

(1-3) スラブ内地震の震源特性に関する研究

笹谷努（北海道大学大学院理学研究科）

sasatani@ares.sci.hokudai.ac.jp

森川信之（防災科学技術研究所）

morikawa@bosai.go.jp

前田宜浩（北海道大学大学院理学研究科）

tmaeda@ares.sci.hokudai.ac.jp

(a) 業務の要約

近地強震動記録から経験的グリーン関数法（EGF法）によって震源モデルを推定する場合、アスペリティを何個設定するかは重要な問題である。ここでは、まず、EGF法によって震源モデルが推定されている11個のスラブ内地震（ M_w 5.3～8.3）に対してアスペリティ個数（ N_a ）と地震モーメントとの関係について検討した。その結果、 M_w が5～6の地震では $N_a=1$ 、6～7の地震では $N_a=1\sim 3$ 、7以上の地震では $N_a=3\sim 5$ ということがわかった。続いて、これを確認するために、遠地IRIS(Incorporated Research Institute for Seismology)のP波波形について検討した。多くの場合、P波速度波形はアスペリティの個数に対応した複数のパルスを示すことがわかった。これは、遠地P波速度波形からアスペリティ個数を推定する可能性を示している。しかし、以下のことに注意する必要がある。1) M_w 5～6の地震の場合、P波がノイズに埋もれる場合がある。2) 破壊伝播に応じてP波速度波形が変化するので、広い方位の記録を検討する必要がある。

(b) 業務の実施方法

日本周辺で発生した11個のスラブ内地震に対して、EGF法によって震源モデルが推定されている。まず、これらの震源モデルのパラメータを整理し、特に、アスペリティ個数と地震モーメントとの関係について検討する。続いて、推定されたアスペリティ個数と遠地IRISのP波速度波形、及び変位波形との関係について検討する。

(c) 業務の成果

図1にEGF法によって震源モデルの推定された11個のスラブ内地震（ M_w 5.3～8.3）の震央とそのメカニズム解を示す。また、表1にこれらの地震の情報と震源パラメータがまとめてある。笹谷・他(2006)⁹⁾は、これらを基にして、スラブ内地震に関する以下の震源特性を明らかにした。1) アスペリティの全面積(S_a)が地震モーメント(M_o)と自己相似な関係を有する。ただし、同じ M_o に対して、スラブ内地震の S_a は地殻内地震のその約1/4である。2) S波加速度震源スペクトルの短周期レベル(A)が地震モーメント(M_o)と自己相似な関係を有する。ただし、同じ M_o に対して、スラブ内地震の A は地殻内地震のその約4倍である。これらは、スラブ内地震が、地殻内地震やプレート間地震と比べて、応力降下量（ $\Delta\sigma$ ）が大きいいため短周期地震波を強く励起することに関係している。

アスペリティの個数(Na)と地震モーメント(Mo)との関係を図2に示す。Mwが6以下の地震ではアスペリティの個数は1個であるが、図に示すようにMwが大きくなるとその個数は増えてゆく。大きな地震ほど震源過程が複雑になり、アスペリティの個数も増大すると考えられるが、Na-Mo関係を確立することは、将来の強震動予測において重要である。

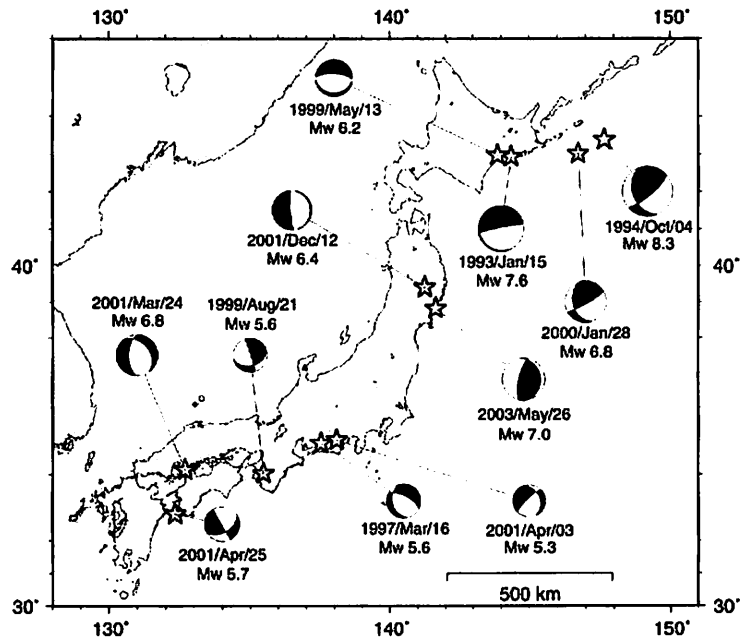


図1 EGF法によって震源モデルの得られている11個のスラブ内地震の震央とメカニズム解。

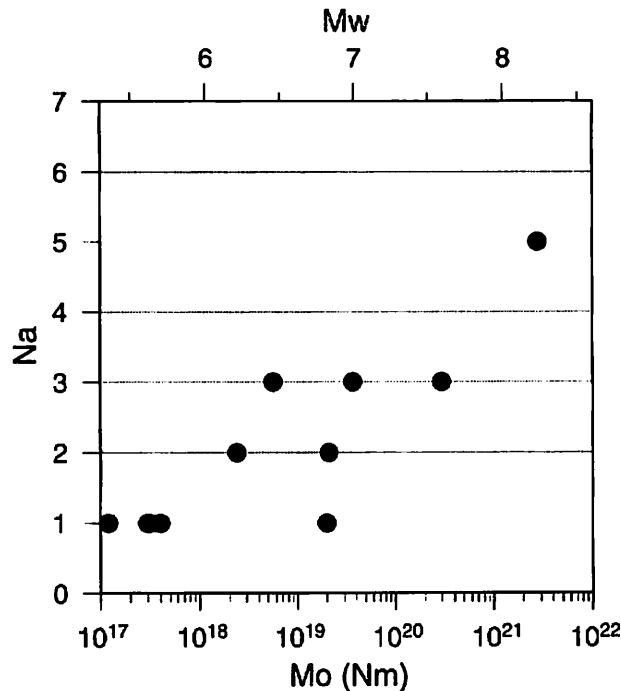


図2 アスペリティ個数 (Na) と地震モーメント (Mo) との関係。

図2のアスペリティ個数は、多くの場合、他の情報なしにEGF法による解析のみからモデル化されたものである。このモデル化の正当性を他の情報から確かめることは重要と

表1 スラブ内地震 (11個) の断層パラメータ

Event Date	Depth <i>H</i> (km)	Moment <i>M_o</i> (Nm)	Asperity area / stress drop on it <i>S_a</i> (km ²) / $\Delta\sigma$ (MPa)		Short-period level <i>A</i> (Nm/s/s)
1) 1993 Jan. 15 Kushiro-oki	101	3.3x10 ²⁰ (T) 2.7x10 ²⁰ (H)	52 / 109 72 / 381 35 / 163 (MS)	92 / 82 144 / 190 69 / 109 (MS)	4.2x10 ²⁰ (MS) 2.0x10 ²⁰ (I1)
2) 1994 Oct. 04 Hokkaido Toho-oki	56 (KK)	2.6x10 ²¹ (KK) 3.0x10 ²¹ (H)	400 / 82 256 / 82 144 / 382 144 / 300 256 / 137 (MS)		1.7x10 ²¹ (MS)
3) 1997 March 16 E. of Aichi Pre.	39	3.0x10 ¹⁷ (F) 3.3x10 ¹⁷ (H)	2.7 / 32 (A1)		1.2x10 ¹⁹ (I2)
4) 1999 May 13 S. of Kushiro	106	2.4x10 ¹⁸ (H)	3.2 / 73 4.9 / 73 (TS)		2.3x10 ¹⁹ (I1) 2.8x10 ¹⁹ (TS)
5) 1999 Aug. 21 N. of Wakayama	66	2.8x10 ¹⁷ (F) 3.1x10 ¹⁷ (H)	1.4 / 314 (A1)		2.9x10 ¹⁸ (I2)
6) 2000 Jan. 28 Hokkaido Toho-oki	59	2.0x10 ¹⁹ (H)	24.6 / 261 (A1)	56.3 / 62.4 (TS)	5.2x10 ¹⁹ (TS)
7) 2001 March 24 Geiyo	46	2.1x10 ¹⁹ (KH) 2.0x10 ¹⁹ (H)	33.1 / 47 24.8 / 41 (A1)	31.7 / 47.5 42.3 / 42.8 (M)	6.2x10 ¹⁹ (M) 6.0x10 ²⁰ (I2)
8) 2001 Apr. 03 Central Shizuoka	30	8.2x10 ¹⁶ (F) 1.2x10 ¹⁷ (H)	4.0 / 23 (A1)	3.2 / 34 (M)	3.0x10 ¹⁸ (I2) 3.3x10 ¹⁸ (M)
9) 2001 Apr. 25 Hyuga-nada	39	4.0x10 ¹⁷ (F) 4.0x10 ¹⁷ (H)	7.5 / 19 (A1)		6.8x10 ¹⁸ (I2)
10) 2001 Dec. 02 S. of Iwate Pre.	122	5.3x10 ¹⁸ (F) 5.6x10 ¹⁸ (H)	5.8 / 87 8.6 / 116 5.8 / 116 (MF)		3.9x10 ¹⁹ (MF)
11) 2003 May 26 Miyagi-ken-oki	72	3.5x10 ¹⁹ (F) 3.9x10 ¹⁹ (H)	9.0 / 105 16.0 / 105 36.0 / 105 (A2)		1.1x10 ²⁰ (S) 1.4x10 ²⁰ (TS)

References : KK=Kikuchi & Kanamori (1995)¹⁾, T=Takeo et al. (1993)²⁾, H=Harvard CMT, F=F-net, KH=Takehi (2004)³⁾, MS=Morikawa & Sasatani (2004)⁴⁾, A1=Asano et al. (2003)⁵⁾, TS=Sasatani et al. (2006)⁶⁾, A2=Asano et al. (2004)⁷⁾, I1=Ikeda et al. (2002)⁸⁾, I2=Ikeda et al. (2004)⁹⁾, M=Morikawa et al. (2002)¹⁰⁾, MF=Morikawa and Fujiwara (2002)¹¹⁾, S=Satoh (2004)¹²⁾.

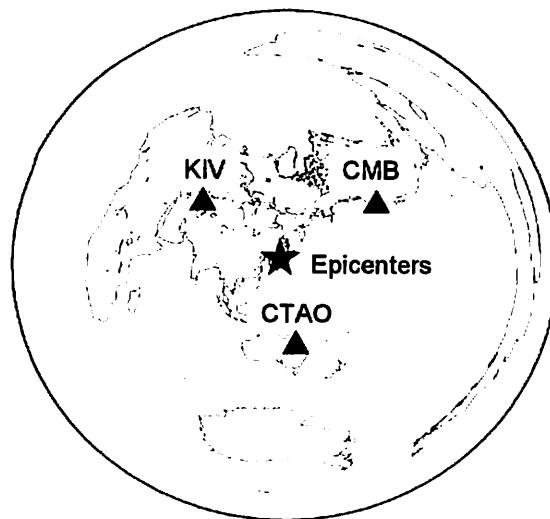


図3 スラブ内地震の震央(★)と解析に用いた3つのIRIS観測点(▲)。

考える。それは、EGF法によるスラブ内地震のモデル化に先見的信息を与えることにつながるからである。そこで、これらの地震によるアスペリティ個数と遠地IRIS(Incorporated Research Institute for Seismology)のP波波形について検討する。

IRIS観測点の代表として、北東のCMB、南のCTAO、及び北西のKIVを選んだ(図3)。これらの観測点の震央距離は 80° 以下である。Mwの範囲に応じて、これら3点のP波速度波形及び変位波形を図4($5 \leq M_w < 6$)、図5($6 \leq M_w < 7$)、及び図6($7 \leq M_w$)に示す。

最初に、図4の1997/3/16地震によるKIV波形(最上段左)を基にして解析の基本原理解を述べる。この地震によるP波速度波形は、1サイクルのサイン波パルスで近似できる。そして、その変位波形は、ほぼベル型を示している。また、震源近傍の地表で反射したpP波も同様な性質を有している。これらは、点震源での単純なモーメント開放による遠地P波及びpP波に対応している。これを基にして、以下では、1個のアスペリティによる遠地Pが、定性的に上で述べた波形を有すると仮定して解析を進める。つまり、複数のアスペリティが存在する場合の波形は、この波形(パルス)の重ね合わせとなる。

図4($5 \leq M_w < 6$)は、すべてアスペリティ個数が1個とモデル化された地震による遠地IRISのP波波形である。地震の規模が小さいために、P波がノイズに埋もれている観測点も多い。しかし、ノイズレベルの小さい1997/3/16地震によるKIV、1999/8/20地震によるKIV、2001/4/25地震によるKIV、CMBでは、アスペリティが1個という結論を支持する波形を示している。

図5は、 $6 \leq M_w < 7$ の地震によるP波波形である。2000/1/28地震を除いて、これらの地震のアスペリティは2~3個とモデル化されている。これに対応して、P波波形も複雑になってくる。特に、その速度波形に複数のパルスを認めることができる。また、破壊の伝播に伴う複数のアスペリティの分布様式に関係して、観測点の方位によって速度波形が異なっている。例えば、2001/3/24地震(芸予地震; 正断層、図1参照)では、本震の位置と余震分布から、破壊は震源から南に伝播したと考えられる。これに対応して、南に位置するCTAOの速度波形には3つのP波パルスが近接して存在するが、北東に位置するCMB

では、P波のパルス列が間延びしている。また、Kakehi(2004)³⁾によると、この地震では、破壊の伝播に伴ってメカニズムが変化している。この地震において、各観測点で速度波形が異なっているのは、これらの影響によると考えられる。

2000/1/28地震に対して、EGF法による解析では、アスペリティは1個とモデル化されている。しかし、図5に示したこの地震によるP波速度波形は、すべての観測点で少なくとも2つのパルスを認めることができる。しかも、第1パルスに対する第2パルスの出現時刻は、北東に位置するCMBで他よりも遅れている。これは、図1に示すメカニズム解において傾きの大きな節面を断層面とした場合、破壊が南西に伝播したことを暗示している(EGF法による解析においても、1個のアスペリティ内での破壊は南西方向に進行している)。この地震は北海道東方沖で発生しており、EGF法による解析には西方の北海道の観測点のみが用いられている。この方位の偏った観測記録による解析が、この地震のアスペリティを1個とモデル化した理由と考えられる。

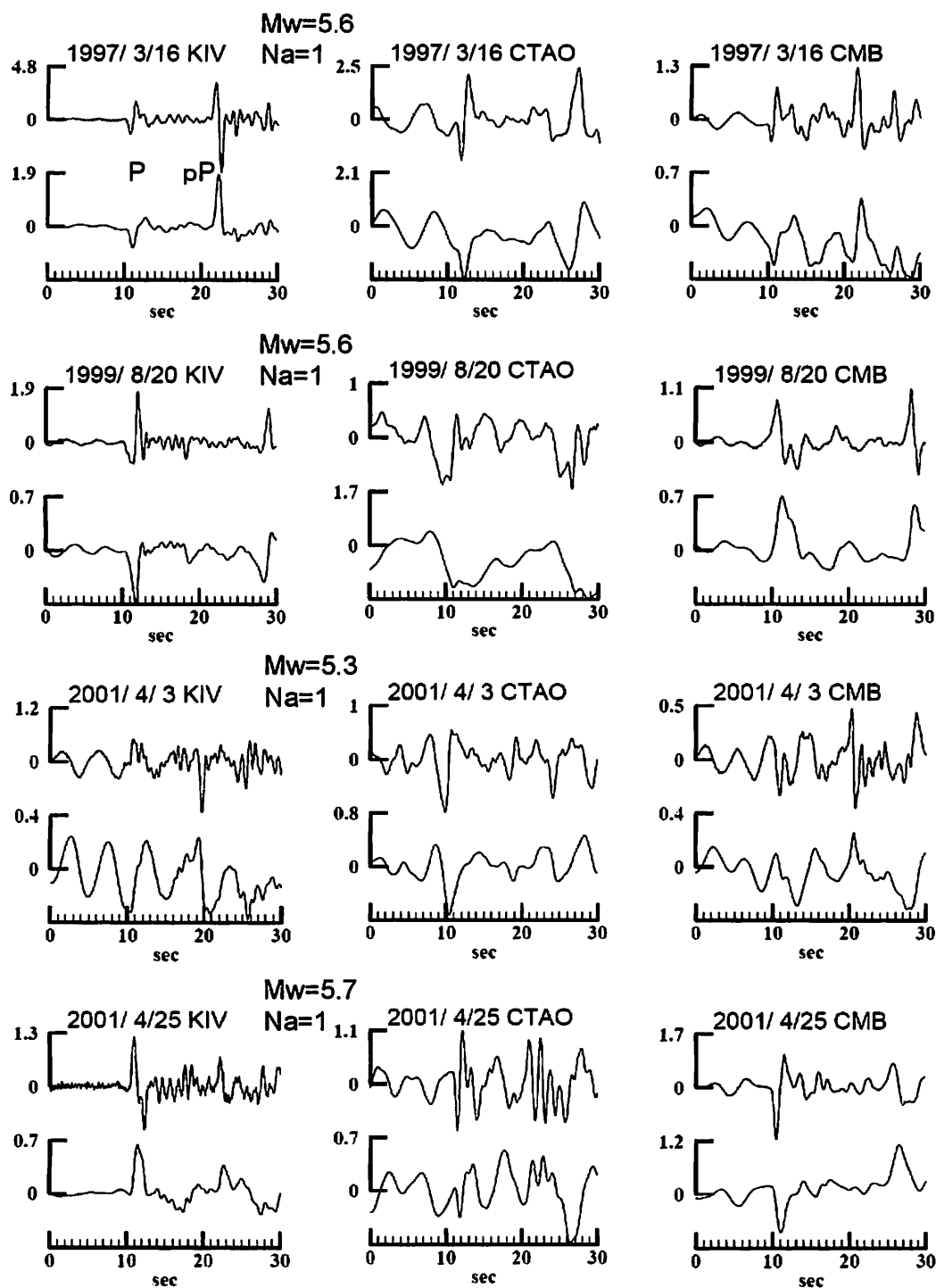


図4 スラブ内地震($5 \leq M_w < 6$)による遠地 (IRIS) P 波波形。地震ごとに3観測点 (KIV、CTAO、CMB) の波形が示されている。上：速度波形、下：変位波形。Mw：地震モーメント、Na：EGF 法によって推定されたアスペリティの個数。

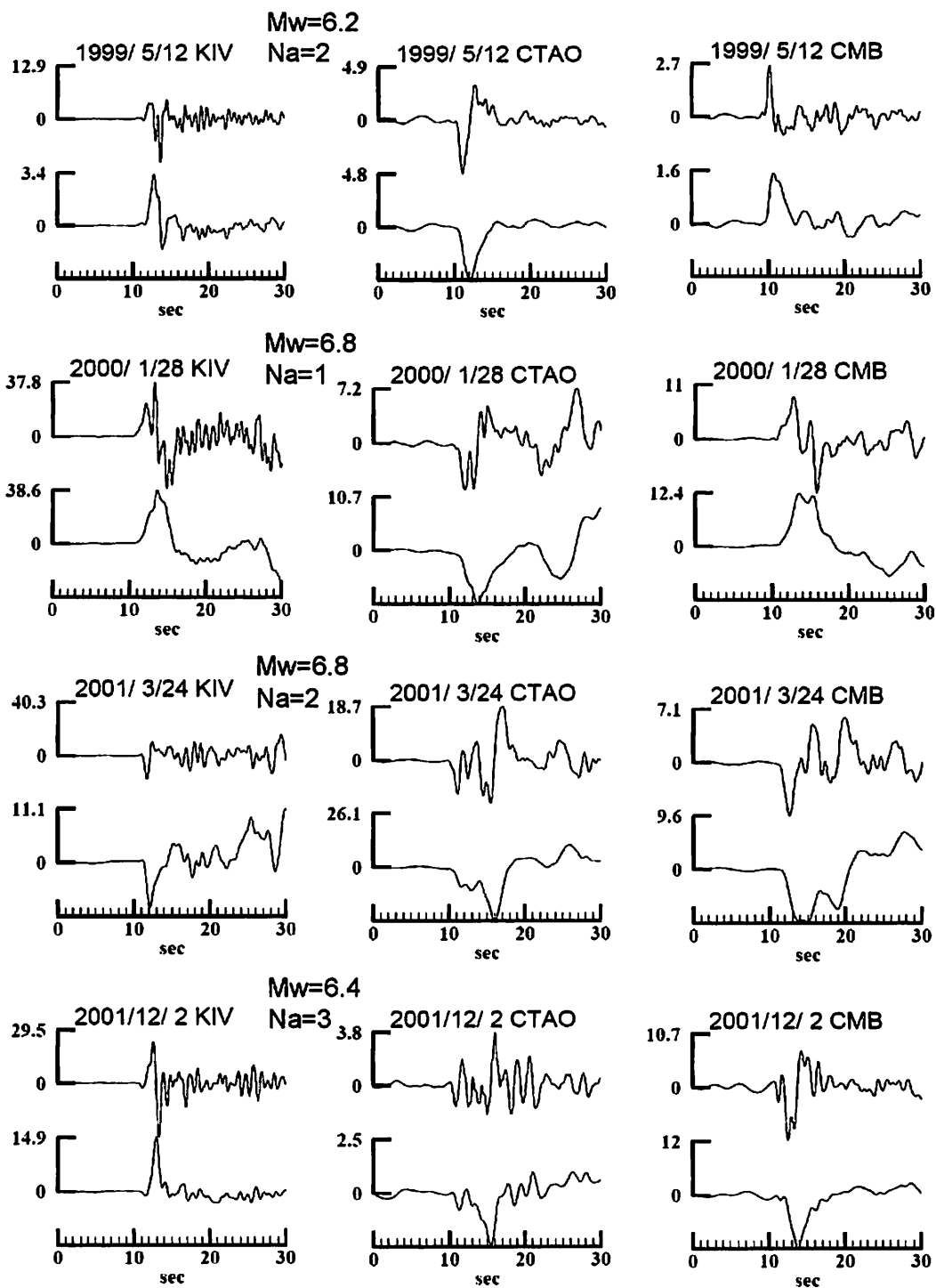


図5 スラブ内地震($6 \leq M_w < 7$)による遠地 (IRIS) P 波波形。地震ごとに3観測点 (KIV、CTAO、CMB) の波形が示されている。上：速度波形、下：変位波形。 M_w ：地震モーメント、 N_a ：EGF 法によって推定されたアスペリティの個数。

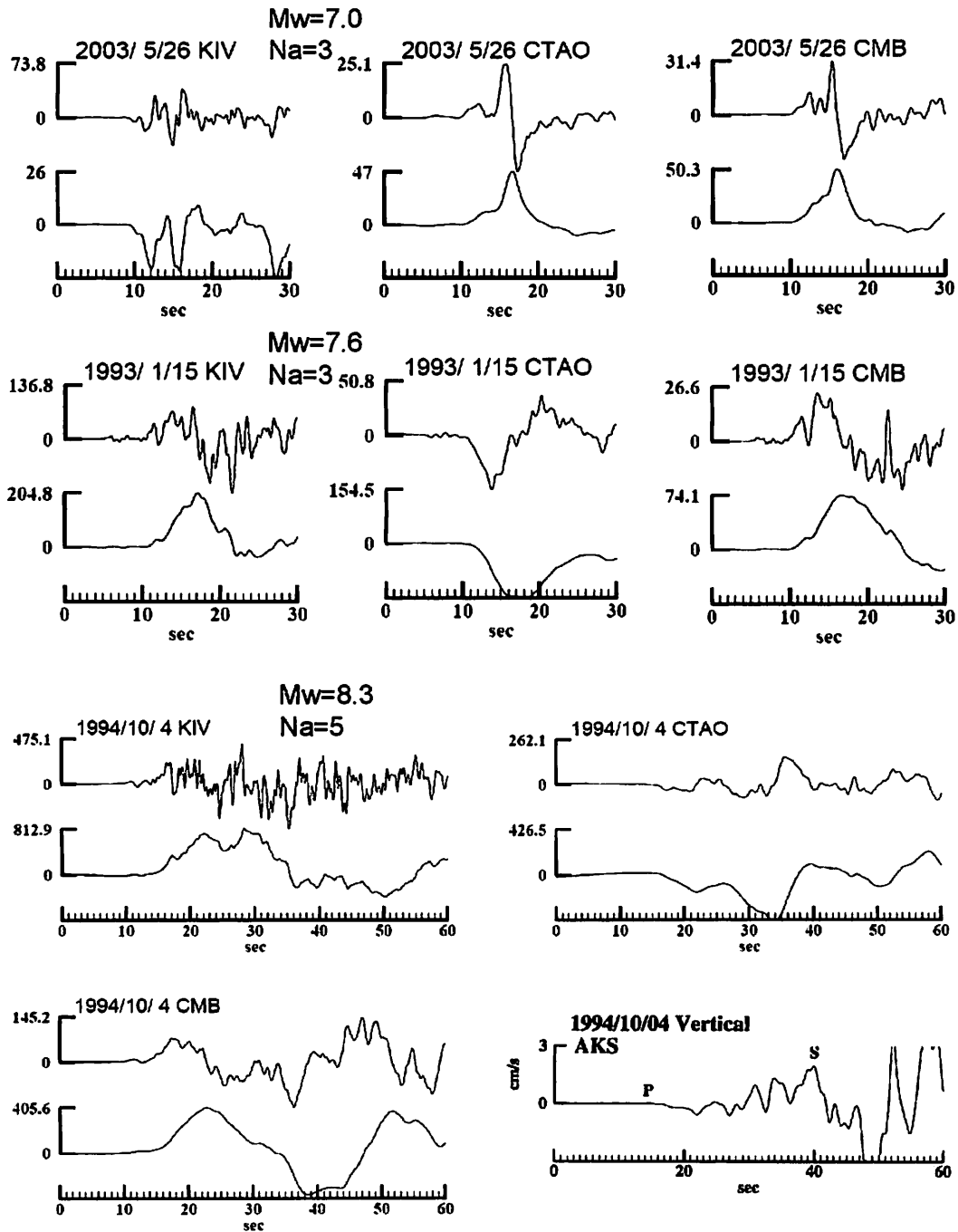


図6 スラブ内地震($7 \leq M_w$)による遠地 (IRIS) P 波波形。地震ごとに 3 観測点 (KIV、CTAO、CMB) の波形が示されている。上：速度波形、下：変位波形。 M_w ：地震モーメント、 N_a ：EGF 法によって推定されたアスペリティの個数。最下段右：1994 年北海道東方沖地震による AKS(厚岸： $\Delta=234\text{km}$)におけるハイカットフィルターされた速度 (上下動) 波形。P 波初動から S 波初動までの間に複数の長周期リップルが見られる。

規模の大きな ($7 \leq M_w$) スラブ内地震による P 波波形を図 6 に示す。図 5 と比べて、波形はさらに複雑になることがわかる。2003/ 5/26 (宮城県沖地震) による P 波波形は、大局的に 2 つのパルスで特徴づけられる。一方、浅野・他(2004)⁷⁾は、この地震に対して EGF

法によって3つのアスペリティをモデル化している。彼らの結果による震源に近い2つのアスペリティは時間・空間的に極めて接近している。遠地P波ではそれらを分解できないことが、アスペリティ個数の見かけ上の食い違いの要因と考えられる。1993/1/15（釧路沖地震）に対して、Morikawa and Sasatani (2004)⁴⁾は、最初に、ハイカットされた強震動速度波形の解析から3つのアスペリティの存在を見出し、それを基にEGF法によって震源のモデル化を行っている。一方、遠地P波速度波形も、CTAOを除いて、約10秒間に3つのパルスの存在を見つけることができる。これは、この地震の3つのアスペリティによるモデル化の正当性を示している。しかし、図6で時刻20秒以降に見られる速度波形のパルスに対する十分な説明はなされていない。

1994/10/4地震（北海道東方沖地震；色丹地震）は、Mwが8.3というスラブ内大地震である。Kikuchi and Kanamori (1995)¹⁾は、この地震に対する遠地実体波の解析から、6個のサブイベントが約40秒間で破壊するモデルを推定している。Sasatani(1997)¹³⁾は、北海道におけるハイカットされた強震動速度波形（上下動）に連続する数個のリップル（図6最下段右参照）を見出し、それらがKikuchi and Kanamori(1995)¹⁾によるサブイベントに対応すると結論している。一方、遠地のP波速度波形にも長周期の連続するリップルが見られる（地震の規模が大きくなるほどアスペリティの面積も大きくなり、それに対応してP波速度波形のパルス幅も長くなる）。Morikawa and Sasatani (2004)⁴⁾は、これら为先見的情報として、震源から西方に位置する北海道の強震動記録にEGF法を適用し、この大地震の震源モデルを推定している。EGF法に用いる観測点の分布が西方（北海道）に限られているため、他の解析による結果を先見的情報として利用せざるを得ない。

(d) 結論ならびに今後の課題

EGF法によって震源モデルが推定されている11個のスラブ内地震（Mw 5.3~8.3）に対してアスペリティ個数（Na）と地震モーメントとの関係について検討した。その結果、Mwが5~6の地震ではNa=1、6~7の地震ではNa=1~3、7以上の地震ではNa=3~5ということがわかった。続いて、これを確認するために、遠地IRISのP波波形について検討した。多くの場合、P波速度波形はアスペリティの個数に対応した複数のパルスを示すことがわかった。これは、遠地P波速度波形からアスペリティ個数を推定する可能性を示している。しかし、以下のことに注意する必要がある。1) Mw5~6の地震の場合、P波がノイズに埋もれる場合がある。2) 破壊伝播に応じてP波速度波形が変化するので、広い方位の記録を検討する必要がある。また、限られた方位の記録を用いたEGF法による解析では、アスペリティの個数を誤る可能性があることもわかった。同様な検討をより多くのスラブ内地震に対して行うことが今後の課題である。

(e) 引用文献

- 1) Kikuchi, M. and Kanamori, H. : The Shikotan earthquake of October 4, 1994: lithospheric earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.22, pp.1025-1028, 1995.
- 2) Takeo, M., Ide, S. and Yoshida, Y.: The 1993 Kushiro-oki, Japan, earthquake: A high stress-drop event in a subducting slab, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 20, pp. 2607-2610,

1993.

- 3) Kakehi, Y.: Analysis of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake using high-density strong ground motion data: Detailed rupture process of a slab earthquake in a medium with a large velocity contrast, *J. Geophys. Res.*, Vol.109, B08306, doi:10. 1029/2004 JB002980, 2004.
- 4) Morikawa, N. and Sasatani, T.: Source models of two large intra-slab earthquakes from broadband strong ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.94, pp.803-817, 2004.
- 5) Asano, K., Iwata, T. and Irikura, K.: Source characteristics of shallow intraslab earthquakes derived from strong-motion simulations, *Earth, Planets and Space*, Vol.55, pp.e5-e8, 2003.
- 6) 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩: スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 69, pp.123-134, 2006.
- 7) 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎: 2003年5月26日に宮城沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, *地震* 2, Vol.57, pp.171-185, 2004.
- 8) 池田孝, 武村雅之, 加藤研一: 強震動記録に基づく北海道周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, *日本建築学会構造系論文集*, Vol.560, pp.67-73, 2002.
- 9) 池田孝, 武村雅之, 加藤研一: 強震記録に基づくフィリピン海プレート内で発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特性, *日本建築学会構造系論文集*, Vol.586, pp.53-61, 2004.
- 10) 森川信之, 笹谷努, 藤原広行: 経験的グリーン関数法によるスラブ内地震の震源モデルの構築, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.133-138, 2002.
- 11) 森川信之, 藤原広行: スラブ内地震のスケーリング則(2), 地球惑星科学関連学会2002年合同大会予稿集, S042-P013, 2002.
- 12) 佐藤智美: 宮城沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定, *日本地震工学会論文集*, Vol.4, pp.1-4, 2004.
- 13) Sasatani, T.: Source characteristics of the 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake deduced from wide band strong motion records, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII Geophysics*, 10, pp. 269-293, 1997.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
笹谷努, 森川信之, 前田宜浩	スラブ内地震の震源特性	北海道大学地球物理学研究報告, No. 69, pp.123-134.	2006年3月
笹谷努, 森川信之, 前田宜浩	スラブ内地震による強震動の予測	日本地震工学会大会 - 2005 梗概集, 304-305.	2005年 11月

(g) 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