

3. 3. 8 強震動予測高精度化のための震源モデル、堆積盆地構造モデルの構築に関する研究

3. 3. 8. 1 動力学的断層モデルに関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：動力学的断層モデルに関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	助手	岩田知孝	iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	大学院修士 課程	浅野公之	k-asano@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	教授	入倉孝次郎	irikura@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
九州大学大学院理学研究院	助手	亀伸樹	kame@geo.kyushu-u.ac.jp
九州大学大学院理学研究院	助教授	竹中博士	takenaka@geo.kyushu-u.ac.jp
九州大学大学院理学研究院	大学院博士 課程	藤井雄士郎	fujii@geo.kyushu-u.ac.jp
九州大学大学院理学研究院	大学院博士 課程	大島光貴	kouki@geo.kyushu-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助教授	澤田純男	sawada@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院	大学院生	後藤浩之	goto@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp

(c) 業務の目的

運動学的震源インバージョンから得られた震源モデルによって構築されている強震動予測のための震源モデル高精度化の方法として、動力学的断層モデルに関する研究の推進を行う。ここでは、主に2つの研究項目を遂行する。ひとつ目は実強震記録などに基づいた震源インバージョンによるすべりの時空間分布の推定と、それにもとづく動力学的パラメータの推定に関する研究である。この手法を延長して、実記録から動力学的パラメータを直接推定する方法の構築を試みる。もうひとつは、動力学モデルによる分岐断層上の破壊伝播に関する研究である。これらは、これまで運動学的な枠組みによって議論されてきた断層モデルを、動力学的な条件、即ち物理的に整合するモデルに基づく震源像を構築し、より広帯域の震源モデル構築をめざすことを目的としている。

(d) 5ヵ年の年次実施計画

1) 平成 14 年度：運動学的震源モデルに基づく動力学的パラメータの推定方法の構築と実地震記録への適用を行った。また動力学モデルによる分岐断層上の破壊伝播シミュレーションを行った。

2) 平成 15 年度：巨大地震の運動学的震源モデルの構築と強震動シミュレーション、複雑な断

層面形状が破壊進展に及ぼす影響評価、動的破壊モデルに基づく震源インバージョン手法の開発のための基礎的研究を行う。

3) 平成 16 年度：動力的パラメータの特徴抽出と深さ分布に関する研究、すべり分布と断層面形状の関係に関する研究、動的破壊モデルに基づく震源インバージョン法の構築を行う。

4) 平成 17 年度：動力的パラメータと運動学的モデルの比較及び構造探査によって得られた断層面形状に基づく動的破壊モデリングを行う。

5) 平成 18 年度：動的破壊を考慮した断層モデルの構築を行う。

(e) 平成 15 年度業務目的

巨大地震の運動学的震源モデルの構築と強震動シミュレーションを、2002 年アラスカ・デナリ地震を例として行う。複雑な断層面形状が破壊進展に及ぼす影響評価を数値シミュレーションによって行う。動的破壊モデルに基づく震源インバージョン手法の開発のため、波形の分解能に関するチェックを行う。

(2) 平成15年度の成果

(2-1) 内陸巨大地震の震源過程：2002年アラスカ・デナリ地震の震源過程と強震動

岩田知孝(京都大学防災研究所)

iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

浅野公之(京都大学大学院理学研究科)

k-asano@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

入倉孝次郎(京都大学防災研究所)

irikura@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

巨大な地殻内地震の震源過程と動的震源パラメタを推定するため、2002年アラスカ・デナリ地震(Mw7.9)の震源過程を近地強震記録およびGPSによる水平地殻変動データより推定した。この地震はデナリ断層系に沿って約300km以上にもわたり地表地震断層を生じたものである。断層面上のすべりは非常に不均質で、断層面上でのすべりの大きい領域は破壊開始点から約80-90km東及び約150-200km東の領域に見られた。また、局所的に破壊伝播速度がS波速度を超えたことが示唆された。またインバージョンで得られた最浅部のすべり量分布が地表地震断層の変位量分布と調和的であった。この運動学的震源モデルによる強震動シミュレーションを行ったところ、破壊進展方向に広く強震動を生成した領域が確認され、巨大地震の断層破壊過程と強震動生成の特徴が確認された。

(b) 業務の成果

はじめに

1980年代以降に強震記録を用いた震源インバージョンが行われ、遠地記録を使った場合に比して、詳細な断層破壊過程が推定されるようになり、推定された断層面上のすべり分布は空間的に不均質であることが判明してきた。Somerville et al.¹⁾は、主に米国カリフォルニア州の地震について推定された不均質震源モデルをコンパイルして、平均すべり量との対比によって全破壊領域とアスペリティ領域を定義し、それらの面積が地震規模に対して自己相似関係になっていることを示した。この際に調べられた地震規模範囲はMw5.6-7.2のものであった。Miyakoshi et al.²⁾は1999年トルコ・コジャエリ地震(Sekiguchi and Iwata³⁾)、台湾・集集地震(関口・他⁴⁾)などの結果を入れてSomerville et al.¹⁾の関係がMw7.6程度まで成り立っていることを示した。

このような不均質断層の特徴は、特に震源域の強震動特性に影響を及ぼす。歴史的には濃尾地震や糸魚川・静岡構造線、中央構造線に関係した巨大地震における強震動生成を考えるにはこのようなM8クラスの巨大地震の震源特性を調べることは有用と考えられる。本研究では、2002年米国アラスカ州中南部で起きたデナリ地震(Mw7.9)の震源過程を強震動記録及びGPSによる水平地殻変動記録を用いてモデル化することを試みる。

デナリ地震の概要

2002 年 11 月 3 日 22 時 12 分(世界標準時)に、アラスカ州のデナリ(Denali)断層系でモーメントマグニチュード 7.9 の地震が発生した。この地震は同年 10 月にネナナ山地震(Mw6.7)に引き続き、同地震の東を破壊開始点としてデナリ断層系沿いに約 300 km にわたって地表地震断層を引き起こした(Fuis and Wald⁵⁾)。破壊は Susitna Glacier 断層からはじまり、デナリ断層の McKinley セグメント Shakwak セグメント西部分に沿って破壊が東に伝播、Totschunda 断層で停止した。図 1 には、全体の概要を示している。P 波初動によるメカニズム解は東北東-西南西を走向に持つ逆断層を示しているが、CMT 解は東南東-西北西の走向を持つ右横ずれ断層を示している。更に、CMT 解は震央より約 150km 東に求められており、断層破壊が主として西から東へ進展したことが予想される。図 1 にはアラスカ地震情報センターの本震発生以降 24 時間以内の余震の震央と近傍の強震観測点を同時に示している。

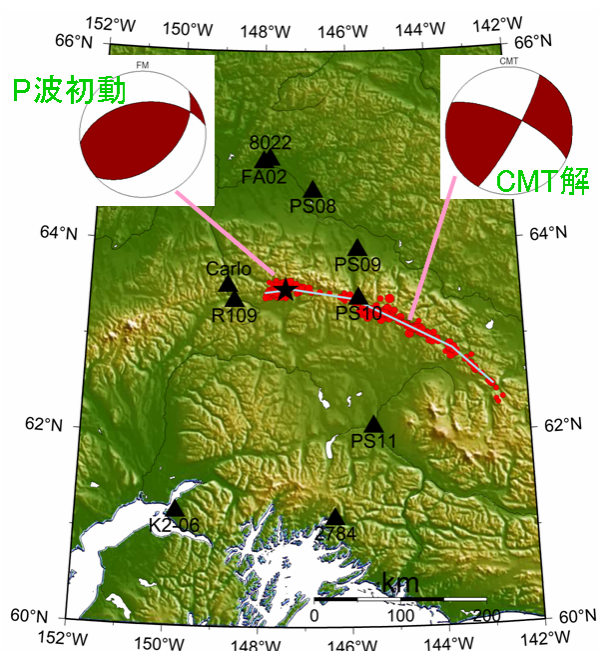


図 1：デナリ地震の余震分布、地震断層、強震観測点、及びメカニズム解。

震源インバージョン

この地震の強震波形が周辺の強震観測点で得られ、GPS 記録についても Hreindóttir et al.⁶⁾ によって、各観測点における coseismic な変位が求められている。強震波形及び GPS 観測点での静的水平変位記録を用い、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法(Sekiguchi et al.⁷⁾)により、震源過程を推定した。ターゲット波形は、加速度記録を積分して得た速度波形をフィルターした(0.05–0.5Hz (または 0.1–0.5Hz)) 10 地点の 3 成分記録を用いている。ターゲットにした部分は、S 波到達から 100 秒、もしくはデータ長とした。GPS 観測点は Hreindóttir et al.⁶⁾ による 25 点を用いた。グリーン関数は、既存の広角反射・屈折法地震探査の結果(Beaudoin et al.⁸⁾)を参照して水平成層構造を仮定し、離散化波数積分法(Bouchon⁹⁾)及び反射透過係数行列法(Kennett and Kerry¹⁰⁾)により計算している。地表地震断層(Eberhart-Phillips et al.¹¹⁾)及び余震分布(Ratchkovski et al.¹²⁾)より、4 枚のセグメントからなる断層面を設定した。Susitna Glacier 断層に対応するセグメントは、P 波初動分布によるメカニズム解を参照し、他の 3 枚のセグメントの走向は、地表地震断層と余震分布を参照し、伏角は CMT 解を参照した。インバーショ

ンに際しては、解の安定化を図るため、すべり方向の拘束と時空間の平滑化(Sekiguchi et al. ⁷⁾)を行っている。小断層サイズは 4.5km 四方、各小断層でのモーメントレート時間関数は、継続時間 2 秒のものを 1 秒間隔で 6 つ置いている。仮定した断層面は長さ 292.5km (小断層 65 個) × 幅 18km (4 個) のサイズとなった。すべり方向の拘束は、逆断層の部分ではすべり角を 90 度 ± 45 度、横ずれ断層の部分には 180 度 ± 45 度とした。第 1 タイムウインドウの破壊伝播速度 (仮想最速破壊フロント) を、西 2 枚のセグメントと東 2 枚のセグメントでそれぞれ変化させて、最適な解を得るようにしている。また、平滑化と種類の異なるデータの重み付けには、ABIC(Akaike¹³⁾)を用いている。これらの断層面は図 1 に示している。

震源モデル

インバージョンにより得られた最適な震源モデルは、第一タイムウインドウの伝播速度 (仮想最速破壊フロント) が西 2 枚のセグメントで 2.8 km/s、東 2 枚のセグメントで 3.4 km/s のものとなった。図 2 は破壊の時間進展の様子を示した。観測値との比較が図 3 (強震動)、図 4 (GPS) にそれぞれ示される。モデル値は観測波形及び水平移動量をよく再現している。強震記録の中で PS09 の振幅がうまく再現されていないが、ひとつの可能性としてこの観測点はタナナ川流域の堆積層上にあると考えられ、グリーン関数にはそのような構造が反映されていないことによる。詳細な観測点サイトの構造情報がないため、ここでは広域の地下構造調査結果を参照した地下構造モデルを用いている。図 2 の最終すべり量分布からもわかるように、すべりの空間分布は非常に不均質であることがわかる。そのうち、破壊開始点から約 80 - 90 km 東及び約 150 - 200 km 東の領域ですべりが大きいことがわかる。この空間的なすべり分布の特徴は、遠地実体波を用いた既存の震源インバージョン結果 (例えば、Kikuchi and Yamanaka¹⁴⁾) などとも調和的であり、時空間的により詳細なモデルを得ることができている。

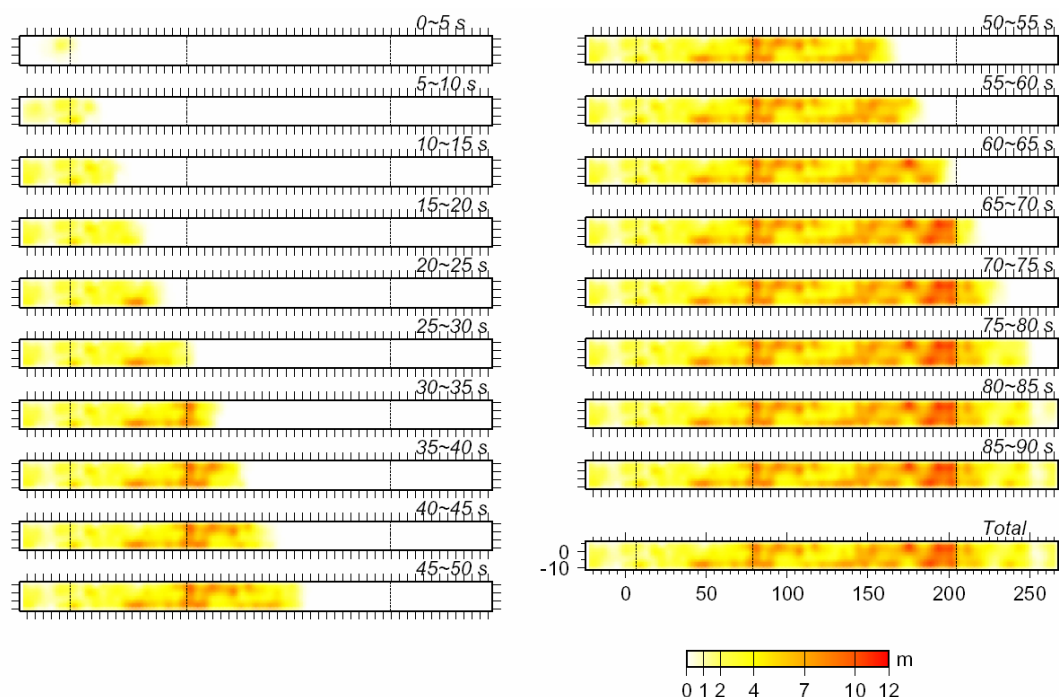


図 2 : 破壊進展のようす。5 秒毎の破壊進展を表している。

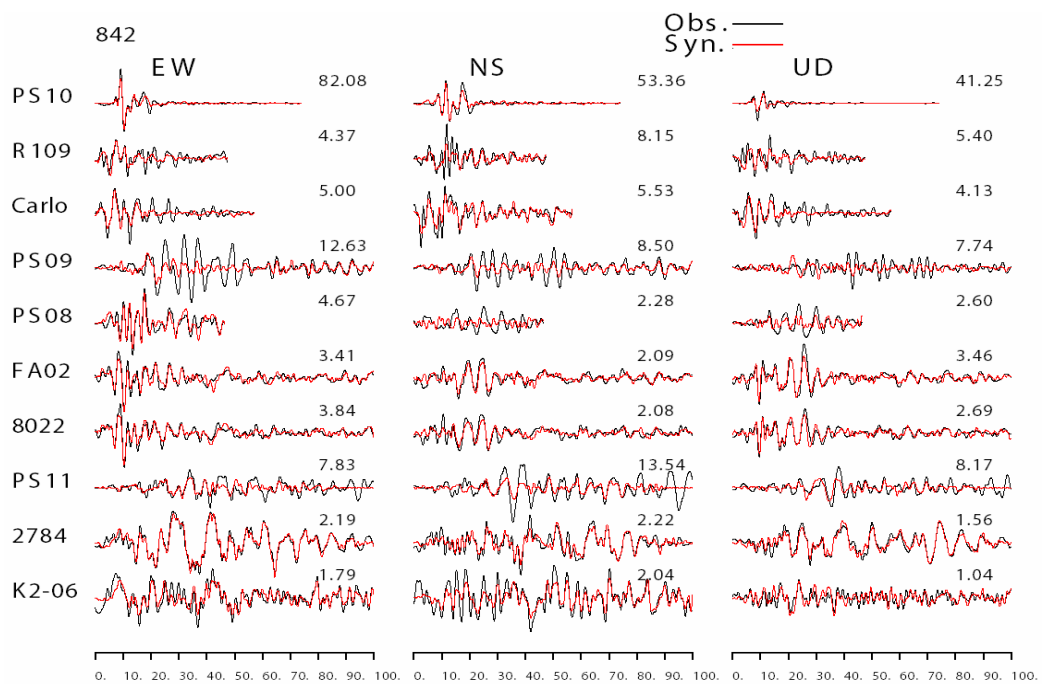


図 3：強震記録の比較。黒線が観測記録。赤線が合成波形。

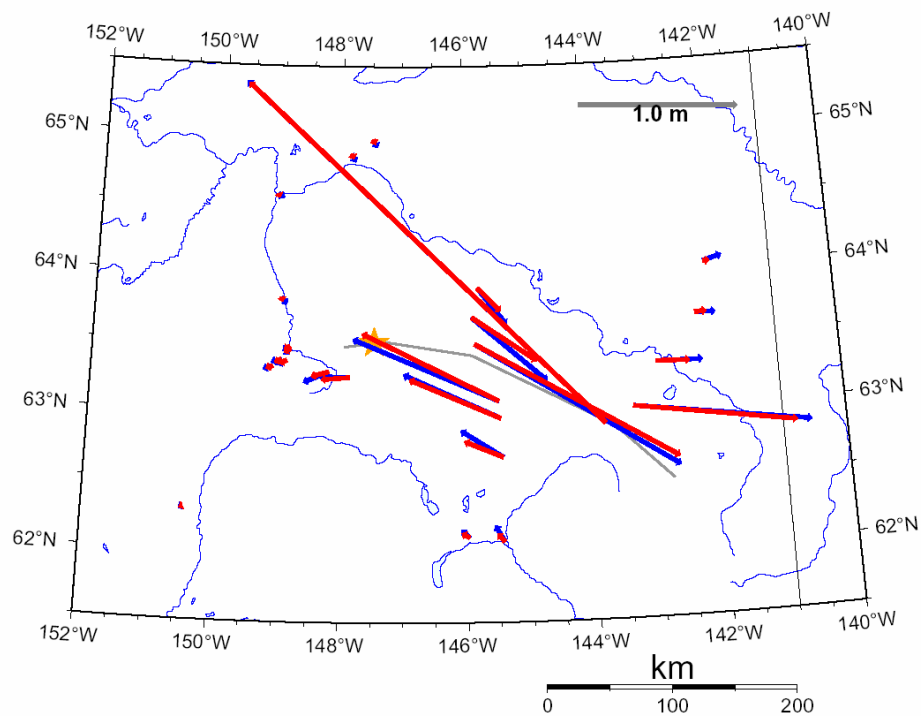


図 4：水平変動の比較。青が観測水平移動ベクトル。赤が合成ベクトル。

破壊伝播速度の空間分布について調べてみる。この地震に対しては、PS10 の観測点記録の特徴から Ellsworth et al.¹⁵⁾ が PS10 付近での super shear rupture velocity の可能性を指摘している。多くの地震の解析結果からは、破壊伝播速度は断層が存在する領域の S 波伝播速度の 60~90% である報告がほとんどである。しかし、ほぼ垂直の断層面をもつ横ずれの断層においては、断層破壊の一部分で破壊伝播速度が S 波伝播速度を超えた報告がある(1979 年 Imperial Valley 地震 (Archuleta¹⁶⁾), 1992 年 Landers 地震 (Wald and Heaton¹⁷⁾), 1999 年 Kocaeli 地震 (e. g. Sekiguchi and Iwata³⁾), 2001 年 崑崙山地震 (Bouchon and Vallee¹⁸⁾)。ここでは、各小断層のすべり相当量が 0.5m を超えた時刻をその小断層の破壊開始時刻と仮定し、小断層間の破壊時刻差から空間的な破壊伝播速度の変化を調べた。図 5 に破壊伝播速度の空間分布を示した。小断層は断層幅方向に 4 つあるが、破壊開始時刻は幅方向に平均化した。この震源領域の S 波速度に比して、震源から約 80km の距離のところで顕著な super shear rupture velocity (4.0km/s 以上) が観察されている。

次に地震学及び測地学的に求められた断層モデルと地表地震断層の比較を行う。地震直後に地表地震断層の踏査が行われ、Eberhart-Phillips et al.¹¹⁾ によって地表地震断層に沿う食い違い量が報告されている。この食い違い分布と本研究で求めたすべり量のうち、一番浅い小断層のそれとの比較を行った (図 6)。横ずれ成分だけでなく、上下変位成分も含めて大局的な食い違い分布の特徴が似ていることがわかる。

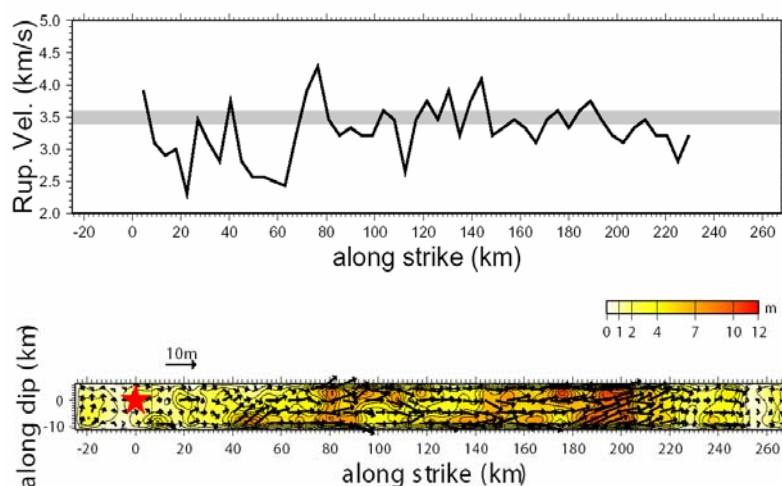


図 5：区間破壊伝播速度分布。グレイが媒質の S 波速度に対応。

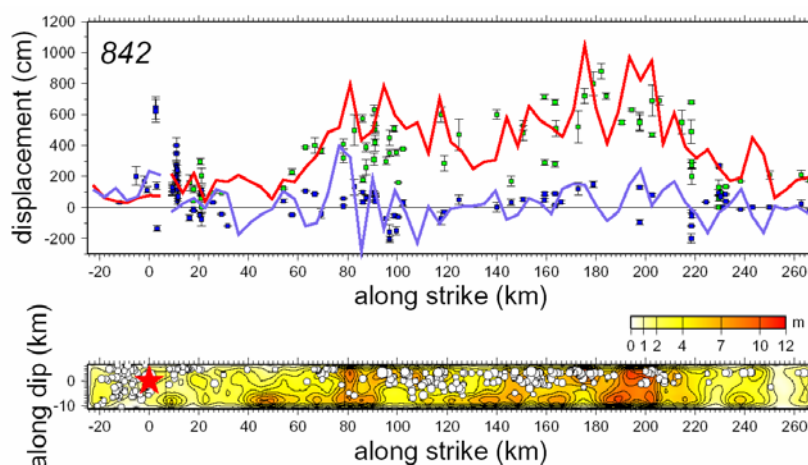


図 6：地表地震断層と浅いすべりとの比較。赤が地震断層の横ずれ。青がたてずれ量に対応。

強震動シミュレーション

インバージョン解析で得られた震源モデル及び地下構造モデルを仮定して、差分法による震源断層周辺地域における強震動シミュレーションを実施した。これにより、走向方向に非常に長い断層における不均質な震源過程が、面的な強震動分布に与える影響を見ることができる。計算コードは Pitarka¹⁹⁾ によって構築されたものを利用した。地表 3 成分地動速度の最大値を図 7 にプロットした。計算周波数範囲は 0.1-0.5Hz である。断層面上のすべりの大きい領域の真上及びその周辺のほかに、破壊の終端である Totschunda 断層周辺から東の領域に地震動の大きい領域が見られる。これは、破壊が約 300 km にわたって西から東へユニラテラルに進行した結果と考えられる。また、断層直交方向での震動が卓越していることもわかる。これは横ずれ断層のメカニズムによる。図 7 には USGS が HP によって収集したアンケートに基づく推定震度分布である。断層の東側の領域で震度が大きくなっていることが注目される。本研究の計算周波数領域が震度に関する周波数よりも低いことに注意する必要があるが、計算地動速度分布の特徴はアンケート震度による震度分布に調和的にも見える。

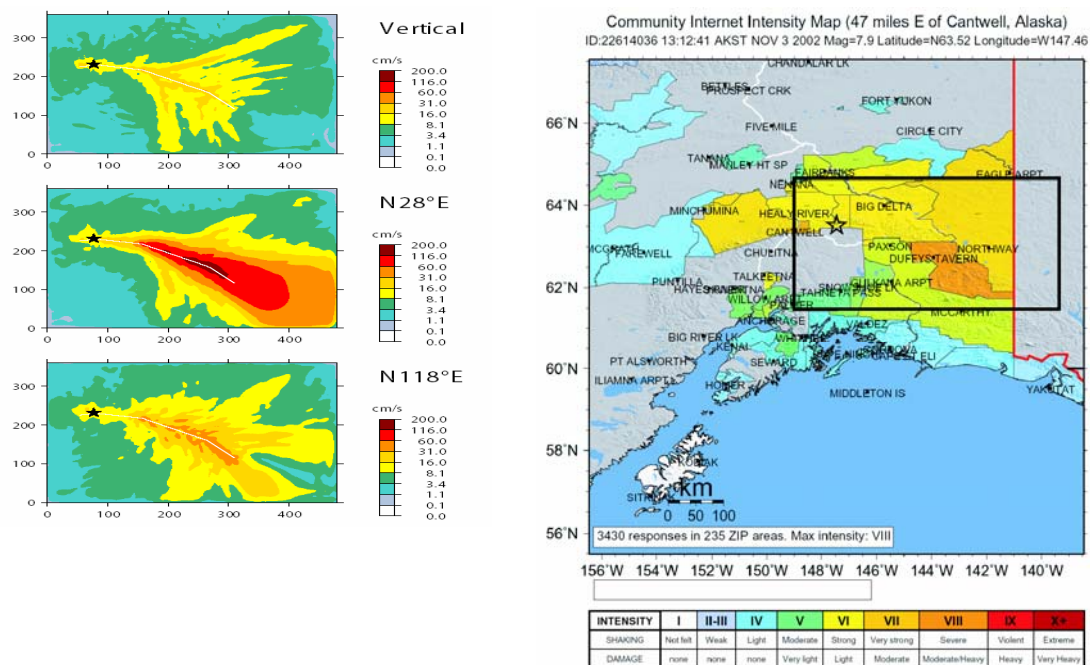


図 7：強震動シミュレーション結果。（左）地表の最大速度分布。上から上下動、断層直交方向。断層平行方向。（右）USGS によるアンケートによる震度分布。枠が左の計算領域に対応する。

(c) 結論ならびに今後の課題

2002 年アラスカ・デナリ地震 (Mw7.9) の震源過程を近地強震記録および GPS による水平地殻変動データより推定した。断層面上のすべりは非常に不均質で、断層面上でのすべりの大きい領域は破壊開始点から約 80 - 90 km 東及び約 150 - 200 km 東の領域に見られた。また、局所的に破壊伝播速度が S 波速度を超えたことが示唆された。またインバージョンで得られた最浅部のすべり量分布が地表地震断層の変位量分布と調和的であった。この運動学的震源モデルによる強震動シミュレーションを行ったところ、破壊進展方向に広く強震動を生成した領域が確認され、巨大地震の断層破壊過程と強震動生成の特徴が確認された。

このような M8 クラスの内陸巨大地震が発生した場合は、断層領域が広いために、強震動に見舞われる領域が広いだけでなく、ユニラテラル破壊のような場合には特に破壊伝播方向による強震動特性の違いは顕著である。図 8 には今回の地震断層と四国から近畿にかけての中央構造線とのサイズの比較を試みた。今回の地震断層の規模の大きさが理解できるとともに、はじめに、で

記述した M8 クラスの内陸活断層が（同時に全体が破壊するかどうかは別として）存在することを認識する必要がある。

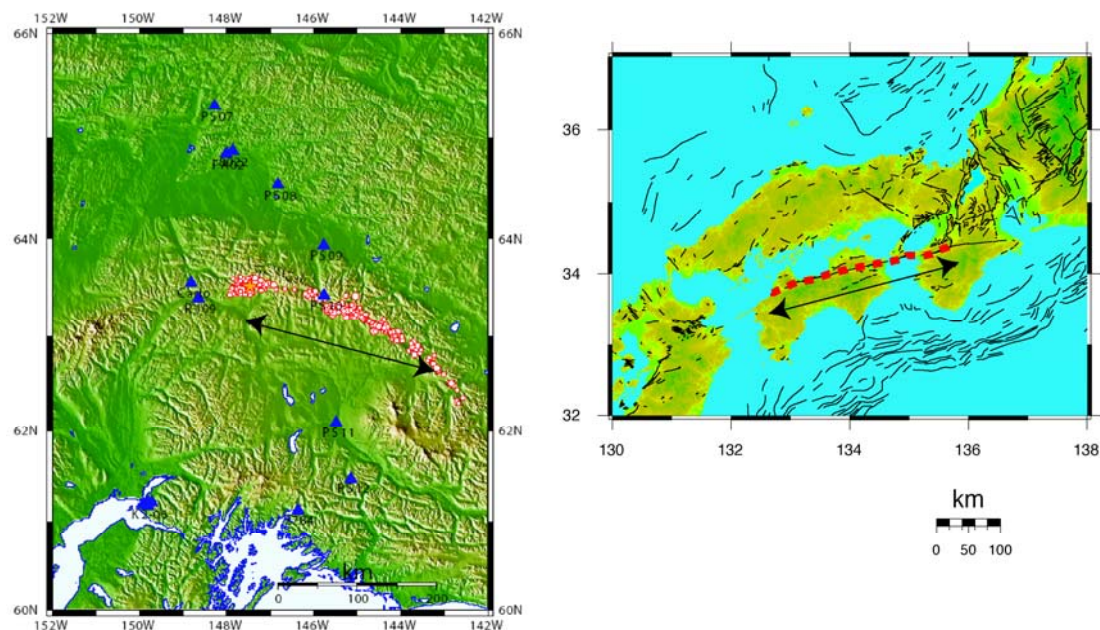


図 8: デナリ地震と中央構造線の比較。

ここでは地下構造情報が十分でなかったために詳細な地下構造モデルを与えることができず、震源の影響だけを議論したが、強震動予測の高精度化のためには、詳細な地下構造モデルとともに、いくつかの地震シナリオに基づく予測が有用であると考えられる。

本研究の実施にあたり、USGS、アラスカ大学及び Alyeska Pipeline Service 社の強震記録を使用しました。いくつかの作図には GMT (Wessel and Smith²⁰⁾) を用いた。記して感謝いたします。

(d) 参考文献

- 1) Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.* 70, 59-80, 1999.
- 2) Miyakoshi, K., Kagawa, T., Sekiguchi, H., Iwata, T. and Irikura, K. (2000): Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. 12WCEE, Auckland, New-Zealand*, 1335.
- 3) Sekiguchi, H., and Iwata, T.: Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong-motion waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 300-311, 2002.
- 4) 関口春子, 岩田知孝: 1999 年台湾・集集地震のやや長周期 (2~20 秒) 震源過程, 活断層・古地震研究報告, 1, 315-324, 2001.
- 5) Fuis, G. S., and Wald, L. A.: Rupture in South-Central Alaska? The Denali Fault earthquake of 2002, *U.S. Geol. Surv. Fact Sheet* 014-03, 4pp, 2003.
- 6) Hreinsdóttir, S., Freymueller, J.T., Fletcher, H.J., Larsen, C.F., and Burgmann, R.:

- Coseismic slip distribution of the 2002 MW 7.9 Denali fault earthquake, Alaska, determined from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.* 30, 1670, doi:10.1029/2003GL017447, 2003.
- 7) Sekiguchi, H., Irikura, K., and Iwata, T.: Fault geometry in the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, 117-133, 2000.
 - 8) Beaudoin, B.C., Fuis, G.S., Mooney, W.D., Christensen, N.I., and Nokleberg, W.J.: Thin, low-velocity crust beneath the Southern Yukon-Tanana Terrane, East Central Alaska: results from Trans-Alaska crustal transect refraction/wide-angle reflection data, *J. Geophys. Res.* 97, 1921-1942, 1992.
 - 9) Bouchon, M.: A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 959-971, 1981.
 - 10) Kennett, B.L.N., and Kerry, N.J.: Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 57, 557-583, 1979.
 - 11) Eberhart-Phillips, D., Haeussler, P.J., Freymueller, J.T., Frankel, A.D., Rubin, C.M., Craw, P., Ratchkovski, N.A., Anderson, G., Carver, G.A., Crone, A.J., Dawson, T.E., Fletcher, H., Hansen, R., Harp, E.L., Harris, R.A., Hill, D.P., Hreinsdóttir, S., Jibson, R.W., Jones, L.M., Kayen, R., Keefer, D.K., Larsen, C.F., Moran, S.C., Personius, S.F., Plafker, G., Sherrod, B., Sieh, K., Sitar, N., and Wallace, W.K.: The 2002 Denali Fault earthquake, Alaska: a large magnitude, slip-partitioned event, *Science* 300, 1113-1118, 2003.
 - 12) Ratchkovski, N.A., Hansen, R.A., Stachnik, J.C., Cox, T., Fox, O., Rao, L., Clark, E., Lafevers, M., Estes, S., MacCormack, J.B., and Williams, T.: Aftershock sequence of the MW7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November, 2002 from regional seismic network data, *Seism. Res. Lett.* 74, 743-752, 2003.
 - 13) Akaike, H.: Likelihood and the Bayes procedure, in *Bayesian Statistics*, J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindley, and A. F. M. Smith (Editors), University Press, Valencia, Spain, 143-166, 1980.
 - 14) Kikuchi, M., and Yamanaka, Y.: Source rupture processes of the central Alaska earthquake of Nov. 3, 2002, inferred from teleseismic body waves (+ the 10/23 M6.7 event), *EIC Seismological Note*, 129, [http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC News/021103ALe.html](http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC%20News/021103ALe.html), 2002.
 - 15) Ellsworth, W.L., Evans, J.R., Jensen, G., Nyman, D.J., and Spudich, P.: Processing and modeling of the pump station 10 record from the November 3, 2002 Denali, Alaska, earthquake, *Proc. 11th Int'l Conf. Soil Dyn. Earthq. Eng.*, PS6-D-01, Berkley, CA, 7-9 January, 2004.
 - 16) Archuleta, R.J.: A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, *J. Geophys. Res.* 89, 4559-4585, 1984.

- 17) Wald, D.J., and Heaton, T.H.: Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. 84, 668-691, 1994.
- 18) Bouchon, M., and Vallée, M.: Observation of long supershear rupture during the magnitude 8.1 Kunlunshan earthquake, Science 301, 824-826, 2003.
- 19) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am. 89, 54-68, 1999.
- 20) Wessel, P., and Smith, W.H.F.: New version of the Generic Mapping Tools released, Eos Trans. Am. Geophys. Union 76, 329, 1995.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Asano, K., Iwata T., and Irikura, K.	Ground Motion Characteristics and Source Process of the 2002 Denali Earthquake Inferred from the Strong Motion Records	American Geophysical Union Fall Meeting	11, Dec. 2003
浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎	2002 年アラスカ・デナリ地震の 震源過程と強震動	地球惑星科学合同大会	2004 年 5 月

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2) 複雑な断層面形状を伴う地震破壊の動力学特性の解明

亀伸樹(九州大学大学院理学研究院)

kame@geo.kyushu-u.ac.jp

竹中博士(九州大学大学院理学研究院)

takenaka@geo.kyushu-u.ac.jp

藤井雄士郎(九州大学大学院理学研究院)

fujii@geo.kyushu-u.ac.jp

大島光貴(九州大学大学院理学研究院)

kouki@geo.kyushu-u.ac.jp

(a) 業務の要約

我々は破壊面形状が応力に応じて動的に自己選択されるモード II 型亀裂の自発的成長シミュレーションを行った。我々の開発した境界積分方程式法を用いた計算手法は、破壊面の形状に全く制約がなく、これにより従来の直線形状の破壊にはない新しい型の破壊問題に取り組むことが可能である。本研究の興味は、動的不安定による破壊面の分岐、続いて起きる自己停止、そしてその破壊過程から放射される弾性波をシミュレーション解析し、「非平面的な」地震破壊現象に特徴的な局面について調べることにある。我々は、クーロン摩擦力が作用する場合には、分岐後、圧縮側の分岐面で破壊成長が卓越するという一見非直感的であるが自然地震のトレースと調和する結果を得た。また、この破壊過程からの放射弾性波の波形合成から、動的分岐フェーズそれ自体は振幅が非常に小さいが破壊を突然停止させる効果により高周波弾性波源になることが見いだされた。

(b) 業務の成果

はじめに

大地震発生後に地表に現れた断層トレースは単純な直線ではなく屈曲、分岐、雁行配列といった典型的な幾何学的形状を示すことが明らかになってきている(例えば、Sieh *et al.*¹⁾ Barka²⁾)。地下における破壊面形状の複雑さは、三角測量技術や近年発達した GPS や inSAR といったリモートセンシング技術によっても推定されている(例えば、Kanamori³⁾, Massonnet *et al.*⁴⁾, Yoshida *et al.*⁵⁾)。複雑な破壊面形状は、余震震源の精密再決定により地震学的にも推定されている(例えば、Felzer and Beroza⁶⁾)。これらの幾何形状の複雑さの動的な形成過程は強震動生成や地震破壊停止と関係すると定性的に考えられてきた(例えば、King and Nabelek⁷⁾ Umeda⁸⁾)。一方、二次元亀裂の破壊伝播の理論的研究からは分岐不安定性が示されてきた(例えば、Yoffe⁹⁾, Freund¹⁰⁾)。解析解から、高速伝播する亀裂先端周辺の' Hoop traction' の方位分布は c_r (臨界速度) を越えた場合に、同一面上より面外方向に集中することが明らかになった(図 1 と 2 を参

照)。モード II の臨界速度はおよそ $0.77c_s$ である。ここで c_s は剪断波速度である。これらの面外方向の応力集中が破壊経路の分岐現象に中心的な役割を果たすことが示唆されてきた（例えば、Rice¹¹⁾）。しかしながら、理論解析は数学的単純さの要請から破壊が直線形状のままの分岐する直前までに限られているので分岐現象を含んだ破壊のダイナミクスは依然として明らかではない。

形状が複雑な破壊現象の解析には数値的な手法が必要となる。近年発達した数値手法は非直線形状の破壊経路の動的形成を取り扱うことが可能になってきた（例えば、有限要素法では Xu and Needleman¹²⁾、境界積分方程式法では Seelig and Gross¹³⁾、Kame and Yamashita^{14), 15)}）。Kame and Yamashita^{14), 15)} は、破壊経路が自己選択されるモデリングを行い、モード II 型の自発的破壊成長のシミュレーションを行った。彼らの数値計算では理論解で示された面外方向への応力集中がまさに再現された。彼らは、高速伝播中の波動を完全に含む亀裂先端の Hoop traction の最大方向に新しい破壊面を進めるという方法を採用した。彼らは初期応力と破壊強度が一様で摩擦の無い亀裂を考えた。シミュレーション解析では、高速度に達したとき亀裂は分岐し、おのこの分岐は破壊が完全に停止するまでに対称に屈曲する結果となった。亀裂先端極周辺の面外応力集中により曲がり始めた破壊は、広域に作用する初期応力場により停止するのである。彼らは、初期応力や破壊強度の分布不均質がなくても自己放射する波動応力により分岐して停止し得るという地震破壊停止機構の新しい考え方を提示した。

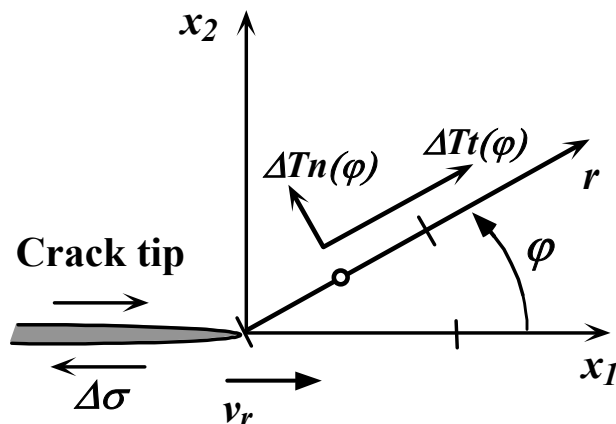


図 1 : Incremental hoop shear and normal tractions ($\Delta Tt(\varphi)$, $\Delta Tn(\varphi)$) due to presence of a crack: They act on an inclined plane originating from a crack tip. The angle φ is measured from the x_1 -axis. Δs is a unit length of the boundary element and the open circle represents an evaluation point for $\Delta Tt(\varphi)$ and $\Delta Tn(\varphi)$ in computation.

本研究は、Kame and Yamashita^{14), 15)} に引き続きモード II 型の破壊経路自己選択モデルを用いて更なる局面を調べる。我々は、破壊面にクーロン摩擦力を導入して、高速分岐後に摩擦力が破壊面の形をどのように変化させるかを解析する。次に、その破壊過程から放射される変位速度波

形を合成して動的分岐に特徴的な波形を見つけることを試みる。また、平面形状のまま破壊が停止するモデルから放射される波形と比較して、分岐現象のどの部分が波形に寄与するかを調べる。

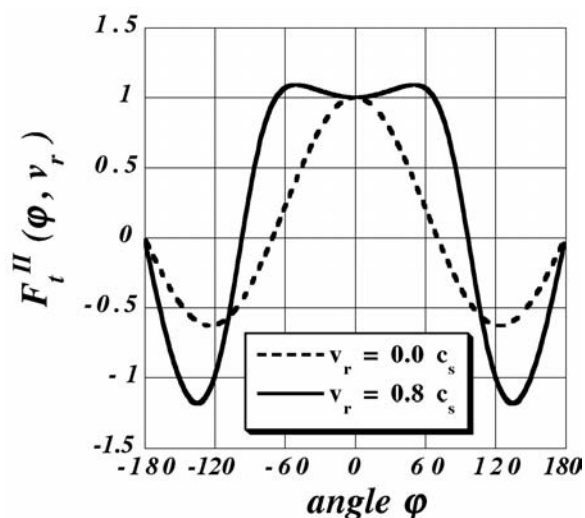


図 2 : Dynamic crack tip singular stress fields, for right lateral mode II rupture at two different rupture speeds, $v_r=0.0c_s$, $0.8c_s$. $F_t^{II}(\varphi, v_r)$ represents the angular distribution of the singular component of $\Delta Tt(\varphi)$.

数値手法とモデル配置

破壊経路が動的に自己選択される破壊シミュレーションには Kame and Yamashita^{14), 15)} の境界積分方程式法を用いる。境界積分方程式法では亀裂によるトラクションの増分は亀裂上の滑り履歴の観点から記述される（例えば、Cochard and Madariaga¹⁶⁾）。境界積分方程式法を亀裂面上に課された境界条件の下で滑り速度に関して解くことにより、各時刻ステップでの滑り速度分布を求める。

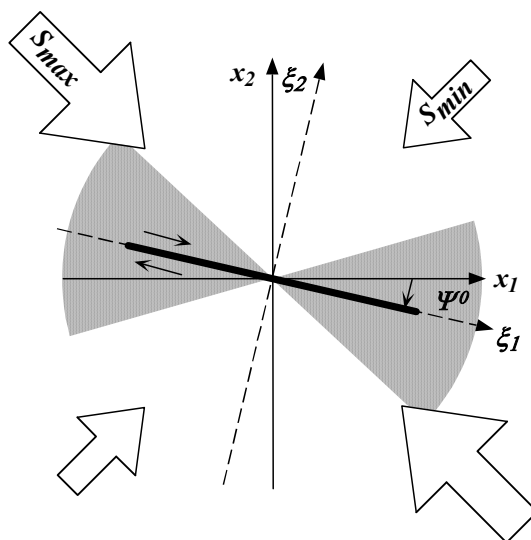


図 3 : Configuration of the biaxial compression and the seed crack. The gray region indicates the angle range within which the applied stresses can be released against Coulomb friction on a planar crack with right-lateral slip.

地震破壊過程は無限等方均質媒質中のモード II 型亀裂の動的成長としてモデル化する。媒質は図 3 に示すような二軸圧縮状態にあるとする。デカルト座標系を考え、主圧縮軸が軸から 45 度の角度にあるとする。一旦、滑り速度の履歴がシミュレーションから決定されれば、表現定理を用いて任意地点での波形を合成することができる (Kame and Yamashita¹⁷⁾, Tada and Madariaga¹⁸⁾)。

本研究では亀裂表面でのトラクションを記述するのにクーロン摩擦力を導入する。亀裂面上での摩擦力は摩擦係数×法線応力の形で与えられる。破壊開始直前の状態として、静的平衡状態にある直線亀裂を考える。この亀裂はクーロン・モールの破壊基準における最適方向を向くように置く。本研究では、摩擦係数 0.488 を仮定する。これに対応する最適方向は -13 度である (Mogi¹⁹⁾)。この角度で、応力降下量が最大になる。応力降下量が正の値を取る角度の範囲は -41 度から +15 度となり、この角度を超えると負の値になることに注意が必要である。

自発的亀裂成長の破壊基準には、Das and Aki²⁰⁾ や Virieux and Madariaga²¹⁾ と同じ最大剪断応力値基準を用いる。これは線形破壊力学における Irwin²²⁾ の応力拡大係数による破壊基準の数値的実行に相当する。破壊方向の基準は、Koller *et al.*²³⁾ に倣い 'Hoop shear' の最大方向にとる。静的平衡にある亀裂先端の応力が、時刻 $t=0$ に空間一様な破壊強度を越えて、動的成長を開始すると、その後の亀裂成長を上の基準を適用しながら境界積分方程式法により解析する。数値不安定を回避するために Yamashita and Fukuyama²⁴⁾ で用いられた人工的粘性項を導入した。

クーロン摩擦力の下での自発的亀裂成長のシミュレーション

破壊強度と初期応力場が一樣であるという理想化された条件下で摩擦力の作用する場合の破壊面形状のシミュレーション結果を図 4 に示す。図 4 の左は破壊成長のスナップショット、右は対応する時刻の亀裂先端の 'hoop shear traction' の方位分布である。 $t=0.0$ ではトラクション最大の方向は、初期亀裂面と同じである。すなわち、亀裂はまっすぐに成長し始める。破壊開始すぐに加速し、 $t=8.0$ において破壊速度は $0.76c_s$ に達する。最大方向はまだ同一面上のままであり、従って亀裂はまっすぐ成長をつづける。 $t=15.5$ において破壊速度は $0.87c_s$ に達し、最大方向はこの時初めて亀裂面上からずれる。数値的に決定されたこの破壊速度は、解析解から予測される速度より若干大きな値である。これは数値計算において計測される破壊速度は離散的であり十分な分解能がないことによると考えられる。この時、亀裂先端は亀裂面に関して対称に分岐する。 $t=16.5$ で亀裂の作り出す応力が引っ張りの方向に伸びた分枝では摩擦力が低く、ずれが起きやすくなり成長が促進される。圧縮の方向では、ずれにくくなるので亀裂の先端は伸びない。しかしながら、引っ張り方向に伸びた分枝の進展は $t=16.5$ 以降その成長を停止してしまう。なぜなら、破壊が成長しやすいために亀裂面がすぐに大きく傾いてしまうからである (破壊面の傾きが大きくなると、応力降下量が負になることを図 3 で示した)。一方、摩擦力が大きくなる方向の分枝では、成長しにくい為に亀裂面はあまり広角度に曲がらない。したがって、成長を止める効果が相対的に小さくなり亀裂はしばらくの間成長を続け、 $t=29.5$ にやっと停止する。こうして、最終的な分岐の長さは亀裂による応力場が摩擦力を増す方向に長くなる。

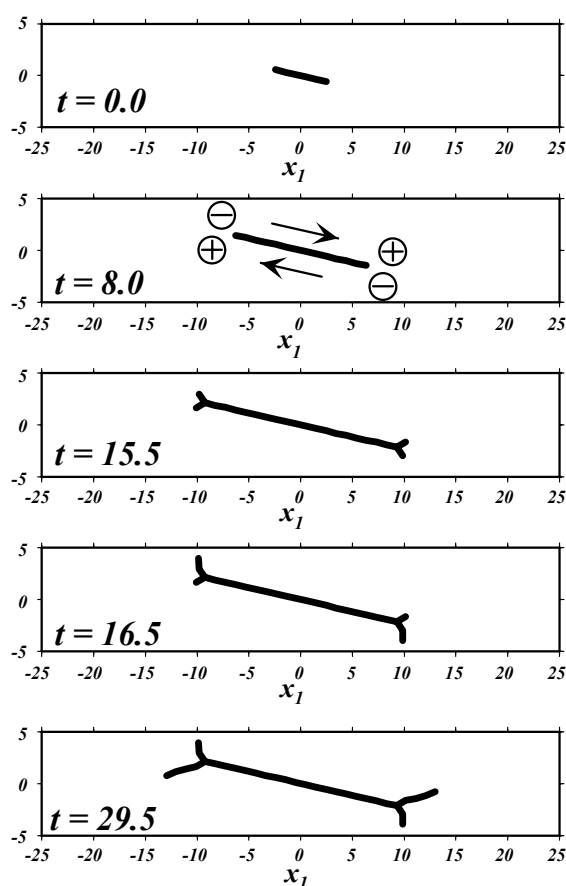


図 4 : Snapshots of the model. The right column represents the angular distribution of the hoop shear traction corresponding to the left column. The arrows indicate the angles at which the maximum hoop shear exceeds T_c . Marks + and - indicate the incrementally compressional and tensile stress regions respectively.

日本の活断層の調査によれば、地震断層の末端は圧縮側に屈曲する傾向があることが指摘されている (Matsuda ²⁵⁾)。三角測量から推定された 1943 年鳥取地震の地下断層面は明瞭な圧縮側屈曲を示している (Kanamori ³⁾)。しかしながら摩擦力が大きく滑りにくい方向へ進むダイナミクスは明らかではなかった。一見すると力学的に矛盾している様に見える地震断層の屈曲方向が、実は摩擦法則に従う破壊成長の自然な結末であることを、我々の計算結果は示している。

動的分岐と破壊停止による弾性波放射

次に我々は、動的分岐して破壊停止するモデルから放射される弾性波の速度波形を合成して非直線的な破壊に特徴的なフェーズがあるかどうかを考える。この目的のために、破壊が開始して

成長し、亀裂先端が破壊強度の大きなバリアー領域に到達して直線形状のまま停止するモデルを考え、その波形との比較を行う。以後、これら二つのモデルを分岐モデル、バリアーモデルと呼ぶ。

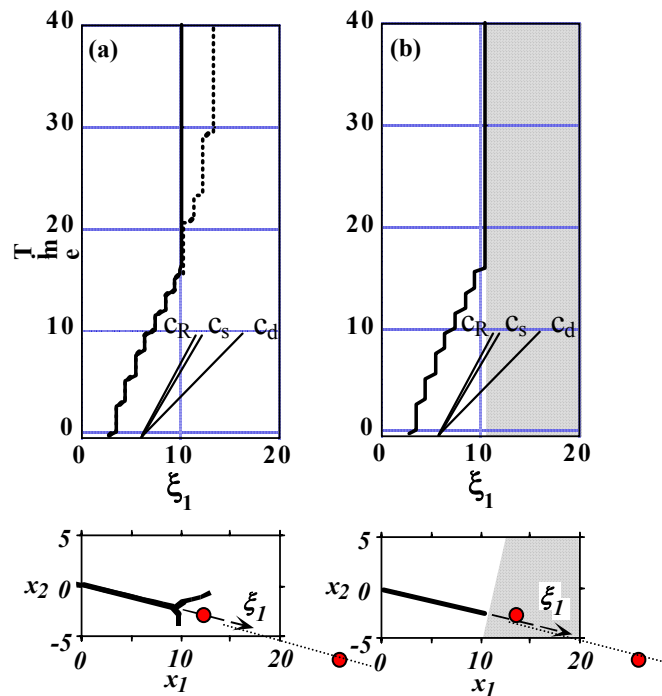


図 5 : Spatio-temporal plot of the propagating tips of (a) Branching model and (b) Barrier model. The lower figures show their final traces. The dotted line in (a) indicates the branch tip in the compressional side. The gray regions indicate the barrier regions in (b). The Rayleigh c_R , the shear c_s and the dilatational c_d wave speeds are also plotted for reference.

両モデルではバリアー領域を除いて、初期応力と破壊強度は全く同一にする。観測点は、破壊が直線的に成長する面上の $x_1=12, 25$ に置く (図 5)。まず破壊先端の時空間発展を図 5 に示す。バリアーモデルの亀裂先端は、破壊開始後に単調に破壊速度を増し、破壊速度 $0.87c_s$ でバリアー領域に到達し、そこで突然破壊停止する。一方、分岐モデルでは、引っ張り側の分岐が先に停止して、しばらく後に圧縮側の分岐が停止する。

合成した速度波形を図 6 に示す。まず、トランスバース成分では $x_1=12, 25$ とともにほとんど違いが認められない。両モデルともに直線部分の破壊面上の滑り速度はほぼ同じで、この部分のモーメント開放率が波形に殆ど寄与しているから考えられる。分岐した先の断層面上では、応力降下量が負になることから滑りが直線部分に対して無視できるほど小さいので、波形全体の形への

寄与が少なくなる。しかし、分岐することにより直線部分の破壊は突然停止するので、バリアーモデルと同様に高周波数成分に富む波形の鋭いピークが生じる。破壊の突然停止は高周波数弾性波放射源としてよく知られているが (Madariaga ²⁶⁾)、分岐モデルではそのような不連続的な破壊停止が自己放射する波動の効果で分岐後停止することによって生じ、初期応力と破壊強度に不均質がない場合でさえ引き起こされることに注意が必要である。

(c) 結論ならびに今後の課題

我々は破壊経路が自己選択されるモード II 型亀裂の自発的成長を調べた。破壊先端は、破壊速度が高速になると自己放射する弾性波の応力により動的な分岐を起こし、その後停止する結果となる。クーロン摩擦力が働く場合には、分岐面は非対称になり、摩擦力の大きな圧縮側に断層面が成長するという、直感的ではない結果を得たが、これは自然地震のトレースと調和的であることがわかった。動的な分岐から放射される弾性波の波形を合成して、その特徴を調べた。分岐面そのものから放射される波はほとんど無いが、バリアーモデルと同様な高周波数成分に富む波を結果的に放射することがわかった。

我々の結果にはモデル依存性がある部分がある。我々は応力無限大の亀裂を取り扱ったので、分岐後の直線亀裂部分は再び成長しないとした。我々は、破壊成長の判定を応力特異性を利用して判定しているが、分岐後の直線部分の先端は特異性が低いからである。もし、有限応力モデルを用いた場合、破壊の再開が起きる可能性がある。応力有限のモデルでは、破壊先端で必然的に強度弱化領域が伴う (Ida ²⁷⁾, Palmer and Rice ²⁸⁾)。強度弱化領域が存在する場合には、破壊先端付近の応力集中のパターンは異なってくる (Poliakov *et al.* ²⁹⁾)。さらに、初期応力が直接 'hoop traction' の方位分布に寄与してくる。更なる研究で破壊の再開を含めた自己選択される破壊経路の解析をする必要があるだろう。この場合、破壊の開始は破壊先端だけではなく、有限の敷居値を越えた場所は全てに許す必要がある。その為には、破壊判定の応力評価点を面的に計算する必要があり、今回の場合より二桁大きな計算時間が必要となる。従って、計算コードの高速化が不可欠となろう。

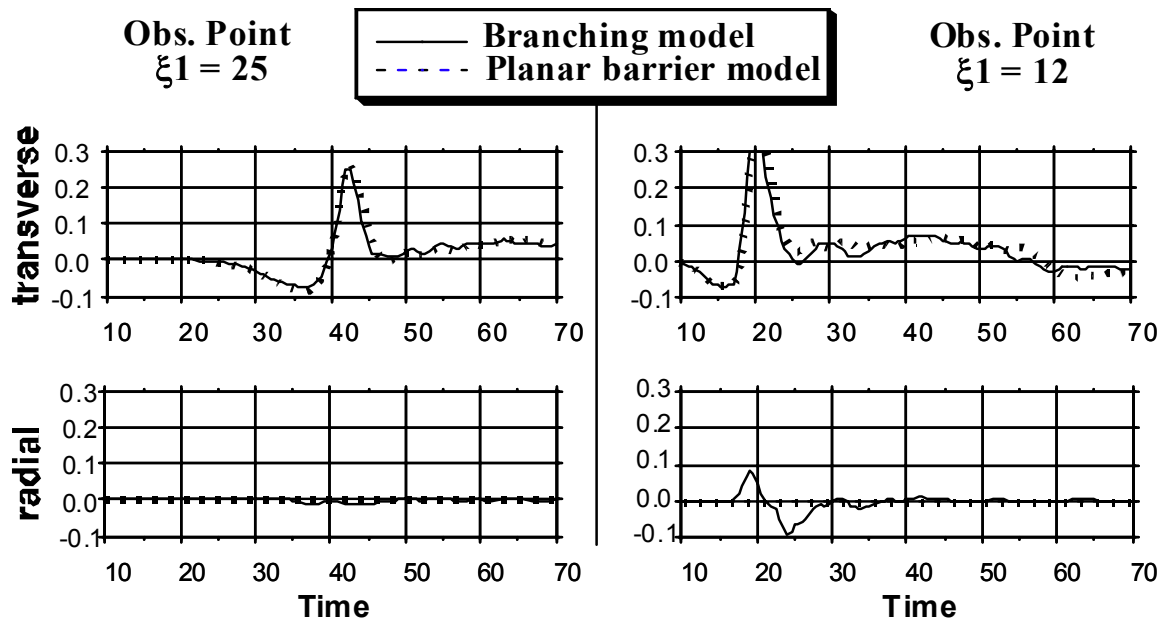


图 6 : Comparison of the synthesized velocity waveforms of two models. Low-pass filtering of the original data is done at non-dimensional frequency 0.10. Upper: Transverse (ξ_2) component of the velocity waves radiated by 'Branching model' and 'Barrier model'. Lower: Radial (ξ_1) component.

(d) 引用文献

- 1) Sieh, K., Jones, L., Hauksson, E., Hudnut, K., Eberhart-varphillips, D., Heaton, T., Hough, S., Hutton, K., Kanamori, H., Lilje, A., Lindvall, S., McGill, S., Mori, J., Rubin, C., Spotila, J.A., Stock, J., Thio, H., Treiman, J., Wernicke, B. and Zachariasen, J.: Near-field investigations of the Landers Earthquake sequence, April to July, 1992, Science, 260, 171-176, 1993.
- 2) Barka, A.: The 17 August 1999 Izmit earthquake, Science, 285, 1858-1859, 1999.
- 3) Kanamori, H.: Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting, The Tottori Earthquake of 1943, Physics of Earth and Planetetary, Interior, 5, 426-434, 1972.
- 4) Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. and Rabaute, T.: The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, Nature, 364, 138-142, 1993.
- 5) Yoshida, S., Koketsu, K., Shibazaki, B., Sagiya, T., Kato, T. and Yoshida, Y.: Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, Journal of Physics of the Earth, 44, 437-454 1996.
- 6) Felzer, K. R. and Beroza, G.: Deep structure of a fault discontinuity, geophysical Research Letters, 26, 2121-2124, 1999.
- 7) King, G. and J. Nabelek: Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture,

- Science, 228, 984-987, 1985.
- 8) Umeda, Y.: High-amplitude seismic waves radiated from the bright spot of an earthquake, *Tectonophysics*, 175, 81-92, 1990.
 - 9) Yoffe, E. H.: The moving Griffith crack, *Philosophical Magazine*, 42, 739--750, 1951.
 - 10) Freund, L. B.: *Dynamic fracture mechanics*, pp. 170--175, Cambridge University Press, Cambridge, 1989.
 - 11) Rice, J. R.: The mechanics of earthquake rupture in *Physics of the Earth's Interior*, Proc. International School of Physics 'Enrico Fermi', pp555--629, ed. Dziewonski, A.M. and Boschi, E., Italian Physics Society and North-Holland Publ. Co., 1980.
 - 12) X.P. and Needleman, A.: Numerical simulations of fast crack growth in brittle solids, *Journal of Mechanics and Physics of Solids*, 42, 1397--1434, 1994.
 - 13) Seelig, Th. and Gross, D.: On the interaction and branching of fast running cracks -a numerical investigation, *Journal of Mechanics and Physics of Solids*, 47, 935--952, 1999.
 - 14) Kame, N. and Yamashita, T.: A new light on arresting mechanism of dynamic earthquake faulting, *Geophysical Research Letters*, 26, 1997-2000, 1999a.
 - 15) Kame, N., and Yamashita, T.: Simulation of spontaneous growth of dynamic crack without constraints on the crack tip path, *Geophysical Journal International*, 139, 345-358, 1999.
 - 16) Cochard, A. and Madariaga, R.: Dynamic faulting under rate-dependent friction, *Pure and Applied Geophysics*, 142, 419-445, 1994.
 - 17) Kame, N. and Yamashita, T.: Dynamic nucleation process of shallow earthquake faulting in a fault zone, *Geophysical Journal International*, 128, 204-216, 1997.
 - 18) Tada, T. and Madariaga, R.: Dynamic modelling of the flat 2-D crack by a semi-analytic BIEM scheme, *International Journal of Numerical Mathematics and Engineering*, 50, 227--251, 2001.
 - 19) Mogi, K.: On the pressure dependence of strength of rocks and the coulomb fracture criterion, *Tectonophysics*, 21, 273-285, 1974.
 - 20) Das, S. and Aki, K.: A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 50, 643-668, 1977
 - 21) Virieux, J. and Madariaga, R.: Dynamic faulting studied by a finite difference method, *Bulletin of Seismological Society of America*, 72, 345-369, 1982
 - 22) Koller, M.G., Bonnet, M. and Madariaga, R.: Modelling of dynamical crack propagation using time-domain boundary integral equations, *Wave Motion*, 16, 339-366, 1992.
 - 24) Irwin, G.R.: *Fracture mechanics*, in *Handbuch der physik*, 79, pp. 551-590, Springer-Verlag, Berlin, 1958.
 - 25) Yamashita, T. and Fukuyama, E.: Apparent critical slip displacement caused by the existence of a fault zone, *Geophysical Journal International*, 125, 459-472, 1996.

- 26) Matsuda, T.: Geology of earthquake faults (in Japanese), Zisin, 20, 230-235, 1967.
- 27) Madariaga, R.: High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 51, 625-651, 1977.
- 28) Ida, Y.: Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, Journal of Geophysical Research, 77, 3796--3805, 1972.
- 29) Palmer, A. C. and Rice, J. R.: The growth of slip surfaces in the progressive failure of overconsolidated clay, Proceedings of Royal Society of London A., 332, 527--548, 1973.
- 30) Poliakov, A. N., Dmowska, R. and Rice, J. R.: Dynamic shear rupture interactions with fault bends and off-axis secondary faulting, Journal of Geophysical Research, 107, (B11), 2295, doi:10.1029/2001JB000572, 2002.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Kame,N. and Yamashita, T.	Dynamic branching, arresting of rupture and the seismic wave radiation in self-chosen crack path modeling	Geophysical Journal International	vol.55, pp. 1042-1050, 2003
亀 伸樹	Numerical Procedure for Reduction of Computation Time in BIEM for Elastodynamic Analysis of Non-planar Faults	日本地震学会秋季大会	2003 年 10 月 6 日
Kame,N.	Numerical Procedure for Reduction of Computation Time in BIEM for Elastodynamic Analysis of Non-planar Faults,	American Geophysical Union Fall Meeting	11, Dec. 2003
Kame,N., Rice, J. R. and Dmowska R.	Effects of Pre-Stress State and Rupture Velocity on Dynamic Fault Branching	International Union of Geodesy and Geophysics 2003 General Assembly	3, Jul., 2003
亀 伸樹	分岐断層構造における動的破壊のシミュレーション	地球惑星関連合同学会	2003 年 5 月 27 日
竹中博士 藤井雄士郎	グリッドモデルを用いた運動学的震源インバージョン	日本地震学会秋季大会	2003 年 10 月 6 日
Fujii, Y. and Takenaka, H.	Grid Approach for Kinematic Source Inversion	American Geophysical Union Fall Meeting	11, Dec. 2003

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-3) 動的破壊モデルによる震源インバージョン手法の開発

澤田純男(京都大学防災研究所)

sawada@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp

後藤浩之(京都大学大学院)

goto@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

断層の破壊過程を支配する動力的なパラメータを観測波形から直接インバージョンする手法を開発する。動力的パラメータの推定問題は一般に非線形であり、かつ推定量に対する不連続性を有するため定式化に工夫が必要である。本研究では不連続性を除去し、推定時の負担を軽減した定式化を行う。また、提案手法による結果と運動学的モデルによる結果との差を比較してその効果を確認する。

(b) 業務の成果

はじめに

近年、観測された波形に基づき断層の破壊過程を推定する手法として、運動学的な断層モデルに基づく逆解析が広く実施されており、地震観測網の充実と共に、地震時における断層の破壊過程が以前よりも高精度かつ迅速に推定されつつある。しかし、断層の破壊過程は周囲の応力状態に起因するものであるため、本来は動力的な断層モデルに基づく物理やパラメータに支配されていると考えられる。本研究はこの動力的なパラメータを直接インバージョンした上で、断層の破壊過程を推定する手法を開発する。

動力的パラメータの推定問題は一般に非線形であり、逆問題の定式化に工夫が必要である。しかし一方で、動力的パラメータは時間に依存しないため、推定変数の数を運動学的モデルに基づくものより大幅に減少することができる。本研究では、提案手法による結果と運動学的モデルによる結果との差を比較してその効果を確認する。

本年度は動力的モデルに基づくインバージョン手法の開発にあたり、逆問題の定式化を実施した。

動力的震源モデルと支配方程式

断層の破壊過程を支配する方程式は、波動方程式から導かれる境界積分方程式(BIEM)と断層摩擦構成則である¹⁾。

$$T_{\alpha}^{ijk} = -\frac{\mu}{2V_S} V_{\alpha}^{ijk} + \sum_{lm} \sum_{\beta} B_{\alpha\beta}^{lmk_pijk} V_{\beta}^{lmk_p} + T_{0C}^{ijk} \quad (1)$$

$$T_{\alpha}^{ijk} = \begin{cases} -\frac{T_{C\alpha}^{ij}}{D_{C\alpha}^{ij}} D_{\alpha}^{ijk} + T_{C\alpha}^{ij} & \text{for } 0 < D_{\alpha}^{ijk} < D_{C\alpha}^{ij}, \quad 0 < V_{\alpha}^{ijk} \\ 0 & \text{for } D_{C\alpha}^{ij} \leq D_{\alpha}^{ijk}, \quad 0 < V_{\alpha}^{ijk} \\ D_{\alpha}^{ijk} = 0 & \text{for } T_{\alpha}^{ijk} < T_{C\alpha}^{ij} \end{cases} \quad (2)$$

ここで、 D, V, T は断層上のすべり、すべり速度、応力であり、添字 ij, lm は断層面上の位置、 k, k_p は時刻、 α, β は成分を表している。また、 B は過去のすべり速度の影響を表す係数である。 T_0 は初期応力、 T_C, D_C は断層摩擦構成則を規定するパラメータであり、時間に依存しない。 V_s, μ はせん断波速度とせん断剛性である。

また、断層上のすべりと観測変位との関係は表現定理を用いて次式で表せる。

$$u_p^{tn} = \sum_{ij\alpha} \sum_{k \leq t} G_{p\alpha}^{tn,ijk} D_{\alpha}^{ijk} \quad (3)$$

ここで、 u は観測変位、 G はグリーン関数、添字 t は時刻、 p は成分、 n は観測点の番号を表している。

動力学的モデルに基づく逆問題は、式(1)～(3)に支配される系において u_p^{tn} を観測値とし、動力学的パラメータ $T_{0\alpha}^{ij}, T_{C\alpha}^{ij}, D_{C\alpha}^{ij}$ を推定する問題である。推定量 $T_{0\alpha}^{ij}, T_{C\alpha}^{ij}, D_{C\alpha}^{ij}$ は時間に依存しないため、運動学的モデルに基づき断層上のすべり時刻歴を推定する場合と比較して推定変数が少ないが、式(2)中に見られるように $T_{C\alpha}^{ij}$ に対して D_{α}^{ijk} が不連続を持つ関数となり、逆問題は強い非線形性を有する。このため、逆問題の定式化には工夫が必要である。

逆問題の定式化

式(1) (2) から応力項を除去する。

1. $0 < D_{\alpha}^{ijk} < D_{C\alpha}^{ij}, \quad 0 < V_{\alpha}^{ijk}$ の場合

式(1) (2) から応力項 T_{α}^{ijk} を除去し、すべり速度 V_{α}^{ijk} を $V_{\alpha}^{ijk} = (D_{\alpha}^{ijk+1} - D_{\alpha}^{ijk-1}) / 2\Delta t$ と近似すると次式が得られる。

$$D_{\alpha}^{ijk} = \frac{4V_s \Delta t}{\mu} \frac{T_{C\alpha}^{ij}}{D_{C\alpha}^{ij}} D_{\alpha}^{ijk-1} + D_{\alpha}^{ijk-2} + \frac{2V_s}{\mu} \sum_{lm\beta} \sum_{k_p \leq k-2} B_{\alpha\beta}^{lmk_pijk-1} (D_{\beta}^{lmk_p+1} - D_{\beta}^{lmk_p-1}) + \frac{4V_s \Delta t}{\mu} (T_{0\alpha}^{ij} - T_{C\alpha}^{ij}) \quad (4)$$

2. $D_{C\alpha}^{ij} \leq D_{\alpha}^{ijk}, \quad 0 < V_{\alpha}^{ijk}$ の場合

1. の場合と同様にして次式が得られる。

$$D_{\alpha}^{ijk} = D_{\alpha}^{ijk-2} + \frac{2V_s}{\mu} \sum_{lm\beta} \sum_{k_p \leq k-2} B_{\alpha\beta}^{lmk_pijk-1} (D_{\beta}^{lmk_p+1} - D_{\beta}^{lmk_p-1}) + \frac{4V_s \Delta t}{\mu} T_{0\alpha}^{ij} \quad (5)$$

3. $T_{\alpha}^{ijk} < T_{C\alpha}^{ij}$ の場合

式(2) より次式が要求される。

$$D_{\alpha}^{ijk} = 0 \quad (6)$$

以上の場合分けにより得られた式(4)～(6)は次式で統一的に記述することができる。

$$D_{\alpha}^{ijk} = \frac{4V_s \Delta t}{\mu} a_{\alpha}^{ij} D_{\alpha}^{ijk-1} + D_{\alpha}^{ijk-2} + \frac{2V_s}{\mu} \sum_{lm\beta} \sum_{k_p \leq k-2} B_{\alpha\beta}^{lmk_pijk-1} (D_{\beta}^{lmk_p+1} - D_{\beta}^{lmk_p-1}) + \frac{4V_s \Delta t}{\mu} b_{\alpha}^{ij} \quad (7)$$

ここで、 $a_{\alpha}^{ij}, b_{\alpha}^{ij}$ は動力的パラメータに替わる新たな推定量で、場が式(4)～(6)のいずれに支配されているかにより推定される値が異なる。これにより、 $a_{\alpha}^{ij}, b_{\alpha}^{ij}$ は時間に依存するパラメータとなるが、式(6)中の b_{α}^{ij} を除いて各式に支配されている間は一定値をとるため、短時間に大きく変化しないと仮定することができる。式(7)を用いることで、 D_{α}^{ijk} は $a_{\alpha}^{ij}, b_{\alpha}^{ij}$ に対して連続な関数となり、式(2)中に見られたような不連続性が除去される。

式(3)より観測変位は断層上のすべりの時刻歴の関数であるので、

$$u_p^{tn} = g(\dots, D_{\alpha}^{ij1}, D_{\alpha}^{ij2}, \dots, D_{\alpha}^{ijt}, \dots) \quad (8)$$

と表すことができる。ここで、 $D_{\alpha}^{ijt-r+1}, \dots, D_{\alpha}^{ijt}$ は式(7)を用いて $D_{\alpha}^{ij1}, \dots, D_{\alpha}^{ijt-r}, a_{\alpha}^{ij}, b_{\alpha}^{ij}$ の関数と見なせるので、式(8)に代入すると次式を得る。

$$u_p^{tn} = h(\dots, D_{\alpha}^{ij1}, D_{\alpha}^{ij2}, \dots, D_{\alpha}^{ijt-r}, a_{\alpha}^{ij}, b_{\alpha}^{ij} \dots) \quad (9)$$

式(9)は推定量と観測値を直接結ぶ式であるから、次のような非線形離散確率システムを用いて逆問題が定式化できる。

$$\begin{cases} \mathbf{x}_t^{i_t+1} = \mathbf{x}_t^{i_t} \\ \mathbf{y}_t^{i_t} = \mathbf{h}_t(\mathbf{x}_t^{i_t}) + \mathbf{v}_t \end{cases} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{x}_t^{i_t} &= \{\dots, D_{\alpha}^{ij1}, \dots, D_{\alpha}^{ijt-r}, a_{\alpha}^{ij}, b_{\alpha}^{ij}, \dots\}^T \\ \mathbf{y}_t^{i_t} &= \{\dots, u_p^{tn}, \dots\}^T \end{aligned} \quad (11)$$

ここで、 $\mathbf{x}_t^{i_t}$ は推定ベクトル、 $\mathbf{y}_t^{i_t}$ は観測ベクトル、 $\mathbf{v}_t$ は観測誤差で、添字 i_t は時刻 t における推定ステップ数である。しかし、この推定ベクトルは非常に次元が高いため現実的に計算することが難しい。そこで $D_{\alpha}^{ij1}, \dots, D_{\alpha}^{ijt-s}$ までの値は推定済みであるとし、推定ベクトルを次のように置き換える。

$$\mathbf{x}_t^{i_t} = \{\dots, D_{\alpha}^{ijt-s+1}, \dots, D_{\alpha}^{ijt-r}, a_{\alpha}^{ij}, b_{\alpha}^{ij}, \dots\}^T \quad (12)$$

式(10)の確率システムにおける $\mathbf{x}_t$ の推定は拡張カルマンフィルタ、拡張射影フィルタなどを用いる。

グリーン関数の作成

式(3)にグリーン関数が含まれており、グリーン関数の作成は逆問題において重要である。本年度はトルコ・コジャエリ地震（図1）の余震を対象に、グリーン関数の作成を試みた。



図1：トルコ・コジャエリ地震($M_w=7.4$)

グリーン関数は有限差分法(FDM)で計算した。図2に作成したグリーン関数と余震との比較を示す。計算波形と観測波形はよく一致している。

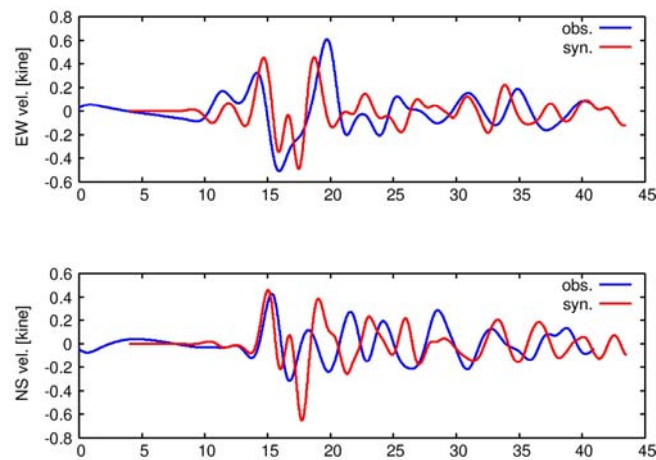


図2：グリーン関数としての観測波形と計算波形の比較

(c) 結論ならびに今後の課題

今年度は、動学的断層モデルに基づく逆問題の定式化を行った。提案手法は推定変数に対する不連続性が除去されており、推定時の負担が軽減された。

今後は、チェッカーボードテストを実施して動的パラメータの再現性を確認したのち、実地震記録への適用を試みる。対象地震は兵庫県南部地震、宮城県北部地震などの内陸型地震を考えている。

(d) 引用文献

- 1) Fukuyama, E. and Madariaga, R.: Rupture Dynamics of a Planar Fault in a 3D Elastic Medium: Rate- and Slip-Weakening Friction Bull. Seism. Soc. Am., Vol.88, No.1, pp.1-17, 1998.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
後藤浩之, 澤田純男	拡張カルマンフィルタによる震源動力学的パラメータの直接インバージョンの試み	地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会	平成 16 年 5 月 12 日
Goto, H., and Sawada, S.	Numerical Simulation of Strong Ground Motion on Adapazari Basin during the 1999 Kocaeli, Turkey, Earthquake	13th World Conference on Earthquake Engineering	平成 16 年 8 月 1 日-6 日

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成16年度業務計画案

(3-1) 内陸巨大地震の震源過程：2002年アラスカ・デナリ地震の震源過程と強震動

業務計画

今年度評価された運動学的震源モデルをもとに、動力学パラメータを推定し、それらの空間的特性を調べる。これまでに評価された断層の動力学パラメータを整理して、その特性を評価し、強震動予測のための震源モデルのパラメータを与える。

実施方法

すべり分布の不均質性を評価し、既往の結果との比較を行う。また、断層面上のすべりの時空間分布を境界条件として、断層面上の応力変化の時空間分布を推定し、これまでに求められている他の地震の応力降下量の空間分布の特徴などを比較する。それらを整理することにより、強震動予測のための震源モデルパラメータの与え方に関する手法を検討する。

目標とする成果

運動学的震源モデルから得られた断層面上の動力学パラメータにより、強震動予測のための震源モデルパラメータの拘束とモデルの高精度化に資する。

(3-2) 複雑な断層面形状を伴う地震破壊の動力学特性の解明

業務計画

有限応力モデルによる自己選択される破壊経路の解析を行う。この場合、分岐後の破壊の再開を含めて有限の応力敷居値を越えた部分全てが破壊可能でなければならない。まず、破壊先端だけでなく破壊先端周辺の応力値を面的に求め、破壊開始の判定をその領域内で行い、基準を満たす所を判定する。そしてそこで破壊を始めた場合、結果としてどのような破壊経路となるかを我々が開発した境界要素法のコードを改良して行う。

実施方法

高速計算プログラムの開発：有限応力モデルの解析で自己選択する破壊経路判定用の応力分布の分解能を得るには、自己研究比で100倍程度の時空間要素数と4週間程度の計算時間が必要となる。特に破壊速度が大きい場合、強度弱化領域の大きさが小さくなることが知られているので高分解能の計算が必要になる。そこで最初に現在のプログラムを4〜10倍程度の高速化を目指す。高速化手法の候補として、切り取り法や積分核の漸近展開を試す予定である。

目標とする成果

本震が発生した際の断層周辺領域のダメージゾーンの形成、破壊要素間の相互結合による最終的な地震サイズの変化、断層帯の成熟過程をシミュレーションする。従来定性的にのみ議論されてきたこれらの問題のダイナミクスを解明する。

(3-3) 動的破壊モデルによる震源インバージョン手法の開発

提案する動的パラメータ推定手法の再現性を確認するためにチェッカーボードテストを実施する。

また、観測に含まれる誤差が推定結果に及ぼす影響を評価する。

実地震記録に適用する。対象地震は、震源断層を取り囲むように観測記録が得られている内陸型地震とする。具体的には、兵庫県南部地震、宮城県北部地震、トルコ・コジャエリ地震などである。得られた結果を既存の運動学的インバージョン結果と比較して、提案手法の有用性を確認する。