剛性が著しく低下するという性質がある．通常，降伏は局所的に起こるため，剛性が低下しその分せん断変形が大きくなる部分は帯のようになり，せん断帯と呼ばれる．延性破壊シミュレーションではこのせん断帯が断層を表すことになる．

連続体モデルの数値解析で主に使われる弾塑性体の応力−歪関係は非線形であり，次の応力と歪の増分の線形関係として与えられる．

$$\mathrm{d}\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{c}^{ep}(\boldsymbol{\sigma},\cdots):\mathrm{d}\boldsymbol{\varepsilon}. \qquad (6)$$

ここで$\mathbf{c}^{ep}$は応力$\boldsymbol{\sigma}$や他のパラメータの関数であり，これが変化することで塑性による剛性低下となる．しかし，$\mathbf{c}^{ep}$が与えられれば変位の増分の数理問題は線形弾性体と同じである．事実，変形と釣合いの式(1)と式(2)が使われると，弾性テンソル$\mathbf{c}$を$\mathbf{c}^{ep}$に置き換えた式(5)を変位の増分に対して有限要素法で解くことになる．勿論，マトリクスが未知の$\{\boldsymbol{u}^{\alpha}\}$の非線形な関数として与えられるので$\mathbf{c}^{ep}$を決めることは簡単ではなく，線形弾性体よりも高度で複雑な数値計算[2]が必要となる．事実，降伏状態にあった応力が降伏状態から抜け出ると，

$$\mathbf{c}^{ep} = \mathbf{c}$$

となり，不連続に弾性テンソルが変化する．しかし，延性シミュレーションは弾塑性体の有限要素法解析のみで十分であり，脆性シミュレーションのように亀裂の進展や形状を決める計算は不要である．

代表的な延性破壊シミュレーションとしてブレイの研究が挙げられる（Bray *et al.*, 1994）. 非線形有限要素法を使って断層形成過程を計算した先駆的な研究である．比較的最近の研究として水元の研究がある（水元ほか，2005）．３次元有限要素法を使って震源断層から表層地盤に達するまでの過程を計算している．現在，汎用の有限要素法パッケージが商品化されており，連続体モデルの力学変形は極めて高い精度で計算することができる．金属材料を対象とした延性破壊シミュレーションも相当のレベルに達しているが，塑性歪が集中するシャープなせん断帯の形成は容易ではない．解の唯一性が失われるため，この点に対応した高度な数値解析が必要となる（岡澤ほか，2000）．特に横ずれ断層では数値解析される数理問題の解が一つとは限らない場合，高度な数値解析手法が必要となると考えられる（Anders and Hori, 2001; Konagai and Johanson, 2001; Hori *et al.*, 2002）．

2.2　脆性破壊シミュレーション

脆性破壊シミュレーションは，弾性体中を進展する亀裂として断層をモデル化する．亀裂とは，ある面を挟んだ変位の食い違いであり，変位の不連続性とも理解される．断層は地殻や地盤のずれであり，まさに変位の食い違いである．この意味で亀裂を使った断層モデルは自然である．

脆性破壊シミュレーションで亀裂の進展を計算する際，破壊力学の分野で研究された理論が使われることが多い．この理論は，亀裂の長さや亀裂面の形状を使わずに，亀裂先端の状態だけで亀裂の進展を決める理論である．具体的には亀裂先端のエネルギーEを使う．亀裂が進展するのは次の条件が満たされる時である．

$$\boldsymbol{E} = \boldsymbol{\varepsilon_c}. \qquad (7)$$

ここで$\boldsymbol{\varepsilon}_c$はエネルギーの限界量であり，材料の定数である．亀裂が入った弾性体の境界値問題の解を使って左辺の$\boldsymbol{E}$を計算し，式(7)を使って亀裂を進展させることが脆性破壊シミュレーションである．単純な理論であるが，$\boldsymbol{E}$の計算は決して簡単ではない．線形弾性体という簡単な連続体モデルを使っても，高度な理論と高精度の数値計算が必要とされる．また$\boldsymbol{E}$は亀裂の形状を決定することにも使われる．進展に伴って解放されるEが最大となるよう亀裂の形状を決めることが多い．

実際の断層は勿論，モデル実験でも断層面で伝達される力を計測することは難しく，断層面で伝達される力と食い違い量の関係はあまり研究がされていない．このため，亀裂が進展する面をあらかじめ仮定し，徐々に亀裂を進展させる脆性破壊のシミュレーションが行われている（谷・小山，1994; 後藤・Bielak，2007）．伝達されると食い違い量の関係を調べることができるため，このシミュレーションは数値実験と考えることもできる．モデル実験を良好に再現する，伝達される力と食い違い量の関係があり，この関係を応用して実際の断層の進展を推測することになる．一方，伝達される力と食い違い量に簡単な摩擦則を仮定し，その代わり亀裂の面を仮定せず亀裂が進展していく様子を計算するシミュレーションも行われている（Hori and Vaikunthan, 1998）．これは数値解析手法としては境界要素法を用いた２次元平面歪状態のシミュレーションである．なお，３次元の物体中を進展する亀裂の面を決定することは固体連続体力学でも難問であり，解析理論そのものは勿論（例えばWillis and Movchan（1995）），新たな数値解析手法が提案されているのが現状である（矢川・宮崎，2007）．

3　粒状体モデルを使った断層変位のシミュレーション

連続体モデルとは別に断層変位のシミュレーションには粒状体モデルが使われることがある．本論説の粒状体モデルとは，多数の独立した粒子の集合からなる物体のモデルであり，粒子の接触によって力が伝達され，粒子の移動によって粒子群の形が変わる（Cundall and Stack, 1979）．粘土や砂のような材料，岩盤ブロックからなる亀裂性岩盤，セラミックスの原材料である粉状粒子群等に使われる．粒状体モデルでは，歪・応力という概念がなく，粒子の相対変位で変形，接触力で内力を表す．直感的には単純なモデルである．表層地盤を粒状体としてモデル化すると，隣接する粒子の相対変位が局所的に大きくなった面として断層を表すことができる．

粒状体モデルのポイントは，粒子が接触すると力を伝達し離れると力を伝達しない，という接触非接触による伝達力の有無というメカニズムである．単純ではあるが，粒状体モデルの数理問題は非線形となる．特に接触が無くなる箇所は大きく変形するため，変形局所化現象を表すことに適している．通常，粒状体モデルでは個々の粒子は剛体とみなし，連成した運動方程式を解くことで粒子の位置の時間変化を求める．粒子の並進運動と回転運動を一緒に扱うため，$\boldsymbol{n}$番目の粒子の一般化された質量と位置を$\boldsymbol{m^n}$と$\boldsymbol{x_i^n(t)}$とすると運動方程式は次のように表すことができる．

$$\boldsymbol{m^n \ddot{x}_i^n(t) = \sum_m F_i^{nm}(x^n - x^m) \quad (i = 1, 2, \cdots, 6)} \tag{8}$$

ここで$\ddot{\boldsymbol{x}}$は加速度である．右辺の$\boldsymbol{F_i^{nm}}$は$\boldsymbol{m}$番目の粒子が$\boldsymbol{n}$番目の粒子に及ぼす接触力であり，接触非接触による伝達力の有無を表すため二つの粒子の相対変位$\boldsymbol{x^n - x^m}$の非線形関数として与えられる．

粒状体モデルに基づく断層変位のシミュレーションでは，粒状体の形状と接触力のモデル化がその成否を握ることになる．粒状体の形状は接触の頻度や接触力の方向を決める．粒子の寸法の分布にもよるが，複雑な形状になると接触の有無も複雑になり，現実に近いシミュレーションとなることが指摘されている．接触力の内，接触面に直交する成分は理論解を用いた関数が使われるが，せん断方向の成分の関数やモーメントの伝達も提案されている（岩下ほか, 1995）．なお，接触力のモデルは本来は粒子実験によって決定されるべきものであるが，粒子が小さい場合には力の計測が難しく，数値実験で決められることが多い．

最新の結果であるが，谷山（2008）は，粒状体モデルの高度な３次元数値解析手法を適用して，横ずれ断層が引き起こす複雑な表層地盤の断層を模擬したモデル実験のシミュレーションを行っている．雁行状せん断帯は勿論，底部の覆瓦構造が生成される過程を再現している．連続体モデルのシミュレーションでは限界がある複雑な過程の再現に成功しており，砂粒子を模擬した粒子の移動を追跡するという粒状体モデルのシミュレーションが有効であることを端的に物語っている（この他，鬼塚ほか（2001）；竿本ほか（2005）参照）．なお，谷山（2008）の解析手法は比較的複雑な形状の粒子を使う点に特長がある．

粒状体モデルに似通ったモデルとしてRBSM（Rigid-Body-Spring Model）がある．連続体モデルの代替として，固体をバネで連結した剛体の集合とするモデルである．地盤をRBSMとしてモデル化し，バネの切断として断層を表すことで，断層変位のシミュレーションが行われている（Ramancharla and Meguro, 2002）．このRBSMのシミュレーションでも剛体群の連成した運動方程式を解くことになるが，粒状体モデルは粒子の集合を対象としたものであり，固体を対象とするRBSMとは異なる[3]点は注意が必要である．

4　断層変位シミュレーションの課題

断層変位のシミュレーションは，さまざまなモデルが提案され，新しい数値解析手法が適用されている．逆に言えば，シミュレーションの決め手が無いことが現状とも考えられる．この現状を打破するため，より正確な予測・再現を行うため，本章では断層変位のシミュレーションの課題を整理する．なお，力学シミュレーションの標準に習い，物理・数理・数値解析という３つの観点から整理を行う．

4．1　物理

連続体モデルの脆性・延性破壊シミュレーション，そして粒状体モデルに基づくシミュレーションでは，それぞれ，亀裂の破壊の基準，弾塑性の応力–歪関係，粒子の接触力がシミュレーションの成否の鍵を握る．亀裂の破壊の基準には断層面で伝達される力と食い違い量の関係も含まれる．実際の断層は寸法が大きいため，断層を切り出して実験をするということは現実的ではないが，このような物理モデルの改良には実験・観測に頼るしかないことも事実である．シミュレーション研究は，ややもすると一つの実験・観測結果の再現に集中し，複数の実験・観測結果を客観的に扱うことが等閑になるきらいがある．地道ではあるが，多様な実験・観測との融合を考え，物理モデルの改良を図るべきであろう．

本論説で説明したシミュレーションでは準静的な状態が仮定されている．実際の断層進展は動的状態であり，動的破壊現象である．動的破壊の実験は難しいことは事実であるが，80年代以降，金属材料では数多くの高速変形や動的

破壊の実験が行われている（Freud（1990）参照）．金属材料で培われた実験技術を単純に移植することはできないが，参考にはすべきである．前述のモデルの要素の改良には，動的な状態での断層のモデル実験も必要となる．動的破壊現象の新しい実験や計測方法の考案が望まれる．

４．２　数理

連続体モデルのシミュレーションでは均一な材料がモデルに使われている．しかし，粒状体モデルのシミュレーションでは，粒状体の寸法や形状を分布させることで，陰に材料不均一性を組み込んでいる．粒状体モデルのシミュレーションが複雑な断層の形状に成功している理由の一つはこの不均一性の取り込みにある．連続体モデルに基づく断層進展の問題は，実は，解の唯一性が保障されていない．複数ある解の内，物理的には正しくない解が得られると，断層の形状の再現には失敗する．

シミュレーションにおいて，数値解析の対象となっている非線形の数理問題に対し解の唯一性や解の安定・不安定等，数理的な分析は必要である．この分析も軽視されがちであるが，正しいシミュレーションには不可欠である．なお，複数の解がある問題では，最も不安定な解[4]が物理的に妥当な解である場合が多い，連続体モデルのシミュレーションでは材料不均一性をモデルに加えることでこのような不安定な解を見つけることができる．この点を検討する必要があると思われる．

.

４．３　数値解析

断層変位のシミュレーションは，３次元の地殻・地盤の変形を計算するため，４次元のシミュレーションと考えることができる．これは極めて大規模な数値計算である．なお，自動車・船舶・航空機のような構造物は，板を組み合わせて造るため，時間変形を考えても３次元的な数値解析ですむ. 空間分解能にもよるが, このような構造物のシミュレーションに比べ，断層変位のシミュレーションは圧倒的に大規模となる可能性がある．

上記のように，バルクな物体・固体を対象とする地盤工学や地球物理学のシミュレーションは超大規模数値計算を必要とする．このような数値計算を実行するには，計算機のハードウェアの改良や計算アルゴリズムの改良・考案等，計算科学に踏み込んだ研究も必要である．シミュレーションを行うために既存の計算機や計算アルゴリズムを応用することは決して簡単なことではなく，さまざまな工夫が必要とされることは事実である．しかし，超大規模数値計算を必要とする研究者が，計算科学の境界に研究領域を広げることは必要であると考えられる．

５．おわりに

断層変位の数値シミュレーションの現状に関して，連続体モデルに基づく二つのシミュレーションと，粒状体モデルに基づくシミュレーションの概要を，物理・数理・数値解析という観点から整理し, 現状を概説した. 現在のシミュレーションでは,「断層が地表に現れるか否か」,「断層の位置・変位等はどうなるか」という問に答えるという目的を果たしていない．物理・数理・数値解析においてさらなる研究開発が必要である．

この問とは別に，何ゆえ断層が生じるか，という根源的な問に答えることは，科学としての活断層研究には必要かもしれない．この問いに対してもシミュレーションが貢献できる可能性は十分ある．

各シミュレーションには多くの成果が蓄積されており，本論説では紹介したのはその一部であることをお断りする．また，さまざまなシミュレーションを物理・数理・数値解析という共通の枠組みで扱ったため，各シミュレーションの専門の方には不満足な点が多々あると懸念している．ご容赦願いたい．

[1] 現在，連続体モデルの境界値問題は数値解析によって解かれている．数値解析ではベクトルとマトリクスが使えれば十分であり，テンソルや偏微分の知識や演算はさほど重要でない．この点を考慮し，テンソルや偏微分の表現を簡略化するために，本論説では抽象的な記号を使っている

[2] マトリクス方程式とは別の形式で記述される，節点に働く内力と外力の釣合いの式を解く場合も多い

[3] RBSMでは二つの剛体の相対変位から剛体に働く力を決めている．これは歪を使って応力を求める連続体モデルとは全く異なる方法である．相対変位は３成分であり，６成分の歪には対応しないからである．この点を認識し，RBSMを固体のモデルではなく，連続体モデルの数値解析手法として再構築した研究がある（小国ほか，2004）．

[4] 不安定な解とは若干の乱れによって大きく増加する解である．数理問題に複数の解がある場合，初期不整と呼ばれる若干の乱れを加え，最も不安定な解を見つけることは一般に行われる．

文　献

Anders, M. S., and Hori, M., 2001, Three-dimensional stochastic finite element method for elasto-plastic bodies, *Int. J. Num. Meth. Eng.,* **51**, 449-478.

Bray, J. D., Seed, R. B., Cluff, L. S., and Seed, H. B., 1994, Earthquake Fault Rupture Propagation through Soil, *Journal of Geotechnical Eng.*, **120**, 3, 543-561.

Cundall, P. A., and Strack, D. D. L., 1979, A Discrete Numerical Model for Granular Assemblies, *Geotechnique*, **2**, 47-65.

Freund, L. B., 1990, *Dynamic Fracture Mechanics*, Cambridge University Press, Cambridge, 581p.

後藤浩之，Bielak, J.，2007，有限要素法と境界積分方程式法を組み合わせた手法による断層破壊の数値解析，応用力学論文集，**10**，613-622.

Hori, M., 2007, *Introduction to Computational Earthquake Engineering,* Imperial College Press, 330p.

Hori, M., Anders, M. S., and Gotoh, H., 2002, Model experiment and numerical simulations of surface earthquake fault induced by lateral strike slip, Structual *Eng./Earthquake Eng.*, JSCE, 19, 227-236.

Hori, M., and Oguni, K., 2007, On analytic solution of uniaxial extension of elasto-plastic rectangular plate, *Mechanics of Materials*, **39**, 773-786.

Hori, M., and Vaikuntan, N., 1998, Analysis of smooth crack growth in brittle materials, *Mechanics of Materials*, **28**, 33-52.

岩下和義・松浦浩一・小田匡寛，1995，粒子接点でのモーメント伝達を考慮した個別要素法の研究，土木学会論文集，**529/III-33**, 145-154.

Konagai, K., and Johansson, J., 2001, Two Dimensional Lagrangian Particle Finite Difference Method for Modeling Large Soil Deformations, *Structural Eng./Earthquake Eng.,* JSCE, **18**, 111-127.

水本学千・坪井利弘・三浦房紀，2005，3次元FEMによる断層モデルの解析に関する基本的検討，土木学会論文集，**780/I-70**，27-40.

小国健二・堀宗朗・阪口秀，2004，破壊現象の解析に適した有限要素法の提案，土木学会論文集，**766/1-68**，203-217.

岡澤重信・宇佐美勉・野口裕久・藤井文夫，2000，3次元塑性不安定解析による引張鋼材の局部くびれ挙動，土木学会論文集，**654/I-52**，285-296.

鬼塚信弘，堀宗朗，岩下和義，鈴木崇伸，2001，基盤の逆断層運動の数値実験における地盤変形の解析，応用力学論文集，**4**，459-466.

Ramancharla, P. K., and Meguro, K., 2002, Non-linear static modeling of dip-slip faults for studying ground surface deformation using applied element method, *Structural Eng./Earthquake Eng.*, JSCE, **19**, 169-178.

竿本英貴・吉見雅行・国松直，2005，横ずれ断層運動に伴うせん断帯発達過程に関するDEMシミュレーション，土木学会地震工学論文集.

谷和夫，1994，ジョイント要素を用いたFEMによる逆断層の模型実験のシミュレーション，地盤の破壊と歪みの局所化に関するシンポジウム発表論文集, Ⅷ-2, 215-222.

谷和夫・小山良浩，2004，横ずれ断層の模型実験で観察された砂地盤の内部に発達するせん断帯の構造分析，土木学会論文集，**757/III-66**，235-246.

谷山尚，2008，横ずれ断層によって表層地盤に形成されるせん断帯-DEMによる解析-，土木学会論文集（印刷中）.

Willis, J. R., and Movchan, A. B., 1995, Dynamic weight function for a moving crack: I Mode I loading, *J. Mech. Phys. Solids*, **43**, 319.

矢川元基・宮崎則幸，2007，計算力学ハンドブック，朝倉書店，680p.

（2008年1月17日受付）
（2008年2月27日受理）

キーワード

破壊現象のシミュレーション，地表地震断層モデル，数値解析手法

Key words : Numerical simulation of fracture, modeling of surface ground faults, numerical analysis method