

地震 ジャーナル

64

2017年 12月

エッセイ 地震学の社会貢献度 ●MORI James Jiro

- 房総半島沖スロースリップイベント ●福田淳一—— 1
- 日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) の最初の成果 ●植平賢司—— 9
- わが国の海底地殻変動観測の現状 ●藤本博己——17
- 三次元大振幅振動台と地震体験システムの開発 ●熊谷仁志——28
- GEMの活動概要と日本の貢献 ●藤原広行／郝 憲生——34
- 書評——44
- 新刊紹介——47
- ADEP情報——47

囲み記事 GNSSとGPSの違いについて

美濃焼：濃尾震災にめげず日本一の産地へ

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

地震学の社会貢献度

MORI James Jiro

10月1日は日本で緊急地震速報が始まってちょうど10周年になる。この間、188回の速報が発せられており、地震学の社会に対する貢献のいい例となっている。最初のうち、こうした応用研究はそれほど価値はないとみられていたフシがあるように思うが、10年たってみるとこのシステムはかなりの成功をおさめ、世界中で高く評価されている。

地震学はどのように、またどれぐらい社会に貢献できるものだろうか？ 緊急地震速報についていえば、製造業の会社には経済的効果をもたらし、電車その他の交通機関は明らかに安全性を向上させたが、これによって直接、人命が救われたかといえば、それははっきりとはいえない。しかし、たとえ小さな揺れだったとしても、まず速報が来て、それから揺れが来るというシステムは、情報が欲しい人々に素早く情報を提供するという点で貢献している。日本のような技術先進国では特に有益な貢献である。また、地震学者が学問のためだけでなく、社会に貢献するために働いているというメッセージも伝えている。

地震学の社会に対する貢献をどう測るか、またそうした努力がどのように人々に受け止められているかということ、地震学にとっても非常に重要なことである。

人々は揺れが来るという事前の情報を受け取るというくらい心の余裕を持てる。その逆に、地震学者が「想定外」の地震だといったら不安になるのではないだろうか。スマトラ地震、東北地方太平洋沖地震、オクラホマの誘発地震、遠地地震の誘発、パークフィールドの地震予知と地震、東海地震の予知…とさまざまな地震イベントを見てきたが、地震が起きることも起きないことも「想定外」とはいえないと私は思う。もっと的確にいうなら、地震を捉えるには歴史の記録が短すぎるのだ。地震は非日常的なことかもしれないが、想定外ではない。想定外、ということ、たいていの大きい地震はいつどこで起きるかわかるはずなのに、という含意があるが、それは正しくない。

滅多にない、まれな（しかし想定外ではない）地震はいつも問題で、大きな被害をもたらすことが多い。社会的な準備が十分に整っていないからだ。日本におけるM9しかり、ハイチのM7しかり、アメリカ東海岸のM6もそうだった。

まれな地震の危険性をどのように伝えればいいのか？ 確率論的地震発生予測、強震動シナリオ、ハザードマップ、いずれもむろん役には立つ。しかし、千年に一度しか起きないM9が確率論的地震動予測地図に与える影響は小さい。それでも、沈み込みゾーンの地震は何でもM9になるというような極端な言い方は言いすぎだ。

人々にまれな地震の危険性を説くのは簡単ではない。研究費用や被害軽減の努力の必要性を説得するのはなおさらだ。たいていの人は生涯そういう経験をしないからである。そういう地震は日本のどこかで発生するだろうし、世界のどこかでほぼ確実に起きるにもかかわらず、である。

リスクのレベルに関して、人々にバランスのとれた適切な情報を伝えることは難しい。脅かしすぎはいけませんが、まれな地震によるひどい被害の可能性についてはきちんと言わなければならない。われわれは社会に対して、よくある地震についてはそのたびに頻繁に情報を提供し、まれな地震についてもそれが起きる可能性について適切に伝える努力をしなければならない。



MORI, James Jiro

[モリ ジェームス ジロー]

現職 京都大学防災研究所教授

略歴 1956年アメリカ・シカゴ生まれ、日系三世。コロンビア大学にて博士号取得後、ラバウル火山観測所（バブアニューギニア）、米国地質調査所パサデナ・オフィス、南カリフォルニア地域統括コーディネーターを経て1999年現職

2014年、AGU Fellow、2016～2017年、アメリカ地震学会会長

研究分野 地震発生メカニズムの解明。巨大地震・火山噴火・津波の研究をはじめ、2012年には「東北地方太平洋沖地震調査掘削」の共同主席研究者としてプレート境界断層の掘削に成功

房総半島沖スロースリップイベント

福田淳一

1. はじめに

最近約 20 年間の GNSS 等の測地観測網の構築により、沈み込み帯を始めとする世界各地のプレート境界で多数のスロースリップイベント（以下、SSE）が検出されてきた。SSE は自発的に加速する過渡的な非地震性すべりであり、継続時間は数日から数年に亘る。SSE は主にプレート境界浅部の固着域から深部の定常すべり域への遷移領域で数カ月から数年程度の間隔で繰り返し発生し、多くの場合、微動や群発地震の活動を伴う（たとえば、Obara, 2011）。

房総半島沖では、相模トラフからフィリピン海プレートが関東地方の下に沈み込み、日本海溝から太平洋プレートがフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる。1990 年代半ばに国土地理院の GNSS 観測網 GEONET が構築されて以来、房総半島沖のフィリピン海プレートの沈み込み境界では、Mw 6.4~6.7、継続時間が 10~30 日程度で群発地震活動を伴う SSE が 1996, 2002, 2007, 2011, 2013~2014 年に検出されてきた（Sagiya, 2004; Ozawa *et al.*, 2003, 2007; Hirose *et al.*, 2012, 2014; Ozawa, 2014; Fukuda *et al.*, 2014）。これらの SSE のすべり域は GNSS データから推定されている浅部の固着域（Sagiya, 2004; Nishimura *et al.*, 2007）と深部の定常すべり域の境界付近に位置している。GNSS データから検出されたこれらの SSE に加えて、Hirose *et al.* (2012) は群発地震活動と傾斜計のデータから GEONET の構築以前の 1983 年と 1990 年にも SSE が発生していたことを明らかにした。また、Kato *et al.* (2014) は 2011 年東北地方太平洋沖地震の直後に SSE が誘発されたことを地震活動のデータから推定した。

1987 年千葉県東方沖地震（M 6.7）は SSE の発

生領域近傍のフィリピン海プレート内部で起きた横ずれ型の地震である。その余震の震源分布は、本震の震源からフィリピン海プレート上面に向かって上方に延びており、浅い余震の震源（Okada and Kasahara, 1990）はプレート境界面上の SSE 発生域の深部側の端付近に位置する。SSE が千葉県東方沖地震に近接していることを考慮すると、これらの間に何らかの相互作用がある可能性が考えられる。実際に、Hirose *et al.* (2012) は千葉県東方沖地震による応力変化が SSE の発生間隔に影響を与えた可能性を指摘している。

SSE は多数の検出例があるが、時間発展過程についての研究は少ない。SSE の詳細な時間発展過程の解明は、SSE の発生メカニズムの研究や SSE による地震・微動活動の誘発に関する研究などに貢献する可能性がある。本稿では、房総沖の SSE の詳細な時間発展過程を GNSS データに基づいて推定した結果（Fukuda, 2017）を紹介する。

2. スロースリップイベントによる地殻変動

図 1 に 1996, 2002, 2007, 2011, 2013~2014 年の SSE を含む期間の GNSS 観測点での水平変位を示した。これらの水平変位は、GNSS 時系列データから定常的な変位、季節変動、地震によるステップ的な変位、東北地方太平洋沖地震の余効変動など SSE 以外に起因する変位を除去して推定されたものであり、SSE による水平変位と考えることができる。2013~2014 年の SSE については国土地理院の GEONET と東京大学地震研究所の観測点の変位を示し、他の SSE については GEONET の観測点の変位のみを示している。図 1 から、すべての SSE で変位は南東向きであり、

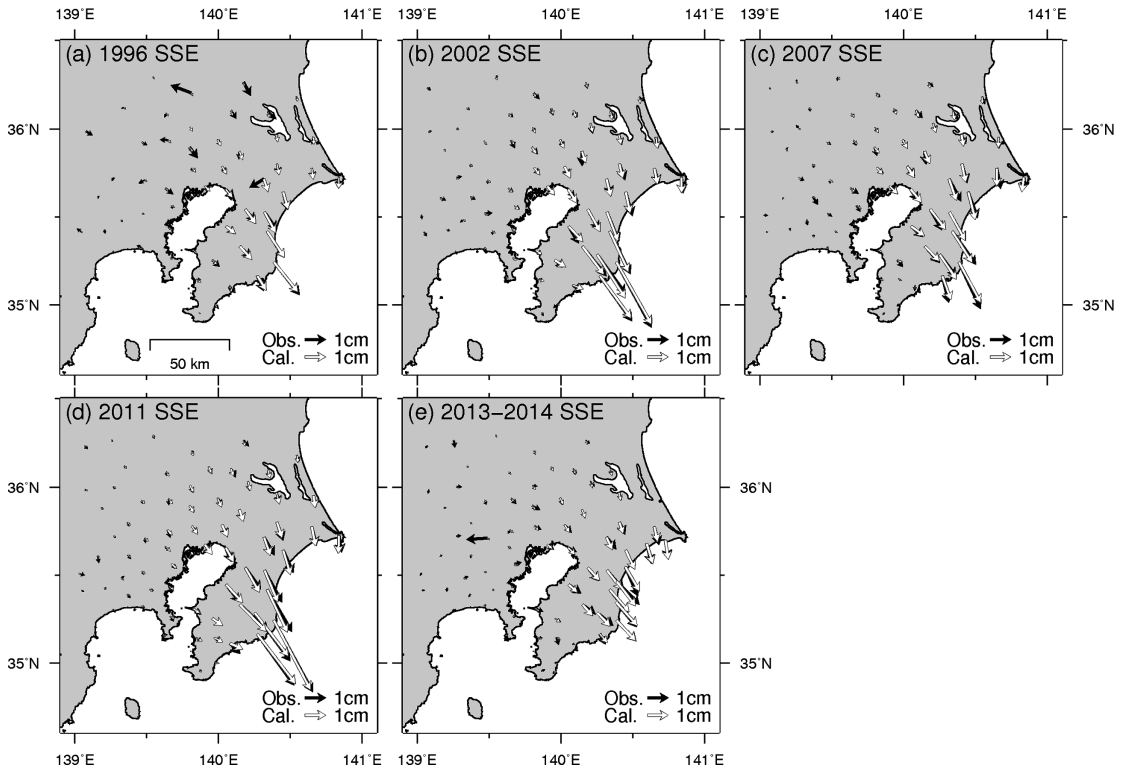


図 1 GNSS データから求められた (a) 1996, (b) 2002, (c) 2007, (d) 2011, (e) 2013~2014 年の SSE を含む期間の水平変位 (黒矢印). 白矢印は推定されたすべり分布による計算値を示す (Fukuda, 2017)

フィリピン海プレートの沈み込みの方向 (Nishimura *et al.*, 2007) とおおむね逆向きであることが分かる. 一方, 変位の大きさや空間パターンは SSE ごとに異なっていることも分かる. たとえば, 2011 年の SSE による水平変位は, 他の SSE と比較して明らかに大きく, 2013~2014 年の SSE による水平変位は, より広範囲に分布している (図 1). このような水平変位場の SSE ごとの相違は, 各 SSE のすべり分布の違いを反映していると考えられる.

3. スロースリップの時間発展

これまで, GNSS 時系列データの解析により, 1996 年 (Sagiya, 2004), 2002 年 (Ozawa *et al.*, 2003), 2007 年 (Ozawa *et al.*, 2007), 2013~2014 年 (Ozawa, 2014; Fukuda *et al.*, 2014) の SSE の

時間発展が推定されてきた. また, 傾斜計と GNSS 時系列データの同時解析により 2007, 2011 年の SSE の時間発展が推定されてきた (Hirose *et al.*, 2014). しかし, 複数の著者によってすべりの時間発展が推定された SSE (2007 年および 2013~2014 年の SSE) については, 著者ごとに大きく異なる結果が得られている. このような相違は使用したデータや解析手法の違いを反映したものと考えられる. そこで本稿では, GNSS 時系列データを用いて, 1996, 2002, 2007, 2011, 2013~2014 年の SSE の時間発展を統一的な方法で推定した結果 (Fukuda, 2017) を紹介する. この研究では, すべりの時間発展の推定には Fukuda *et al.* (2008) のインバージョン解析手法が用いられた. この手法は, GNSS 時系列データから高解像度のすべりの時空間発展を推定できるという特徴がある.

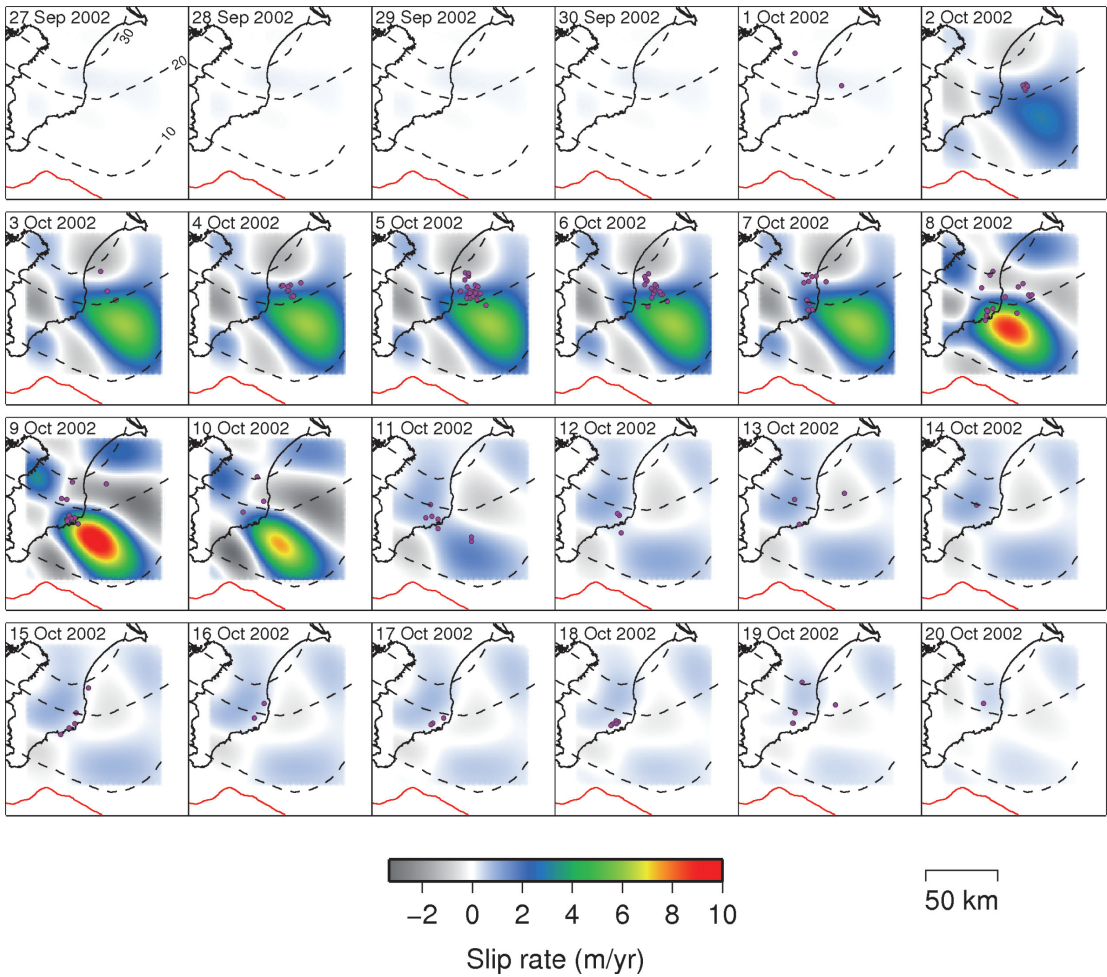


図 2 2002 年の SSE を含む期間の 1 日ごとのすべり速度分布 (Fukuda, 2017). 赤実線は相模トラフ, 黒破線はフィリピン海プレート上面の等深線 (10km 間隔) を示す. 紫丸は深さ 40 km 以浅の地震の震央を示す

Fukuda (2017) は 5 つの SSE に対して、フィリピン海プレート上面における 1 日ごとのすべり速度の時空間変化を推定した。例として、2002 年および 2007 年の SSE に対する推定結果を図 2, 3 にそれぞれ示す。図 2 から、2002 年の SSE は 10 月 2 日に房総沖で始まり、10 月 3 日までにすべり速度が最大 6.2 m/yr まで加速したことが分かる。10 月 3 日から 7 日の間は、すべりの発生場所や速度に変化はなく、すべりが続した。その後、10 月 7 日から 9 日の間にすべり速度は最大 9.9 m/yr にまで加速し、9 日以降に徐々に減速した。この加速と同時に、すべりは 10 月 7

日から 8 日の間に西南西に伝播し、9 日以降は南東方向に伝播した。

図 3 から、2007 年の SSE は 8 月 12 日に房総沖で始まり、8 月 15 日までにすべり速度は最大 7.5 m/yr まで加速したことが分かる。この後、8 月 25 日頃まですべりは徐々に減速した。すべりが開始してから 8 月 18 日頃までの間、すべりは西北西に伝播した。すべり速度が最大となった 8 月 15 日以降、すべりは南東方向にも伝播した。2007 年の SSE は、その開始直後からすべりの伝播が連続的に起きたという点で、開始から 6 日程度の間すべりの伝播がみられなかった 2002 年の

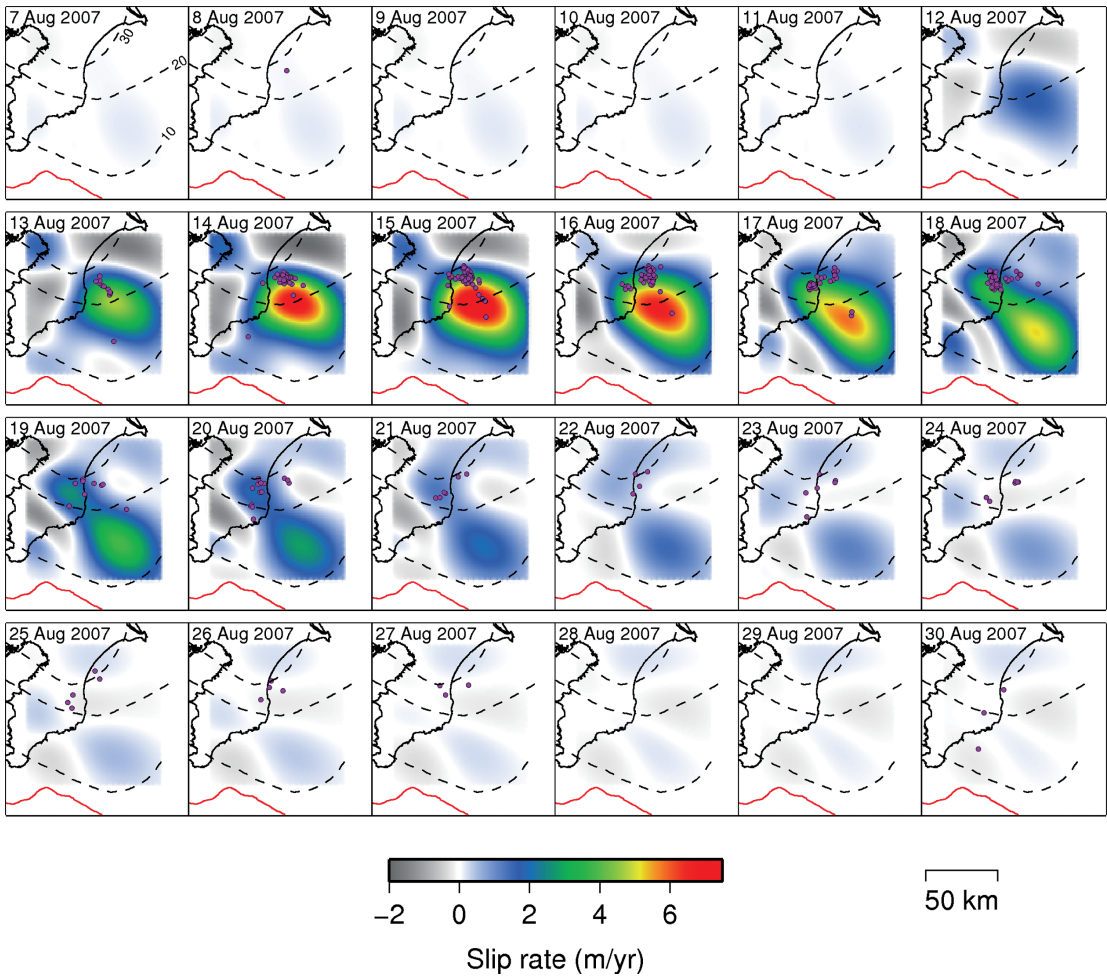


図 3 2007 年の SSE を含む期間の 1 日ごとのすべり速度分布 (Fukuda, 2017). 記号は図 2 と同様である

SSE とは異なる。また、すべりの伝播方向は、2007 年の SSE の西北西方向に対して 2002 年の SSE では西南西方向となっている。このように、2002 年および 2007 年の SSE の時間発展は互いに異なる特徴を示す。

1996, 2011, 2013~2014 年の SSE におけるすべり速度の時空間変化については、紙数の都合上、ここではその概要を述べるにとどめる。詳細については Fukuda (2017) を参照していただきたい。2002, 2007 年の SSE では、図 2, 3 に示されているように、すべりが開始してから 4~8 日程度ですべり速度は最大値の約 7~10 m/yr に達している。1996, 2011 年の SSE では、すべり

の加速はそれぞれ 8 日, 6 日継続し、すべり速度は最大値の 4.8 m/yr, 13.0 m/yr に達している。したがって、1996, 2002, 2007, 2011 年の SSE におけるすべりの加速の継続時間は同程度である。一方、2013~2014 年の SSE では、すべりの開始から 15~20 日程度かけてすべり速度が約 1 m/yr 程度まで加速し、その後より大きな加速度でさらに加速し、6 日間ですべり速度の最大値の 4.6 m/yr に達している。このように、2013~2014 年の SSE は、最初の約 15~20 日間ですべりが非常にゆっくりと加速し、その後比較的速いすべりに移行するという他の SSE とは大きく異なる特徴を示す。

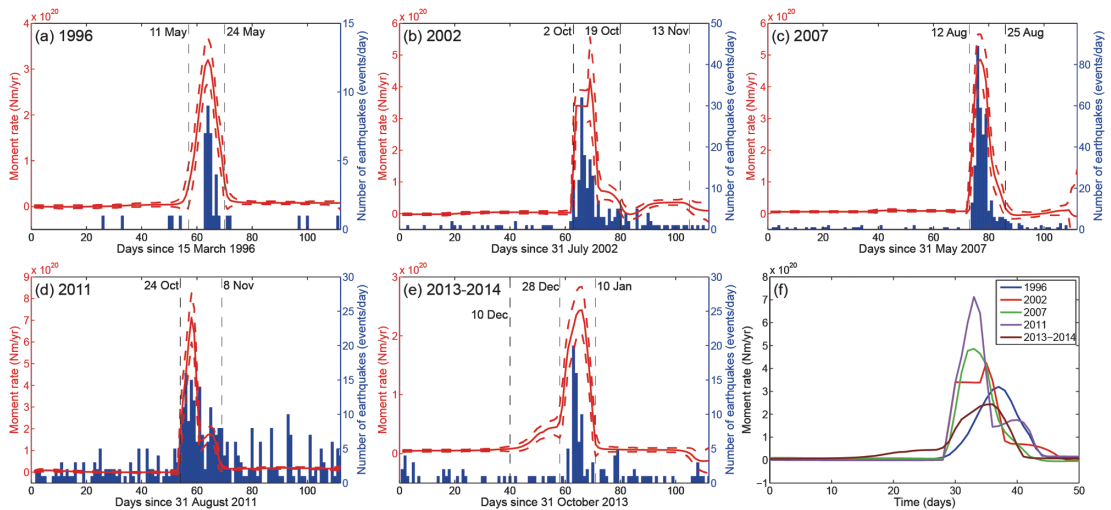


図 4 (a) 1996, (b) 2002, (c) 2007, (d) 2011, (e) 2013~2014 年の SSE のモーメントレート関数 (赤実線). 赤破線は誤差範囲 ($\pm 1\sigma$), 棒グラフは深さ 40 km 以浅の地震の 1 日ごとの発生個数を示す. (f) (a)~(e) のモーメントレート関数を時間軸方向に拡大して示す. 各関数は時間方向に任意に移動されている (Fukuda, 2017)

各 SSE の時間発展の特徴は図 4 に示したモーメントレート関数にも現れている. 2002, 2007, 2011 年の SSE では, すべりの開始時から $4\text{--}6 \times 10^{22}$ Nm/yr² 程度の加速度でモーメントレートが時間とともに線形に増加している (図 4b, c, d, f). 一方, 1996 年の SSE では, モーメントレートの増加はより緩やかで, 加速度は $1\text{--}2 \times 10^{22}$ Nm/yr² 程度である (図 4a, f). 2013~2014 年の SSE では, すべりの開始後 15~20 日程度の間 (2013 年 12 月 28 日以前) に 1×10^{21} Nm/yr² 程度, その後の 7~8 日間に 1×10^{22} Nm/yr² 程度の加速度でモーメントレートが増加した (図 4e). 最初の 15~20 日間のモーメント加速度の値は他のイベントに比べて一桁小さい (図 4f). 一方, それに続く 7~8 日間のモーメント加速度の値は 1996 年の SSE と同程度である (図 4f). このように, 5 つの SSE は比較的急に加速するイベント (2002, 2007, 2011 年の SSE) と緩やかに加速するイベント (1996, 2013~2014 年の SSE) の 2 つのグループに分けることができる (図 4f). Fukuda (2017) は後者の SSE は前者の SSE に比べて地震モーメントや最大すべり速度が小さいことを報告している.

すべりの伝播方向や伝播速度も SSE ごとに異なることが明らかになった. 図 5a の直線は各 SSE の初期段階におけるすべりの近似的な伝播経路, 図 5b~f はこれらの直線上におけるすべり速度の時空間変化を示す. 1996, 2007, 2011 年の SSE では, すべりの伝播はイベントの開始と同時に始まり, すべりは図 5a の対応する直線に沿ってそれぞれ約 10, 5, 5 km/day の一定速度で連続的に伝播した (図 5b, d, e). 2013~2014 年の SSE でも図 5a の直線に沿った約 10 km/day の一定速度での連続的なすべりの伝播がみられたが, 伝播はすべりが開始してから 15~20 日程度後 (2013 年 12 月 28~29 日) に起きたすべりの急加速と同時に始まった (図 5f). これらのイベントとは対照的に, 2002 年の SSE では連続的なすべりの伝播はみられなかった. 2002 年の SSE では, すべりが開始した 10 月 2 日から 7 日までは伝播はみられず, 10 月 7 日から 8 日までの 1 日間に約 20 km 西南西に伝播した (図 5c). このように, すべりの加速や伝播のパターンは SSE ごとに異なることが明らかになった (図 4f, 5).

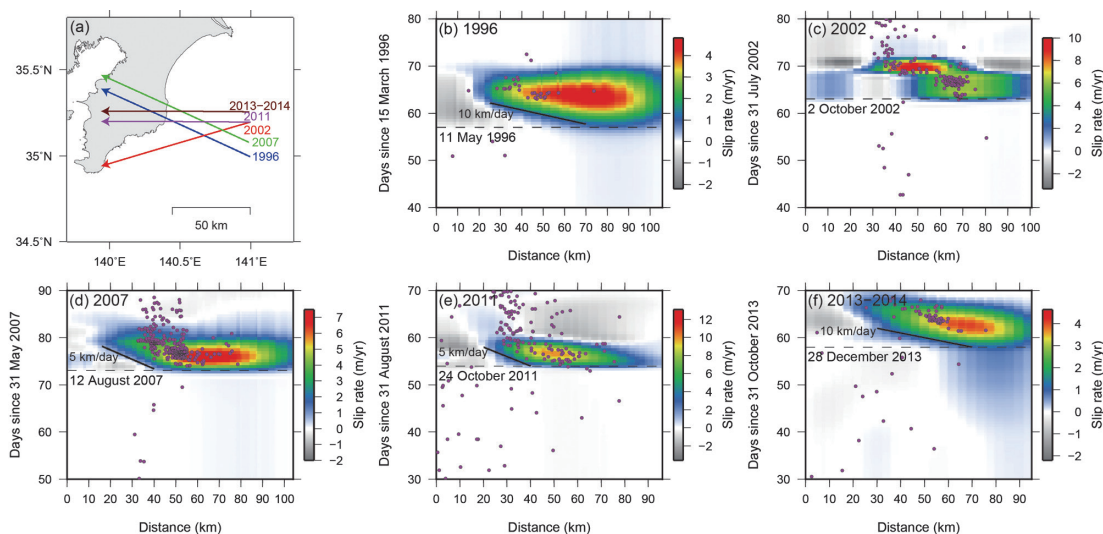


図 5 (a) 1996, 2002, 2007, 2011, 2013~2014 年の SSE の初期段階におけるすべりの近似的な伝播経路をそれぞれ青, 赤, 緑, 紫, 茶の実線で示す. 矢印はすべりの伝播方向を示す. (b~f) 各 SSE に対する (a) の対応する直線上におけるすべり速度の時間変化. 横軸は各直線の西端から測った距離を表す. 紫丸は 40 km 以浅の地震の震央を各直線上に投影したものを表す. 黒実線はすべりの近似的な伝播速度を示す (Fukuda, 2017)

4. スロースリップに伴う地震活動

1996, 2002, 2007, 2011, 2013~2014 年の SSE に同期して群発的な地震活動がみられた. 図 4a~e は 1 日ごとの地震発生個数 (気象庁一元化震源カタログの深さ 40 km 以浅の地震の個数) をスロースリップのモーメントレートとともに時間の関数として示している. モーメントレートの増加に伴い, 地震発生レートが顕著に増加していることが分かる. これらの SSE の発生期間中に起きた地震のマグニチュードの最大値はそれぞれ 4.3, 3.7, 5.3, 3.7, 5.0 である.

地震活動とスロースリップの関係をより詳細にみるために, 図 2 に 2002 年の SSE に伴う地震活動の 1 日ごとの震央分布をスロースリップのすべり速度分布とともに示す. この図から, 地震活動とスロースリップの間には以下のような関係があることが分かる. 地震活動は 10 月 1~2 日にスロースリップの開始とほぼ同時に始まった. すべりの伝播がみられなかった 10 月 2 日から 6 日の間, 地震活動はすべり速度が大きな領域の深部側

の端付近で発生し, 顕著な震源の移動はみられなかった. 10 月 7 日から 8 日の間にすべりの西南西への伝播がみられたが, これに同期して, 地震活動も西南西へ移動した. このように, 地震活動の震源の移動はすべりの伝播パターンと対応関係を持つことが分かる.

図 3 には 2007 年の SSE に伴う地震活動の震央分布をスロースリップのすべり速度分布とともに 1 日ごとに示した. 地震活動は 8 月 13 日にスロースリップの開始より 1 日程度遅れて始まった. すべりの西北西への伝播がみられた 8 月 13 日から 18 日の間, 地震活動の震源もすべり速度が大きな領域の深部側の端付近を西北西に伝播した. このように 2007 年の SSE に対しても震源移動とすべりの伝播パターンとの間に対応関係があることが分かる.

1996, 2011, 2013~2014 年の SSE に対しても, 地震活動の震源移動とすべりの伝播パターンとの間に 2002, 2007 年の SSE と同様の対応関係がみられた. つまり, これらのすべてのイベントで地震活動はすべり速度が大きな領域の深部側の端付近で発生し, 震源はすべりの伝播とともに移動し

た。図 5b~f に各 SSE に伴う地震活動の震央分布を図 5a の直線（すべりの伝播経路）上に投影したものをこれら直線上におけるすべり速度とともに時間の関数として示す。SSE ごとにすべりの伝播パターンは異なるが、すべてのイベントに対して、地震活動の震源がすべりの伝播とともに移動する様子が明瞭にみられる。このような震源の移動とすべりの伝播の間の強い相関は、地震活動がスロースリップによる応力変化により誘発されたことを示唆する。

図 4, 5 からスロースリップと地震活動の開始時刻の間の関係は、SSE ごとに異なることが分かる。すべりの加速が比較的急激な 2002, 2007, 2011 年の SSE では、地震活動はスロースリップの開始から 1~2 日以内に始まっている。一方、すべりがより緩やかに加速する 1996, 2013~2014 年の SSE では、地震活動はスロースリップの開始後それぞれ 6, 20~25 日程度遅れて始まっている。5 つの SSE に対して地震活動の開始時刻とすべり速度の関係を調べると、すべり速度が閾値（ ~ 4 m/yr）を超えるまでは顕著な地震活動の増加は起きていないことが分かった（Fukuda, 2017）。これはすべり速度で決まる応力レートにより地震活動がコントロールされており、地震を誘発するために最低限必要な応力レートの閾値が存在することを示唆する。この場合、SSE ごとの地震活動の開始のタイミングの違いは、応力レートが閾値に達するまでに要する時間の違いで説明できることになる。

5. おわりに

本稿では、GNSS データに基づき、過去 5 回の房総沖 SSE の時間発展過程を推定した結果を紹介した。解析の結果、5 つの SSE におけるすべりの加速や伝播のパターンはイベントごとに異なることが明らかになった（図 4, 5）。また、イベントごとにすべりの時間発展のパターンが異なるにもかかわらず、すべてのイベントに対して、地震活動の震源の移動はすべりの伝播パターンと強い対応関係を持つことが明らかになった（図 5）。

現時点では、ここで示されたようなすべりの時間発展の多様性を生み出すメカニズムは明らかではない。また SSE に同期した地震活動についても、その発生メカニズムが十分に解明されているわけではない。今後は数値シミュレーションや地震活動解析など他の手法も用いてすべり速度の時空間変化やそれに伴う地震活動の発生メカニズムを理解することが重要になるだろう。

近年、スロースリップが隣接する領域における M7~9 クラスの地震の発生に寄与したことを示唆する観測結果が得られている（たとえば、Kato *et al.*, 2012; Radiguet *et al.*, 2016）。数値シミュレーションからは、スロースリップが隣接する地震発生域に応力の増加をもたらし、地震の発生を促進する可能性に加えて、スロースリップが地震発生域に伝播し、動的弱化によって地震性すべりに発展する可能性も指摘されている（Segall and Bradley, 2012）。房総沖の SSE はプレート境界地震である 1703 年元禄関東地震（M~8）の震源域の深部側に隣接している上に、フィリピン海プレート内の地震である 1987 年千葉県東方沖地震（M 6.7）の震源域にも近接している。したがって、SSE のこれらの震源域への影響を検討することも今後重要になるだろう。

参考文献

- Fukuda, J. 2017. Variability of the space-time evolution of slow slip events off the Boso Peninsula, central Japan, from 1996 to 2014. *J. Geophys. Res.* doi:10.1002/2017JB014709 (in press).
- Fukuda, J., Miyazaki, S., Higuchi, T. and Kato, T. 2008. Geodetic inversion for space-time distribution of fault slip with time-varying smoothing regularization. *Geophys. J. Int.*, **173**, 25-48. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03722.x
- Fukuda, J., Kato, A., Obara, K., Miura, S. and Kato, T. 2014. Imaging of the early acceleration phase of the 2013-2014 Boso slow slip event. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 7493-7500. doi:10.1002/2014GL061550
- Hirose, H., Kimura, H., Enescu, B. and Aoi, S. 2012. Recurrent slow slip event likely hastened by the 2011 Tohoku earthquake. *Proc. Natl. Acad. Sci.*

- USA, **109**, 15,157–15,161. doi:10.1073/pnas.1202709109
- Hirose, H., Matsuzawa, T., Kimura, T. and Kimura, H. 2014. The Boso slow slip events in 2007 and 2011 as a driving process for the accompanying earthquake swarm. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2778–2785. doi:10.1002/2014GL059791
- Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S. and Hirata, N. 2012. Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, **335**, 705–708. doi:10.1126/science.1215141
- Kato, A., Igarashi, T. and Obara, K. 2014. Detection of a hidden Boso slow slip event immediately after the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5868–5874. doi:10.1029/2014GL061053.
- Nishimura, T., Sagiya, T. and Stein, R.S. 2007. Crustal block kinematics and seismic potential of the northernmost Philippine Sea plate and Izu microplate, central Japan, inferred from GPS and leveling data. *J. Geophys. Res.*, **112**, B05414. doi:10.1029/2005JB004102
- Obara, K. 2011. Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *J. Geodyn.*, **52**, 229–248. doi:10.1016/j.jog.2011.04.002
- Okada, Y. and Kasahara, K. 1990. Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988. *Tectonophysics*, **172**, 351–364.
- Ozawa, S. 2014. Shortening of recurrence interval of Boso slow slip events in Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2762–2768. doi:10.1002/2014GL060072
- Ozawa, S., Miyazaki, S., Hatanaka, Y., Imakiire, T., Kaidzu, M. and Murakami, M. 2003. Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1283. doi:10.1029/2002GL016665
- Ozawa, S., Suito, H. and Tobita, M. 2007. Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso peninsula, central Japan. *Earth Planets Space*, **59**, 1241–1245. doi:10.1186/BF03352072
- Radiquet, M., Perfettini, H., Cotte, N., Gualandi, A., Valette, B., Kostoglodov, V., Lhomme, T., Walpersdorf, A., Cabral Cano, E. and Campillo, M. 2016. Triggering of the 2014 Mw 7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico. *Nat. Geosci.*, **9**, 829–833. doi:10.1038/ngeo2817
- Sagiya, T. 2004. Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, and the Boso peninsula silent earthquake in May 1996. *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 2327–2342. doi:10.1007/s00024-004-2566-6
- Segall, P. and Bradley, A.M. 2012. Slow-slip evolves into megathrust earthquakes in 2D numerical simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L18308. doi:10.1029/2012GL052811

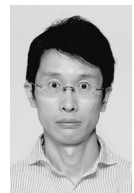
福田淳一

[ふくだ じゅんいち]

現職 東京大学地震研究所助教

略歴 東京大学大学院理学系研究科博士課程修了。インディアナ大学（米国）研究員を経て現職

研究分野 測地学，地殻変動



日本海溝海底地震津波観測網 (S-net) の最初の成果

植平賢司

1. はじめに

日本海溝海底地震津波観測網 (Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis along the Japan Trench, 通称 S-net) は、東北日本太平洋側の海底に設置された世界に類がない大規模なリアルタイム地震津波観測網である。北海道から千葉県の太平洋側の海底に地震と津波を観測できる 150 の観測点を総延長約 5,500 km の海底光ケーブルで陸と結ぶという観測網を、文部科学省の補助金を受け、2011 年から 2017 年にかけて国立研究開発法人防災科学技術研究所 (NIED) が整備を行った。当初の計画では 2015 年度から観測網全体の本格運用予定であったが、約 2 年遅れでの運用開始となった。データはリアルタイムで NIED に伝送されており、また、2017 年 11 月 16 日からは気象庁での津波監視業務に全 150 観測点のデータの活用が開始された。

S-net については金沢 (2013) ですでに紹介されているが、本論文でも整備の背景やシステム概要についておさらいをしつつ、その最初の成果について紹介する。

2. S-net 整備の背景

平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 M9.0 (以下、東北沖地震) が発生の際、地震動および巨大津波の影響により、甚大な人的および物的被害を出した。この東北沖地震により、さまざまな分野においてさまざまな問題が浮き彫りとなったが、その 1 つとして、地震・津波に関する確で正確な情報を提供できなかったことがあげられる。東北沖地震発生当時、地震観測点の状況は、24 時間 365 日連続でリアルタイムで観測し

ているものについて、陸上では NIED、気象庁、大学等の各機関を併せて 1,500 点弱であったが、海域については 55 観測点、しかも北海道から千葉県沖合に限定すると 16 点のみであった。また、リアルタイムで津波を計測可能な東北沖の観測点についても、震源域付近では、海岸部にある験潮所、海岸から約 20 km 付近の場所に設置されていた GPS 波浪計 (国土交通省港湾局が全国 15 カ所に設置)、東京大学地震研究所による釜石沖の海底ケーブルに接続されていた 2 つの津波計のみと、数も少なかった。

このように、海溝型地震の発生のある海域にリアルタイムの観測網が十分に設置されていなかったことが、東北沖地震による被害の拡大の要因の 1 つとして考えられる。地震の発生をより早く検知するためには地震計が震源のなるべく近い位置にあるのがよい。東北沖地震の場合、震央付近に観測点があったとすれば陸上のみの観測網データに比べて 10 数秒程度 (P 波速度を 7 km/s と仮定) 早く検知でき、そのぶん早く緊急地震速報のような情報発信が可能となる。また、震源域を取り囲むように観測点を配置することにより、震源の位置や発震機構等の情報が正確となる。たとえば陸域の観測網データのみで東北沖地震のような海域の震源位置を求めた場合、その位置の誤差が数 10 km (特に震源の深さ) になることは珍しくない。地震発生直後に津波情報を予測するときには、地震のマグニチュード・震源の深さ・発震機構等の情報を基にしているため、これらの情報が正確であればあるほど、より精度のよい津波情報の発信が可能となる。また、面的に配置された津波計で観測することにより、津波の発生および伝播をリアルタイムでモニタリングすることが可能となる。

このような背景のもと、災害軽減に資するため

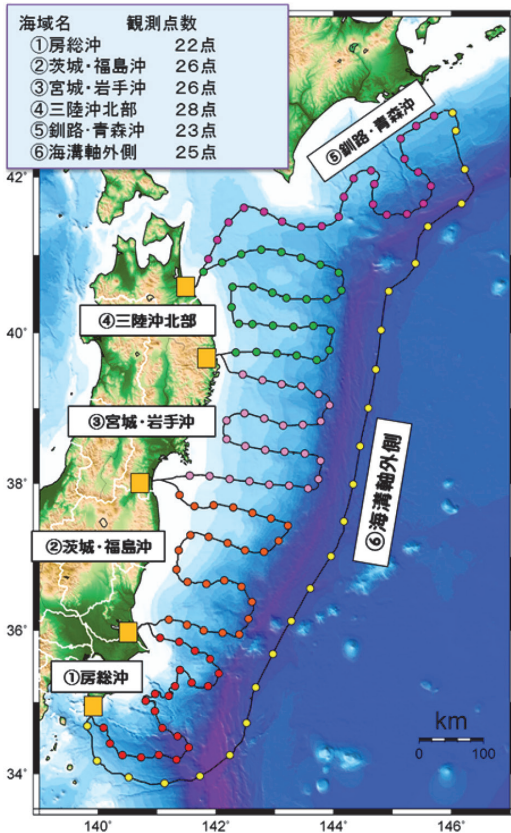


図 1 S-net の観測装置とケーブルの配置図. ①から⑥までの 6 海域で構成される. 丸が観測装置を, 四角が陸上局の位置を表す

の津波即時予測の高度化, 緊急地震速報の高度化, 地震像の解明を目的として S-net の整備が始まった.

3. S-net 観測網の概要

海溝型地震のように震源が浅く, 逆断層や正断層型のように縦ずれ成分を含むマグニチュード 7.5 クラスの地震が海底下で発生した場合, 沿岸に被害を及ぼすような顕著な津波の発生が予想される. S-net ではこのような津波の励起を伴うことが予想されるマグニチュード 7.5 クラスの震源域の拡がりのなかに最低でも 1 点の観測点を配置するように設計した. また, 発生した津波が沿岸に到達するまでの間に, 沿岸での津波到達時刻や

津波高の推定をより精度の高いものに更新していくためには, 津波の波源と沿岸との間になるべく密な複数の実測データが必要となる. このため, S-net では, 海溝軸に直交する方向にはおよそ 30 km の間隔, 海溝軸に平行な方向には約 50~60 km 間隔で観測点を配置した. また, アウターライズ地震の震源域を含む日本海溝の東側沿いの海域もカバーするようにした. 津波の伝播速度は水深が深くなるほど大きいので, 海溝軸の東日本沿岸寄りより水深の深い海溝軸東側に観測点を配置することは, より早期の津波検知に有効である.

以上のような思想のもと, 全体で 150 の観測点を約 5,500 km の海底光ケーブルで結びリアルタイムで観測データを伝送する観測網を構築した (図 1). 観測網全体は 6 つの海域に分けて整備を行った. 2013 年度に①房総沖海域を設置, 2014 年度に④三陸沖北部海域の設置, 2014~2015 年度に③宮城・岩手沖海域の設置, 2015 年度に②茨城・福島沖海域および⑤釧路・青森沖海域の設置, 2016 年度に⑥海溝軸外側海域の設置を行った (図 2).

房総沖海域は千葉県南房総市から茨城県鹿嶋市に至る観測点数 22, ケーブル長は約 730 km のシステムであり, 敷設は NTT-WEM 社のケーブル敷設船「すばる」(総トン数 9,557 t) (図 3 上) により 2013 年 7 月から 10 月にかけて行われた.

茨城・福島沖海域は宮城県亘理町から茨城県鹿嶋市に至る観測点数 26, ケーブル長は約 864 km のシステムであり, 敷設は敷設船「すばる」と KCS 社のケーブル敷設船「KDDI PACIFIC LINK (KPL)」(総トン数 7,960 t) (図 3 中) により 2015 年の 4 月から 10 月にかけて断続的に行われた.

宮城・岩手沖海域は, 岩手県宮古市から宮城県亘理町に至る観測点数 26, ケーブル長は約 877 km のシステムであり, 敷設は敷設船「KPL」により 2014 年 10 月~11 月, 2015 年 2 月, 4 月~5 月, 9 月~10 月にかけて行った.

三陸沖北部海域は青森県八戸市から岩手県宮古市に至る観測点数 28, ケーブル長は約 869 km であり, 敷設は敷設船「KPL」により 2014 年 4 月~5 月, 7 月~8 月, 2015 年 2 月~3 月にかけて行った.

	2011年度	2012年度	2013年度	2014年度	2015年度	2016年度	2017年度
ルート選定 地下構造探査 海洋調査	→						
観測ノード 作成		房総沖 三陸沖北部	海溝軸外側 茨城・福島沖 宮城・岩手沖 釧路・青森沖				
ケーブル 作成		房総沖 三陸沖北部	釧路・青森沖 海溝軸外側 茨城・福島沖 宮城・岩手沖				
観測ノード ・ケーブル 敷設			房総沖	三陸沖北部	茨城・福島沖 釧路・青森沖 宮城・岩手沖	海溝軸外側	
データ配信						海溝軸外側 以外	海溝軸外側
整備海域							

図 2 S-net の整備工程

釧路・青森沖海域は、北海道根室半島沖から青森県八戸市に至るルートで、観測点数 23、ケーブル長は約 731 km のシステムであり、敷設は敷設船「すばる」と「KPL」により 2015 年 10 月～11 月、2016 年 2 月にかけて行った。

また、海溝軸外側海域は北海道根室半島沖から千葉県南房総市に至る観測点数 25、ケーブル長は約 1,472 km のシステムであり、敷設は韓国の KTS 社の敷設船「SEGERO」（総トン数 8,323 t）（図 3 下左）および同社作業船「MIRAERO」（総トン数 1,999 t、後埋設を実施）（図 3 下右）により 2016 年 9 月～11 月、2017 年 2 月～4 月にかけて行った。

4. 観測システムの概要

前節で述べたように、S-net 全体は 6 つの海域からなり、1 つの海域は平均 25 個の観測装置を海底光ケーブルで数珠つなぎに接続する（図 4）。

ケーブルの両端を陸揚げし、陸上局に接続することにより、両端給電・双方向伝送によりケーブル障害時の欠測回避を図っている。また、陸上局機能の冗長化により局舎設備の障害による欠測回避も図っている。水深 1,500 m 以浅では、ケーブルおよび観測装置とも最大 1 m の深さの溝の底に置くこと（事実上は砂が被っているので埋設されたのと同様）により、底曳き網漁といった漁業活動との干渉や、投錨によるケーブル障害に備えている。

海底光ケーブルは多芯（海溝軸外側海域で 10 芯 5 ファイバペア、それ以外の海域で 12 芯 6 ファイバペア）であり、1 ファイバペアを制御用途に使用し、残りをデータ伝送に使用している。1 つのファイバペア内では、最大 7 波長による光多重伝送を組み合わせることにより、観測装置のおおのほは 1 ファイバペア 1 波長の専用の光伝送路によって陸上局に直結されており、観測装置の障害が他に波及することを防止している。



すばる(NTT-WEM社)

- 総トン数: 9,557トン
- 全長×幅×高さ: 123.3m×21m×9.6m



KDDI PACIFIC LINK(KCS社)

- 総トン数: 7,960トン
- 全長×幅×高さ: 109m×20.5m×9m



SEGERO(KTS社)

- 総トン数: 8,323トン
- 全長×幅: 115m×20m



MIRAERO(KTS社)

- 総トン数: 1,999トン
- 全長×幅: 70m×15m

図 3 海洋部工事に使用した敷設船。(上) NTT-WEM社の「すばる」, (中) KCS社の「KDDI PACIFIC LINK」, (下左) KTS社の「SEGERO」, (下右) KTS社の「MIRAERO」

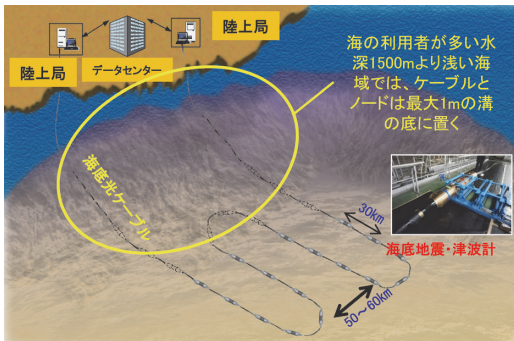


図 4 S-net 観測網の概念図

観測装置の肝はセンサー部である。これまでの地震計測や海底圧力計測において実績があるセンサーといえども故障の可能性は排除できない。そこで、S-netでは3成分4セットの地震センサーと、2セットの海底水圧センサーによる冗長構成

表 S-netの仕様概要

津波計	水晶振動式高精度水圧計(周波数出力型)2式
地震計	加速度計2式(計測範囲は±2Gと±5G), 水晶振動式加速度計1式(計測範囲は±2G), 速度計(固有周波数15Hz)1式
AD変換	24ビット分解能
海底ケーブルの長さ	6観測システム合計で約5,500km
ケーブル給電	ケーブル両端の陸上局からの1.1A定電流の直流給電. およそ2,200~2,700VDC(海溝軸外側以外)もしくは3,200VDC(海溝軸外側)
データ伝送方式(海)	1ペアの光ファイバで6(海溝軸外側以外)もしくは7波長多重(海溝軸外側)・双方向伝送
データ伝送方式(陸)	IP-VPNを使った伝送
データの刻時	GPSによる基準信号を陸上局より観測装置に伝送して刻時

により、センサー部の耐障害性の向上を図った。また、地震センサーについては、計測原理の異なるセンサーにより冗長化することによって、同じ原因による故障発生を排除し、耐障害性をより高めた。表に観測システムの概要を示した。

観測装置は直径34cm、長さ226cmのベリリウム銅耐圧容器の中に収容されている(図5)。観測装置は主電源部、光アンプ部、電源制御部、伝送部、センサー部からなっている。地震計は、サーボ型加速度計が3成分2式で、計測範囲はハードウェア的な設定でそれぞれ±2Gと±5Gに設定してある。±2Gのものについてはプログラマブル・ゲイン・アンプにより、さらに±0.0625Gの計測レンジの設定もある。この他、水晶振動式加速度計1式(計測範囲は±2G)、速度計(固有周波数15Hz)1式が地震計として格納されている。津波計は水晶振動式高精度水圧計(周波数出力型)が2式セットされている。水深換算で数

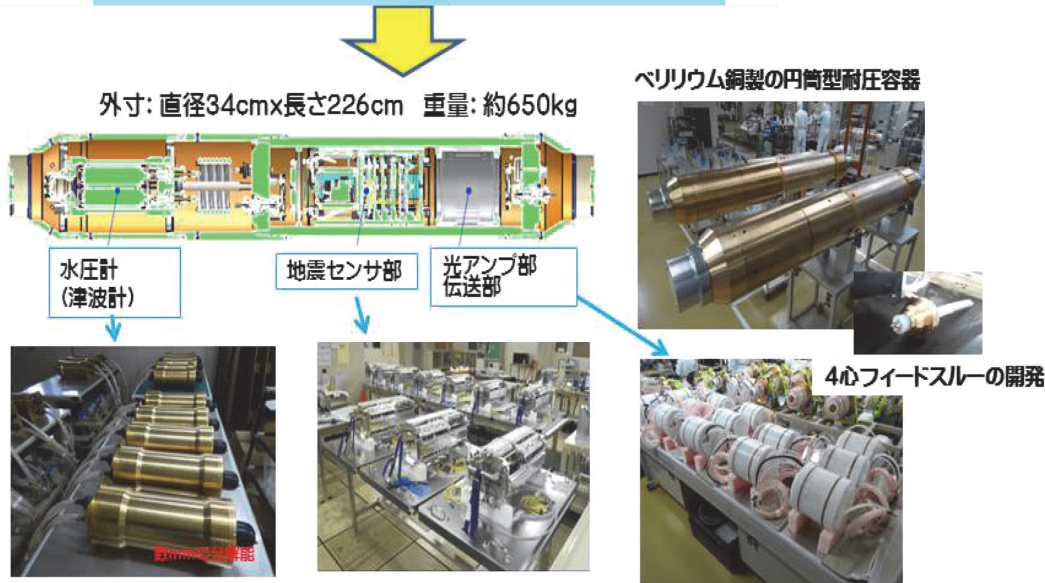


図 5 海底地震津波計の外観と内部構造. 水深 8,000 m の海底に設置することができる

mm の分解能をセンサーとして有す。水圧計は水圧を感知するために非耐圧部に格納されているが、データ収録を行う水密部とは新たに開発した 4 芯フィードスルーにより接続されている。

観測データは陸上局からの GPS 時計による時刻情報をもとにタイムスタンプが付けられ、両方の陸上局に同じデータが送信される。1 観測装置あたり計 6 セットの 22 チャンネルのデータが送信される。陸上局では海底から受信したデータを処理して、地上の IP-VPN 回線網を通じて、つくばにある NIED のデータセンター、東京大学地震研究所のバックアップセンターに送信している。気象庁などへも同じ地上の IP-VPN 回線を通じてデータ伝送を行っている。

5. S-net での観測解析

海溝軸外側海域を除く、南房総、茨城・福島沖、宮城・岩手沖、三陸沖北部、釧路・青森沖の 5 海

域合計 125 観測点のデータは 2016 年 2 月より順次つくばのデータセンターへの送信が始まった。同年 5 月からは気象庁へも送信を始め、7 月 28 日より津波監視業務への活用が始まった。海溝軸外側海域 25 観測点のデータについては 2017 年 4 月よりつくばデータセンターでの取得が始まった。同年 9 月から気象庁への送信も始まり、11 月 16 日より津波の監視業務にも使用が開始された。

海溝軸外側海域以外では 2016 年よりデータの取得を始めたが、その間、さまざまなイベントを捉えているので、主要なイベントについての観測解析結果の紹介を行う。

5.1 2016 年 8 月 20 日三陸沖の地震 (M6.4)

2016 年 8 月 20 日 18:01 に三陸沖の海溝軸から約 50 km 陸側のプレート境界付近において M6.4 の地震が発生した。F-net の MT 解によるとはほぼ東西方向の圧縮軸をもつ逆断層型の地震であった。震源分布を図 6 に、地震波形のペースト

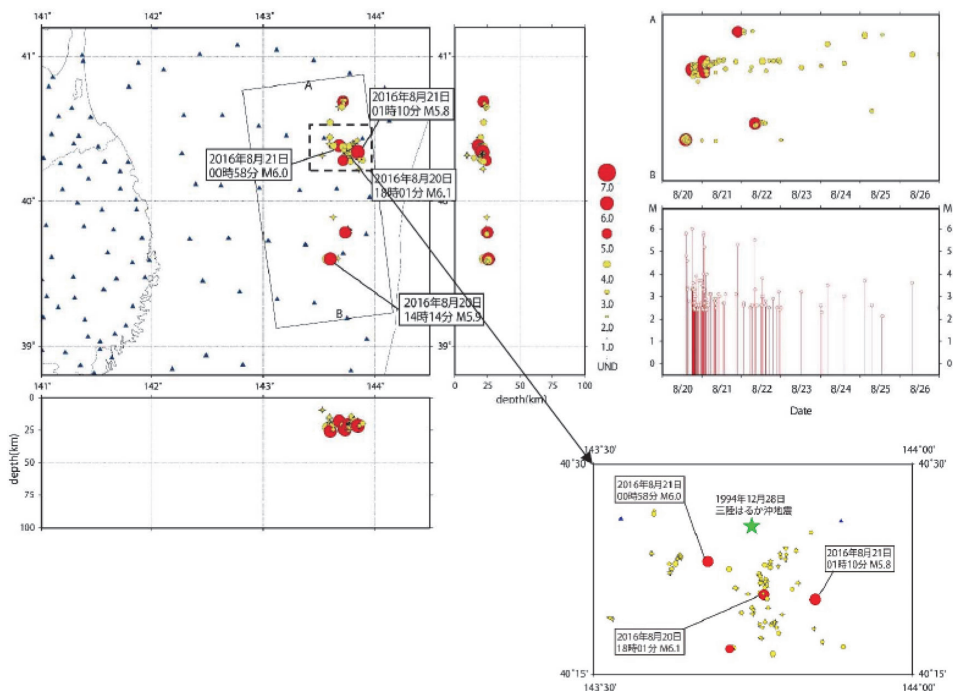


図 6 2016年8月20日から1週間分の三陸沖海域の地震活動。左図は震源の空間分布，右上図はその時系列を示す。右下図は，左図の点線内の拡大図で，緑星印は1994年三陸はるか沖地震の本震の位置を示す（地震調査研究推進本部，2016a）

アップを図7に示す。陸のHi-net観測点に比べると，S-netでは20秒程度早く地震を検知していることがわかる。また，この地震では最大1cm程度の津波を複数の観測点で観測した（図8）。このように，S-netの当初の目的のとおり，海域で発生する地震をより早く捉えることができ，1cm程度の津波も面的に捉えることができることがわかった。

5.2 2016年11月22日福島沖の地震（M7.4）

2016年11月22日05:59にM7.4（F-netではMw 7.0）の地震が福島県の海岸から約50kmのプレート上盤側（深さ10~15km程度）で発生した。この地震により津波が発生し，仙台湾で最大波高144cmが観測され，津波警報も出された（気象庁，2016）。S-netにおいても最大波高50cm程度を観測し，津波の第一波のみならず，顕著な海岸で反射した津波を観測した（防災科学技術研究所，2016）。

S-netによる震源決定精度向上の効果を検証す

るため，2016年11月22日~30日に発生した福島沖の地震について，S-net観測点の有無による震源分布の比較を行ってみた。図9の左図がS-net観測点の読取り値を使わずに，陸上にある観測点のみで震源決定を行ったもの，右図がS-net観測点の読取り値も使って決定した震源データである。震源決定に使った速度構造は，陸については二層構造，海については，堆積層も考慮した構造で計算した。読取りは震央距離200km以内の観測点で行った。その結果，震央についてもS-netの有無によって10km程度の差が表れることが分かった。深さ分布についてもS-netの読取り値を使わない場合，深さ5~25kmにわたってほぼ均質に震源が分布し（図9左）震源分布について議論できることが少ないが，S-netを使うことにより（図9右）震源分布のさまざまな特徴がみえてくる。たとえば，本震のメカニズムは北西-南東方向の張力軸をもつ正断層型のメカニズムであったが，図9右のA-A'断面

8月20日18時1分のイベント (M6.1) の速度計 (Z成分) 波形

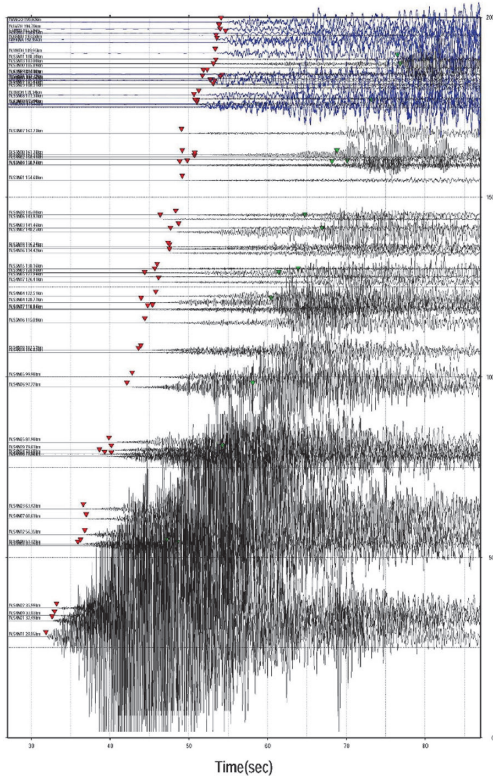


図7 震央距離に応じて並べた速度計による観測波形。黒はS-net観測点、青はHi-net観測点。S-netでは20秒程度早く地震を検知した(地震調査研究推進本部, 2016a)

の分布をみると、本震メカニズムと整合的な南東落ちの震源分布が見えており、南東落ちの断層が動くことによる地震であったことが推測される。また、暫定ながら、地震調査研究推進本部(2016b)のP25防災科学技術研究所資料の震源過程解析結果によると、余震域中央の、特に浅部で滑り量の大きな領域があることがわかる。図9右のB-B'断面の本震すぐ南西側の深さ5~15km付近では余震が起こっていないが、この場所は滑りの大きな領域とよい対応を示しており、本震時に滑りの大きな場所では余震活動が起こりにくいことが示唆される。

このように海域で発生した地震についてはS-netのデータを使うことにより飛躍的に精度が高まり、さまざまな議論が可能となる。

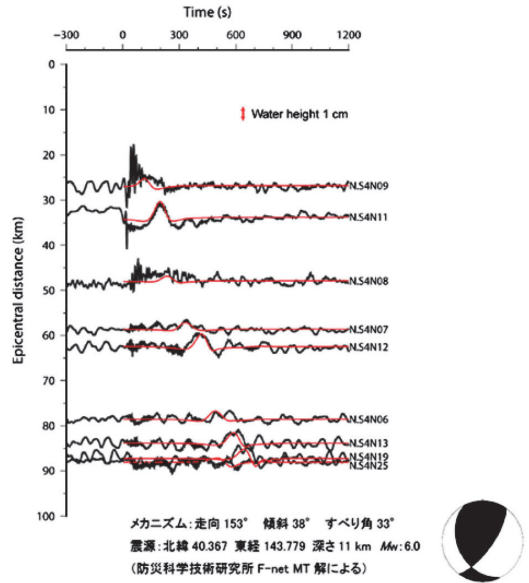


図8 震央距離に応じて並べた水圧計による観測波形。黒は100~1,000秒のバンドパスフィルターをかけた観測データ、赤は理論波形データ(地震調査研究推進本部, 2016a)

6. まとめ

2011年より整備の始まったS-netは、2017年において整備が完了し、北海道から千葉県の太平洋沖において海溝軸の外側を含め、150地点で地震・津波観測点のデータの取得を始めた。気象庁への送信も全150観測点で開始しており、津波の監視業務に使用され始めた。データ取得を開始してからいくつかの津波も観測しており、少なくとも1cm程度の津波が検知できることを検証できた。また、観測網がカバーしている領域の直下で発生する地震について精度よく地震活動を捉えることができています。このように、当初の目的である、房総沖から北海道沖にかけての海陸境界域で発生する地震と津波のリアルタイムモニタリングが開始された。今後はより多くのデータを蓄積することにより防災に貢献する画期的な成果が期待される。

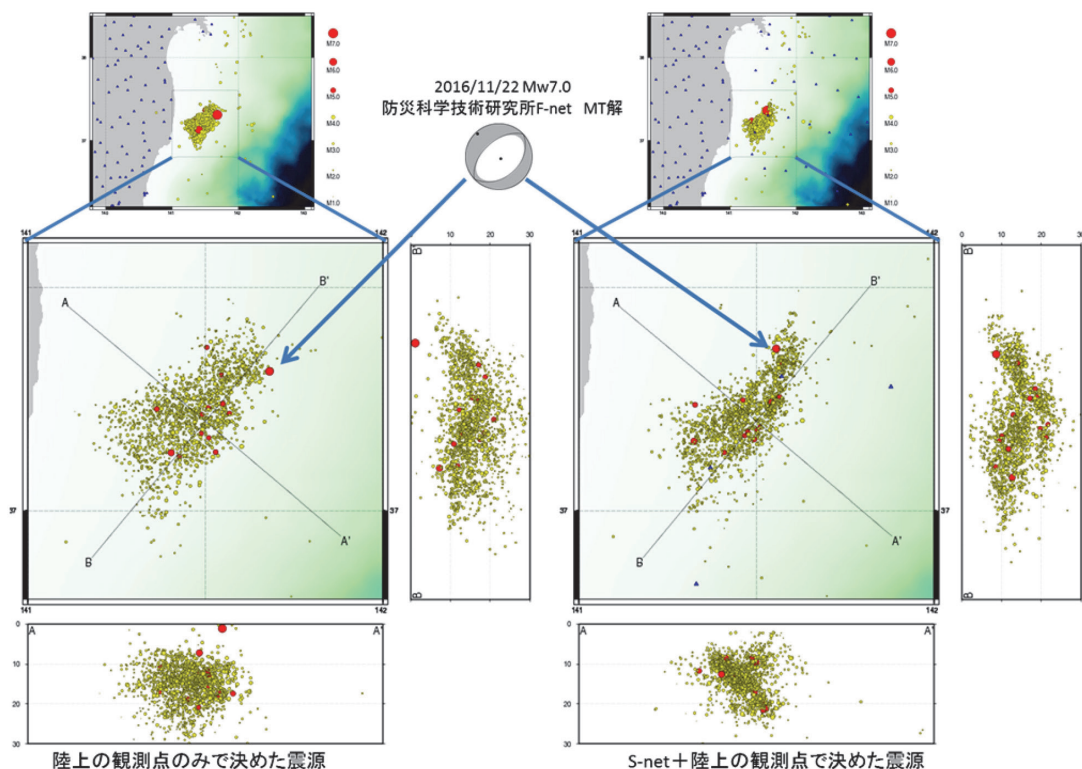


図 9 2016年11月22日～30日に発生した福島沖の地震活動。▲は読取りに使用した観測点。(左)陸上の観測点の読取り値のみで決めた震源分布。(右)S-netと陸上の観測点の読取り値を使って決めた震源分布

参考文献

- 金沢敏彦. 2013. 日本海溝海底地震津波観測網について. 地震ジャーナル, 55, 28-33.
- 気象庁. 2016. 発表した津波警報・注意報の検証, 2016/11/22 福島県沖の地震, 平成28年11月22日の福島県沖の地震で発表した津波警報・注意報について. <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunami/hyoka/20161122fukushimaken-oki/index.html>
- 地震調査研究推進本部. 2016a. 2016年8月の地震活動の評価. http://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_08.pdf
- 地震調査研究推進本部. 2016b. 2016年11月の地震活動の評価. http://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_11.pdf

防災科学技術研究所. 2016. Hi-net 高感度地震観測網, 2016年11月22日福島沖の地震, S-netによる観測・解析結果. <http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/off-fukushima161122/>

植平賢司

[うえひら けんじ]

現職 国立研究開発法人防災科学技術研究所, 主任研究員

略歴 東京大学理学部卒, 同大学院理学系研究科地球惑星物理学専門課程単位取得退学, 九州大学大学院理学研究院地震火山観測研究センター助教を経て現職

研究分野 海底地震学, 地震計測



わが国の海底地殻変動観測の現状

藤本博己

1. はじめに

地震はプレート運動により地殻にひずみが蓄積することにより起きるが、その地殻の動きを観測する技術はこのところ格段の進歩を遂げている。高精度・広帯域の地震観測網のグローバルな展開と、GPSなどの宇宙測地技術の活用により、空間スケールではグローバルなプレート運動からローカルな地殻の動きまで、時間スケールでは地震波の周期から経年変化まで、セミリアルタイムで観測できるようになった。大容量の観測データを用いた高度な解析も進展している。

いくつかのプレートに囲まれているわが国にとっては、地震への備えは国の重要課題でもあり、阪神淡路大震災以降、日本全土をほぼ網羅するGPS観測網が整備された。そのおかげで、陸上では、毎日の地殻の動きが1cmよりよい精度でモニターできるようになっている。さらに必要な場合には秒単位の変動も知ることができる。自然災害という観点からは、その被害の大きさと再来間隔の短さから考えて、プレート境界で起きる海溝型巨大地震への備えが最も重要である。しかしその震源域は、GPS等の電波を通さない海の下にあり、観測の空白域であった。

このため、わが国では、政府の地震調査研究推進本部の指針などで海底地殻変動観測の重要性が指摘されてきて、海上保安庁と大学においてGPS音響結合方式の海底地殻変動観測の推進と高度化の研究が継続されてきた。この観測は技術的にも経費的にも大きなチャレンジであったが、観測担当者とそれをサポートする機関の継続的な努力がようやく報われつつある。一方で、精密な海底圧力観測により地震時およびその前後における海底の上下変動をモニターする研究も進展し、

日本海溝および南海トラフの周囲には大規模なケーブル式の海底地震・津波観測網も敷設されている。海底間の精密音響測距では、大深度・超長基線での計測に成功し、日本海溝軸を跨いだ相対変位をモニターすることも可能になってきた。また、南海トラフでは、深海底の掘削孔内におけるリアルタイムの地殻変動観測も始まっている。海底の地殻変動観測により光がさしてきたと言えよう。そこでその現状と今後の課題について簡単にまとめてみた。

2. 海底精密測位観測

海上のGPS測位と海中の音響測位を結合してセンチメートルオーダーの精密な海底測位を行い、その繰り返し観測から海底の水平変動を検出しようという革新的な測地観測が、1980年代に米国のスクリップス海洋研究所で提案され、1990年代に試験的な観測が開始された(Spiess *et al.*, 1998)。GPS測位に相当する精密測位を海底で実現しようとする試みである。わが国では2000年に海上保安庁がこの方式による海底地殻変動観測への取り組みを開始し、つづいて東北大学と名古屋大学においても試験的な観測を開始した。ここでは、他の手法の海底地殻変動観測との区別から、この手法を海底精密測位観測と呼ぶことにする。

この測位観測は3台以上の音響トランスポンダ(海底局)を海底にアレイを組んで設置して行うが、基礎となるのは、3つの測位技術である。第1はGNSS測位に基づく揺れ動く船に取り付けたアンテナの精密測位、第2は船に取り付けたGNSSアンテナと音響送受波器の精密相対測位、第3は船の音響送受波器と海底局アレイとの精密相対測位である。最近そのいずれの点でも改善が

進み、海底の測位精度が向上してきている。第1の測位は、衛星測位システムがGPSからGNSSに高度化することにより、測位に用いることができる衛星の数が多くなり、移動体の精密測位を可能とするキネマティック測位技術も向上し、測位精度が向上してきている。第2の測位については、最近是国内3機関とも船底に取り付けた音響送受波器を用いることが多くなり、この問題の影響が小さくなるとともに、観測の効率が向上している。第3の測位は、海中の音響測距に基づくので、海中音速の時空間変化が問題となる。海上保安庁では音速場の時間変化を推定する解析に早くから取り組み、名古屋大学では黒潮の影響を考えて音速場の空間変化を推定する研究を進めてきた。いずれも、比較的短時間に海底局アレイに対してほぼ均等に観測データを配置することにより、音速場の時空間変化の影響を抑えている。このような観測により、当初は無理と考えられていた海底の上下動も10cmのオーダーで検出できるようになってきた。東北大学では、平均音速場の水平測位への影響がなくなる海底局アレイの中心での定点観測で水平変位のみを検出する観測に重点をおいてきたが、音速の水平勾配の影響が残るといった問題があった。しかし海底局アレイに対するさまざまな位置での観測データが蓄積されると、各海底局の位置を精密に求めることができるようになり、過去のすべての観測データを用いた逆解析により、音速場の時空間変化も推定し、海底局アレイの測位精度を向上させる解析に着手している(Honsho and Kido, 2017)。そのような解析により、上下変動の推定精度の向上も期待できる。このような解析手法は、観測形態によらず有効で、今後異なる観測機関が取得したデータを無駄なく統合して解析できるようになることが期待される。

海底精密測位観測では、現場の海上で1日程度観測して得た海底局アレイの測位精度は2~3cm程度と推定され(Sato *et al.*, 2013)、まだまだ陸上のGNSS観測との差は大きい。しかし最も期待されているのは海底の絶対位置ではなく、変位速度の観測である。年に2回ないし1回の観測で

は4~5年程度の観測で、また海上保安庁のように毎年定期的に3回程度の観測を継続していれば3年程度の観測で、1cm/year程度の変位速度の速報値が得られるようになってきた。

海上保安庁は南海トラフ沿いの観測を2000年から開始し、2011年以降に追加した9点を含めて、15点における2015年までの海底精密測位観測データを陸上のGNSS観測データと合わせて解析し、南海トラフ周辺のプレート境界全体にわたる固着状態を初めて明らかにした(Yokota *et al.*, 2016; 横田, 2017)。その解析により、土佐湾の沖合や遠州灘など、過去の巨大地震の震源域と考えられてきたエリアの海側で固着が強いことや、浅部のゆっくり地震や海山の沈み込みが観測されているエリアでは相対的に固着が弱いことが初めて観測から示された(図1)。

名古屋大学では、熊野海盆や駿河湾で、海底精密測位観測の継続により沈み込みプレート境界における固着状態の推定を目指しており、一部のエリアに限られるが、上記の海上保安庁の結果と整合する結果を先行して報告してきた(Tadokoro *et al.*, 2012; Yasuda *et al.*, 2017)。さらに2013年以降、熊野海盆沖のトラフ軸の両側に観測点を配置して測位観測を継続している。これまでの観測による予備的な解析により、トラフ軸の海側の変位速度はフィリピン海プレートの運動速度とほぼ一致しており、プレート境界最浅部の固着率は40~100%であると推定している(Yasuda *et al.*, 2017)。南海トラフのプレート境界最浅部の固着率は防災上も重要であり、両機関の今後の観測結果が待たれる。

東北沖の太平洋では、2011年3月まで宮城県沖地震の発生が高い確率で予測されており、海上保安庁は宮城県沖周辺に重点をおきつつ日本海溝沿いの水深1,000~2,000mの海域で、東北大学は宮城県沖の水深1,500~3,500mの海域で、それぞれ精密測位観測を継続していた。海上保安庁の観測点の1つは2005年8月に宮城県沖で起きたM7.2の地震の震央付近にあり、地震前の歪の蓄積から2007年ごろからの歪の再蓄積まで、プレート境界地震に伴う1サイクルの地殻変動を初

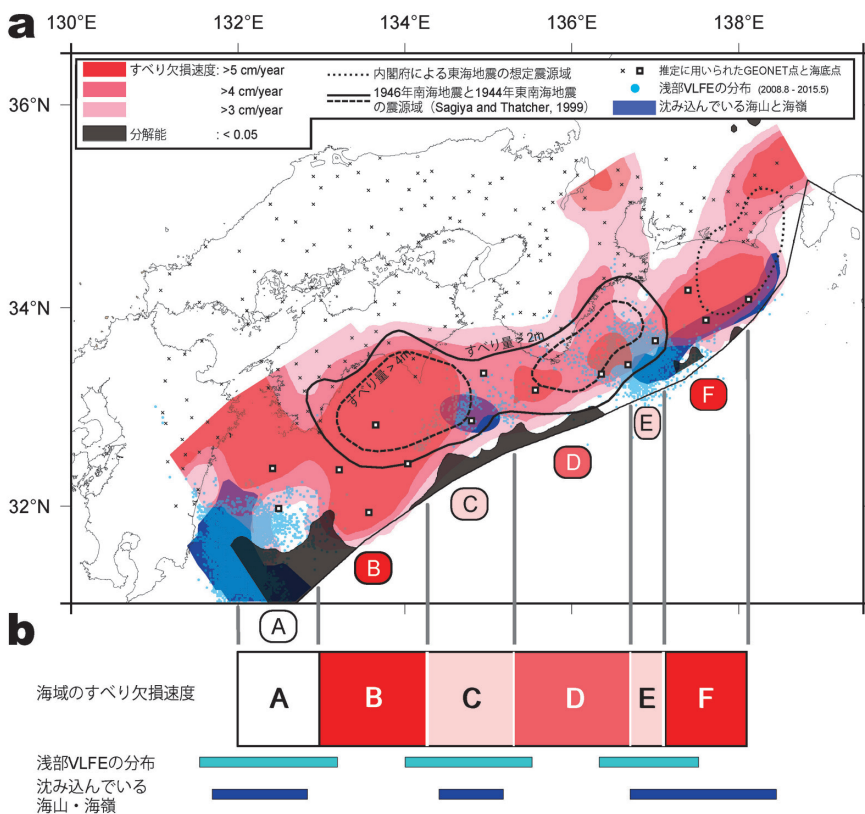


図 1 海上保安庁が 2015 年までの海底の精密測位観測データと陸上の GNSS 観測データを合わせて解析して求めた、南海トラフ域の海陸プレート境界における滑り欠損速度の分布とその解釈。(a) プレート境界面における固着状態の空間変化を示しており、赤い部分ほど固着が強いことを示す。図中のコンターは 1944 東南海地震および 1946 南海地震で推定されている大滑り域の分布である。(b) 海山の沈み込みや超低周波地震 (VLFE) とプレート間の固着に関係がありそうである。Yokota *et al.* (2016) の Fig. 2 の一部を日本語表記に変更 (横田, 私信)

めて海底で観測した (Sato *et al.*, 2011a)。さらに 2011 年の東北地方太平洋沖地震 (以下東北沖地震) では、両機関とも超巨大地震に伴う地殻変動を初めて震源域近くの海底で観測し (Sato *et al.*, 2011b; Kido *et al.*, 2011), 地震時の断層滑り分布の推定に重要な貢献をした。

余効変動等の観測によりこの超巨大地震の地震時の滑りについて考察を深めるとともに、地震後の地殻変動の推移をモニターすることを目的として、東北大学が中心になり、2012 年の秋から日本海溝周辺の 20 点で新たに海底精密測位観測が開始された (Fujimoto, 2014)。設置された海底局は日本の 3 機関で共通に観測できる仕様となっており、数点の観測点では海上保安庁も観測を継続

している。両機関から最近報告された 2016 年 5 月までの観測結果によれば、地震後の水平変動は海溝軸に沿って顕著な違いを示しており (図 2), (1) 地震時に大きく滑ったエリアでは、主にマンツルの粘性流動の影響と考えられる陸側への変動が観測されており (Watanabe *et al.*, 2014), (2) その南側では逆に、主に余効すべりの影響と考えられる海側への変動が観測されており, (3) その北側では目立った変動はみられず、卓越する変動源がなく、かつ再固着もしていない状態と考えられる (Tomita *et al.*, 2017)。また、太平洋プレート上の観測点は通常沈み込み速度の 3 倍程度の変動がみられたが、プレートの加速ではなく、粘性流動で説明できる範囲であることもわかった

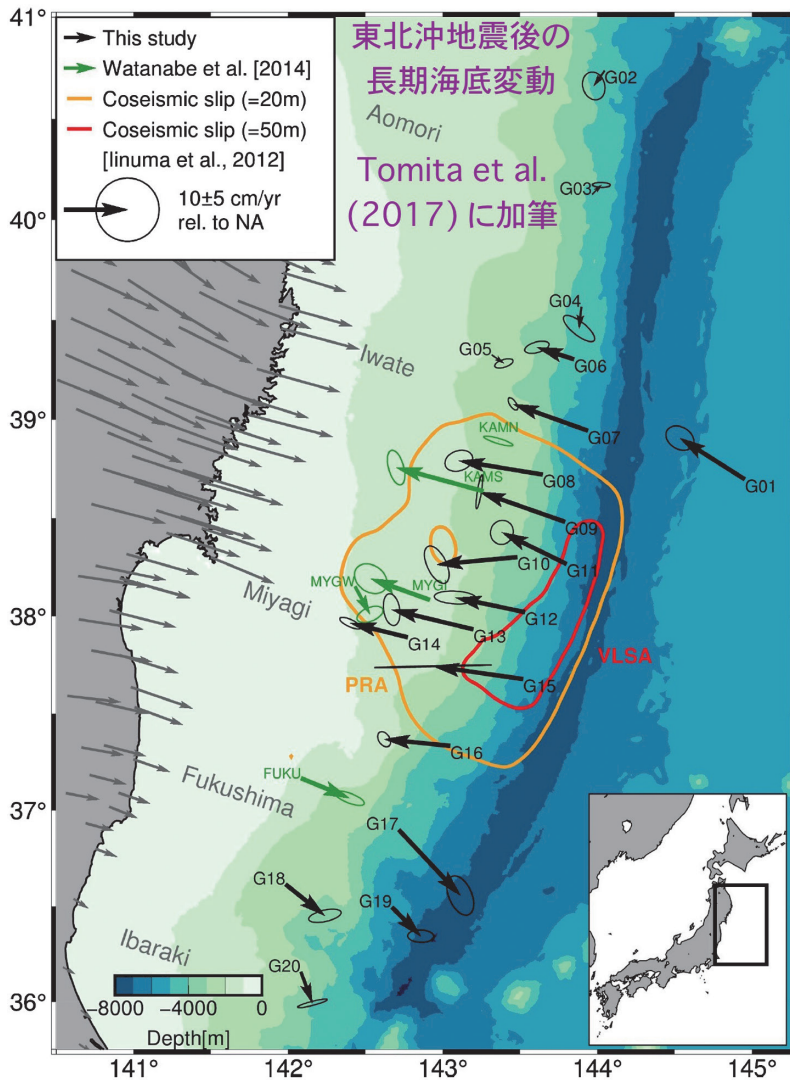


図 2 東北大学が 2016 年 5 月までの海底測位観測データに基づいて推定した、東北地方太平洋沖地震後の日本海溝周辺における水平変動の分布。測位の基準は北米プレートである。図中の朱色の線 VLSA は地震時の大滑り域を、橙色の線 PRA は主破壊域を示す。Tomita *et al.* (2017) の Fig. 1 に加筆 (富田, 私信)

(Tomita *et al.*, 2015). 超巨大地震後に、震源域周辺の海溝軸全体にわたって地殻変動が観測されたのは初めてであり、まだ解釈は予備的なものである。今後観測を継続し、さらに海底圧力観測の結果等も合わせることにより、謎の多いこの巨大地震の地震時の滑りと今後の変動について解明が進むことを期待したい。

海底精密測位観測の直近および今後の課題に触れておきたい。南海トラフと日本海溝という国際

的にも注目される沈み込み帯で、世界で初めての面的な海底地殻変動観測が継続されており、直近の課題として最も重要なことは、現在実施している観測の継続であろう。そのためには、シフトタイムを確保し、バッテリーの寿命が約 10 年といわれている海底局を定期的に交換するなど、長期的な運用体制の構築が必要である。さらに、観測と解析の手法を高度化し、半日から 1 日程度かかっている時間を大幅に短縮することが重要である。

観測手法としては、音速場の水平勾配の推定に寄与する補足的な観測手法の開発に期待したい。

今後の課題の1つは、大きな地震の可能性が指摘されているのに観測の空白域となっている海域での観測である。琉球海溝の一部では名古屋大学などが先行的な観測を進めているが、千島海溝や、伊豆・小笠原海溝などは手つかずの状態である。このような海域の観測を可能にするためには、すでに日本海溝域で実施しているように海底局を共通化して、オールジャパンとして年に1回程度は観測する体制が必要である。5年程度で観測点付近におけるプレート境界の固着状態を把握できるであろう。幸い、国内の研究者の公募研究に利用されている海洋研究開発機構(JAMSTEC)の研究船の多くや一部の民間船にも、この観測のための船底装備が相次いで取り付けられており、甲板作業を必要としないので、夜間などほかの観測の間や荒天時にも観測を実施しやすい。東北大学で実用化の目途がきつつある自航式ブイも観測の効率化に有効であろう。

今後の二つ目の課題は、南海トラフ海域などで大きな地震が起きた場合などに求められるセミリアルタイム観測への取り組みである。地震時変位やその直後の変動の推移は、連動した破壊が誘発されるか否かを判断する上できわめて重要となる。いくつかの鍵となる観測点で毎日の日座標値を求め、さらにオンデマンドで高頻度臨時観測をできることが当面の目標と考えられる。既存の観測船を緊急にしかもしばらく利用するという事は非常に難しいので、船を用いない観測手法の開発が必要である。係留ブイを用いた観測は海洋研究開発機構と東北大学などで試行されてきたが、5ノット超の黒潮に対応させるためブイが水深以上の半径で振れまわるスラック係留であることが問題となっている。通常海底局アレイの外側に海底局を追加するなどの対策を施すとともに、係留システムの水の抵抗を減らすなど、更なる研究が必要であろう。緊急かつ比較的短期の観測システムという点では、たとえば、船舶との衝突予防装置を装備した自航式ブイを複数岸壁から出発させ、それぞれの観測点で1カ月ほど連続あるいは

間歇的な観測を行い、解析も行って日座標値を衛星通信で送信して来るような方策も考えられる。

その間に、観測点の追加など既存の観測船による対応も準備できる。

3. 海底圧力観測

海底の上下動を高い分解能で捉える現実的な方法は、現状では、海底圧力観測である。海底における精密圧力観測の当初の目的であった海洋物理観測や津波観測では、海底は動かないとして海水の変動を測ることを目的としているが、この観測では逆に、海水の変動を補正して海底の上下変動を検出することを目指す。圧力センサーの分解能からはミリ単位の上下変動も検出できるが、海洋変動の補正の精度は今のところ数センチ程度である。ただし、地震断層による歪集中帯の波長は海洋変動の波長より有意に短いことを利用すれば、アレイ観測により1cm程度の海底の相対的な上下変動を検出できる。観測に用いられている水晶圧力センサーは高精度かつ小型・低消費電力であり、自己浮上式の小型観測システムにより、水深6,000mまでの海底で1~2年程度の長期観測が可能になっている。地殻変動観測という視点では、年間に3回程度の観測結果しか得られない海底精密測位観測に対して、長期連続観測ができるという利点がある。海底ケーブルシステムが利用できれば、リアルタイムの観測も容易である。ただし、後述のように、数カ月以上の長周期の変動を観測することは今後の課題となっている。海底精密測位観測により10cmのオーダーで海底の上下動を検出できるようになったが、今のところ、長期の圧力観測を補完する役割である。

東北沖地震では、小型の観測システムで長期連続観測ができるという利点をいかしたアレイ観測が重要な成果をあげた。東北大学は宮城県沖地震に備えて、数点で自己浮上式海底圧力計を設置し、適宜入れ替えることで、長期観測を継続していたが、2008年に新たに10台の装置を追加して観測を継続した(Hino *et al.*, 2009)。その観測により、東北沖地震の発生前後における震源近傍の

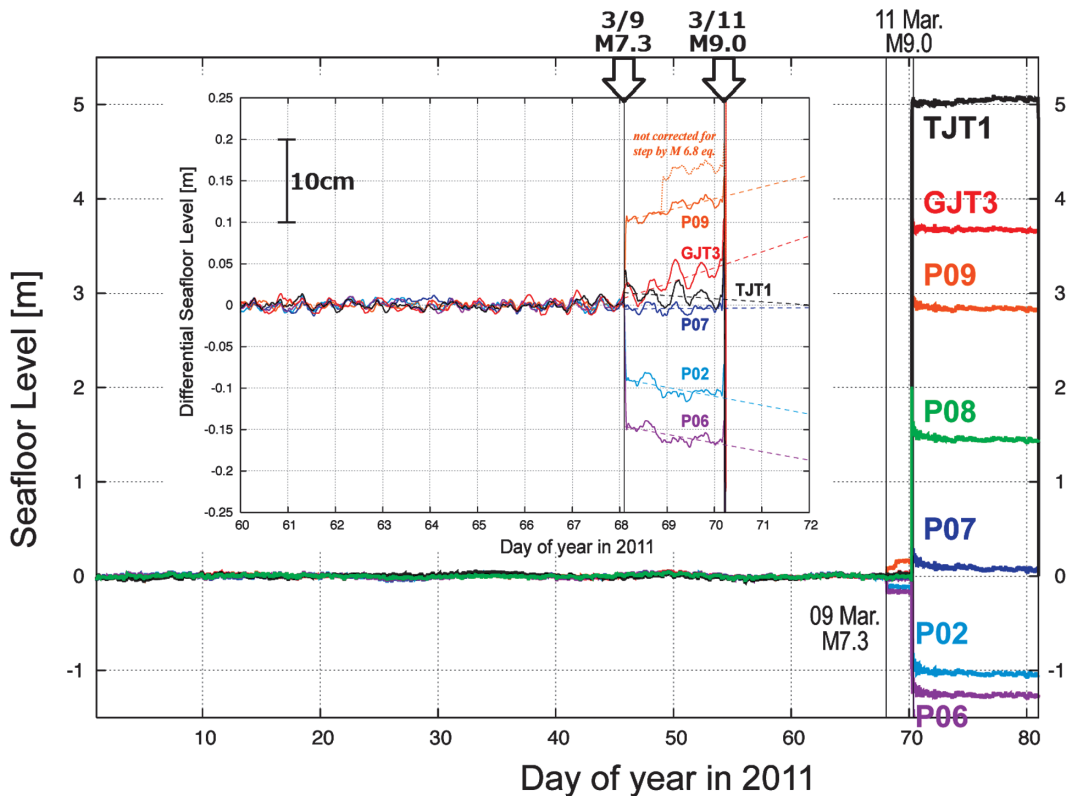


図 3 海底圧力観測で得られた、2011 年東北地方太平洋沖地震の震源付近での海底上下変動の時系列。時刻は世界時である。左上のパネルに、本震発生直前の期間を拡大した時系列を示す（日野、私信）

相対的な海底上下変動が連続的に捉えられた（図 3）。地震時変動の空間分布から本震のすべり分布に関する重要な制約が与えられた（Ito *et al.*, 2011; Iinuma *et al.*, 2012）だけでなく、本震二日前の最大前震とその後の変動から本震発生に至る過程が示された（Ohta *et al.*, 2012; 日野, 2013）。さらには、2008 年と本震の約 1 カ月前に間歇的なゆっくり滑りがあったことを示した（Ito *et al.*, 2013）。

日本海溝域に整備されたケーブル式の海底地震・津波観測網 S-net による圧力観測データは、津波だけでなく海底上下変動の検出等にも活用できる可能性が高い。詳しくは、本号の植平の報告を参照されたい。

プレート境界付近における長期的な海底地殻変動の観測は、海陸プレート間の相互作用の理解に不可欠である。しかし長期の海底圧力観測には、

圧力センサーの長期ドリフトという問題があり、この問題への対処が今後の第一の課題であろう。長期ドリフトレートはセンサーにより異なり、時間とともに漸減する傾向があるが、1 年程度の期間ではほぼ一定であり、多くは水圧換算で年間に 10 cm～数 10 cm である。この課題に対する 1 つの対策は、海底の長期観測サイトの近傍における、海中ロボット等を用いた精密な圧力繰り返し観測である。USGS のグループは、水深換算で 1 cm 程度の精度で圧力センサーの長期ドリフトの補正に成功している（Chadwick *et al.*, 2006）。海中ロボット等の利用はきわめて限られるので、センサーのドリフトレートを室内観測で推定しようという方策も検討されている。東北大学は、同一の圧力センサーによる海底の長期繰り返し観測では、長期的な圧力変動のパターンに再現性がしばしば認められることに注目した。同種のセン

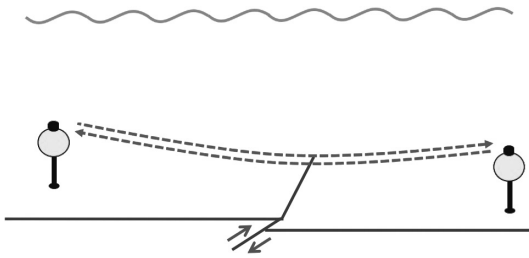


図 4 海底間音響測距の概念図 (木戸, 私信)

サーを室内で長期間にわたって高圧下においたところ、海底観測データとの類似性が認められた。そこで、海底と実験室内環境とで同一のセンサーの加圧後挙動が再現するかを調べるために、産総研の協力を得て、実際の海底観測に用いたセンサーによる室内の長期加圧実験を継続中である (日野ら, 2017)。

4. 海底間音響測距

上述の海底精密測位観測は、GNSS 測位のための海上プラットフォームを必要とするので、連続観測は難しい。そこで、断層近傍など歪速度が大きいと考えられる場所で、海底間の水平音響測距 (図 4) を継続して歪をモニターする試みが進んでいる。海底だけの単純な観測であり、観測場所と陸との距離にも制約はない。また深海底では年間の温度変化が 100 分の 1°C 程度と安定しているので、音響測距の要である音速補正が容易であるという利点もある。ただし深海では、音速勾配のため水平に送信された音波は上向きに曲がるので、音響送受波器を海底から 3m 程度立ち上げたとしても、基線長の長さは平坦な場所では 1~2km が限度である。それ以上の基線の場合、谷地形を利用して音響パスを通すことになる。音速擾乱の影響が基線長に比例することと音波の減衰を考慮すると、実用的には 10km 程度の基線長が限界であると考えられる。観測装置は海底精密測位観測に用いられている音響測距装置と基本的に同じであり、船上装置の役割をする主局が音波を送信し、海底局の役割をする複数の従局が音波を返信する。

このような観測で比較的早期に重要な成果をあげたのは海上保安庁である。1997 年から 1998 年にかけて、南米沖の東太平洋海膨を挟む数 100m の音響測距を約 14 カ月継続し、プレート運動では最も高速で拡大しているとされている中央海嶺の拡大軸付近が実際には年間数ミリ縮んでいるという、当時としては驚くべき観測結果を得た (Nagaya *et al.*, 1999)。

最近では、東北大学と JAMSTEC のグループがトルコの北アナトリア断層で重要な成果をあげている。この断層帯で次に大きな地震の発生が危惧されているイスタンブールの近傍では断層が海面下にあるということで、国際協力機構 (JICA) の補助金を受けて、断層の固着度を推定する観測を継続している。観測海域では、水深は浅いにもかかわらず海底付近の温度がきわめて安定しており、ミリメートルオーダーの測距ができています。第 1 期の観測が完了し、北アナトリア断層のクリープが年間約 10mm であり、平均的なプレート運動の半分程度であることが実測された (Kido *et al.*, 2017)。

東北大学は日本海溝を跨ぐ約 10km の基線でも海底間音響測距を継続している。年間の変動レートを 2~3cm の精度で測れるようになり、宮城沖の海溝軸に短縮がみられないことを実測した (Yamamoto *et al.*, 2017)。これは海溝軸の両側における海底精密測位観測の結果 (Tomita *et al.*, 2017) と整合的である。現在、福島沖の海溝軸でも同様な観測を継続している。このエリアの海底精密測位観測では余効すべりがあるという結果が得られており、海溝軸が収束している可能性があるため、観測結果が待たれる。

5. 海底孔内計測

深海底の掘削孔内における地殻変動観測も進展している。地震断層の直近で観測できることや、泥に覆われた海底では難しい、歪や傾斜などを高感度で観測できるという利点がある。南海トラフでは、IODP 計画の南海掘削計画において、長期孔内計測の位置づけがあったことから、計画の初

期段階から孔内での観測データの蓄積がなされた。JAMSTECはこれまで紀伊半島沖の2点において、歪計・傾斜計・地震計・間隙水圧・温度観測が可能な総合的な長期孔内観測システムの設置に成功し、地震・津波観測網DONETに接続することによって長期・連続・リアルタイムの観測を行っている。連続的な観測開始は、最初の観測点が2013年1月、2点目が2016年4月であり、まだ、それほど長期間の観測蓄積がなされているわけではない。ただし、長期孔内観測システムの稼働前に、孔内の間隙水圧と海底の水圧をとるオフラインの測器が稼働しており、こちらを含めると、2010年末から6年を超える期間の連続観測データが2点で得られている(荒木, 私信)。

2016年4月1日にこの2点の近傍でMw 6.0の地震が発生した。孔内間隙水圧観測データからその地震に伴う地殻変動の定量的な解析が行われ、この地震のメカニズムを考える上で決定的な情報であることが示された(Wallace *et al.*, 2016)。また、6年間の孔内間隙水圧計測データから、この2点の近傍では浅部のゆっくり滑りが繰り返し発生している様子がとらえられた(Araki *et al.*, 2017)。この付近の海底精密測位観測の結果では、数年平均の固着率は比較的低いが、観測結果にばらつきがみられる(Yokota *et al.*, 2016)。このような観測結果は、浅部ゆっくり滑りによって説明される可能性があり、孔内や海底での「連続的」かつ「稠密」な地殻変動観測の重要性を示唆していると考えられる。このため、JAMSTECのグループでは、連続・リアルタイム・稠密地殻変動観測技術の開発と展開に取り組んでおり、平成29年度末にIODP航海で付加体先端部に3点目の孔内観測点を設置、DONETに接続する計画で準備を進めている(荒木, 私信)。

6. おわりに

地殻変動観測は成果をあげることが難しい分野であり、少なくとも若手はかかわらないほうがいいと言われていた時代もあったが、宇宙測地技術が測地観測に革命の変革をもたらして、事態は一

変した。しかし電波の届かない海底における地殻変動観測では、重要であるが当分は成果を出すことは難しいだろうという状況が続いた。この難しい状況が打破されつつあるのは、地震調査研究推進本部を始めとする関係者の尽力で、宮城県沖地震や南海トラフ地震に備えて、海底で継続的に地震・地殻変動観測が継続されてきた成果と言えよう。宮城県沖地震への備えがあったので、世界で初めて、超巨大地震をある程度迎え撃つ観測ができた。危惧されている南海トラフ地震では備えをさらに高度化する必要がある。

地震に対する研究については、地震予知研究が特別扱いされているという批判も強い。しかし大きな地震の繰り返し間隔は短くても数十年である。地震や地殻変動という基盤観測は、継続なくして成果を出すことはできず、新規性を重要視する一般の科学研究費で継続することは無理である。なんらかの継続的なサポートが不可欠である。海底精密測位観測における日米の研究の推移をみると、このことがよくわかる。上述のように、海底精密測位観測は米国のスクリップス海洋研究所のグループが提案し、実海域の観測も主導し、日本の3機関が参入した後も、しばらくは日米の研究レベルの差は大きかった。しかし米国では科学研究費に相当するNSFの研究費が主たる財源であったので、申請のたびに研究目的や手法の斬新さが求められ、継続を要する研究を続けることは困難であった。米国のグループは画期的な手法を確立し、研究を主導してきたのに、現在では海底精密測位観測を研究の中心にしている研究者はほとんどいない。逆に、なんとか観測を継続してきた日本では、研究グループも育ち、観測データの蓄積とともに観測や解析の手法も高度化し、重要な成果が得られるようになってきている。沈み込み帯の地震の研究は、海溝型巨大地震のリスクを抱えている日本が先頭に立って、政策的に推進していかなければならない学問分野の一つであることを示している。

参考文献

- Araki, E. *et al.* 2017. Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction megathrust. *Science*, **356**. doi:10.1126/science.aan3120
- Chadwick, W.W. *et al.* 2006. Vertical deformation monitoring at Axial Seamount since its 1998 eruption using deep-sea pressure sensors. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **150**, 313-327.
- Fujimoto, H. 2014. Seafloor geodetic approaches to subduction thrust earthquakes. *Monogr. Environ. Earth Planets*, **2**, 23-63. doi:10.5047/meep.2014.00202.0023.
- Honsho, C. and Kido, M. 2017. Comprehensive analysis of travel time data collected through GPS/acoustic observation of seafloor crustal movement. *J. Geophys. Res.*, **122**. <https://doi.org/10.1002/2017JB014733>
- Hino, R. *et al.* 2009. Continuous long-term seafloor pressure observation for detecting slow-slip events in Miyagioki on the landward Japan trench slope. *J. Disas. Res.*, **4**, 72-82. doi:10.20965/jdr.2009.p0072
- 日野亮太. 2013. 震源直上での地殻変動と津波生成—海底圧力観測の成果. 東日本大震災を分析する 1, 明石書店, pp. 68-79.
- 日野亮太ら. 2017. 自己浮上式海底圧力計による海底上下変動長期観測にむけて. JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SCG71-P16.
- Iinuma, T. *et al.* 2012. Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data. *J. Geophys. Res.*, **117**, B07409. doi:10.1029/2012JB009186
- Ito, Y. *et al.* 2011. Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G05. doi:10.1029/2011GL048355
- Ito, Y. *et al.* 2013. Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics*, **600**, 14-26. doi:10.1016/j.tecto.2012.08.022.2013
- Kido, M. *et al.* 2011. Trench normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L24303. doi:10.1029/2011GL050057
- Kido, M. *et al.* 2017. Seafloor geodetic survey revealed partial creep of North Anatolian Fault at the western part of the Sea of Marmara, Turkey. 19th EGU General Assembly, p. 17657, Vienna, Austria.
- Nagaya, Y. *et al.* 1999. Crustal deformation observation at the crest of the EPR 18.5S with the seafloor acoustic ranging method. *Eos Trans. AGU*, **80**, Fall Meeting Suppl., F1076.
- Ohta, Y. *et al.* 2012. Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L16304. doi:10.1029/2012GL052430
- Sagiya, T. and Thatcher, W. 1999. Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: the Nankai Trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.* **104** (B1), 1111-1129.
- Sato, M. *et al.* 2011a. Restoration of interplate locking after the 2005 off-Miyagi prefecture earthquake, detected by GPS/Acoustic seafloor geodetic observation. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01312. doi:10.1029/2010GL045689
- Sato, M. *et al.* 2011b. Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, **332**, 1395. doi:10.1126/science.1207401
- Sato, M. *et al.* 2013. Improvement of GPS/acoustic seafloor positioning precision through controlling the ship's track line. *J. Geodesy*, **87**, 825-842. doi:10.1007/s00190-013-0649-9
- Spieß, F.N. *et al.* 1998. Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **108**, 101-112.
- Tadokoro, K. *et al.* 2012. Interseismic seafloor crustal deformation immediately above the source region of anticipated megathrust earthquake along the Nankai Trough, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10306. doi:10.1029/2012GL051696
- Tomita, F. *et al.* 2015. First measurement of the displacement rate of the Pacific Plate near the Japan Trench after the 2011 Tohoku-Oki earthquake using GPS/acoustic technique. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 8391-8397. doi:10.1002/2015GL065746
- Tomita, F. *et al.* 2017. Along-trench variation in seafloor displacements after the 2011 Tohoku earthquake. *Sci. Adv.* **3**, e1700113, 2017.
- Wallace, L.M. *et al.* 2016. Near-field observations of an offshore Mw 6.0 earthquake from an integrated seafloor and subseafloor monitoring network at the Nankai Trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **121**. doi:10.1002/2016JB013417

- Watanabe, S. *et al.* 2014. Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5789–5796. doi:10.1002/2014GL061134
- Yamamoto, R. *et al.* 2017. Monitoring postseismic motion of the frontal wedge after 2011 Tohoku Earthquake by across-trench acoustic ranging. 19th EGU General Assembly, P.5395, Vienna, Austria.
- Yasuda, K. *et al.* 2017. Interplate locking condition derived from seafloor geodetic observation in the shallowest subduction segment at the Central Nankai Trough, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **44**. doi:10.1002/2017GL072918
- Yokota, Y. *et al.* 2016. Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone. *Nature*, **534**. doi:10.1038/nature17632
- 横田裕輔. 2017. 2015年までの南海トラフにおける海底地殻変動観測結果とその解釈. *海洋調査技術*, **29**, 21–24.

藤本博己

[ふじもと ひろみ]

現職 東北大学名誉教授 理学博士

略歴 東京大学理学部卒. 東京大学大学院理学系研究科地球物理学専攻博士課程

修了. 東京大学海洋研究所助手, 助教授,

東北大学大学院理学研究科教授, 東北大学災害科学国際研究所教授, 国立研究開発法人防災科学技術研究所主幹研究員を経て, 現職

研究分野 海底測地学, 特にプレート沈み込み帯の地殻変動の研究

著書 「重力からみる地球」(東京大学出版会, 共著),

「測地・津波」(共立出版, 共著) など



GNSS と GPS の違いについて

せっかく GPS の知名度が上がってきたのに、なぜ名前を GNSS に変えるのか、記者の方からお叱りを受けたことがある。国土地理院が測量や地殻変動監視のために運用する GPS 連続観測システム (GEONET) の、最初の G を GNSS に変えた 2012 年のことである。

言葉の意味

GPS は、米国の Global Positioning System の略だが、カーナビやスマホのアプリですっかり有名になり、今では GPS のままで通じる。かえって「全地球測位システム」などと言うと、それ何のことって聞かれそうだ。

一方、GNSS は、Global Navigation Satellite System(s) の略で、老舗の GPS だけではなく、ロシアの GLONASS、欧州の Galileo、中国の BeiDou (北斗) といった各国の衛星測位システムを総称する言葉である (表)。

年内に 4 機体制となるわが国の準天頂衛星システム (QZSS: Quasi Zenith Satellite System) も、サービスエリアは地域的だが GPS と一緒に使われることから、GNSS の仲間である。

なぜ GNSS?

GLONASS は前世紀から運用されていたが、財政難もあって衛星数が揃わず、衛星測位は GPS が主流であった。21 世紀になると、ロシアが GLONASS を復活させ、欧州や中国はそれぞれ独自のシステム開発を進め、日本は GPS と同じ信号を使うシステムの開発を始めた。並行して米国は GPS の近代化 (改良) を進めた。

これらの新たなシステムの仕様や運用の調整を促進するため、国連は 2005 年、GNSS の名称を冠した International Committee on Global

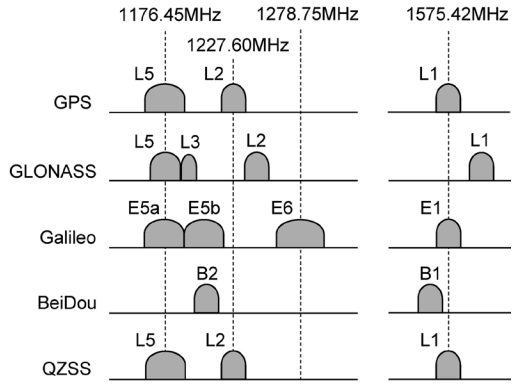


図 基本的な測位用信号の周波数帯

Navigation Satellite Systems (ICG) という会議を設けた。同じ 2005 年には、学術目的のため GPS 衛星の精密な軌道情報等を作成してきた International GPS Service (IGS) という事業の G も GNSS に変更された。この時点で実際に使えるシステムは限られていたが、GPS から GNSS への流れは明確となった。

2010 年にわが国は QZSS の初号機を打ち上げ、2011 年には「4 機体制の整備」を閣議決定した。このようななか、GPS や QZSS 等を総称する言葉として GNSS は適切だったのである。

GNSS の利用

同じ GNSS といっても信号の仕様等がまったく同じというわけではない (図)。対応した受信機やチップ等が調達できてから、お目当ての GNSS が使えるようになる。

GEONET では、東日本大震災後、アンテナや受信機の更新を前倒しし、2013 年には全国で QZSS の初号機と GLONASS のデータ提供を始めた。現在は QZSS の 2 号機に加え、大半の観測点で Galileo のデータも提供している。地殻変動監視に用いる解析 (いわゆる F3 解析) では、過去との比較が重要なこともあり、まだ GPS だけを用いている。一方、GEONET のデータは測量や建機・農機の自動運転等にも利用されるが、特にリアルタイム測位では、衛星数の多いほうが安定的に測位できるので、GPS に加え、GLONASS や QZSS のデータが活用されている。

(辻 宏道: 国土地理院)

表 各国の衛星測位システム (GNSS)

名称	国	衛星数*	軌道半径
GPS	米	31	2.7 万 km
GLONASS	露	23	2.6 万 km
Galileo	欧	18	3.0 万 km
BeiDou	中	15	2.8/4.2 万 km
QZSS	日	*2	4.2 万 km
NavIC	印	7	4.2 万 km

* 衛星数は 2017 年 9 月末に運用中のもの。QZSS は 2018 年から 4、2023 年に 7 とする予定

三次元大振幅振動台と地震体験システムの開発

熊谷仁志

1. はじめに

2015年1月に、東京都江東区の清水建設技術研究所内に、三次元大型振動台と三次元大振幅振動台の2基の振動台を有する研究施設「先端地震防災研究棟」が完成した(写真1)。本稿では、そのうち三次元大振幅振動台(愛称E-Spider)について紹介する。三次元大型振動台(愛称E-Beetle、テーブル面7m×7m、最大搭載重量70t)については他稿¹⁾を参照していただきたい。

清水建設では既存振動台の更新の検討が進められていたが、その最中に2011年東北地方太平洋沖地震が発生した。東北地方太平洋沖地震は想定を上回る規模の地震であったため、これをきっかけに想定を超える地震動で構造物はどう挙動するのか、構造物の終局状態までの安全余裕度はどの程度か、ということに関心が向けられるようになった。一方で、震源から遠く離れた首都圏や大阪などで、超高層建物の上層部が大きく揺れ、居住者に恐怖感を与えるとともに、内装材やエレベータなどの設備に被害をもたらした。国内外で観測されたさまざまな地震動と長周期地震動による超高層建物の大きな応答変位の両方を再現できる振動台の成立性を検討していたが、下記のような理由で大型振動台と大振幅振動台の2基に機能を分けることとした。

- ・変位振幅±1mを超えるアクチュエータでは、弦振動の固有振動数が低くなり、大型の振動台では加振できる振動数帯域が狭くなること
- ・人が搭乗できる振動台としては、動作音が静かでフライトシミュレータなどで実績のある電動式が望ましいが、電動式では近年観測されている高加速度の地震動を再現できないこと

さらに大振幅振動台には人が搭乗するための

キャビンを設置することができ、振動台の揺れと同時に、これと同期した臨場感のあるVR(仮想現実)映像を体験できることが特長である。

2. 全体構成

図1に大振幅振動台のシステムブロック図を示す。加振制御システム用のPC1台を操作することで、複数のシステムを制御することができる。

加振データベースには、加振波形、VRデータなどが登録されており、加振時にはこれらをダウンロードして使用する。この加振波形をもとに制御コントローラを介して振動台の動きを制御する。同時にVRシステムではVRデータと加振波形を用いてリアルタイムにVR映像を計算し、キャビン内スクリーンに投影することができる。

計測に関しては、後述する計測システムによって行われるが、計測システムが準備状態になっていれば、加振制御システムから送られる加振開始信号を受けて自動的に計測を開始し、加振終了信号を受けて(指定した遅延時間を加味して)自動的に計測を終了するようになっている。

3. 振動台としての性能と特長

写真2に本振動台の外観を示す。試験体を搭載するテーブルに相当するトッププラットフォーム(テーブル部:4m×4m+バルコニー部:4m×0.6m)には、駆動脚となる6本の電動アクチュエータ(ACサーボモータ・ボールねじ駆動)が取り付けられ、さらに3本の空圧シリンダでテーブル自重を支える機構となっている。6本の電動アクチュエータが伸縮することで、3次元6自由度の動きを再現できる。このような駆動機構は、パラレルリンク機構の1つであるスチュワート型

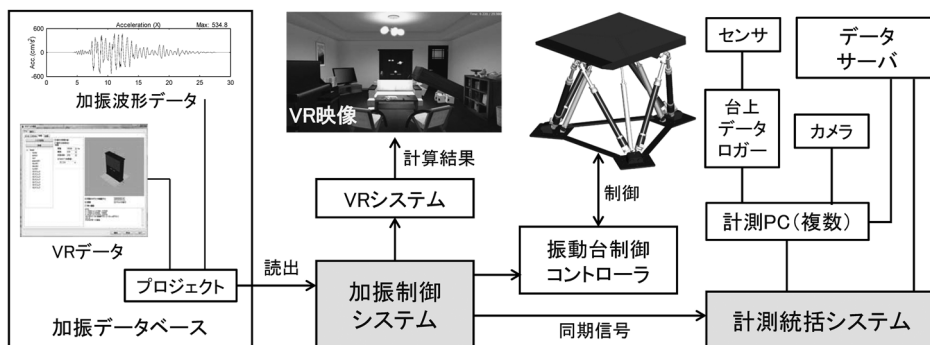


図 1 大振幅振動台のシステムブロック図



写真 1 先端地震防災研究棟



写真 2 大振幅振動台外観

モーションベースと言われている。スチュワート型モーションベースは、アクチュエータのストロークが長くなった場合でも、装置全体をコンパクトに構成できるという利点がある。一方、各アクチュエータ軸の干渉（クロスカップリング）が大きくなって制御が難しくなるため²⁾、静的加力試験装置³⁾を除いては土木・建築分野で採用されていなかった。今回は、フライトシミュレータなどに採用されているモーションベースを応用することで、大振幅振動台を実現することができた。

本振動台は、十分な可動領域を確保するため、広さ 10.5m×10.5m、深さ 3.6m のピット内に設置されている。建物へ与える振動影響を考慮し、厚さ 1.7m とした B1 階の鉄筋コンクリートスラブ上に固定されている。また、振動台が着座した時にトッププラットフォームと 1 階床のレベルが同じになっており、振動台へわたるための通路として電動昇降式のブリッジを備えている。トッププラットフォームの前面にはバルコニーを配し、ブリッジとの接続に利用するとともに、計測センサを接続するためのインターフェースボックスが設置されている。

表 1 に振動台各方向の加振性能の一覧を示す。振動台に搭載可能な重量は最大 3t であり、このときの加振性能が、水平方向で最大変位 ±150cm、最大速度 200 cm/s、最大加速度 1,000 cm/s²、上下方向で最大変位 -70cm ~ +90cm、最大速度 100 cm/s、最大加速度 900 cm/s² である。また各軸について 20° 程度の回転加振能力があり、超高

表 1 加振性能一覧

方向	最大変位	最大速度	最大加速度
X	±150 cm	200 cm/s	1,000 cm/s ²
Y	±150 cm	200 cm/s	1,000 cm/s ²
Z	-70 cm~+90 cm	100 cm/s	900 cm/s ²
θ_x	±19 deg	25 deg/s	175 deg/s ²
θ_y	-22 deg~+16 deg	23 deg/s	175 deg/s ²
θ_z	±30 deg	40 deg/s	300 deg/s ²

注) トッププラットフォームが 80cm 上昇した位置を原点とする座標 (方向) については写真 2 参照

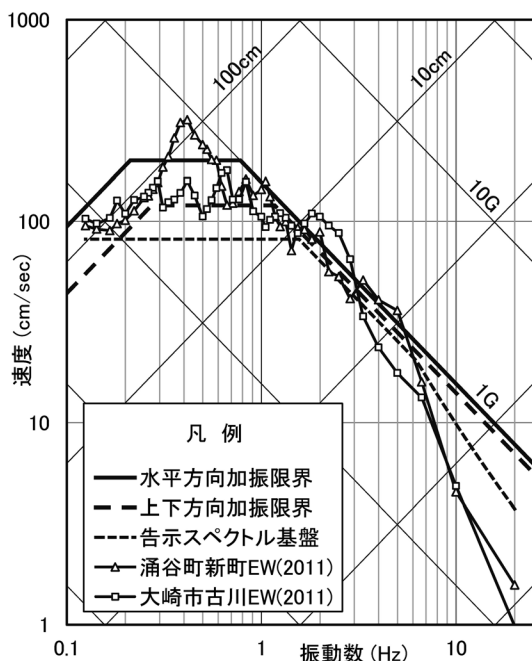


図 2 限界性能曲線と速度応答スペクトルの比較

層建物の曲げ変形による床の傾斜の再現も可能である。地震動については、1995 年兵庫県南部地震の神戸海洋気象台の観測記録を再現可能である。

図 2 は本振動台の加振限界性能曲線と 2011 年東北地方太平洋沖地震で長周期地震動が観測された宮城県大崎平野の 2 観測点について計算した速度応答スペクトルおよび建設省告示 1461 号スペクトル (いずれも減衰 5%) の比較である。変位・加速度も比較できるようにトリパタイトグラフで示している。応答スペクトルは 1 質点系の最大応答値ではあるが、本振動台で超高層建物の応答に

ついても、おおむね再現可能であることが確認できる。

4. 地震体験システム

地震の揺れが体感できる既往の振動台としては、文献 4) に示す水平 2 軸のロングストローク振動台があり、揺れと同期した映像を見ながらの地震体験が可能である。本振動台もこれを参考にし、映像を見ながら地震体験できるシステムを開発した。大振幅振動台を地震体験に利用する際には、トッププラットフォーム上に部屋を模した箱構造物 (以下、キャビンという) を設置する。キャビン外観を写真 3 に、キャビン内部のレイアウトを図 3 に示す。キャビンは、人が安全に地震体験できるようにした部屋で、壁外寸法 4m×4m、天井高さ 2.5m の空間である。ドアがつけられており、その前面にはバルコニーを配置している。入出時には、バルコニー前面にブリッジが上昇して搭乗通路となる。

室内には、中央部に 4 座席 (シートベルト付)、後方に 5 立席 (ともに手摺を設置) が用意されており、人員 9 名まで搭乗できる。搭乗者の前面には、120 インチの大型スクリーン (床置き短焦点レンズ投影プロジェクターによる投影) があり、VR 映像、効果音、照明制御を利用した地震体験空間を実現している (写真 4)。

次に VR 映像の計算方法について説明する。加振データベースには、加振波形データのほかに VR データが登録されている。VR データには、



写真 3 キャビン外観

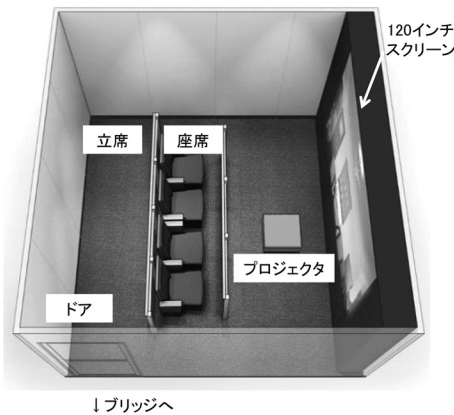


図 3 キャビン内部レイアウト



写真 4 地震体験の様子

室内の家具・什器などのモデルデータ，モデルを構成する引き出し，扉などのパーツデータ，衝突・転倒・摩擦などに対応した効果音がある．モデルデータには映像化のためのテクスチャー，外

形寸法（時刻歴解析では直方体に置換），質量，摩擦係数，反発係数，効果音を設定できる．パーツデータには外形寸法，質量，重心位置，固定条件（ヒンジ，スライドなど），摩擦係数，反発係数，効果音を設定できる．VR システムでは，モデルあるいはパーツを単位として，0.01 秒刻みで接触判定をしながら時刻歴応答解析を行う．屋外についてもモデルや加振波形を用意しておけば，体験者の視点を基準として計算した窓の外の映像（外部建物の揺れなど）を室内の映像と重ね合せて表示することが可能である．

加振波形データと VR データの組合せをプロジェクトと呼んでおり，加振制御システムからプロジェクトを選択して地震体験用加振を行う．プロジェクトの組合せを随時変更するだけで，さまざまな地震体験を実施することができる．

図 4 は住宅を模擬した室内モデルと 1995 年兵庫県南部地震の神戸海洋気象台観測記録を入力した地震応答解析結果（5 階建建物の 5 階床応答）を組み合わせて計算した VR 映像（加振終了時刻のキャプチャー画像）である．左は在来構造の鉄筋コンクリート造建物，右は免震構造建物の例である．在来構造では，ピアノの滑動，戸棚の転倒，書棚からの本の落下が認められるが，免震構造ではほとんどみられない．このように免震構造による被害低減効果の比較体験は，本振動台の有効な活用方法の 1 つであると考えられる．

5. 安全監視システム

大振幅振動台には安全監視制御のためのシステムがあり，ブリッジの上昇下降位置の監視，キャビン・バルコニー部の扉の開閉を監視するドアロックセンサ，振動台ピット内の人の出入りを監視するエリアセンサ，キャビン内の火災検知センサなどが状態を監視制御している．加振時に気分が悪くなるなどの非常事態が発生した場合には，非常停止ボタンの操作によって操作室とキャビン内の両方から，振動台を安全に停止させることができるようになっている．さらに，緊急地震速報と連動して，震度 4 以上の地震動が来ると予報が



図 4 VR映像の計算結果例（1995年兵庫県南部地震の神戸海洋気象台観測記録入力）。左：在来構造のVR映像，右：免震構造のVR映像



図 5 計測統括PCのモニター画面

出された場合には、振動台を安全に停止するシステムも備えている。

上記の監視制御に加えて、振動台内外には監視カメラが各所に備わっており、操作者がこれらを確認しながら安全な加振を行っている。

6. 計測システム

計測システムの構成を前掲の図1に示した。振動台トッププラットフォームのバルコニー部にインターフェースボックスを設けており、各種セン

サ（加速度計、変位計など最大36チャンネル）、HD（高精細）ビデオカメラを直接接続することができる。小型で堅牢性に優れた高速データロガーがインターフェースボックス内に設置され、振動台上でデジタル変換まで行うことで、収録データの高精度化、ケーブル配線の効率化を図っている。複数のデータロガーに収録されたデータは高速LANによってデータサーバに転送され、同期信号を用いて1つのデータに統合される。動画データもセンサ計測データと同期されており、時刻がそろっている。

計測システムを制御してデータ収録管理を行うのが計測統括システムである。図5のように計測統括用PC1台で複数の計測PCの制御を行っており、簡便に計測作業を実施することができる。主な機能を以下に示す。

1) センサデータ収録

各種センサから取得するデータを高速サンプリング(最高1,000Hz)で収録、保存する。収録チャンネルごとに使用/未使用の選択、センサ校正値の入力、スケール変換、オフセット調整、ローパスフィルタなどの条件設定が可能である。

2) 動画収録

各種カメラを用いて動画を収録、保存する。対応するデバイスは振動台上のHDカメラ、振動台外のPTZ(視野制御)カメラ、高速カメラ、赤外線カメラ(熱画像)であり、使用/未使用の選択、画角の調整(PTZカメラ)が可能である。

3) データ管理・解析

センサデータおよび動画データを、加振試験ごとにフォルダを作成してデータサーバで管理することができる。また、計測結果のグラフ印刷・リスト印刷、FFT解析・応答スペクトル解析などのデータ即時処理が可能である。

4) モーションキャプチャー

赤外線ストロボカメラを複数台設置し、試験体に取り付けられた再帰性反射材を塗布した球状マーカーの位置を解析することで、各マーカーの三次元変位時刻歴を最高120Hzサンプリングで計測することができる。計測データのスティックピクチャーへの変換や有限要素解析アニメーションとの比較動画の作成も可能である。

7. おわりに

本稿では、当社が開発した三次元大振幅振動台と地震体験システムについて紹介した。完成してから約2年半が経過したが、高層建物の揺れが人

の不安度や行動難度に与える影響に関する研究⁵⁾、免制震効果の比較体験、地震モニタリングセンサの有効性検証、研究機器の耐震性検証などで活用してきた。

今後も南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動対策に関する研究などに取り組んでいきたいと考えている。

謝辞

本稿は社内開発メンバー、装置開発やソフトウェア開発に協力していただいた企業の尽力による成果であり、末筆ながら関係各位に謝意を表す。

参考文献

- 1) 金子美香・熊谷仁志・岡田敬一. 2016. 三次元大型振動台と三次元大振幅振動台の開発. 日本地震工学会論文集, **16-9**, 100-117.
- 2) 宮元慎一ほか. 2001. スチュワート型振動台制御系の設計. 日本機械学会九州支部講演論文集, 193-194.
- 3) 村山八洲雄・新保 弘. 1992. コンクリート柱部材の6自由度加力装置. コンクリート工学年次論文報告集, **14-2**, 815-818.
- 4) 護 雅史・福和伸夫・飛田 潤. 2009. 減災行動を誘導するための統合型地震応答体感環境の構築. 日本建築学会技術報告集, **30**, 605-610.
- 5) 岡沢理映・神原 浩・猿田正明. 2017. 被験者実験による揺れに対する人の感覚の定量化に関する研究. 日本建築学会大会学術講演梗概集, **B-2**, 401-404.

熊谷仁志

[くまがい ひとし]

略歴 東京工業大学大学院社会開発工学専攻修士課程修了、清水建設株式会社に入社、東京工業大学より博士(工学)授与、現職は同社技術研究所上席研究員

研究分野 振動実験・解析、鉄筋コンクリート



GEM の活動概要と日本の貢献

藤原広行・郝 憲生

1. GEM の設立経緯

地震による人的被害・経済的被害は近年増大しており、特に急速な人口増加と都市化に直面している発展途上国においてはその傾向が著しい。世界全体で発生する地震を対象としてそれらがもたらすハザード・リスクについて評価を行い、適切な対策を施す必要性が高まっている。こうした認識を背景として、2004年の経済協力開発機構—グローバルサイエンスフォーラム会議（OECD-GSF）において構想が提案され、2006年に開催されたOECD-GSFにおいて兵庫行動枠組みの優先事項に従い、世界の地震リスクを大幅に低減することを目的として、Global Earthquake Model（GEM）が設立された。2009年3月には、NPO法人としてGEM Foundationが組織され、イタリアのパヴィア市にある欧州地震工学センター（Eucentre）に事務局本部が設立された。GEMは、学術機関、政府機関、民間機関からの支持のもと、公共・民間など各種のパートナーシップを持ち活動を推進している。GEMのメンバーは現在、16の国、20以上の国際団体・民間企業から構成されている。日本からは、国立研究開発法人防災科学技術研究所（以下、防災科研）、損害保険料率算出機構、応用地質株式会社の3機関が参加している。

2. GEM の活動の概要

GEMは、全世界を対象として地震によるハザードおよびリスクを評価するための透明性の高い評価システムの開発とそれらに必要な地震に関するデータベースの構築を実施している。GEMは、こうした活動の成果をオープンなプラット

フォームで共有し活用することにより、世界の地震リスク軽減と地震災害に対する回復力強化を目指した活動を実施している。このため、地震ハザード・リスク評価のための各種手法、システムの開発、データの収集、世界各地域における共同プロジェクトの展開、実務への技術移転などを実施している。

GEMの活動は、5カ年の中期計画に基づいて進められており、第1期は2009～2013年に実施され、現在は2014～2018年までの第2期5カ年計画に取り組んでいる。

第1期5カ年計画においては、全世界を対象とした地震カタログや活断層情報の整備が行われ、リスク評価に必要な人口や建物などの各種データベースの構築が進められた。これらをもとに、世界の地震ハザード・リスク評価を行うためのオープンソース・ソフトウェア群が開発され、Open-Quakeと名付けられリリースされた。

第2期5カ年計画においては、第1期で構築された各種データベースの充実や各種手法の改良を続けるとともに、地震リスク軽減と回復力強化を目指したプロジェクトを世界各地で展開している。

3. GEM への防災科研の参画

2011年の東北地方太平洋沖地震により引き起こされた東日本大震災では、地震ハザード・リスク評価に関して多くの教訓が得られ、それらを国際的にも共有することが重要であるとの認識が高まった。

防災科研では、全国地震動予測地図の作成手法の研究など、日本における確率論的なアプローチによる地震ハザード評価手法の開発や情報提供等を地震調査研究推進本部などに対し行ってきており（藤原ら、2009）、GEMからはそれらハザー



写真 1 2012年9月リスボン 15WCCEE にて防災科研と GEM の契約を交わした。左から GEM 事務局長 (当時) Pingho 氏, GB 議長 (当時) Smolka 氏, GB 委員藤原, SB 副議長郝である

ド評価技術が高く評価され、運営委員会メンバーとしての参加が要請された。GEM が進める国際的な地震ハザード・リスク評価手法の開発とその標準化に直接寄与し、国際化を図ることは、わが国でこれまで取り組んできた地震ハザード評価手法を国際的に展開するよい機会となり、国際的な貢献が期待できることから、防災科研は、GEM の活動へ参画することとなった。こうして、2012年9月に防災科研は日本の公的機関の代表として、GEM 運営委員会メンバーに正式に加入し (写真 1)、現在第 2 期に至っている。

GEM の運営は、科学委員会 (Scientific Board (SB)) が GEM の方向性、目標、資金運用の案を運営理事会 (Governing Board (GB)) に提出し、GB における投票で意思決定がなされる仕組みとなっている。年に 2 回、GB と SB が、イタリアのパヴィアで開催されており、藤原が GB の委員、郝が SB の副議長として参加している。

4. GEM の地震ハザードモデル

第 2 期計画において GEM では、2 種類のアプローチによりハザードのモデリングに取り組んでいる。

1 つは、グローバル・モザイク地震ハザードモデルによるアプローチである。このアプローチに

おいては、地域や国別に開発され公表されたハザードモデル、研究論文等により公表された情報から作成されたハザードモデル、GEM に参画しているパートナー組織によって作成されたハザードモデルを地域ごとに貼り合わせて、全世界をカバーするハザードモデルの作成が行われている。地域ごとにデータの多寡や手法の格差があることを認め、現在利用可能なデータ・手法により、統一基準による質的な等価性を求めるよりは、質的には等価でなくても世界全体をカバーするモデルを早期に構築することを優先する方針でハザードモデルの構築が進められている。

防災科研では、地震調査研究推進本部により作成されている日本の全国地震動予測地図作成において用いられたハザードモデルを、GEM のシステムに移植するための技術的な協力を実施してきた。現在作成が進んでいるグローバル・モザイクモデルにおける日本地域のハザードモデルは、全国地震動予測地図とほぼ等価なモデルとなっている。

GEM の第 2 期中期計画の目標として、2018 年末に世界各地の地震ハザードモデルを寄せ集め、グローバル・モザイク地震ハザードモデルとして公開することが予定されている。

2 つめのアプローチは、リージョナル・プログラムと呼ばれるもので、GEM との協力の下、個別のプロジェクトスポンサーが、それぞれの地域ごとにハザードモデリングのプロジェクトを立ち上げ、GEM が提供する手法・システムなどを使ってハザードモデル構築を進めている。リージョナル・プログラムの形態としては、ハザードマップ作成が遅れておりデータなども不足している地域に対して、GEM が技術的に支援する形をとっているものもあれば、日本、台湾、ニュージーランドなどが中心となって行っているような、地域性を考慮したより進んだハザードモデル構築に向けた技術的検討を深めるための活動など多様なものが含まれている。

これら 2 つのアプローチによるプロジェクトから得られた情報は、GEM が開発を進めている OpenQuake を通して、共有・利活用が進められ

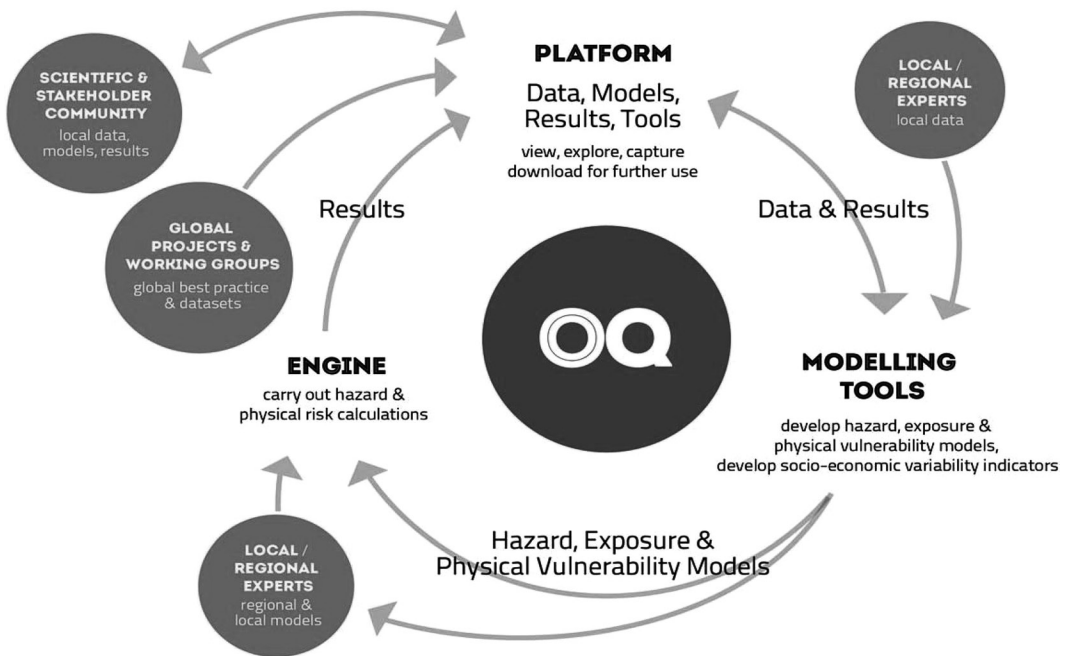


図 1 OpenQuake を中心としたプラットフォームとモデリングにおける計算・共有・開発の概念図

る予定である。

5. GEM の OpenQuake

OpenQuake は、GEM により開発が進められている全世界を対象とした地震ハザード・リスクモデル作成のためのオープンソース・ソフトウェア群全体の総称である。OpenQuake は、3つの要素「Platform」、 「Engine」、 「Modelling Tools」から構成されている（図1）。

「Platform」は、GEM が作成したモデルや計算結果、各プロジェクトで収集された各種データや開発されたツール群などを共有するための WEB をベースとしたプラットフォームである。

「Engine」は、全世界を対象とした確率論的地震ハザード・リスク解析をシステムとして実現するために GEM によって開発が進められてきた解析ソフトウェア群である。たとえば、地震動の計算には、GEM により進められた地震動予測式 (GMPE) を整理するためのプロジェクトの成果が盛り込まれた GMPE ツール群が使用可能と

なっている。

「Modelling Tools」は、地震カタログや地震動データ、人口・建物データ、リスク計算用の被害率モデルなどを整備するためのツール群から構成されている。

OpenQuake は、地震ハザード解析、地震リスク解析、社会経済的インパクト解析の3種類の分析ができるモジュール群で構成されている。

ハザード解析モジュールにより、地震発生の確率と各地点での揺れやすさを考慮することにより、任意の場所での地震動の超過確率を計算することができる。

リスク解析モジュールでは、揺れの強さを建物の脆弱性の関係をモデル化することにより、地震に起因する直接的被害（建物被害、死傷者数、修理費用など）を計算できる。

社会経済的インパクト解析モジュールでは、経済と社会に対する地震の影響、特に間接的損失のインパクトを推定できる。たとえば、企業の収益、予算、財産への影響の評価や、コストと便益分析を可能とし、建物強化、保険や代替リスク移転を

促進するためのツールとして使用できることが目標となっている。

なお、これら GEM が提供する情報は、基本的にオープンなライセンスとして提供されている。詳細については、GEM の WEB サイトを参照されたい (<https://www.globalquakemodel.org/>)。

6. 東アジア地域におけるリージョナル・プログラムの展開

東アジア地域は、世界的にも地震災害が多い地域である。近年東アジア地域で発生した地震（たとえば 1976 年 中国唐山地震、1995 年 兵庫県南部地震、1999 年 台湾集集地震、2008 年 中国四川地震、2010 年 中国玉树地震、2011 年 東北地方太平洋沖地震）だけでも 30 万人以上の犠牲者がでており (Hao and Fujiwara, 2013)、今後も大きな地震災害に見舞われる可能性が高い地域となっている。

防災科研では、東アジア地域を主たる対象地域として、地震ハザード・リスク評価に関する研究交流を GEM のリージョナル・プログラムと連携して進めてきた。以下では、それら活動内容について紹介する。

6.1 日中韓における研究交流

約 9 万人が犠牲となった 2008 年中国四川大地震が発生した直後に、防災科研では現地調査を実施した。それに加えて、陸域観測技術衛星「だいち」のデータを用いて、長さ 300 km に及ぶ長大断層の形状と断層面上のすべり分布などの地殻変動を逆解析により推定し、大震災を引き起こした断層の全貌を明らかにした (Hao *et al.*, 2009)。この四川大地震への取り組みがきっかけとなり、日本と中国での地震ハザードマップ作成に関する研究交流が開始された。中国においては、中国全土の地震ハザードマップ「中国地震動峰值加速度 (PGA) 区划図 (以下、区划図)」に関して、工程力学研究所、地球物理研究所等が作成に携わってきた。これら研究所は中国国家地震局の下の研究所であり、他の地震研究に関する研究所と各省における約 30 の地震局の協力を得て「区划図」

を作成している。

さらに、同時期に、韓国においても新たな地震ハザードマップの作成が進められており、韓国との研究交流も開始された。韓国において、韓国全土を対象とした地震ハザードマップ作成を担っている機関は韓国地質資源研究院 (KIGAM) である。

日本では、地震調査研究推進本部の下で、防災科研により全国地震動予測地図の作成が行われてきたことから、日本、中国、韓国でそれぞれの国の確率論的なアプローチによるハザードマップ作成を担ってきた機関が中心となり、研究交流を進め、ハザードマップ作成に関する情報交換を行うことが企画された。こうして、日中韓の戦略的国際科学技術協力推進事業 (研究交流型) として、「次世代地震ハザードマップ作成のためのハザード評価手法の高度化に関する研究」が 2010～2013 年にわたって実施された。

これらの日中韓の地震ハザード評価の研究交流は、2011 年 ハルビン、2012 年 濟州島、2013 年 仙台の研究会合などを通じて行われ、日中韓の 3 カ国での地震ハザードモデル作成の経験と知識の共有が進められると同時に、共通の課題を洗い出し、協力して研究を進めることにより各国のハザードマップの高度化に資するものとなった。特に、研究交流の期間中に日本で発生した東北地方太平洋沖地震の教訓は、地震ハザードマップ作成手法を改良する上で貴重な経験となった。2013 年 仙台で実施した国際地震ハザード交流会合では、日中韓の 3 カ国からの出席者に加え、GEM との連携の下、台湾やベトナムなどの東アジア地域からの参加者も加わり、東日本大震災の教訓を踏まえた地震ハザードマップ作成に関する議論が行われた (写真 2)。

日本においては地震調査研究推進本部により作成されている全国地震動予測地図は、現状では、国民の防災意識の向上を目指した啓発活動などに使用されているが、中国においては、地震ハザードマップは国の耐震基準作成に直接使用されるなど、影響力の大きなものとなっている。中国では、2013 年に「区划図」の案が作成され、国内での



写真 2 仙台市にて開催した 2013 年国際研究交流会

調整の末 2016 年に公表されている。

一方、韓国では 1997 年に最初の地震ハザードマップの作成が、建築交通省の支援を受けて地震工学会により行われた。その後、国家災害管理局の要請により KIGAM が中心となって、中国や日本の地震に関する資料等も参考にしながら、新たな地震ハザードマップの作成が進められ、2012 年に公表されている。

この 3 年間にわたる日中韓の 3 カ国による戦略的国際科学技術協力推進事業と GEM による東アジア地域でのリージョナル・プログラムとの連携を進めることにより、東アジア地域における地震ハザードマップ作成技術の情報共有の第一歩が拓かれた。

6.2 台湾 TEM、ニュージーランド GNS との研究交流

1999 年の台湾集集大地震による震災などの教訓を踏まえ、台湾においても地震ハザードマップ作成の重要性が研究者・専門家間で再認識され、地震ハザード評価の専門的な研究を進め、台湾全土を対象とした地震ハザードマップを作成することを目的として、2012 年に台湾中央大学をはじめ、台湾大学、成功大学、中正大学、中央研究院など各国立大学と関連する研究機関を連携する Taiwan Earthquake Model (TEM) が設立された。TEM は、GEM に加盟し、東アジア地域でのリージョナル・プログラムの推進を日本とも協力して進めることとなり、防災科研と TEM との研究交流が始まった。

2015 年につくばにおいて開催された防災科研と TEM のワーキング会議では、活断層、地盤モデル、シナリオ地震シミュレーション、地震動予測式、確率論的地震ハザード解析の五つにグループを分け、グループごとに日本、台湾が抱える課



写真 3 大分県別府市にて開催した 2016 年国際研究交流会

題を共有し、それら課題の解決に向けた議論を行った。

ニュージーランドも日本、台湾と同様に地震が多発する国であり、地震研究が進んでいる。ニュージーランドにおいては、GNS がニュージーランド全土を対象とした地震ハザードマップを作成している。GNS も GEM に加盟しており、GEM のリージョナル・プログラムと連携することにより、防災科研と GNS の研究交流が開始された。当初は、日本-台湾、日本-ニュージーランドそれぞれの共同研究の形で研究交流が開始されたが、これら 3 カ国は太平洋プレート境界において類似した地震環境を持つ島国であり、地震ハザード研究において共通する課題も多く、3 カ国が協力して研究を進めることによるメリットが大きいためから 3 カ国での共同研究を実施することとなった。こうして 2014 年から日本・台湾・ニュージーランドの共同研究が始まり、2014 年に台北、2015 年にウェリントン、2016 年には別府において研究交流会を開催した。そのうち別府の研究交流会では、台湾、ニュージーランドをはじめ、あわせて 64 名が参加した(写真 3)。この会合では、熊本地震についての研究発表がなされ、活断層で発生する地震に対する地震ハザードマップの今後の課題についての議論が行われた。

6.3 地震ハザードモデル高度化に向けた課題

確率論的な地震ハザード評価の高度化に向けた取り組みにおいては、各国で共通する課題を含め多くの課題が残っている。日本、ニュージーランド、台湾の 3 カ国間での研究交流においては、それらの課題解決に向けてそれぞれの国がとってきた手法の比較を行い、研究交流会において特定の

トピックを選定し、それに関する集中的な議論を行ってきた。2015年ウェリントンにおいて開催された研究交流会のブレイクアウトセッションでは、確率論的な地震ハザード評価において今後解決すべき課題の研究優先度について議論を行い、短期的（1～5年）、中期的（5～10年）、長期的（10年以上）な課題に分けて、それぞれについて優先順位付けされた課題リストを作成し、具体的な研究協力について議論を行った。こうした研究交流による議論の結果として、日本・台湾・ニュージーランドの地震ハザードモデルを改善するために必要な5つの主要なテーマが掲げられた（Gerstenberger and Fry, 2016）。

1) 沈み込み帯での地震ハザードに関しては、まだ理解が不十分で大きな不確定性が残されており、研究を強力に進める必要がある。

2) 地震活動のモデル化、地震動の予測の双方における認識論的な不確定性の定量化が重要である。

3) 確率論的な地震ハザード評価における地震動シミュレーションの重要性が高まっており、それらの活用を推進する必要がある。

4) 地震のクラスタリングとトリガリングに関する理解を進めることが重要である。

5) 地震ハザード評価手法の検証を進めることが重要である。

地震ハザード評価手法の検証に向けての第1歩として、日本、ニュージーランド、台湾で進められている確率論的な地震ハザード評価手法の比較を行うため、3カ国のモデルをGEMの統一基準に基づいてOpenQuakeに実装し、それぞれのモデルが持つ特徴を比較検証した（Pagani *et al.*, 2016）。3カ国の確率論的な地震ハザードマップの比較を図2に示す。こうした比較検討は、GEMが進めている地震ハザード評価の共通情報基盤であるOpenQuakeを用いることにより今後さらに進むことが期待される。

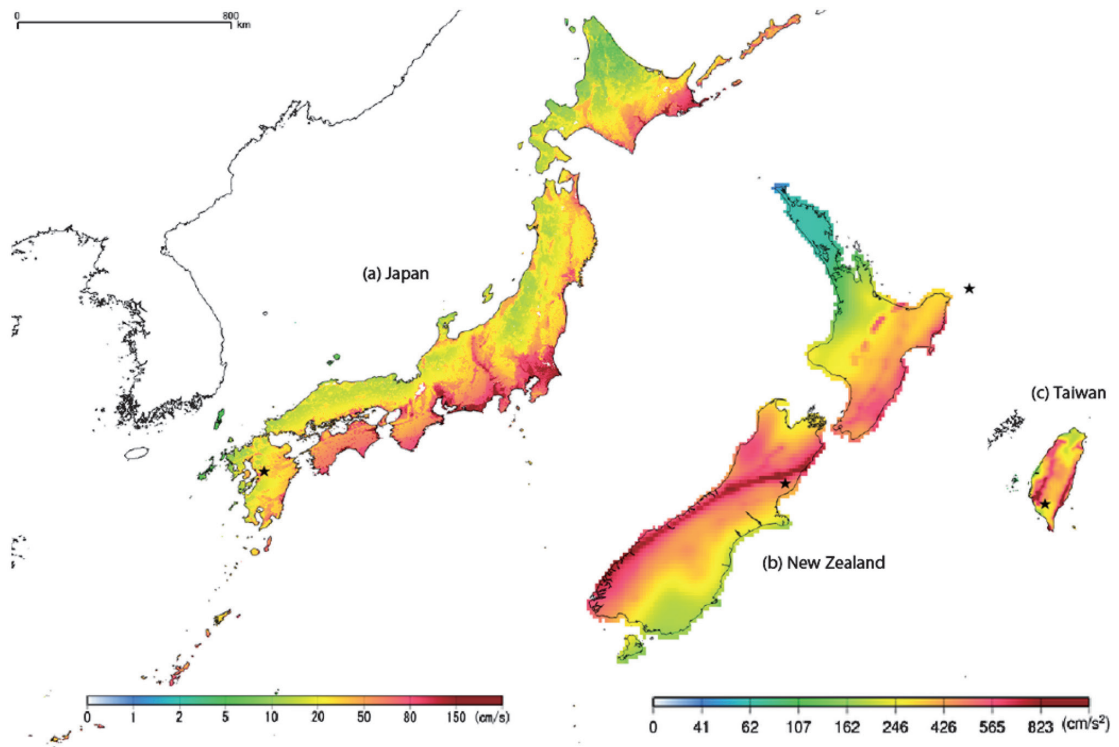


図2 日本・ニュージーランド・台湾における50年間に10%の超過確率に対応する地震動。黒★は2016年最近発生した被害地震（Pagani *et al.*, 2016より加筆）

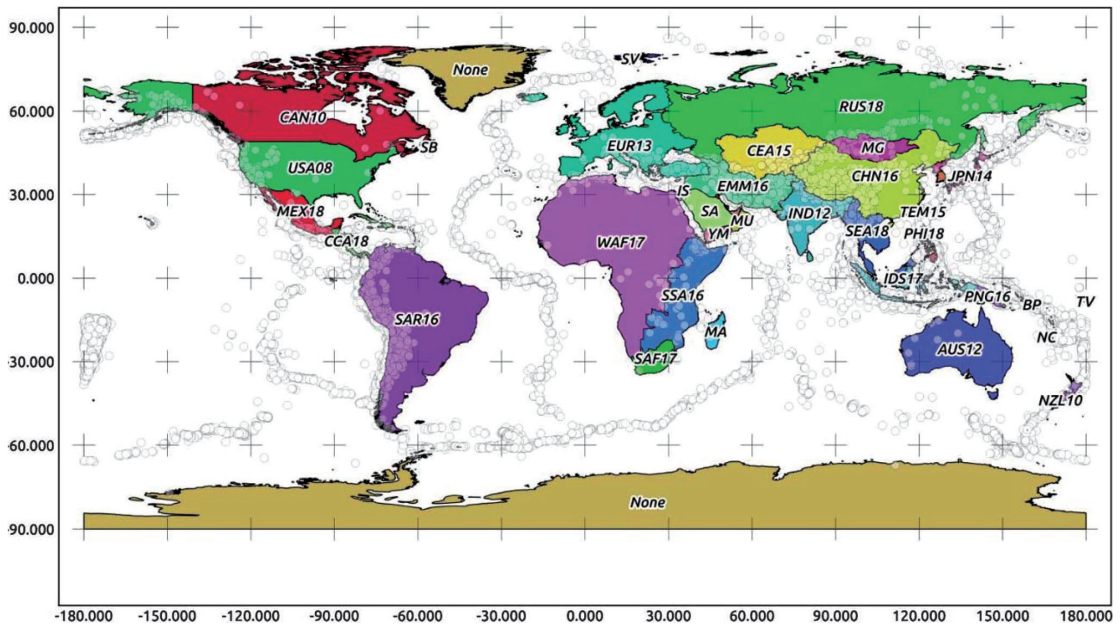


図 3 GEM が構築中のグローバル・モザイク地震ハザードモデル

7. グローバル・モザイク地震ハザードモデル

全世界をカバーする地震ハザードモデル構築の目標に向けて、GEM に参画しているそれぞれのメンバーが中心となって、関連する国と地域で連携しながら、地域ごとの地震ハザードモデルを作成し、それらを組み合わせる作業を進めている。これらのモデルは地域ごとに格差があり、統一的な基準に基づいて作成されたものとはなっていないために、グローバル・モザイクモデルと呼ばれている。このモデルは、各地のリージョナル・プログラムでの成果なども取り入れながら発展を続けており、それらのデータは OpenQuake に集約されて実装され、情報の共有・利活用が行われる仕組みとなっている (図 3)。

グローバル・モザイクモデルにおいては、日本の地震ハザードモデルとして、地震調査研究推進本部が公表している全国地震動予測地図の作成で用いられている確率論的地震ハザードモデルが実装されている。

東アジア地域において各国の作成した地震ハ

ザードマップについても、各国ごとに GEM のグローバル・モザイクモデルへの取り込みについての調整が進められている。

東南アジア地域においては、シンガポール EOS とタイの AIT を中心とした共同研究の中で、OpenQuake のハザード解析モジュールを用いることにより、ハザードマップの作成のためのデータ整備が進められている。

GEM は、2018 年に公開予定とされているグローバル・モザイク地震ハザードモデルの構築を目指して、世界各地の地震ハザードモデルに関するデータを集約するとともに、モデルの継続的な改善に努めている。また、ハザード評価に関する情報の普及のため、技術的なトレーニングやワークショップを開催し、それらを通じて、世界の地震リスク削減に貢献するための活動を展開している。

8. 今後に向けて

防災科研では、地震調査研究推進本部が作成する「全国地震動予測地図」の作成手法の研究を行

い、手法の高度化や関連するデータの整備・公開を実施してきた。これらの経験を国際的に発信し、国際的な地震災害軽減に貢献するため、2012年よりGEMに参画し、特に、東アジア地域を中心に活動を行ってきた。今後も、近隣諸国との連携を図りながら、災害の軽減を目的として地震ハザード・リスク評価手法の高度化を目指し、アジア地域の特性を踏まえた評価モデルの構築を継続する予定である。日本において培われた地震ハザード・リスク評価に関する研究成果が、国際的な組織であるGEMを通じて世界に向け発信されることを期待したい。

参考文献

- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・若松加寿江・石川 裕・奥村俊彦・石井 透・松島信一・早川讓・遠山信彦・成田 章. 2009. 全国地震動予測地図作成手法の検討. 防災科学技術研究所研究資料, 第336号.
- Gerstenberger, M. and Fry, B. 2016. Preface to the focus section on the joint Japan-Taiwan-New Zealand national seismic hazard model collaboration. *Seism. Res. Lett.*, **86**. doi:10.1785/0220160166
- Hao, K.X., Si, H., Fujiwara, H. and Ozawa, T. 2009. Coseismic surface ruptures and crustal deformations of the 2008 Wenchuan earthquake mw7.9, China. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L11303. doi:10.1029/2009GL037971
- Hao, K.X. and Fujiwara, H. 2013. Recent destructive earthquakes and international collaboration for seismic hazard assessment. *J. Disas. Res.*, **8**, 1001-1007.
- Pagani, M., Hao, K.X., Fujiwara, H., Gerstenberger, M. and Ma, K.-F. 2016. Appraising the PSHA Earthquake Source models of Japan, New Zealand and Taiwan. *Seism. Res. Lett.*, **86**. doi:10.1785/0220160101

藤原広行

[ふじわら ひろゆき]

現職 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 社会防災システム研究部門長 (兼) レジリエント防災・減災研究推進センター長

略歴 1989年京都大学大学院理学研究科中退。博士(理学)。科学技術庁国立防災科学技術センター(現:防災科学技術研究所)入所。強震観測網の整備,地震動予測地図の作成,統合化地下構造データベースの開発,災害リスク情報プラットフォームの開発等に従事。2016年より現職

研究分野 応用地震学



郝 憲生

[はお けんせい]

現職 (研)防災科学技術研究所主幹研究員;GEM科学委員会副議長

略歴 1976年長春地質大学卒業後,中国山西省地震局研究員,1992年東京工業大学博士課程終了後,大成建設技術研究所研究員,1997年カナダブリティッシュコロンビア大学研究助手,1999年カナダCCJ GeoServices コンサルタントを経て,2006年より現職

研究分野 地震応用学,地震工学,活断層と地震災害に関する研究とともに,国際推進などに取り組む



美濃焼： 濃尾震災にめげず日本一の産地へ

生産量日本一の陶磁器産地：岐阜県東濃地方

東濃地震科学研究所は「美濃焼」と呼ばれる焼き物の産地、岐阜県東濃地方にある。窯の燃料が石炭からガスに代わり、象徴だった長い煙突も今や消え失せたが、生産される陶食器は全国生産の60%を占め、日本一の産地である。でも、その裏に、濃尾震災にめげず陶器産業を支えた人びとの苦労が秘められている。

濃尾地震震災で5基を残し188基の窯が全潰

1891年濃尾地震は根尾谷断層系が活動し、内陸地震で近代最大の震災となる。東濃地方（現在の瑞浪市、土岐市、多治見市）はその断層系の南東部延長上に位置し、8千戸のうち1%ほど80戸の全潰、2人の死亡という被害だった。震度は概して6弱、被害は根尾や岐阜、大垣、さらには濃尾平野の町村と比較すれば小さかった。

当時、岐阜県に1市962町村と数多くの町村が存在し、震災から1週間ほどで県は各市町村の人や家屋の被害を整理し「明治廿四年岐阜県震災誌」として残す。これにより、現在でいう町内という規模で被害状況が明らかになっている。加えて、土岐郡では「土岐郡震災概況」として村ごとに窯業の被害も詳細に残る（表1）。現瑞浪市陶地区も陶磁器産地だが、恵那郡だったゆえ資料が見つからない。

濃尾震災で、土岐郡は窯193基のうち、わずか5基を残し188基が全潰という壊滅的な被害になった。当時の窯は登り窯、練り土とレンガを積み上げた1間（2m弱）ほどの室が山地斜面にいくつも並んでいた。耐震などまったく考えない構造ゆえ、簡単に登り窯は崩れ落ちた。

窯関係の損害は「震災概況」によると16万円、製品破損で12万円、窯全潰で4万円だった。被害額は多治見村で窯業関係だけで4万円に達し（図1）、地域全体の総損害額の土岐郡全体で80.2%、窯が多い笠原村で90%を超えた。現在も生産額が最も多い土岐市は窯数も損害額ももっとも大きい。瑞浪市は窯5基で被害も少ない。

製品損失が窯損失の3倍

表1から被害状況が推し量れる。損害は製品損失が大きく、窯損失の3倍ほどに及ぶ。登り窯は資材がレンガと練り土だけと設備投資が安

いゆえだろう。その代わりに、現在のように温度が厳格に制御できず、焼成はまさに職人技だった。また窯が多くあった村ほど窯での損失より製品損失が3倍以上と大きくなる。窯の多い村ほど高価な製品を生産していたと考える。

当時、窯元といえどすべてが窯を持っていたわけでない。1895年の土岐郡に窯元は600戸あったが、表1に示すように、窯は200基に満たない。数軒の窯元が共同で窯を運用し、窯をもたない窯元が存在した。窯元はけっして裕福でなかった。

もう1つは、窯元が小規模で家庭内工業の範疇だった。600余の窯元に1,400人の職工が働き、1895年に窯元は800戸に増え、職工も3,600人に増えたが、1窯元で働く職工は平均5人に満たなかった。

震災から翌年 美濃焼は県工業生産額1位に切迫

震災後、窯業はこの大きな危機を乗り越え、岐阜県の主要産業に躍り出た。震災前後の岐阜県下の工業生産額の推移を図2に示す。当時、岐阜県の工業を支えたのが生糸産業、県全体の生産額の1886年には半分以上、それ以後も1892年で37.4%を占めていた。

一方、美濃焼の生産額は1886年に20万円に満たず、県全体の10%以下だったが、1889年に55万円、全体の15.2%、濃尾震災の翌1892年に120万円を超え、35.0%を占め、生糸産業に次ぐ、重要な地場産業に成長した。

それでも、窯元は職工が平均5人と小さく、とても陶器生産をリードする力はなかった。窯元は仲買である陶器商から注文が入ると、陶器

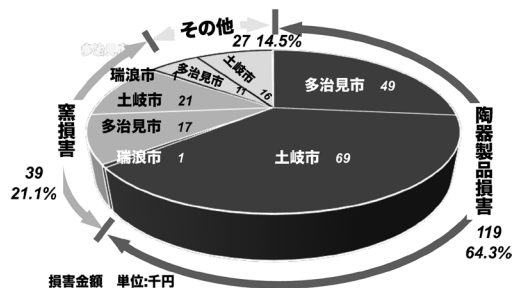


図1 現在の東濃三市における濃尾地震による被害総額 (18万6千円) を陶器製品、窯、その他毎に示す

表 1 現在の東濃三市となる町村の濃尾地震震災被害状況

村名	死者	戸数	全潰戸数	全潰率	総窯数	全潰窯数	製品損害 (円)	窯損害 (円)	全損害 (円)
多治見 ¹	—	1,854	23	1.2	49	49	34,222	10,400	52,819
笠原 ¹	—	660	—	—	26	25	15,140	7,000	24,482
鶴里 ²	—	381	—	—	1	1	450	300	800
妻木 ²	—	551	5	1.0	24	24	19,042	4,750	27,276
曾木 ²	—	260	—	—	2	2	462	200	740
土岐津 ²	—	445	61	13.7	19	19	15,580	3,800	23,745
下石 ²	—	425	5	1.2	26	26	17,533	5,025	27,313
泉 ²	—	501	—	—	11	11	4,338	3,075	8,297
肥田 ²	—	365	1	0.3	5	5	1,635	1,025	3,320
駄知 ²	—	325	4	1.2	25	21	10,264	3,000	15,390
山野内 ³	1	91	—	—	1	1	325	125	450
日吉 ³	—	732	1	0.2	—	—	—	—	—
寺河戸 ³	—	100	3	0.3	1	1	58	100	204
稲津 ³	1	457	7	1.5	2	2	558	350	1,133
余戸 ^{*3}	—	558	1	0.2	1	1	35	125	185
総計	—	—	—	—	193	188	119,642	39,275	186,154

窯関連資料は土岐郡震災概況による。¹現多治見市、²現土岐市（網掛け）、³現瑞浪市。*余戸：現在の釜戸と大湫。なお、窯のない村は省略。全損害には家屋などの損害なども含む

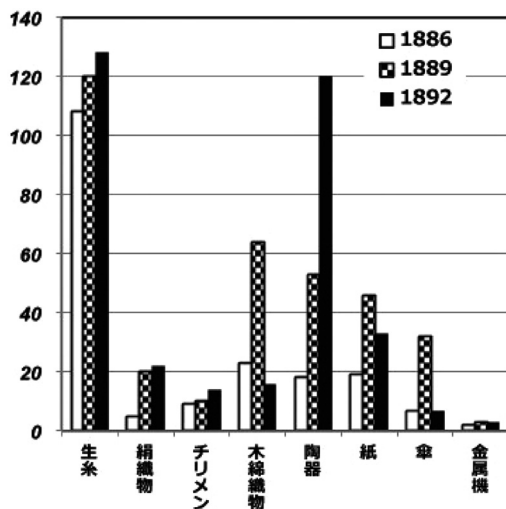


図 2 岐阜県工業生産額の推移 (1886, 1889, 1892 年)。単位は万円。陶器は 6 年間で 6 倍増、1892 年に県下地場産業の 2 位、120 万円の生産額になる

商に借金して陶土を仕入れ生産し、製品を迅速に陶器商に収め、借金を返した残金が収入だった。まさに資金のない「仕送り窯」だった。震災で借金は一気に増え、多治見村では窯元の 3 割が廃業した。

窯は崩壊したが、返済するために、レンガなどを再利用し、窯元は即座に窯を再建し、陶器生産を必死に再開させた。正真正銘の「寝こなし窯」だった。

この地域の賃金は今でも安い。当時は職工の日当が上 30 銭、下 14 銭。東京の上 40 銭、中 30 銭、下 20 銭の 7 割にすぎなかった。となれば、家族ぐるみで「寝こなし」と長時間働き、少しでも多くの陶器を焼き、返済を早めるしか方法がなかった。

震災という大きな打撃を受けながらも、美濃焼が日本一の陶器生産地になった。1900 年に多治見～名古屋間の中央線が開通し流通体制が確立されたことも追い風になった。でも、その裏に、「仕送り窯」と「寝こなし窯」という人びとの涙と汗がある。同じような待遇だった瀬戸に次のような子守歌が残る。

♪おまえが寝たら ねこなしで ロクロを挽いて何つくろ♪ ねこなし ねこなし 何つくろ ねこなし ねこなし 何つくろ♪ 目が醒めたら 見せてやろ 踊る赤い火 登り窯♪ ねこなし ねこなし 窯を焚く ねこなし ねこなし 窯を焚く♪ 窯が焼けたら 買ってやろ 菓子屋を丸ごと 買ってやろ♪ (伝承歌「瀬戸の子守唄」)

(木股文昭：東濃地震科学研究所)

■ 書 評 ■

● 内陸地震を基礎から学ぶ

遠田晋次 著

活断層地震はどこまで予測できるか

評者 加藤照之

著者の遠田晋次氏によれば本書は2016年4月に発生した熊本地震を契機として執筆されたとのことであるが、全体としては日本の活断層で発生する内陸地震に関する啓発書と言ってよい。基礎からたいへんわかりやすく、かつ網羅的に書かれており、高校生から大学生、地方自治体の防災行政に携わる方々、さらには中学・高校の教師などが想定される読者だろう。著者は活断層が専門の方と思うが、地震学にも造詣が深く、特に断層運動に伴う応力変化から余震活動や地震の連鎖について研究を進めている。氏の幅広い知見と現地調査の多くの経験に裏打ちされた記述から、読者は日本の活断層と内陸地震に関するさまざまな問題や予測、対処の方法などについて、多くのことを学ぶことができるだろう。

本書は8章から構成されている。これらのうち最初の3章は地震の仕組みや活断層の基礎に関する記述である。専門家やすでに地震のことをよく勉強されている読者にはいささか退屈かもしれないので飛ばしてもよいかもしれない。ただ、ここを読んでいると、このような啓発書に欠かせない“重要なこと、専門的なことを、できるだけわかりやすく、簡潔に”という執筆姿勢が貫かれており、たいへん感心する。地震や活断層のことに関する初学者には必須の諸情報が得られる。つづいて、4章、5章は内陸地震の予測とハザード評価に焦点が当てられている。これらは、今きわめてホットな話題であり、政府の地震本部の予測や評価に関する事業でもさかんに議論がされているところである。活断層で発生する地震の予測の方法を丁寧に説明しているほか、そのむずかしさ、あいまいさなどの課題も簡潔に説明されている。一例として2014年11月に発生した長野県北部の地震が想定よりも小さい地震だったのはなぜか、現地の詳細な調査をもとに推理していく部分などはまるで推理小説の謎解きのようなわくわく感を覚えた。またハザード評価では、米国の活断層法なども引き合いに出して、活断層の

情報をわれわれがどのように受け止めるべきか、などの著者なりの考え方も示されていて活断層の近くに住む方にとっては参考になるだろう。第6章が本書のハイライトというべき2016年熊本地震について、それがどのような地震であったのか、詳しく記される。それまでの章を読んできた読者は、私もそうであったように、たいへん興味深く、“なるほどそうなのか”と感じながら、楽しく読み進むことができるだろう。第7章は地震の連鎖に関する一章であり、ここは著者の得意とする分野である。余震の発生や、隣接する地域で誘発される大きな地震が、発生した地震による周囲の応力変化によるものとする考え方は著者らが長年研究を進めてきた分野である。本書では地震の連鎖がなぜ起こるのかについて簡潔に述べられているが、地震の予測にはたいへん重要な概念であるので、本書で興味を持った読者は姉妹図書「連鎖する大地震」(岩波科学ライブラリー)を読むことをお勧めする。

本書を読み進めるうちに、地震のハザードに関する総合的な紹介サイトである防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)などを紹介してくれるといいのになあ、と思っていたら、最終章の第8章でちゃんとそれが紹介され、詳しくその使い方を説明されているのにはたいへん感心した。一方、ちょっと残念に思うのは、本書の性格上できるだけ安価にということだと思うのだが、図がすべて白黒のためよく判読できない図がいくつかあり、残念であった。また、著者の知見の広さを反映して数多くの学術的な概念が出てくるため、初学者には内容の理解が追いつかなくなるのではないかとの懸念もあるが、それらの点を割り引いても、活断層だけでなく日本の地震について学びたいと思っている多くの人たちにこの書を読んでほしいと思う。

<講談社、2016年12月、新書版、262ページ、1,036円>

[かとう てるゆき 東京大学地震研究所教授]

● 地震学を海洋で実践すること

末広 潔 著
海洋地震学

評者 西澤あずさ

地球表面の71%は海洋で占められており、大部分の地震は海底下で起こっている。特に日本は周辺を海で取り囲まれ、多くの巨大地震は海域で発生し、しばしば甚大な被害をもたらしている。このなかで、1950年代の後半から始まった日本の海洋地震学は国際的にみてもトップクラスである。1980年代の海底地震計の開発が大きく進展した時代に、著者は海域における観測やデータ解析に深く携わっており、日本国内ばかりでなく、世界の海洋地震学の進展をずっとみてきた。地震学研究を行ううえで基盤となる地震観測は、海洋域で行うということから、観測船や専用の観測機器など、特別な設備や技術を持つ数少ない研究機関でしかできないという制約があり、多くの学生、研究者は身近に研究の実際を知る機会が少ない。特に、このような方々がこの本を読めば、海洋地震学の全体をひとりで理解することができるであろう。

本書は、5つの章と3つの付録から構成されており、各章の最後には筆者によるまとめが示されている。第1章では、「海洋地震学：地震学を海洋で実践すること」のテーマに関わることを概観している。大地震や津波の発生と社会との関わり、地震の性質と地球の構造やテクトニクスとの関係についての大枠が述べられている。

第2章では、海洋地震学で扱う観測データ、すなわち地震波について、特に海洋域での観測に焦点をあてて、地震計が測定する波の持つ情報、波の励起および伝播について解説している。また、海域での観測という制約のもと、限られた質と量のデータから結果を導くための留意点にも触れている。

第3章においては、海底での観測に特化した地震計の構成やその多様化、また、海底下構造を推定するための人工震源を用いた探査手法、海底地震計の他にも海底ケーブル観測網などを利用した自然地震活動の観測について述べている。

第4章では、主に人工震源を用いた地下構造調査で得られた観測波形データの解析方法について、反射法探査と屈折法探査に分割して詳細に説明している。なお、屈折法地震探査データ解析の最近の主流であるトモグラフィによる解析についてはさらに説明が欲しかった。たとえば、海底地震計の設置間隔の大小によるチェッカー

ボードテスト結果の違いを示すことによって、推定された構造モデルの解像度の理解が容易になるのではないかと思う。

最後に第5章においては、これまでに海洋地震学によって理解が進められたプレートテクトニクスやマンテル対流などに関連したいくつかの知見について、顕著な研究成果の例をあげて紹介している。

文末の付録では、海洋地震観測のほぼ60年にわたる歴史が簡潔にまとめられている。また、P波とS波のベクトル表記や近似と誤差、知っておくと概算の目安に便利な数値や単位、または震央距離と方位角の計算などが記載されている。

本書の1つの特徴は、著者のユニーク性がよく表れていることにある。著者の海洋地震学に対する情熱あるいは哲学が各所にちりばめられている。各セクションの見出しには、英語の対応訳が示されていて、国際感覚をたえず大切にしている著者の主張が感じられる。

海洋地震観測は近年大きく進展した。今後、日本周辺の観測はリアルタイム連続観測が増え、新知見をもたらすデータも著しく増加していくであろう。しかし、まだまだ海は広い。たとえば海中ロボットなどを利用した革新的技術を用いて、さらに世界中で新たな観測データを得て、地球のダイナミクスの解明を目指そう。本書を読むことによって、海洋地震学を身近に感じ、興味を持って、将来海洋での調査・研究に参加したいと希望される方が増えることを望む。一方、本書中にはカラーでない図もあり、機会があれば、ハードカバーでなくてもよいからカラー図を掲載するとか、Web版を出版するなどによって海底地形や反射断面図あるいは速度構造図の美しさを視覚的にもアピールしてほしい。

＜東京大学出版会、2017年2月、A5判、252ページ、4,800円＋税＞

[にしざわ あずさ 海上保安庁海洋情報部
技術・国際課海洋研究室長]

● 防災教育のバイブル

井出 哲 著
絵でわかる地震の科学

評者 相原延光

本書のまえがきには、『本書を読んでも「いつどこでどれくらいの地震が起こるか」わかるようにはなりません、でも、なぜわからないのかは伝わるように心がけた』とある。ある地域の防災ボランティア活動支援をしている者として、この本を防災教育のバイブルとして読むこ

とをお勧めする。

本書は以下のような構成となっている。

第1章 地震はどこまでわかっているのか？

第2章 地震とは何か？

第3章 地震を“視る”技術

第4章 地震の原動力

第5章 震源では何が起きているのか？

第6章 地震の大きさと速さ

第7章 地震活動と複雑系

第8章 地震と震災

第9章 将来の地震についてわかること

第1章では昔の地震の知識から始まり、科学的な研究の歴史を紹介しながら、デジタル時代の現在の地震学まで紹介している。ただ、この中には「鯨絵と要石」があるが、1850年代は地震や火山活動が各地で活発化し、当時の社会不安という歴史背景があることにも触れてほしかった。なお、「弾性体」という用語は中学高校の教科書では使用されない用語であるが、「弾性または弾性力」は中学1年理科第1分野の「いろいろな力」の単元で「岩石やガラスにも弾性をはたらく」として、高層ビルの長周期振動に触れている。

第2章では地震動、震度、マグニチュードの定義と、さまざまな地震計測器とその記録の解説がある。「破壊すべりとその大きさ」では「破壊すべりとは破壊を伴う摩擦すべりであって、地下の高温高压のもとでは破壊は3次元的よりも2次元的になる＝断層面となる」はわかりやすい。後半の「破壊すべりと地震モーメント」は対数計算に慣れていない読者には少々難解である。

第3章では中高校の地学の学習でよく登場する地震波の波形に見られる実体波（P波とS波）と表面波（ラブ波やレーリー波）を詳細に解説している。高校地学分野では押し引きの分布は横ずれ断層との関係で説明するが、高校で習わない地震モーメントの解説は少々難解である。

第4章では世界と日本のプレート運動の原動力について述べている。この内容はこれまで教科書でも最も多く取り上げられているが、地震を引き起こす潮汐について触れている点は興味深い。

第5章の内容は地震の物理の解説で最も重要な部分で、第2章を深めている。すなわち、地下での破壊は横にずれるせん断破壊であって、そこには摩擦力が存在する。摩擦をアスベリティの接触として考え、摩擦の法則RSF則が働く。深さ方向にRSF則のパラメータを変化させたモデル計算を示し、「固着」「プレスリップ」「アフターリップ」という実際の地震の予測可能性に言及する。後半では断層の周辺で生じる岩盤の破壊（断層ガ

ウジ）や流体（水やシュドタキライト）の拡散を解説している。

第6章では巨大地震が起こる条件や理由のヒントとなる、中小規模の地震の発生や低速度のゆっくり地震を巨大地震との違いで説明している。地震の破壊すべりは時間・空間的な相似性がきわめて広い範囲で成り立つことから、地震の大きさと頻度の関係を支配するGR則が成り立つことや、GPS観測により地下のゆっくりした変動が観測され、プレート境界の小さな破壊すべりであるスロースリップイベント（SSE）の支配法則の研究が紹介されて興味深い。

第7章では大小の地震をひとまとまりの地震活動としてみる複雑系の考え方が紹介されている。

第8章では中高の教科書にはない視点が素晴らしい。横ずれ断層のS波の方位依存性と衝撃波、逆断層の上盤の危険性、地震動の距離減衰式、地震動は地盤が変わることなどが示される。盆地とその境界では地震波の反射や屈折で複雑な揺れ（震災の帯）が出現し、盆地では長周期地震動や液状化現象が起こるのも地盤が影響している。山がちな日本では、地震の揺れが加わって地すべりが起き、土砂が河川をせき止めて天然ダムを生み出し、決壊して氾濫被害が発生する。地震に伴う地形変形では被害が起きる場合があるが、長期の土地の変形では隆起や沈降などが地形形成に寄与する。津波のメカニズムと増幅と遡上では津波堆積物の最先端研究が紹介されるほか、コラムでは人が起こす地震も紹介されていて具体的でわかりやすい。

第9章では「地震予知」の実現が現在および近い将来において不可能である一方で、将来のある期間にどこでどのくらいの地震が起こるかという発生確率は計算できるとしている。また、円形パッチモデルのように、地域により固有性と階層性があるという認識も大切である。

全編を読み終わったとき、タイミングよく、「地震の予知体制の見直し」というニュースが飛び込んできた。「確度の高い地震予測は出来ないのが実情」などとする報告書を中央防災会議が提出したことにより、大震法を見直し、南海トラフ沿いの対策を強化する方針を検討するというものである。

なお、本書には以下の誤植がある。

P. 118: 図の説明 赤の曲線→緑の曲線

P. 136: 下から6行目 死者約14万人→死者・行方不明者は約10万5千人

<講談社、2017年2月、A5判、192ページ、2,200円+税>

[あいはら のぶみつ 神奈川県立神奈川総合高校]

●新刊紹介

濱田政則 著

**臨海産業施設のリスク—地震・津波・液状化・
油の海上流出**

東京安全研究所・都市の安全と環境シリーズ

早稲田大学出版会, 2017年6月, A5判, 134頁, 1,620円

NAMAZUの会 編

新編 鎌倉震災誌

冬花社(鎌倉), 2017年7月, A5判, 294頁, 1,944円

日本建築学会 著

2016年台湾・美濃地震災害調査報告書

日本建築学会, 2017年8月, A4判, 121頁, 3,996円

古垣光一 著

桜島大爆震記録集成

南方新社, 2017年9月, A5判, 279頁, 3,024円

藤本典嗣・巖 成男・佐野孝治・吉高神明 編著

グローバル災害復興論

中央経済社, 2017年9月, A5判, 249頁, 3,024円

文化庁 編

**日本人は災害をどう乗り越えたのか—遺跡に刻
まれた復興の歴史**

朝日新聞社, 2017年6月, B6判, 243頁, 1,620円

ADEP情報

公益財団法人 地震予知総合研究振興会 (ADEP) の人事異動について

業務を執行する理事の選定

平成29年6月23日に開催された臨時理事会において、会長、専務理事
および業務執行理事が次のとおり選定され、同日就任しました。

会長(代表理事) 金沢 敏彦(重任)

専務理事(代表理事) 澤田 義博(重任)

業務執行理事 石井 紘(重任)

採用

磯部 誠 本部 事務局 参事

兼務 地震調査研究センター 事業推進管理部長 29. 7. 1

編集後記

本号が発行される30年前の1987年12月、房総半島九十九里付近の直下で1987年千葉県東方沖地震が発生した。震源の深さは47km、マグニチュードは6.7で、2名の死者を生じた。

この地震は、政府の地震本部が今後30年以内の発生確率を70%としている「首都直下地震」の条件にあてはまる最も直近の例であった。

最近のGNSS観測から、この九十九里付近の房総沖ではスロースリップが頻繁に繰り返されていることが明らかになった。本号では、その最新の知見を東大地震研の福田先生に解説していただいた。

ところで、この房総沖から北海道沖にかけての海域にはS-net（日本海溝海底地震津波観測網）が敷設され、稼働を開始している。昨年11月22日に発生した福島県沖の地震（M7.4）に関する話題を含め、S-netで得られた初期の成果について防災科研の植平先生に報告をお願いした。

また、地震と並んで海底の地殻変動に関する情報もきわめて重要であり、近年わが国では着実な成果が得られつつある。その現状について、東北大の藤本先生にレビューをお願いした。

このほか、工学的な話題として

は、清水建設技術研究所が完成させた三次元大振幅振動台について、同研究所の熊谷先生よりご紹介をいただいた。当振興会では、これに合わせて有志が同研究所を見学させていただき、フライトシミュレータをベースにしたという同振動台によるリアルな振動体験もさせていただいた。清水建設の皆様には、ここにあらためて御礼を申し上げます。

次に、国際的な話題としては、全世界を対象とした地震によるハザードおよびリスクの評価を目的としたGEM（Global Earthquake Model）の活動を取り上げた。日本からは、防災科研の藤原先生が運営理事会の委員として、また郝先生が科学委員会の副議長としてこれに参加しておられ、両先生よりGEMの概要と日本の貢献について解説をしていただいた。

本誌では、今後も工学的なトピックスや地震関係の国際的活動について、随時取り上げていきたい。

前号でお知らせしたとおり、当振興会では「地震ジャーナル」全号のウェブ公開を行う準備を進めて参りました。その一環として、1～63号の記事に関係された執筆者443名のうち、故人となられた方や連絡先不明などの方を除いた325名に対して

著作権委譲の願いをさせていただきましたが、回答期限の本年9月末までに、94%にあたる304名よりご賛同をいただきました。

これを受けて当振興会では、これまで目次のみを公開していた1～50号を含め、本年10月より全号の完全ウェブ公開を開始いたしました。古い号には、昔の大先生の書かれた記事や対談などが掲載されており、きっと多くの皆様の興味を引かれることと思います。

なお、今回連絡がとれなかった著者の方々につきましては、今後もウェブ公開に疑義がある場合は事務局で受け付けますので、どうぞお申し出ください。（Y.O.）

地震ジャーナル 第64号

平成29年12月20日 発行

発行所 ☎101-0064
東京都千代田区猿樂町1-5-18
☎03-3295-1966
公益財団法人
地震予知総合研究振興会

発行人 金沢敏彦

編集人 岡田義光

本誌に掲載の論説・記事の一部を引用される場合には、必ず出典を明記して下さい。また、長文にわたり引用される場合は、事前に当編集部へご連絡下さい。

●製作/一般財団法人学会誌刊行センター