

地震波形を用いた気象庁の震源過程解析 — 解析方法と断層すべり分布のスケーリング則 —

Source Process Analysis Performed by Japan Meteorological Agency Using Seismic Waveforms
— Analysis Method and Scaling Relationships Derived from Fault Slip Distributions —

岩切一宏¹, 川添安之¹, 長谷川嘉臣¹

Kazuhiro IWAKIRI¹, Yasuyuki KAWAZOE¹, and Yoshiomi HASEGAWA¹

(Received July 26, 2013; Accepted April 9, 2014)

ABSTRACT: The Japan Meteorological Agency (JMA) estimates coseismic source fault models using the seismic waveform inversion for large earthquakes around the world in order to understand seismic source information, such as seismic moment and seismic wave radiation source. To obtain the fine spatiotemporal source rupture process, a multiple-time window linear inversion scheme using the theoretical Green's functions is applied to two different seismic waveforms: regional strong ground motion data observed in Japan and teleseismic body waves observed worldwide. As an example of inversion analysis, we performed an inversion for the 2013 Southern Tokachi Region Earthquake (M_w 6.9), and evaluated fault slip spatial resolutions using the checkerboard resolution test. Large slip areas were roughly similar in both source fault models obtained by teleseismic body wave and regional strong ground motion data analyses, but the total slip area in teleseismic analysis was inconsistent with aftershock distribution due to poor spatial resolution.

Using source fault models estimated by JMA over the past four years, we investigated the scaling relationships of the rupture area (S_r), the average slip (D_r) in the rupture area, and the combined asperities area (S_a) with respect to the seismic moment for different earthquake types. The S_r , D_r , and S_a inferred from obtained crustal and inter-plate earthquake scaling relationships were approximately the same as those of previous studies. S_r and S_a for an intra-slab earthquake were larger than those of a previous study, while S_r and S_a for an intra-slab earthquake were smaller than those for an inter-plate earthquake. The D_r for inter-plate and intra-slab earthquakes was significantly smaller than that for a crustal earthquake. The ratios of dimensions and average slip between S_a and S_r were comparable among different earthquake types.

1 はじめに

地震はその発震機構解が示すように、地球内部におけるせん断破壊により生じた断層の食い違いで説明される。地震が起こる地下の構造は不均質なため、地震時の断層すべりの様子は複雑になる。地震時に断層面でどのようなすべりが生じたかを把握することは、その場所でなぜ地震が発生したのかという問題、津波や強震動の成因、将来の地震発生予測等を考える上で不可欠である。ここでは、すべりが生じた領域、すべり量、すべり継続時間、破壊伝播速度

で表される断層面の時空間的なすべり過程を震源過程と呼ぶ。

震源過程を記述するモデルとして、1960年代に巨視的な断層すべりモデルが提示され、1970年代からはより詳細なモデルが構築されてきた(菊地, 2003; 八木, 2009)。ハスケルモデル(Haskell, 1964, 1969)は、断層面全体を長方形で近似して、破壊フロントが断層の走向方向に一定の速度で伝播し、破壊フロントの通過後にすべりが一定速度で一定時間継続するという単純化されたモデルである。その後、

¹ 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismology and Volcanology Department

より複雑な断層運動を表現するため、多重震源モデルや有限断層モデルが構築された。多重震源モデルは、例えば Kikuchi and Kanamori (1991) の反復はぎとり法のように複数個のサブイベントと呼ばれる小地震の重ね合わせにより震源過程を表現する。有限断層モデルは、断層面全体を空間的に小さな断層に分割し、各小断層内でのすべりを時間方向に分割することにより表現される。このように断層面上で時空間的に離散化された有限断層モデルを用いて、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法 (Olson and Apsel, 1982 ; Hartzell and Heaton, 1983) により観測記録を解析することで、すべりの時空間分布を求めることができる。

マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法による震源過程解析は、国内の地震だけでも多くの適用例がある。例えば、Ide et al. (1996) は、平成 7 年 (1995 年) 兵庫県南部地震の地下の断層の大きなすべり領域が断層南西部の浅い部分にまで拡がり、それが地表に現れた地震断層の位置と対応することを示した。プレート境界地震を対象にした解析では、例えば、Yamanaka and Kikuchi (2003) は平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の主なすべり領域が 1952 年十勝沖地震のすべり領域に含まれることを見出し、また、永井・他 (2001) は平成 6 年 (1994 年) 三陸はるか沖地震の大きなすべり領域が 1968 年十勝沖地震の複数の大きなすべり領域のうちの 1 つと同一であることを明らかにした。これらの研究成果は、震源過程解析の可能な過去の記録が存在する期間において、プレート境界地震がほぼ同じ場所で繰り返す領域を持つことを示したものである。平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震は、プレート境界における広範囲の断層すべりにより生じたモーメントマグニチュード (M_w) 9.0 の巨大地震だった (例えば、Yoshida et al., 2011)。吉田 (2011) と八木 (2012) がレビューしたように、この地震の多くの震源断層モデルが国内外の研究者により提出された。そこでは周期 1 秒~数秒以上の長周期成分の近地地震波形、遠地地震波形、測地データを用いて解析された震源断層モデルのほとんどで、大きなすべりの発生領域が宮城県沖の震源から海溝軸寄りの浅い場所に求められた。一方、経験的グリーン関数法で推定された短周期地震波の励起源は、大すべり域とは異なる震源から陸寄りの深い場所に求められた

(Kurahashi and Irikura, 2011 ; Asano and Iwata, 2012)。

このようにプレート境界における地震波の長周期励起と短周期励起の場所が異なること、また、それぞれが同じ場所で繰り返すかどうかという問題は、津波や強震動予測の際に考慮すべき要素であり、今後も地震時の詳細な震源過程を理解していくことが重要であることを示している。

近年、地震波形データがインターネット経由で容易に取得できるようになったこともあり、地震発生後速やかに研究機関等で震源過程解析が行われ、論文や WEB サイト等で結果が公開されるようになった。気象庁でも地震波形データと理論的なグリーン関数を用いたマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法による震源過程解析を行い、その結果を報道発表資料や気象庁 WEB サイト (国内で発生した顕著な地震の震源過程解析結果 : <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/index.html>, 海外で発生した顕著な地震の解析結果 : <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/world/index.html>, 2014 年 3 月 18 日現在) 等を通じて公開している。その際、解析対象とする地震は、原則として、国外で発生した M_w 7.0 以上の地震、国内で発生した M_w 6.5 以上の地震、被害を伴う顕著な地震である (M_w は気象庁 CMT 解析による)。本論文では、まず気象庁における震源過程解析の方法を述べる。次に震源過程解析の事例を示した上で、得られた断層すべり分布の空間解像度について考察する。さらに、最近約 4 年間に国内外で発生した M_w 5.8~9.0 (M_w は気象庁の震源過程解析による) の地震について、気象庁の震源過程解析で得られた震源断層モデルから抽出した全すべり領域及び大きいすべり領域に関するスケーリング則を調べ、既往の研究結果と比較する。

2 震源過程解析の方法

震源過程解析は、仮定した震源断層モデルから計算した理論値と観測記録の残差が最小となるようにモデルパラメータを求めるインバージョンにより行われる。そこでは、地下に配置した断層面のすべり過程が時空間的に自由度を持つように離散化され、基底関数によって表現された有限断層モデルが用いられる。我々は観測記録として地震波を用いる。具体的には震源から近い場所で観測された近地強震波形、または、震源から遠い場所で観測される遠地実

体波である (3 章参照). 本章では, 気象庁で行われている震源過程解析の方法を述べる. なお, 解析に用いるプログラムは, 遠地実体波解析では Kikuchi and Kanamori (2003) のプログラムを一部改変 (2.6 節参照) したもの, 近地強震波形解析では Yoshida et al. (2011) で用いられたものである.

2.1 地震波形の合成

震源過程解析では, 震源域に断層面を配置し, その断層面を小断層に分割する. このとき, 断層面全体で生じる地震波は, 個々の小断層が点震源であるとみなして, 点震源でのすべりにより生じる地震波を断層面全体にわたって重ね合わせるにより得られ, 次式で表される (例えば, Ide et al., 1996).

$$u_j(x,t) = \sum_{i,k} \int g_{ijk}(x,t;\tau) r_{ik}(\tau) d\tau \quad (1)$$

ここで, $u_j(x,t)$ は j 番目の地震波形, i, k はそれぞれ小断層, すべり方向についての添字, $r_{ik}(\tau)$ は i 番目の小断層における k 番目のすべり方向についての震源時間関数 (モーメントレート関数) である. $g_{ijk}(x,t;\tau)$ は $t=\tau$ における単位インパルス震源から生じる j 番目の地震波 (グリーン関数) であり, 地下構造を与えれば計算できる. (1) 式により, 観測点における地震波形は, 各小断層の各すべり方向における震源時間関数とそこから生じるグリーン関数のコンボリューションで表現される. $r_{ik}(\tau)$ は二等辺三角形の基底関数の重ね合わせによる 1 次のスプライン関数で次式のように表される.

$$r_{ik}(\tau) = \sum_{l=1}^{N_b} a_{ikl} b_l(\tau) \quad (2)$$

ここで a_{ikl} は i 番目の小断層における k 番目のすべり方向についての l 番目の基底関数 $b_l(\tau)$ に対する重み, N_b は基底関数の数を表す. (2) 式のように, 断層面全体のすべりの時空間分布を基底関数により表現したモデルは, 有限断層モデルと呼ばれる.

各小断層のグリーン関数は, 仮定された地下構造に基づき, 観測記録の種類 (ここでは近地強震波形, 遠地実体波) に応じて理論的に計算される. 近地強

震波形解析におけるグリーン関数は, 水平成層構造の波動場を様々な波数を有する波の重ね合わせで表現する離散化波数積分法 (Bouchon, 1981) により, 反射・透過係数行列 (Kennet and Kerry, 1979) を用いて計算される. その際, 地震波伝播経路の非弾性減衰の効果は複素数の速度を用いる (武尾, 1985) ことで考慮される. 遠地実体波解析におけるグリーン関数は, 震源から生じる実体波の遠方近似解に, 地震波伝播経路の非弾性減衰, 震源近傍及び観測点近傍における構造の応答 (反射波, 変換波) を考慮して計算される (菊地, 2003; Kikuchi and Kanamori, 2003). グリーン関数を計算する時の地下構造モデルには, 地震波速度, 密度, 非弾性減衰定数で構成される 1 次元水平成層構造が用いられる. この 1 次元水平成層構造は, 例えば, 地球内部の平均的な 1 次元構造である PREM (Dziewonski and Anderson, 1981), 地域毎 (2° グリッド) の 1 次元構造である CRUST2.0 (Bassin et al., 2000), 日本周辺の 3 次元構造 (例えば, Matsubara and Obara, 2011) 等を参考に構築される.

2.2 観測方程式

インバージョンのための観測方程式は, (1) 式で合成された地震波形に (2) 式を代入して,

$$u_j(x,t) = \sum_{i,k,l} a_{ikl} \int b_l(\tau) g_{ijk}(x,t;\tau) d\tau \quad (3)$$

となる. (3) 式を連立して行列表記するため, 観測波形データベクトル \mathbf{d} とモデルパラメータベクトル \mathbf{m} を次式のように定義する (例えば, Ide et al., 1996).

$$\mathbf{d} = [u_1(t_0), \dots, u_1(t_0 + (n_1 - 1)\Delta t_s), \dots, u_J(t_0), \dots, u_J(t_0 + (n_J - 1)\Delta t_s)]^T \quad (4)$$

$$\mathbf{m} = [a_{111}, \dots, a_{11L}, \dots, a_{1KL}, \dots, a_{IKL}]^T \quad (5)$$

ここで, J は波形の数, I は小断層の数, K は小断層 1 個あたりのすべり方向の数, L は基底関数の数, n_j は j 番目の波形のサンプル数, Δt_s は波形のサンプリング間隔である. 上付き文字の T は転置を表す. (4) 式と (5) 式を用いて (3) 式を行列表記すると次式の線形方程式を得る.

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (6)$$

ここで \mathbf{G} は、「全観測点の観測波形データのサンプル総数」行×「モデルパラメータの総数 ($I \times K \times L$)」列の行列であり、その要素は $b_i(\tau)$ と $g_{ijk}(x,t;\tau)$ のコンボリューションで構成される。インバージョン法では、 \mathbf{G} を既知とし、 \mathbf{d} を与えて最小自乗法により未知のモデルパラメータベクトル \mathbf{m} を求めることにより、断層面上のすべり過程を得る。

2.3 震源断層のモデル化

震源断層モデルを表現した模式図を Fig. 1 に示す。まず、震源域に矩形の断層面を配置する。断層面の配置に必要な先験的な断層パラメータは、断層の長さ、幅、走向、傾斜角、基準となる位置座標である。これらは、発震機構解、余震分布、プレート境界の位置、現地調査により得られた地表断層の位置等を参照して設定する。次に、配置した断層面全体を長さ Δx 、幅 Δy の矩形の小断層に分割し、各小断層を走向方向に M 個、傾斜方向に N 個配置する。初期破壊開始点は小断層 $m_0 n_0$ の中心に配置する。小断層

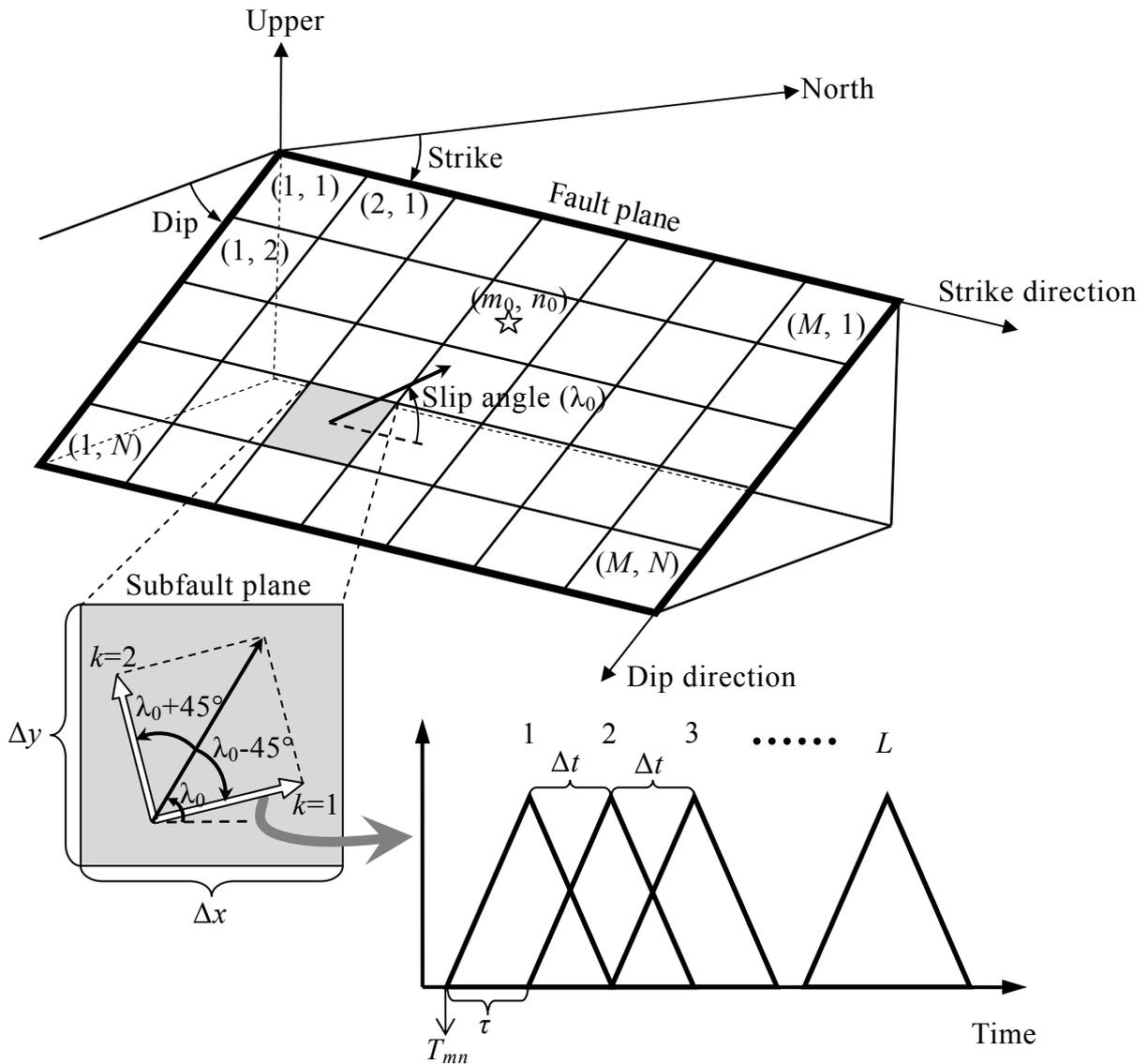


Fig. 1 Schematic diagram of the source fault model expression using a parameterized source time function. The star indicates the initial rupture starting point. The strike is the angle on the plane of the earth's surface measured clockwise from north to the strike direction: 0° to 360° . The dip is the angle between the fault plane and the horizontal: 0° to 90° . The slip angle is the angle between the slip vector in the fault plane and the strike direction: -180° to 180° .

mn における k 番目のすべり方向の震源時間関数は、二等辺三角形の基底関数を Δt 間隔で L 個並べて表現される。 l 番目の基底関数の高さは a_{mnkl} 、立ち上がり時間は τ (二等辺三角形の底辺の長さの半分) である。これにより 1 つの小断層で許されるすべりの継続時間は、 $\Delta t = \tau$ とすると、 $\tau \times (L+1)$ となる。二等辺三角形の基底関数 1 個の面積を X_{mnkl} とすると、 a_{mnkl} は、

$$a_{mnkl} = X_{mnkl} / \tau \quad (7)$$

と表される。ここで、 X_{mnkl} はインバージョンにより求められるモデルパラメータであり、モーメント解放量に相当する。以上により、理論地震波形は、小断層 mn におけるすべり開始時間を T_{mn} とすると、(3) 式を書き直して、

$$u_j^{cal}(t) = \sum_{m,n,k,l} X_{mnkl} g_{mnkl}(t - (l-1)\tau - T_{mn}) \quad (8)$$

と表される (例えば、永井・他, 2001)。ここで $g_{mnkl}(t - (l-1)\tau - T_{mn})$ はグリーン関数である。 T_{mn} は、初期破壊開始点 (小断層 m_0n_0 の中心) から同心円状に、仮想的な最大破壊伝播速度 V_r で破壊フロントが進んで各小断層に到着する時間であり、次式で与えられる。

$$T_{mn} = \frac{\sqrt{H_x^2 + H_y^2}}{V_r} \quad (9)$$

ただし、

$$H_x = \begin{cases} 0 & (m = m_0) \\ \Delta x \times (|m - m_0| - 0.5) & (m \neq m_0) \end{cases}$$

$$H_y = \begin{cases} 0 & (n = n_0) \\ \Delta y \times (|n - n_0| - 0.5) & (n \neq n_0) \end{cases}$$

V_r は、Geller (1976) の経験的關係である地震発生層の S 波速度の 0.72 倍に設定される。または、1 つの小断層で許されるすべりの継続時間を適当な長さに設定した上で、様々な V_r でインバージョンを行い観測波形と理論波形の残差変化を調べ、残差が小さい

ときの V_r を最大破壊伝播速度として採用することが多い。(9) 式は、破壊フロントが各小断層の矩形領域に到着してから、すべりが一定時間だけ許されるという考えに基づいており、断層面上の任意の場所で任意の時間にすべりが生じるとするよりもモデルパラメータの数が少なくすむ。結局、インバージョンにより求められるモデルパラメータの数は、 $M \times N \times K \times L$ 個である。上述により震源過程を求める方法はマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン (Olson and Apsel, 1982 ; Hartzell and Heaton, 1983) と呼ばれる。

2.4 インバージョンの拘束条件

インバージョンでは、一般に未知パラメータの数が多くなると解が不安定になる。そこで、インバージョンの安定化のために何らかの拘束をかける必要がある。上で述べたように発震機構解や余震分布等の先験的情報に基づいた震源断層モデルのパラメータ化により、既に、モデルパラメータが配置された時空間でのみすべりが生じるという拘束がかけられている。この他に以下に述べる拘束をかける。

発震機構解に基づき仮定した断層面全体の平均的なすべり方向 λ_0 を、 $\lambda_0 - 45^\circ$ と $\lambda_0 + 45^\circ$ の 2 成分 ($k=1, 2$) に分ける (Fig. 1)。そして、すべり 2 成分について観測方程式を解く際に、それぞれの成分は逆向きにはならない、つまりモデルパラメータベクトル \mathbf{m} の要素が負にならない (非負) という条件を課す。この拘束により、各小断層でのすべり方向は $\lambda_0 \pm 45^\circ$ の自由度を持ち、発震機構解から得られた応力場と調和的な解が得られる。非負の解を求めるために Lawson and Hanson (1974) の non negative least squares (NNLS) が用いられる。NNLS は、モデルパラメータが非負であるという条件のもとで、逐次的にモデルパラメータを選び、最小自乗解を計算する。

すべりは時空間的に急激には変化しない、すなわち、時空間的に隣り合う解は大きくは異ならないという物理的に整合性のある前提のもと、すべりは時空間的に滑らかであるという条件を課す。この滑らかさの拘束は、次式で示す離散ラプラシアンが最小になる条件を加えることで実現する。

$$\nabla_T^2 X_{mnkl} = X_{mnk(l+1)} + X_{mnk(l-1)} - 2X_{mnkl} \quad (10)$$

$$\nabla_S^2 X_{mnl} = X_{(m+1)nl} + X_{m(n+1)l} + X_{(m-1)nl} + X_{m(n-1)l} - 4X_{mnl} \quad (11)$$

(10) 式は時間のラグランジアン, (11) 式は空間のラグランジアンである. 滑らかさの拘束条件を考慮すると, 最小にすべき目的関数は,

$$\Delta = \sum_j \int (u_j^{obs}(t) - u_j^{cal}(t))^2 dt + \alpha^2 \sum_{m,n,k,l} (\nabla_T^2 X_{mnl})^2 + \beta^2 \sum_{m,n,k,l} (\nabla_S^2 X_{mnl})^2 \quad (12)$$

と与えられる. ここで, 右辺の第 2 項, 第 3 項はそれぞれ (10) 式, (11) 式の 2 乗和であり, 係数 α^2 , β^2 はそれぞれ時間, 空間の滑らかさの度合いを決める重み (超パラメータ) である. この係数によってインバージョンで得られる解のイメージが左右される. 例えば, α^2 , β^2 を大きくしすぎると解の分解能が下がってしまうことがある. そこで最適な α^2 , β^2 を客観的に得るため, 赤池のバイズ統計情報量基準 (ABIC; Akaike, 1980) が最小となる条件を導入する. (6) 式の観測方程式に滑らかさの拘束条件を加えると次式となる (例えば, 芝, 2006).

$$\begin{pmatrix} \mathbf{d} \\ - \\ \mathbf{0} \\ - \\ \mathbf{0} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{Gm} \\ - \\ \mathbf{m}^T \mathbf{X}_1 \mathbf{m} \\ - \\ \mathbf{m}^T \mathbf{X}_2 \mathbf{m} \end{pmatrix} \quad (13)$$

ここで, \mathbf{X}_1 , \mathbf{X}_2 はそれぞれ (10) 式, (11) 式に示したラグランジアン行列の 2 乗である. このとき, ABIC は α^2, β^2 を変数として次式で与えられる (Fukahata et al., 2003).

$$ABIC(\alpha^2, \beta^2) = N_d \log s(\mathbf{m}^*) - \log \left\| \alpha^2 \mathbf{X}_1 + \beta^2 \mathbf{X}_2 \right\| + \log \left\| \mathbf{G}^T \mathbf{G} + \alpha^2 \mathbf{X}_1 + \beta^2 \mathbf{X}_2 \right\| \quad (14)$$

ただし,

$$s(\mathbf{m}^*) = (\mathbf{d} - \mathbf{Gm}^*)^T (\mathbf{d} - \mathbf{Gm}^*) + \mathbf{m}^{*T} (\alpha^2 \mathbf{X}_1 + \beta^2 \mathbf{X}_2) \mathbf{m}^* \quad (15)$$

$$\mathbf{m}^* = [\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \alpha^2 \mathbf{X}_1 + \beta^2 \mathbf{X}_2]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (16)$$

ここで, N_d はデータ数 (観測波形データベクトル \mathbf{d} の長さ) である. \mathbf{m}^* はある α^2 , β^2 の組み合わせを与えられたときにインバージョンで得られるモデルパラメータベクトルであり, $s(\mathbf{m}^*)$ はインバージョンで解く残差ベクトルに相当する. 解析では α^2 , β^2 の値を変えてインバージョンを繰り返し行い, その解を用いて (14) 式により ABIC を計算し, ABIC が最小となる α^2 , β^2 の組み合わせを探す.

2.5 震源時間関数, 地震モーメント, すべり量計算

インバージョン解析で得られた結果を用いて, 震源時間関数, 地震モーメント (M_0), すべり量を次のように求める.

小断層の震源時間関数 $r_{mn}(t)$ は次式で求められる.

$$r_{mn}(t) = \sqrt{r_{mnk=1l}^2 + r_{mnk=2l}^2} \quad (17)$$

ただし,

$$t = \Delta t \times l$$

(17) 式は, 小断層 mn における震源時間関数のベクトルの大きさの時間変化を表している. 断層面全体の震源時間関数は, (17) 式の震源時間関数を, 破壊フロントが各小断層に到着する時間 T_{mn} だけ時間方向にずらして断層面全体で足し合わせることで得られる. 震源時間関数のグラフは, モーメントレートの時刻歴を表しており, 震源過程の時間発展を表している.

断層面全体の M_0 の総和は次式で求められる.

$$M_0 = \sum_{m,n,l} \sqrt{X_{mnk=1l}^2 + X_{mnk=2l}^2} \quad (18)$$

(18) 式は, まず各小断層の各モーメント解放量のベクトルを求め, その後にその全てのベクトルの大きさの和を断層面全体で求めている. (18) 式で得られる M_0 は, 断層面全体の震源時間関数のグラフの面積に等しい.

すべりの空間分布は, 各小断層の M_0 をすべり量

に変換することで得られる。小断層の地震モーメント M_{0mn} は次式で求められる。

$$M_{0mn} = \sqrt{\left(\sum_l X_{mnk=1l}\right)^2 + \left(\sum_l X_{mnk=2l}\right)^2} \quad (19)$$

(19) 式は、まず小断層 mn の各モーメント解放量のベクトルを求め、その後に小断層内の全てのベクトルの和の大きさを求めている。このとき得られるベクトルの方向は小断層のすべり方向を表している。 M_{0mn} は、次式により小断層のすべり量 D_{mn} に変換される。

$$M_{0mn} = \mu_{mn} D_{mn} S_{mn} \quad (20)$$

ただし、

$$S_{mn} = \Delta x \times \Delta y$$

ここで、 μ_{mn} は小断層が存在する深さにおける地下構造モデル（グリーン関数の計算に用いられたもの）を用いて計算される剛性率である。

得られた震源時間関数や断層すべり分布等は気象庁の WEB サイト等で公表される。ただし、次式で計算される残差が概ね 0.5 を超える場合は公表しない。

$$res. = \frac{\sum_{j,t} (u_j^{obs}(t) - u_j^{cal}(t))^2}{\sum_{j,t} (u_j^{obs}(t))^2} \quad (21)$$

(21) 式は、残差が大きいほど解析後の理論波形が観測波形を説明できていないことを示している。なお、残差が 0.5 以下であっても、振幅の大きな観測波形を説明できていない等解析結果の信頼性が低いと考えられる場合には公表されない。残差が大きくなる理由は、例えば、余震分布等の先験情報が乏しく断層パラメータを適切に設定できないことや、地下に強い不均質構造がある場合に適切なグリーン関数が計算されないことに起因する。

2.6 震源過程解析プログラムの一部改変

遠地実体波解析では Kikuchi and Kanamori (2003)

の解析プログラムを基本としている。我々は、この解析プログラムの一部を上記述べた方法になるように、以下に示すとおり改変して 2013 年 3 月以降に行う解析に適用している。

小断層のすべり開始が許される時間は、破壊フロントの伝播速度、及び、小断層内におけるすべり開始場所によって拘束される。Kikuchi and Kanamori (2003) の解析プログラムは、破壊フロントが小断層に到達する時間を次式で計算する。

$$T_{mn} = \frac{\sqrt{H_x^2 + H_y^2}}{V_r} \quad (22)$$

ただし、

$$H_x = \Delta x \times (m - m_0)$$

$$H_y = \Delta y \times (m - m_0)$$

(22) 式は破壊フロントが小断層 mn の中心に到達した時間からすべりが許されることを表しており、破壊フロントが小断層の端に到達していても中心に到達するまではすべりが許されない。我々は、各小断層の端に破壊フロントが到達した時間からすべり開始が許されるとした (9) 式を用いる。

小断層の震源時間関数は、Kikuchi and Kanamori (2003) において次式で計算される。

$$r_{mn}(t) = r_{mnk=1l} + r_{mnk=2l} \quad (23)$$

ただし、

$$t = \Delta t \times l$$

(23) 式は、震源時間関数をベクトルとして扱わずに、それぞれの成分の大きさを方向の区別なく足している。我々は、震源時間関数のベクトルの大きさの時間変化を表した (17) 式を用いる。

断層面全体の M_0 の総和は、Kikuchi and Kanamori (2003) の解析プログラムにおいて次式で計算される。

$$M_0 = \sqrt{\left(\sum_{m,n,l} X_{mnk=1l}\right)^2 + \left(\sum_{m,n,l} X_{mnk=2l}\right)^2} \quad (24)$$

(24) 式は、まず各小断層における各モーメント解放

量のベクトルを求め、その後その全てのベクトルの和の大きさを断層面全体で求めている。(24) 式は時間に関して分離できない (Σ_l を右辺の先頭に出せない)、つまり、すべり継続中の実質的なモーメント解放量の和になっていない。我々は、各小断層の各モーメント解放量のベクトルの大きさの和を表した (18) 式により、すべり継続中の実質的なモーメント解放量の断層面全体での和を M_0 の総和とする。

すべりは時空間的に滑らかというインバージョンの拘束条件について、Kikuchi and Kanamori (2003) の解析プログラムでは、空間的な平滑化の拘束のみがかけられている。我々は、これに加えて 2.4 節で述べたように時間的な平滑化の拘束をかけ、滑らかさの度合いを決める係数を、(14) 式による $ABIC$ が最小となる条件で選ぶ。なお、この平滑化の拘束条件導入前後の解析結果は、4.2 節に示す解析事例ではほとんど変わらない。

3 解析に用いる地震波形データ

我々が震源過程解析に用いる地震波形は、近地強震波形と遠地実体波であり、両者は異なる特徴を持っている。ここでは、それぞれの波形データの特徴と取得方法について述べる。

3.1 近地強震波形

近地強震波形解析では、地震発生場所や規模にもよるが、震源域から最大で 200km 以内の強震計で記録された強震波形を用いる。震央距離の近い観測点の波形を用いるため、震源過程の詳細な情報が含まれており、解析で得られる断層すべり分布の分解能が高い。解析対象の地震規模は比較的小さく、観測環境が良好な観測点が震源を取り囲んでいれば M_w6 程度から解析できる。一方、実体波や表面波が重なって観測点に到着するため波形が複雑になり、グリーン関数が地下構造の影響を受けやすい。地下の不均質構造の影響を小さくするため、解析には周期数秒以上の長周期成分を用いる。

解析には、日本全国の広い範囲に展開されている、独立行政法人防災科学技術研究所 (以下、防災科研) の強震観測網 KiK-net, K-NET (Okada et al., 2004 ; 功刀・他, 2009) の観測点の強震波形、気象庁の震度観測点の強震波形 (例えば、気象庁, 2013a) を主に用いる。気象庁の震度観測点の強震波形は、地震

発生直後に ISDN 回線経由で気象庁の中核システムへ集約される。KiK-net, K-NET の強震波形は、地震発生後数時間のうちに品質管理を経て防災科研の WEB サイト (<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>, 2014 年 3 月 18 日現在) で公開され、イベント毎に波形をまとめて取得できる等、利便性が高い。KiK-net の地中に設置された強震計の水平 2 成分の方位補正 (汐見・他, 2003) に用いる情報は、防災科研の WEB サイト (http://www.hinet.bosai.go.jp/st_info/detail/, 2014 年 3 月 18 日現在) から取得する。

3.2 遠地実体波

遠地実体波解析では、震央距離 30° から 100° の範囲内にある広帯域地震計で記録された遠地実体波 (P 波, SH 波) を用いる (菊地, 2003)。この範囲では、マントルを伝播する直達波が主となり、P 波, S 波が時間軸上で分離して観測点に到着する。このため波形は比較的単純で、グローバルな地下構造に基づいたグリーン関数でもよい近似が得られ、震源過程のおおまかな全体像を捉えることができる。その一方で、断層すべり分布の分解能は近地強震波形解析に比べて劣る (4.3 節参照)。このため、遠地実体波解析では、断層すべり域が狭い傾向にある規模の小さい地震は解析対象とはせずに、 M_w7 程度以上の地震を解析対象としている。すべりの全過程を解析するには、すべりの継続時間を十分に含む波形長を用いて解析する必要がある。しかし、継続時間の長い巨大地震等の場合、震央距離が近い観測点では、すべりが継続中の P 波部分に PP 波等の後続波が到着してしまう。このため、後続波の混入を避けるために解析に用いる観測点の距離が制限される、または、遅れてすべりを生じた部分の解の信頼度が低くなるという問題点がある (吉田, 2011)。

解析には、Incorporated Research Institute for Seismology (IRIS, 米国地震研究所連合) の Global Seismographic Network の広帯域地震波形を用いる。波形は、IRIS の Data Management Center (IRIS-DMC) 及び United States Geological Survey (USGS, 米国地質調査所) の Live Internet Seismic Server からインターネット経由でほぼリアルタイム (30 秒~2 分程度の遅延) で取得される。あるいは、IRIS-DMC の WEB サイト (<http://www.iris.edu/dms/nodes/dmc/>, 2014 年 3 月 18 日現在) にアクセスし、イベント毎

にまとめられた波形を地震発生後数時間で取得することもできる。波形 3 成分のうち、P 波の解析には上下成分を用い、SH 波の解析には水平 2 成分を SH 波の振動成分に合成して用いる。S 波の 2 成分 (SV 波, SH 波) のうち SH 波を用いるのは、境界面での変換波 (P 波, SV 波) が生じず、理論的に扱い易いためである。広帯域地震計の応答、水平 2 成分の方

位角等の観測点情報は、IRIS-DMC の WEB サイト (<http://www.iris.edu/mda>, 2014 年 3 月 18 日現在) の情報に基づいている。

4 震源過程解析の事例

実際の震源過程解析の例として、2013 年 2 月 2 日に十勝地方南部の深さ 102 km の太平洋プレート内で

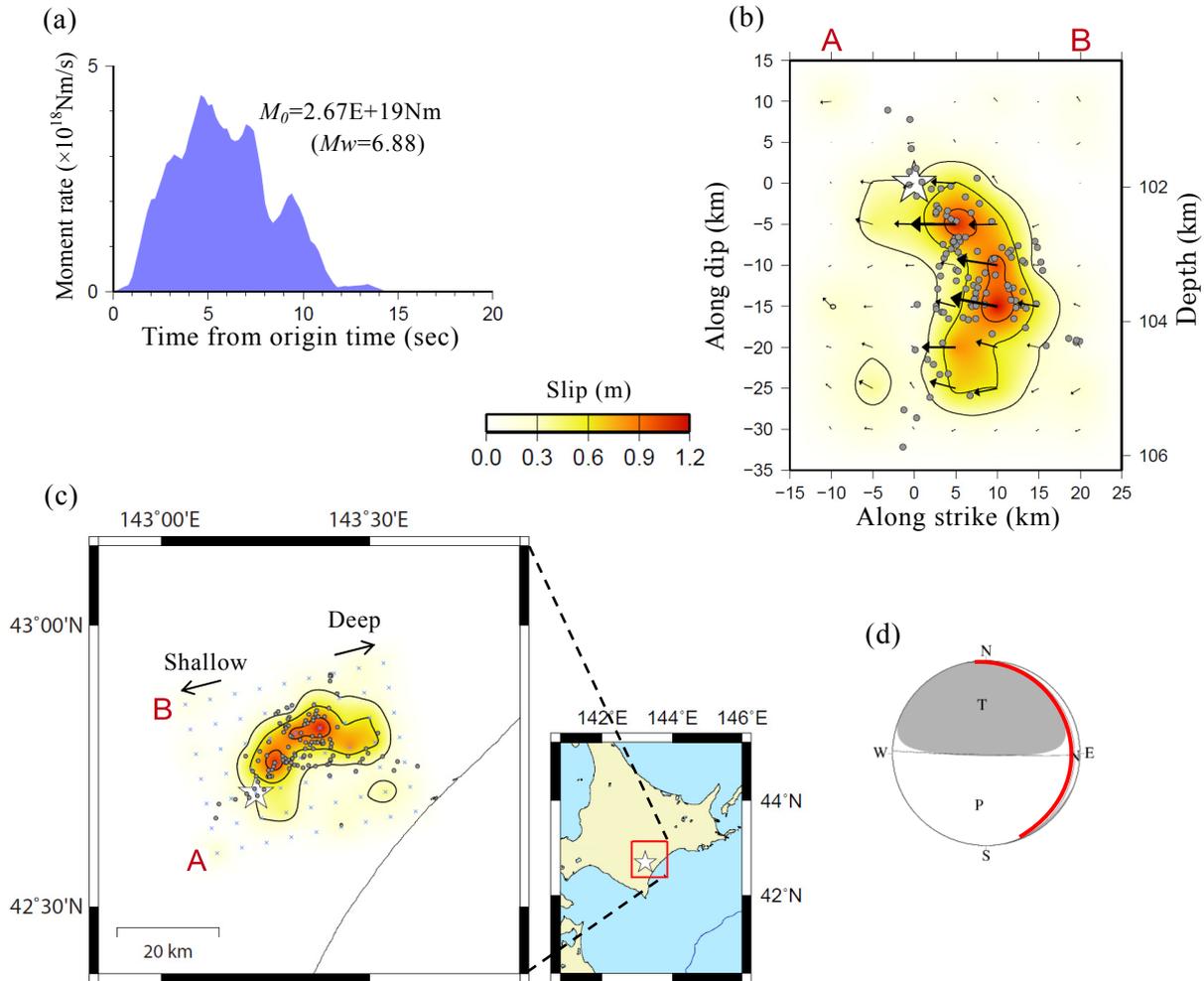


Fig. 2 Source process analysis results using regional strong ground motion data from the February 2, 2013 Southern Tokachi Region Earthquake ($M_w 6.9$). (a) Source time function. Total M_0 and M_w are shown in the top right. (b) Fault plane slip distribution with a contour interval of 0.3 m. The star indicates the initial rupture starting point. Arrows indicate the hanging wall slip vectors relative to the footwall. Gray circles represent aftershock epicenters, M_j , Japan Meteorological Agency (JMA) magnitude ≥ 1.5 within 24 hours of the main shock occurrence. Aftershocks were relocated using the double-difference method (Waldhauser and Ellsworth, 2000) using waveform cross-correlation. (c) Slip distribution projected on the map. (d) JMA CMT mechanism solution. The red line indicates the nodal plane (strike: 348°, dip: 7°, slip angle: 166°) for configuration of fault parameters. (e) Comparison of observed (black lines) and synthetic (red lines) three-component velocity waveforms in 0.05-0.2 Hz. The waveforms are displayed in order of epicentral distance. The waveforms' origin is the arrival of the P wave. The velocity amplitude scale for each station is displayed to the right of the waveforms in cm/s. Residual between observed and synthetic waveforms is 0.3129. (f) Distribution of 18 KiK-net strong ground motion stations used in this analysis.

発生した $M_w6.9$ の地震(気象庁, 2013b)を解析する.
 この地震では, 強震波形が日本国内で, また, 広帯域地震波形が遠地において記録された. これらの記録を用いて近地強震波形解析及び遠地実体波解析を行う. また, 両解析による断層すべり分布の空間解像度を比較する.

4.1 近地強震波形解析

解析に用いた強震波形は, 防災科研の KiK-net の地中強震計の加速度波形である. 地中の波形データを用いたのは, 表層地盤の影響をなるべく小さくするためである. 観測点は震源域を取り囲むように選んだ震央距離約 100km 以内の 18 地点である (Fig. 2 (f)). 100Hz サンプリングの加速度波形 3 成分 (水平

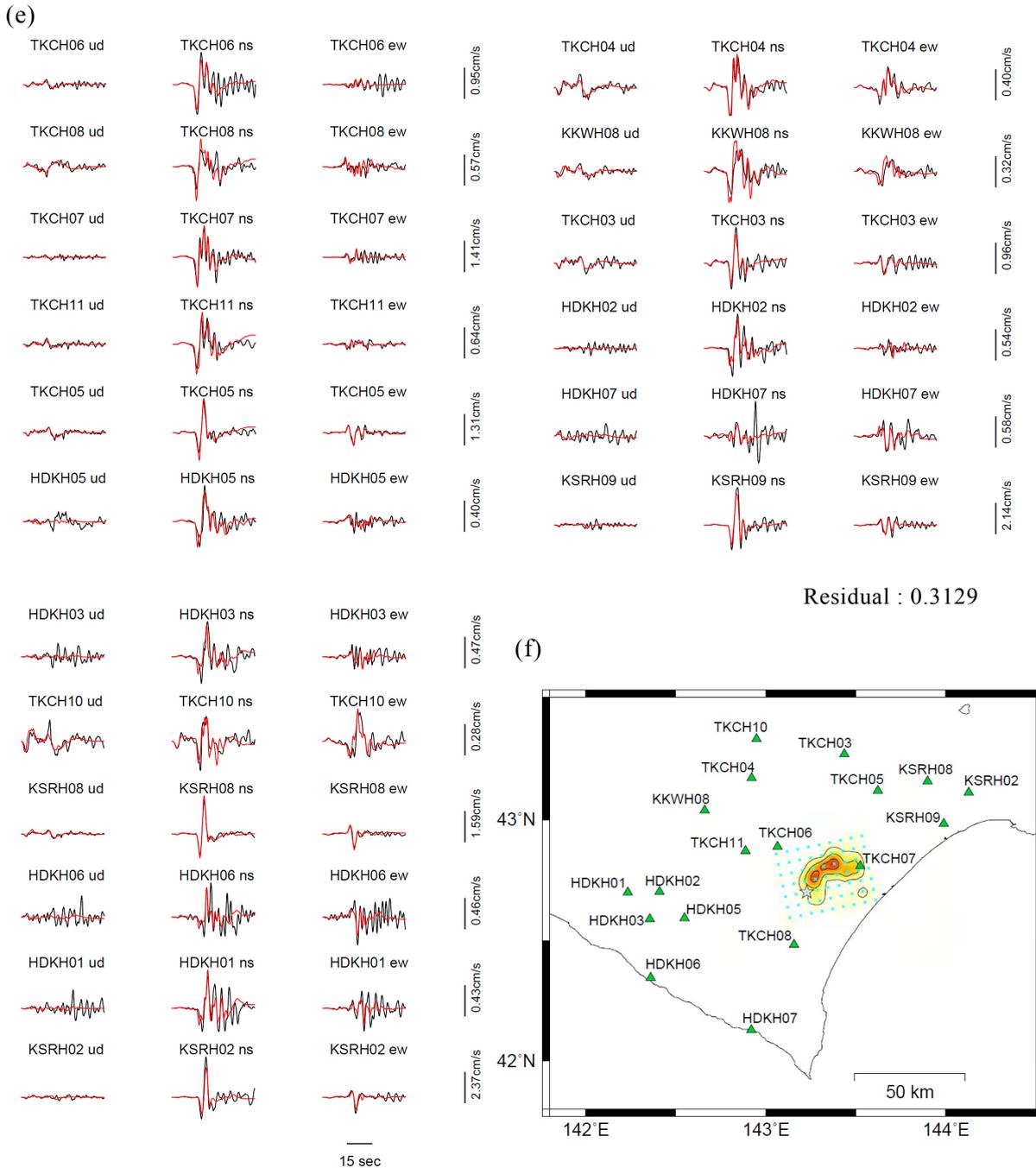


Fig. 2 Continued.

2成分、上下成分)に0.05Hz~0.2Hzのバンドパスフィルターをかけ、1回積分して速度波形に変換し、0.2秒間隔にリサンプリングを行った。その後手動で読み取ったP波到着時の5秒前から55秒間の記録を切り出して解析に用いた。P波到着時間の読み取りは、加速度波形の上下成分を用いて、WINシステム(卜部・東田, 1992)により行われた。

断層面の走向と傾斜は、気象庁CMT解(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/index.html>, 2014年3月18日現在)の2枚の節面のうち、気象庁一元化震源の余震分布に整合的な節面(走向348°, 傾斜7°)とした(Fig. 2(d))。断層面全体の長さとは幅は、余震分布の拡がりに応じて設定した。断層面全体を走向方向7個×傾斜方向9個の計63個の小断層に分割した。各小断層の大きさは5km×5kmである。初期破壊開始点は、気象庁一元化震源の位置(42°42.1'N, 143°13.6'E, 深さ102km)とした。各小断層の震源時間関数は、底辺2秒で1秒ずつずらした4個の二等辺三角形の基底関数により表現した。これ

により、各小断層において許されるすべりの継続時間は最大5秒となる。最大破壊伝播速度は3.5km/sとした。各小断層のグリーン関数の計算に用いる地下構造として、Matsubara and Obara (2011)とJ-SHIS(<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>, 2013年7月17日現在)の地下構造モデルを参考にした水平成層構造を与えた。インバージョンの安定化のため、すべり方向を気象庁CMT解のすべり角166°の±45°の2成分(121°, 211°)に分解した上でそれぞれの成分を非負として解き、時空間のすべりの滑らかさを規定する重み係数をABICが最小になる条件で選んだ。

解析結果をFig. 2, Fig. 3に示す。断層面全体の震源時間関数のグラフ(Fig. 2(a))をみると、主なすべりの継続時間は約12秒であったことが分かる。断層面全体の M_0 の総和は、 2.67×10^{19} Nmであった。 M_w は6.9となり、気象庁CMT解析による M_w と同じ値であった。すべり分布(Fig. 2(b)(c))をみると、すべりの大きい領域は初期破壊開始点の北東にあり、周辺の構造から剛性率を62GPaとすると最大すべり

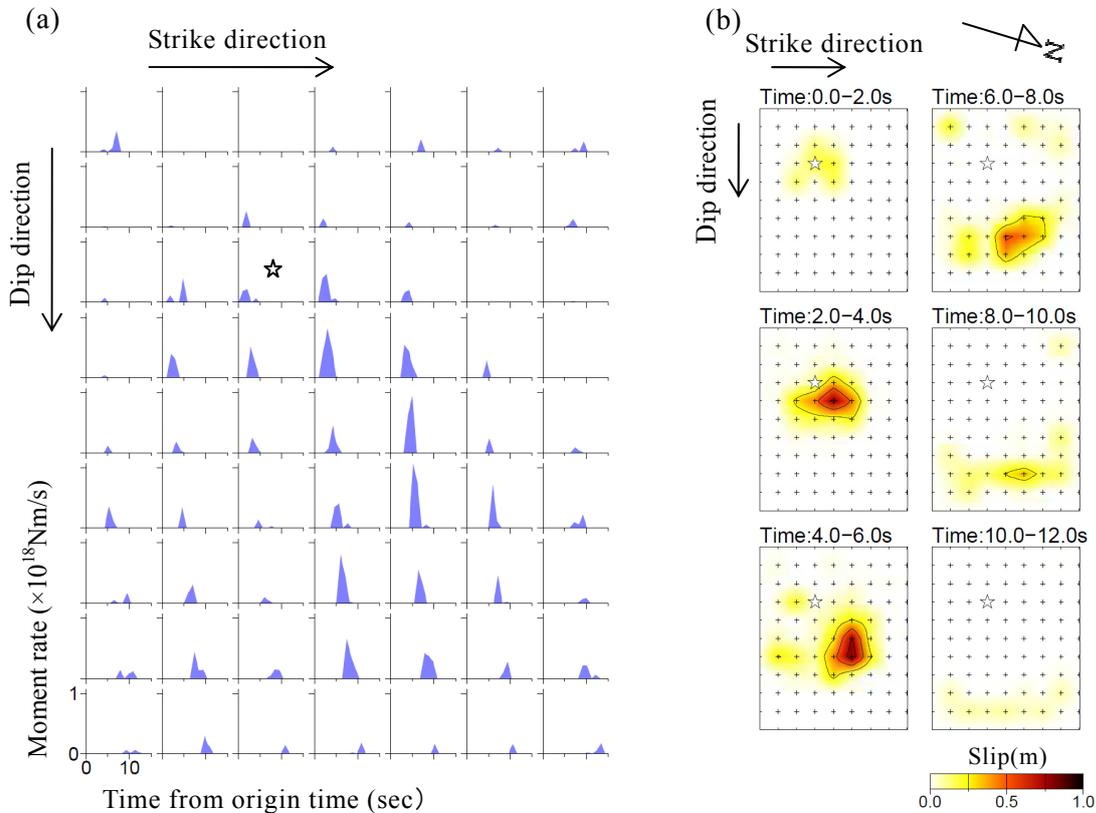


Fig. 3 (a) Source time functions of all subfaults and (b) Snapshots of fault plane rupture propagation at 2 s intervals derived from source process analysis using regional strong motion data from the February 2, 2013 Southern Tokachi Region Earthquake (M_w 6.9). The star indicates the initial rupture starting point.

量は 1.2m であった。余震の多くはすべりが大きい領域に対応するように初期破壊開始点の北東に分布している。すべりが大きい領域とその周辺を詳細にみると、余震はいくつかのクラスター状に分布し、すべりが大きい領域では余震が少なく、すべり領域と余震分布とは相補的な関係にあるようにみえる。Fig. 2 (e) は解析に用いられた観測点の3成分の観測波形と、得られた震源断層モデルから計算された理論波形の比較を示す。ほとんどの観測点で後続波を含めて理論波形と観測波形の一致が概ねよいことか

ら、ここで得られた震源断層モデルによる理論波形は観測波形を概ね説明していると考えられる。(21)式で計算される残差は 0.3129 であった。ただし、いくつかの観測点（例えば、TKCH06, HDKH07, HDKH06）の後続波部分で理論波形と観測波形の一致がよくないのは、観測点近傍の表層地盤の影響を受けたためと考えられる。Fig. 3 (a) は各小断層における震源時間関数である。ほとんどの小断層でピークが1つのすべりが生じ、各小断層のすべりは開始から長くとも約4秒で終了したことがわかる。Fig. 3

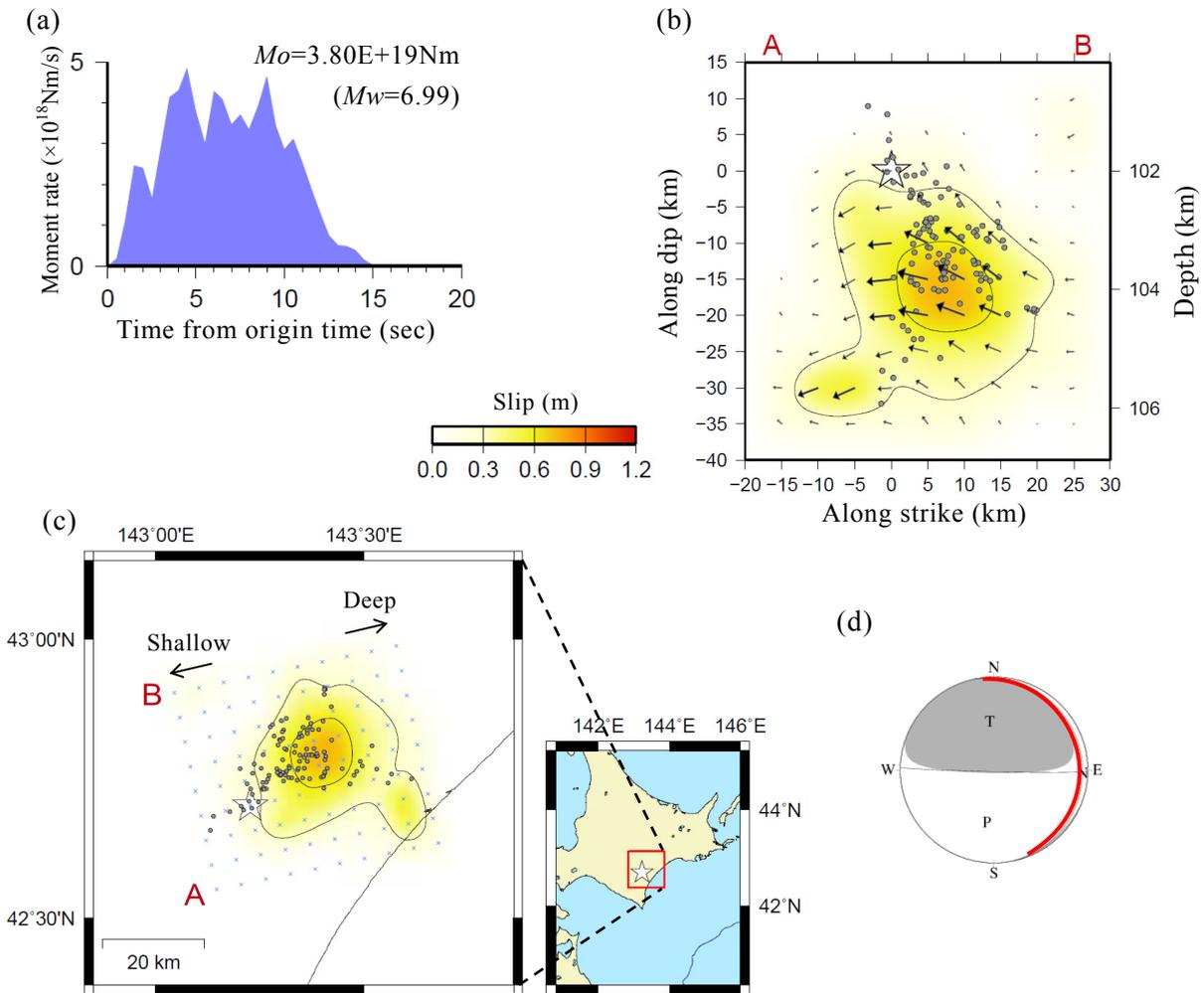


Fig. 4 Source process analysis results using teleseismic body waves from the February 2, 2013 Southern Tokachi Region Earthquake (M_w 6.9). Captions of (a)-(d) are the same as those for Fig. 2 (a)-(d). (e) Comparison of observed (thick lines) and synthetic (thin lines) displacement waveforms in 0.002-0.5 Hz. 55 P waves and 5 SH waves are shown. The waveforms are displayed in source-to-station azimuth order. The waveforms' origin is 10 seconds prior to the arrival of the P wave. The number at the top left of waveform is the peak-to-peak displacement amplitude scale in μm and the number at the bottom left of waveform is the source-to-station azimuth. The residual between observed and synthetic waveforms is 0.2586. (f) Distribution of the 55 IRIS broadband seismic stations used in this analysis. Red circles indicate epicentral distances between 30° and 100° from the main shock in 10° increments.

(b) は初期破壊開始から 2 秒毎の断層面全体のすべり分布を描いたスナップショットを示す。主なすべりは初期破壊開始から時間経過とともに北東方向に進展した。

4.2 遠地実体波解析

解析には IRIS-DMC の広帯域地震波形を用いた。観測点は震源域を取り囲むように選んだ震央距離 $30^{\circ} \sim 100^{\circ}$ の 55 地点である (Fig. 4 (f)). 全ての観測点で P 波を用い、そのうち 5 地点では SH 波も用い

た。20Hz または 40Hz サンプリングの速度波形から地震計の応答を取り除いて(デコンボリューション), $0.002\text{Hz} \sim 0.5\text{Hz}$ のバンドパスフィルターをかけ、1 回積分して変位波形に変換し、0.5 秒間隔にリサンプリングした。その後、WIN システムにより手動で読み取った P 波または SH 波到着の 10 秒前から 80 秒間の記録を切り出して解析に用いた。

断層面の走向と傾斜、初期破壊開始点、各小断層の大きさ、基底関数の与え方、最大破壊伝播速度は 4.1 節の近地強震波形解析と同じとした。断層面全

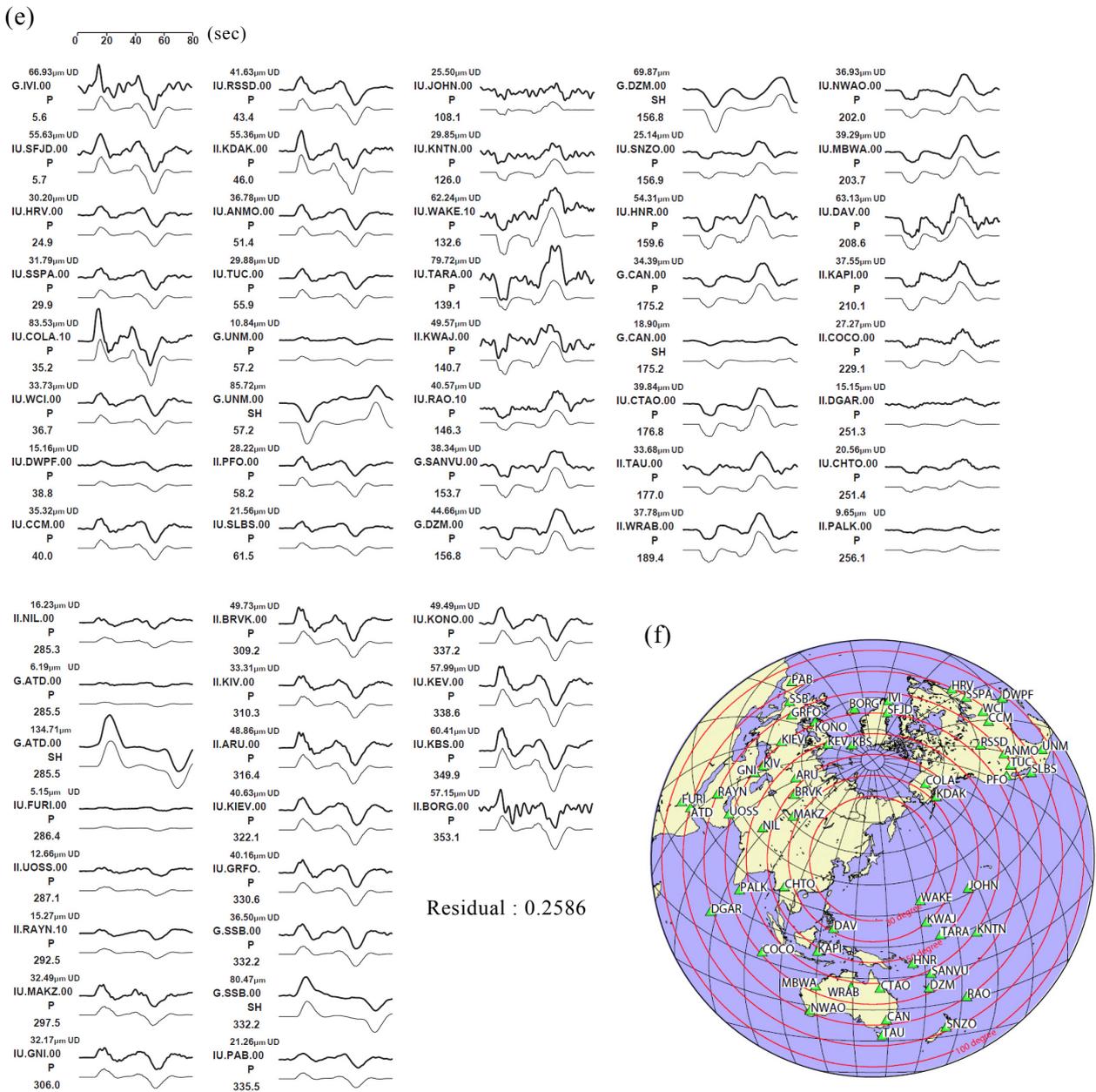


Fig. 4 Continued.

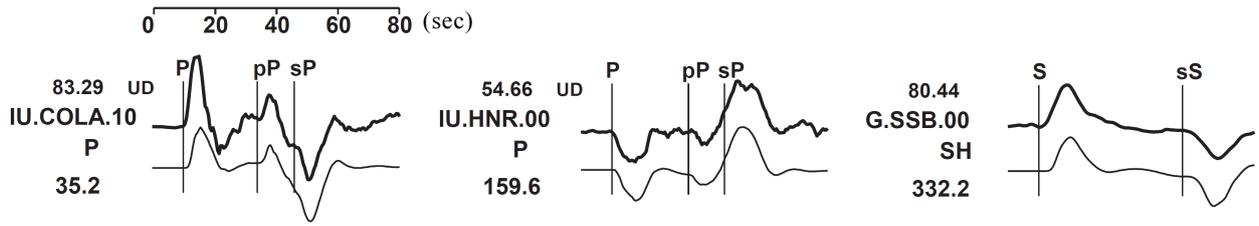


Fig. 5 Direct wave (P and S waves) arrival times and depth phases (pP, sP, and sS waves) shown in teleseismic body waves. Observed (thick lines) and synthetic (thin lines) displacement waveforms are selected in Fig. 4 (e). Arrival times of P and S waves were picked manually. Arrival times of pP, sP, and sS waves are theoretical travel times calculated using the IASP91 model (Kennett and Engdahl, 1991).

体を走向方向 9 個×傾斜方向 10 個の計 90 個の小断層に分割した。小断層を近地強震波形解析よりも多く配置したのは、予備解析の結果、すべりが近地強震波形解析結果よりもやや広い領域に分布したためである。各小断層のグリーン関数の計算に用いる地下構造として、震源付近には 4.1 節の近地強震波形解析と同じ構造、観測点付近には PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) の構造を与えた。インバージョンの安定化のため、4.1 節の近地強震波形解析と同様に拘束をかけた。

解析結果を Fig. 4 に示す。すべりの継続時間は 13 秒 (Fig. 4 (a)) で、主なすべりが初期破壊開始点の北東にある (Fig. 4 (b) (c)) という大局的な特徴は、4.1 節の近地強震波形解析結果と似ている。詳細にみる

と、初期破壊開始点の北東にあるすべりが大きい領域とその周辺におけるすべり量の空間変化は、近地強震波形解析結果 (Fig. 2 (b) (c)) に比べてなだらかなであり、余震分布との相補性は認められない。

Fig. 4 (e) は、解析に用いた観測波形と、得られた震源モデルから計算した理論波形の比較を示す。理論波形は観測波形を概ね説明しており、(21) 式による残差は 0.2586 である。Fig. 5 は、Fig. 4 (e) のうちの 3 観測点について、震源から放出され観測点に直接到達した直達波 (P, S)、及び、震源の上方に放出された波が震源近くの地表面で反射して観測点に到達した Depth phase (pP, sP, sS) の到着時間を示す。断層面全体のすべりが破壊開始から 13 秒程度で終了しているため、直達波の到着から Depth phase

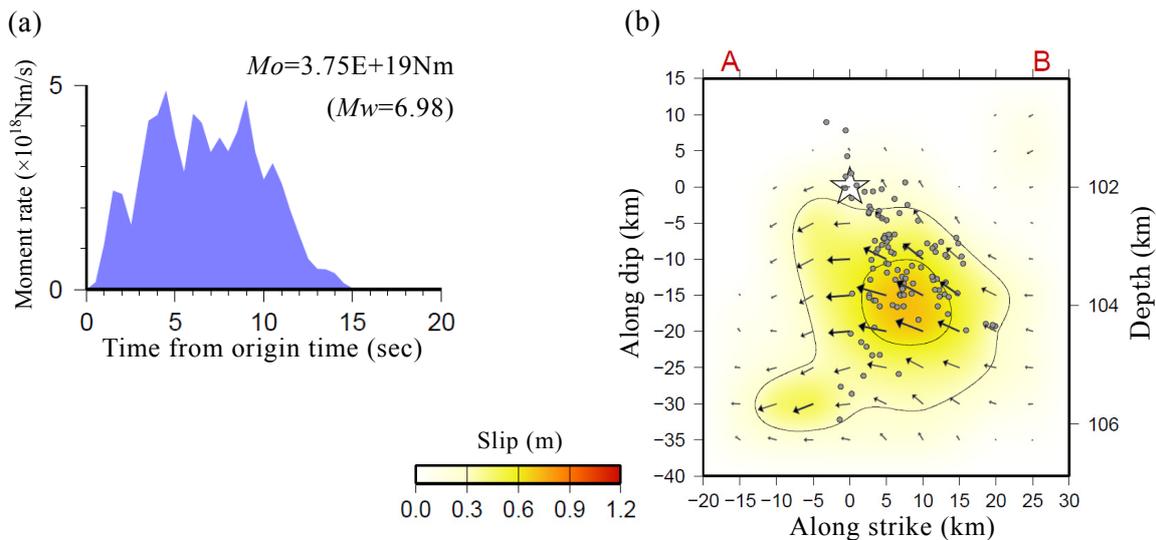


Fig. 6 Source process analysis results using teleseismic body waves from the February 2, 2013 Southern Tokachi Region Earthquake (M_w 6.9). Captions of (a) and (b) are the same as those of Fig. 4 (a) and (b). These results differ from the results shown in Fig. 4 in that the unmodified analysis program for smoothing constraints as described in section 2.6 was used for source process analysis.

到着前までの波形区間に断層全体のすべりの情報が含まれている。

平滑化の拘束条件導入 (2.6 節) による解析結果への影響をみるため、平滑化の拘束条件に係る変更前の解析プログラムを用いて解析した結果を Fig. 6 に示す。Fig. 6 の震源時間関数及び断層すべり分布は、解析プログラムの変更後の結果 (Fig. 4 (a) (b)) とほとんど変わらない。

4.3 断層すべり分布の空間解像度

近地強震波形解析 (4.1 節) と遠地実体波解析 (4.2 節) で得られたすべりの空間分布の解像度を確かめるため、チェッカーボード解像度テストを次の手順で行う。まず、断層面上にすべりの有無をチェッカーボード状に与えたモデルを用いて、解析に用いた観測点における理論波形を計算する。その際、各小断層に設定する基底関数及び最大破壊伝播速度は、震源過程解析で設定したものと同一である。次に、

これを疑似的な観測波形としてインバージョンを行う。その結果、最初に与えたすべりの有無のパターンが再現されていれば空間解像度は高いと判断出来る。疑似的な観測波形には実際の 3 次元的な地下構造の影響、ノイズ、波形オンセットの読み取り誤差等が含まれていないため、このチェッカーボード解像度テストの結果は空間解像度の上限を示していると考えられる。ここでは、近地強震波形解析では 1 個の小断層 (走向方向 1 個×傾斜方向 1 個) 及び 4 個の小断層 (走向方向 2 個×傾斜方向 2 個) のグループを単位として、また、遠地実体波解析では 4 個の小断層 (走向方向 2 個×傾斜方向 2 個) 及び 16 個の小断層 (走向方向 4 個×傾斜方向 4 個) のグループを単位として、0m と 1m のすべりをチェッカーボード状に交互に与えた震源断層モデルを作成した。このモデルを用いてチェッカーボード解像度テストを行った結果を Fig. 7 に示す。近地強震波形解析ではチェッカーボードパターンが概ね再現されており、

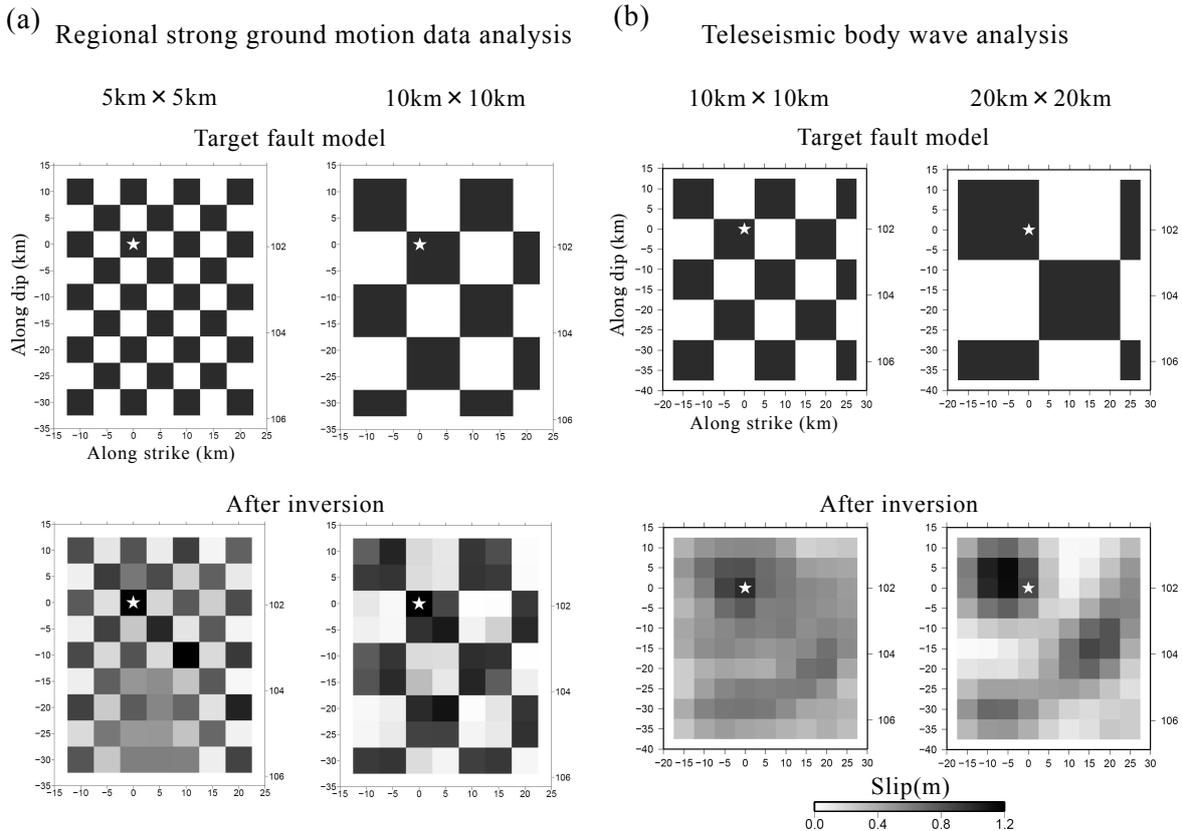


Fig. 7 Checkerboard target fault models and the results of checkerboard resolution tests for (a) regional strong motion data analysis and (b) teleseismic body wave analysis for the February 2, 2013 Southern Tokachi Region Earthquake (M_w 6.9). Target fault models are composed of slips of 0 m and 1 m in alternating groups of (a) 1×1 and 2×2 subfaults and (b) 2×2 and 4×4 subfaults. The star indicates the initial rupture starting point.

5km×5km 程度の空間解像度はあるといえる (Fig. 7 (a)). 断層面の東部分の再現性がよくないのは、断層東方向の観測点のカバレッジが悪いためと考えられる。その一方、遠地実体波解析では 10km×10km のチェッカーボードパターンがほとんど再現されておらず、20km×20km の拡がりを捉えられる程度の空間解像度である (Fig. 7 (b)). 4.2 節で述べたように遠地実体波解析結果 (Fig. 4 (b) (c)) のすべり量の空間変化が比較的なだからで、すべり領域と余震分布との相補性が認められないのは、遠地実体波解析の空間解像度が低いためと考えられる。このように遠地実体波解析の空間解像度が低い問題は、Yokota et al. (2011) による 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源断層モデルに対するチェッカーボード解像度テストでも報告された。

5 断層すべり分布のスケーリング則

近年、震源インバージョンで得られた震源断層モデルによる断層面上の不均質なすべり分布に基づき、断層面全体の破壊域の面積 (以下、全破壊域)、全破壊域内の一定基準以上の大きなすべり領域の総面積 (以下、アスペリティ) 等の震源パラメータが、 M_0 の関数として一定のスケーリング則に従うことが報告されている。このスケーリング則は、強震動予測のための震源のモデル化等に活用されている (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009)。

Somerville et al. (1999) は、全破壊域とアスペリティの抽出方法を定義した。その上で、1971 年~1995 年に主に米国北西部で発生した $M_w5.7\sim7.2$ の 15 個の内陸地殻内地震について、強震波形と遠地実体波の長周期成分を用いて解析された震源断層モデルを対象として、 M_0 に対する全破壊域、平均すべり量、アスペリティの各震源パラメータに、それぞれ一定のスケーリング則があることを見出した。宮腰 (2002) は、1995 年~2000 年に発生した国内の $M_w5.8\sim6.9$ の 5 個、国外の $M_w7.4$ と $M_w7.6$ の 2 個の内陸地殻内地震について、周期 1 秒以上または周期 2 秒以上の速度波形や、周期 2 秒以上の変位波形を用いた震源インバージョンにより得られた震源断層モデルを対象として、Somerville et al. (1999) が見出したスケーリング則とほぼ一致することを示した。宮腰・入倉 (2013) は、1995 年~2011 年に国内の内陸地殻内で発生した $M_w5.4\sim6.9$ の地震 16 個の震源断

層モデルについて、Somerville et al. (1999) のスケーリング則と比較した。内陸地殻内の長大断層で発生する地震のスケーリング則については、断層幅の飽和や断層すべり量の飽和に対応して、 M_0 に対する全破壊領域の回帰直線が 3 段階に折れ曲がる関係式が提案されている。すなわち、 M_0 が $7.5\times 10^{18}\text{Nm}$ ($M_w6.5$) より小さい地震の全破壊域は Somerville et al. (1999) の関係式である「全破壊域 $\propto M_0^{2/3}$ 」に従うが、それよりも大きな地震では「全破壊域 $\propto M_0^{1/2}$ 」に従い (入倉・三宅, 2001, Irikura and Miyake, 2011)、さらに、 M_0 が $1.8\times 10^{20}\text{Nm}$ ($M_w7.4$) よりも大きな地震では「全破壊域 $\propto M_0$ 」に従う (Murotani et al., 2010)。

一方、プレート境界地震、スラブ内地震についてもスケーリング則が検討されてきた。Murotani et al. (2008) は、Somerville et al. (1999) の定義に基づき、1923 年~2003 年に日本周辺で発生した $M_w6.7\sim8.4$ の 11 個のプレート境界地震について、強震波形、遠地波形、測地データ、津波波形を用いた震源インバージョンによる震源断層モデルを対象としてスケーリング則を導出し、Somerville et al. (1999) と比較した。田島・他 (2013) は、1999 年~2011 年に世界で発生した $M_w7.5\sim7.9$ の 6 地震の内陸地殻内地震及び $M_w8.4\sim9.1$ のプレート境界地震について、震源インバージョンに用いたデータの周期帯が異なる長周期及び短周期の震源断層モデルのスケーリング則を求めて、既往研究と比較した。Strasser et al. (2010) は、世界中の $M_w5.9\sim9.4$ の 139 個の震源断層モデル及び余震分布から見積もられた破壊域についての文献やデータベースを用いて、プレート境界地震及びスラブ内地震の M_0 に対する断層の長さ、幅、面積のスケーリング則を導出した。Iwata and Asano (2011) は、1949 年~2008 年に世界で発生した $M_w6.6\sim8.3$ の 11 個のスラブ内地震について、強震波形と遠地波形を用いた震源インバージョンによる震源断層モデルを対象として、全破壊域、アスペリティが内陸地殻内地震及びプレート境界地震の既往のスケーリング則よりも小さいことを示した。

これらの既往研究で導出されたスケーリング則が気象庁の震源断層モデルによる断層すべり分布でもみられるか否かは、気象庁の震源過程解析結果を評価する上で重要な情報となる。ここでは、最近約 4 年間に行われた気象庁の近地強震波形解析と遠地実体波解析で得られた震源断層モデルを対象に、全破

壊域とアスペリティを抽出する．その上で、「 M_0 に対する，全破壊域，全破壊域の平均すべり量，アスペリティの各関係」，「全破壊域とアスペリティの関係」，「平均すべり量に関する全破壊域とアスペリティの関係」を地震タイプ別に導出し，既往のスケーリング則と比較する．

5.1 震源断層モデル

調査対象とする震源断層モデルは，2009年9月～

2013年5月に国外で発生した $M_w6.6\sim 8.8$ の地震 (Table 1) 及び2011年3月～2013年4月に国内で発生した $M_w5.8\sim 9.0$ の地震 (Table 2) についての気象庁の震源過程解析結果である．ここで， M_w は気象庁の震源過程解析による．なお，2011年4月11日の福島県浜通りの地震については，震源過程解析で求められた2枚の断層面の各モデル (Table 2のNo. 16, No. 17) を対象とする．Table 1, Table 2には，各地震のタイプ，すなわち，内陸地殻内地震 ($M_w5.8$

Table 1 Source parameters identified from source fault models for earthquakes outside Japan^{*1}

No.	Origin time ^{*2} (y/m/d h:m)	Focal depth ^{*2} (km)	M_w by CMT ^{*3}	Region name	Earthquake type	Data ^{*4}	M_0 (Nm)	M_w	S_r (km ²)	S_a (km ²)	S_a/S_r	D_r (m)	D_a (m)	D_a/D_r
1	2013/5/24 14:44	609	8.3	Sea of Okhotsk	Intra-slab	T	3.7.E+21	8.3	7000	1500	0.21	3.92	8.56	2.18
2	2013/5/24 2:19	171	7.4	South of Fiji Islands	Intra-slab	T	2.5.E+20	7.5	6300	1400	0.22	0.52	1.32	2.53
3	2013/4/20 9:02	14	6.6	Sichuan, China	Crustal	T	9.8.E+18	6.6	900	100	0.11	0.33	0.81	2.44
4	2013/4/16 19:44	82	7.7	Iran-Pakistan Border	Intra-slab	T	4.3.E+20	7.7	7200	1900	0.26	0.77	1.81	2.36
5	2013/2/6 10:12	29	7.9	Santa Crus Islands	Inter-plate	T	6.2.E+20	7.8	21600	4400	0.20	0.41	1.20	2.96
6	2013/1/5 17:58	10	7.5	Southern Alaska, United States	Inter-plate	T	2.4.E+20	7.5	3600	800	0.22	2.12	5.94	2.80
7	2012/12/11 1:53	155	7.1	Banda Sea	Intra-slab	T	6.1.E+19	7.1	1600	400	0.25	0.54	1.54	2.86
8	2012/11/11 10:12	14	6.8	Myanmar	Crustal	T	2.0.E+19	6.8	2800	600	0.21	0.25	0.48	1.94
9	2012/11/8 1:35	24	7.4	Guatemala	Inter-plate	T	9.4.E+19	7.3	4200	700	0.17	0.88	2.27	2.58
10	2012/10/28 12:04	18	7.8	Queen Charlotte Islands, Canada	Inter-plate	T	5.8.E+20	7.8	6600	1600	0.24	3.02	6.02	1.99
11	2012/10/1 1:31	170	7.2	Colombia	Intra-slab	T	6.8.E+19	7.2	2200	550	0.25	0.54	1.34	2.46
12	2012/9/5 23:42	35	7.6	Costa Rica	Inter-plate	T	2.0.E+20	7.5	2500	400	0.16	1.04	2.31	2.22
13	2012/8/27 13:37	28	7.4	Off Coast of Central America	Inter-plate	T	1.0.E+20	7.3	4900	1400	0.29	0.28	0.69	2.43
14	2012/3/26 7:37	35	7.1	Near Coast of Central Chile	Inter-plate	T	5.6.E+19	7.1	7000	1800	0.26	0.30	0.61	2.05
15	2012/3/21 3:02	20	7.4	Guerrero, Mexico	Inter-plate	T	1.4.E+20	7.4	2500	400	0.16	1.85	3.83	2.07
16	2012/2/6 12:49	11	6.7	Philippine Islands	Crustal	T	1.2.E+19	6.7	600	100	0.17	0.68	1.47	2.17
17	2011/12/14 14:05	148	7.1	Eastern New Guinea, Papua New Guinea	Intra-slab	T	6.5.E+19	7.1	1225	325	0.27	0.72	1.32	1.84
18	2011/10/23 19:41	16	7.2	Turkey	Crustal	T	5.9.E+19	7.1	1925	375	0.20	1.13	2.85	2.53
19	2011/9/16 4:31	626	7.3	Fiji Islands	Intra-slab	T	1.3.E+20	7.3	5600	1500	0.27	0.18	0.38	2.08
20	2011/9/4 7:55	166	7.0	Vanuatu Islands	Intra-slab	T	3.8.E+19	7.0	1400	275	0.20	0.40	1.06	2.69
21	2011/8/21 3:19	31	7.0	Vanuatu Islands	Inter-plate	T	3.6.E+19	7.0	4200	900	0.21	0.22	0.47	2.15
22	2011/8/21 1:55	32	7.1	Vanuatu Islands	Inter-plate	T	5.3.E+19	7.1	5600	1300	0.23	0.25	0.60	2.39
23	2011/6/24 12:09	59	7.2	Fox Islands, Aleutian Islands, United States	Intra-slab	T	9.9.E+19	7.3	6400	900	0.14	0.25	0.61	2.42
24	2011/3/24 22:55	8	6.8	Myanmar	Crustal	T	2.1.E+19	6.8	875	200	0.23	0.79	1.62	2.06
25	2011/1/3 5:20	24	7.2	Near Coast of Central Chile	Inter-plate	T	4.8.E+19	7.1	2200	450	0.21	0.78	1.66	2.13
26	2010/10/25 23:42	20	7.7	Southern Sumatera, Indonesia	Inter-plate	T	3.5.E+20	7.6	18900	3825	0.20	1.17	2.45	2.10
27	2010/9/4 1:35	12	7.0	South Island, New Zealand	Crustal	T	4.0.E+19	7.0	1200	175	0.15	1.20	2.08	1.73
28	2010/8/12 20:54	204	7.1	Ecuador	Intra-slab	T	6.8.E+19	7.2	1225	300	0.25	0.09	0.18	2.05
29	2010/8/10 14:23	35	7.2	Vanuatu Islands	Inter-plate	T	7.1.E+19	7.2	750	125	0.17	3.26	6.74	2.07
30	2010/7/24 7:51	585	7.6	Mindanao, Philippine Islands	Intra-slab	T	3.4.E+20	7.6	6600	1700	0.26	0.39	0.81	2.10
31	2010/7/24 7:08	607	7.3	Mindanao, Philippine Islands	Intra-slab	T	1.2.E+20	7.3	4500	1000	0.22	0.18	0.36	1.98
32	2010/5/28 2:14	31	7.2	Vanuatu Islands	Inter-plate	T	6.7.E+19	7.2	2400	400	0.17	0.92	2.16	2.35
33	2010/5/9 14:59	45	7.2	Northern Sumatera, Indonesia	Inter-plate	T	8.8.E+19	7.2	2500	500	0.20	0.95	1.74	1.83
34	2010/4/14 8:49	17	6.9	Qinghai, China	Crustal	T	2.1.E+19	6.8	1600	400	0.25	0.45	0.98	2.21
35	2010/4/7 7:15	31	7.7	Northern Sumatera, Indonesia	Inter-plate	T	4.0.E+20	7.7	9900	2600	0.26	1.07	2.05	1.92
36	2010/4/5 7:40	10	7.2	Baja California, Mexico	Inter-plate	T	8.5.E+19	7.2	3000	650	0.22	0.99	2.08	2.11
37	2010/2/27 15:34	35	8.8	Near Coast of Central Chile	Inter-plate	T	2.1.E+22	8.8	90000	22000	0.24	8.33	14.99	1.80
38	2010/1/13 6:53	13	7.1	Haiti	Crustal	T	5.0.E+19	7.1	1000	250	0.25	1.91	4.11	2.15
39	2009/10/8 7:03	45	7.6	Vanuatu Islands	Inter-plate	T	2.6.E+20	7.5	6400	1000	0.16	1.41	2.86	2.02
40	2009/9/30 19:16	81	7.5	Southern Sumatera, Indonesia	Intra-slab	T	2.4.E+20	7.5	1050	150	0.14	4.76	10.59	2.23

*1 M_0 and M_w : seismic moment and moment magnitude; S_r : rupture area; S_a : combined area of asperities; D_r : average slip in S_r ; D_a : average slip in S_a

*2 USGS quick epicenter determination (Japan standard time)

*3 JMA CMT solutions

*4 Data type used in source process analysis; T: teleseismic body wave

~7.1, 震源断層モデル 16 個), プレート境界地震 (Mw6.2~9.0, 震源断層モデル 29 個), スラブ内地震 (Mw6.0~8.3, 震源断層モデル 21 個) の分類を, 気象庁の地震・火山月報 (例えば, 気象庁, 2013b) の解説に基づき記してある. 国外の地震は一般に震源位置の決定精度が国内に比べて低い. そのため, プレート境界付近で発生した地震は, プレート境界地震かスラブ内地震かの明確な区別は難しい場合があり, 地震・火山月報にも地震タイプが明確に記されていないことがある. そのような地震は調査対象外とした. 震源過程解析に用いられた地震波形データは, 国外の地震では全て遠地実体波, 国内の地震では近地強震波形または遠地実体波である (Table 1, Table 2 の Data 欄参照). 1 つの地震について, 遠地実体波解析と近地強震波形解析の両方の解析結果がある場合には, 近地強震波形解析結果の震源断層モ

デルを対象とした.

5.2 全破壊域とアスペリティの抽出

震源過程解析の際には, 一般に, 実際のすべり領域よりも大きい断層面が設定される. そのため, Somerville et al. (1999) の定義に従い, 設定された断層面からほとんどすべっていない領域を取り除いた領域を全破壊域として抽出する. はじめに, 震源過程解析の際に設定された断層面全体 (Se) の平均すべり量 (De) を求める. 次に, Se の端の小断層の行 (走向方向) または列 (傾斜方向) に沿って平均したすべり量が De の 0.3 倍未満ならば, その行または列を削除することにより, Se のトリミングを行う. このトリミングを繰り返し, 最終的に残った矩形領域を全破壊域 (Sr) とし, Sr の平均すべり量 (Dr) を求める.

Table 2 Source parameters identified from source fault models for earthquakes in and around Japan*1

No.	Origin time*2 (y/m/d hm)	Focal depth*2 (km)	Mw by CMT*3	Region name	Earthquake type	Data*4	M_0 (Nm)	Mw	Sr (km ²)	Sa (km ²)	Sa/Sr	Dr (m)	Da (m)	Da/Dr
1	2013/4/13 5:33	15	5.8	Awajishima Island	Crustal	R	5.3.E+17	5.8	140	32	0.23	0.10	0.32	3.12
2	2013/2/23 23:17	102	6.9	Southern Tokachi region	Intra-slab	R	2.7.E+19	6.9	1575	350	0.22	0.26	0.69	2.67
3	2012/8/14 11:59	654	7.7	Southern Sea of Okhotsk	Intra-slab	T	3.9.E+20	7.7	2400	500	0.21	1.33	2.91	2.19
4	2012/6/18 5:32	47	6.3	East off Miyagi Prefecture	Inter-plate	R	3.8.E+18	6.3	1050	225	0.21	0.05	0.15	2.91
5	2012/1/1 14:27	397	6.8	Near Torishima Island	Intra-slab	T	2.6.E+19	6.9	600	100	0.17	0.53	0.95	1.80
6	2011/11/24 19:25	43	6.2	South Off Urakawa	Inter-plate	R	2.8.E+18	6.2	168	48	0.29	0.25	0.72	2.90
7	2011/11/8 11:59	217	6.9	Northwest Off Okinawa Island	Intra-slab	T	2.2.E+19	6.8	875	150	0.17	0.41	1.02	2.47
8	2011/9/17 4:26	7	6.6	East off Iwate Prefecture	Inter-plate	T	1.7.E+19	6.7	1225	200	0.16	0.45	0.80	1.80
9	2011/8/19 14:36	51	6.3	East off Fukushima Prefecture	Intra-slab	R	4.5.E+18	6.4	225	63	0.28	0.29	0.84	2.87
10	2011/8/1 23:58	23	5.9	Suruga Bay	Intra-slab	R	1.2.E+18	6.0	120	28	0.23	0.22	0.71	3.20
11	2011/7/31 3:53	57	6.4	East off Fukushima Prefecture	Intra-slab	R	4.9.E+18	6.4	270	54	0.20	0.26	0.84	3.28
12	2011/7/25 3:51	46	6.3	East off Fukushima Prefecture	Inter-plate	R	4.2.E+18	6.4	504	144	0.29	0.24	0.46	1.92
13	2011/7/23 13:34	47	6.3	East off Miyagi Prefecture	Inter-plate	R	4.0.E+18	6.3	875	75	0.09	0.06	0.43	6.64
14	2011/6/23 6:50	36	6.7	East off Iwate Prefecture	Inter-plate	R	1.6.E+19	6.7	720	180	0.25	0.28	0.62	2.17
15	2011/4/12 14:07	15	5.9	Eastern Fukushima Prefecture	Crustal	R	1.4.E+18	6.0	168	32	0.19	0.27	1.00	3.77
16*5	2011/4/11 17:16	6	6.7	Eastern Fukushima Prefecture	Crustal	R	9.5.E+18	6.6	300	38	0.13	0.89	1.58	1.78
17*5	-	-	-	Eastern Fukushima Prefecture	Crustal	R	8.8.E+18	6.6	262.5	50	0.19	1.04	1.91	1.83
18	2011/4/7 23:32	66	7.1	East off Miyagi Prefecture	Intra-slab	R	5.3.E+19	7.1	1500	350	0.23	0.93	1.91	2.07
19	2011/3/23 7:12	8	5.7	Eastern Fukushima Prefecture	Crustal	R	1.4.E+18	6.0	120	28	0.23	0.32	0.70	2.16
20	2011/3/19 18:56	5	5.8	Northern Ibaraki Prefecture	Crustal	R	1.2.E+18	6.0	224	36	0.16	0.14	0.37	2.73
21	2011/3/15 22:31	14	6.0	Eastern Shizuoka Prefecture	Crustal	R	1.1.E+18	6.0	96	16	0.17	0.32	0.83	2.55
22	2011/3/12 3:59	8	6.3	Northern Nagano Prefecture	Crustal	R	4.2.E+18	6.4	308	76	0.25	0.43	0.89	2.09
23	2011/3/11 15:15	43	7.7	East off Ibaraki Prefecture	Inter-plate	R	5.3.E+20	7.8	7200	1300	0.18	1.32	2.92	2.21
24	2011/3/11 15:08	32	7.4	East off Iwate Prefecture	Inter-plate	R	1.4.E+20	7.4	2250	525	0.23	0.97	2.11	2.18
25	2011/3/11 14:46	24	9.0	the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake	Inter-plate	R	3.4.E+22	9.0	83125	20625	0.25	10.22	25.12	2.46
26	2011/3/9 11:45	8	7.3	Far East Off Sanriku	Inter-plate	R	9.5.E+19	7.3	5600	800	0.14	0.43	1.33	3.08

*1 M_0 and Mw: seismic moment and moment magnitude; Sr : rupture area; Sa : combined area of asperities; Dr : average slip in Sr ; Da : average slip in Sa

*2 JMA seismic catalog (Japan standard time)

*3 JMA CMT solutions

*4 Data type used in source process analysis; T: teleseismic body wave; R: regional strong motion data

*5 Two fault planes, Nos. 16 and 17, were set in the source process analysis.

Somerville et al. (1999) によるアスペリティの定義では、 Dr の 1.5 倍以上のすべり量を持つ小断層を含んだ矩形領域 (Sk) を抽出し、 Sk の行あるいは列に沿って平均したすべり量が Dr の 1.5 倍未満であればそこで Sk を分割する。このとき、行と列のどちらを先に処理するかを選択、分割後のアスペリティの個数の決定は、例えば強震動生成領域との位置関係等の地震学的な知見に基づき行われる。アスペリティを単純な矩形で定義したのは、将来発生する地震の震源断層モデルを矩形のアスペリティを用いて容易に作成できるようにするためである (Somerville et al., 1999)。Murotani et al. (2008) は、アスペリティの形状が複雑なとき、Somerville et al. (1999) の定義

では、アスペリティの形状が適切に抽出されない震源断層モデルがあることを指摘した。その上で、 Sr の中で Dr の 1.5 倍より大きいすべりがある小断層をアスペリティとして抽出したときの領域は、実際の大きなすべり領域の形状によく合い、Somerville et al. (1999) の定義に従って抽出した矩形のアスペリティとほぼ同じ面積になることを確認した。我々は Murotani et al. (2008) が検討した「 Sr の中で Dr の 1.5 倍より大きいすべり量がある小断層」という定義に従ってアスペリティ (Sa) を抽出することとする。

Sr 、 Sa が抽出された震源断層モデル 4 例を Fig. 8 に示す。Fig. 8 の黒太枠は震源過程解析の際に設定された断層面全体、緑枠は抽出された Sr 、赤枠は抽

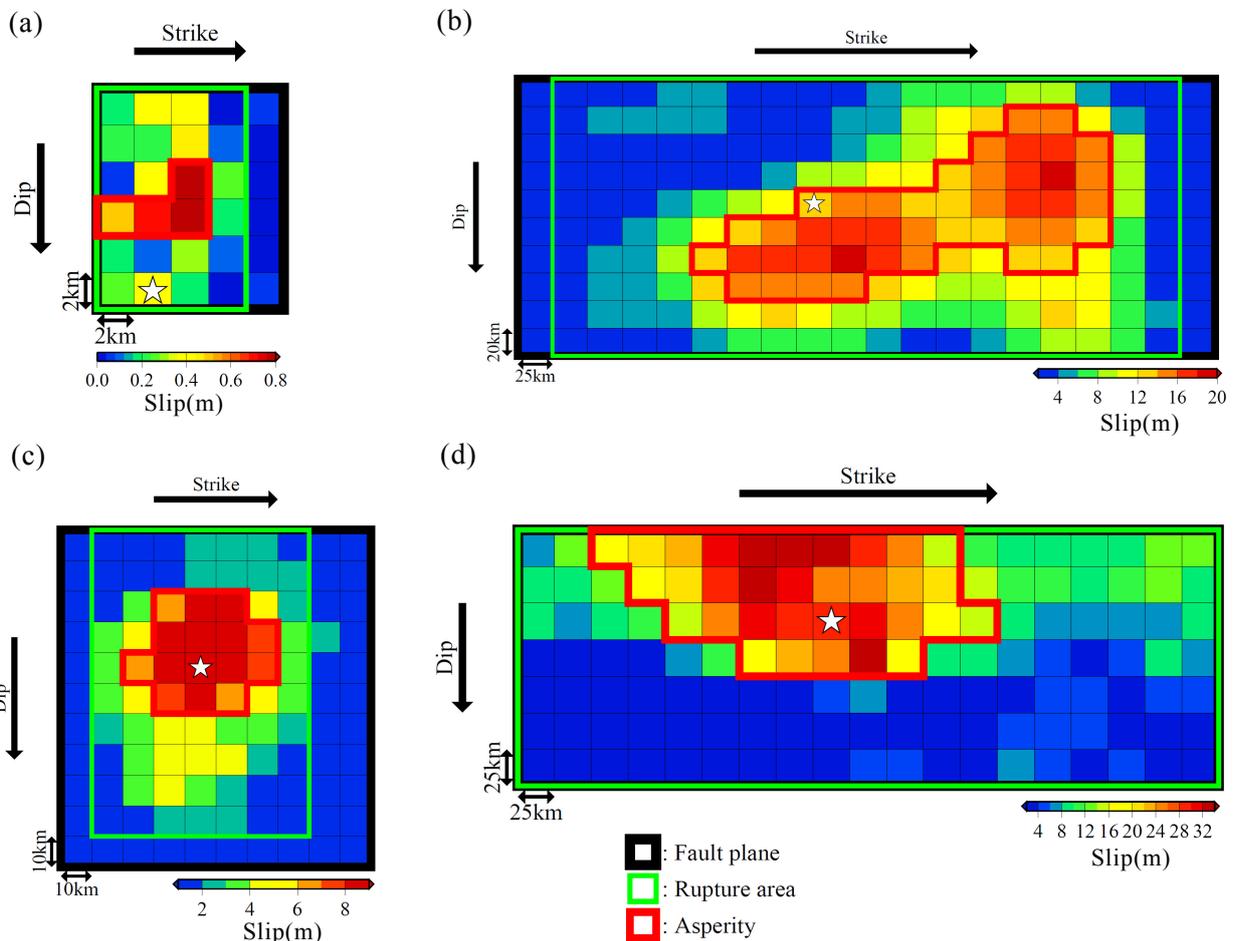


Fig. 8 Examples of rupture areas (rectangular area enclosed by light-green lines) and asperities (area enclosed by red lines) identified from source fault models of the (a) 2011 Eastern Shizuoka Pref. Earthquake, M_w 6.0 (No. 21 in Table 2); (b) 2010 Near Coast of Central Chile Earthquake, M_w 8.8 (No. 37 in Table 1); (c) 2013 Sea of Okhotsk Earthquake, M_w 8.3 (No. 1 in Table 1); and (d) 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, M_w 9.0 (No. 25 in Table 2). The rectangular area enclosed by bold black lines and the rectangular area enclosed by thin black lines indicate the entire fault plane and sub-fault in the source process analysis, respectively. The star indicates the rupture starting point.

出された Sa である。 Sr はほとんどすべていない領域が取り除かれており、 Sa は Sr の中でも大きなすべり領域が適切に抽出されている。

5.3 スケーリング則の導出と考察

調査したすべての震源断層モデルから得られた全破壊域 (Sr)、 Sr の平均すべり量 (Dr)、 アスペリティ (Sa)、 Sa の平均すべり量 (Da) の各震源パラメータを Table 1, Table 2 に示す。 これらの震源パラメータを用いて、 M_0 に対する Sr , Dr , Sa の各関係式 (以下、それぞれ M_0 - Sr , M_0 - Dr , M_0 - Sa) を求める。 その際、各関係式が、 Somerville et al. (1999), Murotani et al. (2008), Iwata and Asano (2011) と同様に $Sr \propto M_0^{2/3}$, $Dr \propto M_0^{1/3}$, $Sa \propto M_0^{2/3}$ で表される M_0 のべき乗則に従うと仮定して回帰した。 また、 Sr - Sa , Dr - Da

の各関係も求めた。 Table 3 と Fig. 9~Fig. 11 に、 M_0 - Sr , M_0 - Dr , M_0 - Sa , Sr - Sa , Dr - Da の各関係を地震タイプ別に示す。 参考のため、 Somerville et al. (1999), Murotani et al. (2008), Iwata and Asano (2011) による関係式と震源パラメータ、 入倉・三宅 (2001), Murotani et al. (2010), 田島・他 (2013) による関係式、 宮腰 (2002) 及び宮腰・入倉 (2013) による震源パラメータの値を示す。 なお宮腰 (2002) については、 宮腰・入倉 (2013) により見直された国内の地震 5 個を除いて、 国外の地震 2 個 (M_w 7.4, 7.6) のみの震源パラメータを示す。 Table 4 は、地震タイプ別の M_0 - Sr , M_0 - Dr , M_0 - Sa の各関係式による M_w 7.5 のときの Sr , Dr , Sa の各値、 及び、 内陸地殻内地震に対する各値の比を示す。

Table 3 Scaling relationships of source parameters

Equation	Earthquake type	a	M_w range
$Sr = a \times M_0^{2/3}$	Crustal (this study)	1.27×10^{-10}	5.8 ~ 7.1
	Inter-plate (this study)	1.64×10^{-10}	6.2 ~ 9.0
	Intra-slab (this study)	1.01×10^{-10}	6.0 ~ 8.3
	Crustal (Somerville et al., 1999)	1.04×10^{-10}	5.7 ~ 7.2
	Inter-plate (Murotani et al., 2008)	1.48×10^{-10}	6.7 ~ 8.4
	Intra-slab (Iwata and Asano, 2011)	6.57×10^{-11}	6.6 ~ 8.3
$Dr = a \times M_0^{1/3}$	Crustal (this study)	2.48×10^{-7}	5.8 ~ 7.1
	Inter-plate (this study)	1.54×10^{-7}	6.2 ~ 9.0
	Intra-slab (this study)	1.18×10^{-7}	6.0 ~ 8.3
	Crustal (Somerville et al., 1999)	3.36×10^{-7}	5.7 ~ 7.2
	Inter-plate (Murotani et al., 2008)	1.48×10^{-7}	6.7 ~ 8.4
	Intra-slab (Iwata and Asano, 2011)	2.25×10^{-7}	6.6 ~ 8.3
$Sa = a \times M_0^{2/3}$	Crustal (this study)	2.40×10^{-11}	5.8 ~ 7.1
	Inter-plate (this study)	3.32×10^{-11}	6.2 ~ 9.0
	Intra-slab (this study)	2.21×10^{-11}	6.0 ~ 8.3
	Crustal (Somerville et al., 1999)	2.32×10^{-11}	5.7 ~ 7.2
	Inter-plate (Murotani et al., 2008)	2.89×10^{-11}	6.7 ~ 8.4
	Intra-slab (Iwata and Asano, 2011)	1.04×10^{-11}	6.6 ~ 8.3
$Sa = a \times Sr$	Crustal (this study)	0.19	5.8 ~ 7.1
	Inter-plate (this study)	0.20	6.2 ~ 9.0
	Intra-slab (this study)	0.22	6.0 ~ 8.3
	Crustal (Somerville et al., 1999)	0.22	5.7 ~ 7.2
	Inter-plate (Murotani et al., 2008)	0.2	6.7 ~ 8.4
$Da = a \times Dr$	Crustal (this study)	2.3	5.8 ~ 7.1
	Inter-plate (this study)	2.3	6.2 ~ 9.0
	Intra-slab (this study)	2.4	6.0 ~ 8.3
	Crustal (Somerville et al., 1999)	2.01	5.7 ~ 7.2
	Inter-plate (Murotani et al., 2008)	2.2	6.7 ~ 8.4

M_0 - S_r , M_0 - D_r , M_0 - S_a の各関係 (Table 3, Fig. 9) をみると, どの地震タイプについても S_r , D_r , S_a は M_0 に対して自己相似の関係が当てはまること

分かった. 図示していないが, 国外の地震 (Table 1) と国内の地震 (Table 2) のスケーリング則に違いはほとんどみられなかった. 内陸地殻内地震の S_r , D_r

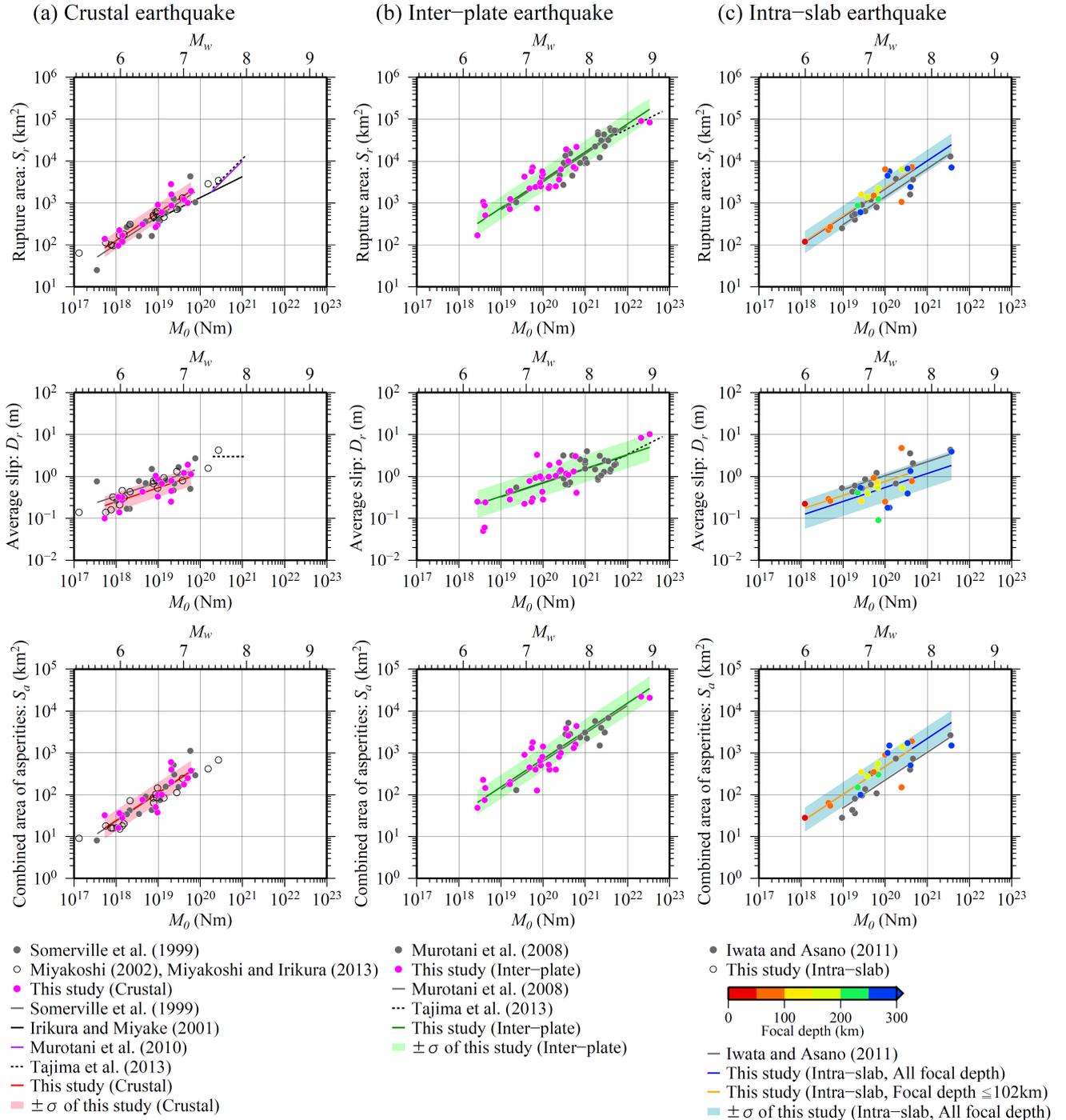


Fig. 9 Relationships of rupture area (S_r), average slip (D_r) in the rupture area, and combined area of asperities (S_a) with respect to M_0 for (a) crustal earthquakes, (b) inter-plate earthquakes, and (c) intra-slab earthquakes. The relationships by Somerville et al. (1999), Miyakoshi (2002), Miyakoshi and Irikura (2013), Irikura and Miyake (2001), Murotani et al. (2010), Tajima et al. (2013), Murotani et al. (2008), and Iwata and Asano (2011) are compared for reference.

は Somerville et al. (1999) とほぼ一致したが、詳細にみると S_r は大きく D_r は小さかった (Fig. 9 (a) の M_0 - S_r , M_0 - D_r). D_r が小さかったのは、 S_r が大きか

ったことにより、すべり量が M_0 から (20) 式により換算される際に小さめに見積もられたことが原因と考えられる. Fig. 9 (a) の本研究の S_r は、 M_w 7 付近において入倉・三宅 (2001) の関係式による S_r よりもやや大きい傾向がみられるが、本研究の M_w 7 以上のデータ数が少ないため、明確な結論付けはできない. 内陸地殻内地震の S_a は Somerville et al. (1999) とよく一致したが、宮腰・入倉 (2013) よりも大きかった (Fig. 9 (a) の M_0 - S_a). 宮腰・入倉 (2013) は、彼らの S_a が Somerville et al. (1999) よりも小さい原因として、検討したほとんどの震源断層モデルの解析で用いられたグリーン関数が観測点毎にチューニングされたことにより高精度化され、Somerville et al. (1999) よりも震源像がシャープであったためと考察した. 本検討の S_a が宮腰・入倉 (2013) よりも大きかったのは、気象庁の震源断層モデルを求める際に全観測点で共通のグリーン関数を用いたことが原因かもしれない.

プレート境界地震の M_0 - S_r , M_0 - D_r , M_0 - S_a の各関係は、Murotani et al. (2008) とよく一致した (Fig. 9 (b)). Fig. 9 (b) の M_w 8.8, 9.0 の巨大なプレート境界地震の S_r , D_r は、 M_0 - S_r , M_0 - D_r の各関係からやや離れているが、田島・他 (2013) と調和的であった.

スラブ内地震の S_r , S_a は、Iwata and Asano (2011)

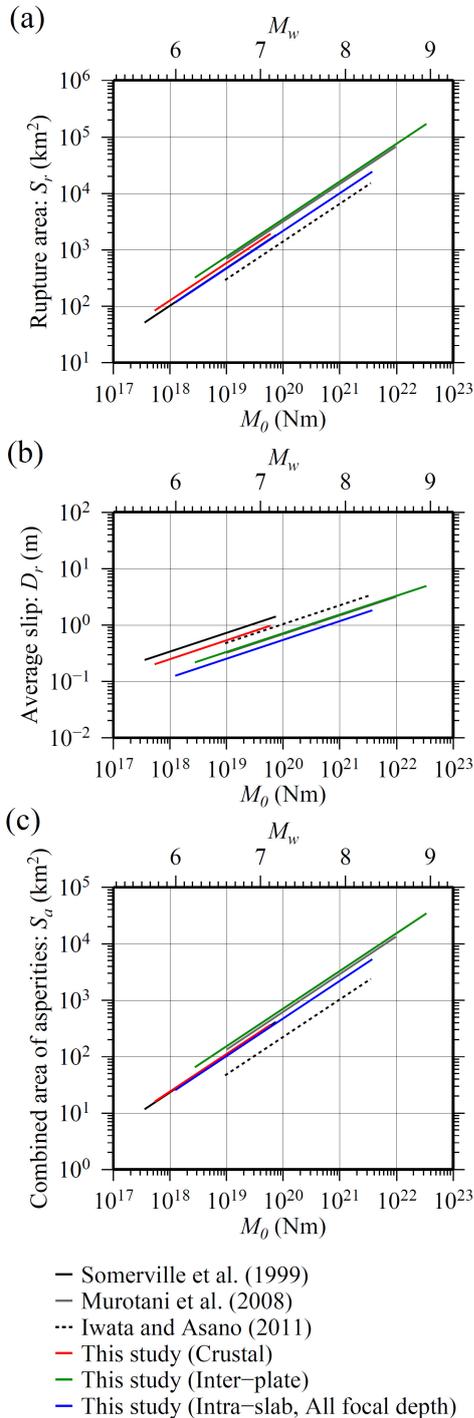


Fig. 10 Relationship comparisons of (a) S_r , (b) D_r , and (c) S_a with respect to M_0 among different earthquake types. The relationships by Somerville et al. (1999), Murotani et al. (2008), and Iwata and Asano (2011) are compared for reference.

Table 4 Comparison of S_r , D_r , and S_a for M_w 7.5 by various scaling relationships. Underlined numbers in each column indicate value ratios calculated from the scaling relationships to the value calculated from the crustal earthquake scaling relationship in this study.

Earthquake type	S_r (km ²)	D_r (m)	S_a (km ²)
Crustal (this study)	4682	1.51	885
	<u>1.0</u>	<u>1.0</u>	<u>1.0</u>
Inter-plate (this study)	6047	0.94	1224
	<u>1.3</u>	<u>0.6</u>	<u>1.4</u>
Intra-slab (this study)	3724	0.72	815
	<u>0.8</u>	<u>0.5</u>	<u>0.9</u>
Crustal (Somerville et al., 1999)	3816	2.04	856
	<u>0.8</u>	<u>1.4</u>	<u>1.0</u>
Inter-plate (Murotani et al., 2008)	5457	0.90	1066
	<u>1.2</u>	<u>0.6</u>	<u>1.2</u>
Intra-slab (Iwata and Asano, 2011)	2422	1.37	383
	<u>0.5</u>	<u>0.9</u>	<u>0.4</u>

よりも大きかった (Fig. 9 (c)). この傾向は, Iwata and Asano (2011) が調査した震源断層モデルの深さ (震源の深さ 35~115km) と同程度の深さ (震源の深さ 23~102km, Fig. 9 (c) の橙色の回帰直線) でも同じであった. このような Iwata and Asano (2011) との違いが生じたのは, 次に述べる震源断層モデルの解析における波形データの周期帯や断層面の設定が原因と考えられる. Iwata and Asano (2011) が調査したほとんどの震源断層モデルの解析では, 周期 1 秒程度までの強震波形が用いられ, 走向や傾斜等が異なる複数枚の断層面が設定された. 一方, 気象庁のほとんどの近地強震波形解析では, 周期 5 秒程度までの比較的長周期の波形データが用いられた. また, 気象庁の遠地実体波解析では, 周期 1 秒程度までの波形データが用いられたが, その結果得られた震源断層モデルへの短周期波形データの寄与は小さいと考えられる. また, 設定された断層面は 1 枚のみであ

った. これらの理由から, 気象庁のスラブ内地震の震源断層モデルは, Iwata and Asano (2011) が調査した震源断層モデルに比べてすべり分布の起伏がなだらかになり, S_r , S_a として検出される範囲が広がったと考えられる. スラブ内地震の D_r が Iwata and Asano (2011) よりも小さかった (Fig. 9 (c)) のは, S_r が大きかったことにより, すべり量が M_0 から (20) 式により換算される際に小さめに見積もられたことが原因と考えられる. 深さが浅い D_r (Fig. 9 (c) の M_0 - D_r の橙色実線) が, 全ての深さの場合よりも大きかったのは, 浅いほど剛性率が小さいためと考えられる.

M_0 - S_r , M_0 - D_r , M_0 - S_a の各関係式の地震タイプ間の比較 (Fig. 10, Table 4) をみると, スラブ内地震の S_r , S_a はプレート境界地震よりも小さかった. この傾向は, Iwata and Asano (2011) と同じであった. また, Strasser et al. (2010) が世界中の M_w 5.9~9.4

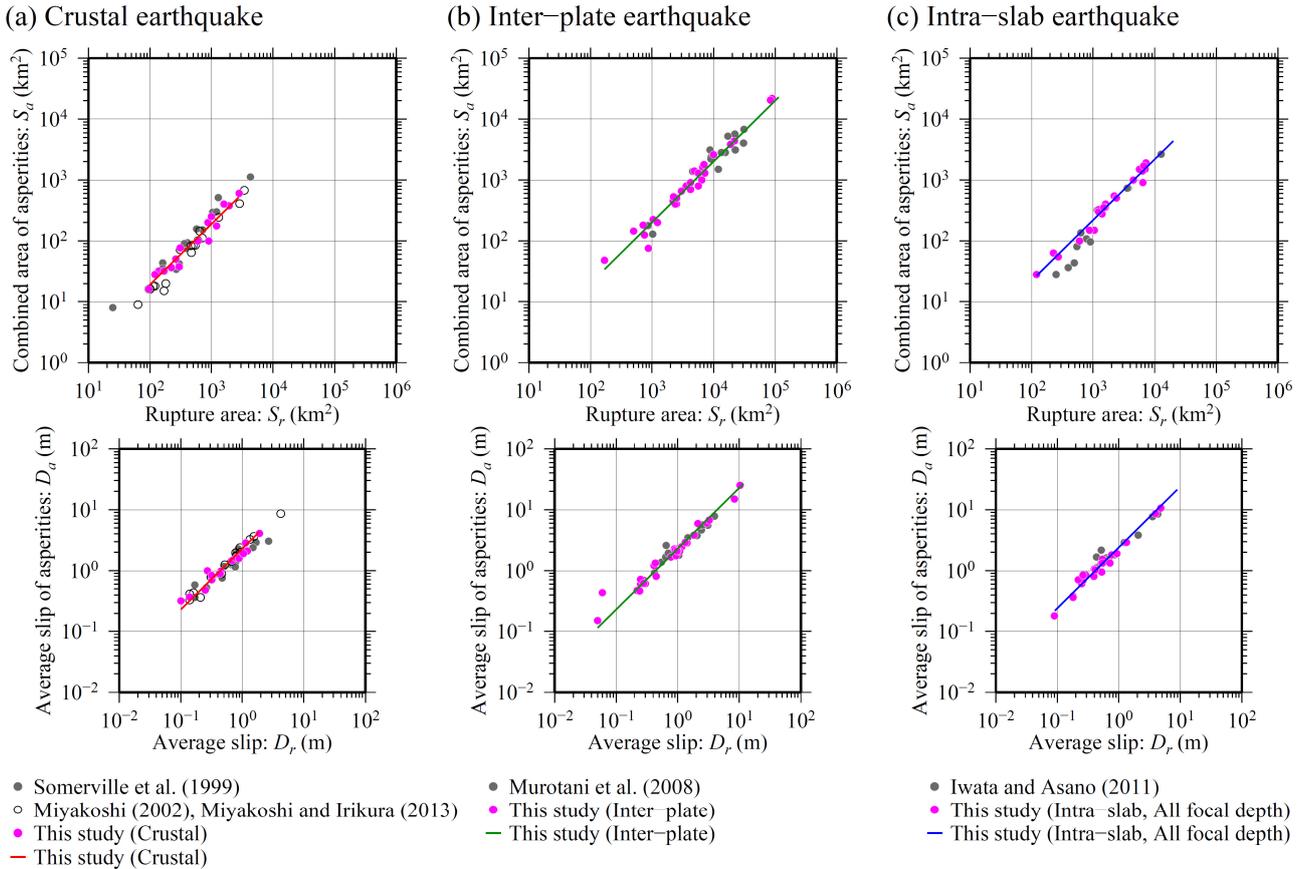


Fig. 11 Relationships between S_r and S_a , and relationships between D_r and D_a for (a) crustal earthquakes, (b) inter-plate earthquakes, and (c) intra-slab earthquakes. The relationships by Somerville et al. (1999), Miyakoshi (2002), Miyakoshi and Irikura (2013), and Murotani et al. (2008) are compared for reference.

の地震から導出した M_0 に対する破壊域の関係においてもみられた。プレート境界地震とスラブ内地震の Dr は、内陸地殻内地震の 0.5~0.6 倍と有意に小さかった (Table 4)。その理由として、プレート境界地震については、Murotani et al. (2008) が考察したように、 S_r が内陸地殻内地震よりもやや大きかった (1.3 倍) こと、 M_0 からすべり量への換算に用いられた剛性率は内陸地殻内地震の方が小さいことが考えられる。また、スラブ内地震については、 S_r は内陸地殻内地震と同程度 (0.8 倍) であったものの、スラブ内地震の多くは震源が深く剛性率が大きいため、震源が深くなるほど Dr が小さい傾向があったこと (Fig. 9 (c) の M_0 - Dr) で説明される。

S_r - S_a , Dr - Da の各関係 (Fig. 11) をみると、どの地震タイプについても S_a/S_r 比, Da/Dr 比は一定の比率であった。この比率は M_0 に依存しない。また、 S_a/S_r 比=0.19~0.22, Da/Dr 比=2.3~2.4 (Table 3) に地震タイプ間の大きな違いはみられず、既往研究とほぼ一致する。しかし、内陸地殻内地震の S_r - S_a 関係 (Fig. 11 (a)) を詳細にみると宮腰・入倉 (2013) の S_a は比較的小さく、これは上述した Fig. 9 (a) の M_0 - S_a 関係で宮腰・入倉 (2013) の S_a が小さかったことに対応する。

M_0 - S_r 関係式 (Table 3) を用いて、 S_r における平均応力降下量 ($\Delta\sigma$) を地震タイプ別に求める。 $\Delta\sigma$ は、断層面全体を円形クラックと仮定した場合の次の理論式 (Eshelby, 1957) と M_0 - S_r 関係式から求める。

$$\Delta\sigma = (7\pi^{3/2}/16) \times M_0 / S_r^{3/2} \quad (25)$$

(25) 式によると、 M_0 - S_r 関係は、断層面が円形の場合に、 $\Delta\sigma$ は M_0 によらず一定であることを表している。Fig. 12 には、 M_0 - S_r 関係と $\Delta\sigma$ の関係を示す。ただし、 S_r の長さ (L) が幅 (W) に対して長くなる (アスペクト比が大きくなる) 場合は、(25) 式の適用に問題がある。そこで、参考のためアスペクト比 (L/W) が 1.5 以下の地震 (Fig. 12 の丸印) の M_0 - S_r 関係式を新たに求め、その関係式と (25) 式から求めた平均応力降下量 $\Delta\sigma'$ も求めた。その結果、地震タイプ別の $\Delta\sigma$ と $\Delta\sigma'$ は、大きい順に、スラブ内地震で $\Delta\sigma=2.4\text{MPa}$ ($\Delta\sigma'=2.4\text{MPa}$)、内陸地殻内地震で $\Delta\sigma=1.7\text{MPa}$ ($\Delta\sigma'=1.9\text{MPa}$)、プレート境界地震で

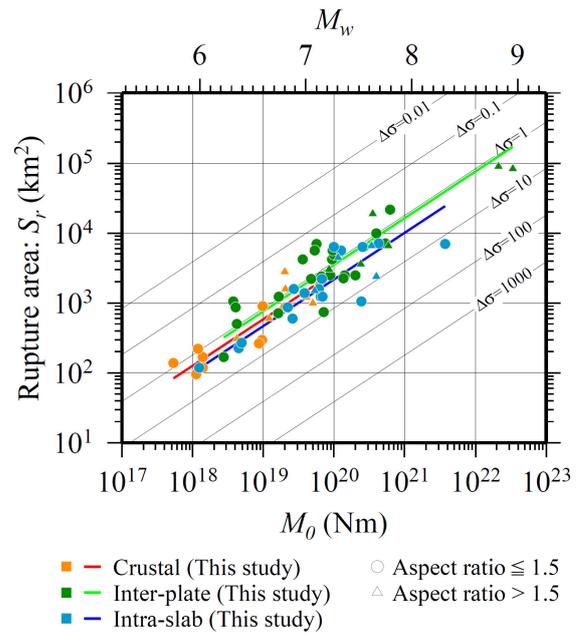


Fig. 12 Relationship of S_r with respect to M_0 . Oblique lines are the isolines of average stress drop (MPa) assuming a circular crack (Eshelby, 1957).

$\Delta\sigma=1.2\text{MPa}$ ($\Delta\sigma'=1.1\text{MPa}$) と求めた。本研究と同じく非一様震源断層モデルを用いた既往のスケールリング則研究においても $\Delta\sigma$ が求められている。入倉 (2004) は Somerville et al. (1999) の M_0 - S_r 関係式から内陸地殻内地震の $\Delta\sigma$ を 2.3MPa と求め、Murotani et al. (2008) はプレート境界地震の $\Delta\sigma$ を 1.4MPa と求めた。これらはともに本研究と同程度であった。一方、スラブ内地震の $\Delta\sigma$ は、Iwata and Asano (2011) による 4.6MPa よりも小さかった。これは上述した Fig. 9 (c) の M_0 - S_r 関係で、本研究の S_r が比較的大きかったことに対応する。

5.4 今後に向けて

既往研究のスケールリング則は、強震動予測のための震源断層モデルの作成に活用されてきた。強震動予測の高度化のためには、強震動の周波数帯に寄与するより詳細な断層すべり分布がモデル化される必要がある。気象庁の震源断層モデルは比較的長周期帯の地震波形を用いて解析されており、そこから得られる断層すべり分布は、例えばプレート境界地震の場合は一般に津波波源域と対応し、強震動生成領域とは必ずしも対応しないことがある。今後は地震波形の長周期成分だけでなく短周期成分にも着目し

て、強震動をよりの確に説明できる震源断層モデルを求めていく。

6 まとめ

気象庁では、震源断層モデルを求めるため、地震波形データと理論的なグリーン関数を用いたマルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法による震源過程解析を行っている。解析に用いる地震波形は近地強震波形と遠地実体波である。解析事例として2013年十勝地方南部の地震 ($M_w6.9$) の近地強震波形解析と遠地実体波解析の結果を示し、得られた断層すべり分布の空間解像度をチェッカーボード解像度テストにより評価した。その結果、大きなすべりがあった場所は両解析で大局的には一致していた。詳細にみると、大きなすべり領域と余震分布との相補的な関係が近地強震波形解析結果には認められるが、遠地実体波解析結果には認められなかった。これは遠地実体波解析の空間解像度が相対的に低いためと考えられる。

2009年9月～2013年5月に国内外で発生した M_w 5.8～9.0 の地震について、気象庁の震源過程解析で得られた震源断層モデルから、全破壊域 (Sr) とアスペリティ (Sa , Sa は Sr 内で大きくすべった領域) を抽出した。その上で、 M_0 - Sr , M_0 - Dr (Dr は Sr の平均すべり量), M_0 - Sa , Sr - Sa , Dr - Da (Da は Sa の平均すべり量) の各関係を地震タイプ別 (内陸地殻内地震, プレート境界地震, スラブ内地震) に導出し、既往研究のスケーリング則と比較した。これによって以下に述べる結果と考察を得た。

- (1) Sr , Dr , Sa は M_0 に対して自己相似の関係であった。この関係はどの地震タイプにもみられた。内陸地殻内地震及びプレート境界地震の Sr , Dr , Sa は既往のスケーリング則 (Somerville et al., 1999, Murotani et al., 2008) とほぼ一致した。内陸地殻内地震の Sa は、グリーン関数が観測点毎にチューニングされた震源断層モデルを対象とした宮腰・入倉 (2013) よりも大きかった。
- (2) スラブ内地震の Sr , Sa は、Iwata and Asano (2011) よりも大きかった。これは、震源断層モデルの解析における波形データの周波数帯域や断層面の設定の違いが原因と考えられる。スラブ内地震の Sr , Sa はプレート境界地震よりも小さかった。この傾向は Iwata and Asano (2011), Strasser et

al. (2010) と同様であった。プレート境界地震とスラブ内地震の Dr は、内陸地殻内地震よりも有意に小さかった。これは内陸地殻内地震の剛性率が比較的小さいことによるものと考えられる。

- (3) Sa/Sr 比=0.19～0.22, Da/Dr 比=2.3～2.4 は、 M_0 に依存せず一定の比率であり、地震タイプ間の違いはみられず、Somerville et al. (1999), Murotani et al. (2008) とよく一致した。しかし、内陸地殻内地震の Sa/Sr 比は宮腰・入倉 (2013) よりも大きかった。
- (4) M_0 - Sr 関係式に基づいた円形クラックを仮定した場合の平均応力降下量は、1.2MPa～2.4MPaであった。

気象庁の震源断層モデルは比較的長周期帯の地震波形を用いて解析されている。強震動予測の高度化に寄与するためには、地震波形の短周期成分にも着目して、強震動をよりの確に説明できる震源断層モデルを今後求めていく必要がある。

謝辞

震源過程解析には防災科学技術研究所の強震観測網の強震波形、気象庁の震度計の強震波形、IRISの広帯域地震波形を用いました。震源位置データとしてUSGSの震源データ、気象庁一元化処理震源カタログを用いました。スケーリング則の導出に用いた震源断層モデルは、気象庁地震火山部地震予知情報課の本稿の著者を含む歴代の担当者及び気象研究所の吉田康宏博士 (現、気象庁地震火山部管理課) による解析結果です。一般財団法人地域地盤環境研究所の宮腰 研博士、東京大学地震研究所の室谷智子博士にはスケーリング則について貴重なご意見をいただきました。2名の査読者には本稿の改善に有益なご指摘をいただきました。図の一部は Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) により作成しました。記して感謝致します。

文献

- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, **110**, 849-875.
- 入倉孝次郎 (2004): 強震動予測レシピ—大地震による強震動の予測手法—, 京都大学防災研究所年報, No.47A, 25-45.
- ト部 卓・東田進也 (1992): win—微小地震観測網波形

- 験測支援のためのワークステーション・プログラム
(強化版), 日本地震学会講演予稿集, No. 2, 331.
- 菊地正幸 (2003): リアルタイム地震学, 東京大学出版
会, 222pp.
- 気象庁 (2013a): 強震観測報告 2012 年 (平成 24 年).
- 気象庁 (2013b): 平成 25 年 2 月 地震・火山月報 (防災
編), 11.
- 功刀 卓・青井 真・中村洋光・藤原広行・森川信之
(2009): 強震観測 - 歴史と展望 -, 地震 2, **61**, S19-S34.
- 汐見勝彦・小原一成・青井 真・笠原敬司 (2003): Hi-net
/ KiK-net 観測点における地中地震計設置方位の推定,
地震 2, **56**, 99-110.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009): 震源断
層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシビ」),
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_f
uroku3.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf), (2014 年 3 月 18 日現在).
- 芝 良昭 (2006): 2004 年新潟県中越地震の震源過程の
解明 - 広帯域震源インバージョンの適用 -, 電力中央
研究所報告, 研究報告 N05023.
- 武尾 実 (1985): 非弾性減衰を考慮した震源近傍での
地震波合成 - 堆積層での非弾性減衰の効果について
-, 気象研究所研究報告, **36**, 245-257.
- 田島礼子・松元康広・司 宏俊・入倉孝次郎 (2013):
内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する
巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則
の比較研究, 地震 2, **66**, 31-45.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001): 三陸沖における
再来大地震の震源過程の比較研究 - 1968 年十勝沖地
震と 1994 年三陸はるか沖地震の比較 -, 地震 2, **54**,
267-280.
- 宮腰 研 (2002): 不均質震源の特性化, 月刊地球号外,
37, 56-61.
- 宮腰 研・入倉孝次郎 (2013): 近年発生した内陸地殻内
地震の震源インバージョン結果に基づいた震源パラ
メータのスケーリング則の見直し, 日本地球惑星科学
連合 2013 年大会予稿集, SSS33-P21.
- 八木勇治 (2009): 震源過程解析手法の開発, 地震 2, **61**,
S297-S307.
- 八木勇治 (2012): 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源
過程, 地震 2, **64**, 143-153.
- 吉田康宏 (2011): 研究報告: 2011 年東北地方太平洋沖
地震 第 3 回 震源過程・海の地殻変動・陸の地殻変
動, 地震波形解析から見た 2011 年東北地方太平洋沖
地震の震源過程, 日本地震学会ニュースレター, **23**,
4.
- Akaike, H. (1980): Likelihood and the bayes procedure, in
bayesian statics, edited by J. M. Bernardo, M. H. DeGroot,
D. V. Lindley, and A. F. M. Smith, University Press,
Valencia, Spain, 143-166.
- Asano, K. and T. Iwata (2012): Source model for strong
ground motion generation in the frequency range 0.1-10
Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets
Space, **64**, 1111-1123.
- Bassin, C., G. Laske, and G. Masters (2000): The current
limits of resolution for surface wave tomography in north
America, EOS Trans AGU, **81**, F897.
- Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate green's
functions for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am.,
71, 959-971.
- Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson (1981): Preliminary
reference earth model, Phys. Earth Planet. Inter., **25**,
297-356.
- Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field
of an ellipsoidal inclusion and related problems, Proc. Roy.
Soc., **A241**, 376-396.
- Fukahata, Y., Y. Yagi, and M. Matsu'ura (2003): Waveform
inversion for seismic source processes using ABIC with
two sorts of prior constraints: comparison between proper
and improper formulations, Geophys. Res. Lett., **30**(6),
1305, doi:10.1029/2002GL016293.
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source
parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., **66**,
1501-1523.
- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton (1983): Inversion of strong
ground motion and teleseismic waveform data for the fault
rupture history of the 1979 Imperial valley, California
earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 1553-1583.
- Haskell, N. A. (1964): Total energy and energy spectral
density of elastic wave radiation from propagating faults,
Bull. Seism. Soc. Am., **54**, 1181-1841.
- Haskell, N. A. (1969): Elastic displacements in the near-field
of a propagating fault, Bull. Seism. Soc. Am., **59**,
865-908.
- Ide, S., M. Takeo, and Y. Yoshida (1996): Source process of
the 1995 Kobe earthquake: Determination of
spatio-temporal slip distribution by bayesian modeling,

- Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 547-566.
- Irikura, K. and H. Miyake (2011): Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 85-104.
- Iwata, T. and K. Asano (2011): Characterization of the heterogeneous source model of intraslab earthquakes toward strong ground motion prediction, *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 117-124.
- Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **57**, 557-583.
- Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl (1991): Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori (1991): Inversion of complex body waves—III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori (2003): Note on teleseismic body-wave inversion program, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>, (last accessed March 18, 2014).
- Kurahashi, S. and K. Irikura (2011): Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 571-576.
- Lawson, C. L. and R. J. Hanson (1974): Solving least squares problems, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs., New Jersey, 340 pp.
- Matsubara, M. and K. Obara (2011): The 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, **63**, 663-667.
- Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu (2008): Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, **60**, 987-991.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2010): Scaling relations of earthquakes on inland active mega-fault systems, *AGU Fall Meeting 2010*, S51A-1911.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004): Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- Olson, A. H. and R. J. Apsel (1982): Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1969-2001.
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 59-80.
- Strasser, F. O., M. C. Arango, and J. J. Bommer (2010): Scaling of the source dimensions of interface and intraslab subduction-zone earthquakes with moment magnitude, *Seismol. Res. Lett.*, **81**, 941-950.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2000): A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New, improved version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003): Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, **55**, e21-e24.
- Yokota, Y., K. Koketsu, Y. Fujii, K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, T. Kanazawa (2011): Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G21, doi:10.1029/2011GL050098.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki (2011): Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, **63**, 565-569.

(編集担当 中村浩二)