日 本 地 震 学 会 講 演 予 稿 集

2016年度　秋季大会

PROGRAMME AND ABSTRACTS

THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

2016, FALL MEETING

日　程　2016年10月5日（水）～7日（金）

場　所　名古屋国際会議場（名古屋市）

受付　：2号館2階ロビー
A会場：2号館2階 会議室224　　B会場：2号館2階 会議室222＋223
C会場：2号館3階 会議室234　　D会場：2号館3階 会議室232＋233
受賞記念講演：センチュリーホール
ポスター会場・団体展示・企業展示：イベントホール

公益社団法人 日本地震学会

日本地震学会 2016 年度秋季大会プログラム

日程　2016 年 10 月 5 日（水）～ 7 日（金）
会場　名古屋国際会議場（名古屋市）

大会受付：2 号館 2 階(2 階ロビー)
Ａ会場：2 号館 2 階 224 会議室　Ｂ会場：2 号館 2 階 222+223 会議室
Ｃ会場：2 号館 3 階 234 会議室　Ｄ会場：2 号館 3 階 232+233 会議室
若手学術奨励賞記念講演・日本地震学会論文賞授賞式：1 号館 センチュリーホール
ポスター会場・団体展示・企業展示：　1 号館 イベントホール

		Ａ会場	Ｂ会場	Ｃ会場	Ｄ会場
10 月 5 日（水）	09:30～13:00	S15. 強震動・地震災害	S09. 地震活動	S10. 活断層・歴史地震	S19. 地震一般・その他, S12. 岩石実験・地殻応力, S07. 地球及び惑星の深部構造と物性
	14:00～15:30	S20. 若手学術奨励賞記念講演，日本地震学会論文賞授賞式（会場：センチュリーホール）			
	15:45～16:45	S15. 強震動・地震災害	S09. 地震活動	S08. 地震発生の物理	S05. 地球熱学
	17:00～18:30	ポスターセッション コアタイム（会場：イベントホール） S02. 地震計測・処理システム，S07. 地球及び惑星の深部構造と物性，S09. 地震活動, S10. 活断層・歴史地震，S12. 岩石実験・地殻応力，S15. 強震動・地震災害，S19. 地震一般・その他			
10 月 6 日（木）	08:30～12:15	S21. 2016 年熊本地震および関連する地殻活動	S09. 地震活動, S11. 地震に伴う諸現象, S06. 地殻構造	S08. 地震発生の物理	S15. 強震動・地震災害, S02. 地震計測・処理システム
	13:30～16:45	S21. 2016 年熊本地震および関連する地殻活動	S06. 地殻構造 S17. 津波	S08. 地震発生の物理	S02. 地震計測・処理システム, S13. 地球化学・地下水, S03. 地殻変動・ＧＮＳＳ・重力
	17:00～18:30	ポスターセッション コアタイム（会場：イベントホール） S03. 地殻変動・ＧＮＳＳ・重力，S06. 地殻構造，S08. 地震発生の物理, S13. 地球化学・地下水，S17. 津波			
	19:00～21:00	懇親会　（会場：国際会議場内　カフェテリア「カスケード」）			
10 月 7 日（金）	08:30～10:30	S21. 2016 年熊本地震および関連する地殻活動	S18. 地震教育・地震学史 S01. 地震の理論・解析法	S17. 津波	S03. 地殻変動・ＧＮＳＳ・重力
	10:45～12:15	ポスターセッション コアタイム（会場：イベントホール） S01. 地震の理論・解析法，S04. テクトニクス，S14. 地震予知・予測，S16. 地盤構造・地盤震動, S18. 地震教育・地震学史，S21. 2016 年熊本地震および関連する地殻活動			
	13:30～16:30	S21. 2016 年熊本地震および関連する地殻活動, S04. テクトニクス	S01. 地震の理論・解析法 S16. 地盤構造・地盤震動	S17. 津波	S14. 地震予知・予測

S05，S11，S20 の各セッションは口頭発表のみ．S21 のポスターのみ三日間掲示可能.

日本地震学会 2016 年度秋季大会のおしらせ

○日程・場所

日　程 ： ２０１６年１０月５日（水）～ １０月７日（金）

場　所 ： 名古屋国際会議場（名古屋市熱田区熱田西町 1-1）

http://www.nagoya-congress-center.jp/

大会受付 ： ２号館２Ｆロビー

Ａ会場　 ： ２２４会議室（２号館２Ｆ）

Ｂ会場　 ： ２２２＋２２３会議室（２号館２Ｆ）

Ｃ会場　 ： ２３４会議室（２号館３Ｆ）

Ｄ会場　 ： ２３２＋２３３会議室（２号館３Ｆ）

若手学術奨励賞記念講演・日本地震学会論文賞授賞式：１号館センチュリーホール

ポスター会場・団体展示・企業展示 ： １号館イベントホール

○大会受付

大会受付は 2 号館２Ｆロビーに設置し、大会の参加登録、名札・領収書の配布、予稿集電子版の販売、懇親会の参加受付などを行います。

受付時間 ： １０月５日(水)　８：３０～１７：００

１０月６日(木)　８：００～１７：００

１０月７日(金)　８：００～１５：１５

1. 大会会場及び懇親会会場へのアクセス

大会会場及び懇親会会場への最寄駅は、地下鉄名城線西高蔵、もしくは地下鉄名港線日比野です。JR 名古屋駅から約 20 分、中部国際空港から約 40 分です。(会場への案内図は１０・１１ページにあります)

2. 受付・参加登録

大会に参加するには、参加登録が必要です。また、会場内では必ず名札を着用されるよう、ご理解とご協力をお願いいたします。

・参加登録料に含まれるもの ： 口頭・ポスターセッションへの参加、若手学術奨励賞記念講演への参加、予稿集電子版の閲覧パスワード（予稿集はなるべく大会期間前にダウンロードしてください)

・参加登録料に含まれないもの ： 懇親会の会費

～ 事前に参加登録を済ませた方 ～

大会の事前参加登録をされ，締切までに年会費と参加登録料を納入済みの会員の方には、事前に名札をお配りしています。名札を着用し、大会受付を通らずに会場にお進みいただけます。年会費を未納の会員は、必ず大会受付で年会費をお支払いの上、名札及び領収書をお受け取りください。

～ 大会会場で参加登録をされる方 ～

参加登録について。当日払いの参加登録料は次の通りです。

種　別		参加登録料（当日払い）
正会員	一般	10,000 円
	学生（大学院生）	5,500 円
	学部生以下	無料（予稿集は含まない）＊
名誉会員		10,000 円
賛助会員		12,500 円
非会員	一般	15,000 円
	大学院生	10,000 円
	学部生以下	無料（予稿集は含まない）＊＊

＊ 予稿集代金（閲覧パスワード）は，会員および賛助会員 3,500 円，非会員 5,000 円。

3. 大会の主なプログラム

時間割表は１ページ、会場地図は７ページ、詳しいプログラムは１２ページ以降をご覧ください。大会の主なプログラムを以下にご案内します。

〇若手学術奨励賞記念講演・日本地震学会論文賞授賞式

「若手学術奨励賞」受賞者による受賞記念講演および日本地震学会論文賞の授賞式を以下のとおり予定しています。多数のご参加をお待ちしております。

日時 ： １０月５日（水）　１４：００～ １５：３０

会場 ： センチュリーホール

記念講演者 ：

澤崎　郁（防災科学技術研究所）

三井雄太（静岡大学）

鈴木　亘（防災科学技術研究所）

〇口頭セッション

日時 ： １０月５日(水)　　９：３０～１６：４５
　　１０月６日(木)　　８：３０～１６：４５
　　１０月７日(金)　　８：３０～１６：３０

会場：Ａ～Ｄ会場

〇ポスターセッション

コアタイム ： １０月５日(水)　１７：００～１８：３０
　　１０月６日(木)　１７：００～１８：３０
　　１０月７日(金)　１０：４５～１２：１５

会場：イベントホール

〇団体展示・企業展示

イベントホールにて、団体展示を行います。下記１１団体にご出展頂いておりますので、是非お立ち寄り下さい。

・Exelis VIS 株式会社
・海洋電子（株）
・株式会社勝島製作所
・株式会社近計システム
・クローバテック（株）
・ジオサーフ（株）
・株式会社ジオシス
・測位衛星技術（株）
・日本ニューメリカルアルゴリズムズグループ（株）
・白山工業（株）
・三菱ガス化学（株）

（五十音順）

〇懇親会

以下のとおり懇親会の開催を予定しています。奮ってご参加ください。懇親会は、大会の参加登録には含まれていませんので、大会受付で別途、参加登録をして下さい。

日時 ： １０月６日（木）　１９：００～ ２１：００
場所 ： 国際会議場内　カフェテリア 「カスケード」
会費 ： 一般 6,000円、学生 3,000円（予定）
定員 ： 160 名（予定、先着順）

○一般公開イベント

大会終了後の１０月８日（土）に、一般市民を対象とした「一般公開セミナー」および「地震の教室（親子向け・教員向け)」を開催します。イベントの参加費は無料です（科学館の観覧料が必要：大人400円、大学・高校生200円、中学生以下無料、65歳以上100円、団体割引あり)。多くの皆さまのご参加をお待ちしています。

日 程：２０１６年１０月８日（土）
会 場：名古屋市科学館
　　名古屋市中区栄 2-17-1　芸術と科学の杜・白川公園内
　　http://www.ncsm.city.nagoya.jp/
主 催：公益社団法人 日本地震学会・名古屋市科学館　助 成：科学研究費補助金

（１）一般公開セミナー

「海洋底から巨大地震に迫る」

・「南海トラフ地震とは何か」
（山岡耕春　名古屋大学教授・日本地震学会会長）
・「海底を掘って東北地震の謎を探る」
（モリ・ジェイムズ・ジロウ　京都大学教授）
・「海底ケーブルネットワーク（DONET）によるプレート境界の監視」
（金田義行　香川大学学長特別補佐）

時 間：13:30～17:00　（開場 13:00）
場 所：名古屋市科学館サイエンスホール
申込：当日会場にて 13 時より受付開始。なお、受付は先着順 300 名で締め切らせていただきます。

（２）地震の教室（親子向け・教員向け）

時 間：10:00～12:30　（開場 9：50）
場 所：名古屋市科学館 6 階第一実験室
（親子向け教室と教員向け教室を同じ部屋で並行して行います　）
親子向け教室
対 象：親子 10 組（中・高校生はこども同士も可）
申込：事前申込制。下記アドレスに電子メールでお申し込みください。定員に余裕があれば、当日参加も可能です。事前申込を行った場合、観覧券は不要です。
ssj2016-oyako at catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp（at を@にかえてください）
内容：手作り地震計の製作
簡単な材料で地震計を手作りし、地面や建物の揺れを測ってみます。パソコンにつなぎ、測定した揺れを目で見て実感できます。終了後、教員向け教室のブースを

回ることも可能です。(12時終了予定)

教員向け教室

対象：主に小・中・高等学校の教員

申込：不要

内容：地震に関する教材の紹介

- 身近な材料で作る、理科の授業で使える教材を、ブース形式で紹介します。
- 断層、地盤や建物の揺れ、液状化、立体的な地形図、等。
- 教材のレシピも配付します。親子向け教室の見学も可能です。

お問い合わせ：日本地震学会事務局

E-mail: zisin at tokyo.email.ne.jp（at を@にかえてください）

4. 大会会場のご案内

場　所 ： 名古屋国際会議場（名古屋市熱田区熱田西町 1-1）

Ａ会場 ： ２２４会議室（２号館２Ｆ）

Ｂ会場 ： ２２２＋２２３会議室（２号館２Ｆ）

Ｃ会場 ： ２３４会議室（２号館３Ｆ）

Ｄ会場 ： ２３２＋２３３会議室（２号館３Ｆ）

受賞記念講演 ： センチュリーホール

ポスター会場・団体展示・企業展示 ： イベントホール

大会会場の利用にあたっての注意事項

〇喫煙等

指定の喫煙所以外での喫煙をご遠慮下さい。また、センチュリーホールでは飲食禁止です。ご協力をお願い致します。なお、ゴミは原則として持ち帰りください。

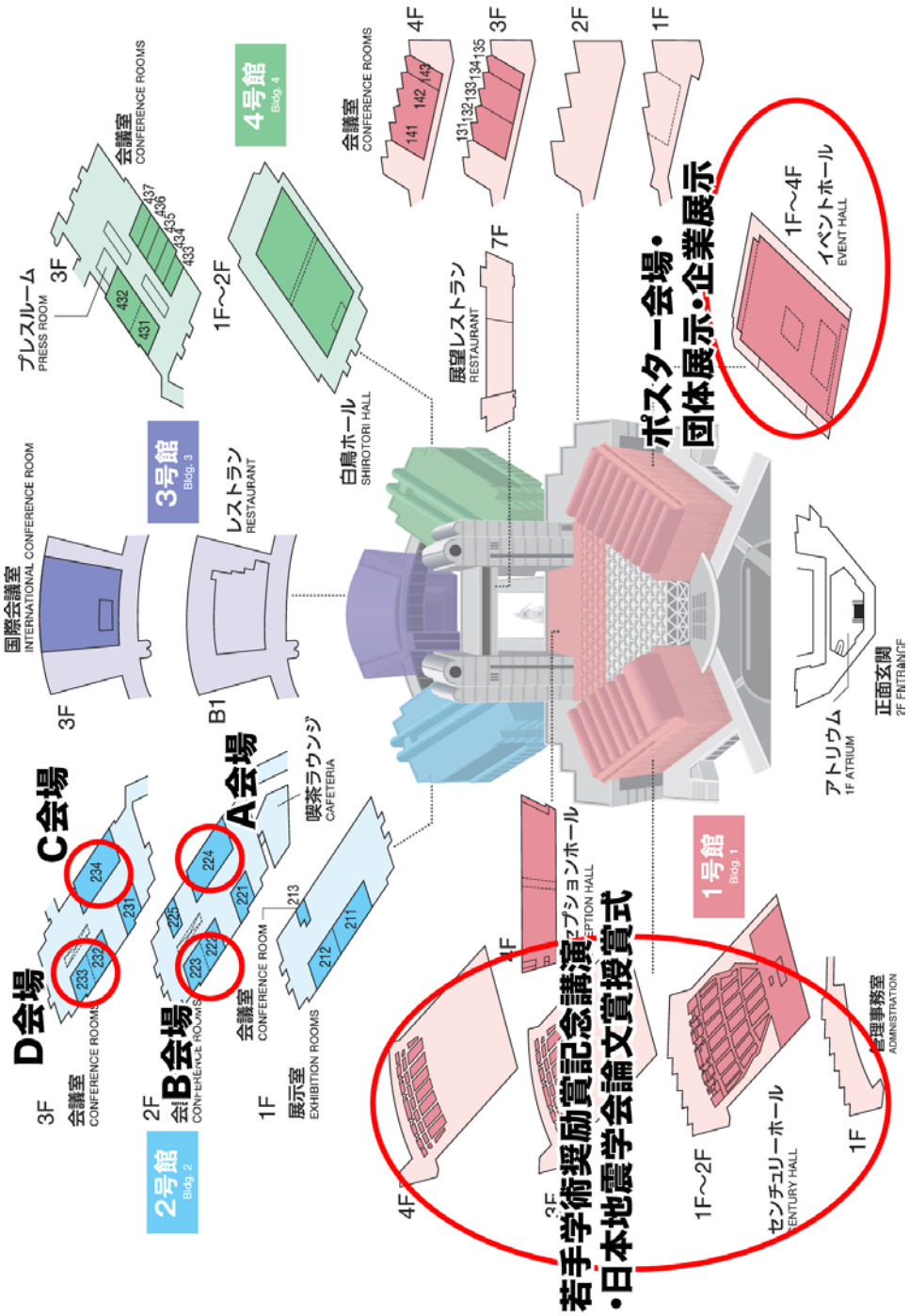
〇クローク

２号館２階に学会参加者専用のクロークを設置します。設置時間は大会初日、2 日目は 8:30 から 19:00 まで、最終日は 8:30 から 17:30 までです。各日とも利用時間を厳守頂けますようお願いいたします。なお、貴重品・現金などはお預かりできません。名札の着用が確認できない場合は荷物をお預かりできませんのでご注意ください。

○インターネットアクセス

名古屋国際会議場のロビースペース、口頭発表会場およびポスター会場には無線 LAN サービス（無料）を準備します。なお、若手学術奨励賞記念講演・日本地震学会論文賞授賞式会場のセンチュリーホールでは無線 LAN は使用できません。また、インターネット回線が細いため、大量のデータのダウンロードはご遠慮ください。

○会場内の案内図



5. 大会で発表をされる方へ

～ ポスター発表をされる方 ～

ポスターの掲示は、初日は 12:00 から 18:30、2 日目は 8:30 から 18:30、3 日目は 8:30 から 15:00 まで可能です（2016 年熊本地震および関連する地殻活動セッションのポスターは初日から 3 日目まで掲示可能です)。掲示期間を是非フルに利用して、活発な議論の場としてご活用下さい。ポスターは、初日・2 日目は 18：30、3 日目は 15:00 を過ぎましたら、直ちに撤去をお願いします。ポスター発表のコアタイムは以下の通りです。

コアタイム

１０月５日（水）	１７：００～１８：３０
１０月６日（木）	１７：００～１８：３０
１０月７日（金）	１０：４５～１２：１５

ポスター板の大きさは、横幅 90cm、高さ 210cm です。ポスターを留める画鋲は会場に用意します。

～ 口頭発表をされる方 ～

口頭発表は 1 件 15 分（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）です。各口頭発表会場には、パソコン画面を投影するプロジェクタ 1 台を用意します。スライド、オーバーヘッドプロジェクター（OHP）は使用できません。

プロジェクタにはD_sub15 ピンおよびHDMIのディスプレイ出力端子を備えたパソコン（PC）が接続可能です。会場に備え付けのPCはありませんので、発表をされる方はノートPCをご持参ください。小型や薄型のPCなどでは特別なアダプタが必要となる場合が多くありますのでご注意下さい。適切な出力端子の無いPCは使用できません。

～ 学生で発表をされる方 ～

日本地震学会では学生による優れた研究発表を奨励し、研究発表技術の向上を目指すために**学生優秀発表賞**を設けています。「日本地震学会秋季大会において発表者として研究発表を行い、かつ審査対象となることを希望した学生正会員」で、今年度の学生会費適用申請書を日本地震学会事務局に提出されている方が対象になります。口頭発表、ポスター発表のいずれも対象になります。ただし、昨年度以前に同賞を授賞した学生は今年度の授賞対象外となります。

6. その他

○託児について

大会期間中の託児に関するご相談は、下記世話人までご連絡ください。

担当 ：田中佐千子
E-mail: tanaka@bosai.ac.jp

託児所の詳細は、利用者にのみお知らせいたします。

○予稿集電子版の販売

大会受付で予稿集電子版（閲覧パスワード）の販売をします。代金は以下の通りです。

予稿集電子版の代金

正会員・名誉会員 ： 3,500 円
賛助会員 ： 3,500 円
非会員（当日登録のみ） ： 5,000 円

大会に出席しない方でも、学会事務局にお申込みいただければ予稿集電子版（閲覧パスワード）を購入できます。なお、CD-ROM での購入をご希望される方は、郵送させていただく予定です（この場合、1,000 円の追加料金が発生します)。

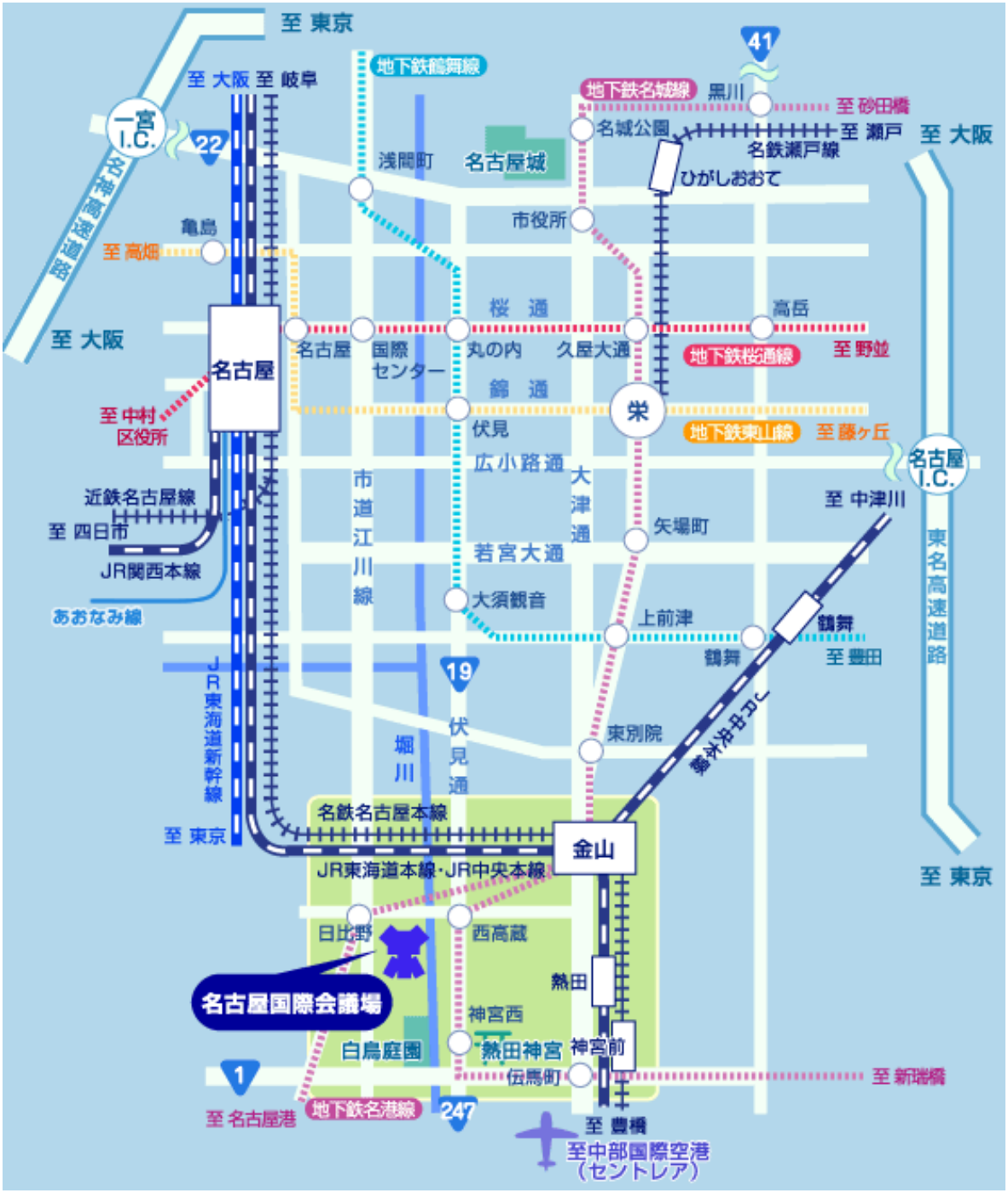
お申込先 ：
〒113－0033 東京都文京区本郷 6－26－12
東京 RS ビル 8 階 日本地震学会事務局
e-mail：zisin@tokyo.email.ne.jp

お支払い方法：
郵便振替もしくは請求書発行（銀行振込）

○会場への連絡方法

秋季大会の期間中、連絡先は以下の通りです。

大会期間中の連絡先 ：
公益社団法人日本地震学会事務局
Tel ： 080-9192-2699


至 東京
至 大阪 至 岐阜
一宮 I.C.
22
名神高速道路
地下鉄鶴舞線
浅間町
名古屋城
地下鉄名城線
黒川
41
至 砂田橋
名城公園
至 瀬戸
名鉄瀬戸線
至 大阪
ひがしおおて
市役所
亀島
至 高畑
桜 通
高岳
至 大阪
名古屋
名古屋
国際センター
丸の内
久屋大通
地下鉄桜通線
至 野並
錦 通
栄
至 中村区役所
伏見
地下鉄東山線
至 藤ヶ丘
名古屋 I.C.
広小路通
市道江川線
大津通
近鉄名古屋線
至 四日市
JR関西本線
あおなみ線
矢場町
至 中津川
若宮大通
大須観音
上前津
鶴舞
鶴舞
至 豊田
東名高速道路
19
JR東海道新幹線
伏見通
堀川
東別院
JR中央本線
名鉄名古屋本線
至 東京
金山
JR東海道本線・JR中央本線
至 東京
日比野
西高蔵
熱田
名古屋国際会議場
神宮西
白鳥庭園
熱田神宮
神宮前
伝馬町
至 新瑞橋
1
至 名古屋港
地下鉄名港線
247
至 豊橋
至中部国際空港（セントレア）

会場への交通案内図



最寄り駅から会場へのアクセスマップ

10 月 5 日（水）センチュリーホール　午後

S20. 若手学術奨励賞記念講演・日本地震学会論文賞授賞式

（講演時間 20 分・質疑応答 5 分）

座長　馬場俊孝

14:00　会長挨拶

14:05　S20-01*　短周期地震波動論に基づく新たな地下構造および震源過程モニタリング手法の開発
澤崎郁（防災科研）

14:30　S20-02*　断層力学・モデリングに基づく震源過程の多面的研究
三井雄太（静大理）

14:55　S20-03*　被害地震の震源過程と広帯域地震波放射特性の解明
鈴木亘（防災科研）

15:20　日本地震学会論文賞授賞式

10 月 5 日（水）A 会場　午前

S15. 強震動・地震災害

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　石井透・纐纈一起・岩城麻子・篁楽麿

9:30　S15-01　全国地震動予測地図 2016 年版
石井透・中村雅基（文科省）・恒川裕史（元文科省）・藤原広行・森川信之（防災科研）

9:45　S15-02　想定相模トラフ地震による長周期地震動予測地図（試作版）
藤井中・中村雅基（文科省地震本部）・恒川裕史（元文科省地震本部）
前田宜浩・岩城麻子・森川信之・藤原広行（防災科研）

10:00　S15-03　熊本地震を踏まえた強震動評価の課題（その 1）
森川信之・藤原広行・岩城麻子・前田宜浩（防災科研）

10:15　S15-04　熊本地震を踏まえた強震動評価の課題（その 2）
藤原広行・森川信之・岩城麻子・前田宜浩（防災科研）

10:30　S15-05　日本国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の検証
－ 2016 年熊本地震（Mj7.3）への適用－
入倉孝次郎（愛工大）・宮腰研・吉田邦一（地盤研）・釜江克宏（京大原子炉）

10:45　S15-06　「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」と熊本地震
纐纈一起（東大地震研）

11:00　休憩

11:15　S15-07　内陸地殻内地震の広帯域地震動予測手法（レシピ）の検証と SCEC Broadband Platform への実装
岩城麻子・前田宜浩・森川信之（防災科研）・三宅弘恵（東大）・藤原広行（防災科研）

11:30　S15-08　地震動シミュレーションデータのビッグデータ分析
前田宜浩・藤原広行（防災科研）

11:45　S15-09　震源近傍における強震動予測に適用可能なすべり時間関数に関する検討
田中信也（東電設計）・引間和人（東京電力）・久田嘉章（工学院大学）

*は招待講演

12:00 S15-10 地表・地中断層の震源ごく近傍の地震動の比較：逆断層を対象とした動力学的断層モデルに基づく検討
加藤研一・大塚康弘（小堀鐸二研）・植竹富一・引間和人（東電）

12:15 S15-11 地震規模 M と震度 I のスケーリングの検討
中村亮一・酒井慎一・平田直（東大地震研）・石辺岳男（地震予知振興会）
パナヨトプロスヤニス・佐竹健治（東大地震研）

12:30 S15-12 スラブ内地震とプレート境界地震による強震動と震源深さ
筧楽麿（神戸大・理）

12:45 S15-13 2016 年 4 月 1 日三重県南東沖の地震（Mj 6.5）の長周期地震動に対する南海トラフ付加体の効果
郭雨佳・纐纈一起（東大地震研）・三宅弘恵（東大情報学環 / 地震研）

A 会場　午後

S15. 強震動・地震災害

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　上林宏敏

15:45 S15-14 和歌山平野の地下速度構造推定と MTL による強震動予測　（その 1 地下構造モデルの構築）
上林宏敏・釜江克宏（京大原子炉）・大堀道広（福井大）
山田浩二（阪神コンサル）・川辺秀憲（阪大工）・岩田知孝（京大防災研）

16:00 S15-15 和歌山平野の地下速度構造推定と MTL による強震動予測（その 2 強震動の予測結果）
大堀道広（福井大）・川辺秀憲（阪大工）・上林宏敏・釜江克宏（京大原子炉）
山田浩二（阪神コンサル）・岩田知孝・関口春子・浅野公之（京大防災研）

16:15 S15-16 震源過程推定のための波形インバージョンに経験的グリーン関数を用いることのメリットとデメリット
野津厚（港空研）

16:30 S15-17 1923 年大正関東地震の震度分布に対する本震直後の M7 クラスの余震の影響
神田克久（小堀鐸二研）・武村雅之（名大減災セ）

10 月 5 日（水）B 会場　午前

S09. 地震活動

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　高橋浩晃・中村衛・西川友章・石辺岳男

9:30 S09-01 三重県南東沖の地震（M6.1）に続く群発地震活動の統計解析
熊澤貴雄（統数研）・尾形良彦（統数研・東大地震研）・加藤愛太郎・鶴岡弘（東大地震研）

9:45 S09-02 鉛直面状に分布する 2016 年 4 月 1 日三重県南東沖の地震の余震
ヤノトモコエリザベス・松原誠（防災科研）

10:00 S09-03 日本列島における深部低周波地震の発生状況（2）
高橋浩晃（北大理）・宮村淳一（気象庁）・椎名高裕（北大理）

10:15 S09-04 琉球海溝の超低周波地震に伴って起こる低周波地震の分布
中村衛（琉球大理）

10:30 S09-05 The distribution of very low frequency earthquakes, and its relation to slow slip events along the Ryukyu trench

#Yoko Tu・Kosuke Heki（Hokkaido Univ.）・Masataka Ando（Shizuoka Univ.）
Hiroyuki Kumagai・Yoshiko Yamanaka（Nagoya Univ.）

10:45 S09-06 2011 年東北地方太平洋沖地震発生前の沈み込み帯浅部で発生する micro Low-Frequency Tremor

＃片上智史（京大院理）・伊藤喜宏・太田和晃（京大防災研）
日野亮太・鈴木秀市（東北大理）・篠原雅尚（東大地震研）

11:00 休憩

11:15 S09-07 2011 年長野県北部の地震（Mw 6.2）の核形成過程

＃下條賢梧（筑波大学）・Bogdan Enescu（京都大学）・八木勇治（筑波大学）・武田哲也（防災科研）

11:30 S09-08 地震活動から示唆される M7 級茨城県沖地震震源域内での繰り返しスロースリップと震源核形成

＃西川友章・井出哲（東大理）

11:45 S09-09 地球を周回してきた巨大表面波によるダイナミック・トリガーリングの可能性

＃川崎一朗・石井紘・浅井康広（東濃地震科学研）・西村卓也（京大防災研）

12:00 S09-10 Remote triggering of seismicity at Japanese volcanoes following the 2016 M7.3 Kumamoto earthquake

#Bogdan Enescu（Kyoto University）
Kengo Shimojo・Anca Opris・Yuji Yagi（University of Tsukuba）

12:15 S09-11 3 つの沈み込み帯巨大地震によるクーロン応力変化と地震活動変化との相関性の検証

＃石辺岳男（地震予知振興会）・尾形良彦（東大地震研・統数研）・鶴岡弘・佐竹健治（東大地震研）

12:30 S09-12 なぜ超巨大地震は潮汐でトリガされるようにみえるのか？
潮汐による b 値変化の可能性

＃井出哲・矢部優（東大理）・田中愛幸（東大地震研）

12:45 S09-13 2016 年エクアドル地震とエクアドル・コロンビア沈み込み帯における破壊様式

＃熊谷博之・吉本昌弘（名大環境）・Wilson Acero・Gabliera Ponce
Freddy V_sconez・Santiago Arrais・Mario Ruiz・Alexandra Alvarado（エクアドル地球物理研究所）
Patricia Pedraza Garc_a・Viviana Dionicio・Orland Chamorro（コロンビア地質調査所）
前田裕太（名大環境）・中野優（JAMSTEC）

B 会場　午後

S09. 地震活動

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）
座長　岡田知己・内出崇彦

15:45 S09-14 2011 年東北地方太平洋沖地震後の火山性地震と噴火活動の変化

＃西村太志（東北大理）

16:00 S09-15 稠密地震観測で求めた、東北沖地震後の内陸誘発地震のメカニズム解

＃岡田知己・中山貴史・平原聡・堀修一郎・佐藤俊也・松澤暢・長谷川昭（東北大・理）
吉田圭佑（防災科研）・2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ

16:15 S09-16 発震機構解と震源分布を用いた断層面形状の検出

＃内出崇彦・今西和俊（産総研）

16:30 S09-17 前震識別モデルによる 2016 年熊本地震の本震確率予測

＃野村俊一（東工大情報理工）・尾形良彦（統数研）

10 月 5 日（水）C 会場　午前

S10. 活断層・歴史地震

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　加納靖之・今井健太郎・内田康人・渡辺満久

9:30　S10-01　関東大震災と土砂災害－神奈川県下の慰霊碑・記念碑から－
武村雅之（名古屋大学）

9:45　S10-02　近世歴史地震の系統的検討結果（第 2 集報）
松浦律子（ADEP）・中村操（防災情報サービス）

10:00　S10-03　地震年表や史料集における年月日の取り違え
加納靖之（京大防災研）

10:15　S10-04　1707 年宝永地震による駿河湾沿岸域の地震動－宝永地震・宝永噴火を記した富士浅間本宮旧蔵原史料の発見と諸史料との比較－
服部健太郎・中西一郎（京大理）

10:30　S10-05　和歌山県由良および徳島県宍喰の事例に基づいた江戸後期の家屋流出被害関数に関する検討
今井健太郎（JAMSTEC）・行谷佑一（産総研）

10:45　S10-06　活断層型地震のスケーリング式の検討
横田崇（内閣府・愛工大）・根本信・後藤真希枝（応用地質）・池田雅也・高田幸司（内閣府）

11:00　休憩

11:15　S10-07　神城断層における地震すべり由来非晶質微粒子の生成
山下純子・朝山暁・廣野哲朗（阪大理）

11:30　S10-08　音響調査による屈斜路湖の湖底地形・堆積構造と内陸型地震との関連について
内田康人・岡崎紀俊（道総研地質研）・山崎新太郎（北見工大）・高橋浩晃（北大）

11:45　S10-09　角田山東縁断層海域延長部の活動性について
阿部信太郎（産総研）・徳山英一（高知大）・森宏（信州大）

12:00　S10-10　変動地形学的特徴にもとづく立川断層存在の再確認
渡辺満久（東洋大）・中田高・後藤秀昭（広島大）

12:15　S10-11　三浦半島断層群主部の浅部から深部への連続性
田之口英史（千葉大理）・森宏（信州大理）・阿部信太郎（産総研）
津村紀子（千葉大理）・荒井良祐（川崎地質）・青柳恭平（電中研）

12:30　S10-12　丹那盆地での P 波反射法地震探査からみた北伊豆断層帯の浅部地下構造
木村治夫・青柳恭平（電力中央研究所）
藤原明・野田克也・小池太郎（ジオシス）・住田達哉（産総研地調セ）

12:45　S10-13　Sub-mGal 重力探査による断層抽出：丹那盆地
住田達哉・渡邉史郎（産総研地調セ）
木村治夫・青柳恭平・東丸直頌（電中研）・岡田真介（東北大災害研）

C 会場　午後

S08. 地震発生の物理

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　八木勇治・麻生尚文

15:45　S08-01　Hybrid back projection 法を用いた破壊伝播と断層パラメタの同時推定
八木勇治・（筑波大生環）・小松陽子（気象庁）・深畑幸俊（京大防災）

16:00　S08-02　Estimating High Frequency Energy Radiation of Large Earthquakes by Image Deconvolution Back-Projection
#Dun Wang（ERI/CUG）・Nozomu Takeuchi・Hitoshi Kawakatsu（ERI）・Jim Mori（DPRI）

16:15　S08-03　中規模地震に対する波形インバージョンにおけるモーメントテンソルと Directivity の同時推定
麻生尚文・黄信樺・Victor C. Tsai（カリフォルニア工科大）

16:30　S08-04　逐次相対モーメントテンソルインバージョンによる高精度メカニズム解推定
今西和俊・内出崇彦（産総研）

10 月 5 日（水）D 会場　午前

S19. 地震一般・その他 , S12. 岩石実験・地殻応力 , S07. 地球及び惑星の深部構造と物性

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　坪井誠司・小村健太朗・竹内希・一瀬建日

S19. 地震一般・その他

9:30　S19-01　地球シミュレータで計算した 2016 年 1 月の朝鮮半島北部の事象による理論地震波形
坪井誠司・松本浩幸（JAMSTEC）・M. Rozhkov（CTBTO）・B. Baker・J. Stachnik（ISTI）

9:45　S19-02　大地震前後の地震活動変化について
石川有三（産総研活断層）

10:00　S19-03　グリーンランド地殻浅部の経年的地震波速度変化
豊国源知（東北大予知セ）・竹中博士（岡山大理）・高木涼太（東北大予知セ）
金尾政紀（極地研）・坪井誠司（JAMSTEC）・東野陽子（文科省）

S12. 岩石実験・地殻応力

10:15　S12-01　地震時の断層における焼結現象およびその実験的再現
土野池直哉・中野友貴・廣野哲朗・近藤忠（阪大理）

10:30　S12-02　巨大岩石の低速摩擦すべりで溶融するナノサイズ粉砕粒子
滝沢茂・福山英一・山下太・徐世慶（防災科研）・溝口一生（電中研）・川方裕則（立命館大理工）

10:45　S12-03　過去の水圧破砕法による原位置地殻応力データの再解析の意義
小村健太朗（防災科学技術研究所）

11:00　休憩

S07. 地球及び惑星の深部構造と物性

11:15　S07-01　地球深部科学における絶対圧力スケールの重要性
米田明（岡山大）・福井宏之（兵庫県立大）・鎌田誠司（東北大）

11:30　S07-02　実体波エンベロープにあるアセノスフェアの高減衰性の証拠
竹内希（東大地震研）

11:45 S07-03 Finite frequency effects on apparent S-wave splitting in the lowermost mantle
#Anselme F. E. Borgeaud・Robert J. Geller・Kawai Kenji（Univ. Tokyo）
Konishi Kensuke（Acad. Sinica, Taiwan）

12:00 S07-04 地震波形水平 2 成分を用いた北部太平洋下 D 領域の 3 次元 S 波速度構造推定
鈴木裕輝・河合研志・ゲラーロバート（東大理）・小西健介（台湾中央研究院）

12:15 S07-05 深発地震の震源パラメータの再決定と波形インバージョンで推定した 3 次元内部構造への影響の見積もり
山谷里奈・Anselme Borgeaud・河合研志・Robert Geller（東大理）・小西健介（中研院）

12:30 S07-06 広帯域アレイを用いた日本海下の上部マントル 3 次元 S 波速度構造
成田涼・浜田広太・吉澤和範（北大理）・川勝均（東大地震研）

12:45 S07-07 広帯域海底地震観測記録を用いた太平洋上部マントル 3 次元 S 波速度構造
一瀬建日・塩原肇（東大地震研）・吉澤和範（北大理）
杉岡裕子（神戸大理）・伊藤亜妃・末次大輔（海洋研究開発機構）

D 会場　午後

S05. 地球熱学
（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）
座長　木下正高

15:45 S05-01 南海付加体における地形効果を考慮した浅部温度構造の誤差評価
大出晃弘（東大大海研）・大塚宏徳（東大地震研）・喜岡新・芦寿一郎（東大大海研）

16:00 S05-02 Slab dehydration, thermal regime, the distribution of tectonic tremors and seismicity beneath Hikurangi
#Yingfeng Ji・Shoichi Yoshioka（Kobe University）

16:15 S05-03 紀伊半島沖で得られている 3D 速度モデルから地下 3 次元間隙率・熱伝導率推定の試み
木下正高（東大地震研）・Wu, Jyun-nai（台湾 NTU）・Nahar, S. Gurkirat（インド IITR）

10 月 6 日（木）A 会場　午前

S21.2016 年熊本地震および関連する地殻活動
（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）
座長　松本聡・遠田晋次・加藤愛太郎・澤崎郁

8:30 S21-01 2016 年熊本地震のテクトニックな意味：アムールプレート東縁変動帯の活動
石橋克彦（神戸大名誉教授）・三好崇之・原田智也（東大地震研）

8:45 S21-02 2016 年熊本地震断層周辺の応力場とその変化
松本聡（九大地震火山セ）・山下裕亮（京大防災研）・中元真美（九大地震火山セ）
宮崎真大（京大防災研）・酒井慎一（東大地震研）・飯尾能久（京大防災研）
2016 年熊本地震合同地震観測グループ

9:00 S21-03 2016 年熊本地震震源域周辺の三次元地震波減衰構造
小松正直・小田仁・竹中博士（岡山大）

9:15 S21-04 熊本地震にともなう二重峠地震帯の活動
中田高・後藤秀昭（広島大）・田中圭（地図センター）・池辺伸一郎（阿蘇火山博物館）
隈元崇・松多信尚（岡山大）・楮原京子（山口大）・渡辺満久（東洋大）
鈴木康弘（名古屋大）・高田圭太（復建（株））

9:30 S21-05 平成 28 年熊本地震の地表地震断層の特徴とその意味ー雁行配列の階層性と正・横ずれ断層の混在
遠田晋次（東北大災害研）

9:45 S21-06 2016 年 Mw7.1 熊本地震に伴って出現した地表地震断層の構造特徴
林愛明・佐津川貴子（京都大学）

10:00 S21-07 熊本地震の地震断層と活断層ー提起された課題ー
鈴木康弘（名古屋大）・熊原康博・後藤秀昭・中田高（広島大）・渡辺満久（東洋大）

10:15 休憩

10:30 S21-08 熊本地震本震直前に現れた Stagnant MSTID
日置幸介（北大理）・賀黎明（中国・東北大＋北大理）

10:45 S21-09 九州中部における前震の統計解析
前田憲二・弘瀬冬樹（気象研）

11:00 S21-10 2016 年熊本地震の本震発生前に見られた前震の移動現象
加藤愛太郎・福田淳一・中川茂樹・小原一成（東大地震研）

11:15 S21-11 2016 年熊本 M7.3 地震の確率予測
尾形良彦（統計数理研，東大地震研）

11:30 S21-12 Data completeness of the Kumamoto sequence in the JMA catalog and its influence to estimation of ETAS parameters
庄建倉（統計数理研究所）

11:45 S21-13 New algorithm for searching earthquake clusters: Migration and expansion of aftershock clusters of the 2016 Kumamoto earthquake sequence
#Wei Peng・Shinji Toda（Tohoku Univ.）

12:00 S21-14 本震に対する余震からの相対高周波エネルギー輻射量　-2016 年熊本地震の事例 -
澤崎郁（防災科研）・中原恒（東北大・理）・汐見勝彦（防災科研）

A 会場　午後

S21.2016 年熊本地震および関連する地殻活動

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　中尾茂・宮澤理稔・中村武史・小林知勝

13:30 S21-15 平成 28 年熊本地震に対する PLUM 法・ハイブリッド法を用いた緊急地震速報のシミュレーション
小寺祐貴・干場充之（気象研）・林元直樹・西前裕司（気象庁）

13:45 S21-16 GEONET リアルタイム解析システム REGARD による平成 28 年熊本地震におけるリアルタイム断層推定
川元智司・檜山洋平・高松直史（国土地理院）・太田雄策（東北大理）・西村卓也（京大防災研）

14:00 S21-17 2016 年熊本地震後の GNSS による余効変動の観測
中尾茂（鹿大理工）・松島健（九大理）・田部井隆雄・山品匡史（高知大理）
大倉敬宏（京大理）・西村卓也・澁谷拓郎・寺石眞弘（京大防災研）
伊藤武男・鷺谷威・松廣健二郎（名大環境）・加藤照之・福田淳一・渡邉篤志（東大地震研）
三浦哲・太田雄策・出町知嗣（東北大理）・高橋浩晃・大園真子・山口照寛・岡田和見（北大理）

14:15 S21-18 2016 年熊本地震に伴う地下水変化
小泉尚嗣（滋賀県大環境）・佐藤努・高橋浩・松本則夫（産総研地質）
14:30 S21-19 全波動シミュレーションを用いた 2016 年 Mw7.0 熊本地震による大分県中部の地震の遠地誘発過程
宮澤理稔（京大防災研）
14:45 S21-20 M7.3 熊本地震に伴う誘発地震：地震動即時予測の観点から
干場充之・小木曽仁（気象研）
15:00 休憩
15:15 S21-21 2016 年熊本地震（M7.3）の直後に発生した大分県中部の地震について
吉田真吾（東大地震研）
15:30 S21-22 2016 年熊本地震時に大分県中部で発生した誘発地震の震源及びメカニズムの推定
中村武史・青井真（防災科研）
15:45 S21-23 ABIC を用いた InSAR データのインバージョン解析による熊本地震の滑り分布と断層傾斜角の同時推定
深畑幸俊・橋本学（京大防災研）
16:00 S21-24 SAR 解析で捉えられた 2016 年熊本地震の前震の断層滑りの特徴
小林知勝（国土地理院）
16:15 S21-25 ALOS-2/PALSAR-2 ピクセルオフセットデータによる 2016 年熊本地震に伴う地殻変動の検出と震源断層モデルの推定
姫松裕志・古屋正人（北大理）
16:30 S21-26 熊本地震における内牧温泉域の水平移動の直接観測
辻健・石橋純一郎（九大）・鎌田龍一（地域資源開発）

10 月 6 日（木）B 会場　午前

S09. 地震活動 , S11. 地震に伴う諸現象 , S06. 地殻構造

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　吉川澄夫・稲崎富士・飯高隆・小菅正裕・小平秀一

S09. 地震活動

8:30 S09-18 浜名湖周辺の長期的ゆっくり滑りの地震活動によるモニタリング
吉川澄夫・林元直樹（気象庁）・明田川保（大阪管区気象台）
8:45 S09-19 南アフリカ Cooke 4 金鉱山地下 1 km の切羽沿いに密集する微小破壊の空間分布詳細構造
山形直毅・直井誠（京大）・中谷正生（東大）・森谷祐一・大槻憲四郎（東北大）
Thabang Kgarume（CSIR）・Joachim Philipp（GMuG）・村上理（東濃地震研）
Thabang Masakale（OHMS）・Luiz Ribeiro（Seismogen）・矢部康男（東北大）
川方裕則（立命館大）・Anthony Ward（Seismogen）・石田毅（京大）
Ray Durrheim（CSIR, Wits 大）・小笠原宏（立命館大）

S11. 地震に伴う諸現象

9:00 S11-01 地震に伴う発光現象を模擬した放電発光分光実験
榎本祐嗣・山辺典昭（信州大）・奥村暢朗（コンポン研）
9:15 S11-02 2011 年東北地方太平洋沖地震による河川堤防・表層地盤の S 波速度構造の変化
稲崎富士（土木研）

S06. 地殻構造

9:30 S06-01 2015 年ネパール・ゴルカ地震（Mw 7.8）震源域中央部の稠密余震アレイ観測による余震分布と地殻構造

＃蔵下英司・佐藤比呂志・酒井慎一・平田直（東大地震研）・八木浩司（山形大）
Ananta Prasad Gajurel・Danda Pani Adhikari（トリブバン大）
Krishna Subedi・Bishal Nath Upreti（NAST）

9:45 S06-02 チリ南部のトリプルジャンクション周辺の臨時観測データを用いた沈み込み帯の震源分布と異方性構造―東北地方との比較検討－

＃飯高隆（東大地震研）・岩森光（海洋研究開発機構）・M. Miller・K. Bataille（Univ. of Conception）

10:00 S06-03 ニュージーランドアルパイン断層掘削地点とその周辺における地殻浅部 S 波異方性

＃高木涼太・岡田知己（東北大）・吉田圭佑（防災科研）
John Townend・Laura-May Baratin・Calum Chamberlain・Martha Savage（VUW）
Carolin Boese（IESE）

10:15 休憩

10:30 S06-04 東北地方太平洋沖地震の誘発地震による秋田県北部の S 波偏向異方性

＃小菅正裕（弘前大理工）

10:45 S06-05 地震探査が解き明かすプレート折れ曲り断層の地域差
～日本海溝域と千島海溝域の比較研究～

＃藤江剛・小平秀一・佐藤壮・海宝由佳・高橋努・山下幹也
山本揚二朗・尾鼻浩一郎・三浦誠一（JAMSTEC）・山田知朗（東大地震研）

11:00 S06-06 宮城沖日本海溝海溝軸周辺からアウターライズ域における太平洋プレートの地震波速度構造

＃尾鼻浩一郎・藤江剛・小平秀一・高橋努・山本揚二朗・三浦誠一（JAMSTEC）
篠原雅尚（東大地震研）

11:15 S06-07 次元可変なパラメータ空間でのコーダ波解析から推定した東北沖アウターライズ地域の散乱係数の空間変化

＃高橋努・尾鼻浩一郎・小平秀一（JAMSTEC）

11:30 S06-08 新たな日本海溝地震断層掘削に向けて：海溝－アウターライズでの地下構造調査

＃小平秀一・中村恭之・藤江剛・尾鼻浩一郎・三浦誠一・富士原敏也（JAMSTEC）
氏家恒太郎（筑波大学）・James Mori（京都大学）・森下知晃（金沢大学）

11:45 S06-09 日本海佐渡島沖・東北日本弧―西南日本弧境界域の地震学的構造特徴

＃佐藤壮・野徹雄・小平秀一・高橋成実・藤江剛・三浦誠一・金田義行（JAMSTEC）
加藤直子・蔵下英司・石山達也・佐藤比呂志（東大地震研）・越谷信（岩手大）
豊島剛志（新潟大）・石川正弘（横国大）・戸田茂（愛教大）・吉田武義（東北大）

12:00 S06-10 Depth dependent crustal scattering attenuation revealed using single or few events in South Korea

#Chung, Tae Woong・Asep Nur Rachman（Sejong Univ.）

B 会場　午後

S06. 地殻構造 , S17. 津波

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　汐見勝彦・白石和也・伊藤忍・鈴木亘

S06. 地殻構造

13:30　S06-11　沖合で発生する浅発地震に見られる初動発震機構解と MT 解の系統的な差異：沈み込むスラブの影響
武村俊介・汐見勝彦・木村武志・齊藤竜彦（防災科研）

13:45　S06-12　地震波走時トモグラフィから推定された紀伊半島下のスラブ起源流体の特徴
澁谷拓郎（京大防災研）・平原和朗（京大理）

14:00　S06-13　瀬戸内海東部周辺下におけるフィリピン海プレート形状再検討
汐見勝彦（防災科研）

14:15　S06-14　四国西部域の広域比抵抗構造
吉村令慧・山崎健一（京大防災研）・小川康雄（東工大火山流体）
中川潤・川崎慎吾・小松信太郎・米田格（京大防災研）・大内悠平・岡崎智久（京大理）
鈴木惇史・齋藤全史郎・臼井嘉哉（東工大理）・寺石眞弘（京大防災研）

14:30　S06-15　南海トラフ孔内観測点で観測された背景雑振動記録を用いた地震波速度構造モニタリングの試み
木村俊則（JAMSTEC）・三ケ田均（京都大学）・荒木英一郎（JAMSTEC）・町田祐弥（JAMSTEC）

14:45　S06-16　波動場モデリングおよび地震波干渉法に基づく海洋掘削科学のための地震探査データ統合解析
白石和也・モーキョー・山田泰広（JAMSTEC）・木下正高（東大地震研）

15:00　休憩

15:15　S06-17　地震波干渉法により検出した 2015 年 8 月 15 日桜島のダイク貫入に伴う地震波散乱特性の時空間変化
廣瀬郁・中原恒・西村太志（東北大理）

15:30　S06-18　VERA 石垣島観測局における反射法地震探査
伊藤忍（産総研）・山口和雄（産総研）

15:45　S06-19　南西諸島域における島弧－海溝系の地震波速度構造
西澤あずさ・金田謙太郎・及川光弘・堀内大嗣・藤岡ゆかり・岡田千明（海上保安庁海洋情報部）

S17. 津波

16:00　S17-01　長期評価に基づく相模トラフ沿いの確率論的津波ハザード評価
平田賢治・藤原広行・中村洋光・長田正樹・森川信之・河合伸一・大角恒雄・青井真
山本直孝（防災科研）・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直（応用地質）
村田泰洋・井上拓也・斉藤龍・高山淳平（国際航業）
秋山伸一・是永眞理子・阿部雄太・橋本紀彦・袴田智哉（CTC）

16:15　S17-02　千葉県九十九里・外房沿岸地域を対象とした津波遡上即時予測プロトタイプシステムの作成
山本直孝・青井真・鈴木亘・平田賢治・高橋成実・功刀卓・中村洋光（防災科研）

16:30　S17-03　データベース検索型津波即時予測における沖合水圧時系列波形に基づく選別手法の検討
鈴木亘・青井真・山本直孝（防災科研）

10 月 6 日（木）C 会場　午前

S08. 地震発生の物理

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　須田直樹・矢部優・河合研志・鈴木岳人

8:30 S08-05 東北沖地震前の地震活動長期静穏化とスロースリップイベント
勝俣啓（北大・理）

8:45 S08-06 立体アレー観測から得られた東海地域深部低周波地震の深さ分布
鈴木貞臣（東濃地震研）・大久保慎人（高知大）・今西和俊・武田直人（産総研）

9:00 S08-07 深部非火山性微動のバックプロジェクション解析
須田直樹（広島大理）

9:15 S08-08 西南日本における遠地地震による誘発微動の移動現象
栗原亮・小原一成・前田拓人・竹尾明子（東大地震研）

9:30 S08-09 非排水性プレート境界と深部低周波地震
中島淳一（東工大）・長谷川昭（東北大）

9:45 S08-10 不均質線断層の滑り挙動遷移
矢部優・井出哲（東大理）

10:00 S08-11 沈み込み帯を模した非一様 Burridge-Knopoff モデルによるスロースリップと高速破壊
川村光・山本真帆（阪大理）

10:15 休憩

10:30 S08-12 羅臼地すべりに先行するスティックスリップ現象の検出
山田真澄・Jim Mori・松四雄騎（京大防災研）

10:45 S08-13 リザダイト・タルクの摩擦に関する理論的研究
河合研志（東大理）・佐久間博（物材研）

11:00 S08-14 岩石接触面の摩耗を考慮した摩擦則の再考察
光井能麻（中京大・工）・Ván Péter（ハンガリー科学アカデミー）

11:15 S08-15 滑り速度の二次の摩擦則及び粘性を持つ系における滑り端伝播速度と静摩擦力の振る舞い
鈴木岳人・松川宏（青学大理工）

11:30 S08-16 Revisiting the slip-weakening friction: probe into the true source properties from off-fault measurements
#Shiqing Xu・Eiichi Fukuyama・Futoshi Yamashita（NIED）
Kazuo Mizoguchi（CRIEPI）・Shigeru Takizawa（NIED）・Hironori Kawakata（Ritsumei. Univ.）

11:45 S08-17 Scaling Relation between Earthquake Magnitude and the Breakdown Time of P-wave Self-Similar Growth
#Shunta Noda（RTRI）・William L. Ellsworth（Stanford Univ.）

12:00 S08-18 準動的地震サイクル計算における数値積分法について
平原和朗（京大理）

C 会場　午後

S08. 地震発生の物理

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　安藤亮輔・吉光奈奈・北佐枝子・山田卓司

13:30　S08-19　On Generation and Propagation of Three-Dimensional Rupture in Brittle Solids
#Koji Uenishi（Sch. Eng., Univ. Tokyo）

13:45　S08-20　2016 年熊本地震の 3 次元動的破壊シミュレーション：熱構造の効果
安藤亮輔（東大理）・青木陽介（東大地震研）・内出崇彦・今西和俊（産総研）・松本聡（九大）

14:00　S08-21　長野県西部地域における高分解能の応力場
飯尾能久・米田　格・澤田麻沙代・三浦勉・片尾浩（京大防災研）
高田陽一郎（北大）・小村健太朗（防災科研）・堀内茂木（ホームサイスモメーター）

14:15　S08-22　紀伊半島北西部の複雑な微小地震活動とその原因
前田純伶・松澤暢（東北大理）・片尾浩（京大防災研）・遠田晋次（東北大災害研）

14:30　S08-23　An Active Experiment to Trigger Moderate Earthquakes
#James Mori（DPRI, Kyoto Univ.）

14:45　S08-24　Stress drop estimation of potentially induced earthquakes in Oklahoma
#Nana Yoshimitsu・William Ellsworth・Gregory Beroza（Stanford Univ.）

15:00　休憩

15:15　S08-25　大きな地震の前後に震源周りで発生する地震の時空間パターンを特徴づける一つの方法
宮本彩加・三井雄太（静大理）

15:30　S08-26　伊豆の群発地震（1997 年 3 月）発生と M5.5 地震発生前の地震活動、歪・傾斜変動について
石井紘（東濃地震研）

15:45　S08-27　2013 年米国 Wyoming 州の上部マントル地震（深さ 75 km）について
趙大鵬・X. Wang（東北大学・理）

16:00　S08-28　東北日本下におけるスラブ内地震の応力降下量の深さ変化の特徴
北佐枝子（広島大学）

16:15　S08-29　プレート境界における摩擦特性の空間不均質：中規模地震の応力降下量からの示唆
山田卓司（茨大理）・齋藤悠（北大理）・谷岡勇市郎（北大地震火山セ）・河原純（茨大理）

16:30　S08-30　沈み込みプレート境界の摩擦強度：理論的制約
松浦充宏（統計数理研）・野田朱美（構造計画研）

10 月 6 日（木）D 会場　午前

S15. 強震動・地震災害 , S02. 地震計測・処理システム

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　山田正太郎・堀内茂木・溜渕功史・篠原雅尚

S15. 強震動・地震災害

8:30　S15-18　震後復旧費用個人負担の地域格差
岡田成幸・中嶋唯貴（北大工）

8:45　S15-19　2011 年東日本大震災に伴う人間被害（8）住家等の流失域に注目した死者の年令区分別特性
太田裕（東濃地震科研）・小山真紀（岐阜大流域科研セ）・志垣智子（高齢者住宅研）

9:00 S15-20 表層地盤の多次元非線形性を考慮した基盤上昇波推定法
野田利弘・山田正太郎（名大）・浅岡顕・澤田義博（地震予知振興会）
9:15 S15-21 液状化砂地盤のスパイク状加速度応答の数値解析
山田正太郎・野田利弘（名大）・浅岡顕（地震予知総合研究振興会）
9:30 S15-22 緊急地震速報によるエレベータ地震時管制運転の普及に向けて
鷹野澄（東大情報学環 / 東大地震研）

S02. 地震計測・処理システム

9:45 S02-01 地震波検知手法の改良：kurtosis（尖度）を利用したリアルタイム P 波検知
石田寛史・山田真澄（京大防災研）
10:00 S02-02 震度マグニチュードによる震度予測の高精度化
堀内茂木（ホームサイスモ）・岡田由佳・三津橋歩（ミサワ総合研）
青木亮（ミサワホーム）・梶川久光（明治大学理工）
10:15 休憩
10:30 S02-03 波形相関による自動震源の分類
溜渕功史（気象研）
10:45 S02-04 光ファイバー網と DAS テクノロジーを使った地震・津波観測の可能性
木村恒久（SFTC）
11:00 S02-05 南海トラフ孔内地震・地殻変動観測網の展開について
荒木英一郎・木村俊則・町田裕弥・横引貴史・西田周平（JAMSTEC）
Demian Saffer（Penn. State U.）・Achim Kopf（Bremen U.）・Exp 365 Shipboard Scientists.
11:15 S02-06 三陸沖における新規海底光ケーブル式地震津波観測システムの設置
篠原雅尚・山田知朗・酒井慎一・塩原肇（東大地震研）・金沢敏彦（防災科研）
11:30 S02-07 日本海溝海底地震津波観測網（S-net）～整備進捗と今後の予定～
望月将志・植平賢司・金沢敏彦・眞保敬・汐見勝彦・功刀卓・青井真
松本拓己・関口渉次・高橋成実（防災科研）・篠原雅尚・山田知朗（東大地震研）
11:45 S02-08 日本海溝海底地震津波観測網（S-net）のデータについて
植平賢司・望月将志・金沢敏彦・眞保敬・功刀卓・汐見勝彦・青井真・関口渉次
松本拓己・高橋成実・山本直孝（防災科研）・篠原雅尚・山田知朗（東大地震研）
12:00 S02-09 無人航空機から投下させる貫入プローブ（ペネトレータ）による観測システムの開発
石原吉明・田中智・白石浩章・白井慶・後藤健・早川雅彦・尾崎正伸
水野貴秀・山田和彦（JAXA 宇宙研）・村上英記（高知大）・山田竜平（国立天文台 RISE）

D 会場　午後

S02. 地震計測・処理システム , S13. 地球化学・地下水 , S03. 地殻変動・GNSS・重力

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　大竹和生・田中愛幸・大園真子・水藤尚

S02. 地震計測・処理システム

13:30 S02-10 地震に伴う地鳴り現象の解明に向けて―観測システムの開発―
大竹和生（気象大学校）・根本泰雄（桜美林大学）・関根秀太郎（地震予知振興会）
松林弘智（ANET）・酒井慎一（東大地震研）
13:45 S02-11 超磁歪震源による地震波速度変化のモニタリング
國友孝洋・石井紘・浅井康広（東濃地震研）

14:00 S02-12 南海トラフ C0010 A 孔内観測点に設置された孔内歪計の初期データ評価
町田祐弥・荒木英一郎・木村俊則（JAMSTEC）・Demian Saffer（Penn. State U.）
Achim Kopf（Bremen U.）・Exp.365 Shipboard Scientists.

S13. 地球化学・地下水

14:15 S13-01 井戸密閉化による地下水位の地殻歪応答の改善
北川有一・松本則夫（産総研地質）

S03. 地殻変動・GNSS・重力

14:30 S03-01 重力で地震発生を捉える（2）—地震重力変化の理論波形を用いたデータ解析—
木村将也・亀伸樹・綿田辰吾（東大地震研）・大谷真紀子（産総研）
新谷昌人・今西祐一（東大地震研）・安東正樹（東大院物理）

14:45 S03-02 1996 年から 2011 年の GNSS データから明らかになった関東地方の 2 つの長期的なすべりイベント
田中愛幸（東大地震研）・矢部優・井出哲（東大理）

15:00 休憩

15:15 S03-03 2003 年十勝沖地震の余効変動のモデル化における粘弾性緩和の重要性
伊東優治（京大理）・西村卓也（京大防災研）

15:30 S03-04 2004 年釧路沖地震（M7.1）の余効変動と地震活動の特徴（2）
青木千夏・高橋浩晃（北大理）

15:45 S03-05 北東アジア地域における日本周辺の大地震に伴う長期余効変動の影響の推定
大園真子・高橋浩晃（北大理）・N. V. シェスタコフ（ロシア極東大・ロシア応用数学研）
孟国杰（中国地震局）・M. D. ゲラシメンコ（ロシア応用数学研）

16:00 S03-06 2011 年東北地方太平洋沖地震の余効変動モデル
水藤尚（国土地理院）

16:15 S03-07 東北日本における弾性歪み収支
鷺谷威（名大減災）・Angela Meneses-Gutierrez（名大環境）

16:30 S03-08 Detailed Crustal Deformation in Northern Niigata-Kobe Tectonic Zone as Observed by Dense GPS Network
#Angela Meneses-Gutierrez・Takeshi Sagiya（Nagoya Univ.）

10 月 7 日（金）A 会場　午前

S21.2016 年熊本地震および関連する地殻活動

（招待講演：講演時間 16 分・質疑応答 4 分，通常講演：講演時間 12 分・質疑応答 3 分）
座長　馬場俊孝・津野靖士

8:30 S21-27* ALOS-2 の SAR データで捉えられた 2016 年熊本地震の地殻変動
矢来博司・小林知勝・森下遊・藤原智・中埜貴元（国土地理院）

8:50 S21-28* 熊本地震から考える地震学会が社会に果たす役割
山岡耕春（名古屋大）

9:10 S21-29* 2016 年熊本地震で発生した地震動と建物被害
境有紀・汐満将史（筑波大）・神野達夫（九州大）

9:30 S21-30 2016 年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査（その 1）
久田嘉章・金田惇平・寺本彩乃（工学院大学）

*は招待講演

9:45 S21-31 2016 年熊本地震の益城町郊外に生じた地表地震断層近傍における震動被害に関する考察
香川敬生・吉田昌平・上野太士（鳥取大院工）

10:00 S21-32 常時微動に基づく熊本県益城町の浅部 S 波速度構造
長郁夫（産総研）・卜部厚志（新潟大）・中澤努・佐藤善輝（産総研）

10:15 S21-33 平成 28 年熊本地震における前震の発生が本震時の人的被害へ与えた影響
中嶋唯貴・岡田成幸（北海道大学）

A 会場　午後

S21.2016 年熊本地震および関連する地殻活動 , S04. テクトニクス

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　浅野公之・福山英一・太田和晃・山崎雅

S21.2016 年熊本地震および関連する地殻活動

13:30 S21-34 2016 年熊本地震本震の震源過程と震源近傍地震動
浅野公之・岩田知孝（京大防災研）

13:45 S21-35 2016 年熊本地震（Mj7.3）の疑似点震源モデル
長坂陽介・野津厚（港湾空港技術研究所）

14:00 S21-36 強震波形を用いた 2016 年熊本県熊本地方の地震の震源過程－近接する複数の震源断層モデル間の関係－
田中美穂・迫田浩司（気象庁）

14:15 S21-37 2016 年熊本地震（Mw7.1）の断層近傍変位と Dc
福山英一・鈴木亘（防災科研）

14:30 S21-38 2016 年熊本地震初期破壊過程のイメージング
宇佐美貴政・小松正直・竹中博士（岡山大）

14:45 S21-39 バックプロジェクション法及び KNET/KiKnet 記録から推定された 2016 年 4 月 16 日熊本地震の Super-shear 破壊過程
プリードネルソン（防災科学技術研究所）

15:00 休憩

S04. テクトニクス

15:15 S04-01 宮城県沖における海底地震計アレイ観測
太田和晃・伊藤喜宏（京大防災研）・日野亮太・太田雄策・東龍介（東北大理）
篠原雅尚・望月公廣（東大地震研）・佐藤利典（千葉大・理）・村井芳夫（北大理）

15:30 S04-02 沈み込む海洋プレートの Bending-Unbending 遷移領域の力学モデル
篠島僚平・伊藤武男（名大環境）

15:45 S04-03 粘弾性緩和は火山性地殻変動をどう特徴づけるのか？
山崎雅（産総研）

16:00 S04-04 反射法地震探査データを用いた地震波減衰構造の推定法と火山岩地域への適用
鶴哲郎（海洋大）・野徹雄・藤江剛（海洋研究開発機構）

16:15 S04-05 東伊豆単成火山群のフライ法解析
高橋雅紀（産総研地質情報）・高橋壮司（茨城大院教育）

10 月 7 日（金）B 会場　午前

S18. 地震教育・地震学史 , S01. 地震の理論・解析法

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　美澤綾子・名和一成

S18. 地震教育・地震学史

8:30　S18-01　地震教育および地震防災・減災教育向け新教材 SI-T 図（仮称）使用の提案

根本泰雄（桜美林大自然）・畠山正恒（聖光学院中高）
南島正重（都立両国高附中）・伊東明彦（宇都宮大教育）

8:45　S18-02　地震の教員向け教室の開催

美澤綾子（県立静岡高）・根本泰雄（桜美林大自然）・荒井賢一（栄東高）
山野誠（東大地震研）・南島正重（都立両国高附中）・伊東明彦（宇都宮大教育）

9:00　S18-03　地学オリンピックについて：三重県で開催の国際大会

杉憲子（共立女子大家政）・瀧上豊（関東学園大経済）・久田健一郎（筑波大生命環境）

S01. 地震の理論・解析法

9:15　S01-01　Rupture Process of the 2014 Orkney earthquake (ML5.5)

大久保慎人（高知大理）・A. CICHOWICZ・D. Birch（CGS）
小笠原宏（立命館大）・村上理（東濃地震科研）

9:30　S01-02　P 波初動データに基づく応力テンソルの空間パターン推定

岩田貴樹（常磐大学）

9:45　S01-03　地震計による重力観測点周辺の陸水モニタリングの試み

名和一成・伊藤忍（産総研）・今西祐一（東大地震研）・奥田隆（名大）
田村良明・宮地竹史（国立天文台）・大久保慎人（高知大）・木村武志（防災科研）

10:00　S01-04　Hi-net（2005-2011）データを用いた脈動実体波成分の系統的な解析

西田究（東大地震研）・高木涼太（東北大）

10:15　S01-05　アレイ解析によるマルチモード表面波の位相速度計測

松澤仁志・吉澤和範（北大理）

B 会場　午後

S01. 地震の理論・解析法 , S16. 地盤構造・地盤震動

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　江本賢太郎・吉本和生・久保久彦・元木健太郎

S01. 地震の理論・解析法

13:30　S01-06　べき乗型スペクトルを持つランダム媒質におけるスカラー平面波の伝播：差分法と改良マルコフ近似の比較

江本賢太郎・佐藤春夫（東北大理）

13:45　S01-07　地殻構造のランダム不均質性による地震波の振幅のばらつき

吉本和生・小林学（横浜市大）・武村俊介（防災科研）

14:00　S01-08　火山における S 波の等方輻射：拡散モデルに基づく解釈

森岡英恵・熊谷博之（名大環境）・前田拓人（東大地震研）

14:15 S01-09 天皇海山列における T-phase 反射波の数値シミュレーション
千畑まい・古村孝志・前田拓人（東大地震研）

14:30 S01-10 有限断層面上での破壊伝搬様式が津波発生に与える影響
蓬田清（北大理）

S16. 地盤構造・地盤震動

14:45 S16-01 3 成分入力地震波動場に基づく、3 次元非線形地盤応答解析法
飯田昌弘（東大地震研）

15:00 休憩

15:15 S16-02 東京湾岸の長周期地震動　－三重県南東沖の地震（M6.5）と駿河湾の地震（M6.5）－
植竹富一（東京電力 HD）

15:30 S16-03 海底観測網 DONET1 の地盤震動特性の把握を目的とした S 波・コーダ波・常時微動の H/V スペクトル比の解析
久保久彦・鈴木亘・中村武史・木村武志・功刀卓・高橋成実・青井真（防災科研）

15:45 S16-04 2016 年熊本地震の断層極近傍と益城町宮園周辺における微動アレイ測定
元木健太郎・石田寛・安本宏・加藤研一（小堀鐸二研究所）・高橋寿幸・古川拓人（東京ソイル）

16:00 S16-05 微動 H/V スペクトル比の方位依存性から推測される小名浜地区における極表層地盤の不整形
松島信一（京大防災研）・小阪宏之（戸田建設）・小林冬芽（京大工卒）・川瀬博（京大防災研）

16:15 S16-06 2008 年岩手・宮城内陸地震震源域を対象とした計測震度トモグラフィによる減衰の不均質分布の推定
笠松健太郎（鹿島建設技術研究所）・加藤研一（小堀鐸二研究所）・野尻揮一朗（北海道電力）

10 月 7 日（金）C 会場　午前

S17. 津波

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　前田拓人・髙川智博

8:30 S17-04 DONET データを用いた津波増幅率による即時津波予測システムの高度化
高橋成実（防災科研）・今井健太郎・末木健太朗・大林涼子・稲住孝富（海洋機構）
石橋正信（和歌山県）・馬場俊孝（徳島大）・金田義行（香川大）

8:45 S17-05 動力学的断層破壊シナリオによる地震波・津波記録の理論合成
齊藤竜彦・福山英一（防災科研）

9:00 S17-06 海底水圧計データ同化による津波波高と海底地殻変動の即時的分離推定
前田拓人（東大地震研）

9:15 S17-07 tFISH/EEW: 沖合津波観測と緊急地震速報に基づく津波予測アルゴリズムの開発とその性能評価
堀内明子・日野亮太・太田雄策（東北大理）・加地正明（エイツー）
越村俊一（東北大災害研）・対馬弘晃（気象研）

9:30 S17-08 地殻変位データを用いた震源インバージョンと断層すべり量の同時推定法とその精度
泉宮尊司（新潟大工）・黒田耕平（前新潟大学院）

9:45 S17-09 経験ベイズモデルによるアンサンブル津波浸水予測
髙川智博（港空研）

10:00 S17-10 2015 年鳥島近海における火山性津波地震：近地海底水圧計アレーによる波源解析
深尾良夫（JAMSTEC）・杉岡裕子（神戸大理）・伊藤亜紀（JAMSTEC）
塩原肇・三反畑修・綿田辰吾・佐竹健治（東大地震研）

10:15 S17-11 2015 年鳥島近海における火山性津波地震：分散性を考慮した波線追跡
三反畑修・綿田辰吾・佐竹健治（東大地震研）・深尾良夫（JAMSTEC）
杉岡裕子（神戸大理）・伊藤亜妃（JAMSTEC）・塩原肇（東大地震研）

C 会場　午後

S17. 津波

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　谷岡勇市郎・Aditya Riadi Gusman・藤井雄士郎・吉本昌弘

13:30 S17-12 2011 年東北津波におけるチリ反射波の 2 乗振幅偏差での検討
阿部邦昭（なし）・岡田正実（なし）・林豊（気象研）

13:45 S17-13 W phase inversion and tsunami simulation for tsunami warning in Nicaragua
Greyving Argüello (Ineter, Nicaragua.)・#Yuichiro Tanioka (Hokkaido Uni.)
Aditya Guzman (ERI, Tokyo)・Yushiro Fujii (BRI, Tsukuba)

14:00 S17-14 Dynamic generation of surface gravity waves in the ocean by seismic surface waves during the 2011 Tohoku earthquake
#Yifei Wu (ERI, Univ. Tokyo)・Mikhail. A. Nosov・Sergey V. Kolesov (Moscow State Univ.)
Kenji Satake (ERI, Univ. Tokyo)

14:15 S17-15 Numerical simulation of tsunami forerunners recorded by DONET stations during the 2011 Tohoku Earthquake
#Kirill Sementsov・Sergey Kolesov・Mikhail Nosov (MSU)
Hiroyuki Matsumoto・Yoshiyuki Kaneda (JAMSTEC)

14:30 S17-16 Analysis of the tsunami from 2 March 2016 Wharton Basin strike-slip Mw 7.8 earthquake
#Mohammad Heidarzadeh (PARI, Japan)・Tomoya Harada・Kenji Satake (ERI, Univ. of Tokyo)
Takeo Ishibe (ADEP, Japan)・Aditya R. Gusman (ERI, Univ. of Tokyo)
Tomohiro Takagawa (PARI, Japan)

14:45 S17-17 Join inversion of teleseismic body waves and tsunami waveforms for the 2016 strike-slip earthquake in the Wharton basin
#Aditya Riadi Gusman・Kenji Satake・Tomoya Harada (ERI, U. Tokyo)

15:00 休憩

15:15 S17-18 弾性地球と結合した津波波形を用いたインバージョンによる 2006 年 11 月と 2007 年 1 月千島列島沖地震のすべり分布
藤井雄士郎（建築研）・堂山俊貴（東大地震研，現　九電工）
佐竹健治・綿田辰吾・楠本聡（東大地震研）

15:30 S17-19 1906 年 Ecuador・Colombia 巨大地震の地震および津波規模の再評価
都筑基博（北大理）・小山順二（ひょうたん島奨学会）
Aditya R. Gusman（東大地震研）・蓬田清（北大理）

15:45 S17-20 遠地津波波形から推定される 1906 年エクアドル・コロンビア地震の規模と波源域
吉本昌弘・熊谷博之（名大環境）

16:00 S17-21 南相馬市井田川干拓地における津波イベント間の堆積環境変化
楠本聡・五島朋子・佐竹健治（東大地震研）・須貝俊彦（東大新領域）
米田穣・大森貴之・尾嵜大真（東大総合研究博物館）

16:15 S17-22 静岡県沼津市における 1854 年安政東海地震津波の被害程度と浸水深との関係
行谷佑一（産総研）・今井健太郎（海洋研究開発機構）

10 月 7 日（金）D 会場　午前

S03. 地殻変動・GNSS・重力

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　生田領野・飯沼卓史

8:30　S03-09　海中音速構造が海底地殻変動観測に与える影響
横田裕輔・石川直史（海洋情報部）

8:45　S03-10　係留ブイを用いた GPS/A 海底地殻変動観測の精度評価と高度化
今野美冴・木戸元之・太田雄策（東北大学）・高橋成実（防災科研）
福田達也・越智寛（JAMSTEC）・本荘千枝・日野亮太（東北大学）

9:00　S03-11　GPS/A 観測によって捉えた 2011 年東北沖地震に伴う余効変動の時空間変化
富田史章・木戸元之・太田雄策・日野亮太（東北大）・飯沼卓史（JAMSTEC）

9:15　S03-12　1771 年八重山津波波源域における海底地殻変動の観測
生田領野・安藤雅孝・宗林留美（静岡大防災セ）・中村衛（琉球大理）・香味建（静岡大理）

9:30　S03-13　海底地殻変動観測から得られた南海トラフ浅部におけるプレート間固着の把握
安田健二・田所敬一・谷口颯汰・木村洋（名大環境）・松廣健二郎（名大全学技術セ）

9:45　S03-14　海陸測地観測データとブロック断層モデルを用いて推定した南海・相模トラフ沿いのプレート間カップリング分布
西村卓也（京大防災研）

10:00　S03-15　海底水圧計記録に基づく 2016 年 4 月 1 日の三重県南東沖の地震の矩形断層モデル
飯沼卓史・今井健太郎・大林涼子・荒木英一郎・堀高峰・高橋成実（JAMSTEC）

10:15　S03-16　海底圧力計を用いた房総沖スロースリップ域の上下変動の検出
佐藤利典・長谷川晟也・河野昭博（千葉大）
塩原肇・八木健夫・山田知朗・篠原雅尚（東大地震研）・碓氷典久（気象研）

D 会場　午後

S14. 地震予知・予測

（講演時間 12 分・質疑応答 3 分）

座長　井元政二郎・梅田康弘・吉田康宏・楠城一嘉

13:30　S14-01　巨大地震発生予測のための地殻活動評価の視点
堀高峰（JAMSTEC）・金田義行（JAMSTEC・香川大）・高橋成実・汐見勝彦（防災科研）

13:45　S14-02　南紀における長期的水位・水温異常変化　－南海トラフ巨大地震の準備過程が進行中か？－
佃為成（元東大地震研）

14:00　S14-03　異常潮位の観測による南海地震の直前予知の可能性
中村不二夫（土佐市宇佐町自主防災連絡協議会）

14:15　S14-04　1946 年南海地震の破壊域は紀伊半島東岸まで伸びていたのか？
梅田康弘・板場智史（産総研活断層セ）

14:30　S14-05　Possible coupling of multiple pre-earthquake phenomena of the 2011 Tohoku earthquake (Mw9.0)
#Peng Han・Jiancang Zhuang（ISM）・Katsumi Hattori（Chiba Univ.）

14:45　S14-06　M8 クラス関東地震発生確率とその不確定性
井元政二郎・森川信之・藤原広行（防災科研）

15:00　休憩

15:15 S14-07 不確実性の大きなデータを用いた地震の発生可能性の評価方法の検討—千島海溝の地震を例に—
吉田康宏（気象大学校）

15:30 S14-08 地震前に発生する直流電場の観測研究
筒井稔（京産大）

15:45 S14-09 地震短期予知の効果的な普及に向けて
前原博（地球システム財団）・園田恵一郎（大市大）・櫻井春輔（神戸大）

16:00 S14-10 2016 年熊本地震に先行した地震活動
楠城一嘉（静岡県大）・井筒潤（中部大）・織原義明（東京学芸大）・古瀬慶博（東海大海洋研）
東郷翔帆・新田英智・岡田朋大・田中利佳・鴨川仁（東京学芸大）・長尾年恭（東海大海洋研）

16:15 S14-11 熊本市が公開する地下水位データにみる 2016 年熊本地震の先行現象に関する考察
織原義明・鴨川仁（東京学芸大物理）・長尾年恭（東海大海洋研）

10 月 5 日（水）17：00 ～ 18：30　ポスター会場（イベントホール）

ポスターセッション
S02. 地震計測･処理システム , S07. 地球及び惑星の深部構造と物性 , S09. 地震活動 , S10. 活断層・歴史地震 , S12. 岩石実験・地殻応力 , S15. 強震動・地震災害 , S19. 地震一般・その他

S02. 地震計測・処理システム

S02-P01 タイムリバーサル法による震源構造の解析と震源球
菊池年晃（防衛大）

S02-P02 特異スペクトル分析とベイズ推定を応用した P 波初動開始時刻の自動推定
徳永旭将・白神隼人・行廣鎮（九工大）・木村武志（防災科研）

S02-P03 ニューラルネットワークを用いた低 SN 比条件下における地震波検出法の開発
高橋馨子・松本裕也・孫哲・竹内達哉・金亜伊（横浜市大）

S02-P04 P 波極性解析による震央方位の推定法の改良～日本周辺で発生した地震の解析結果～
大島光貴（清水建設）

S02-P05 Automated Determination of Magnitude and Source Extent of Large Earthquakes
#Dun Wang (CUG/ERI)・Hitoshi Kawakatsu (ERI)・Jiancang Zhuang (ISM)・Jim Mori (DPRI)
Takuto Maeda (ERI)・Hiroshi Tsuruoka (ERI)・Xu Zhao (IGGCAS)

S02-P06 速度構造の震源決定位置への影響について
勝間田明男（気象研）

S02-P07 3 次元速度構造であらかじめ計算した走時データを使用した震源決定法　その 3
関口渉次（防災科研）

S02-P08 The development of advanced algorithm used in data processing for seafloor geodetic observation
#Yahsuan Chou・Keiichi Tadokoro (Nagoya Univ.)

S02-P09 S-net および Hi-net 観測点を用いた仮想震源の震源決定シミュレーション
眞保敬・植平賢司・金沢敏彦・望月将志・藤本博己・野口伸一・功刀卓
汐見勝彦・青井真・関口渉次・松本拓己（防災科研）・篠原雅尚・山田知朗（東大地震研）

S02-P10 単一の 3 成分海底地震計を用いたナガスクジラ鳴音の音源定位についての一考察
岩瀬良一（JAMSTEC / CREST, JST）

S02-P11 地震情報のリアルタイム表示と並列処理
古舘友通（気象研）

S02-P12　地震研究情報データ提供システム（J-SEIS）の開発（2）

坪井誠司・堀川博紀（JAMSTEC）・高江洲盛史（NME）
末木健太朗・荒木英一郎・園田朗（JAMSTEC）・高橋成美（NIED）

S02-P13　Current Status of Pilot stations of Thai Seismic Array（TSAR）and Preliminary Receiver Function Analysis

#Sutthipong Noisagool（ERI）・S. Tanaka（JAMSTEC）・H. Kawakatsu（ERI）
W. Siripunvaraporn・S. Boonchaisuku（Mahidol Univ.）・Y. Ishihara・T. Kim（JAMSTEC）
K. Kawai（Univ.Tokyo）・N. Takeuchi・K. Miyakawa（ERI）

S02-P14　STS-1 型地震計のフィードバック回路の更新（その 3）

石原靖（JAMSTEC）

S02-P15　小天体内部構造探査のための能動型地震探査パッケージの開発と検討

石原吉明（JAXA 宇宙研）・川村太一（IPGP）・辻健（九州大）・小川和律（神戸大）
山田竜平（国立天文台 RISE）・小林泰三（福井大）・田中智（JAXA 宇宙研）・MMX-SEIS 検討チーム

S07. 地球及び惑星の深部構造と物性

S07-P01　DAC-GHz 音速測定法の開発

米田明（岡大惑星研）

S07-P02　2 次元円環状モデルを用いたスラブの挙動・形態に関する数値シミュレーション

土田真愛・亀山真典（愛媛大 GRC）

S07-P03　表面波二点法解析による位相・振幅比データを用いた北米大陸下の 3 次元 S 波速度構造

浜田広太・吉澤和範（北大理）

S07-P04　日本海大和海盆下の上部マントル構造

中東和夫（東京海洋大）・山下裕亮（京大・防災）・山田知朗・望月公廣・塩原肇・篠原雅尚（地震研）

S07-P05　ScS-S 走時差の補正について

田中聡（JAMSTEC）

S09. 地震活動

S09-P01　大地震後の地震活動の見通しに関する情報について

榊原良介（文部科学省）・橋本徹夫・中村浩二・鎌谷紀子・武田清史・石垣祐三・迫田浩司
菅ノ又淳一・川合亜紀夫・森田裕貴・廣田伸之（気象庁）・中村雅基・岩切一宏（文部科学省）

S09-P02　グローバルスケールでの重力の時間変化と背景地震活動度との関係

三井雄太（静大理）・山田京平（元・静大理）

S09-P03　DONET 波形による 2016 年 4 月 1 日三重県南東沖地震（MJ6.5）とその余震の相対位置関係

利根川貴志・中野優（JAMSTEC）

S09-P04　2016 年 4 月 1 日三重県南東沖地震（MJMA=6.5）の地震活動解析

中野優・神谷眞一郎・鈴木健介・尾鼻浩一郎・山下幹也・利根川貴志・仲西理子
堀高峰・小平秀一・荒木英一郎（JAMSTEC）・高橋成実（NIED, JAMSTEC）

S09-P05　DONET を用いた南海・東南海地震の震源域近傍の地震活動

鈴木健介・神谷眞一郎（JAMSTEC）・高橋成実（JAMSTEC・NIED）

S09-P06　沈み込む海嶺に影響された南海トラフ東部の浅部超低周波地震分布

藤亜希子・尾鼻浩一郎・荒木英一郎（海洋研究開発機構）

S09-P07　南西諸島北部の海溝軸付近で発生する浅部低周波微動について

山下裕亮（京大防災研）・八木原寛・平野舟一郎・小林励司・宮町宏樹・中尾茂・後藤和彦（鹿児島大）
馬越孝道（長崎大）・内田和也・松島健・清水洋（九大地震火山セ）・中東和夫（東京海洋大）
山田知朗・篠原雅尚（東大地震研）

S09-P08　南鳥島の広帯域地震観測データを使った震源位置の評価

田中昌之・勝間田明男・弘瀬冬樹・藤田健一（気象研）・石原靖（JAMSTEC）・竹内希（東大地震研）

S09-P09　海底地震観測データから推定される房総沖フィリピン海プレート上面深度
伊藤亜妃（JAMSTEC）・杉岡裕子（神戸大理）・尾鼻浩一郎・中野優・山本揚二朗・末次大輔（JAMSTEC）
中東和夫（東京海洋大）・篠原雅尚（ERI）・日野亮太（東北大理）

S09-P10　長期海底地震観測から得られた北海道・根室沖の大地震発生域周辺の地震活動
村井芳夫（北大理）・日野亮太（東北大理）・伊藤喜宏（京大防災研）
鈴木秀市（東北大理）・金田義行（名大）・東龍介（東北大理）

S09-P11　南西諸島北部の海域及び島嶼域における地震観測によるプレート境界面形状の推定（3）
八木原寛・平野舟一郎・小林励司・宮町宏樹・中尾茂・後藤和彦（鹿児島大）・馬越孝道（長崎大）
内田和也・松島健・清水洋（九州大）・中東和夫（東京海洋大）・山下裕亮（京大防災研）
阿部英二・池澤賢志・諏訪祥士・山田知朗・篠原雅尚（東大地震研）

S09-P12　トルコ・マルマラ海における自然地震観測
山本揚二朗・高橋成実（JAMSTEC）・Pinar Ali・Kalafat Dogan（ボガジチ大）・Citak Seckin（JAMSTEC）
Comoglu Mustafa・Polat Remzi・Turhan Fatih・Ogutcu Zafer・Suvarikli Murat・Cok Ozkan・Ozer Mehmet
Gurbuz Cemil・Tunc Suleyman（ボガジチ大）・Ozel Nurcan（CTBTO）・金田義行（香川大）

S09-P13　東日本で発生する中規模繰り返し地震の震源再決定
奥田貴・井出哲（東大理）・内田直希（東北大理）

S09-P14　前震検出のための適切な基準の設定方法　～ 2011 年 6 月 30 日長野県中部 M5.4 の地震を例に
豊本大・川方裕則・平野史朗（立命館大）・土井一生（京大防災研）

S09-P15　徳山ダムにおける微小地震観測（第 2 報）
曽田英揮・佐藤信光・花田弘幸（水資源機構）・三塚隆（地質計測）・片尾浩（京大防災研）

S09-P16　AS-net による青森県・北海道南西部の震源分布
野口科子・関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島浩・石田貴美子（振興会）

S09-P17　2016 年 6 月 16 日に発生した函館市南茅部付近の地震（M5.3）と余震活動
一柳昌義・高田真秀・高橋浩晃（北大地震火山セ）

S09-P18　気象庁地震カタログの改善－改善後の処理状況など－
髙濱聡・廣田伸之・山田尚幸・鎌谷紀子・橋本徹夫（気象庁）

S09-P19　自動震源を活用した地震活動の統計的特徴即時把握の試み
溜渕功史（気象研）

S09-P20　Source-Scanning-Algorithm 法を用いた地震波励起源の推定
山本麦・森脇健（気象庁）

S09-P21　Hi-net 自動処理震源を用いたリアルタイム余震確率予測
近江崇宏（東大生産研）・尾形良彦（統数研）・汐見勝彦（防災科研）
Bogdan Enescu（京都大）・澤崎郁（防災科研）・合原一幸（東大生産研）

S09-P22　時空間スムージングカーネル法を用いた平成 28 年熊本地震シーケンスの予測
大久保祐一・遠田晋次（東北大）

S09-P23　マグニチュード 6.0 以上を対象とした首都圏の地震発生予測モデルの条件探索
横井佐代子・鶴岡弘・平田直（東大地震研）

S09-P24　Focal Mechanisms and Seismicity in the Region of Induced Earthquakes of Song Tranh Dam, Vietnam
#Quoc Cuong Nguyen・James Mori（DPRI, Kyoto Univ.）

S09-P25　傾斜データに与える降水の影響
葛葉泰久・伊藤渚（三重大生物資源）・木村武志（防災科研）

S10. 活断層・歴史地震

S10-P01　九十九里地域における 1703 年元禄関東地震津波の到達点の検討
村岸純・五島朋子・佐竹健治（東大地震研）・矢田俊文（新潟大）

S10-P02　1707 年宝永地震翌朝の余震について

小林昭夫・弘瀬冬樹（気象研）・堀川晴央（産総研）・平田賢治（防災科研）・中西一郎（京大理）

S10-P03　安政東海地震による名古屋道徳前新田の津波被害

平井敬（名大環境）

S10-P04　安政元年南海地震に伴って同年大晦日に発生した余震の震源域と規模

堀川晴央（産総研）・中西一郎（京大理）

S10-P05　明治 22 年熊本地震を後世に伝えようとしていた資料

室谷智子（国立科学博物館）

S10-P06　地震直後に行われたアンケート調査の再検討による 1948 年福井地震（M7.1）の震度分布

原田智也・佐竹健治・古村孝志（東大地震研）・室谷智子（国立科学博物館）

S10-P07　房総半島南部における詳細 DEM を用いた離水段丘群の地形連続性の再評価

小森純希（東大理）・宍倉正展（産総研）・安藤亮輔（東大理）

S10-P08　中国地域の活断層の長期評価について

近藤久雄・高橋明日香・# 和田弘人（文科省）・地震調査委員会長期評価部会活断層分科会

S12. 岩石実験・地殻応力

S12-P01　地震性断層滑りに伴う炭質物の有機化学的変化：昇温速度の影響の実験的考察

金木俊也・廣野哲朗・土野池直哉・近藤忠（大阪大）

S12-P02　砂層地盤における弾性波高周波成分の透過実験

中山雅之・川方裕則・平野史朗（立命館大学）・土井一生（京大防災研）・高橋直樹（三井住友建設（株））

S15. 強震動・地震災害

S15-P01　過去を起点とした確率論的地震動予測地図と歴史地震による最大震度地図の比較

近藤利明・纐纈一起（東大地震研）

S15-P02　強震記録から求めた 2016 年熊本地震（Mj7.3）の運動学的震源モデル（その 2）

吉田邦一・宮腰研・染井一寛（地域地盤環境研）

S15-P03　九州の応力降下量から考察する別府－万年山断層帯の震源モデル化

三宅弘恵（東大）・吉見雅行（産総研）・安藤亮輔（東大）・竹村恵二（京大）

S15-P04　2014 年長野県北部の地震（Mj6.7）における広帯域地震動評価のための特性化震源モデル

倉橋奨・入倉孝次郎（愛工大）・宮腰研（地盤研）

S15-P05　2014 年長野県北部の地震（Mj6.7）の特性化震源モデルを用いた広帯域（0.1 ～ 20Hz）地震動評価

竹越美佳・高浜勉・松元康広（構造計画研究所）・宮腰研（地盤研）

S15-P06　1847 年善光寺地震の震源断層モデルの構築及び強震動シミュレーション

松島信一（京大防災研）・吾妻崇（産総研）・野澤貴（鹿島）・市村強（東大地震研）

S15-P07　強震動記録に基づく 2010 年 Darfield 地震（Mw7.1）の特性化震源モデルの構築

松元康広・高浜勉（構造計画研）・入倉孝次郎（愛知工大）

S15-P08　強震動生成領域におけるストレス・パラメータの深さ依存性に関する検討

宮腰研（地盤研）・入倉孝次郎（愛工大）・釜江克宏（京大原子炉）

S15-P09　有限差分法を用いた地表及び潜在断層地震における地震波動伝播シミュレーション

吉田昌平・香川敬生・野口竜也（鳥取大院工）

S15-P10　レプリカ交換モンテカルロ法を用いた首都圏地震動イメージング

加納将行・長尾大道・伊藤伸一（東大地震研）・石川大智（東大情報理工）

酒井慎一・中川茂樹・堀宗朗・平田直（東大地震研）

S15-P11　マルチスケール波形インバージョンによる南海トラフ付加体の三次元速度構造の推定

郭雨佳・纐纈一起（東大地震研）

S15-P12　実被害との対比に基づく木造建物の層剛性モデルの設定
飯山かほり・上野翔太・山崎義弘・# 盛川仁・坂田弘安・廣瀬壮一（東工大）・後藤浩之（京都大）

S15-P13　小規模高密度微動アレイ記録を用いた回転成分の推定
堀家正則（阪神コンサル）・羽田浩二（ニュージェック）

S15-P14　Determination of Earthquake Magnitude for Early Warning from Time-Dependence of P-Wave Amplitudes
#Shunta Noda（RTRI）・William L. Ellsworth（Stanford Univ.）

S15-P15　稍深発地震のためのオンサイト地震警報基準の検討
山村紀香・林能成（関西大社会安全）

S19. 地震一般・その他

S19-P01　深発地震に見られる初動極性異常の「非対称」な分布について
堀貞喜（防災科研）

S19-P02　長距離伝播水中音波記録でみる海底斜面効果
山田知朗（東大地震研）・ハララボスジオルジオス・ザンポーリマリオ（CTBTO）
ハーニーケビン（オアシス社）

S19-P03　中国江蘇省東海深さ 5000m ボアホールにおける地震観測と研究
徐紀人・趙志新（中国地質科学院）・# 石川有三（産総研）・尾池和夫（京都造形芸術大）

10 月 6 日（木）17：00 ～ 18：30　ポスター会場（イベントホール）

ポスターセッション
S03. 地殻変動・GNSS・重力 , S06. 地殻構造 , S08. 地震発生の物理 , S13. 地球化学・地下水 , S17. 津波

S03. 地殻変動・GNSS・重力

S03-P01　重力で地震発生を捉える（3）―重力変化と重力勾配変化の理論記象のモーメントテンソル表現―
木村将也・亀伸樹（東大地震研）

S03-P02　3 軸精密可動台を用いたキネマティック GNSS 測位精度評価
今野美冴・太田雄策（東北大院理）・木戸元之・本荘千枝（東北大災害研）

S03-P03　全地球規模でのプレート運動速度のクラスタリングへの試み－角速度空間における定式化－
岡崎智久・高橋温志（京大理）

S03-P04　海底観測によるヒクランギ沈み込み帯で発生するスロースリップイベントの検出
村本智也・伊藤喜宏（京大防災研）・稲津大祐（東京海洋大学）・日野亮太・鈴木秀市（東北大理）
Stuart Henrys・Stephen Bannister・Laura Wallace（GNS Science）

S03-P05　Lithosphere-Asthenosphere Rheology Model based on Postseismic Deformation following the 2012 Indian Ocean Earthquake
#Cecep Pratama・Takeo Ito・Ryohei Sasajima（Nagoya Univ.）・Takao Tabei（Kochi Univ.）

S03-P06　東北日本の巨大地震サイクルモデル：地学的―測地学的上下変動の矛盾について
橋間昭徳（東大地震研）・佐藤利典（千葉大理）

S03-P07　東海地域の長期的ゆっくりすべりの推移
宮岡一樹（気象研）・木村久夫（気象庁）

S03-P08　ひずみ計による長期的ゆっくりすべりの観測
木村久夫・舟越実（気象庁）・宮岡一樹（気象研）

S03-P09　南海トラフ沿い長期的スロースリップの客観的検知
小林昭夫（気象研）・木村一洋（気象庁）

S03-P10　2013 年以降の南海トラフ沿いの非定常地殻変動

小沢慎三郎、矢来博司（国土地理院）

S03-P11　1944 年及び 1946 年の南海トラフ地震の余効変動から推定した粘弾性構造

大間俊樹（新日鉄）・# 伊藤武男（名大環）

S03-P12　四国地方の遷移領域における固着速度と微動発生レート

落唯史・武田直人（産総研）

S03-P13　傾斜・ひずみデータの統合解析による四国地域の短期的スロースリップイベントのすべり分布推定

木村武志（防災科研）・板場智史（産総研）・松澤孝紀・木村尚紀（防災科研）

S03-P14　箱根火山活動時の GNSS 地殻変動とその圧力源モデルの推定

原田昌武・道家涼介・板寺一洋・里村幹夫（温地研）

S03-P15　ALOS-2/PALSAR-2 データによる箱根火山 2015 年水蒸気噴火に伴う地殻変動

道家涼介・原田昌武・本多亮・行竹洋平・萬年一剛・竹中潤（温地研）

S06. 地殻構造

S06-P01　レシーバ関数解析から推定された日本列島の地殻・最上部マントル構造

五十嵐俊博・飯高隆（東大地震研）

S06-P02　陸海統合データを用いた海域下の地震波速度構造の推定に向けて

松原誠（防災科研）

S06-P03　北海道内浦湾下の地震波速度構造

椎名高裕・高橋浩晃（北大理）

S06-P04　東北地方における P 波異方性トモグラフィー

山下慧・趙大鵬・豊国源知（東北大予知セ）

S06-P05　日本海溝軸近傍で得られた高分解能反射法データに対する重合後深度マイグレーションの適用

中村恭之・小平秀一・三浦誠一・山下幹也・藤江剛・尾鼻浩一郎（JAMSTEC）

S06-P06　エアガンー海底地震計探査による日本海溝アウターライズ東麓における海洋性地殻の構造

大友周平・東龍介・日野亮太（東北大理）・藤江剛・小平秀一（JAMSTEC）

S06-P07　長岡地域における震源分布と速度構造（その 2）

関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博（地震予知振興会）

S06-P08　新潟ー神戸歪集中帯北東部の coda Q の空間分布から推定される歪集中帯の成因

道場正伸・平松良浩（金沢大学）

S06-P09　房総沖スロースリップイベント周辺域の速度構造

河野昭博・佐藤利典（千葉大・理）・篠原雅尚・望月公廣・山田知朗（東大地震研）
植平賢司・眞保敬（防災科研）・町田祐弥（JAMSTEC）・日野亮太・東龍介（東北大・理）

S06-P10　位相差スペクトルを用いて推定した異方性構造の特徴について

本多亮・行竹洋平（温地研）・酒井慎一・森田裕一（東大地震研）

S06-P11　レシーバ関数のインバージョン解析から推定した富士山下の S 波速度構造

木下佐和子（産業技術総合研究所）・西田究・五十嵐俊博・青木陽介・武尾実（東大地震研）
上田英樹（防災科研）

S06-P12　弾性波アクロスによる P 波および S 波速度変化観測から推定される地下坑道閉鎖に伴う地下水とクラックの挙動

國友孝洋（名大・東濃地震研）・山岡耕春・渡辺俊樹（名大）・浅井康広・石井紘（東濃地震研）

S06-P13　PL 波の観測される地域の推定

村上理・石井紘・浅井康広（東濃地震研）

S06-P14　地表散乱波に対する地震波干渉法解析を通じた稠密反射記録の再構築による地殻構造イメージング

阿部進（石油資源開発（株））・清水英彦・東中基倫（地球科学総合研）
岩崎貴哉・飯高隆・蔵下英司・佐藤比呂志（東大地震研）

S06-P15　地震波干渉法による 2006 年紀伊半島東部構造探査の再解析

岩崎貴哉・飯高隆・蔵下英司（東大地震研）・阿部進（石油資源開発）
横田健・東中基倫（地球科学総合研）・片尾浩（京大防災研）・仲西理子（JAMSTEC）・金田義行（香川大）

S06-P16　山陰地方の下部地殻における 3 次元地震波速度構造

津田寛大・飯尾能久・澁谷拓郎（京大防災研）

S06-P17　四国沖フィリピン海プレートの構造不均質

仲西理子・山下幹也・山本揚二朗・藤江剛・三浦誠一・小平秀一（JAMSTEC）・金田義行（香川大）

S06-P18　アクロスを用いた桜島での 2015 年 8 月 15 日マグマ貫入イベントに伴う伝達関数の変化

渡邊将史・山岡耕春・前田裕太・國友孝洋（名大）・宮町宏樹・八木原寛（鹿大）
生田領野（静大）・為栗健・井口正人（京大）・清水洋（九大）

S06-P19　沖縄トラフ北端部における地殻構造

岡田千明・西澤あずさ・金田謙太郎・及川光弘・堀内大嗣・藤岡ゆかり（海上保安庁海洋情報部）

S06-P20　南西諸島の広帯域地震波形データを用いた S-wavevector レシーバ関数解析

村越匠（防衛大）・竹中博士・小松正直（岡山大）・山田伸之（福岡教育大）

S06-P21　オントンジャワ海台の Vp/Vs 構造

三浦誠一・藤江剛・白井太朗・野口直人・小平秀一（JAMSTEC）・コフィン－ミラード（タスマニア大学）
カワグル－サイモン（Univ_PNG）・ヴェラヴ－ロナルド（MRA_PNG）

S06-P22　The Lord Howe Rise: newly-acquired multi-channel and wide-angle seismic data to study an enigmatic continental ribbon

#Flora Gallais・Shuichi Kodaira・Seiichi Miura・Gou Fujie・Yasuhiro Yamada・Saneatsu Saito
Kazuya Shiraishi・Brian Boston・Yasuyuki Nakamura（JAMSTEC, Japan）
Ron Hackney・Scott Nichol・George Bernardel・C. Mitchell（Geoscience Australia, Canberra, Australia）
IODP 871-CCP Proponent Team・KR16-05 Scientists.

S08. 地震発生の物理

S08-P01　2016 年 4 月 1 日三重県南東沖の地震の震源過程

小林励司（鹿大理工）・荒木英一郎（JAMSTEC）

S08-P02　三重県南東沖の海溝軸付近で発生する低周波地震活動について

案浦理・橋本徹夫・鎌谷紀子（気象庁地震火山部地震予知情報課）

S08-P03　紀伊半島南東沖の地震（2016 年 4 月 1 日 , M6.5）が南海トラフ巨大地震に与える影響評価

弘瀬冬樹・前田憲二・藤田健一（気象研）

S08-P04　熊野海盆下の南海トラフ地震震源域のバリア領域仮説

兵藤守・堀高峰（JAMSTEC）

S08-P05　三陸沖から房総沖にかけての準動的地震発生サイクルシミュレーション（その 2）

藤田健一・弘瀬冬樹・前田憲二（気象研）

S08-P06　2011 年東北地方太平洋沖地震の余効変動の物理モデル

福田淳一（東大地震研）・Kaj M. Johnson（Indiana Univ.）

S08-P07　潮汐を考慮した四国地域における短期的スロースリップイベントの数値シミュレーション

松澤孝紀（防災科研）・田中愛幸（東大地震研）・芝崎文一郎（建築研）

S08-P08　南海トラフ沈み込み帯におけるスロースリップイベント～歪計による分析～

菊地淳仁・井出哲（東大理）・松本則夫（産総研）

S08-P09　西南日本下のプレート境界遷移領域における平均すべり速度の再推定

大工草見子・平松良浩（金沢大）・松澤孝紀（防災科研）

S08-P10　浅部超低周波地震の CMT 解とその安定性

竹尾明子・前田拓人・小原一成（東大地震研）

S08-P11　地震・超低周波地震の長周期 / 短周期エネルギー比とその分布

浅野陽一・松澤孝紀（防災科研）

S08-P12　東北沖地震で誘発された山形 – 福島県境群発地震の震源域における応力降下量および b 値の時間変化と摩擦強度

吉田圭佑・齊藤竜彦・浅野陽一（防災科研）・長谷川昭（東北大予知セ）

S08-P13　応力場の時間変化に基づく御嶽火山のモニタリング

寺川寿子・山中佳子・前田裕太・堀川信一郎・松廣健二郎・奥田隆（名大環境）

S08-P14　2009 年箱根群発地震における応力降下量の時空間分布と地震発生メカニズム

藤岡実悠・金亜伊（横浜市大）・行竹洋平（温地研）

S08-P15　2011 年に観測された黒部湖周辺における地殻構造変化と活発化した地震活動の関係

佐藤和悦・金亜伊（横浜市大）・大見士朗（京大防災研）

S08-P16　Spatio-temporal foreshocks distribution of the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on the OBS observation

#Debebe Kifle Atnafu・Ryota Hino・Yusaku Ohta・Ryosuke Azuma（Tohoku Univ.）
Masanao Shinohara（ERI）・Yoshihiro Ito（DPRI）

S08-P17　大型二軸摩擦実験において観察された前震の特徴

山下太・福山英一・徐世慶・（防災科研）・川方裕則（立命館大）・溝口一生（電中研）・滝沢茂（防災科研）

S08-P18　2 次元動的破壊問題で必要となる XBIEM 核関数の全導出

日下部哲也（東大地震研）・亀伸樹（東大地震研）

S13. 地球化学・地下水

S13-P01　昭和南海地震の際の熊本県での温泉異常

加納靖之（京大防災研）

S17. 津波

S17-P01　1741 年渡島大島の津波への簡易予測式の適用性について

中田健嗣・勝間田明男・小林昭夫（気象研）

S17-P02　1741 年渡島大島山体崩壊に伴う津波

伊尾木圭衣（産総研）・谷岡勇市郎（北大）
川上源太郎・加瀬善洋・仁科健二・廣瀬亘・石丸聡（道総研地質研）・柳澤英明（東北学院大）

S17-P03　北陸沖海域の活断層による日本海沿岸部の津波高

#Aditya Riadi Gusman・佐竹健治（東大地震研）・宝谷智子（国立科学博物館）・石辺岳男（地震予知振興会）

S17-P04　Tsunami inversion for sea surface displacement using far-field DART data of the 2011 Tohoku earthquake

#Tungcheng Ho・Kenji Satake（ERI, Univ. of Tokyo）

S17-P05　相模トラフ沿いで発生する地震による確率論的津波ハザード評価

阿部雄太・是永眞理子・秋山伸一（CTC）・松山尚典（応用地質）
村田泰洋（国際航業）・平田賢治・藤原広行（防災科研）

S17-P06　相模トラフを対象とした確率論的津波ハザード評価のための津波予測解析

齊藤龍（国際航業）・鬼頭直（応用地質）・橋本紀彦（CTC）
村田泰洋・井上拓也・高山淳平・村嶋陽一（国際航業）・松山尚典（応用地質）
秋山伸一（CTC）・中村洋光・平田賢治・藤原広行（防災科研）

S17-P07　南海トラフ巨大地震による津波の東京湾と相模湾における波形類似性

大石裕介（富士通研）・古村孝志（東大地震研）・今村文彦・山下啓（東北大災害研）
菅原大助（ふじのくに地球環境史ミュージアム）

S17-P08　局所細分化適合格子を用いた津波シミュレーション

前田宜浩・青井真・岩城麻子（防災科研）・早川俊彦（三菱スペース・ソフトウェア）

S17-P09　津波数値計算に基づく沖合から沿岸への津波高増幅率の周波数特性の推定

対馬弘晃（気象研）

S17-P10　津波ハザードステーション（仮称）の開発

中村洋光・藤原広行・大角恒雄・平田賢治・森川信之・河合伸一（防災科研）

S17-P11　津波避難完了率予測手法のための地域特性の抽出

髙橋郁夫・# 藤原広行・中村洋光（防災科研）・時実良典・小丸安史・若浦雅嗣・清水智（応用 RMS）
早川譲（応用地質）

S17-P12　津波シミュレーション結果からの特徴抽出

山本剛靖（気象研）

10 月 7 日（金）10：45 ～ 12：15　ポスター会場（イベントホール）

ポスターセッション
S01. 地震の理論・解析法 , S04. テクトニクス , S14. 地震予知・予測 , S16. 地盤構造・地盤震動 , S18. 地震教育・地震学史 , S21.2016 年熊本地震および関連する地殻活動

S01. 地震の理論・解析法

S01-P01　地震波速度変化に対するコーダ波のベクトル感度カーネルの定式化：3 次元 1 次等方散乱の場合

中原恒・江本賢太郎（東北大・理）

S01-P02　西南日本の地殻内における内部減衰と散乱減衰の推定　-3 次元地震動シミュレーションによる検討 -

小林学（横浜市大）・武村俊介（防災科研）・吉本和生（横浜市大）

S01-P03　地震活動域の能動監視のための自然地震と規則的人工シグナルの分離

前田裕太・山岡耕春・渡辺俊樹（名大）

S01-P04　地震波干渉法と地震波勾配法による任意地点間のグリーン関数抽出：数値実験による検証

前田拓人・西田究（東大地震研）

S01-P05　常時微動を用いた地震波干渉法によるスロースリップに伴う地震波速度変化の検出の試み

植村美優（京大院理）・伊藤喜宏・太田和晃（京大防災研）・日野亮太（東北大理）・篠原雅尚（東大地震研）

S01-P06　ウェーブレット解析による火山下の深部低周波地震のスペクトル構造

鵜川元雄（日大文理）

S01-P07　リソスフェア内のランダム不均質性とみかけの鉛直異方性：表面波位相速度への影響

吉澤和範（北大理）

S04. テクトニクス

S04-P01　海陸統合地震観測データから見る 2011 年東北沖地震震源域における地震発生前後の b 値の時空間変化

仲谷幸浩・望月公廣・篠原雅尚・山田知朗・塩原肇（東大地震研）・日野亮太・東龍介（東北大）
伊藤喜宏（京大防災研）・村井芳夫（北大）・佐藤利典（千葉大）・植平賢司・眞保敬・平田賢治（防災科研）
八木原寛（鹿大）・小平秀一・尾鼻浩一郎・町田祐弥（JAMSTEC）・対馬弘晃（気象研）

S04-P02　近地津波および遠地地震波による 2012 年東北沖スラブ内地震（Mw 7.2）の破壊過程

久保田達矢・日野亮太・太田雄策・鈴木秀市（東北大理）・稲津大祐（東大海洋ア）

S04-P03　プレート境界断層の平均応力降下量を拘束条件とした 1703 年元禄関東地震の滑り分布の推定：海底面形状の効果

小森純希・安藤亮輔（東大理）・宍倉正展（産総研）

S04-P04　沈み込み帯における流体の 3 次元的な移動によるスロースリップの空間変化

森重学（京大地熱研）・Peter E. van Keken（カーネギー研究所）

S04-P05　ダイク貫入に伴う Rift-parallel motion: 2005-2010 年エチオピア・Afar

姫松裕志（北大理）・古屋正人（北大理）

S04-P06　富士山、なぜそこにあるのか

橋場明（個人）

S14. 地震予知・予測

S14-P01　日本海溝地域における地震発生予測の試み—2011 年東北地方太平洋沖地震前後で検証—

中田令子・兵藤守・堀高峰（JAMSTEC）

S14-P02　確率予測の採点式「拡張ブライアスコア」とその適用例

林豊（気象研）

S14-P03　最大瞬間風速からの地震予知（11）　—三重県南東沖地震の予知—

猿渡隆夫（なし）

S14-P04　AI が、前兆現象で地震を予知する

河野順一（コモンブリッジ株式会社）

S16. 地盤構造・地盤震動

S16-P01　関東堆積盆地における長周期地震動の震央方位特性

鍛治川謙吾（横浜市大）・武村俊介（防災科研）・吉本和生（横浜市大）

S16-P02　関東平野南部における長周期地震動シミュレーション：東京湾とその周辺の 3 次元地盤構造モデルの検討

増田啓・鍛治川謙吾・吉本和生（横浜市大）・武村俊介（防災科研）

S16-P03　大崎市古川地区における 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震記録を用いた地震動分布の簡易推定

盛川仁・飯山かほり（東工大土木）・後藤浩之（京大防災研）

S16-P04　東北地方太平洋沖地震および福島県浜通り地震による地震波速度の経年変化

磯野卓也（茨大院・理工）・山田卓司・河原純（茨大・理）

S16-P05　2011 年東北地方太平洋沖地震による宮城県内の地震波速度変化：Hi-net 連続波形の自己相関による推定

沼澤雄也（茨大院理工）・山田卓司・河原純（茨大理）

S16-P06　地震波干渉法による浅部地盤の平均 Qs 値構造の推定

赤澤隆士（地盤研究財団）・入倉孝次郎（愛工大）

S16-P07　二つの最尤法を用いた f-k スペクトルによる水平成分位相速度の比較

土田琴世・堀家正則・伊藤信一（阪神コンサルタンツ）・羽田浩二（ニュージェック）

S16-P08　横須賀市北部における常時微動観測

前田直樹（関東学院大理工）・浦谷優樹（関東学院大院工）

S16-P09　福岡市東区志賀島－西戸崎間の地盤震動特性

山田伸之（福岡教育大学）

S16-P10　微動および地中レーダー探査による鹿野断層の地盤構造の把握

野口竜也・上野太士・香川敬生・西田良平・吉田昌平（鳥取大）

S16-P11　鳥取県の強震観測点におけるレシーバー関数による地盤構造の同定

野口竜也（鳥取大）・西川隼人（舞鶴高専）・吉田昌平・香川敬生（鳥取大）

S16-P12　レシーバ関数を用いた京都盆地の地震基盤深度の推定

下村智也・浅野公之・岩田知孝（京大防災研）

S16-P13　和歌山城近傍を横切る P 波反射法地震探査

上林宏敏・釜江克宏（京大原子炉）・山田浩二（阪神コンサル）・岩田知孝（京大防災研）

S18. 地震教育・地震学史

S18-P01　高校生の地震研究を学校防災アドバイザーで活用する試み

岡本拓夫（福井高専）・斉川清一（福井県教育研）

S18-P02　地球物理学者による社会貢献の一形態～国土科学と住み込み研究～

林能成（関西大社会安全）

S18-P03　埼玉県春日部市に残る 1923 年関東地震の記録

荒井賢一・小林優介・竹原輝・高木駿・山浦照良・安倍聡志・北廣創史（栄東中学・高校）

S21.2016 年熊本地震および関連する地殻活動

S21-P01　経験的グリーン関数法による 2016 年熊本地震の本震および前震の震源モデル

芝良昭（電中研）

S21-P02　経験的グリーン関数法に基づく熊本地震の強震動生成域の推定

佐藤智美（清水建設）

S21-P03　強震波形を用いた 2016 年熊本地震の震源過程解析　～ M6 以上の 3 地震の解析結果～

引間和人（東京電力 HD）

S21-P04　2016 年熊本地震の動的破壊伝播シミュレーション

浦田優美・吉田圭佑・福山英一（防災科研）

S21-P05　2016 年熊本地震での益城町の強い断層平行地動について

宮武隆（東大地震研）

S21-P06　経験的グリーン関数法を用いた 2016 年熊本地震の地震動シミュレーション

染井一寛・宮腰研・吉田邦一（地盤研）

S21-P07　臨時・定常強震観測点を用いた 2016 年熊本地震の広帯域地震動シミュレーション

三宅弘恵（東大）・地元孝輔・山中浩明（東工大）・津野靖士・是永将宏（鉄道総研）
山田伸之（福教大）・松島健（九大）・宮川幸治（東大）

S21-P08　減衰構造を取り入れた揺れから揺れの即時予測の試み：2016 年熊本地震

小木曽仁・干場充之（気象研）・志藤あずさ・松本聡（九大地震火山セ）

S21-P09　2016 年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査（その 2）

金田惇平・久田嘉章・寺本彩乃（工学院大学）

S21-P10　空中写真判読による熊本地震前震の益城町の建物被害推定

中村洋光・門馬直一・藤原広行・佐伯琢磨（防災科研）

S21-P11　2016 年熊本地震における益城町での被害メカニズムの解明：その 1 建物被害調査

山田真澄・Jim Mori・坂上啓（京大防災研）・林田拓己（建研）
山田雅行・羽田浩二・藤野義範・深津宗祐・西原栄子・大内徹・藤井章男（ニュージェック）

S21-P12　2016 年熊本地震における益城町での被害メカニズムの解明：その 2 常時微動観測結果

山田雅行（ニュージェック）・山田真澄・Jim Mori・坂上啓（京都大）・林田拓己（建研）
羽田浩二・藤野義範・深津宗祐・西原栄子・大内徹・藤井章男（ニュージェック）

S21-P13　2016 年熊本地震における益城町での被害メカニズムの解明：その 3 余震観測

林田拓巳（建研）・山田真澄・Jim Mori・坂上啓（京都大）
山田雅行・羽田浩二・藤野義範・深津宗祐・西原栄子・大内徹・藤井章男（ニュージェック）

S21-P14　熊本地震における地表断層ごく近傍の強震動調査（その 1：南阿蘇村河陽地区）

はお憲生・内藤昌平（防災科研）・吾妻崇（産総研）

S21-P15　熊本地震における地表断層ごく近傍の強震動調査（その 2：益城地区）

内藤昌平・はお憲生（防災科研）・吾妻崇（産総研）

S21-P16　2016 年熊本地震で被災した益城町中心部における南北測線の微動特性

香川敬生・上野太士・吉田昌平（鳥取大院工）

S21-P17　KiK-net 益城サイトの非線形地盤応答特性

後藤浩之（京大防災研）・秦吉弥（阪大工）・吉見雅行（産総研）・吉田望（東北学大工）

S21-P18　2016 年熊本地震の被害地域における臨時強震観測の余震記録の分析

地元孝輔・山中浩明（東工大）・津野靖士・是永将宏・岡本京祐（鉄道総研）
三宅弘恵（東大）・山田伸之（福教大）

S21-P19　熊本平野南北測線での 2016 年熊本地震の余震観測と地震動特性評価

是永将宏・津野靖士・岡本京祐（鉄道総研）・山中浩明・地元孝輔（東工大総合理）・松島健（九大島原）

S21-P20　平成 28 年（2016 年）熊本地震に伴う阿蘇谷北西部における亀裂の分布と成因　－特異な地震波形記録との関連－

土井一生・釜井俊孝（京大防災研）・村尾英彦（村尾地研）・久保久彦（防災科研）

S21-P21　平成 28 年熊本地震の液状化被害

＃先名重樹（防災科研）・若松加寿江（関東学院大学）・小澤京子・藤原広行（防災科研）

S21-P22　2016 年熊本地震の際に観測された長周期地震動と石油タンクのスロッシング

＃畑山健・西晴樹・徳武皓也（消防研）・座間信作（横国大）

S21-P23　2016 年熊本地震の断層ごく近傍長周期地震動

＃古村孝志（東大地震研）

S21-P24　Effect of radiation pattern on long-period ground motion intensity from the 2016, Mw 7.1 Kumamoto earthquake

#Yadab P. Dhakal・Wataru Suzuki・Takeshi Kimura・Takashi Kunugi・Shin Aoi（NIED）

S21-P25　2016 年熊本地震震源域における稠密余震観測

＃蔵下英司・酒井慎一・加藤愛太郎・飯高隆・岩崎貴哉・平田直（東大地震研）

2016 年熊本地震合同地震観測グループ

S21-P26　稠密観測データによって再決定された余震分布から推定される平成 28 年（2016 年）熊本地震の断層構造

＃山下裕亮（京大防災研）・松本聡・中元真美（九大地震火山セ）・宮崎真大（京大防災研）

松島健・清水洋（九大地震火山セ）・飯尾能久（京大防災研）・2016 年熊本地震合同地震観測グループ

S21-P27　震源の 4 次元可視化ツール開発　～熊本地震の理解を深める教育教材として～

＃庄司真史・小林佑介（㈱ライブアース）・河合研志（東大理）

S21-P28　2016 年熊本地震震源域の 3 次元地震波速度構造

＃志藤あずさ・松本聡・清水洋（九大地震火山セ）・2016 年熊本地震合同地震観測グループ

S21-P29　2016 年熊本地震震源域のＰ波とＳ波トモグラフィー

＃山下慧・趙大鵬・豊国源知（東北大予知セ）

S21-P30　2016 年熊本地震前後における地震波速度構造変化

＃上野友岳・齊藤竜彦・澤崎郁・汐見勝彦（防災科研）

S21-P31　2016 年熊本地震の活動と静的応力変化

＃田中佐千子・浅野陽一（防災科研）

S21-P32　2016 年熊本地震の前兆的活動（潮汐相関）の調査

＃弘瀬冬樹・前田憲二（気象研）

S21-P33　ALOS-2 による 2016 年熊本地震に伴う様々な地表変位の詳細な計測

＃森下遊・藤原智・矢来博司・小林知勝・中埜貴元（国土地理院）

S21-P34　ALOS-2 による 2016 年熊本地震に伴う非造構性地表変位の詳細　－主に阿蘇谷での変位－

＃藤原智・森下遊・矢来博司・小林知勝・中埜貴元（国土地理院）

S21-P35　SAR ピクセルオフセット解析で見る 2016 年熊本地震に伴う大規模変位

＃小林知勝（国土地理院）

S21-P36　2016 年熊本地震に伴う地表地震断層とその特徴

＃白濱吉起・吉見雅行・粟田泰夫・丸山正・吾妻崇・宮下由香里（AIST）・森宏（信州大）

今西和俊・武田直人・落唯史・大坪誠・朝比奈大輔・宮川歩夢（AIST）

S21-P37　2016 年熊本地震の余効変動

＃矢来博司・小林知勝・川元智司・宗包浩志（国土地理院）

S21-P38　1 Hz キネマティック GNSS 解析にもとづく 2016 年熊本地震による動的ひずみ場の特徴

＃太田雄策（東北大院理）・大園真子・高橋浩晃（北大院理）・日野亮太（東北大院理）

S21-P39　744 年天平肥後地震と 869 年貞観肥後風水災について

＃石橋克彦（神戸大名誉教授）・原田智也（東大地震研）

S21-P40　陸海統合 3 次元構造モデルにもとづく 2016 年薩摩半島西方沖地震のシミュレーション

＃岡元太郎（東工大）・竹中博士（岡山大）・中村武史（防災科技研）

センチュリーホール

S20－01

短周期地震波動論に基づく新たな地下構造および震源過程モニタリング手法の開発

#澤崎郁（防災科研）

Time-lapse monitoring of subsurface structure and earthquake source process based on the analysis of short period seismograms

#Kaoru Sawazaki (NIED)

約１秒よりも短周期の地震波は、伝播の途中で複雑な地下構造による散乱や減衰を受けるため、ランダム性に富む波動場として観測される。この短周期の波動場は地下で生じる現象に関する情報を豊富に持っているが、決定論的なアプローチで取り扱うことが難しいため､その解析や解釈には確率･統計的なアプローチを要する。逆に言えば、確率・統計的なアプローチを通じて、これまでに得られたことのない地下構造や震源過程に関する情報を取り出すことができる。本講演では、短周期地震動のモニタリングにより得られた知見の例として、大地震に伴う地下の地震波速度変化の検出と、地震直後からの余震による高周波エネルギー輻射量の推定に関する近年の成果を紹介する。

＜地震波速度変化の検出＞

大地震の直後に地震波速度が低下することは古くから知られているが、地震波干渉法をはじめとする、ランダムな波動場の性質を利用した速度変化の常時モニタリングが行われるようになったのは、最近 10 年程のことである。この手法は、日本のように高密度な地震観測網が敷設されている地域において特に有効であり、近年では大地震が発生するたびに速度変化を検出した事例が報告されるようになった。大地震に伴う地震波速度変化の原因としては、主として強震動と地殻変動、そして断層面近傍の破砕が考えられる。KiK-net の鉛直地震計ペア記録の解析からは、地表から地下数百 m 深までの S 波速度低下率が数%におよび、その大きさが地震動の強さと相関を持つことが報告されている。また、低下した地震波速度は経過時間の対数に比例して数カ月から数年をかけて回復し、その振る舞いが岩石実験において注目されているスローダイナミクス現象と共通していることも報告されている。一方で、地震波干渉法と差分法に基づく地震波動場計算とを併用した近年の研究によれば、速度低下は地下数百 m より深い場所でも生じているが、その大きさは浅部よりも有意に小さい。深部での速度変化については地殻変動による静的歪変化の寄与が大きいと考えられるが、有限歪弾性論に基づき、岩石実験で得られている感度を用いて地殻変動に伴う速度変化を計算すると、2011 年東北地震においてさえ、速度低下率は 0.1%未満であることが報告されている。これらの研究から、地震時の速度低下においては強震動が大きく寄与し、とりわけ表層付近でその影響が強いことが示唆される。今後は、断層面近傍の破砕による速度変化を検出するために、波動場のセンシティビティを考慮した解析手法の開発が必要である。また、地震波速度のみならず、減衰構造、短波長不均質構造、異方性の変化などについてもモニタリングを行い、測地学的、地質学的なデータも加えた多方面の観測・解析から、地下構造変化のメカニズムについて理解を深めることも重要である。

＜余震による高周波エネルギー輻射推定＞

大地震の直後に続発する余震は、波形同士が地震記録上で重なり合ったりコーダ波に埋もれたりして､通常の震源決定法では検知できない場合が多い｡このことが、余震活動を早期に把握する上での障害となっている。一方で、Hi-net に代表される連続地震観測網は大地震直後に続発する地震からの波を明瞭に捉えているため、この連続記録を利用して、通常の震源決定法とは異なるアプローチで余震活動を早期に把握することができる。高周波の地震波形記録の 2 乗振幅エンベロープは、震源からのエネルギー輻射とエネルギー伝播過程の畳み込みで表現できる。そのため、観測された地震波形エンベロープを用いてエネルギー輻射量を推定する逆問題を解くことにより、震源からのエネルギー輻射の時空間変化を推定することができる。この手法を本震のみならず続発する余震にも延長して適用することで、エネルギー輻射の時空間変化を連続的にモニタリングすることができる。通常の震源決定法とは異なり、この手法では本震直後のいわゆるイベントの検知漏れは理論上存在しないため、これまで解析が困難であった本震直後の余震活動の実態を早期に把握できるようになった。これまでに数個の本震・余震記録にこの手法を適用した結果、経過時間のべき乗に反比例してエネルギー輻射率が減衰する様子などを捉えることができた。今後は、本震・余震によるエネルギー輻射の推移を余震発生予測に活かすための研究を進める予定である。また、余震のみならず、火山性や非火山性の微動などの位相が不明瞭な振動現象によるエネルギー輻射推定にも、この手法を活用できる余地があると考えられる。

謝辞：以上の研究は全て、防災科学技術研究所、気象庁、国土地理院等の関係諸機関による地震観測記録および測地記録に基づくものです。記して深く感謝申し上げます。

S20－02

断層力学・モデリングに基づく震源過程の多面的研究

#三井雄太（静大理）

Source processes based on fault mechanics and modeling

#Yuta Mitsui (Sci., Shizuoka Univ.)

研究対象としての地震の面白さには、[1]複雑な現象に物理学を応用する(一般性から) [2]地質学的知見を補強する(ローカルから)　の２つの側面がある。

[1] 一般性から

[1－A]

瞬時に生じる破壊には、電気的中性を一時的に破る効果がある。これに付随する電磁気的現象が、実際の地震の際に明確に捉えられた例は(おそらく)無いが、実験室の中では別である(例. Brady and Rowell, 1986)。

三井(2006)では、円柱状の岩石試料の破壊時に生じる発光現象をデジタルカメラで捉えた。この方法では、現象の空間分布を捉えることができ、かつ、限定的にではあるが光の波長情報も得られる。結果として、圧電現象を生じる石英結晶を多く含む花崗岩の破壊時に明瞭に発光が捉えられること、カメラ上で赤系と青系の二種類の発光色があることがわかった(Kato et al., 2010)。なお面白いのは、花崗岩の表面の石英を避けるように光が分布することである。石英結晶単体の破壊に伴う発光(三井・柳谷, 2012)との比較も面白い。

[1－B]

断層の固着－すべり問題では、摩擦構成則・(粘)弾性的ロードの２種類のモデルを組み合わせ、逐次的に数値解を導出する。速度・状態依存摩擦則と、定常すべり速度からのすべり欠損によりロードをかけるモデルとの組み合わせ(Tse and Rice (1986)の発展版)が標準的となっている。

当然、固着－すべりの挙動は、仮定する摩擦則に強く依存している。摩擦係数の変化を速度・状態依存則で近似することを認めるとしても、間隙流体圧の変化は別個のプロセスであり、これを考慮すると当然、速度・状態依存摩擦則のコントロールパラメータ(a, b, L)とは別個に、透水率などの物性パラメータへ強く依存した断層挙動が生じる(Mitsui and Hirahara, 2009a; Mitsui and Hirahara, 2009b; Mitsui et al., 2012a; 三井・平原, 2014)。

このような方向性は、多様性を排して地殻変動の予測値を提示していく、というテーゼに対しては逆行している。しかし、講演者の見るところでは、地震現象の力学面に関しては、「地震でなくとも断層がゆっくりすべることがある」という以上の科学的コンセンサスが得られているとは言い難く、多様性を排すという段階にはない。多様な中で「まずあり得ない」ことがあるならば、それを記載していくという作業が１つの面白さになるかもしれない。

[1－C]

断層のゆっくりすべりの中でも、自発的なSSEについては、規模の大きいものほどすべり速度が小さい、というスケーリング則が提示されている(Meade and Loveless, 2009)。一方、Mitsui and Heki (2013)は、地震の停止直後から応力集中によって駆動されるアフタースリップでは、地震の規模が大きいほどすべり速度は大きくなる(データは不十分だが、$\propto {M_0}^{2/3}$ 程度)こと、2011年東北地震直後の最速すべり速度が 0.1mm/s 程度であることを示した。

[2] ローカルから

[2－A]

869年・2011年と、宮城県はるか沖で少なくとも２度、巨大地震が起こった。過去の869年の地震の規模については、不確定性こそ大きいが、2011年のもの(M9)より一回り小さめに推定される傾向がある。

2011年時の日本海溝際での50m超のすべりの原因を、僅かな応力状態の違いによって大々的に生じる間隙流体のTPのためと考えるならば、TPが生じなかった場合に最大でも20m以下のすべりの地震で収まり得る(Mitsui et al., 2012b)。大雑把には「地震の繰り返し」でも、実現象としては相当の揺らぎがあり得る。

[2－B]

海際の付着生物痕から過去の突発的隆起の履歴がわかる。伊豆下田周辺の海岸の突発的隆起を、直下のM7級地震として説明できた(Kitamura et al., 2015)。

参考文献

三井 雄太 (2006) 京都大学総合人間学部 卒業論文
M. Kato, Y. Mitsui and T. Yanagidani (2010) Earth Planets Space, 62, 489-493
三井 雄太・柳谷 俊 (2012) 北海道大学地球物理学研究報告, 75, 109-115
Y. Mitsui and K. Hirahara (2009a) J. Geophys. Res., 114, B09304
Y. Mitsui and K. Hirahara (2009b) Geophys. Res. Lett., 36, L20305
Y. Mitsui, N. Kato, Y. Fukahata and K. Hirahara (2012a) EPSL, 325-326, 21-26
三井 雄太・平原 和朗 (2014) 静岡大学地球科学研究報告, 41, 7-13
Y. Mitsui and K. Heki (2013) Geophys. J. Int., 195, 238-248
Y. Mitsui, Y. Iio and Y. Fukahata (2012b) Earth Planets Space, 64, 21-26
A. Kitamura, Y. Mitsui, S. Kawate and H. Y. Kim (2015) Earth Planets Space, 67:197

S20－03

被害地震の震源過程と広帯域地震波放射特性の解明

#鈴木亘（防災科研）

Study on rupture process and broadband seismic wave radiation characteristics of large damaging earthquakes

#Wataru Suzuki (NIED)

日本国内外において高密度な強震観測網の展開が進んできたことにより、大地震による多様な地震波形記録が得られてきた。地震波は主に震源での破壊過程と伝播する地下構造の影響を受けてその様相を変化させるが、私は震源過程解析に基づきそのような波形を説明することに主眼を置き、被害地震の震源過程とそれに支配される地震波放射特性を解明に向けた研究を行ってきた。特に、震源過程の全容や被害に関わる地震波の放射特性を解明するためには、長周期帯域から短周期帯域に及ぶ広帯域強震動を用いた解析が重要となる。

短周期帯域の地震波は地下構造の小さいスケールの不均質の影響を受けるが、離散化波数法や差分法などの理論的手法により信頼性の高い波形計算を行うための地下構造モデルを周期1秒より短い帯域に影響する短波長スケールまで構築することは難しい。そこで伝播経路が似通っていて震源特性の単純な、解析対象の地震の震源域近傍で発生した小地震の実観測記録を用いる経験的グリーン関数法が、短周期帯域を含む広帯域強震波形合成には有効である。私の研究は経験的グリーン関数法を用いて、周期0.1-10秒程度の広帯域地震波を一様に放射する強震動生成領域からなる震源モデルを2002年宮城県沖の地震について推定することから始まり、2003年十勝沖地震の余震群と2004年釧路沖の地震、2004年紀伊半島南東沖の地震前震、2005年福岡県西方沖の地震、2005年宮城県沖の地震などについて解析を進めた。強震動生成領域は震源断層内で局在化した領域として推定され、すべりの大きい領域とおおよそ対応していたが、海溝型地震では内陸地殻内地震の同規模の地震と比べてより局在化している傾向が見られた。

広帯域強震記録解析の課題として、広帯域波形記録をそのまま波形合わせに用いても、一致させやすい長周期成分は合うものの短周期成分は無視されやすい。一方で短周期地震波形のみで残差の評価を行っても、位相変動が急でわずかな位相のずれが残差を大きくすることに繋がり、結果として合成波形の振幅が小さくなることが多い。そのため強震動生成領域の解析では短周期の加速度エンベロープと長周期帯域の速度波形それぞれの残差を指標に用いた。この取り組みを発展させ広帯域地震波放射過程についてのより詳細な不均質震源過程を推定するため、強震記録の離散ウェーブレット変換を用いて得られる時間周波数帯域の情報を持つウェーブレット係数を一致度評価の対象とする震源過程逆解析手法を開発した。前述した広帯域波形一致度評価の課題を解決して異なる周期帯域の強震記録を統一的に取り扱うために、1秒より長周期帯域に対応するウェーブレット係数は符号も含めた波形的な一致度評価を行い、1秒より短周期帯域についてはウェーブレット係数の絶対値を評価対象として位相変動の影響を低減した。また長周期帯域はメカニズム解の変化も取り入れられる離散化波数法、短周期帯域を経験的グリーン関数法としたハイブリッドグリーン関数を用いることにより、不均質震源過程を抽出するための広帯域波形合成を実現した。この手法を2000年鳥取県西部地震に適用することで、短周期地震波が長周期地震波から推定される主破壊の開始及び停止に関連して強く放射された可能性を示した。

また、防災科研において長周期帯域強震記録を用いた波形インバージョン解析に集中的に取り組む中では、推定された震源過程、特に顕著なすべり領域が放射された地震波の特徴にどのように影響するかに注目して研究を行ってきた。2008年岩手・宮城内陸地震では震央近傍の観測点にて4,000galを超える大加速度記録が観測されたが、この大加速度をもたらした地震波は観測点直下での大すべり域の破壊開始に伴い放射された可能性を各すべり領域の波形合成への寄与やアイソクロンの検討により示した。2011年東北地方太平洋沖地震については波形インバージョンより宮城県沖の浅部に50m近くの大すべり域が推定され、深部と浅部のすべり領域から合成される地震波を検討すると解析に用いた8秒より長い領域でも浅部領域の方がより長周期の成分に富んでいた。同地震ではバックプロジェクションや強震動生成領域とすべり領域の相補性に基づき放射される地震波の周期の断層深さ依存性が注目されたが、波形インバージョンに用いる周期帯域でもそのような傾向がみられることを示し、さらに2014年チリ北部の地震においても同様の検討から深さ依存性が見出された。今後も上述のように多様な地震波形の成因の解明に携わり、若手学術奨励賞に報いる貢献をしていければ幸いである。

謝辞：本研究では防災科研K-NET、KiK-net、F-netの強震記録に加え、IPOC（Integrated Plate boundary Observatory Chile）の強震記録を使用しました。これまでご指導・ご鞭撻をいただいてきた皆様、共同研究をさせていただいてきた皆様に深く御礼申し上げます。

10/5　A 会場　午前

S15－01

全国地震動予測地図2016年版

#石井 透・中村雅基（文部科学省；地震本部事務局），恒川裕史（元文部科学省；元地震本部事務局），藤原広行・森川信之（防災科学技術研究所）

National Seismic Hazard Maps for Japan, 2016 Version

#Toru Ishii, Masaki Nakamura (MEXT), Hiroshi Tsunekawa (former MEXT), Hiroyuki Fujiwara and Nobuyuki Morikawa (NIED)

地震調査研究推進本部（地震本部）地震調査委員会は、2011年東北地方太平洋沖地震（2011年3月11日・M9.0）以降、特に大規模・低頻度の地震に関する課題に重点的に取り組み、その成果をまとめて、2014年12月に「全国地震動予測地図2014年版」を公表した。その後約1年余りが経過したことから、このたび新たな知見に基づいてその内容を更新し、2016年6月に「全国地震動予測地図2016年版」として公表した。

大きく分けて二種類の地図からなる全国地震動予測地図のうち、「確率論的地震動予測地図」に関しては、全国地震動予測地図2014年版に対して、2015年4月に公表された「関東地域の活断層の長期評価（第一版）」を反映させ、活断層における複数の活動区間が同時に活動する地震のモデル化手法を変更し、更新過程による地震発生確率の評価基準日を2016年1月1日に変更した。（図1の例参照）

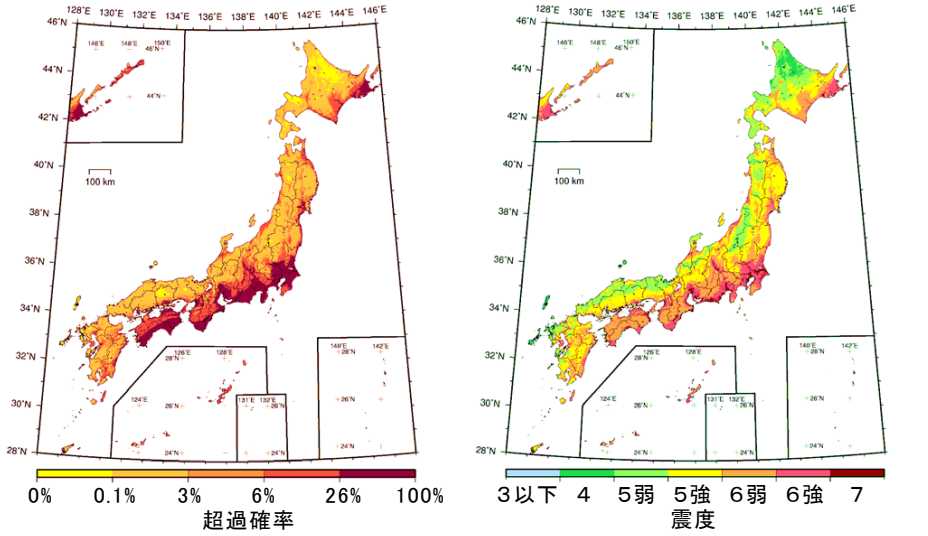
一方、「震源断層を特定した地震動予測地図」に関しては、関東地域の活断層の長期評価で扱われた断層帯（2014年版時点から評価が改訂されていない三浦半島断層群を除く）を対象に、簡便法（距離減衰式を用いた方法）により地図を作成した。更に、長期評価による断層長さが20km以上の断層帯では、詳細法（ハイブリッド波形合成法を用いた方法）により地図を作成した。（図2の例参照）

また、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）に関しては、断層長さが概ね80kmを超え断層幅と平均すべり量が飽和する活断層およびスラブ内地震にもそれぞれ対応出来るように見直し、このたび別冊として独立させた。

地震本部では、今後とも、新たな地震発生データや情報・知見の蓄積とそれに基づく諸評価結果に応じて全国地震動予測地図を随時更新すると共に、新しい調査・研究成果に基づいて地震動予測手法の高度化を進め、地震動予測結果の説明のわかりやすさの向上にも取り組む予定である。

謝辞：地震本部の委員をはじめ本検討にあたって御世話になった全ての皆様に感謝する。

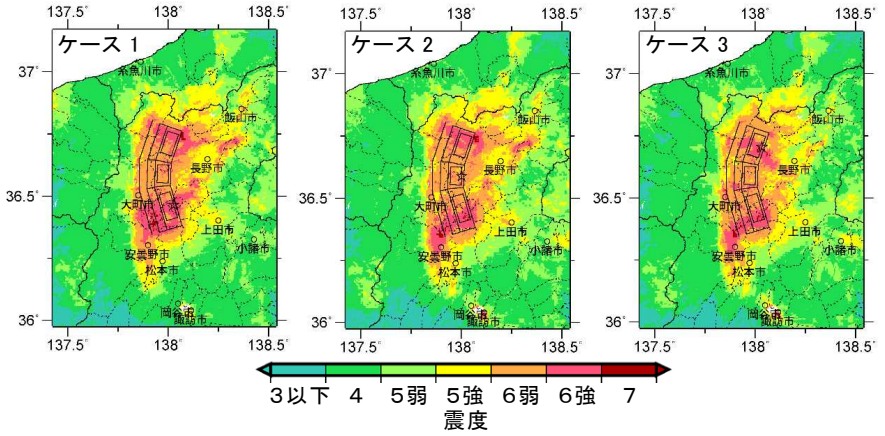
出典：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2014.12, 2015.4, 2016.6）



今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率（全地震、平均ケース）

今後 30 年間にその値以上の揺れに見舞われる確率が 3%となる震度（全地震、平均ケース）

図1　確率論的地震動予測地図の例



糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間の想定地震による震度（詳細法）

図 2　震源断層を特定した地震動予測地図の例

S15－02

想定相模トラフ地震による長周期地震動予測地図（試作版）

#藤井中・中村雅基（文部科学省；地震本部事務局）・恒川裕史（元文部科学省；元地震本部事務局）・前田宜浩・岩城麻子・森川信之・藤原広行（防災科研）

Maps of long-period ground motion expected from some possible earthquakes in the Sagami trough.

#Ataru Fujii, Masaki Nakamura(MEXT), Hiroshi Tsunekawa (former MEXT), Takahiro Maeda, Asako Iwaki, Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

地震調査研究推進本部（地震本部）地震調査委員会では、平成19（2007）年度から長周期地震動の予測手法とその推定結果について検討しており、2009年に想定東海地震、東南海地震、及び宮城県沖地震を対象とした長周期地震動予測地図試作版、2012年に南海地震（昭和型）を対象とした中部地方西部から九州地方にかけての長周期地震動予測地図試作版を公表している。

（http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/）。

今回、東北地方太平洋沖地震の発生を踏まえた新たな相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）（地震調査委員会，2014）での、マグニチュード8クラスの地震のうち、1923年大正関東地震型の震源域と1703年元禄関東地震型の震源域を設定し、それぞれの地震に対して、差分法によりシナリオの多様性を考慮した長周期地震動評価を行った。特性化震源モデルにおける対象周期拡張のため、震源モデルへのアスペリティサイズ未満の不均質の導入と地下構造モデルの改良を行うことで、下限2秒での評価を可能にした。これにより、超高層建物だけでなく、20階程度の高層建物等へのハザード評価の適用が期待される。

図1に、周期2秒で評価した大正関東地震型の長周期地震動の減衰定数5%の相対速度応答の平均および平均＋標準偏差の空間分布を地図で示す。青～緑～黄～赤になるにつれ、高い相対速度応答を示している。特に大きな応答を示した小田原市では、他の周期帯でも同様の傾向が見られた。これは、震源から近いことや深部地盤の影響と考えられる。一方、震源からやや離れた八王子市でも、特に短い周期帯で平均80cm/sを超えるやや大きい応答値となっている。同じく、図2には、長周期地震動の継続時間の平均の空間分布を示す。120秒以上の継続時間を示す緑の領域が、相対速度応答の大きな領域と一致していることが分かる。これは、地盤の影響が大きく現れたものと考えられる。特に、図2の緑で表示した領域は、図3のS波速度Vs=1,500m/s層の上面深さの変化度合いが大きい領域に対応している。

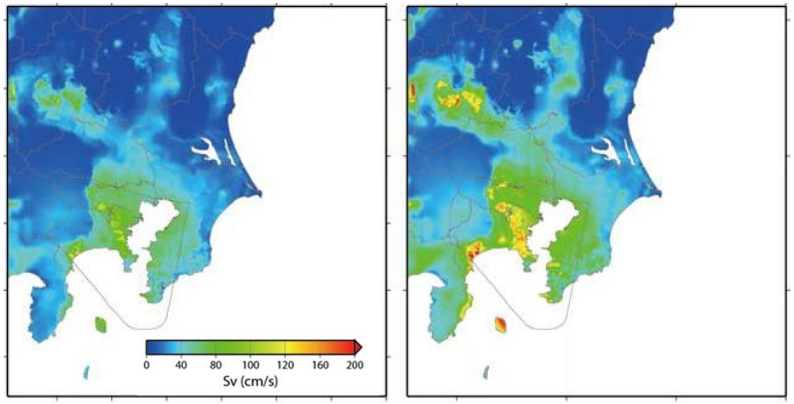


図1 大正関東地震型の減衰定数5%、周期2秒の相対速度応答の分布（左から、平均、平均＋標準偏差）。実線は震源域。

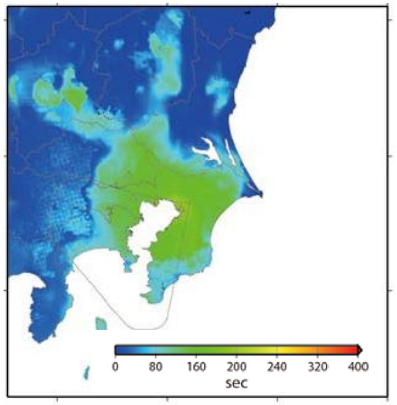


図2 大正関東地震型の地震動速度時刻歴継続時間（最大振幅の10％以上かつ5cm/s以上の継続時間）の分布（平均）。

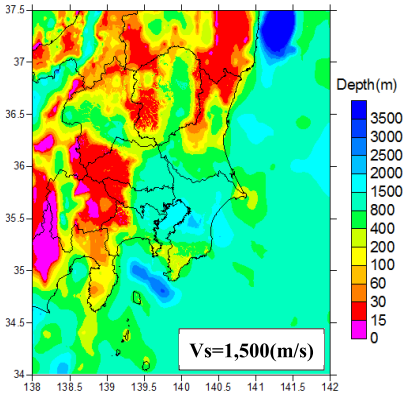


図3 深部地盤のS波速度Vs=1,500m/s層の上面深度。

S15－03

熊本地震を踏まえた強震動評価の課題（その1）

#森川信之・藤原広行・岩城麻子・前田宜浩（防災科研）

Problems on Strong-Motion Evaluation Based on the 2016 Kumamoto Earthquake (part 1)

#Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara, Asako Iwaki, Takahiro Maeda (NIED)

1．はじめに

平成28年熊本地震は、主要活断層帯として地震調査委員会による長期評価がなされていた布田川断層帯・日奈久断層帯が活動したことにより発生した。4月16日1時25分頃のM7.3の地震（以下、M7.3の地震と記す）は布田川断層帯の布田川区間が主に活動した地震と評価されている（地震調査委員会、2016）が、長期評価による規模（M7.0程度）より大きかった。このような状況を踏まえて、本稿では、M7.3の地震を対象として、現行の地震調査委員会の活断層の長期評価に基づく強震動評価の枠組みによる震源のモデル化と強震動の試算結果を示し、現行の評価手法の課題を抽出する。

2．強震動の試算

ここでは、地表で確認されている断層長さ（産業技術総合研究所による「第四報」）やこれまでに示されている震源インバージョン解析結果を参照しつつ、地震調査委員会の震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）に従い、

Model-1: L=38km、W=18kmの断層面として（ア）の手順で設定
Model-2: L=38km、W=18kmの断層面、M_0=4.5×10^{19}Nmとして設定
Model-3: 地表断層の長さ L = 28kmとして（イ）の手順で設定
Model-4: Mj=7.3として（イ）の手順で設定（地表断層長さはMj=7.3から逆算）
Model-5: Mj=7.3、M_0=4.5×19^{19}Nmとして設定

による5つの震源モデルを構築した（表）。ここで、Model-2および5はModel-1，3および4において地震モーメントが過小となるために設定した。また、Model-5ではアスペリティ面積が50%を超えるため、「レシピ」における暫定措置として、震源断層全体の平均応力降下量を3.1MPa、アスペリティ面積比を22%に設定している。それぞれについて、ハイブリッド合成法（接続周期1秒）により強震動計算を行い、観測記録と比較した。計算にあたって、深部地盤モデルはJ-SHIS V2（藤原・他、2012）、浅部地盤モデルは微地形区分（Wakamatsu and Matsuoka, 2013）に基づく表層30mの平均S波速度を用いた。主な結果は以下の通りである。

・地震モーメントを既知として設定したModel-2および5の結果は、震源断層から50km以内の最大速度分布や地震動の長周期成分をおおむね再現できる。
・震度分布や短周期地震動はやや過小評価の傾向だが、加速度震源スペクトルの短周期レベルが最も大きいModel-2では改善される。
・ただし、震源断層ごく近傍で観測された大振幅の地震動は再現できていない。

表　本検討で設定したM7.3の地震の震源パラメータ。太字は既知として付与。

Model	1	2	3	4	5
地表断層長さ L [km]	**－**	**－**	**28**	30	30
地震規模 M	**－**	**－**	7.2	**7.3**	**7.3**
地震モーメント M_0 [×10^{19} Nm]	2.60	**4.50**	1.57	1.82	**4.50**
断層モデル長さ L_{model} [km]	**38**	**38**	30	32	34
断層モデル幅 W_{model} [km]	**18**	**18**	**18**	**18**	**18**
平均静的応力降下量Δσ [MPa]	3.5	6.1	3.1	3.2	3.1
短周期レベル A [×10^{19} Nm/s^2]	1.57	1.89	1.33	1.40	1.34

3．活断層の長期評価に基づく強震動評価の課題

上記の震源のモデル化は、地震調査委員会の活断層の長期評価において、「断層長さ」が主として地表の断層長さから「単位区間」ごとに評価されていることを踏まえて行った。現時点において地表断層長さや震源断層面積は確定していないものの、以下の課題が挙げられる。

・M7.3の地震に対して、震源断層面積から「レシピ」の枠組みで設定される地震モーメントは過小であった可能性がある。
・M7.3の地震に対して、布田川区間の長さ19kmおよびそれに基づいて設定されていた24km×14kmの断層モデルは長さ、幅とも過小評価であった。
・M7.3の地震では宇土区間および日奈久断層帯高野－白旗区間の「一部」が同時に活動したと考えられるが、隣接する区間の一部との同時活動は現状の枠組みでは考慮されていない。

また、4月14日21時25分頃に発生したM6.5の地震は、長期評価による規模（M6.8程度）よりも小さく、いわゆる「一回り小さい地震」と考えられるが、震度7が観測されている。「最も起こりうる」強震動を計算する現在の強震動評価の枠組みではこの規模の地震で震度7が現れることはほとんどなく、この点も課題である。

S15－04

熊本地震を踏まえた強震動評価の課題（その2）

#藤原広行・森川信之・岩城麻子・前田宜浩（防災科研）

Problems on Strong-Motion Evaluation Based on the 2016 Kumamoto earthquake (part 2)

#Hiroyuki Fujiwara, Nobuyuki Morikawa, Asako Iwaki, Takahiro Maeda (NIED)

１．はじめに

本稿では、森川・他(2016)での検討を踏まえ、活断層を対象とした長期評価に基づく強震動評価手法の改良に向けた試案を挙げる。

２．改良に向けた試案

試案１：活断層で発生する地震の規模の設定における不確実さの考慮

認識論的不確定性及び偶然的ばらつきを考慮した地震規模の設定を行う。

A) 経験的関係式（スケーリング）に対する認識論的不確定性の考慮

現行の「レシピ」では、強震動評価の対象地震の地震モーメントを下記の2種類の方法を用いて設定している。

（ア）震源断層の面積（S = L×W）からSomerville et al. (1999)、入倉・三宅（2001）、Murotani et al. (2015) の関係式

（イ）長期評価された断層長さ（L）から松田（1975）および武村（1990）の関係

これらに加えて、例えば下記の手法等を認識論的不確定性の考慮のためのロジックツリーの分岐とし、地震規模設定における不確実性の考慮の幅を拡げる

A1：首都直下地震モデル検討会（2013）によるMj－Mw関係

A2：武村（1998）によるL－M0関係

B) 地震発生の多様性を踏まえた偶然的ばらつきの考慮

長期評価では主として「地表の長さ」から断層長さが評価されているが、偶然的ばらつきの考慮として経験式によるばらつきの考慮に加え、地中の断層長さがそれよりも長い可能性や隣接する区間の一部との同時活動を考慮することも必要である。また、大地震時には、微小地震の震源分布より評価されている地震発生層下端深さよりも断層下端が深くなる可能性、および傾斜角の不確実さを考慮する。

B0:経験的関係式におけるばらつきの考慮

B1：断層長さ（L）の偶然的ばらつきの考慮

B2：断層幅（W）の偶然的ばらつきの考慮

試案２：現行「レシピ」におけるパラメータ設定手法の改良・または追記

認識論的不確定性及び偶然的ばらつきの考慮に伴い、アスペリティ面積・実効応力の設定方法の改良が必要となる。現行の「レシピ」に基づく微視的パラメータの設定では、M_0－S 関係の第2ステージにおいて、断層面積が同一の場合、地震モーメントが大きいほど、また、地震モーメントが同一の場合、断層面積が小さいほどアスペリティ面積比が大きくなり、アスペリティの実効応力が小さくなる。このため、暫定的な手法として、パラメータ設定が不安定になる場合には、震源断層全体の平均応力降下量をFujii and Matsu'ura (2000) による3.1MPa、アスペリティ面積比（Sa/S）をSomerville et al. (1999) による約22%に固定する手法が採用されている。これを「暫定的に」適用するのも一案である。ただし、この場合、震源モデル全体の短周期レベルが壇・他（2001）の関係よりも小さくなることから、平均応力降下量または面積比のどちらかのみを一定とするモデル化手法も考えられる。

試案３：固有規模よりも一回り小さい地震（M6.8より小さい地震）の考慮

現行の地震動ハザード評価のモデルでは、主要活断層帯で発生する一回り小さな地震（グループ5）の地震は、「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」と一体化してモデル化されており、個別にはモデル化していない。このため、主要断層帯周辺における地震動ハザードが過小評価されている可能性がある。主要断層帯で発生する地震の内、発生頻度が大きい可能性のある固有規模よりも一回り小さい地震までを考慮した地震動ハザードの評価を行うことが重要である。

試案４：各種不確実性を考慮した大きめのシナリオ地震動の提示

現行のレシピに基づくシナリオ地震の地震動計算においては、平均像の提示がなされているが、これに加えて、認識論的不確定性及び偶然的ばらつきなど各種不確実性を考慮に入れ、目的に応じて大きめのシナリオ地震動の計算を行うことができる手法を体系的に構築し、それら結果を提示することが防災に資する情報提供として必要である。

試案５：震源断層ごく近傍の地震動評価手法の高度化

熊本地震においては、地表地震断層のごく近傍域において、顕著な建物被害が発生した。現行の計算手法では、断層のごく近傍での地震動の再現が不十分である。地表地震断層ごく近傍域での地震動評価の高度化に関する検討が必要である。地震基盤以浅の震源モデル化手法、断層を含む詳細な震源断層ごく近傍の地下構造モデルの作成手法とともに、地表変位を含む地震動計算手法の開発を進める必要がある。

S15－05

日本国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の検証　－2016年熊本地震(Mj7.3)への適用－

#入倉孝次郎(愛工大)・宮腰研・吉田邦一(地盤研)・釜江克宏(京大原子炉)

Examination of scaling relationships of source parameters of inland crustal earthquakes in Japan – Applicability of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) –

Kojiro Irikura (AIT), Ken Miyakoshi, Kunikazu Yoshida (GRI), and Katsuhiro Kamae (RRI, Kyoto Univ.)

はじめに

破壊域面積と地震モーメントの経験的関係式は、強震動データを用いた波形インバージョンによる断層すべり分布に基づく震源パラメータ(Miyakoshi et al., 2000; Somerville et al., 1999) および 地表断層変位分布など地質・地形学的アプローチや余震域など地震学的アプローチで収集されてきた震源パラメータ・カタログ(Wells and Coppersmith,1994)の両方を考慮して入倉・三宅(2001)により求められている。元になったデータ・カタログは日本国内の地震に米国カルフォルニアの地震を合わせたものであった。1995 年兵庫県南部地震を契機として整備された高密度の強震動観測網で得られた日本国内の内陸に発生した大地震の強震動データを用いた波形インバージョンによって得られた断層すべりモデルを用いて、宮腰・他(2015)により、入倉・三宅(2001)の経験的関係式の有効性が確認されている。

2016 年 4 月 16 日に Mj7.3 の熊本地震は、震源近傍での強震動だけでなく GNSS 観測や InSAR 観測により、震源断層に関する詳細なデータが記録された。熊本地震の強震動データを用いた波形インバージョン結果を用いてこの経験的関係式の有効性の確認さらに強震動予測レシピの適用性について検討する。

震源パラメータのスケーリング則の検証

1995 年兵庫県南部地震を契機として整備された強震動観測網で得られた国内の内陸地殻内地震の強震動データを用い、宮腰・他(2015)はそれらの震源インバージョン解析で得られた断層面上での不均質すべり分布に基づいて破壊域面積 S と地震モーメント Mo を再検証している。破壊域面積は震源インバージョン解析による断層面上の不均質すべり分布に基づき、一定の規範(Somerville et al., 1999)でトリミングを行って評価されたものを用いている。地震モーメントは長周期域でより高い精度をもつ F-net の震源情報を参照している。対象地震に対して複数の震源インバージョン結果がある場合、震源パラメータは常用対数幾何平均値としている(図 1 参照)。

2016 年熊本地震については、吉田・他(2016)による破壊域面積はトリミングを行った結果であるが、久保・他(2016)および浅野(2016)については、ウエブサイトで公表されているインバージョン解析で設定された震源断層面積を破壊域としている。破壊域面積は、地震モーメントが 7.5E+18 [Nm] (Mw 6.5)よりも小さい地震に対して Somerville et al.(1999)の関係式、それより大きい地震に対しては、2016 年熊本地震(Mj7.3)を含めて、入倉・三宅(2001)の経験的スケーリング則と調和的である。第 2 ステージの標準偏差(σ)はインバージョンのデータ(宮腰・他(2015)の 8 地震)のみ用いると 0.143 になる(対数標準偏差は 1.39)。

2016 年熊本地震に対して得られる平均すべり量は 1.24 – 1.87m である。これまでの平均すべり量の経験式は $Mo^{1/3}$ に比例していたが、地震モーメントが 7.5E+18 [Nm] (Mw6.5)より大きい地震の平均すべり量は、入倉・三宅(2001)、宮腰・他(2015)のデータ、および 2016 年熊本地震(Mj7.3)を含めて $Mo^{1/2}$ に比例して大きくなる傾向を示している。

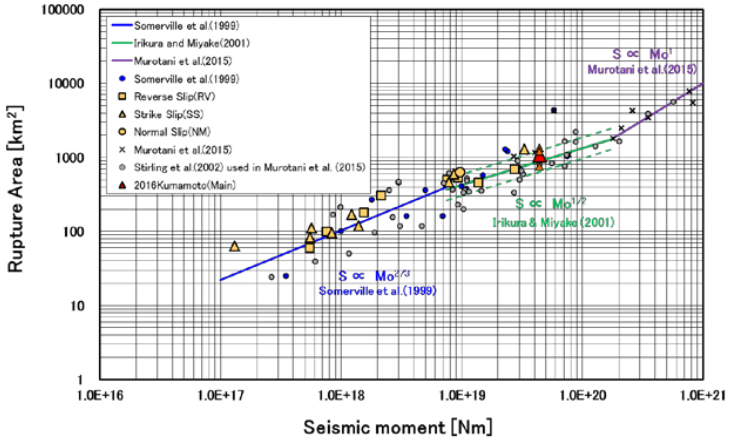


図 1 内陸地殻内地震の破壊域面積 S と地震モーメント Mo の関係（宮腰・他(2015)に加筆）2016 年熊本地震(Mj7.3)の平均破壊域面積は▲で示される。

S15－06

「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」と熊本地震

#纐纈一起（東大地震研）

“Strong Ground Motion Assessment Scheme for Specified Source Faults” and the Kumamoto Earthquake

#Kazuki Koketsu (ERI, Univ. Tokyo)

はじめに

いろいろなシナリオ地震動予測に用いられている「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」（地震調査委員会, 2005, 2009）に対して，島崎（2016）などをもとに，手法全体が過小評価（たとえば6月8日朝日新聞），あるいは中で使われている回帰式が過小評価（たとえば7月14日毎日新聞）との報道がなされている．これら指摘の妥当性について，2016年熊本地震を用いて検証した．

震源断層

小林・他（2016）は4月16日熊本地震（M_{JMA} 7.3）に対して，まず長さ54km，幅16.5kmの初期断層モデルを設定し，そのすべりの分布を強震・遠地・測地データのジョイントインバージョンによって求めた．さらにSomerville *et al.* (1999)の方法でほとんどすべっていない部分をトリミングして実質的な震源断層モデルを求めると以下の通りとなる．

表1　震源断層の諸元

長さ	幅	面積	下端深さ	地震モーメント
45km	16.5km	742.5km	15.95km	4.6×10^{19}Nm

これらのうち面積と地震モーメントを，「予測手法」で使われている回帰式のひとつ，入倉・三宅（2001）の式と比較すると図1となる．太点線の入倉・三宅式は熊本地震の値をほぼ再現している．

地表地震断層など

吉見（2016）は熊本地震による地表地震断層が現れた領域の長さを34kmと見積もった．また，国土地理院（2016）は単純な均質すべりの震源断層を求め，その合計長さを35.4kmとした．これらの値を，「予測手法」で使われている別の回帰式，松田(1975）の式と比較すると図2となる．点線の松田式はこれらの値（図中，地表地震断層と均質すべり震源断層）をほぼ再現している．また，2002年の長期評価は地表地震断層の長さを概ね予測していた．

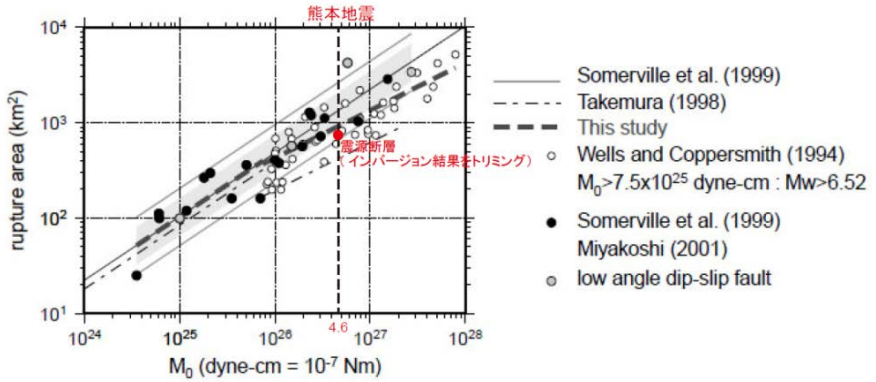


図1　入倉・三宅式と熊本地震の比較

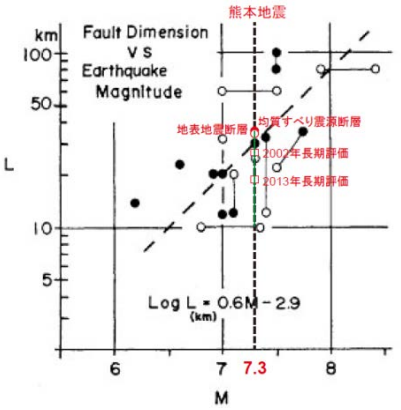


図2　松田式と熊本地震の比較

震源断層の幅

一方，震源断層の幅は活断層調査で得ることは難しく，「大地震の震源断層は小地震による地震発生層内に収まる」という仮定に基づいて決められる．熊本地震付近の地震発生層は下限 15km 程度とされているが，実際の震源断層の下端は約 16km であった，震源断層の幅を地震発生層の下限で打ち切ると面積は過小評価されてしまう．そこで，全国地震動予測地図では，すべての活断層の地震に対して，面積に基づいた「予測手法」(ア)の方法ではなく，長さに基づいた(イ)の方法を用いている．

まとめ

「手法」で用いられている回帰式に誤りはなかった．一方，詳細な活断層調査を行っても震源断層の幅の推定は困難であるので，活断層の地震の地震動予測には「手法」(イ)の方法を用いるべきであることを確認した．

S15－07

内陸地殻内地震の広帯域地震動予測手法（レシピ）の検証と SCEC Broadband Platform への実装

#岩城麻子・前田宜浩・森川信之（防災科研）・三宅弘恵（東大）・
藤原広行（防災科研）

Validation of the Recipe for Broadband Ground-Motion Simulations of Crustal Earthquakes and Implementation of the Recipe to the SCEC Broadband Platform

#Asako Iwaki, Takahiro Maeda, Nobuyuki Morikawa (NIED), Hiroe Miyake (Univ. Tokyo), and Hiroyuki Fujiwara (NIED)

1. はじめに

シナリオ地震の地震動予測において、予測手法（震源・地下構造モデルの設定や地震動計算手法を含む）の検証と妥当性評価 (Verification & Validation) を行うことは、手法の信頼性を示し第三者による再現性を確保する上で重要である。米国南カリフォルニア地震センター（Southern California Earthquake Center; 以下 SCEC）では、複数の広帯域地震動予測手法を同条件下で走らせることのできるオープンソースのプラットフォームである Broadband Platform (BBP) を構築しており、決められた指標に基づいて各手法の成績が判定されている(e.g. Goulet et al., 2015; Dreger et al., 2015, SRL)。広帯域地震動の計算は、「震源」「短周期波形合成」「長周期波形合成」「サイト特性」の 4 つのパートに分けられ、それぞれ米国や韓国の研究グループによる３～５の手法が実装されている。

現在、SCEC BBP では日本の強震動予測レシピを Irikura recipe として実装する作業が進められており、次期リリースを目指している。それに先立ち、SCEC BBP の指標を用いたレシピの妥当性評価を目的として、内陸地殻内地震の観測記録の再現性の検証が行われた（Iwaki et al., 2016, BSSA, in press）。本発表では、検証内容を紹介するとともに、SCEC BBP への実装に向けた取り組みについて進捗を報告する。

2. レシピの検証

SCEC BBP の検証でも対象となっている 2000 年鳥取県西部地震および 2004 年新潟県中越地震（ともに M_W 6.6）を対象として記録の再現性の検証を行った。断層形状・位置と断層面上のすべりの大きい領域は既往文献（岩田・関口, 2002、Hikima and Koketsu, 2005 および Asano and Iwata, 2005, 2009）による震源インバージョン結果を参照してアスペリティ位置やサイズ、破壊伝播速度の異なる複数の特性化震源モデルを設定し、地震本部レシピに従って微視的断層パラメータを決めた。

地下構造モデルは J-SHIS V2 の三次元深部地盤モデル（藤原・他, 2012；以下 3D モデル）および SCEC BBP で用いられる 1 次元地下構造モデル（Goulet et al., 2015; 以下 1D モデル）の 2 種類を用いた。接続周期 1 秒のハイブリッド波形合成法で広帯域地震動波形を計算し、SCEC BBP の検証の枠組みで、5%減衰擬似加速度応答スペクトル(PSA)の水平動 RotD50 成分(Boore, 2010) について観測値と計算値の比の自然対数を用いた指標値(goodness-of-fit, 以下 GOF)を周期ごとに算出した。観測記録は工学的基盤相当に補正する必要があるので、3D モデルでは評価地点での AVS30 と地盤モデルの工学的基盤上の AVS30 を用いて Kanno et al. (2006)のサイト補正項によって補正した。1D モデルでは Goulet et al. (2015)による補正値を用いた。GOF を Dreger et al. (2015)に従い震源距離、周期別に成績判定すると、鳥取・中越地震ともに震源距離が遠く（70 km 以上）短周期（0.01 – 0.1 秒）の項目では基準を満たさなかったが、レシピの対象周期帯である 0.1 - 10 秒の範囲では概ね良好な結果が得られた。また長周期（3 – 10 秒）では 1D モデルよりも 3D モデルによるシミュレーションの方が成績が良く、時刻歴波形で見ても震源近傍のパルスや堆積層上の観測点における振幅の大きい後続波の再現性は 3D モデルの方が良かった。

3. レシピの SCEC BBP への実装

検証結果は概ね「合格」であり、レシピのうちまずは「震源」モジュールの SCEC BBP への実装が SCEC サイドの主導で進められることになった。なおここでのレシピは地震本部レシピとは切り離され、SCEC BBP 上で他の手法と直接比較できる柔軟性を持ったものとしての Irikura recipe として実装される。SCEC BBP では乱数を用いて生成された 50 個以上の震源モデルに基づく計算結果が出力され、結果の平均値やばらつきも評価される仕様となっているため、アスペリティを断層面上にランダムに 50 通り配置することとなった(Pitarka et al., 2015)。岩城・他(2016, JpGU)では概ね 50 通り以上のランダムなアスペリティ配置による計算を試行すると計算結果の平均値が安定するという結果が得られている。Graves and Pitarka (2015)による波形合成を用いた SCEC BBP 上での試計算では、今のところ M_W7 未満の地震については良好な結果が得られている。一方、断層長さが 80km を超える地震について SCEC BBP では現時点で複数セグメントの考え方が導入されていないこともあり 3 個以上のアスペリティの設置方法は検討する必要がある。今後は「短周期波形合成」について防災科研が提供する統計的グリーン関数法モジュールを実装し、リリースに向けて検証していく予定である。レシピが国際的な土俵で比較検証される良い機会であり、課題抽出と改訂のきっかけにもなりうると考えられる。

S15－08

地震動シミュレーションデータのビッグデータ分析

#前田宜浩・藤原広行（防災科研）

Big Data Analysis of Ground Motion Simulation Data

#Takahiro Maeda, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

地震リスク評価の前提となる地震ハザード評価では、起こりうる全ての地震を対象として詳細な地震動評価を行い、起こりうる地震動の幅やばらつきが適切に評価されるのが理想である。地震動のばらつきは、地震動シミュレーションに用いる震源特性、伝播経路特性、サイト特性の不確定さによる。このうち、震源特性に関しては、地震発生前に予測精度の高い震源モデルを構築することは困難であり、震源モデルによる地震動のばらつきを評価するために、理論や経験則に基づいた震源モデル化手法によりモデルパラメータの不確定さを考慮して設定された多数の震源モデルを対象とした地震動シミュレーションが行われる。こうした多数のシミュレーションにより得られた膨大な情報の中には、ばらつきに関する情報以外にも、有用なハザード情報が存在していると考えられ、それらをいかに抽出できるかということも重要な課題といえる。

本研究では、多数の震源モデル（シナリオ）に対する地震動シミュレーションにより面的に出力された膨大なデータに対して、以下の①、②の処理を行うシステムを構築し、実際のシミュレーションデータに適用した。

① メッシュ毎に地震動の類似性に基づいてシナリオのクラスタリングを行う（“シナリオ地震分類”）

② シナリオ地震分類結果の類似性に基づいてメッシュのクラスタリングを行う（“メッシュ間特性分類”）

①では、地震動指標値と震源モデルパラメータをデータとし、k-means法によりメッシュ毎にシナリオのクラスタリングを行う。なお、クラスタ数はウォード法を用いた階層的クラスタリングを用いて事前に決定している。さらに、全てのシナリオの組合せについて、それらが同じクラスに属する場合に1、それ以外の場合に0としてシナリオ分類結果を1次元の特徴ベクトルに変換する。②では、①で得られた各メッシュの特徴ベクトルを用いてk-meansによってクラスタリングを行い、設定したシナリオ群に対する“応答”が類似したメッシュがグループ分けされる。ここでのクラスタ数は任意に与える。本システムは入力となる地震動指標値および震源モデルパラメータが増加してもリソースの追加によりスケールアウトするアーキテクチャ・システム設計により実現されている。分散環境は3つのサーバで構成されるHDFS(分散ファイルシステム)を利用し、分散処理のリソース制御および、処理の分割制御にはYARN(リソース制御フレームワーク)を利用している。

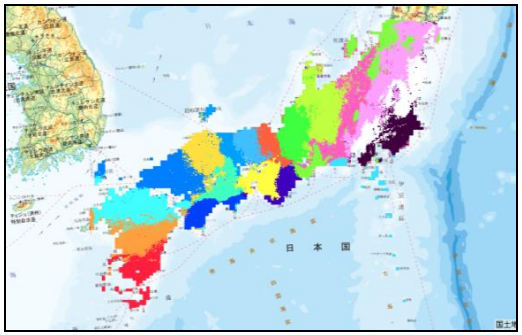


図1 メッシュ間特性分類結果例。クラスタ（20個）により色分けしている。

本システムに防災科研において計算されたシミュレーションデータを適用した。用いたデータは、南海トラフの巨大地震を想定して行った長周期地震動シミュレーション結果（前田・他，2014，日本地震工学シンポジウム）で、369個のシナリオについて3次元差分法により計算された約8万メッシュの地震動指標値（最大速度値、速度応答スペクトル（周期3，5，7，10，20秒））である。シナリオは、断層面、破壊開始点、アスペリティ、破壊伝播速度、震源時間関数、f_{max}を変えて設定されており、これらのパラメータを数値化したもの（震源モデルパラメータ）と、地震動指標値が本システムへの入力データとなる。

図1に②でのクラスタ数を20とした場合の結果を例として示す。各クラスタの領域区分が明確である一方、震源域を中心に放射状に分類されている傾向がみられる。この傾向は、地震動指標値のみを用いた場合にも認められた。今回は、南海トラフの地震のみを対象としているため、メッシュ毎の特性に比べ、震源の特性がより強くメッシュ間特性分類に寄与していることを示していると考えられる。

各クラスタが、どの震源パラメータの寄与により特徴づけられているかを調べることで、地域毎に重要な震源パラメータを推測することが可能である。震源モデルパラメータと地震動分布との関係については、計算結果から直感的に認識できる場合もあるが、本システムを活用することでより客観的に抽出することが可能である。今後、地震動指標値を変えたり、他の地域の地震に対するシミュレーション結果を適用することで、本システムから抽出される情報の理解を深めることが必要である。

謝辞：本研究は、JST、CRESTの支援を受けたものである。

S15－09

震源近傍における強震動予測に適用可能なすべり時間関数に関する検討

#田中信也（東電設計）・引間和人（東京電力ホールディングス）・久田嘉章（工学院大学）

Studies on Slip Velocity Function for Strong Ground Motion Prediction in Near-source Region

#Shinya Tanaka(TEPSCO), Kazuhito Hikima(TEPCO), Yoshiaki Hisada(Kogakuin Univ.)

1. はじめに

近年，国・自治体による多くの地震被害結果が公開されているが，大地震の震源断層の直上ではほぼ全域が震度6強以上となるなど，歴史地震などによる現実の震度分布に比べて過大に評価される傾向がある。久田（2015）では1994年ノースリッジ地震（M_W6.6）を例に，震源逆解析から得られるすべり速度時間関数が，地震調査研究推進本部による強震動レシピで設定される関数よりも複雑であり，震源近傍における地震動評価では，現実に近いすべり速度時間関数の導入が必要であることを指摘している。そこで，本研究では，震源近傍の強震動記録を震源逆解析の対象とした既往の震源断層モデルを収集し，震源近傍の地震動評価に適用可能なすべり速度時間関数について検討を行う。

2. すべり速度時間関数の分析

これまでに収集した24の震源断層モデルのすべり速度時間関数には以下の特徴が見られる。なお，収集したモデルについては，Hisada（1997）による理論的手法により観測記録の再現解析を行うことにより，データの妥当性を確認している。

（1）地震発生層以浅の傾向

引間（2012）において指摘されているように，地表地震断層が明瞭に確認された2011年福島県浜通りの地震（M_W6.6）などでは，地震発生層以浅にもすべりが大きい小断層が確認できる。これらの小断層では時間ウィンドウの後半ですべり速度が最大値に達し，幅広のすべり速度時間関数となっている。

（2）地震発生層以深の傾向

地表地震断層が明瞭でない地震では，地震発生層以深にすべりが大きい小断層が多く見られる。これらの小断層では時間ウィンドウの先頭にすべり速度の最大値があり，立ち上がりが鋭いすべり速度時間関数となる場合が多い。一方，すべり量が小さい小断層では幅広のすべり速度時間関数となっている。

（3）地震規模との関係

地震発生層以深におけるすべり量が大きい小断層について，M_W6クラスの地震ではすべり速度時間関数の先頭ですべり速度が最大値に達し，その後減少するのに対して，M_W7クラスの地震では，最大値に達して一度低下した後に，時間ウィンドウの半ば～後半で再度すべり速度が大きくなる小断層が見られる。

3. 既往の震源断層モデルに基づく平均的なすべり速度時間関数の設定

前節の分析結果を踏まえ，既往の震源断層モデルから平均的なすべり速度時間関数を求める。本検討では，余震記録を使って観測点毎にグリーン関数（地下構造モデル）をチューニングする等，精度の向上が図られている震源断層モデルを対象とする。まず，M_W6クラスの地震としてHikima and Koketsu（2005）による2004年新潟県中越地震の3つの余震（Mw5.7～5.9）を対象に，①地震発生層以浅，②地震発生層以深で平均すべり量の1.5倍以上の小断層，及び③それ以外の3種類に分類し，それぞれ平均的なすべり速度時間関数を求めた。求めたすべり速度時間関数とHisada（1997）による理論的手法を用いて地震動評価を行った結果，周期1秒以上で観測記録が精度良く再現できることを確認した。また，震源断層モデルを強震動レシピに基づき設定した場合でも同程度の再現性が得られる。さらに，同規模の地震として，Asano and Iwata(2006)による2005年福岡県西方沖地震の最大余震（M_W5.6）でも同様の検討を行い，観測記録の再現性を確認した。なお，ここで対象としたM_W6クラスの地震に対しては中村・宮武（2000）によるすべり速度時間関数を用いた場合でも観測記録の再現性は高い。

次に，M_W7クラスの地震として，Hikima and Koketsu（2005）による2004年新潟県中越地震（本震，M_W6.6）に対して，M_W6クラスの地震から求めた平均的なすべり速度時間関数を適用した。その結果，時間ウィンドウの先頭における最大すべり速度を過大評価し，観測記録の再現性もM_W6クラスの地震に比べ低下する。これは，前述の地震規模による違いを反映できていないためと考えられる。また，中村・宮武（2000）によるすべり速度時間関数を用いた場合でも観測記録を過大評価する傾向が見られた。今後，本講演までに，その他の地震の震源断層モデルも用いて，M_W7クラスの震源近傍における観測記録の再現が可能なすべり速度時間関数を提案したいと考えている。

謝辞

本報告の内容の一部は，文科省・科研費・基盤研究（C）の研究助成のもとで行われました。また，Prof. P. Martin Mai(SRCMOD)による震源情報を利用しました。記して感謝致します。

S15－10

地表・地中断層の震源ごく近傍の地震動の比較：逆断層を対象とした動力学的断層モデルに基づく検討

#加藤研一・大塚康弘（小堀鐸二研）・植竹富一・引間和人（東電）

Comparison of Near Fault Ground Motions for Surface and Buried Faults: Dynamic Rupture Simulation for Reverse Fault

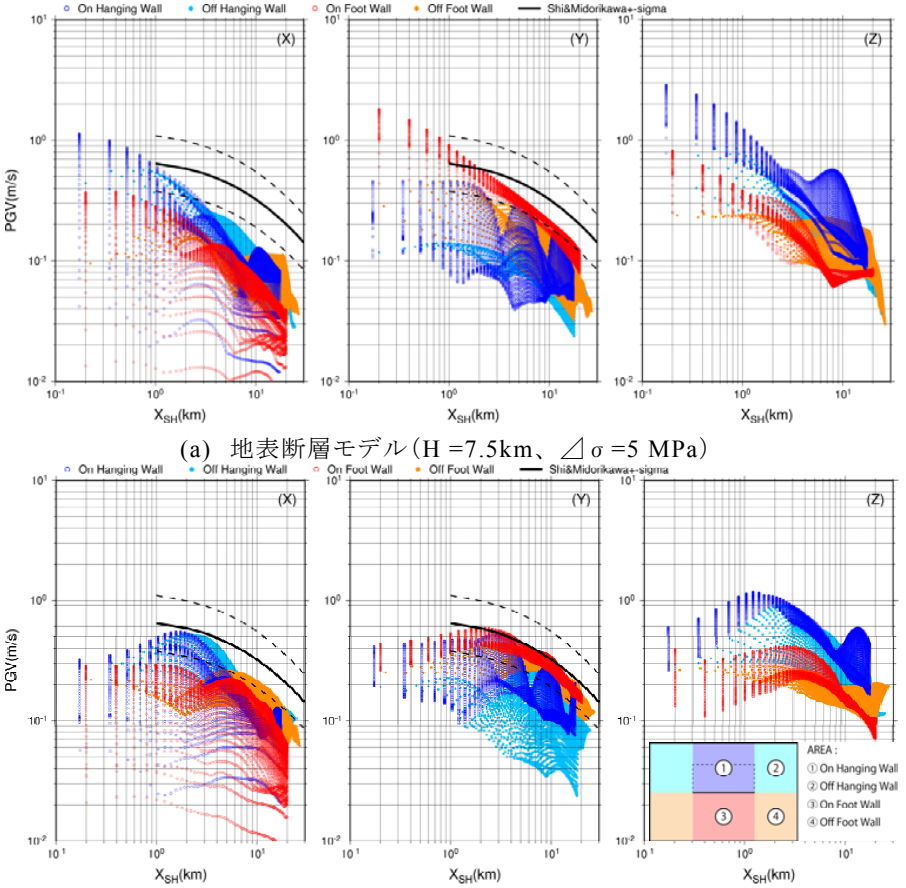
#Kenichi Kato, Yasuhiro Ohtsuka (KRC), Tomiichi Uetake, Kazuhito Hikima (TEPCO)

地表付近(以下浅部)の破壊が断層近傍での強震動に及ぼす影響を評価することは震源近傍の地震動を考える上で重要である。横ずれ断層については、動力学的震源モデルに基づく地表断層と地中断層の地震動の違いの検討が既に行われている。例えばPitarka *et al.*(2009)[以後P09と略す]は動力学的震源モデルによる地表・地中断層モデルの強震動を比較した。地中断層の強震動は地表断層に比べて大きくなり、この傾向はSomerville (2000)、Kagawa *et al.* (2004)による観測事実とも対応することを指摘している。一方、逆断層を対象とした事例は少なく、地表断層と地中断層モデルの強震動の相違について詳細に検討する必要がある。

そこで本検討は、半無限均質地盤内に設置した断層長さ25km、断層幅21km、傾斜角60° の逆断層を対象とした。地表断層と地中断層の断層パラメータは、横ずれ断層を対象としたP09の条件にそろえた。具体的には地表断層の初期破壊中心深さHを7.5km、応力降下量⊿σを5MPaに、地中断層はH=12.5km、⊿σ=7.5 MPaとした。なお深さ3km以浅は⊿σを線形に変化させ、地表の⊿σを地表断層は-5MPaに、地中断層は-30MPaとした。解析は3次元差分法(Kase & Kuge、2001)を用い、断層面にはすべり弱化の摩擦構成則を適用した。

両モデルとも地震規模はM_W7.0であり、地表最大速度の比較を図1に示す。図中の断層平行と直交成分には、目安のために司・翠川(1999)による距離減衰式の平均と±σも示してある。地表面の位置でシンボルの色を変え、上盤は寒色系、下盤は暖色系で表現した。断層最短距離X_{sh}≧2 kmに着目すると、震動方向に依らずに地中断層による地震動が地表断層より大きくなり、P09による横ずれ断層と同じ傾向が得られた。その要因としてP09が指摘するように、地中断層の⊿σが大きく、かつHが深いことから破壊伝播効果がより強くなることが挙げられる。一方、断層ごく近傍（X_{sh}≦1 km）の地震動（の上限レベル）は地表断層モデルが大くなる傾向が見られた。震源ごく近傍は表層部分のパラメータの設定の仕方に大きく依存する領域であり、今回の条件設定では地表断層が大きくなる結果が得られたが、さらに検討が必要である。P09でもX_{sh}≦2kmの検討はされていないことから、逆断層だけでなく横ずれ断層も合わせて継続して検討していきたい。

【謝辞】産業技術総合研究所・加瀬祐子博士、東京理科大学・永野正行教授から貴重なご意見をいただいた。計算と結果の整理に際し、小堀鐸二研究所・田所萌似香氏のご協力を得た。



(a) 地表断層モデル（H =7.5km、⊿σ =5 MPa）

(b) 地中断層モデル（H =12.5km、⊿σ =7.5 MPa）

図1 地表最大速度の距離減衰の比較（左から断層平行、直交、上下方向）

S15－11

地震規模Mと震度Iのスケーリングの検討

#中村 亮一・酒井慎一・平田 直（東大地震研）・石辺 岳男（地震予知振興会）・パナヨトプロス ヤニス・佐竹 健治（東大地震研）

Scaling Relation between Magnitude and Seismic Intensity

NAKAMURA Ryoichi, SAKAI Shin'ichi, HIRATA Naoshi(ERI), ISHIBE Takeo(ADEP), PANAYOTOPOULOS Yannis, SATAKE Kenji(ERI)

地震のゆれは、地震断層面の大きさ・位置・傾きやすべり速度・方向・アスペリティ等を仮定して地震波を作り、波が伝播する地下構造や地表付近の地盤による減衰・増幅の結果を含めて推定される（例えば、入倉・三宅のレシピ）。このような多くの仮定からなる手法ではなく、震源-観測点間の距離とマグニチュードによる経験的な距離減衰式から震度を推定する手法もあるが、これらは伝播経路の不均質やサイト増幅の適切な考慮が難しい。そこで、同一の観測点でとらえた狭い領域で発生している地震群からの波形を用いて、マグニチュードと震度との関係を調べた。

ある観測点での計測震度は、同じ震源域で発生した地震群であれば、伝播経路やサイト増幅特性が同じなので、地震規模 M との線形関係が期待される。まず、経験式に基づき、この関係を調べた。PGA や PGV の距離減衰式は、振幅を A とすると、一般に logA= aM−bX−logX+c という形がとられ、係数 a の値は、たとえば、司・翠川(1999)では、PGA に対して a=0.5、PGV に対して 0.58 である。一方、震度 I と PGA、PGV などの関係は、たとえば、河角(1943)では logA=0.5*I−0.35 である。同一震源域と同一観測点の場合、距離 X は同じであるので、上記二つ PGA の式から M=I+const という関係が得られる。この式は、同じ場所の地震の規模が1上がると震度が1上がることを示している。

しかしながら、実際の観測値（MeSO-net 及び気象庁震度データ）を用いて両者の関係を調べたところ（図 1、図 2）、経験式から予想されるものとは異なり、規模が1上がると、震度が 1.5 倍前後上がる傾向が見られた。この違いは、規模が小さい場合の震源スペクトルのコーナー周波数が、1Hz よりも短周期であるためと考えられる（たとえば、福島,1993、地震、vol.46）。地震規模 Mw1～7 の値を与えた Brune モデルによる震源スペクトルは図 3 のようになる。計測震度はフィルター処理された波形から求められるが、その周波数特性から、凡そ 1Hz から 10Hz の範囲の寄与が大きいと考えられる。コーナー周波数 fc（図 3▼）は、Mw3-5 程度でこの帯域にくるため、その間でスペクトル振幅は規模に応じた直線的な比例関係にならない。中村・他(2016 連合大会)で求めたフーリエ振幅スペクトル FS と震度 I の関係から、この震源スペクトルを震度に換算すると図 4 のようになる。Mw が小さい場合には傾きが2程度で、大きい場合に傾きが1程度になってくることがわかる。なお、司・翠川(1999)が回帰式の推定に用いた地震は Mw5.8 以上であり、結果的に整合していることがわかる。

以上のことから、M-I の関係は、小さな M を含めると一次式で近似することは適切でないと考えられる。なお、図2のデータから一次式と二次式のそれぞれの回帰式で尤度を求め AIC を比較したところ二次式のほうが適切である結果が得られた。

謝辞：本研究は、文部科学省受託研究「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」の一環として実施されました。記して感謝いたします。

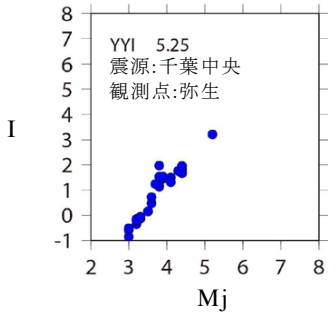


図 1 MeSO-net による Mj-I 関係

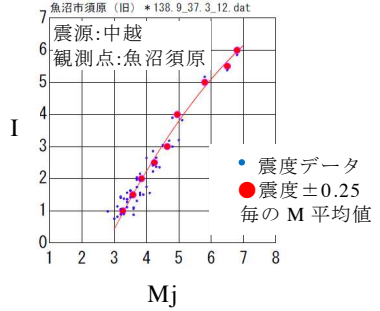


図 2 気象庁データによる Mj-I 関係

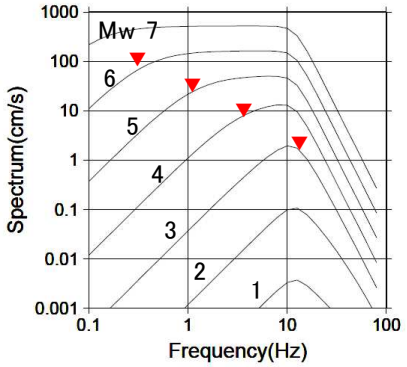


図 3 震源加速度スペクトルと Mw (▼:fc)

Δσ＝10Mpa, fmax=12Hz 仮定

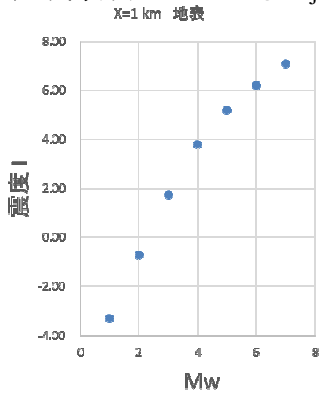


図 4 震源スペクトルから求めた震度（自由表面２倍を考慮）

S15－12

スラブ内地震とプレート境界地震による強震動と震源深さ

#筧　楽麿（神戸大・理）

Strong ground motions from intraslab and interplate earthquakes
and their relations to focal depths

Yasumaro KAKEHI (Faculty of Science, Kobe University)

宮城県沖の様々な震源深さを持つスラブ内地震とプレート境界地震を対象に（規模は点震源で無理なく近似できる M6 以下のもの），高密度強震動データの特徴を調べた。従来，スラブ内地震はプレート境界地震に比べ，高周波地震波を強く励起し，強い揺れの範囲の広がりが大きいという見方がされてきた。しかし，同程度の震源深さを持つスラブ内地震とプレート境界地震による強震動の特徴を比較すると，両者は非常に似ていることがわかる。図に，宮城県沖で発生した 2 つのスラブ内地震（震源深さが 83.10 km と深い方を S1，35.94 km と浅い方を S2 とする）と 1 つのプレート境界地震（震源深さは S2 と同程度の 42.86 km，P とする）の震央位置とメカニズム解，これら 3 つの地震による加速度最大振幅の距離減衰特性を示す（図の白丸は前弧側観測点，黒丸は背弧側観測点）。距離減衰の傾きは，震源が同程度に浅い S2 と P がほぼ同じで，震源の深い S1 ではそれに比べ傾きが急である。また，いずれの地震においても前弧側観測点に比べ，背弧側観測点の振幅は系統的に小さいが，前弧側と背弧側の差は S2 と P が同程度であるのに対し，震源の深い S1 では前弧側と背弧側の差がそれより大きい。即ち，加速度最大振幅の距離減衰の特徴は，スラブ内地震とプレート境界地震というテクトニック環境の違いではなく，震源深さの違いによって第一義的に決まっていることがわかる。この他に，スラブ内地震とプレート境界地震の違いによらず，震源の浅い地震の場合，S 波部分が継続時間の長い複雑な波形を示すのに対し，震源の深い地震の場合，パルス的な単純な波形を示すといった違いもある。更に，笠谷・筧（2014）が示したように，加速度震源特性の高周波レベルは，スラブ内地震とプレート境界地震の違いによらず，震源が深いほど高周波レベルが高いことがわかっている。講演時には，震源深さと強震動の関連をさまざまな視点から論じる。

謝辞　解析には防災科技研の K-NET 強震データ，F-net メカニズム解，気象庁一元化震源を使いました。記して感謝いたします。

参考文献　笠谷・筧，地震 2，**67**，57-79，2014.

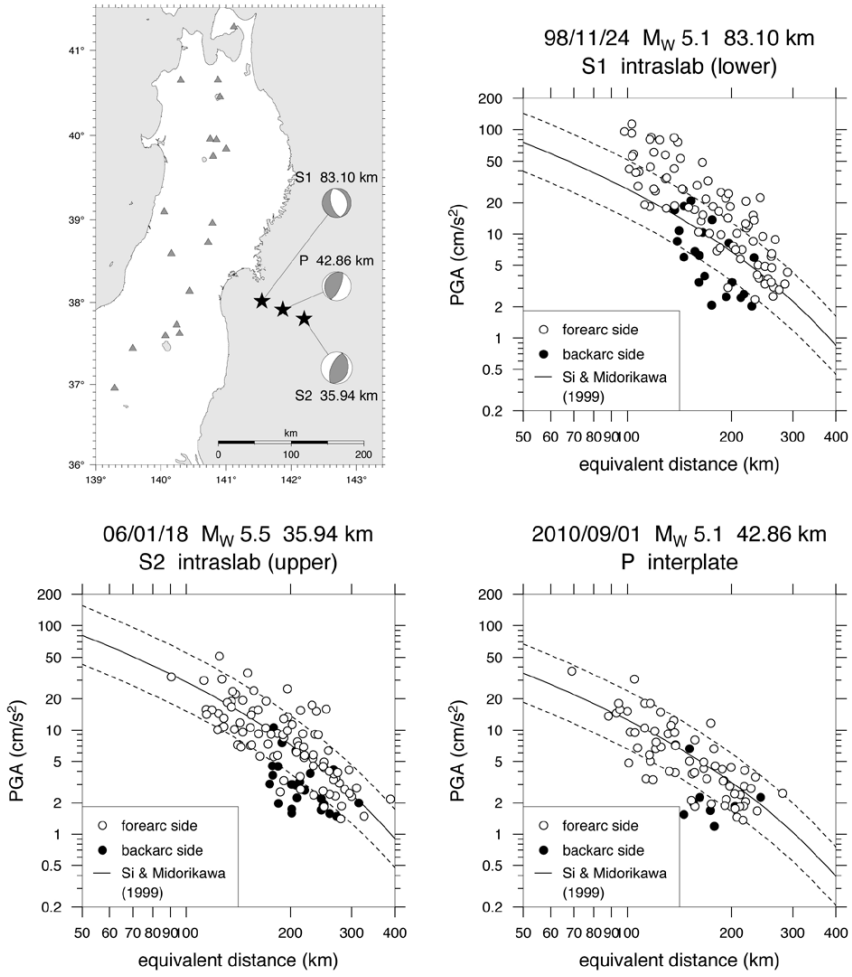


図. 比較に用いた宮城県沖のスラブ内地震（S1：M_W 5.1，深さ 83.10 km；S2：M_W 5.5，深さ 35.94 km）とプレート境界地震（P：M_W 5.1，深さ 42.86 km）と，それらの加速最大振幅の距離減衰特性。

S15−13

2016 年 4 月 1 日三重県南東沖の地震 (M_j 6.5) の長周期地震動に対する南海トラフ付加体の効果

#郭 雨佳・纐纈一起（東大地震研）・三宅弘恵（東大情報学環／地震研）

Effects of the Accretionary Wedge on Long-Period Ground Motions during the M_j 6.5 Earthquake on 1 Apr 2016 along the Nankai Trough

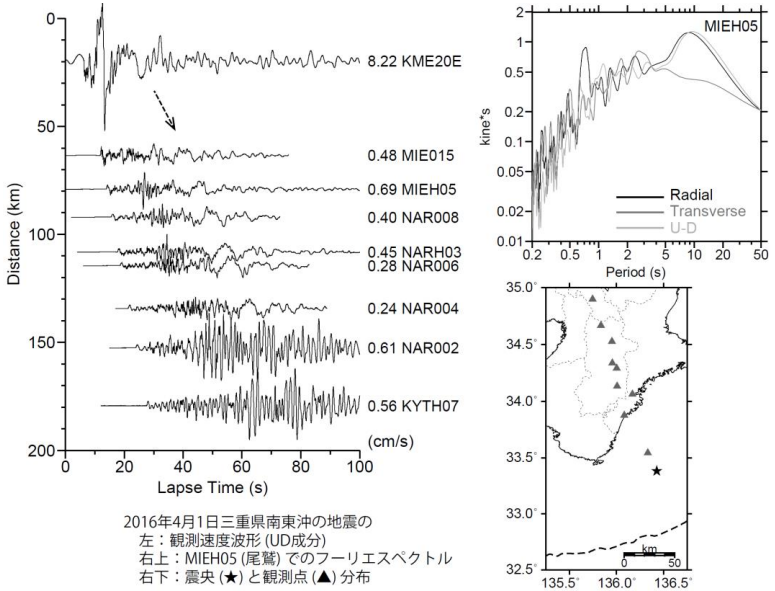
#Yujia Guo, Kazuki Koketsu (ERI, Univ. Tokyo), and Hiroe Miyake (III and ERI, Univ. Tokyo)

南海トラフで発生する海溝型地震による長周期地震動に対して，フィリピン海プレートの上に堆積する付加体が影響を及ぼすことが多くの長周期地震動シミュレーション (e.g., Yamada and Iwata, 2005; 渡辺・他, 2014; Nakamura *et al.*, 2015; Guo *et al.*, 2016; Petukhin *et al.*, 2016) によって示唆されている．一方，南海トラフ地震の想定震源域では地震活動が少なく，長周期地震動への付加体効果に対する観測事実に基づく理解や検証が課題である．2016 年 4 月 1 日，三重県南東沖において，1944 年東南海地震 (M_w 8.1) の破壊開始点に程近い深さ 14 km 付近を震源とする M_j 6.5 (M_w 6.0) の地震が発生した．この地震は，南海トラフにおける海底地震観測網（例えば DONET）の本格運用開始以降，南海トラフの海域で初めて発生した中規模地震である．この地震における海陸域の観測記録を解析することは付加体効果をはじめ，長周期地震動の海域から陸域への伝播に対するさらなる理解だけでなく，将来の南海トラフ地震の長周期地震動に対する予測精度の向上に役立つことが期待される．

本研究ではまず，この地震の海陸域で得られた観測記録を解析し，他の地震の記録とも比較した．長周期地震動の最大振幅は海域では非常に大きいが，陸域では他の同程度規模の地震に比べて大きな差は認められない．一方で，陸域における継続時間は，他の地震に比べて著しく長い．これらの観測事実は付加体効果を反映しており，既往のシミュレーション結果とおおむね整合的である．

陸域において，継続時間の伸長に寄与する，周期 9-10 秒程度に卓越する Rayleigh 波の波群（図左・右上）が観測されている．この特徴的な Rayleigh 波の生成・伝播過程を調べるために，ボクセル有限要素法 (Koketsu *et al.*, 2004; Ikegami *et al.*, 2008) を用いて周期 3.3-20 秒 (0.05-0.3 Hz) の帯域で長周期地震動をシミュレーションした．計算には，地形や海水および広帯域 Q 値一定の減衰を取り入れている．三次元速度構造モデルは Guo *et al.* (2016) を波形インバージョン（郭・纐纈, 2016）によって調整したものを使用した．震源はベル型関数の震源時間関数を持つ点震源を仮定し，地震モーメントおよび震源メカニズムは GCMT 解を使用し，震源位置およびライズタイムは震央に近い観測点の記録に対する再現性をもとに決定した．シミュレーションされた長周期地震動は観測記録の走時や振幅を良く再現できている．

また，海水層に起因する Rayleigh 波の伝播が既往研究 (e.g., Hatayama, 2004; Petukhin *et al.*, 2010; Nakamura *et al.*, 2012) によって報告されている．しかしながら，東南海沖の想定震源域の真上では水深が約 2,000 m 前後と比較的浅いため，海水層の影響を受ける波の周期は短い (e.g., Hatayama, 2004; Noguchi *et al.*, 2016)．したがって，観測記録に見られる周期 9-10 秒の Rayleigh 波は海水層ではなく，付加体の低速度層由来のものである可能性が高い．実際，上述の計算モデル（付加体あり・海水あり）での計算結果を，付加体あり・海水なしモデルおよび付加体なし・海水ありモデルと比較したところ，付加体なし・海水ありモデルの計算波形は走時が早く，観測波形全体の継続時間に対して過小評価であった．つまり，付加体の存在がこの Rayleigh 波の励起に不可欠であると考えられる．



謝辞　K-NET/KiK-net, DONET1 および東南海ケーブル式常時海底地震観測システムの波形記録を使用しました．これらの観測網の構築ならびに維持に係わる防災科学技術研究所・海洋開発研究機構・気象庁の方々に記して感謝いたします．

10/5　A 会場　午後

S15－14

和歌山平野の地下速度構造推定とMTLによる強震動予測 （その１ 地下構造モデルの構築）

#上林宏敏・釜江克宏（京大原子炉）・大堀道広（福井大）・山田浩二（阪神コンサル）・川辺秀憲（阪大工）・岩田知孝（京大防災研）

Subsurface Velocity Structure beneath Wakayama Plain and Strong Ground Motion Prediction for MTL
(Part1. Construction of Subsurface Velocity Structure Model)

#Hirotoshi Uebayashi, Katsuhiro Kamae (RRI, Kyoto Univ.), Michihiro Ohori (Univ. Fukui), Koji Yamada(Hanshin Co., Ltd.), Hidenori Kawabe(Osaka Univ.) , Tomotaka Iwata (DPRI, Kyoto Univ.)

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測（2013～2015年度）において、この断層帯による和歌山平野および周辺地域の強震動予測を行うため、和歌山平野の地下速度構造探査を実施し、３次元地下速度構造モデルを構築した。

和歌山平野は北部の和泉山脈と南部の紀伊山地に挟まれた紀の川河口デルタを中心とした低平地である。平野北縁部には、ほぼ東西に走向を持つMTLが存在し、断層の北側は和泉層群が露頭、南側は最大厚さ1km程度の堆積層の下に基盤岩である三波川変成岩が存在すると考えられている。地下速度構造モデルの領域は、東西35km、南北25km、標高-1.2km以浅とした（図1）。この和泉層群と三波川変成岩を基盤岩と設定し、その上面深度分布を反射法探査データ及び重力探査データを解釈することによって数値化した。基盤岩上の堆積層の物性は、同平野内の反射法探査結果から導いたP波速度と深度の関係式、同平野堆積層と同じ地質及び形成年代と考えられる大阪平野と京都盆地の大阪層群の既往の検層データに基づくP波速度とS波速度及び密度の関係式を用いて推定した。沖積層厚さは、浅部ボーリングデータを空間補間することによって推定した。モデル化は水平方向100m、鉛直方向10mとし、それぞれの方向に等間隔な格子点に物性値を割り当てた。

構築したモデルの検証は、主に単点微動観測記録のH/Vスペクトルのピーク周期(HVSRTp)を用いて行った（図2）。なお、微動アレイ観測による位相速度と強震観測記録による増幅特性（堆積層）の分析結果についても、検証の上で参考とした。図2左下図に示すように、和歌山平野の基盤岩上面深度とHVSRTpの相関は、HVSRTpが約3秒以下において比較的、高い傾向が見られた。それ以上の周期では相関が低下する傾向が見られ、それに対応する地点が堆積層と和泉層群が高角で接する面から近い（水平距離が1km以下）領域に存在することから、複雑な基盤岩上面形状が影響していると思われる。一方、モデルの沖積層厚さの変化は緩やかであり、その厚さとH/Vスペクトルの1秒程度以下のピーク周期分布との対応は良好であった。

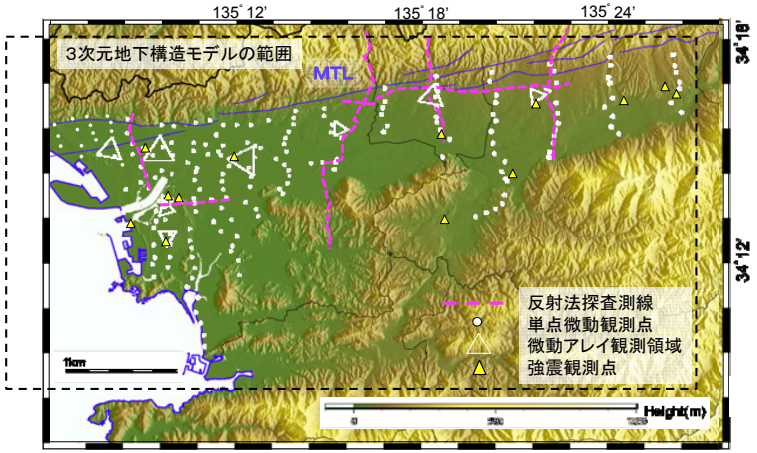


図１ 和歌山平野と地下構造の探査位置

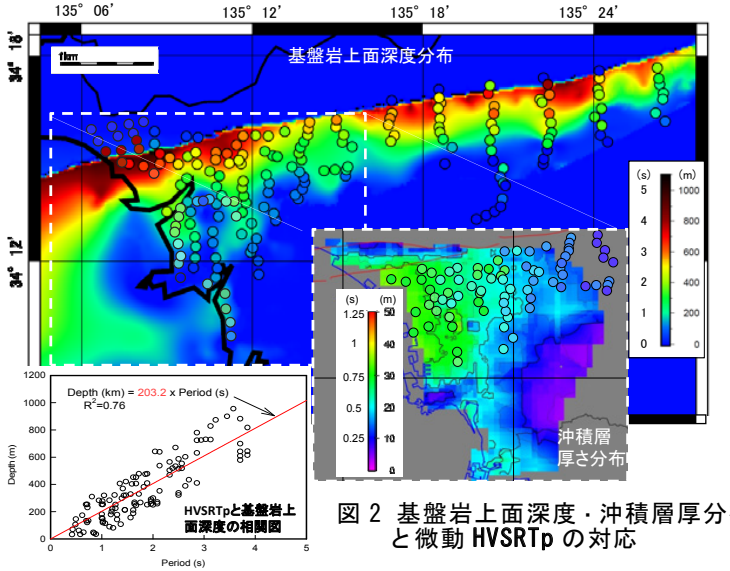


図２ 基盤岩上面深度・沖積層厚分布と微動 HVSRTp の対応

謝辞）
本成果は文部科学省委託研究業務「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」によるものである．
微動観測に際し、(財) 地域地盤環境研究所の方々、京大エネルギー科学研究科社会・環境科学専攻及び大阪工業大学建築学専攻の大学院生に協力をいただいた。

S15－15

和歌山平野の地下速度構造推定とMTLによる強震動予測 （その2 強震動の予測結果）

#大堀道広（福井大）・川辺秀憲（阪大工）・上林宏敏・釜江克宏
（京大原子炉）・山田浩二（阪神コンサル）・岩田知孝・関口春子・浅野公之
（京大防災研）

Subsurface Velocity Structure beneath Wakayama Plain and Strong Ground Motion Prediction for MTL
(Part2. Results of Strong Ground Motion Prediction)

Michihiro Ohori (Univ. Fukui), Hidenori Kawabe (Osaka Univ.), Hirotoshi Uebayashi, Katsuhiro Kamae (RRI, Kyoto Univ.), Koji Yamada (Hanshin Co., Ltd.), Tomotaka Iwata, Haruko Sekiguchi, Kimiyuki Asano (DPRI, Kyoto Univ.)

前報で構築された地下速度構造モデルを用いて、中央構造線断層帯（金剛山脈東縁－和泉山脈南縁）による和歌山平野の強震動予測を行った。まず、工学的基盤面をモデル上面として、長周期成分は3次元差分法で、短周期成分は統計的グリーン関数法で、それぞれ計算を行った上で、接続周期を1秒として、これらを足し合わせるハイブリッド法によった。震源モデルとしては、地震本部のレシピに従い3種類の断層モデル［和泉断層モデル1（M_w7.2、傾斜角35°）及び和泉断層モデル2（M_w6.9、傾斜角75°）、金剛断層モデル（M_w6.3）］を構築し、それぞれについて2種類の破壊開始点を設定することで、計6ケースを策定した。地表面の地震動は、工学的基盤以浅の浅部地下構造を考慮し、等価線形解析（Schnabel et al., 1972）により算出した。浅部地下速度構造モデルの直下にハイブリッド法により算出された工学的基盤（S波速度：350m/s）の露頭波を1/2倍して入力波として与えている。沖積地盤の非線形特性は、和歌川基準ボーリング地点において得られた沖積砂と沖積粘土に関する動的変形試験結果（KG-NET・関西圏地盤情報協議会，2011）に対して、Hardin-Drnevichモデル（H-Dモデル）を構成する二つのパラメータである基準せん断ひずみ$\gamma_{0.5}$ (%)と最大減衰定数h_{max}を設定し、モデル化した。ただし、低ひずみにおける試験結果とモデルとのフィッティングを改善するために、最小減衰定数h_{min}を付与している。沖積砂と沖積粘土の等価線形解析におけるS波速度の初期値として、一律160m/sを与えた。

図1に、ハイブリッド法により算出された工学的基盤面の計測震度および等価線形解析により算出された地表面における計測震度を例示する。同図は、高角の和泉断層モデル2において西側から破壊するとした場合の結果を表す。工学的基盤面上では最大で震度7に達する非常に強い地震動が算出されていることがわかる。一方、地表面上では和歌山平野西部の沖積層が厚い地点では、地盤の非線形性の影響により、工学的基盤面上の計測震度よりも地表面の計測震度が小さくなる傾向が見られた。この高角の和泉断層モデル2に比べると、低角の和泉断層モデル1では和歌山平野における地震動がやや小さくなった。さらに、金剛断層モデルの場合には、震源が和歌山平野の東側に位置するため震源が遠く、地震規模も小さいため、和歌山平野における地震動は他の震源モデルよりもかなり小さくなり、工学的基盤面及び地表面における計測震度は最大で5強であった。

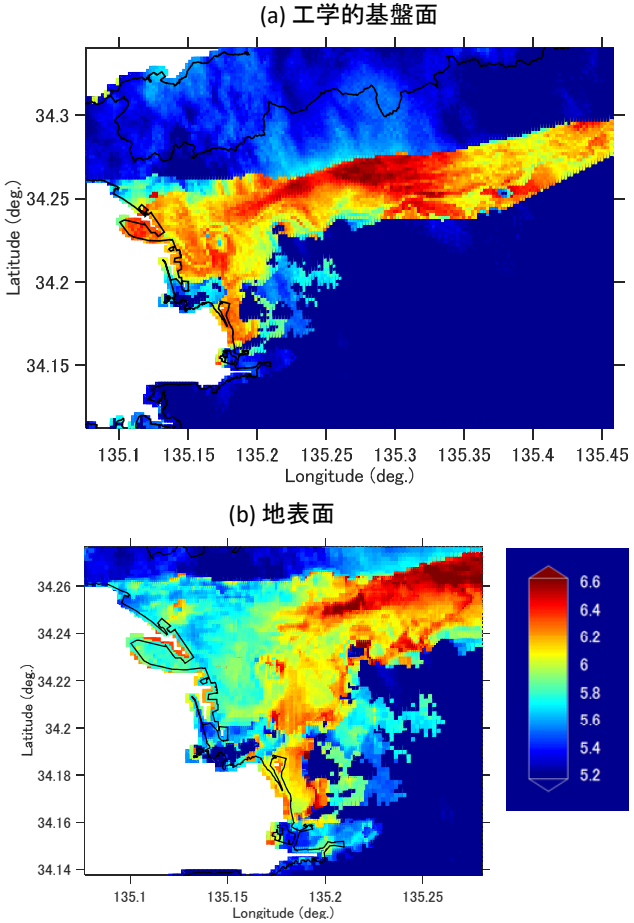


図1：和泉断層モデル2による計測震度の空間分布

謝辞）本成果は文部科学省委託研究業務「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」によるものである。

S15－16

震源過程推定のための波形インバージョンに経験的グリーン関数を用いることのメリットとデメリット

#野津　厚（港空研）

Advantages and Potential Disadvantages of Using Empirical Green's Functions for Waveform Inversion to Estimate Rupture Process of Earthquakes

#Atsushi Nozu (PARI)

震源過程を推定するための強震記録の波形インバージョンでは，理論的グリーン関数，なかでも水平成層構造を仮定した理論的グリーン関数が用いられることが多い[例えば1)2)]．一方，本稿の著者はこれまで同様の解析に経験的グリーン関数を多く用いてきた[例えば3)4)]．しかし，各々のグリーン関数を用いることのメリットとデメリットについては，これまで十分に整理されていないように思われる．そこで，本稿ではこの点について著者の考えを述べる．一般に波形インバージョンではグリーン関数が正確であるほど正確な震源過程が求まるはずである．この点について異論は無いと思われるので，以下においては各々のグリーン関数の誤差要因を論じる．

いま，完全な地下構造情報が得られているという理想的な条件を仮定すれば，それに基づいて計算された3Dの理論的グリーン関数が最も正確なグリーン関数であり，それを利用した波形インバージョンが最も正確な結果を与えることは論を待たない．しかし，実際には地下構造の情報は常に完全ではなく，地下構造情報に基づいて計算されたグリーン関数は常に誤差を含むことになる．特に，強震動による被害を論じる上でも重要となる0.3-1Hz程度の帯域で，地下構造モデルの誤差に起因するグリーン関数の誤差は相当に大きいという印象を，最近実施されたベンチマークテストの結果[5)6)7)]などから，著者は持っている．また，波形インバージョンにおいて実際に利用されるのは，多くの場合，水平成層構造の理論的グリーン関数である．この場合には，地下構造の不整形性の影響がグリーン関数に反映されないことになる．特に対象とする地震が逆断層の地震や海溝型地震の場合，地下構造を水平成層で近似できない場合が多いのではないだろうか．また，規模の大きい地震になるほど破壊の継続時間が長くなるため，観測波形のうち解析に用いる区間を長くとらざるを得ない．すなわち，先に破壊した部分からの後続位相と遅れて破壊した部分からの直達S波が重畳している波形を扱うことになる．こうした状況に対して対応しやすいのは経験的グリーン関数法である．経験的グリーン関数には，3D効果も含めた地下構造の情報が反映されているためである．ただし，経験的グリーン関数を用いることに何も問題が無いかと言えば，必ずしもそうではない．一般に経験的グリーン関数法では，中小地震を各小断層に割り当てる際に，各小断層から観測点までの距離の違いに起因する振幅の補正と，到来時刻の遅れに関する補正を行う．この補正によって補正し切れていない要因が残れば，それが経験的グリーン関数法の誤差要因となる．例えば，小断層と観測点の位置関係が変わることで，たとえ小断層のメカニズムが一様であったとしても，ラディエーション係数は少しずつ変わるはずである．この誤差要因に対して文献3)4)でとられている緩和策は，断層面を複数の領域に分割し複数の中小地震を割り当てるというものである．一方，地下構造情報が完全ではないという理論的グリーン関数の誤差要因に対して一般的にとられている緩和策は，中小地震観測記録を用いた地下構造モデルのチューニング[例えば1)2)]である．

このように，各々のグリーン関数には各々の誤差要因があり，各々の緩和策がとられているが，緩和策適用後にいずれのグリーン関数の誤差が小さいかは現時点では明確でない（個人的には地下構造情報の不足が最大の誤差要因と考えているが）．このように，いずれの手法も完全とは言えないという状況を踏まえると，当面は，解析に用いる手法の多様性が，結果の信頼性を確保する上での一つの鍵であると考えられる．

参考文献　1) Hikima and Koketsu (2005), *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL023588. 2) Asano and Iwata (2011), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **101**, 2467-2480. 3) 野津厚(2007), 地震2, **59**, 253-270. 4) Nozu and Irikura (2008), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**, 180-197. 5) 松本他(2013), 日本建築学会技術報告集, **41**, 71-76. 6) 吉村他(2013), 日本建築学会技術報告集, **41**, 65-70. 7) 加藤他(2013), 日本建築学会技術報告集, **41**, 37-42.

表1　各々のグリーン関数の誤差要因と緩和策

グリーン関数	誤差要因	とりうる緩和策
理論的グリーン関数	地下構造情報が完全ではないこと	中小地震観測記録を用いた地下構造モデルのチューニング[例えば1)2)]
経験的グリーン関数	中小地震を各小断層に割り当てる際の補正が完全ではないこと	断層面を複数の領域に分割し複数の中小地震を割り当てる[例えば3)4)]

S15－17

1923 年大正関東地震の震度分布に対する本震直後の M7 クラスの余震の影響

＃神田克久（小堀鐸二研）・武村雅之（名大減災セ）

Seismic Intensity Distribution of Main Shock and Aftershocks of the 1923 Great Kanto Earthquake and its Hazardous Effect

Katsuhisa KANDA (Kobori RC Inc.), Masayuki TAKEMURA (Nagoya Univ.)

１．震度インバージョン解析による再検討

相模トラフ沿いのプレート境界で発生した 1923 年大正関東地震の震源や地震動特性を明らかにすることは、今後の想定地震を考え、首都圏の建物の設計・耐震診断や地震防災を検討する上で重要と考えられる。広範囲の震度分布を再現するため、昨年の報告よりも震源域を拡張して、震度インバージョン解析を行い、図１に示すように 6 つの短周期地震波発生域を推定した。その内⑤、⑥の発生域に関しては、埼玉や山梨での震度分布を再現するために必要であるが、遠地記録や測地データなどの震度以外のインバージョン解析から推定されるすべりの外側に位置する。この原因について、本震直後の M7 以上の余震との関係を踏まえて以下に考察する。

２．本震と余震を分離した震度分布の再現と考察

武村(2003)は、大正関東地震の本震の被害が区別できない M7 以上の余震として、図２に示す岐阜測候所の観測波形などに基づいて図１に示す３地震を推定した。それぞれ A1: 12:01 東京湾北部(M7.2)、A2: 12:03 山梨県東部(M7.3)、A3: 12:48 東京湾(M7.1)である。①～④の発生域については、本震を生じさせた領域で、A3 を含めて余震の影響はほとんどない。A2 の余震は、山梨での震度を大きくし、⑥の発生域を生じさせている可能性が高い。A1 の余震は、東京では本震より継続時間は短かったが揺れが強かったとの証言が多数残されており、⑤の発生域を生じさせている原因と考えられる。そこで、図１に示す短周期エネルギー分布を点線で示す領域に分離して震度分布を再現する。まず、関東での 1997 年以降の M5 以上のフィリピン海プレートおよび太平洋プレートの境界およびスラブ内の地震の計測震度データを回帰分析し、震度の距離減衰式は $I = -4.9\log X_{eq} + 1.1M + 5.69 + Ic$ とした。Ic は揺れやすさを表す相対震度で震度地点ごとに評価した。それぞれの発生域の M は、エネルギー分布に応じて評価した。本震を表す発生域①～④が生じた場合と、余震 A1 を表す発生域⑤のみが生じた場合のそれぞれの震度分布を図３および図４に示す。神奈川県や千葉県の震度分布は①～④だけで十分再現できることが分かる。

東京都東部の最大震度は、本震で震度６弱、余震 A1 で６強となり、当時の建物の耐震性を考慮すればどちらも大きな被害を発生させたと推定される。また、揺れは A1 の方が大きく、体験談［武村(2003)］とも整合する結果となった。埼玉県でも、A1 の方が震度は大きい地点が多く、余震の影響は大きい。さらに、図２に示す岐阜測候所の記録からわかるように本震は継続時間が長く、建物は壊れなくても繰り返しの影響で耐力が弱っていったと考えられる。その後に M7.2 の余震が発生して震度６強となり、建物被害が拡大した可能性が高い。このようにプレート境界などで大地震が発生すると、場所によっては本震を上回る揺れの余震が発生する場合があるので想定地震として考慮しておくことが必要であると考えられる。

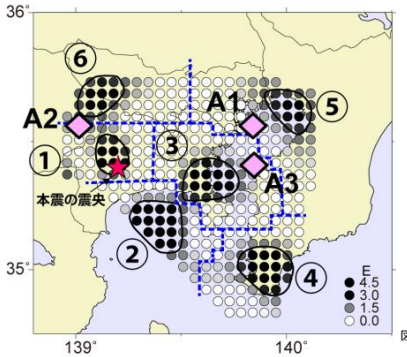


図１ 震度インバージョン解析結果

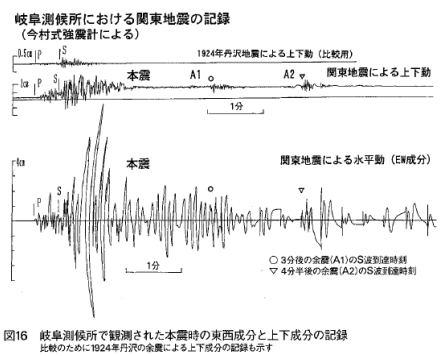


図16 岐阜測候所で観測された本震時の東西成分と上下成分の記録
比較のために1924年丹沢の余震による上下成分の記録も示す

図２ 岐阜測候所での観測波形[武村(2003)]

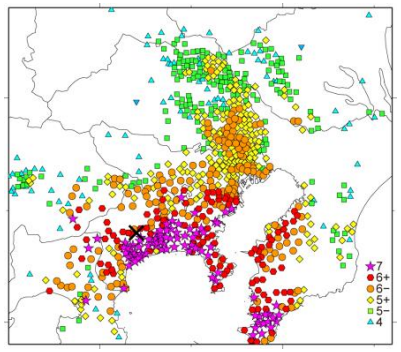


図３ 発生域①～④の地震の震度分布

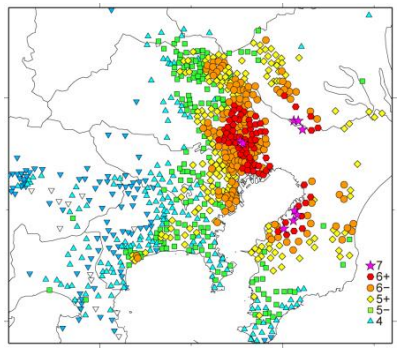


図４ 発生域⑤のみの地震の震度分布

10/5　B 会場　午前

S09－01

三重県南東沖の地震(M6.1)に続く群発地震活動の統計解析

#熊澤貴雄(統数研)・尾形良彦(統数研・東大地震研)・加藤愛太郎(東大地震研)・鶴岡弘(東大地震研)

Statistical Analysis of the Earthquake Swarms following the Mie offshore Earthquake (M6.1).

#Takao Kumazawa (ISM), Yosihiko Ogata (ISM/ERI), Aitaro Kato (ERI), Hiroshi Tsuruoka (ERI)

2016年4月1日三重県南東沖でM6.1の地震が起きた。本震を囲むように余震が起きず,10kmほど離れた場所に30分程度の遅れで群発地震が誘発され余震の様に減衰しすぐ静穏化した。それから18日後にほぼ同じ場所で再び活動し,直ぐ静穏化して現在(7月20日)に至っている。

本報告では気象庁一元化震源カタログの全ての検出データを使用するとともに,気象庁地震波形データ(陸域)に海洋研究開発機構(JAMSTEC)のDONET 地震波形データ(海域)を併せて Matched Filter法で再決定した震源データによる解析も並行して行った。いずれの震源データの群発活動には大なり小なり震源の拡散や移動が見られた。また以下に述べる統計解析の結果によると互いに同様な結果が得られ,今回の本震と誘発群発地震活動がプレート境界で起きたことを示唆している。

1. 地震の検出率とマグニチュード頻度分布 b 値の時間変化

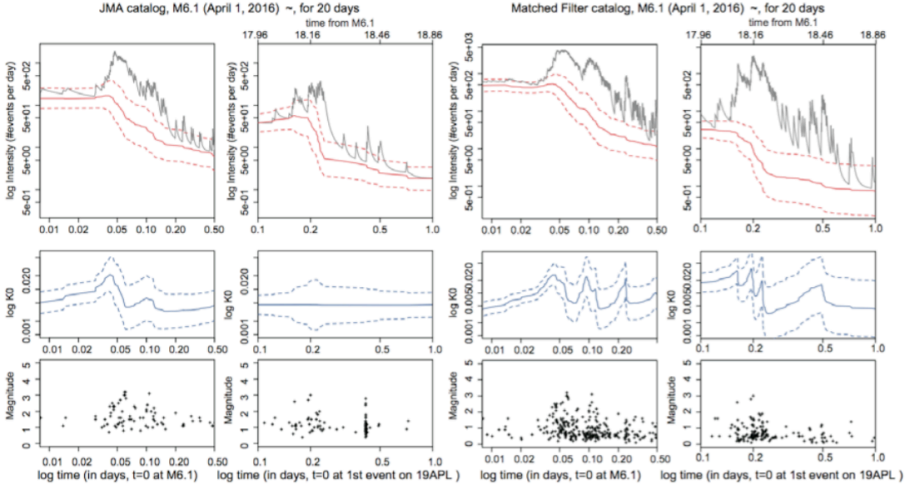
検出された全地震のマグニチュード頻度分布の時間変化モデルのベイズ的平滑化解析を行うと,b値の時間変動が認められるが,各マグニチュードの地震検出率は時間的に不変である。したがってM6.1本震直後に余震が殆ど無いのは,大量に欠測したのではなく,続発した活動は或る程度遅れて始まったことを示している。また,これは地震データが時間的に均質であるため,ETASモデルなどの地震活動が下限マグニチュードに拘ることなく推定できる。b 値の時間変動はそれぞれの震源データと同じ傾向を示し,最初の群発活動中で増加し,第2の群発地震でもさらに増加している。

2. 非定常 ETAS モデルによる解析

ここで使用する「非定常」ETAS モデルは従来のETASモデルの常時地震活動μと余震発生強度K_0のパラメータが次のように時間tに依存するものである.

$$\lambda_\theta(t|H_t) = \mu(t) + \sum_{\{i:S\le t_i<t\}} K_0(t) e^{\alpha(M_i-M_c)}/(t-t_i+c)^p$$

他のパラメータα, c, p は時間不変(定数)であり,周囲のテクトニックな地震活動に合わせて決める。$\mu(t)$は地震発生場での静的応力変化や断層弱化などに起因する地震発生率の変化を示す。他方 $K_0(t_i)$は各地震の連鎖性効果の大小(余震生産性)を示すが,実際は時刻 t_i で起きた地震 i の位置に依存することが分かる。この点過程モデルを今回の群発地震活動に当て嵌めた結果を次に示す。



S09－02

鉛直面状に分布する
2016 年 4 月 1 日三重県南東沖の地震の余震

#ヤノトモコエリザベス・松原誠(防災科研)

The aftershocks on the vertical plane of the earthquake off the southeastern Mie on April 1, 2016

#Tomoko Elizabeth Yano, Makoto Matsubara (NIED)

On April 1st, 2016, the Mjma6.1 earthquake occurred off the southeastern Mie prefecture. According to the moment tensor solution by NIED F-net, the hypocenter of mainshock occurred at depth of 14 km offshore of southeastern Kii peninsula with pressure axis directing NW-SE orientation. Its aftershocks occurred at northeast about 10 km apart from the mainshock.

It has discussed intensively among seismologists whether these events occurred at the plate boundary between the Eurasian and Philippine Sea plates since it is critical to find if this event has any implication of future mega quakes, such as Nankai earthquake. However, since its aftershocks occurred at far away from the mainshock and velocity structure at offshore can be complicated, it is limited to find a spatial relationship between aftershocks and mainshock and also their absolute distance in depth. In this study, instead of investigating the spatial relation and their absolute depth, we have focused on the precise pattern of aftershock distributions to tackle the problems.

We have performed relocation of hypocenters using the double-difference location method by running a well-tested package called hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000). We have fed two types of differential travel time datasets to hypoDD; one is estimated by cross-correlation between waveforms of near-by hypocenter pairs observed at a common station; and second is calculated from ordinal phase pick data. By adopting a cross-correlation dataset, the result can be precise up to 0.01 second (the waveform sample frequency is 100 Hz) only if other errors, such as systematic error due to velocity structure, are negligible. Details about parameters and 1D velocity structure can be found in Yano et al., 2016.

The locality tells us that the possible problem due to a large structural differences between land and sea. Thus, we have investigated by relocating with three types of paths; (1) traveling only in oceanic structure and close from the hypocenters obtained at “offshore only”; (2) traveling through the structural difference between land and sea by the data on “land only”; and (3) combination of both cases (1) and (2) using “land and offshore” stations.

Our relocation result shows that the patterns of aftershock distribution are different depending on the data sets. In fact, as results of cases (1), (2), and (3), seismic distribution along the vertical plain facing NE-SW direction (Figure), a linear seismicity running NW-SE orientation, and a linear seismic distributions running NE-SW orientation, respectively, are revealed. This discrepancy suggests that the structural difference under the land and sea dramatically or the use of stations over 50km far from the hypocenter impact on the result although the double-difference location method have relatively small influenced by structural difference since it uses pairs of traveling close path.

Particularly in these events, the results tell us that it is important to relocate hypocenters by applying (a) the realistic 3 D structure, (b) the very close stations particularly from the hypocenter location, or (c) appropriate station corrections. Since we relocate with the 1D velocity structure and no station corrections are applied, we conclude that the most probable hypocenter distribution in our study is the result due to the case (1) in which satisfies the criteria (b). Our preferred result, the aftershock distributions as the vertical plain facing NE-SW direction, implies that they cut through either the oceanic crust or plate boundary vertically rather than spreading along the horizontal face of plate boundary.

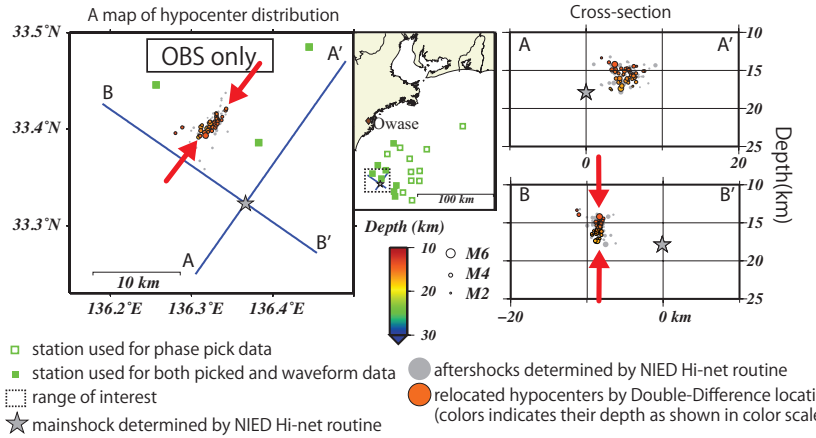


Figure: The relocated hypocenter (2016/3/1~2016/4/15, N=50) based on OBS stations within 50 km from the mainshock with M0 and greater, a case (1) in the text.

S09－03

日本列島における深部低周波地震の発生状況（2）

#高橋浩晃（北大理）・宮村淳一（気象庁）・椎名高裕（北大理）

Deep Low-Frequency Earthquakes in Japanese Islands

#H. Takahashi (Hokkaido Univ.), J. Miyamura (JMA), T. Shi'ina (Hokkaido Univ.)

1997年10月から気象庁と文部科学省が協力して始まった地震波形の一元化処理において，気象庁が低周波イベントにフラグを付けはじめて約20年が経過した．高橋・宮村（2009）は2008年までの気象庁カタログに基づいて深部低周波地震の活動特性を列島規模で調査したが，その後の発生状況を調査したので報告する．なお，南海トラフでの沈み込みに伴う深部低周波イベントは除いたものである．

2016年6月までの発生数は，参考震源やM未決定のものを含め1万9千個余であり，Hi-net整備後2010年までの年間発生数はおおよそ1300個程度であったが，2011年以降は800個程度となっている．数が最も多いのは富士山で2037個であり，全数の約1割を占め，ほぼ一定の発生率が続いている．次に数が多いのは雌阿寒岳の2027個で，2008年後半と2016年前半に急激に活動度が高くなる時期があった．このうち，2008年には小規模な水蒸気噴火が発生している．最大規模のイベントは函館市戸井付近で発生したM2.3でほとんどがM2以下の地震であり，b値は1.7付近に求まる．深さは15-35kmが多く，最深は立山付近で発生した52kmであり，10km以浅にも活動が見られる．

地震はクラスタ状に発生していて，2008年以降もそれまでに発生していたクラスタでの活動がほとんどである．一方，数は少ないが，一関付近や周南市付近など新たな活動域も確認された．また，大多数の活動クラスタは，第四紀火山の周辺に位置しているが，その場合でも噴出中心からやや離れた場所にクラスタがある場合，あるいは，複数のクラスタが存在する火山も見受けられる．たとえば，富士山では深さ10-20kmの活動域と深さ40-50kmの深さ方向に異なった2つの活動域が認められ，深いほうのクラスタは2008年以降にその存在がはじめて検知された．

離島部を除くほとんどの活火山で深部低周波地震の活動が認められることは，上部マントルから地殻に至るマグマ供給系との強い関連を示唆する．しかし，この期間にマグマ噴火が発生した有珠山や霧島新燃岳，阿蘇山では，噴火前後で明瞭な活動度の変化はみられておらず，噴火活動との相関は低い．第4紀火山付近でも発生が見られることは，1万年以内の活動をもとに定義された活火山以外の火山においてもマグマ活動のポテンシャルを示唆するシグナルとも考えられる．一方，火山活動度が高い浅間山や樽前山などでは引き続き深部低周波地震の活動は低調である．震源が火山の直下ではなく少し離れている事例でもマグマ供給系との関係は考えられる．岩手山では深部の2つのクラスタ，浅部に1つのクラスタが認められるが，岩石学的に提唱されているマグマ混合モデルとの関連があるのかもしれない．

Aso and Tsai (2014)は深部低周波地震の発生要因として，マグマ冷却を提案しているので，深部低周波地震の存在が将来の火山活動を必ずしも示唆するものではない可能性もある．しかし，マグマの冷却は流体を発生させるため，上昇して地殻浅部に達すれば断層強度低下の要因となる可能性はある．Nakamura et al. (2014)では，西日本で見られる有馬型熱水がフィリピン海プレートから脱水して直接上昇してきたものであることを明らかにしており，深部低周波地震活動との関連に興味が持たれる．

第四紀火山が存在しない和歌山県北部，大阪府南部，泉州沖，大阪湾奥部，有馬付近，京都市右京区，人吉盆地，南砺，青森不老不死，十和田，寿都，南富良野，礼文などでも引き続き活動が確認された．これらの震源域は中央構造線断層帯，大阪湾断層帯，上町断層帯，有馬高槻断層帯，三峠・京都西山断層帯，人吉盆地断層帯，黒松内低地断層帯など主要活断層に隣接している場合もあるが，南富良野などのように付近に明瞭な活断層が見られない場合もある．

椎名・高橋（2016）は，北海道南茅部沖クラスタ付近の地殻と上部マントルにおける地震波速度構造を調べ，深部低周波地震の発生深度付近が低速度域と高速度域の境界であること，その上部の浅発地震の領域が高速度域になっていることを示している．南茅部や松前，南富良野クラスタ付近の上部地殻では群発的な地震が発生している．Ohmi and Obara (2002)が調べた2000年鳥取県西部地震や1984年長野県西部地震震源域でも活動が継続している．このように，深部低周波地震は内陸地震活動とも関係している可能性があり，その実態としては流体の関与が考えられる．今後，深部低周波地震が発生している様々な地域の詳細な地殻構造や地震波反射面，比抵抗構造などを比較することで，浅部地震活動との関連やそれをコントロールしている条件を整理していく予定である．

謝辞：本研究は科研費新学術領域研究「地殻ダイナミクス」の公募研究課題15H01134による．

S09－04

琉球海溝の超低周波地震に伴って起こる低周波地震の分布

#中村衛（琉球大理）

Distribution of low frequency earthquakes accompanying very low frequency earthquakes in the Ryukyu Trench

#Mamoru Nakamura (Univ. Ryukyus)

はじめに　琉球海溝の海溝軸付近では海溝軸に沿って長期にわたり超低周波地震（VLFE）が発生している。この地域のVLFE活動は約2～3日の短期間に集中して発生する群発地震型であることが多い。このVLFE活動に伴い低周波地震（LFE）が発生している[中村・吉田, 2016JPGU]。LFEは1～4Hzの地震波が卓越する。1個のLFEの継続時間は同時刻に発生しているVLFEの継続時間と同じか、半分程度の傾向がある。LFEは沖縄本島周辺と八重山諸島周辺で発生している。これらの地域では短期スロースリップイベント（SSE）が頻繁に発生しており、かつSSEの発生時期にVLFEとLFEも発生していることから、SSE、VLFE、およびLFEの発生が互いに関連している可能性がある。そこでLFEの震源決定を行い、LFEがSSEとどのような位置関係で発生しているのか明らかにした。

データ・解析方法　期間は2004年4月から2014年12月である。VLFEの群発地震活動が見られた時期の気象庁短周期地震計連続記録を用いた。1～2Hzのバンドパスフィルターをかけた波形の水平動成分を合成してRMS振幅を計算し、観測点間の相互相関を計算して波の到達時間差を計算した。相関係数が0.7以上のとき震源決定に用いた。解析は沖縄本島周辺（8点）および八重山諸島周辺（10点）の地震観測点を用いておこなった。*Chao et al.* [*2013BSSA*]の手法で2点間のS波到達時間差を使い震源決定を行った。速度構造はJMA2001である。

さらに、LFEの中にはP波およびS波を認識できるイベントが見られた。そのようなイベントに関しては*Chao et al.* [*2013BSSA*] の手法にS-P時間差を含めて震源決定をおこなった。

結果・議論　沖縄本島周辺では、LFEは沈み込んだプレートの深さが10～20kmの所に集中して発生する（図1左）。25.7°N, 127.8°E付近にLFEのクラスターが見られる。またその北東側である26.0°N, 128.5°E付近にもLFE活動のクラスターが見られる。SSE発生領域の北東端または南西端ではLFE活動が活発な一方、SSEが頻繁に発生する領域ではLFE活動は低調である。このように、沖縄本島付近ではLFEの発生領域とSSE発生領域とが相補的関係にあるといえる。

また八重山諸島では、LFEは沈み込んだプレートが深さ10～20kmの所に集中して発生する（図1右）。しかしこの場所は八重山諸島の直下で繰り返し発生するSSE領域から大きく離れている。LFEのクラスターは八重山諸島から約40km南側に離れて分布する。またLFEのクラスターは123.1°E付近(A)、123.5°～124.0°Eの海溝側(B)と島嶼側(C)、および124.3°E付近(D)の4カ所に分けられる。クラスターBは推定横ずれ断層のところに分布する。クラスターDは北側に傾斜する分岐断層の深部付近に位置する。これらのことから、八重山諸島のLFEは沈み込んだプレート面だけで発生しているとは限らず、分岐逆断層や横ずれ断層でも発生している可能性がある。またクラスターA～DはSSEの断層と大きく離れた所に分布する。この地域のVLFE活動はSSE発生に同期して発生する[*Nakamura & Sunagawa, 2015GRL*]ことから、八重山諸島直下で発生したSSEの滑りが海溝付近まで伝播し、プレート面または分岐断層でVLFEやLFEを誘発させている可能性がある。

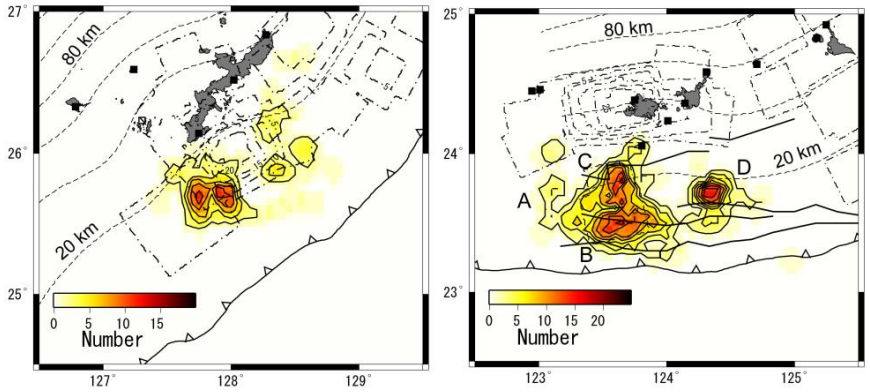


図1（左）沖縄本島付近でのLFEの発生密度分布。各地点から距離10km以内の発生数をカウントした。点線は20km間隔のプレート等深線（Slab1.0［*Hayers et al., 2012JGR*］）、一点鎖線はSSE発生［*Nishimura, 2014PEPS*］密度コンターを示す。（右）八重山諸島付近でのLFEの発生密度分布。黒線は分岐断層を示す。

S09－05

The distribution of very low frequency earthquakes, and its relation to slow slip events along the Ryukyu trench

#Yoko Tu, Kosuke Heki (Hokkaido Univ.), Masataka Ando (Shizuoka Univ.), Hiroyuki Kumagai, Yoshiko Yamanaka (Nagoya Univ.)

A total of 26175 very low frequency earthquakes (VLFEs) were identified along the Ryukyu subduction zone using eight-yrs seismograms at broadband networks in Japan (F-net) and Taiwan (BATS). Their centroid moment tensor (CMT) solutions obtained from a waveform inversion technique created by Nakano et al. (2008) indicate most of the VLFEs are shallow thrust earthquakes, and the depths are from 5 to 40 km. It suggests the VLFEs should occur along the shallow plate interface of the Ryukyu subduction zone or in the accretionary prism near the Ryukyu trench. Moreover, these events might have a similar mechanism as those VLFEs discovered by Obara and Ito (2005) in Nankai trough. However, according to the distribution of the VLFEs, these events not only occur along the Ryukyu trench axis, but also centralize toward aseismic zones of the Ryukyu subduction system. This phenomenon might imply that a part of cumulative stress at aseismic zones could be released by VLFEs.

Due to slow slip event (SSEs) is a kind of slow earthquakes and may relate to the activity of VLFEs (shelly et al., 2006), 18 SSEs were detected near Hateruma Island, southwestern Ryukyu, through GEONECT GNSS F3 solution data. These SSEs possess a regular interval and recur at a fault patch that is as deep as 20 to 40 km of the Ryukyu subduction zone. To understand the relation between VLFEs and SSEs, we stacked daily number of VLFEs with 5-day running average for each SSE, and the result indicates the VLFEs can be activated by SSEs in 10-25 days after the onset of the SSEs.

S09−06

2011年東北地方太平洋沖地震発生前の沈み込み帯浅部で発生するmicro Low-Frequency Tremor

#片上智史（京大院理）・伊藤喜宏・太田和晃（京大防災研）・日野亮太・鈴木秀市（東北大理）・篠原雅尚（東大地震研）

Activity of shallow micro Low-Frequency tremor observed on ocean-bottom seismic network near the Japan Trench

#Satoshi Katakami, Yoshihiro Ito, Kazuaki Ohta (Kyoto Univ.), Ryota Hino, Syuichi Suzuki (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara (ERI)

§はじめに

沈み込み帯の地震発生域の深部延長部ではスロースリップの発生に伴い低周波微動が発生している[例えば，Rogers and Dragert，2003；Obara et al.，2004]．沈み込み帯の浅部でも低周波微動が海底地震計のデータを用いて観測されている（Yamashita et al., 2015）．2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の震源域直上には地震発生前から海底地震計および海底地震計を用いた観測が実施され，本震の震源域，特に海溝軸近傍においてSlow Slip Event（SSE）が2008年と2011年にそれぞれ観測された［Ito et al., 2008; 2015］．特に，2011年の活動は1月末から少なくとも最大前震の発生まで発生しており，特に最大前震発生の3日前から活発化していたことが示されている．

Ito et al.（2015）は，連続地震波形記録から得られるエンベロープについて2観測点の比を調べ，SSEに伴いエンベロープ比（Double Station Method; DSM）の5−6Hz付近の振幅が，特に海溝軸近傍の観測点において増加することを述べた．しかしながら，これらのシグナルの振幅が西南日本で観測されているものより微弱であることと，海溝軸近傍に設置された1つの観測点でのみ観測されていることから，このシグナルを低周波微動と十分に判断できていない．ここでは単独の地震観測点記録から低周波地震のシグナルを検出する方法により検出された東北地方太平洋沖地震前の極微小な低周波微動の活動について報告する．

§手法

Sit et al. [2012] は，アメリカ北西部のカスケード沈み込み帯に設置された広帯域地震計記録に対して，3つの異なる周波数帯のエンベロープ波形を調べて，それらの比を調べることにより，単独観測点記録から低周波微動を検出する方法を開発した（Single Station Method; SSM）．本研究では，宮城県沖に設置された17点の海底地震計（固有周期4.5Hz）で記録された波形にSSMを適用した．まず，3つの周波数帯域（0.25-1.0Hz, 4-8Hz, 10-40Hz）のエンベロープ波形を求め，次にそれぞれの周波数帯でエンベロープ振幅の比を求め微動の検出を行った．

§結果

はじめに2011年1月1日～3月9日まで上記手法を適用した．その結果，1月末（Sequence 1; S1），2月半ば（S2），3月9日（S3）に発生した東北地方太平洋沖地震の最大前振発生直前の3期間で低周波微動をTJT2で検出した（図）．これらはSSMで示された微動発生期間と同様の期間である．さらに，S2期間においてはTJT2に隣接する陸側の複数の観測点でも微動のシグナルが検出された．

§考察

今研究で検出した微動は西南日本（Obara et al., 2002）や日向灘（Yamashita et al., 2015）で発見された微動に比べ，振幅が一桁以上小さい（micro Low-Frequency Tremor; mLFT）．TJT2観測点の直下ではプレート境界から海底面まで3kmと非常に浅いため（Nakamura et al., 2014），本研究で述べた微小な低周波微動の活動が検出された可能性が高い．特に、S2期間のmLFTの活動域は他の期間の活動と比べて陸側に近いところで発生していた可能性があり、S2期間のmLFTは破壊の開始点付近のSSEに伴う活動に関連していた可能性がある．さらにS1やS3期間のmLFTと比べ広範囲で発生していることから，やや規模の大きなイベントである可能性が高い．一方S1とS3期間では，mLFTは海溝軸近傍でのみ発生している．これはプレートの沈み込み運動に伴い，部分的に蓄積された歪が解放されることによるものであると考えられる．

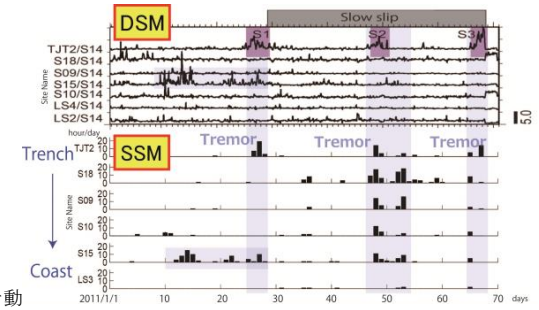


図 2011/1/1～3/9までの低周波微動活動

S09−07

2011年長野県北部の地震(*Mw* 6.2)の核形成過程

#下條賢梧(筑波大学)・Bogdan Enescu (京都大学)・八木勇治(筑波大学)・武田哲也(防災科研)

Nucleation Process of the 2011 *Mw* 6.2 Northern Nagano Earthquake

#K.Shimojo(Univ.Tsukuba),B.Enescu(Univ.Kyoto),Y.Yagi(Univ.Tsukuba), T.Takeda(NIED)

1. はじめに

長野県北部地域では、東北沖地震後に地震活動が活発化しており、東北沖地震から 13 時間後には *Mw* 6.2 の地震が発生している。Shimojo et al. (2014) は、同地域の東北沖地震から *Mw* 6.2 発生までの詳細な地震活動を調べる為に、防災科学技術研究所 Hi-net 地震観測網波形にマッチングフィルター法を適用した。その結果、*Mw* 6.2 のイベントの震源周辺（北領域）と、その震源から南 20 km に位置する 2011 年 4 月 12 日に発生した *Mw*5.4 の地震の震源域（南領域）で東北沖地震直後に地震活動が活性化していることを明らかにした。北領域と南領域を比較すると、南領域では東北沖地震の表面波通過直後より活発な群発地震活動が見られた一方、北領域では東北沖地震の数時間後から低調な地震活動が発生し、*Mw* 6.2 の発生前一時間以内に震源近傍で 2 個の前震が発生している (Shimojo et al.,2014)。本研究では、北領域の *Mw* 6.2 の震源周辺で観測された前震活動を明らかにし、核形成過程と東北沖地震との関係を理解するために、震源付近に展開されていた稠密地震観測網（ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト）にマッチングフィルター法を適用した。

2. データと手法

解析には、稠密地震観測網のデータを使用し、東北沖地震から*Mw* 6.2の地震発生までの時間帯の稠密地震観測網の0286及び2289の2観測点（図１）の波形データにマッチングフィルター法を適用した。テンプレートの地震はShimojo et al., 2014により発見された地震に加えて観測波形から目視や自動探索によって発見した地震とし、東北沖地震直後から約13時間後のM_W 6.2の地震までの前震活動を求めた。また、同定された前震の震源メカニズム解を求めるために、P波初動の押し引きデータを用いた。

3. 結果

稠密地震観測網による観測点を用いることにより、285個の前震を同定することができ、東北沖地震直後から*Mw* 6.2の地震の断層付近で活発な前震活動が存在することが明らかになった。前震活動は、本震の震源近傍と震源から東側に約5km程度離れた地点で顕著である。以下、前者を”震源近傍”、後者を”東側”と呼ぶ。

東側では、東北沖地震後１時間以内より活発な活動がみられる。それぞれの震源はMw 6.2の震源断層から外れて分布し、時間とともに地震活動領域が浅部から深部(深さ1-10km)へ拡大していく。一方、震源近傍領域では、東北沖地震の約24分後の東北沖地震の余震の表面波通過直後から始まり、それぞれの震源は概ねMw 6.2の断層に沿って分布する。東北沖地震より7時間から10時間後までは一時静穏化するが、東北沖地震から10時間後である*Mw* 6.2の約３時間前から、*Mw* 6.2の震源付近(深さ約6km)で活発化が見られ、活動領域は断層の走向方向に沿って拡大する。さらに*Mw* 6.2の発生1時間前から発生直前にかけては、深さ約4km程度の浅い領域に活動域が拡大する。震源近傍領域においてメカニズム解が求められた地震のうち数個については、*Mw* 6.2の地震と類似したP波初動解を持つことが分かった。また、本地域近傍のHi-net 地震観測点において観測される長周期の地震波の振幅と関係して震源近傍・東側双方の地震活動が活発化・静穏化する傾向が見られる。このことから、東北沖地震の影響のみでなく、その余震活動により引き起こされる動的応力変化が、長野県北部の一連の地震活動に影響を与えていると考えられる。

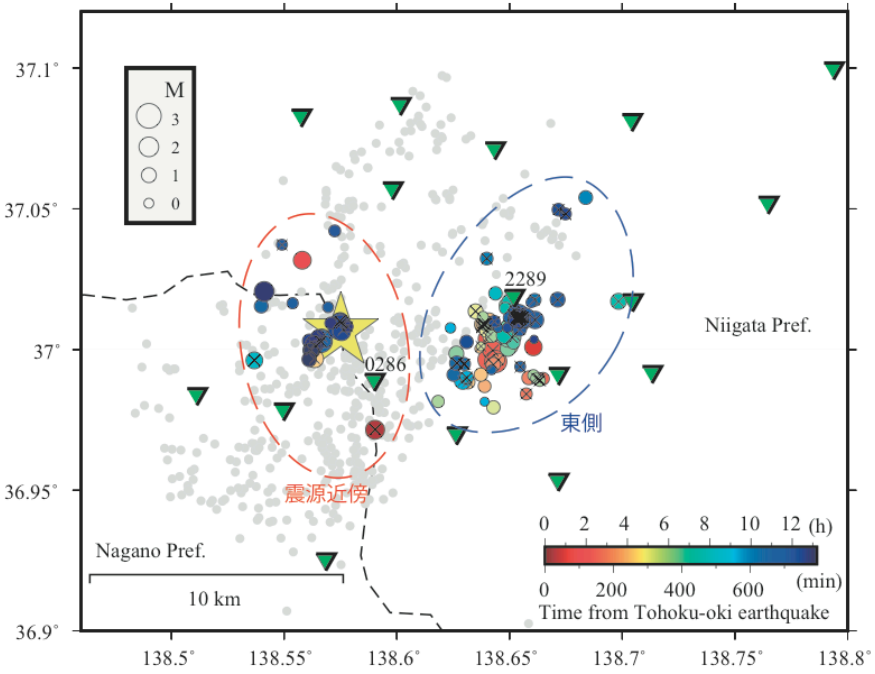


図1 同定された地震の時空間分布。色付き●と×:同定された地震の震央。×はマグニチュードが求まらなかったもの; ★:*Mw* 6.2の震央; 灰色●:*Mw* 6.2発生後2週間の地震活動（Hi-netカタログ）; ▼: 解析に使用した観測点

S09−08

地震活動から示唆されるM7級茨城県沖地震震源域内での繰り返しスロースリップと震源核形成

#西川友章・井出哲（東大理）

Recurring slow slips and earthquake nucleation in the source regions of the M7-class Ibaraki-Oki earthquakes

#Tomoaki Nishikawa, Satoshi Ide (Univ. Tokyo)

プレート境界のスロースリップは沈み込み帯における大地震の発生と関係していると考えられてきた(Matsuzawa et al., 2010など)。最近では大地震の直前にスロースリップが発生したことを示唆する観測例がいくつか報告されている(Bouchon et al., 2011; Ruiz et al., 2014など)。しかし、スロースリップと大地震の発生を関係づける物理メカニズムは未だ明らかではない。

これまでの研究から、沈み込み帯で発生するスロースリップは群発地震や前震を誘発することが知られている(Hirose et al., 2012; Ruiz et al., 2014など)。そこで本研究は、時空間ETASモデル(Zhuang et al. 2005)とMatched filter法(Shelly et al. 2007)を用いた群発地震検出と、群発地震と前震の時空間分布の精査によって、スロースリップの間接的な検出を試みた。解析にはJMAカタログとHinetの連続波形データを用い、解析領域は普段から地震活動が活発でHinetの観測点も近い日本海溝とした。解析期間は2001年から2008年とした。

その結果、時空間ETASモデルの解析によりM7級茨城県沖地震(2008年M7.0、1982年M7.0など)の震源付近で多くの群発地震を検出した(例えば北緯36度、東経142度では周辺30kmで発生した200個のM≥3の地震のうち、約18%が群発地震であった)。とくに2008年と1982年の茨城県沖地震の前震域（北緯36.1~36.3度、東経141.8~142度）では、8年間で7つの群発地震が発生していた。また、2008年茨城県沖地震の前震と前震域で発生した群発地震の期間にMatched filter法を適用し、JMAカタログと比べ平均約2倍の地震を各期間に検出した。2008年茨城県沖地震の前震の活発な領域は本震の約12時間前から東西に拡大し、地震発生レートは10events/dayから300events/dayまで加速した（図1）。一方、群発地震の中にも震源が二日間で東西に20kmほど拡大するものがみられた。しかし、群発地震の地震発生レートの加速は最大でも12時間で0events/dayから110events/dayであり、前震の加速の半分以下であった。さらに前震と群発地震の期間中の非地震性滑りの有無を調べるため、繰り返し地震の検出を行った。4観測点以上で3成分の相互相関係数の平均が0.90以上の地震に対して、DD法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)を用いて相対震源決定を行い、円形クラック(Eshellby, 1957)と3MPaの応力降下を仮定したときの破壊領域が重なるものを繰り返し地震とした。その結果、2008年の前震と前震域で発生した3つの群発地震で繰り返し地震が検出され、非地震性滑りの存在が示唆された(図1)。

以上の結果はM7級茨城県沖地震震源域内で繰り返しスロースリップが起こっていることを示唆する。茨城県沖地震の固着域がプレート運動の載荷によってはがれるにつれ固着域内でスロースリップが繰り返し発生し(Noda et al. 2013)、それらが群発地震や前震を誘発したと考えられる。さらに、それらのスロースリップのうちのひとつが加速し2008年茨城県沖地震の震源核形成につながったと解釈できる。

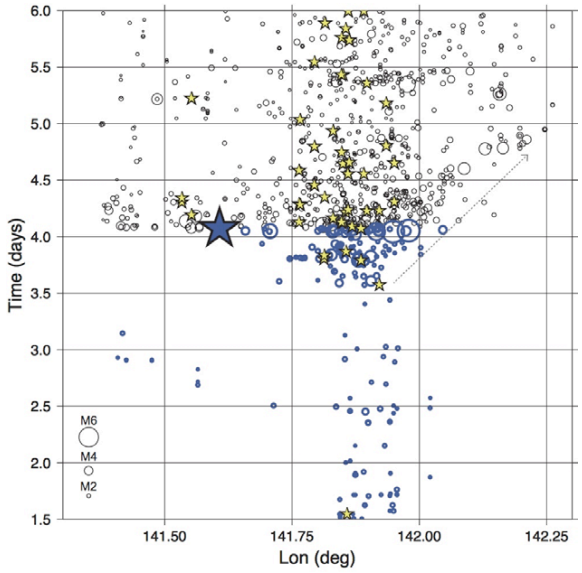


図1 2008年茨城県沖地震の前震活動。青丸が前震、黒丸が余震。黄色の星は繰り返し地震、青い大きい星は本震。灰色の破線はおおよその震源の拡大方向。

S09－09

地球を周回してきた巨大表面波によるダイナミック・トリガーリングの可能性

#川崎一朗・石井紘・浅井康広（東濃地震科学研）・西村卓也（京大防災研）

Dynamic trigerring of aftershocks of the 2011 Tohoku earthquake due to giant surface waves circling the earth?

Ichiro KAWASAKI, Hiroshi ISHII, Yasuhiro ASAI(TRIES) and Takuya NISHIMURA (DPRI, Kyoto Univ.)

●2011年東北地方太平洋沖地震は、巨大な地震波を四方に送り出し、房総半島先端部における周期15秒～20秒、振幅～１ｍのハイパーレゾナンス（川崎・他、2015）など、日本の地震学が経験したことのない様々な現象を引き起こした。本発表では、東濃地震科学研究所の陶史の森観測点の応力記録やGPS１秒サンプリング変位記録と余震発生の時系列を比較し、地球を一周してきた巨大表面波によるダイナミックトリガーリングの可能性を示したい。

●図は、40秒から300秒のバンドパスフィルターに通した、東濃地震科学研究所の陶史の森観測点の3月11日の14時30分から４時間分の応力記録である。14時46分から10分ほどの東北地震による地震動の部分がスケールアウトしている様に見えるが、原記録の最大振幅は数百kPaでスケールアウトせずに記録されていることが本研究のポイントの１つである。本震からほぼ30分後の２番目に大きなフェーズは、茨城県沖で起こったM7.6の最大余震の地震波である。赤の縦棒線はM6.5以上の余震が起こった時刻を示す。（G^o, G^n）と（R^o, R^n）は、地球を一周してきた基本モードと高次モードのラブ波（群速度～4.4km/s）とレーリー波（群速度～3.5km/s）の到達時間ををしめす。

●図から分かるように、東北地震のほぼ１時間半後にはG^n、ほぼ２時間半後にはG^o、３時間後にはR^oが震源域に戻ってきた。卓越周期は200秒～300秒、振幅は応力で～１kPa程度である。

M6.5より大きな余震は本震ほぼ45分後（15時30分前後）に起こらなくなったが、地表で３回反射された(PP)3や (PcP)3が地球を一周して戻ってくる16時前後に再び活性化し、表面波の波群の中で幾つかの大きな余震が起こった。図の範囲以降、M6.5より大きな余震が再び起こるのは、地球を３周したラブ波と４周したレーリー波がほぼ同時頃に到達する波群の20:30頃である。

なお、GPS記録の上でも、G^oやR^oは振幅数cmの変位波形として認識できる。

●参考文献

川崎・他，2011年東北地震の時に房総半島南部で生じた周期15-20秒のハイパーレゾナンス，SSS26-07, 日本地球惑星科学連合2015年大会, 2015.

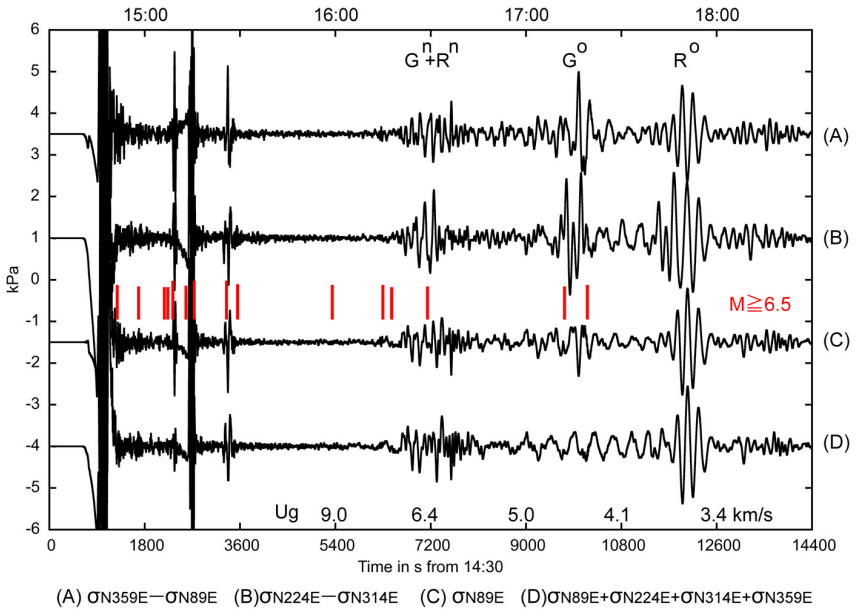


Fig.1. Four hour stress records at TOS of TRIES, bandpass-filtered between 40 s and 300 s. Red vertical inserts denote occurrence times of aftershocks of M larger than or equal to 6.5. G^n and R^n denote higher mode Love and Rayleigh waves, respectively. A superscript n denotes mode orders.

日本列島の火山帯で観測された 2016 年熊本地震による遠地誘発地震活動

Remote triggering of seismicity at Japanese volcanoes following the 2016 M7.3 Kumamoto earthquake

#Bogdan Enescu (Kyoto University), Kengo Shimojo (University of Tsukuba), Anca Opris (University of Tsukuba) and Yuji Yagi (University of Tsukuba)

Introduction. Activation of seismicity at remote locations due to the passage of seismic waves from large earthquakes is a well-documented phenomenon (e.g., Hill et al. 1993), although the responsible underlying physical processes are still under debate (e.g., Hill and Prejean, 2007). However, such distant earthquake triggering is scarce in Japan (e.g., Harrington and Brodsky, 2006) with the notable exception of the remote seismicity activated after the 2011 M9.0 Tohoku-oki earthquake (e.g., Miyazawa et al., 2011). Here we report on a relatively widespread remote triggering of small earthquakes, which occurred as far as Hokkaido, following the 2016 M7.3 Kumamoto (Kyushu) earthquake (a strike-slip, inland event). Such activation, following a large inland earthquake, has not been reported before for Japan.

Data and Method. We have processed waveform data recorded at high-sensitivity Hi-net and broadband F-net stations, operated by NIED, as well as JMA and V-net (NIED) stations located at volcanoes throughout Japan. In total we have analyzed continuous waveforms at more than 1000 seismic stations. The waveforms have been scrutinized in both high (10－30 Hz) and low (0.01–0.2 Hz) frequency ranges to detect remote events that occurred during the passage of surface waves from the 2016 Kumamoto earthquake. Dynamic stresses have been estimated using the approach documented by Peng et al. (2009).

Results and Discussion. The activated seismicity correlates well with the passage at the surface waves from the Kumamoto earthquake. The furthest triggered event was observed in Hokkaido, at ~1630 km epicentral distance, close to Akan volcano, one of the most active in Hokkaido. Another example (Fig. 1) of remote triggering is that at the Akita-Komagatake active volcano (epicentral distance of ~1191 km), in northern Honshu. Triggering has been also observed at other volcanoes in Tohoku, Chubu, close to Izu Peninsula, and in the southern part of Kyushu (at the Suwanose-jima volcano – the only remote triggering that occurred south of Kumamoto earthquake epicenter). While remote earthquake triggering at volcanoes is predominant, other regions of triggering include Wakayama, Tottori and Noto Peninsula, which correspond to active fault areas.

Since all the analyzed triggering cases take place at epicentral distances more than ~8 times the Kumamoto fault length (30 – 40 km, Yagi et al., 2016), we infer that the static stress changes are too small to trigger seismicity at such distances. However, the dynamic stresses in the triggered regions are significant, ranging from several kPa to tens of kPa. The threshold dynamic stresses that can trigger seismicity are of a few kPa (e.g., Peng et al., 2009). Since most of the remotely triggered earthquakes have been observed at volcanoes, we suggest that the excitation of fluids may have been the main triggering mechanism. The strong shaking, up to relatively large distances, due to a strong directivity effect, may explain the observed spatial distribution of the triggered earthquakes as well as their long range extent.

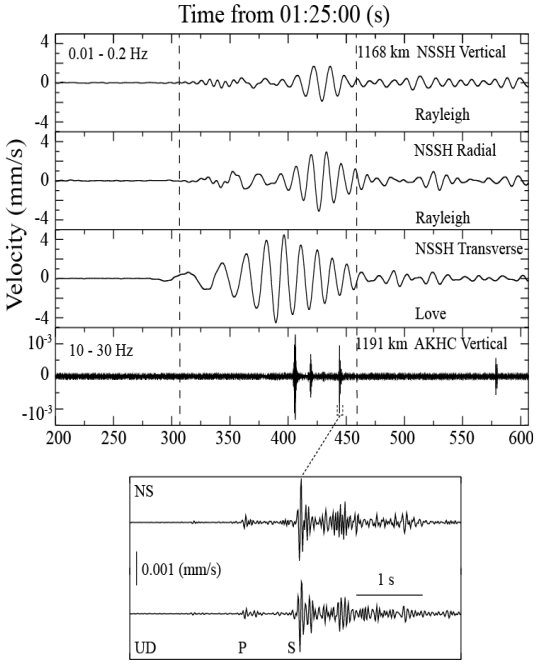


Fig. 1 Low-frequency velocity seismograms observed at the Hi-net NSSH station (vertical, radial and transverse components) and high-frequency vertical velocity seismogram at AKHC station (JMA). Plot at the bottom shows P- and S-wave arrivals of the remotely triggered earthquake at the station AKHC. Note the occurrence of three small remote events during the passage of Kumamoto earthquake surface waves.

S09－11

3つの沈み込み帯巨大地震によるクーロン応力変化と地震活動変化との相関性の検証

#石辺岳男(地震予知振興会)・尾形良彦(東大地震研・統数研)・
鶴岡弘・佐竹健治(東大地震研)

Correlation between the co-seismic Coulomb stress changes and seismicity rate changes for three megathrust earthquakes

#Takeo Ishibe (ADEP), Yosihiko Ogata (ERI, Univ. of Tokyo: ISM),
Hiroshi Tsuruoka and Kenji Satake (ERI, Univ. of Tokyo)

§1. はじめに

大地震の応力変化による大地震の誘発あるいは微小地震活動の変化について，長年議論されてきた．その中で，近年に発生した3つの沈み込み帯巨大地震（2004年スマトラ-アンダマン，2010年マウレ，2011年東北地方太平洋沖地震）の発生は，応力トリガリング仮説の検証に対する良い機会を提供した．例えば，Toda et al.(2011,EPS)は2011年震源域とその周辺域を対象に，地震前に比べて地震後の方がよりΔCFFが正の地震の割合が増加したことを示した．またIshibe et al.(2015,GJI)は，2011年地震後の関東地方における地震活動の活発化が，本震によるΔCFFで大局的に説明可能であることを豊富なメカニズム解を用いて示した．一方で，Miao and Zhu(2012, Chinese J. Geophys.)は，上記3地震を対象にoptimally-orientedな受け手側のメカニズム解を仮定して，ΔCFFが正の領域で発生した本震後の地震の割合がいずれの地震に対しても50%以下であることから，応力トリガリング仮説は沈み込み帯巨大地震に対して有効ではないと結論付けた．

様々なメカニズム解の地震が混在する領域を対象とする場合，受け手側のメカニズム解を仮定したΔCFF計算は，大きな誤差を生じる．この誤差は，実際に発生したメカニズム解を受け手側のメカニズム解として計算することで，軽減できる．そこで本研究では，GCMT解を受け手側のメカニズム解として用いることで，上記3地震を対象に本震によるΔCFFと地震活動変化との相関性を網羅的に検証した．

§2. データならびに手法

2004年スマトラ-アンダマン，2010年マウレ，2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルとして，津波，地震波，地殻変動等から推定された9つの断層モデルを用いた．また，受け手側の断層メカニズム解として，1976年1月から2015年12月までのGCMT解を用いた．本震によるΔCFF計算には線形弾性体を仮定し，剛性率は40GPa，見かけ上の摩擦係数は0.1，0.4ならびに0.8を仮定した．本震の発生時を基準として，その前後に200個ずつ地震を抽出し，抽出されたメカニズム解に対するΔCFFの中央値を求めた．節面の任意性があるため，ランダムに節面を選択したデータセットを1000作成し，その中で計算される中央値の平均ならびに標準誤差を推定した．これを50個ずつずらして，その時間変化を調べた．

§3. 結果ならびに考察

2004年，2011年の場合，ΔCFFの中央値は本震前にはほぼ0であったが，本震の発生に伴って顕著に正の値を示し，時間とともに減衰する傾向が断層モデルに依らず見られた．一方で，2010年の場合には，一部の断層モデルでは上記と同様の傾向が見られたが、系統だった傾向は見られなかった．また，本震後のメカニズム解に対して計算されたΔCFFは，本震前に比べて，より多くの割合の地震で正となり，ΔCFFによるトリガリング仮説を支持する結果が得られた．

2004年，2011年本震後の地震活動は，震源域の周辺で活発な誘発地震活動が観測されたのに比べて，2010年では震源域外の誘発地震活動はそれ程活発ではない．用いた断層モデルはいずれも，矩形小断層毎のすべり量が推定されており，断層端で非現実的な応力集中が生じるため，断層近傍において推定されたΔCFFは，大きな誤差を含む．このことが，得られた結果に対する相違の一因である可能性がある．また2010年の地震の場合，震源メカニズム解の数が他の2地震に比べて少ないことも，明瞭な傾向が認められない一因である可能性もある．

本研究は，本震すべりによる応力変化のみを考慮したものである．その他の寄与として，動的誘発や間隙流体圧の増加に伴う断層強度の低下，余効すべり，プレート相対速度の増加、粘弾性緩和や余震による応力変化なども考えられる．本研究で得られた結果は，第一近似的には，本震によるΔCFFがその後の地震活動に大きく寄与していることを示すが，将来的には上記の課題を考慮したより詳細な解析を行う必要がある．

謝辞：本研究ではGCMT解を使用させて頂いた．ここに記して感謝する．

S09－12

なぜ超巨大地震は潮汐でトリガされるようにみえるのか？ 潮汐によるb値変化の可能性

#井出哲・矢部優（東大理）・田中愛幸（東大地震研）

Why do extremely large earthquakes appear to be triggered by tidal stress? Possible tidal controls on b-value

#Satoshi Ide, Suguru Yabe (EPS, Univ. Tokyo), Yoshiyuki Tanaka (ERI, Univ. Tokyo)

Recently discovered deep tectonic tremors are highly sensitive to tidal stress levels, with the relationship being governed by a nonlinear law according to which the tremor rate increases exponentially with increasing stress; thus, slow deformation (and the probability of earthquakes) may be enhanced during periods of large tidal stress. Here, we show the influence of tidal stress on seismicity by calculating histories of tidal shear stress during the 2-week period before earthquakes. Very large earthquakes tend to occur near the time of maximum tidal stress, but this tendency is not obvious for small earthquakes. Rather, we found that tidal stress controls the earthquake size-frequency statistics; i.e., the fraction of large events increases (i.e. the b-value decreases) as the tidal shear stress increases. This correlation is significant in data from the global and Japanese earthquake catalogs. The relationship is also reasonable, considering the well-known relationship between stress and the b-value. Our findings indicate that the probability of a tiny rock failure expanding to a gigantic rupture increases with increasing tidal stress levels.

潮汐は地震を引き起こすか？という問題は、200年前くらいから何度も検討されてきた問題だが、一般的には潮汐と地震の相関は低いという見方が支配的である。潮汐の引き起こす応力は地震時の応力変化より3桁程度小さいから、低い相関は驚くべきことではない。しかし近年見つかった深部微動やスロースリップには顕著な潮汐依存性が観察されており、地下深部では潮汐にコントロールされた不可逆変形が進行していることは確実である。この変形は何らかの形で通常の地震の発生に影響してもおかしくない。低速変形は応力の指数関数と速度が比例する摩擦則に支配されているので、特に潮汐の振幅が重要であることが予想される。

巨大地震は潮汐と関連するという報告は昔からある。実際に2004年スマトラ、2010年チリ・マウレ、2011年東北沖地震は、ほぼ潮汐によるせん断応力が最大となる日に発生している。応力振幅の変化は主に新月満月の朔望周期(14.8日)でおこる。そこで本研究では、地震発生前15日を対象期間として、日毎最大振幅を比較し、地震発生直前の応力レベルの、対象期間中の順位（1:最小～15:最大）を調べた。確かにM7.5程度までは高い順位で地震が多い。しかしM8を超えるような地震でも低い順位で発生するものもあり、決定論的に何か言うことはできない。さらに小さな地震では、潮汐と地震発生の関係は次第に薄くなり、確率論的にもたいしたことは言えなくなる。

この傾向は別の見方をすれば、応力レベルによってb値が変化することを示唆する。実際に順位ごとにb値を計算すると、高い順位のときにb値は小さくなる。これはGlobal CMTカタログおよびF-net MTカタログについて観察される。全世界的には、上位5順位と下位5順位について求めたb値は0.93と1.15となり、この違いは統計的に有意である（図1）。

b値が破壊領域の応力状態を反映するパラメターであることは様々な観察事実によって確認されている。もっとも、その定義からして、b値が表すのは小さい地震が大きい地震に成長する確率である。潮汐によって確かにコントロールされている地下の低速変形は、不安定破壊の開始より、一旦始まった破壊すべりの連鎖現象が止まるか進むかの微妙なバランスをコントロールするのだろう。もしb値に0.2の差があれば、M5の地震がM9になる確率は6倍違う。結果として超巨大地震は特に潮汐に依存するようにみえることになる。

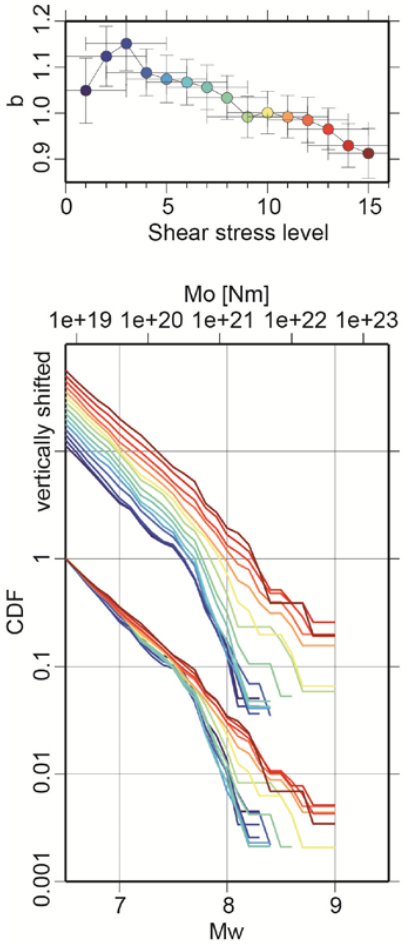


図 1: 応力レベルによる b 値の変化

S09－13

2016年エクアドル地震とエクアドル・コロンビア沈み込み帯における破壊様式

#熊谷博之・吉本昌弘（名大環境）・Wilson Acero・Gabliera Ponce・Freddy Vásconez・Santiago Arrais・Mario Ruiz・Alexandra Alvarado（エクアドル地球物理研究所）・Patricia Pedraza García・Viviana Dionicio・Orland Chamorro（コロンビア地質調査所）・前田裕太（名大環境）・中野優（JAMSTEC）

2016 Ecuador earthquake and rupture mode along the Ecuador-Colombia subduction zone

#H. Kumagai, M. Yoshimoto (Nagoya Univ.), W. Acero, G. Ponce, F. Vásconez, S. Arrais, M. Ruiz, A. Alvarado(IG-EPN, Ecuador), P. García, V. Dionicio, O. Chamorro (SGC, Colombia), Y. Maeda (Nagoya Univ.), M. Nakano (JAMSTEC)

2016年4月16日にエクアドル沿岸で発生した地震（M_w 7.7）は，死者が600以上という大きな被害をもたらした。エクアドル・コロンビア沈み込み帯では，1942年 (M_w 7.8)，1958年（M_w 7.7），1979年（M_w 8.1）に地震が発生しており，さらに1906年の地震に関しては，これら3つの地震のセグメントが連動し，M_w 8.8 の巨大地震となったと解釈されてきた（Kanamori and McNally, BSSA, 1982）。

エクアドルではJICA技術協力プロジェクトにより広帯域地震計および広帯域強震計を用いた地震観測網の整備が，またコロンビアではSATREPSプロジェクトにより地震監視技術の高度化が進められている。本研究では，エクアドルおよびコロンビアの広帯域地震観測網の波形データにSWIFT震源解析手法（Nakano et al., GJI, 2008; Sakai et al., EPS, 2016）を適用して，2016年の本震および余震のCMT解の推定を行った。さらに本震については，グローバルな広帯域地震観測網のデータを用いて，Kikuchi and Kanamori (BSSA, 1991) の手法によりすべり分布を推定した。

解析の結果，2016年の本震に関しては、メカニズムは低角逆断層で，M_w 7.7，最大すべりは約 3 m と推定された。余震に関してもほとんどが低角逆断層型で，本震すべりを囲むような領域に震源が決まった。さらに本震すべりと余震の分布は，GPSデータにより推定されていたプレート固着率の高い領域（Chlieh et al., EPSL, 2014）と良い相関があることが分かった。さらに2016年の本震および余震の分布は，1942年の本震および余震の分布と類似していることが分かった。この結果は，2016年と1942年の地震が同じアスペリティを破壊したこと示しており，2016年地震は1942年地震の再来であると推定される。

2016年と1942年の地震の発生間隔は74年であり，この値は2016年地震の最大すべり量（約 3 m）とプレート固着率の関係から整合的に説明できる。一方，1942年の震源領域が1906年の巨大地震で破壊したと考えると，その発生間隔は36年となる。この場合，1942年地震は2016年地震に対して約半分の期間で発生したことになり，2つの地震は同規模にも関わらず，なぜ1942年地震がこのように短期間で発生したのかという疑問が生じる。

Okal (Pageoph, 1992) は表面波の解析から，1906年地震のM_wは，Kanamori and McNally (1982) の推定値である 8.8 より小さく，8.5 以下と推定している。また都筑・他（JpGU, 2012）は,日本の津波記録から1906年地震のM_wは8.5程度と推定し，この規模は1958年と1979年地震の2つのセグメントの破壊で説明できることを指摘している。これらの先行研究から指摘されているように，1906年の地震のM_wは8.8より小さく，1942年の震源領域を破壊していないと考えれば，上記疑問は解消される。この解釈は，吉本・熊谷（本大会）による1906年地震の津波波形データのインバージョン解析からも支持される。その結果によると，1906年の破壊領域は，1942年，1958年，1979年地震の破壊領域よりも沖合に分布しており，これら3つの地震とは違う領域を破壊したことを示している。これらの結果は，エクアドル・コロンビア沈み込み帯では，3つの地震のセグメントだけでなく，その沖合にも破壊領域がある複雑な破壊様式を持つことを示唆している。

10/5　B 会場　午後

S09－14

2011年東北地方太平洋沖地震後の火山性地震と噴火活動の変化

#西村太志（東北大理）

Volcanic earthquake activity and eruptions after the 2011 Tohoku-Oki earthquake

#Takeshi Nishimura (Tohoku Univ.)

1．はじめに

大地震が発生すると、震源域周辺の火山で噴火が発生したり、火山活動が活発化したりすると言われる。18世紀頃以降の古い記録も含めた世界規模のデータの解析から、M7.6以上の大地震は、距離数百km内にある火山の噴火をほぼ同じ日に誘発する傾向があるという報告もされてきた（Linde and Sacks, 1998; Manga and Brodsky, 2006）。一方、地震観測が本格的に始まった1900年頃以降の記録は、大地震による噴火の誘発は、震源域から概ね200kmほどに限られるものの、しばらく継続して（5年程度）噴火数が増加することを示している（西村、JpGU2016）。2011年東北地方太平洋沖地震（以下、東北地震）は、日本で発生した超巨大地震である。日本では御嶽山や口永良部島、箱根山など噴火が発生し、火山性地震の活動活発化も報告され、東北地震の発生による影響が懸念されてきた。この超巨大地震の発生から5年経過したことから、今回、国内の火山活動を噴火数や火山性地震により大地震の影響を評価したので報告する。

2．噴火数の変化

気象庁は、火山活動総覧により、歴史時代から2012年までの国内110火山の火山活動や噴火事象をリスト化している。また、火山活動資料を毎月発行し、国＊火山の地震活動や噴火発生記録を記している。これらの記録から、ごく小規模な噴火や海域で発生する噴火（変色域等）もひとつの噴火として、国内の火山で発生した年毎の噴火数を調べた。その結果、データが漏れなく記録されるようになったと考えられる1900年前半頃から、噴火数は年平均約5個で、長期にわたりほぼ一定の発生数であることがわかった。また、東北地震の発生前後2を比較しても、それぞれ5.2個／年（2001～2010年）と、5.25個／年（2012～2015年）との噴火数であり、顕著な違いは認められない。このことは、噴火現象で見る限り、東北地震により火山活動が活発化したというわけではないといえる。

3．火山性地震数の変化

一方、東北地震の発生後には、少なくない数の活動的火山で、火山性地震活動の活発化が指摘されている。例えば、東北地震が発生した直後の2011年3月から6月にかけて、北海道から南西諸島の21火山で火山性微小地震数が急激に増加した（第128回火山噴火予知連絡会資料）。また、震源域に近い蔵王山や八甲田山などでは、これまでにない火山性地震活動の活発化や山体膨張が観測され、東北地震との関連性が指摘されてきた。そこで、気象庁一元化震源をもとに、東北地震発生前後の国内の地震活動を調べた。

火山の山頂付近から20kmで発生する地震を火山性地震とし、全国の火山性地震数の時間変化を調べた。その結果、東北地震の発生直後は、東北地震発生前の10倍を超える発生率であることがわかった。これは大地震による顕著な火山性地震活動の活発化を示している。しかしながら、一方で、火山地域以外の浅部地殻で発生した地震の発生率もほぼ同じで、また、その後の時間変化も同様であることから、火山地域が特別に大地震の発生の影響を受けやすい環境にある、というわけではない。また、顕著な発生率の地域的な違いは認められず、ほぼ日本全域に大地震の影響が及ぼされたといえる。

火山の深部では、同規模の構造性地震に比べて、低周波成分が卓越する、深部低周波地震が観測されている。気象庁一元化震源から、この地震を抜き出し、その活動を調べた。その結果、深部低周波地震の活動は、大地震前後で顕著な変化があるようにはみえない。また、地域的な顕著な違いは認められない。

4．まとめ

2011年に発生した巨大地震、東北地方太平洋沖地震は、平均的に見ると、発生後の5年間で、国内の火山噴火の発生率を大幅に変化させたとは言えない。また、火山性地震活動の活発化も、地殻における構造性地震の活動変化とほぼ同程度である。

S09－15

稠密地震観測で求めた、東北沖地震後の内陸誘発地震のメカニズム解

#岡田知己・中山貴史・平原聡・堀修一郎・佐藤俊也・松澤暢・長谷川昭（東北大・理）・吉田圭佑（防災科研）・2011年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ

Focal mechanisms of the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake from dense seismic observations

#Tomomi Okada, Takashi Nakayama, Satoshi Hirahara, Shuichiro Hori, Toshiya Sato, Toru Matsuzawa, Akira Hasegawa (Tohoku Univ.), Keisuke Yoshida (NIED), Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

1. はじめに

2011年3月の東北沖地震において，東北地方の内陸部で地震活動の変化が見られた．これまでの研究から，その原因として，応力場（Toda et al., 2011; Okada et al., 2011, 2015；Yoshida et al., 2012など）や間隙流体圧（強度）（Terakawa et al., 2013；Okada et al., 2015など）の変化が指摘されている．ただし，応力場の変化については，応力場の不均質性により，変化が見かけ上大きく現れる可能性が指摘されている（Smith and Dieterich, 2010）．また，間隙流体圧（強度）は，メカニズム解のばらつきとして現れる．従って，メカニズム解をより多く，精度良く推定する必要がある．

一方，東北沖地震の発生から5年以上経過し，地震後の過程の中で，およそ東北沖地震時に発生した地震活動が今後どのような経過を辿るか知ることは，地震活動の変化の原因を再検討し，内陸地震の発生過程の理解の上で重要である．

科研費新学術領域「地殻ダイナミクス」の一環として，東北地方の東北沖地震後に内陸で地震活動が活発化したとされる領域で，稠密地震観測を行っている．本講演では，稠密地震観測の概要とこれまで得られた観測結果について，報告する．

2. 観測

観測は，東北地方の東北沖地震後に内陸で地震活動が活発化したとされる領域である，「秋田県南部」，「秋田県北部」，「山形・福島県境付近」の3つの領域で行った．

「秋田県南部」は，1914年秋田仙北地震の震源域およびその北方であり，東北沖地震（Yoshida et al., 2012）、あるいは1896年陸羽地震や1914年秋田県仙北地震 (吉田・他, 2015, JpGU)の影響で応力場が回転した可能性が指摘されている．この領域には観測点間隔を2-3km程度とし，約60点の地震観測点を設置した．

「山形・福島県境付近」は，山形県米沢市および福島県喜多方市・北塩原村付近の領域で、大峠カルデラ付近の領域である．「秋田県北部」は，森吉山付近の領域である．これらの領域では，地震活動域が時間とともに拡大する現象が確認されており，応力場の変化以外に間隙流体圧の変化も影響を及ぼしたと考えられる．これらの領域にも，観測点間隔をおよそ5km程度として，それぞれ10点の観測点を設置した．

データロガーと地震計は，近計システムのEDR-X7000，KVS-300を使用した．観測領域は，降雪地域であるため，積雪に耐えうるように，強固な設置機材を開発している(Hirahara et al., 2015).

3. 解析結果

稠密地震観測データおよび定常・臨時観測点データを使用した結果，震源決定・メカニズム解の推定のいずれも向上することが出来た．

メカニズム解については，M1程度の地震についても，充分な精度で推定を行うことが可能となった．その結果，推定出来るメカニズム解の数が，約10倍となり，5年以上経過し地震の頻度が低下している状況においても，応力場等の推定が可能となった．

得られたメカニズム解を用いて，それぞれの領域における平均的な応力場を推定した．得られた応力場は，東北沖地震直後のそれ（Yoshida et al., 2012）とほぼ同じであり，5年程度経過した時点では応力場は変化していない可能性が考えられる．

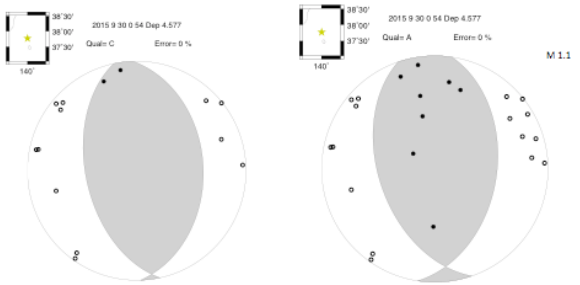


Fig.1 本研究により得られたメカニズム解（右図）と定常観測点によるメカニズム解（左図）．Qualは決定精度を表し、A，Bは解析に耐えうるとされる精度，Cは不十分な精度であることを示す．

S09－16

発震機構解と震源分布を用いた断層面形状の検出

#内出崇彦·今西和俊(産総研)

Detection of Fault Plane Geometries based on Focal Mechanism Solutions and Hypocenter Distribution

#Takahiko Uchide, Kazutoshi Imanishi (GSJ, AIST)

We propose a method to detect planes in seismicity based on focal mechanisms and hypocenter locations. The 3D Hough transform weighted by the von Mises-Fisher distribution around normal vectors of nodal planes of focal mechanisms indicates preferable planes. We examine events on the most preferable plane and find the largest connected group on it, where we recognize that two events are connected if the distance between two events is shorter than a certain length. We define the largest group as a finite plane, if enough number of events belong to it. Removing events examined, we redo the process above to detect another plane.

We applied this method to seismicity around Landers, CA, USA using the relocated catalog (Hauksson et al., 2012) and focal mechanisms (Yang et al., 2012) (see Figure). We successfully detected planes of aftershocks of the 1992 Landers earthquake as multiple planes.

微小地震活動を研究する目的のひとつが、地下における断層形状を推定することである。震源分布と共に発震機構解は断層面形状を推定する上で有用な情報である。断層面の形状は現在及び過去の応力場を知る手掛かりになるだけでなく、過去及び将来の地震発生の可能性を検討する上で重要である。しかし、3次元的な震源分布から面構造を見つけ出すことは困難を伴う作業である。

本研究では、発震機構解と震源分布を用いて自動的に面的な構造を抽出する手法を提案する。本手法は点群から面構造を抽出する手法である 3 次元 Hough 変換を基にしている。面は走向θ、傾斜δ、位置rを用いて、$x\cos\theta\sin\delta - y\sin\theta\sin\delta + z\cos\delta = r$と書ける。ここで$x$軸、$y$軸、$z$軸の正はそれぞれ東方向、北方向、鉛直上方に取る。考慮に入れる(θ, δ)の組を事前に多数設定し、rの適当な区間ごとに「投票箱」$(\theta_i, \delta_j, r_k)$を設定する。各点は、その点を通る面$(\theta, \delta, r)$に対応した「投票箱」に「投票」する。「投票」が多い面$(\theta_i, \delta_j, r_k)$が、点群中の面構造を示す。この手法では、複数の面構造が存在する場合でもそれぞれに対応した「投票箱」に「投票」が集まるため、分離して検出できるという利点がある。

本研究では発震機構解による重みづけを加えた。発震機構解の節面に近い面への「投票」を多くし、遠い面にはほとんど「投票」しないようにする。「投票」の重みづけは、節面の法線ベクトルの周りの von Mises-Fisher 分布に比例する形で行う。発震機構解がない地震は「投票」しないこととした。発震機構解のある地震による「投票」の結果選ばれた面$(\theta_i, \delta_j, r_k)$については、その上に乗る地震を、発震機構解のないものも含めて抽出し、面上で連結した最大の地震群を取り出す。なお、一定以下の距離にある地震同士を連結したものとみなすことにする。この地震群が適当な個数以上を含む場合、有限の大きさの面構造として認定する。これにより、たまたま同一面上に乗った別の地震活動を分離できる。そして、検出に用いた地震を除外し、「投票」が多い面について同様の検討を行い、複数の面構造を検出する。

本手法を米国カリフォルニア州ランダース付近の地震に適用した。精度の高い震源分布を用いるため、波形相関を用いて求めた地震波到達時刻差による震源再決定結果(Hauksson et al., BSSA, 2012)を用いた。発震機構解は Yang et al. (BSSA, 2012)を使用した。その結果、多数の面構造が検出された。1992 年ランダース地震の余震が発生している断層を複数の平面で近似する形で検出することができた(Figure)。

本手法では地震活動の平面的な分布を考えたが、実際の断層は曲がったり、分岐したりしている。そのため、「投票箱」設定の際の位置r_kの間隔をある程度大きく取り、厚みのある面的構造として捉える必要がある。

謝辞 本研究では、南カリフォルニア地震データセンターで公開されている震源再決定結果(Hauksson et al., 2012)と発震機構解(Yang et al., 2012)を使用した。

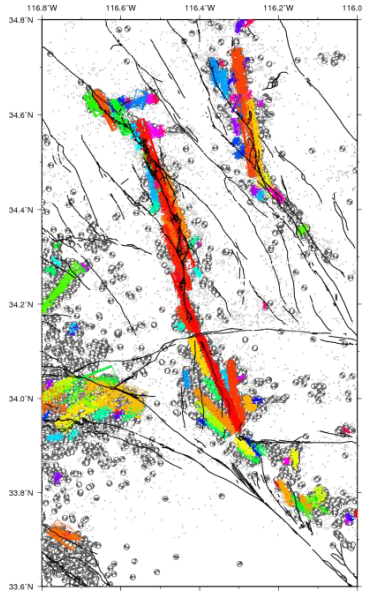


Figure. Plane detection result for Landers, CA, USA using focal mechanisms and hypocenter distribution. Colors differentiate the detected planes. Black lines are the surface trace of faults by USGS.

前震識別モデルによる 2016 年熊本地震の本震確率予測

#野村俊一（東工大情報理工）・尾形良彦（統数研）

Main Shock Probability Forecast of the 2016 Kumamoto Earthquake by Foreshock Discrimination Models

#Shunichi Nomura (Tokyo Inst. Tech.), Yosihiko Ogata (ISM)

本震に先行して起こる前震群については，時間・空間的な集中やマグニチュードの分布および推移に関する幾つかの特徴が報告されており，それらの特徴を用いて最も前震となりやすい特徴パターンを探索する試みが進められている。本研究では，Ogata et al. (1996)の手法に基づいて，一般化加法モデルによる前震確率評価を提案する。

1926 年以降の気象庁カタログ（M≧4）から，まず Single-link cluster 法を用いて地震群を構成する。Single-link cluster 法では，地震間の震央距離を d（km），時刻差を t（日），定数c = 1.111km/日として，$\sqrt{d^2 + c^2t^2} <$ 33.33kmを満たす地震のペアを連結することにより地震群が作られる。構成された地震群から，それが前震である確率を評価するのに用いる特徴量として，N：発生地震数，D：平均震央間距離（km），T：発生期間長（日），M_1, M_2：最大，二番目のマグニチュードを採用する。本震確率は標的となる本震マグニチュード M_{main} ごとに算出するものとし，次の一般化加法モデルにより本震発生確率 $P(N, D, T, M_1, M_2, M_{\mathrm{main}})$ の算出を行った。

$$\mathrm{logit}\{P(N, D, T, M_1, M_2, M_{\mathrm{main}})\} = f(N, D, T, M_1, M_2,) + \log_2 10\, b\, M_{\mathrm{main}}$$

ここで，左辺の関数は $\mathrm{logit}(P) = \log\{(1-P) / P\}$ であり，右辺の関数 f は各特徴量が本震確率に与える影響をそれぞれ 3 次 B - スプライン関数のテンソル積により推定したものである。また，右辺第二項は本震マグニチュードが指数分布に従うものとして，いわゆる b 値を取り入れたものである。推定された関数 f から分かる前震群の特徴として，最大マグニチュード M_1 が大きく，さらに最大と二番目のマグニチュード差 M_1-M_2 が小さいほど本震確率が高い傾向にある。また時空間的に地震が集中しているほど本震確率が高い傾向にある。

発表では，提案モデルを 2016 年熊本地震（M7.3）に適用した場合の前震確率を示し，Ogata et al. (1996)の手法による前震確率評価との比較を行う。

参 考 文 献

[1] Ogata, Y., Utsu, T. and Katsura, K. (1996). Statistical discrimination of foreshocks from other earthquake clusters, *Geophysical Journal International*, Vol.127, pp.17-30.

10/5　C 会場　午前

S10−01

関東大震災と土砂災害
−神奈川県下の慰霊碑・記念碑から−

＃武村雅之（名古屋大減災連携研究センター）

Landslide Disasters from the 1923 Great Kanto Earthquake in Kanagawa Prefecture, Engraved on the Memorial Monuments

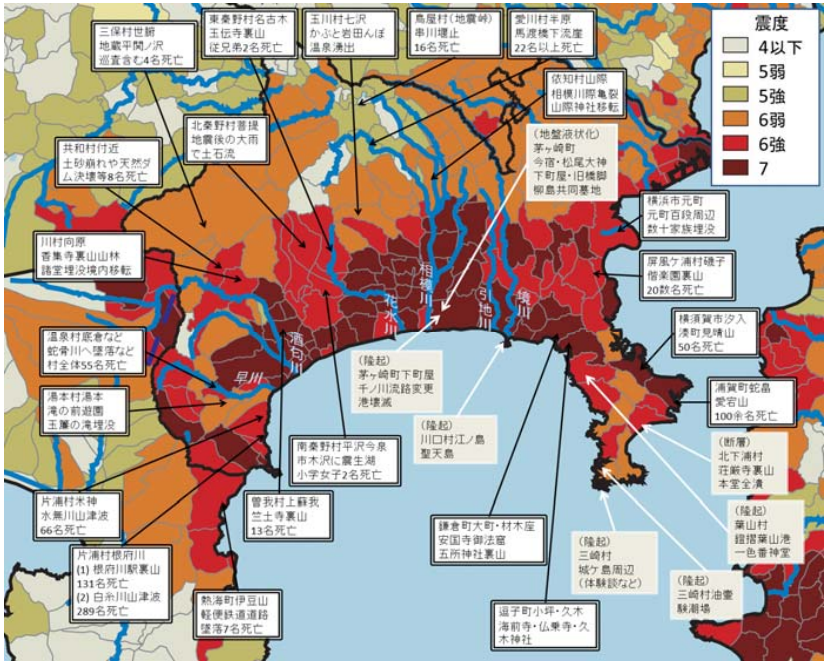
＃Masayuki TAKEMURA (Nagoya Univ.)

関東大震災では火災に注目が集まることが多いが、神奈川県内における土砂災害を慰霊碑や遺構に則してまとめると 26 件にも上る。図は震度分布上にそれらの位置を示したものである。二重線の枠で囲まれたのが土砂災害でその他の地変（地盤の液状化、隆起、断層）も示している。犠牲者の多いところを見ると、小田原市根府川では、山津波により集落で 289 名、駅裏の崖崩れで列車の乗客を含め 131 名が亡くなった。さらに隣の米神では山津波で 66 名が亡くなり、旧片浦村全体では 486 名もの人が土砂災害の犠牲となった。この他、横須賀市浦賀町蛇畠で背後の愛宕山が崩れて 100 名余り、同じく汐入町では港町公園裏の見晴山が崩れて、通学途中の横須賀高女の生徒など 50 名が生き埋めになった。揺れが強く震度が 7 や 6 強の地域だけでなく、6 弱や 5 強の所でも大きな土砂災害が発生している。相模原市や愛川町はその例である。

相模原市では、緑区鳥屋（旧鳥屋村）の馬石橋近くの通称「地震峠」で相模川の支流の串川が土砂崩れで堰き止められ、9 戸が埋没し 16 名が命を落とした。現地には「地震峠」の説明板と、石の地蔵尊を中心に右に「大震殃死諸精霊碑」、左に「中村喜作家慰霊碑」がある。「大震殃死諸精霊碑」には犠牲者全員の名前が刻まれており、そのうちの中村喜作と房次郎の兄弟とその母ならびにそれぞれの妻子の合計 8 名の墓が左の慰霊碑である。中村喜作家は一家全滅であろうか。土砂災害は、逃げる間もなく一瞬にして人々の命を奪うことが多く、一家全滅や一人だけたまたまその場におらず生き残ったケースも多くみられる。根府川集落にある「宮本家慰霊碑」や米神の正寿院墓地にある「松本利吉方家族墓」は生き残った一人が建立した慰霊碑の例である。

愛川町半原では相模川の支流である中津川に架かる馬渡橋の下流の右岸の崖が崩れて 22 名以上の犠牲者を出した。この崖は日蓮宗妙誠寺に隣接し、同寺には「大震災殃死者慰霊碑」がある。碑は 7 回忌に建立されたもので、犠牲者の名が刻まれている。犠牲者のうち冒頭の 6 名は中村姓、つづいて使用人と見られる 2 人の名前が刻まれている。慰霊碑の右側には 3 つの石造物があるが、一番慰霊碑に近いのが「母子地蔵」と呼ばれる石像で、建立者は中村博直とある。博直氏は震災当時 7 才で家族の中で唯一生き残った。氏は成人して彫刻家となり、建立したのが「母子地蔵」である。

土砂災害の地点を訪れると、ほとんどの地点で共通していることは、どこにでもありそうな裏山が崩れていることである。横浜市の元町や磯子などの市街地でも土砂災害が起こり多くの犠牲者が出ている。震災当時と比べて市街地が山や崖の際まで広がっているところが多く危険度はさらに高まっている。土砂崩れはこの他人の居ない場所でも多数発生している。例えば、丹沢山地で発生した多くの土砂崩れは渓流を埋め、大雨毎に土砂や倒木が流出し、酒匂川や金目川の河床を上昇させて、下流部で度々水害を引き起こした。山北、開成、秦野にはそれらを記した記念碑もある。首都圏の地震防災を考える上で土砂災害の脅威を今一度再認識すべきである。



S10−02

近世歴史地震の系統的検討結果（第2集報）

#松浦　律子（ADEP）・中村　操（防災情報サービス）

Systematic Exploration of Destructive Earthquakes of Japan in Early Modern (2nd compiled report)

#Ritsuko S. Matsu'ura (ADEP), Misao Nakamura (ISDP)

Since 1998, we explore Japanese destructive earthquakes from 1586 to1884 for supporting HERP (The Headquarters for the Earthquake Research Promotion) to assess the long-term nationwide hazard rate. We examined 134 events from 169 targets for the 300-year period, and made the hypocenter catalogue with M and depth simultaneously determined. In 2008, we reported 84 events. Here we report 50 events analyzed after that. This research has been supported by the MEXT. Part of the analysis was done in Hizumi and Tachikawa Fault Projects.

1998年以来近世の歴史地震を系統的に分析し，現代の密な震度観測結果も照合しながら，深さも含めて震源位置と地震規模とを，詳細に位置特定した推定震度分布から求める作業を実施してきた．史料が膨大な5地震が未解析ではあるが，事例の約8割を解析したので，Matsu'ura et al.(2008)以降の結果を報告する．表1は松浦ほか(2006～2010，2013)に掲載して以降の解析結果集表である．表2は以前公表分からの変更（網掛部分）である．

表1の中では，濃尾地震の半世紀前に，M7程度の地震が根尾谷で発生していた点が，地震活動の長期予測を行う上では重要な発見であった．従来のカタログではM6.25とされ，史料のある南の平野との境が震央だった．史料が限られ，どの断層トレースに対応するとか，濃尾地震の震源域との位置関係などがこれ以上は明確にならないものの，活断層の長期評価にとっては，どの規模の地震が発生したらどの活断層の1回の活動終了と認定すべきか，別のトレースの中期的前震の可能性は，等トレースが併走する場所での今後の課題を提示されたと捉えるべきである．時間スパンは異なるが，2016年熊本地震のM6.5発生の15年程前には，日奈久断層極近傍でM4～5の活動が数回あった．これらから類推すると，切迫性が指摘されている活断層近傍で1999年M4.8，2011年M5.4の地震が発生した松本市の牛伏寺断層が，今後どのような経過をたどるか，学術的に注目していくことが重要であると考える．

本研究は文科省の委託によって実施された．初期には故茅野一郎氏や唐鎌郁夫氏にも参加して頂いた．記して感謝する．

文献：Matsu'ura(2008) はASC2008 abstract，他は歴史地震，**21**～**26**

表1．松浦ほか(2013)以降の解析結果概略

西暦	北緯/東経/深さ	規模	備考
1615/6/26	35.4/139.1/S	6.3程度	神奈川県西部のプレート内or境界？
1630/8/2	36/139.9/S	6程度	茨城県南西部ではないか？
1635/3/12	36/139.9/S	6程度	茨城県南西部ではないか？
1643/12/7	36/139.9/S	5程度	千葉市下or茨城県南西部
1647/6/16	35.5/139.2/S	6.5程度	神奈川県西部のプレート内？
1649/9/1	35.5/139.75/50km程度	6.4	東京湾下
1683/10/20	36.85/139.85/VS	7.0程度	関谷断層の最新活動
1686/10/3	34.8/137.6/40km	6.5程度	1997/3/16浜名湖付近に類似するPHS内やや深い地震
1703/12/31	35/140/S	8.1程度	震源域は相模湾西部には及ばない。
1715/2/2	35.6/136.6/VS	6.7程度	濃尾地震の孫程度．姉川より小さい
1767/10/22	37.7～38.3/141.8～143.3/S	6.8～7.0	1938年福島沖より小規模の群発活動の地震ではないか
1791/1/1	36/139.9/50km程度	6.0程度	茨城県南西部
1796/1/3	35.5/134.35/VS	6.0程度	1943年3月に類似し群発　鳥取市の史料は伝聞で震度不正確．雨滝釜戸or鹿野・吉岡の東部
1812/12/7	35.5/139.8/30km程度	6.4	東京湾のPHS内か上面
1833/5/27	35.6/136.6/VS	7.0程度	根尾谷の地震　1715より大　余震多い　大垣被害は小さい
1841/11/3	33.3/132.4/40km	6.5程度	宇和島　寛延よりやや小さいか同程度
1859/1/11	36.1/139.8/50km	6.0程度	茨城県南西部の北西部分
1884/10/15	35.15/139.8/60km	5.8	浦賀水道の地震

表2．諸元を変更した地震

西暦	北緯/東経/深さ	規模	備考
1714/4/28	36.75/137.9/VS	6.5程度	有感290km.2014とほぼ同等の糸静活断層北端部
1767/5/4	38.8～39.4/141.7～141.3/100km程度	6.5程度	三陸沖38.9/142.2/50/6.0-6.5から陸中下PAC内に変更
1828/12/18	37.6/138.95/VS	7.1程度	三条～見附（～長岡北部？）
1848/1/14	40.65/140.55/VS	6.0程度	1766の余震
1855/11/11	35.6/140/70km	7.0程度	東京湾北縁・千葉北東部のPACプレート内地震としておく
1861/10/21	38.3/141.25/10km	6.5程度	1900,2003宮城県北部のさらに南が震源域。野蒜の津波から仙台湾内に及ぶと推定。**沖ではない。**

S10−03

地震年表や史料集における年月日の取り違え

#加納靖之（京大防災研）

Misdated Articles on Historical Earthquake Catalog

#Yasuyuki Kano (DPRI, Kyoto Univ.)

歴史地震研究により，歴史時代に発生した多くの地震が発見され，地震年表（地震カタログ）が作成されている．たとえば，『理科年表』の「日本付近のおもな被害地震年代表」や，『日本被害地震総覧』シリーズである．

史料を収集，解読し，地震年表を作成する過程では，さまざまな理由から日時の取り違えがおこりうる．具体的には，著者の誤記や誤認識などにより原史料そのものが誤っている場合，あるいは，史料の作成段階では正しかったとしても，その後伝来の過程で間違って書写される場合，さらには，現代における史料解読の際の誤読や編集間違いによる場合などが考えられる．

具体的な例として，弘化四年正月一日に越後高田付近で発生したとされる地震の記事における年月日の取り違えがある．この記事のもとになった史料および新収の編集資料を再検討したところ，この記事は実際には存在しない．

『理科年表』の「日本付近のおもな被害地震年代表」では，227番として弘化四年正月一日（グレゴリオ暦1847年2月15日）に地震が発生し，越後高田で「所々破損，長屋も破損」した，としている．この記事は昭和64年版から掲載され現在にいたっている．『日本被害地震総覧599-2012』では，247-1番として，

夜五ツ半過ぎ 越後高田　（城内？）諸所破損．長屋も破損．
明方までに数回．下妻・江戸（夜九ツ）などで有感？

となっている．

弘化四年正月一日の越後高田の記事は，『新収日本地震史料』（以下新収と表記する）第五巻で初めて取りあげられたものである．記事の出典は，「庄田日記」となっている．弘化四年については，新収第五巻の弘化四年正月一日の部分と，同第五巻別巻六の同年三月二十四日の部分に収録されている．この2件の記述は一見してほぼ同じである．ほぼ同じ内容の記事が異なる月日に登場する事情を明らかにするため，「庄田日記」の原本を調査し，必要部分の解読をおこなった．

問題となる弘化四年の日記は上越市立高田図書館所蔵の「原田家台所日記」である．この日記は横帳で，丁数は212丁，1冊が1年分になっている．表題や期間の記された表紙はなく，第1丁表の第1行に「弘化四丁未歳日記」とあり，右下には高田図書館のラベルが貼られている．第2行から正月一日（元日）の日記が記されているが，この日の日記を通読しても，地震の発生をうかがわせる記事はない．三月二四日の記事は第59丁裏の中ほどからはじまり，続く60丁表の中ほどから地震について書かれている．

東京大学地震研究所には，収集された史料の写真や解読結果をまとめた写真帳が保存されている．「庄田日記」の写真帳（番号A256）を確認したところ，「原田家台所日記」の第1丁表に対応する写真の次に，三月二四日の地震の記事のある第60丁表に対応する写真が綴じられている．実際にはこの2丁の間に58丁，日数にして83日間の日記が存在する．写真帳での省略部分が実際にも存在しないとして解読し，地震記事として抽出された結果として，新収第五巻に，問題の正月一日の記事が誤って収録されてしまったものと考えられる．

正月一日の地震の高田およびその周辺の記事はこの「庄田日記」の1件のみである．この記事は間違って取りあげられたものであり，実際には存在しないものである．したがって，弘化四年正月一日には高田では地震は起きていなかったといえる．

解読・編集の際の不注意によるものや，原資史料の誤りによるものなど，ほかの地震記事についても報告する．

謝辞：上越市総務管理部総務管理課公文書センターと上越市立高田図書館の方々，地震研究所の村岸純氏には史料の閲覧でお世話になりました．新収日本地震史料の閲覧には「東京大学地震研究所図書室特別資料データベース」（http://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/dl/meta_pub/G0000002erilib）を利用し，地震史料集の検索には名古屋大学の「歴史地震史料検索システム」（http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/HistEQ/）を利用しました．

S10－04

1707年宝永地震による駿河湾沿岸域の地震動
－宝永地震・宝永噴火を記した富士浅間本宮旧蔵原史料の発見と諸史料との比較－

#服部健太郎・中西一郎（京大理）

Seismic motion in the coastal zone of Suruga Bay by the 1707 Hōei earthquake- Discovery of Fuji Sengen Hongu historical materials on the Hoei earthquake and eruption and its comparison to existing documents

#Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi (Kyoto Univ.)

宝永地震及び宝永噴火による富士周辺の被害を記した同時代史料に、富士浅間本宮乗蓮院の隠居飽休庵著「大地震富士山焼出之事」がある。この史料は『富士の歴史』及び『浅間文書纂』に翻刻文が掲載され、『増訂大日本地震史料』に転載されている。明和年間に写され、安政年間に再度書写された。

この史料によると、宝永4年10月4日（1707年10月28日）昼七つ上刻（午後3時頃）、前代未聞の大地震が発生し、多くの住居が破損した。人々は余震を恐れ仮小屋へ避難し、夜を明かした。朝になり昨日の数倍の大地震が発生した。立つことができず、腹這いで動くのも困難であった。多くの住居・神社・仏閣が傾き、あるいは潰れた。

宝永4年11月23日（1707年12月16日）の昼四つ時（午前10時頃）に、富士山の東南八合目において、真白い蹴鞠ほどの形をしたものがくるくると舞った。富士山がしきりに震動し、人々が混乱した。昼八つ時（午後2時頃）に西風が吹き、雲が東まで進み、夕方には噴火の様子が見えた。黒煙が北東へなびき、火の玉が飛びあがって山上へ落ちた。宝永4年12月8日夜半に噴火が収まった。

富士浅間本宮は経年破損を理由に、毎年幕府へ修復を嘆願してきたが、噴火に当って幕府より鎮火の祈祷を申しつけられた。大宮司らが祈祷する中、噴火が収まった。幕府は富士浅間本宮へ修復金を与えた。

以上の内容を記した上記3史料集の翻刻文には、解読不能箇所（□）が多数存在するが、原史料が所在不明のため、解読不能の原因はこれまで明らかではなかった。『新収日本地震史料』に掲載されている類似史料「飯作家文書」による□部分の推定は可能だが、地震に関する記述に留まり、「大地震富士山焼出之事」の全体を把握するには不十分である。また□部以外においても表記にずれが見られるが、原因は不明である。なお、「飯作家文書」に記された宝永地震・宝永噴火の全文翻刻は小林・他（2016）により行われた（本地震学会で発表）。

宝永地震本震と翌朝の余震に関する記述に不明部・差異がある。3史料集とも本震の発生年が不明であるが、干支「丁亥」から宝永4年を推定でき、「飯作家文書」では「宝永四丁亥年」と明記されている。余震については『富士の歴史』:「□□□□□□分に夥敷大地震、昨日之三双倍」、『増訂大日本地震史料』:「□□□□□□分に夥敷大地震、昨夜之三双倍」、『浅間文書纂』:「□□□□□分に夥敷大地震、昨日之三双倍」とあり、『増訂大日本地震史料』のみ、本震発生時が「昨夜」となっている。「飯作家文書」では時刻を「明六ツ少シ過に」と記している。

翌朝の余震については『新収日本地震史料第3巻別巻』掲載の「楽只堂年録」により、富士宮市村山や富士宮市大宮町において、神社建築に大きな被害があったことが分かっている。余震の震源位置や規模を推定する上で「大地震富士山焼出之事」は重要な史料であるが、不明箇所のため使用が難しかった。

東京大学地震研究所において、「大地震富士山焼出之事」の写本と思われる史料が見つかった。内容から、『富士の歴史』及び『浅間文書纂』の原本または写本であると考えられる。当該写本では黒字で書かれた本文に朱墨で推定文字が書き加えられ、本文より上に線が平行に描かれている。線より上部が推定文字であることから、書き写された本の上部が破れ失われていた可能性が高い。当該写本により『浅間文書纂』や『増訂大日本地震史料』にある多くの□部は虫食いや難読箇所でなく、破損箇所であることが分かった。例えば本震発生年を「丁亥年」と記し、丁の上に線を引いてさらにその上に、「宝永四」と朱字で加筆している。
余震の規模について、当該写本は「昨日之三双倍」としており、『増訂大日本地震史料』の「昨夜之三双倍」は誤記である可能性が高い。

本発表では、当該写本と3史料集を比較し、3史料集にある□部分が虫食い・難読箇所あるいは破損箇所であるかの区別を行う。その上で当該写本と「飯作家文書」を比較し、当該写本の朱字加筆が破損前の史料を参考にしているかどうか、また破損の発生時期について考察する。

『浅間文書纂』には、安政東海地震を記した史料「嘉永七甲寅年十一月四日大地震二而御宮大破損記」が掲載されている。この史料には「隣国遠州ハ当国より地震厳しき由」という記述があり、宝永地震・安政東海地震等の南海トラフ地震震源域の東端、富士川断層の活動を研究する上でも重要である。

S10－05

和歌山県由良および徳島県宍喰の事例に基づいた江戸後期の家屋流出被害関数に関する検討

#今井 健太郎(JAMSTEC)・行谷 佑一(産総研)

An examination for tsunami fragility function based on cases of Shishikui, Tokushima and Yura, Wakayama during the late Edo era

#Kentaro Imai(JAMSTEC), Yuichi Namegaya(AIST)

1．研究の目的　歴史時代の津波波源を推定・評価するためには，津波痕跡高とその分布が必要である．これまでの歴史地震・津波研究で用いられてきた津波痕跡高は，例えば“寺院前の階段二段目まで津波が到達”のような具体的に計測可能な信頼性の高い痕跡高を中心に検討されている．一方，史料の中には集落の被害状況，例えば家屋流出の棟数あるいはその割合が記載されている場合もある．歴史時代の家屋被害関数を構築することができれば，家屋被害のみ記載されている史料の有効利用が可能になり，より分解能の高い波源推定を行うことが可能となる．行谷・今井（2015）は徳島県南部沿岸の宍喰浦における津波による家屋被害状況に関する絵図から家屋被害関数の構築を試み，歴史時代の家屋被害関数の構築可能性について検討を行った．

本研究では，徳島県宍喰浦のデータに加えて，和歌山県由良浦に残された史料および家屋被害状況に関する絵図から，当該集落の津波痕跡調査を実施し，家屋被害状況を評価する．さらに，宍喰の事例と合わせて家屋流出に関する被害関数を構築し，その特徴を明らかにすることを目的とする．

2．現地調査　和歌山県由良において，坂口俊夫家文書により津波被害に関する絵図が残されている（由良町，1985）．本研究では，坂口俊夫家文書による津波浸水状況と絵図に残された家屋被害状況の関係について調査を行った．

坂口俊夫家文書による津波被害に関する記述例を数点示しておく．

“横浜ヒクキ所ハ浪ノ高サ一丈五尺”とあり，横浜は由良集落における南北を通す道筋周辺を示し，図 1 における赤実線で示す道筋であることがわかった．この道沿いの標高を 100 m 間隔で計測し，この中の一番低い場所を該当地点と

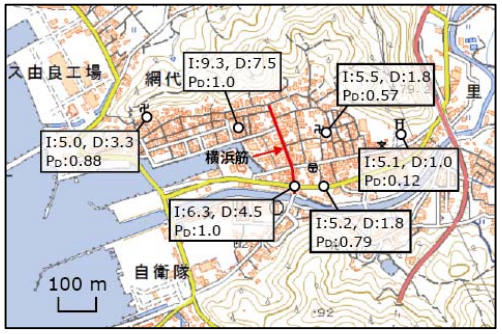


図 1　由良の津波痕跡高分布（国土地理院地図に加筆）．図中の I および D の単位はmである．

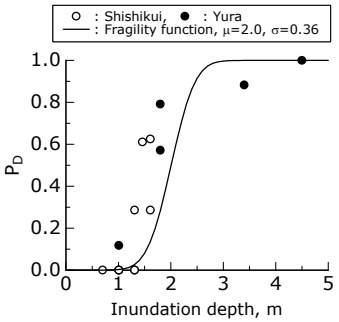


図 2　津波による家屋流出被害関数

判断し，一丈五尺の浸水深を加えることで，浸水高 6.3 m を得た．この道筋周辺の家屋は絵図によると全流出であったため，流出率は 100%とした．“光専寺本堂六尺”とあり，本寺院は当該集落に現存している．この寺院敷地の地盤高を計測し，この地盤高に浸水深六尺を加えることで，浸水高 5.5 m を得た．この周辺の家屋流出率は 57%であった．これらを含め，6 地点の津波浸水高（I），浸水深（D），家屋流出割合（P_D）を評価した．

図 1 は上記の史料に対応した津波痕跡高と家屋流出割合を地図上に示したものになる．沿岸から陸に向かって，D や P_D は減少していることが判る．

3．家屋流出被害関数の特徴　徳島県宍喰浦と和歌山県由良浦の浸水深と家屋流出割合から，正規分布に基づいた津波被害関数を構築した（図 2）．図から，D > 3.0 m で P_D は 1.0（全流出）となる．D=2.5±0.5 m で P_D は 0.5 から 1.0 となるため，大部分の家屋流出被害に対応することがわかる．D=1.5±0.5 m で半分以下の家屋流出被害，D < 1.0 m ではほとんどの場合で家屋流出無しとなる．なお，日本における 1960 年以前の木造建物は D が 2 m 程度で P_D は 0.2 程度となるため（Hatori，1964），江戸後期における建物は戦後の建物に比べて 2.5 倍程度，津波に対して脆弱であったことがわかる．

謝辞　本研究は科研費（基盤研究（C）：25350492；基盤研究（B）：16H03146），H25-32 年度文部科学省「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト（研究代表者：海洋研究開発機構　金田義行）の一環で実施されました．ここに記して謝意を表します．

S10−06

活断層型地震のスケーリング式の検討

#横田　崇（内閣府・愛工大）・根本信・後藤真希枝（応用地質）・
池田雅也・高田幸司（内閣府）

Re-examination of scaling relation for crustal earthquakes.

Takashi Yokota (CAO/AIT), Makoto Nemoto, Makie Goto (OYO),
Masaya Ikeda, Koji Takata (CAO)

地殻内地震については、いくつかのスケーリング式が既に提案されている（例えば、松田(1975)、武村(1998)、入倉・三宅(2001)、田島ほか(2013)、Murotani et al. (2015)）。これらのスケーリング式は必ずしも互いに整合しておらず、1つの断層面積または断層長さを想定した場合に、2倍程度の異なる断層すべり量が得られる場合がある(島崎、2015)。

この原因を確認するため、スケーリング式の作成に用いられた断層パラメータのデータセットを確認した。図1には、既往のスケーリング式の研究で使用されている地震断層データについて、断層面積と断層すべり量の関係を示す。武村(1998)で使用しているデータには、図1の赤枠内でのデータのように断層面積に対して特に断層すべり量が大きいデータが含まれている事がわかる。これらのデータの断層面積や断層すべり量がどのようにして求められているか引用文献を確認したところ、主に地表面の地殻変動データ（地表断層のずれ、三角測量データ）を観測データとして、1～2枚の矩形断層モデルの比較計算で決められている事が分かった。一方、同じ地震に対して地震波形インバージョンによる断層面積および平均すべり量は、図1のように断層面積はより大きく、平均すべり量はより小さく求まっている。

このことから、地表地殻変動を観測データとして少数の矩形断層で断層面をモデル化した場合には、地震波形インバージョンによる断層推定よりも断層面積が小さく、断層すべり量が大きく求まる傾向があることが示唆される。この点を確認するため、図 2 のように大すべり域を考慮した断層モデル（傾斜 90 度の右横ずれ断層）を設定して地表地殻変動のモデル計算を実施した。断層全体の約 25%を大すべり域として平均すべり量の 2 倍のすべりを与え、残りを背景領域として平均すべり量の 1/1.5 倍のすべり量を与えた。その結果、大すべり域が浅い場合には、地表地殻変動は背景領域が無くても良く説明できること、また大すべり域が深い場合には地表地殻変動は平均すべりモデルで良く説明できることが分かった（図 2）。言い換えると、矩形断層によるモデル化では、大きくすべる範囲が浅い場合には断層面積が小さく（すなわち平均すべり量が過大に）推定される場合がある。既往のスケーリング式を使う場合には、このような特徴を理解した上で、観測データに応じて適切なスケーリング式を選択する事が重要である。

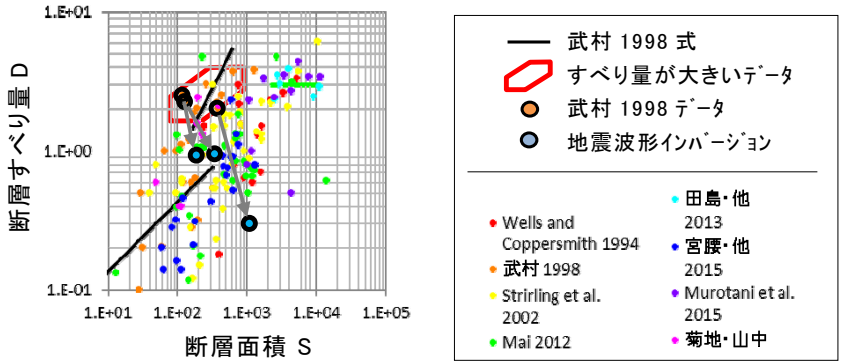


図1　既往のスケーリング式研究で用いられている地震断層データにおける断層面積と断層すべり量の関係

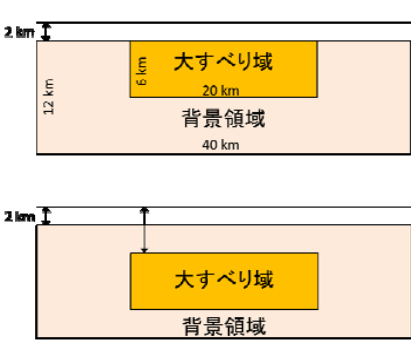


図2　モデル計算を行った断層
上：大すべり域が浅い場合
下：大すべり域が深い場合

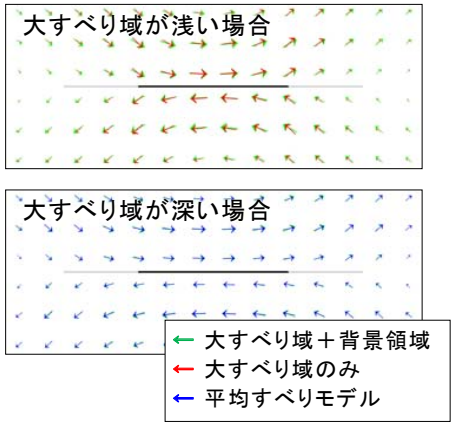


図3　地表地殻変動の計算結果（水平）

S10−07

神城断層における地震すべり由来非晶質微粒子の生成

#山下 純子・朝山 暁・廣野 哲朗 (阪大理)

Ultrafine amorphous particles generated in the Kamishiro fault

#Junko Yamashita, Satoru Asayama, Tetsuro Hirono (Osaka Univ.)

はじめに

地震時の摩擦すべりに伴い，すべり面では破砕や変形，発熱などといった現象が発生するが，このうち破砕作用によって断層内の構成鉱物は細粒化・非晶質化し，地震すべりの痕跡として保存される．天然の断層における確認例は，1999 年集集地震で活動した台湾チェルンプ断層の主すべり面において，粒径数 10 nm 程度の非晶質微粒子が確認されたのに続き，1596 年慶長伏見地震で活動した有馬高槻構造線の主すべり面においても，同様の非晶質微粒子が確認された．これらの非晶質微粒子は，生成後約 1,000 年以内に間隙水に溶解して消失すると試算されていることから，活断層判定における物質科学的な新指標として提案されている．但し，地震時におけるこれら非晶質微粒子の生成の普遍性を確認するため，天然の断層におけるさらなる報告例が要求され，とりわけ地表付近でダメージの小さいすべり面における生成の有無を確認することが急務である．

そこで本研究では，地表付近のすべり面での微粒子の確認を目的として，2014 年長野県神城断層地震を引き起こした糸魚川 - 静岡構造線神城断層において，粉末 X 線回折による鉱物組成解析および非晶質の定量，および電子顕微鏡による微粒子の観察を行う．本研究における解析試料は，ごく近年に形成された地表付近の堆積層を母岩とする断層ガウジ帯であり，粉砕によるダメージが比較的小さな状況下での非晶質微粒子生成が起こりうるかを検証する．

手法

神城断層のトレンチ露頭における試料採取ののち，X 線回折パターンに対する鉱物組成定量解析（RockJock 法）による鉱物組成定量解析を行った．併せて，X 線回折パターンの 10-40 度(2θ)付近に出現する非晶質起源のハローピークに対して，その積分強度に着目した非晶質定量手法により，非晶質定量解析を実施した．また，走査型電子顕微鏡による微小領域観察を行うことにより，非晶質微粒子の存在を視覚的に確認した．

結果と考察

神城断層において，X 線回折による鉱物組成解析の結果，主すべり面付近で典型的な断層ガウジの組成が示された．また，主すべり面では約 40 wt%に至る非晶質成分が検出され，走査型電子顕微鏡観察の結果，粒径サブミクロン程度の多くの微粒子が確認された．

この結果より，活断層の主すべり面において，破砕による非晶質微粒子の生成が普遍的である可能性が極めて高い．特に，地表付近の堆積層を母岩とし，粉砕によるダメージが比較的小さい場合にも，非晶質微粒子が生成することが示された．以上の結果に併せて，これらの非晶質微粒子が約 1,000 年以内に溶解して消失することを鑑みると，「非晶質微粒子の確認=>活断層」が成立する可能性が高く，過去の地震の痕跡として活動時期の判定要素となり得ることと言える．

今後の課題・展望

今後は，非晶質微粒子の残存が示す断層の活動年代をより精密に検証するため，地震後に溶解反応によって非晶質微粒子が消失する速度を実験的に検証する予定である．これにより，非晶質微粒子の残存が，直近何年以内の断層活動を示すものであるかを定量的に評価することが可能となり，構造的な活断層の判定が難しいケースでも，物質科学的な活動時期の推定が可能となるであろう．

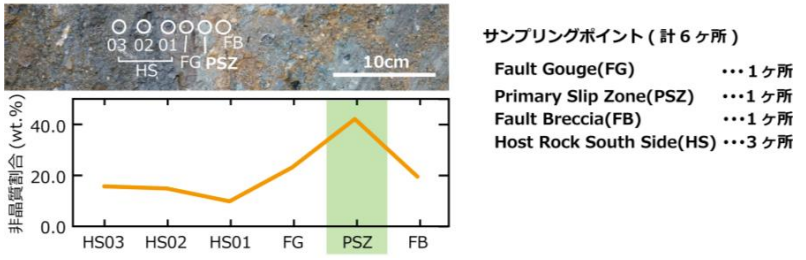


図 1　露頭画像と非晶質定量手法を用いた定量解析結果

S10−08

音響調査による屈斜路湖の湖底地形・堆積構造と内陸型地震との関連について

#内田康人・岡崎紀俊（道総研地質研）・山崎新太郎（北見工大）・高橋浩晃（北大）

Relationship between intra-plate earthquakes, bottom topography and sedimental structures of Lake Kussharo by the acoustic exploration

#Yasuhito Uchida, Noritoshi Okazaki (HRO/GSH), Shintaro Yamasaki (KITAMI Inst. Tec.),Hiroaki Takahashi (Hokkaido Univ.)

北海道東部，阿寒～屈斜路にかけての屈斜路カルデラ及びその周辺は，プレート運動による北西－南東圧縮の歪み集中域に相当し，北海道内陸域の中でも特に地震活動度の高い地域の一つである．本地域では現在までの約80年間にM6クラスの地震が4回も発生し，そのうち1938年の屈斜路地震（M6.1）の際には屈斜路湖付近で震度6以上の揺れが記録され，湖の南東側の丸山付近で地表に変位が生じ，家屋倒壊等の被害のほか屈斜路湖内では津波も発生している（津屋，1938；田中館，1938 など）．このとき地表に現れた，地表地震断層の可能性がある左横ずれの変位に対してGPR探査やトレンチ調査等が実施され，1938年の地震活動によると考えられる断層変位が確認されたものの，それ以前の明確なイベントを証拠立てるようなデータは見いだされなかった（大津ほか，2009）．

さらに，屈斜路湖の湖底地形や湖底下の堆積層内に，地表地震断層を示唆するような変動や変位が存在するかについてもこれまでは明確でなかった．しかしながら2011年に実施した精密湖底地形測量および浅部堆積構造調査の結果，中島の北東側や湖南部の和琴半島東方の湖底面において，滑落崖や地すべり移動体・流れ山堆積物とみられる特徴的な地形が確認されている（山崎ほか，2012）．

以上のような経過を踏まえ，講演者らは2014年～2016年の3ヶ年にわたり，1938年屈斜路地震等の内陸型地震活動と湖底地形・堆積構造との関連を明らかにすることを目的として，屈斜路湖の和琴半島および中島の周辺域を主対象とした高分解能地層探査を実施した（図1）．高分解能地層探査測線の総延長は約140kmとなり，条件の良い場所では最大で湖底面下10m程度までの明瞭な反射断面記録を得ることができた．さらに，中島の西側および北東側，和琴半島の西側および東側の計4地点において，それぞれ1.5×1.5km程度の範囲でサイドスキャンソナーにより湖底面状況を確認した．

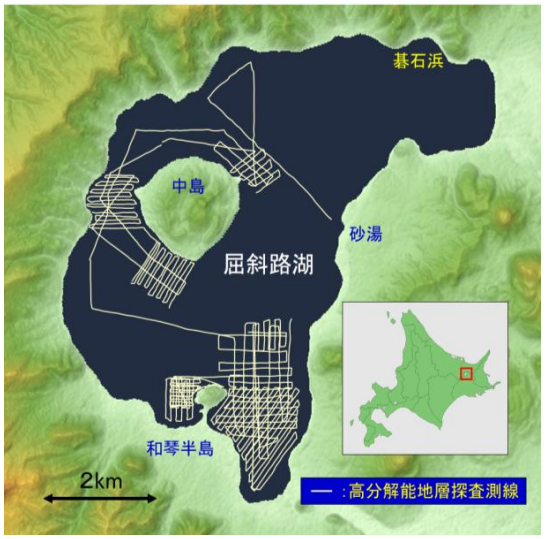


図１　高分解能地層探査測線図

探査の結果，陸域断層の北西延長部に相当する湖底に地表地震断層は確認できず，湖底面にほぼ平行した縞状の堆積構造が明瞭で，内部に顕著な乱れ・変位等は認められなかった（図2）．その一方，和琴半島東側の湖底斜面から湖盆にかけては，滑落・移動により形成されたとみられる巨礫や岩体からなる流れ山状の堆積物が，数m程度の厚さで本来の湖底成層堆積物の上位に明瞭に区分され，サイドスキャンソナー調査による分布状況からも，湖底地すべりの典型的な特徴を示していることがわかった．津波シミュレーションの結果や古地形図との比較から，この湖底地すべりは1938年屈斜路地震の際に発生し，津波の原因となった可能性が高いと考えられる．さらに，湖内の他の地点（中島西側）での滑落崖地形の延長上で得られた反射断面記録には，過去のイベントによる乱された堆積層が湖底面下2～3m付近に存在し，その上位を成層堆積物が覆っている構造が明瞭に確認される．今後，各記録中にみられる連続性の良い強い反射面を基準として，各イベントの時間的な前後関係と地震との関連を検討する予定である．

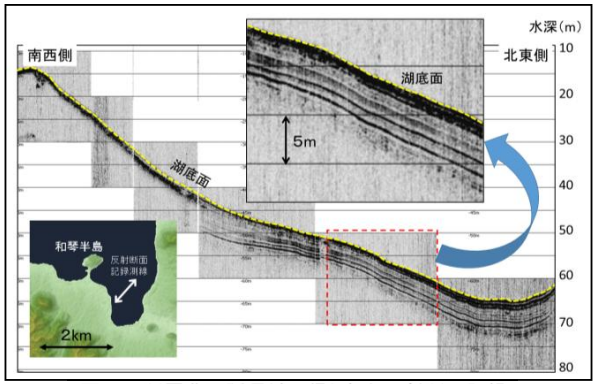


図２　断層北西延長域で得られた反射断面記録

S10－09

角田山東縁断層海域延長部の活動性について

#阿部 信太郎（産総研）・徳山 英一（高知大）・森 宏（信州大）

Fault activity on the offshore extension of Kakuda-yama-toen fault.

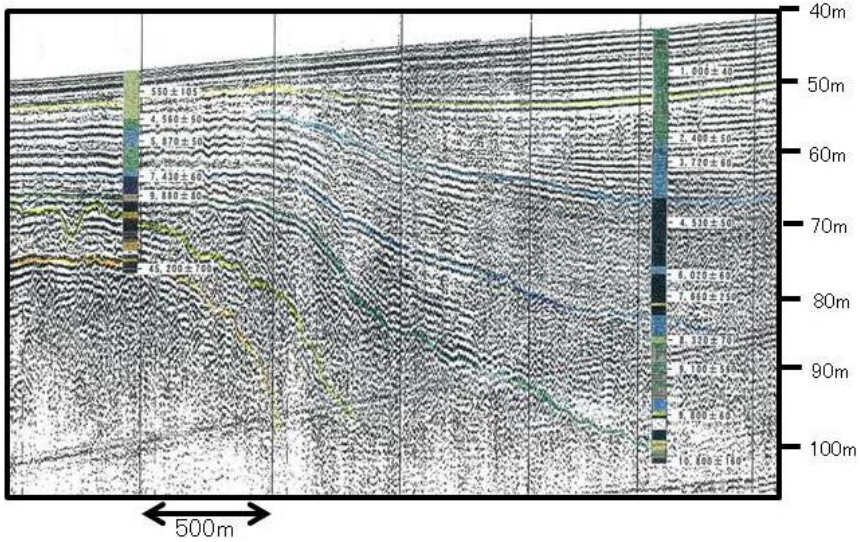
ABE Shintaro (AIST), Tokuyama Hidekazu (Kochi Univ.),
MORI Hiroshi (Shinshu Univ.)

長岡平野西縁断層帯は小千谷市付近から新潟沖海域まで連続する活動度A級の活断層帯である（地震調査推進本部, 2004）. 概ね北北東－南南西方向に連続するこの断層帯は, いくつかのセグメントに区分される. このうち新潟沖に至る最も北側のセグメントの角田山東縁断層は西側隆起の逆断層であり, 陸域においては上盤側に角田・弥彦山地を形成している（地震調査推進本部, 2004）. 角田・弥彦山地の海域延長部には西翼が緩やかに傾斜し, 東翼が急傾斜する非対称性を有する四ツ郷屋沖背斜が沖合約 25 kmまで連続し, その東縁が角田山東縁断層の海域延長部にあたる（井上他、2011）. すなわち角田山東縁断層は撓曲帯を形成しつつこの領域まで連続している. その活動性に関しては, 撓曲帯基底部の年代を 1 万年から 1 万 8000 年とした場合の変位速度として 1.5m～3.0m/千年と推定されている（井上他、2011）.

本研究においては, 旧東京大学海洋研究所（現東京大学大気海洋研究所）が角田山東縁断層海域延長部を横断して実施した反射法地震探査, この測線上で実施した海底ボーリング調査の結果に基づいて, 角田山東縁断層海域延長部の活動性を検討した. 本発表においては, その途中経過を報告する.

反射法地震探査は, 探査深度と分解能を相補的に補うためにチャープソナー, スパーカー（200J）を震源とするシングルチャンネル反射法地震探査, ウォーターガン（400cubic）を震源とする 24ch マルチチャンネル反射法地震探査が実施された. 海底ボーリングは, 大型の起重機台船にボーリングマシンを艤装し, 現地でアンカーにて係留固定して実施された. ボーリングの工法は, ワイヤーラインによるオールコアボーリングである. ボーリング地点は, 撓曲帯を挟んで断層下盤側に位置するA孔(水深:43m, 掘削深度:58m)と断層上盤側に位置するB孔（水深:50m, 掘削深度:27m）の 2 地点である（図）.

各ボーリング孔で採取された ^{14}C 年代測定結果に基づき 2 地点における堆積速度（圧密沈下を考慮せず）を算出すると, 約 1 万年前以降で平均するとA孔で約 5.4mm/年, B 孔で約 1.8mm/年となる. A 孔において堆積速度が非常に速い傾向は反射断面で認識された音響層序ユニット毎にみても概ね変わらない. また, 各孔で算出された上記の堆積速度に基づき撓曲帯挟んで連続する反射面の堆積年代を推定すると A 孔, B 孔ともにほぼ同様の年代を示す. 以上の値と反射記録断面に基づき, 角田山東縁断層海域延長部における約 1 万年前以降の垂直方向の変位速度を算出すると約 3.5mm/千年となる. この値は同断層の陸域において圧密も考慮して算出された垂直方向の平均変位速度 3.0～4.0mm/千年（宮地他 2011）とも同等である.



図：撓曲帯を横断するシングルチャンネル反射法地震探査記録とボーリング地点

S10－10

変動地形学的特徴にもとづく立川断層存在の再確認

#渡辺満久（東洋大）・中田　高・後藤秀昭（広島大）

Tectono-geomorphic features reaffirming the active Tachikawa fault in existence, central Japan

Mitsuhisa WATANABE(Toyo Univ.), Takashi NAKATA, Hideaki GOTO(Hiroshima Univ.)

Ⅰ　はじめに

立川断層は、東京都青梅市付近から府中市まで連続する活断層であり（活断層研究会、1991；関口ほか 1996）、名栗断層を含む延長約 33km の立川断層帯はM7.4 クラスの地震を発生させると推定されている（地震本部、2003）。このため、立川断層は、首都圏の地震防災を検討する上では極めて重要な調査対象である。

ところが最近、反射法地震探査結果に基づいて立川断層（南部）の存在を否定し、首都圏の地震リスクは大幅に減少したとの論文が公表された（Ishiyama et al., 2016）。この論文では主に、地下構造に明確な鉛直変位量の累積性がみられないことを重視して、立川断層（南部）の存在を否定している。本発表では、Ishiyama et al（2016）で軽視された変動地形学的特徴を再検証し、立川断層の存否について考察する。

Ⅱ　立川断層の変動地形学的特徴

立川断層の断層面は極めて高角であり（山口ほか、1998）、左横ずれと北東側隆起を主体とする活動を繰り返してきた可能性がある（松田ほか、1974；山崎、1978）。鉛直方向の平均変位速度は、0.2～0.3mm/y 程度である。立川断層が約 3 万年前以降に形成された立川面を横切る地域では、幅約 250m、高さ約 5m の、緩やかに西南西方向に傾斜する「撓曲崖」が直線的に連続している。周辺で認められる多数の浸蝕崖は屈曲・湾曲した急崖であり、その比高は下流側で高くなる傾向が認められ、「撓曲崖」とは形態的に大きく異なる。また、「撓曲崖」の隆起側の上部には細長い高まり地形が確認されることがあり、このような特徴も、浸蝕崖とは区別される根拠の 1 つである。

「撓曲崖」は、狭山丘陵西方から 20km 程度南南東方向へ連続し、その南端は多摩川北岸に達する。Ishiyama et al.（2016）は、狭山丘陵西方には左横ずれの活断層が存在するが、丘陵より南には連続せず、「撓曲崖」は浸蝕崖であると断定している。しかし、その分析においては、上記したような崖の形態上の特性には注意が払われていない。また、形態的に同じ特徴をもちながら連続している「撓曲崖」の一部を、恣意的に浸蝕崖とすることは認めがたい。

「撓曲崖」の低下（南西）側の立川面は南東へ傾斜しているので、当時の多摩川は南東方向へ流下していたはずである。もし、「撓曲崖」が、低下側の立川面形成時の河蝕崖（浸蝕崖）であるとすれば、崖の走向は NW-SE となったはずである。しかし、「撓曲崖」の走向は NNW-SSE であり、立川面の傾斜方向とは一致していない。隆起（北東）側の立川面も南東方向へ傾斜しているので、「撓曲崖」の両側にある立川面はもともと連続していたことになる。なお、文科省・東大地震研（2015）の資料では、「撓曲崖」の低下側にも AT 火山灰（約 29ka）が認められており、「撓曲崖」をはさんで段丘面の形成年代が異なるという証拠もない。「撓曲崖」より 0.7～3.5km 東方に認められる一般走向が NW-SE の崖は、上記したような浸蝕崖の特徴を有しており、これが立川面形成時の河蝕崖であると考えられる。

「撓曲崖」南南東端の多摩川北岸では、立川面だけでなく、より新規の青柳面（立川Ⅲ面）にも高度異常が認められており、北東側（下流側）が 2m 程度高い。このように、ほぼ連続する「撓曲崖」に沿って異なる時代の河成段丘面に高度不連続が認められるということは、立川断層は河成段丘面を累積的に変位させていることを示している。なお、この付近における反射法地震探査結果では、立川断層を挟んで堆積構造に差が認められている（文科省・東大地震研、2015）ことを追記しておく。

Ⅲ　まとめ

変動地形学的な特徴は、立川断層は従来通りの位置に、従来通りの長さで存在していることを示している。このため、首都圏の地震リスクを、地震本部（2003）から変更する必要はないと考えられる。「撓曲崖」は、狭山丘陵西方から南方へ完全に連続しているのであり、途中で変位様式が突然変化するとは考えられない。立川断層の北西部と同様に、その南部の変位様式も左横ずれが主体であるとすれば、地下構造に鉛直変位量の大きな累積がみられなくても不思議ではない。発表者らは、反射法地震探査手法の有効性を否定してはいない。本発表では、確実な物的証拠である断層変位地形を改めて提示し、立川断層の評価において、変動地形学的分析手法が過小評価されることへの疑問を提示した。

【文献】活断層研究会, 1991, 東京大学出版会. 地震本部, 2003, 立川断層帯の評価. 関口ほか, 1996, 都市圏活断層図「青梅」. 松田ほか, 1975, 東京都防災会議. 文科省・東大地震研, 2015, 立川断層帯における重点的な調査観測成果報告書. 山口ほか, 1998, 活断層研究. 山崎晴雄, 1978, 第四紀研究. Ishiyama et al., 2016, Tectonophysics.

S10−11

三浦半島断層群主部の浅部から深部への連続性

#田之口英史（千葉大理）・森宏（信州大理）・阿部信太郎（産総研）・津村紀子（千葉大理）・荒井良祐（川崎地質）・青柳恭平（電中研）

Fault geometry on Miura-hanto fault group presumed by comparison of various seismic reflection records

#Hidefumi Tanoguchi(Chiba Univ),Hiroshi Mori(Shinshu Univ),Shintaro Abe(AIST),Noriko Tsumura(Chiba Univ),Ryoyu Arai(Kawasaki Geological Engineering),Yasuhira Aoyagi(CRIEPI)

三浦半島断層群は、主部と南部から構成されており、いずれも上下変位を伴う右横ずれが卓越する断層帯である。断層群主部は、ほぼ西北西-東南東方向に並走する北側の衣笠・北武断層帯と南側の武山断層帯に細分される（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2002）。

三浦半島断層群の陸域及び海域延長部においては、断層の分布、活動性を明らかにすることを目的とした活断層調査の一環として反射法地震探査が実施されている（例えば、神奈川県2000、阿部他2006、森他2015）。また、首都圏地域下に沈み込むフィリピン海プレートの性状を明らかにすることを目的として相模湾から陸域の三浦半島断層群を横断し東京湾に至る大大特測線において深部地殻構造探査が実施された（文部科学省 2003）。これらの調査では、それぞれ用いられた探査スペックに応じた空間分解能での断層の位置、形状が明らかになっている。

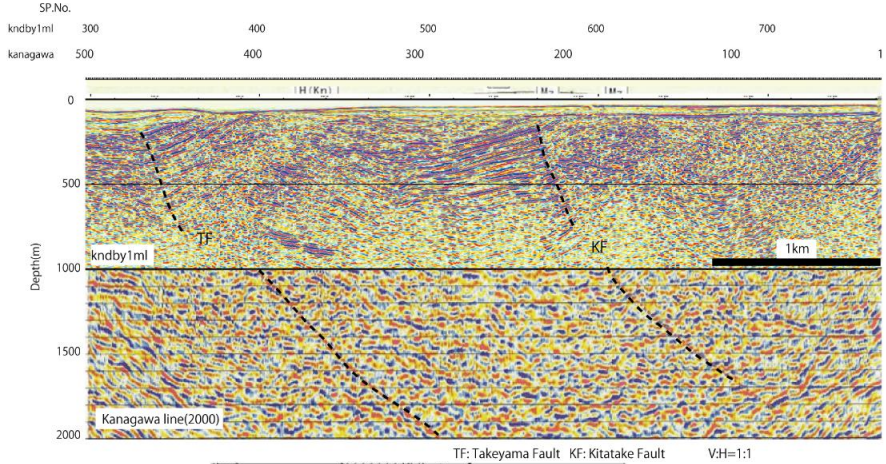
一方、地震発生層から地表に至る震源断層の浅部への連続性を解明することは、活断層の運動時に表層近傍にどんな影響があるかを理解するために重要であるが、これまでの研究では十分には議論されていない。

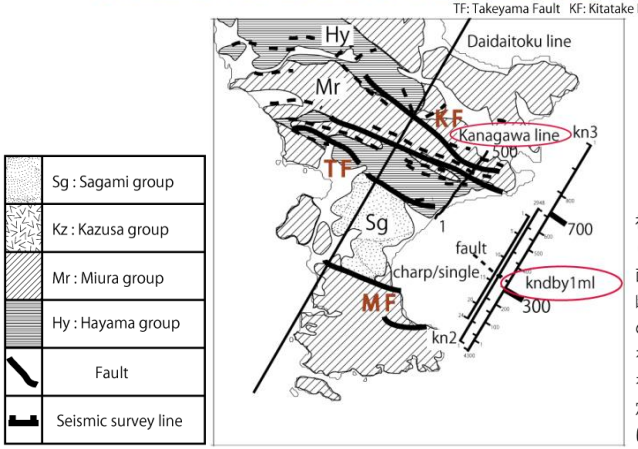
本研究においては、既存の反射記録断面を深度方向に相補的に比較検討することにより、三浦半島断層群の断層構造を地表から地下深部まで連続的に把握することを試みている。具体的には、阿部他（2006）、森他(2015)が取得したデータ（チャープソナー、シングルチャンネル反射法地震探査、ブーマー・マルチチャンネル反射法地震探査、ウォーターガン・マルチチャンネル反射法地震探査）を再処理し、他の既存データと比較することにより三浦半島断層群主部の断層の浅部から深部に至る断層形状を検討した。研究成果の一部については既に発表済みである（田之口他、2016）

本発表においては、さらに検討を進め、神奈川県(2000)についてもディジタルデータの提供を受け、再処理を実施し、これまでの成果と合成した統合断面を作成した（図）。kndby1ml測線で認識されるSP.320付近の反射面の傾斜変換、SP.570付近で認識される反射面の不連続が、それぞれ武山断層海域延長部、北武断層海域延長部にあたる。一方、深度1km以深について示した神奈川県(2000)においても、武山断層及び北武断層を示す解釈線が引かれている。

これら両断面の統合断面からは、武山断層および北武断層が浅部から深部にかけて傾斜を緩めながら連続している様子が捉えられた。これらの断層をさらに深部に延長すると、深度30km程度までのイメージングされているSato et al(2005)の反射断面（図中:Daidaitoku line）に示されているフィリピン海プレートから派生した境界面に連続しているように見える。すなわち三浦半島断層群は浅部では急傾斜を示し深部に向けて傾斜を緩めながら深部まで連続するフィリピン海プレートからの派生断層である可能性がある。

今後、さらに既存反射断面の再処理をすすめるとともに、各断面を合成する際の位置合わせの方法についても検討を深め、より合理性の高い統合断面を作成する。





神奈川県（2000）と本研究（kndby1ml 測線）の合成断面。神奈川県測線 (2000) の断面の上に kndby1ml 測線の断面を、武山断層の位置を基準にそれらの 2 つの点を直線に結び断層走向を決定し、それに直交する方向に反射断面を投影して重ねた。

謝辞：神奈川県には、反射断面のディジタルデータの提供を頂いた。記して感謝します。

S10−12

丹那盆地での P 波反射法地震探査からみた北伊豆断層帯の浅部地下構造

#木村治夫・青柳恭平（電力中央研究所）・藤原　明・野田克也・小池太郎（ジオシス）・住田達哉（産総研地調セ）

Shallow subsurface structure of the Kita-Izu fault zone revealed by P-wave seismic reflection profiling in the Tanna basin, central Japan

#Haruo Kimura, Yasuhira Aoyagi (Cent. Res. Inst. of Electric Power Industry), Akira Fujiwara, Katsuya Noda, Taro Koike (Geosys, Inc.), Tatsuya Sumita (GSJ, AIST)

【北伊豆断層帯】1930 年の北伊豆地震(M= 7.3)では，主として左横ずれである北伊豆断層帯に沿って顕著な地表変位が出現した．震央近傍の丹那盆地では同断層帯丹那断層の主部（図 1 の赤実線）以外にも盆地内の多くの地点で断層変位が生じた[1]．また，1930 年地震当時には，丹那盆地直下（地表下深度 150m 程度）では東海道線の丹那トンネル（図 1 の緑線）が掘削中であり，北伊豆地震によってトンネル内の丹那断層主部通過地点で大きな左横ずれ変位（約 2.4m）が，その 600m 程西方でやや小さな東落ち上下変位（約 0.2m）が生じた[2]（図 1 の茶色×印）．こうしたことから，丹那断層は丹那盆地下で分岐構造を有し，1930 年地震時にも変位の分散が生じたと可能性がある．実際に丹那盆地内外での副次的な地表断層トレースも報告されている[e.g. 1, 3]．こうした場合，断層帯全体での横ずれ量・レートを得るためには，断層分岐構造の解明と断層ごとの横ずれ変位量の検出が望まれる．

【反射法探査】本探査は静岡県田方郡函南町の丹那盆地で，各測線長約 500～650 m の測線を 4 本，井桁状に配置して実施した（図 1 の青実線）．データ取得は共通中間点重合法[e.g. 4]によって行った．受振測線は 4 測線合わせて 433 ch の固定展開であり，1 発震点ごとに全受振点同時記録した．各測線の受振点間隔は 5 m（標準）である．発震は小型バイブレータ震源（米国 IVI 社製の Mini Vibe）で行い，発震点間隔は 5 m（標準），総発震点数 445 点である．データ記録は独立型レコーダ（米国 Geospace 社製の GSR/GSX）を用いて，サンプリング間隔 2 ms で行った．

【探査結果】取得したデータの重合処理では，井桁のそれぞれ平行 2 測線の中央にも解析測線を設定し（図 1 の青破線），合計 6 本の測線において重合断面を得た．さらに，一般的な共通反射点重合法によるデータ処理を行い，マイグレーション深度変換断面を得て，地表下深度 300 m 程度までの地下構造をイメージングできた．結果断面の特徴を概説すると，各断面のほとんどの区間では成層構造を示す反射面群が見られるが，単純な水平成層ではなく傾斜・起伏や反射面の途切れが随所で見られる．これは，本地域の地下には成層火山である多賀火山を構成する溶岩・火山砕屑岩が多く分布する[1]こと，および丹那断層の存在と調和的である．

【断層構造】丹那断層主部を横切る断面では，断層の地表トレースと対応する位置で，比較的明瞭な反射面の途切れ・食い違いが見られた．他にも，副次的な断層の可能性を示す構造がいくつか認められ，とくに探査範囲南西部では，NW-SE 走向のものが見られた（図 1 の赤破線）．この構造は 1930 年地震時に地表で見られた断層変位の位置・走向とも部分的に対応しており，また，北西延長の地下には丹那トンネル内の変位出現地点が位置する．さらに丹那盆地全域での重力探査の結果（住田ほか, 2016, 本セッションでの発表）からも，やや位置は異なるが NW-SE 走向の構造が認められる．ただし，この NW-SE 走向の構造は探査範囲の外縁付近であり，実体解明のためには反射法探査範囲の拡大が今後の課題である．

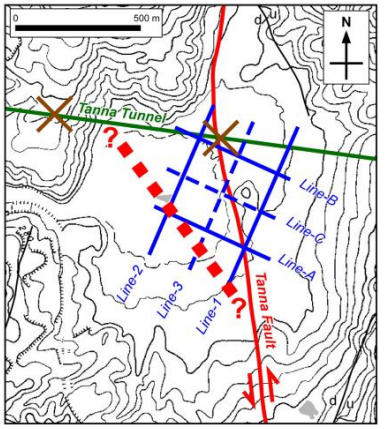


図 1．丹那盆地での探査位置図

引用文献

[1] NEDO, 1992, 平成二年度地熱探査技術等検証調査 断裂型貯留層探査法開発 弾性波利用探査法開発（坑井掘削・検層・坑井テスト及び断裂特性の総合評価）報告書（要約）, 458pp.

[2] 鉄道省熱海建設事務所, 1936, 丹那隧道工事誌, 596pp.

[3] 伊原敬之助・石井清彦, 1932, 北伊豆震災地調査報文, 地質調査報告 112, 111pp.

[4] 物理探査学会 編, 1998, 物理探査ハンドブック, 1336pp.

S10−13

Sub-mGal 重力探査による断層抽出：丹那盆地

#住田達哉・渡邉史郎（産総研地調セ）・木村治夫・青柳恭平・
東丸直頌（電中研）・岡田真介（東北大災害研）

Fault Detection by Sub-mGal Gravity Survey on Tanna Basin, Izu Peninsula, Central Japan

#Tatsuya Sumita, Shiro Watanabe (GSJ, AIST), Haruo Kimura, Yasuhira Aoyagi, Naotsugu Higashimaru (CRIEPI), Shinsuke Okada (IRIDeS)

【はじめに】 想定される断層に直交する数 km 程度の測線内での断層位置の推定の方法として，重力探査法は有効であり，反射法探査と組み合わせての解釈は，構造調査としてはスタンダードな方法となりつつある[1]．重力探査は他の物理探査に比べ測線探査を面探査に広げることが容易であるため，「断層の面内分布の抽出」，「断層に沿う方向でのずれの検出」を目的に重力探査を実施した．

【調査法】 調査地は，1930年の北伊豆地震（M=7.3）で顕著な地表地震断層（丹那断層）が出現した丹那盆地である．丹那断層は，左横ずれ断層であるが，一般に横ずれ断層は，顕著な重力変化を生じにくいため，高精度探査が要求される．そこで今回は，意味のある 0.1 mGal コンターの重力異常図を作成するため，重力測定および位置測量について以下のような精度確保の工夫を行った．重力探査は，ラコスト重力計（D-68）を使用した．図1 に示される通り，主に道路沿いを利用して丹那盆地内に碁盤の目のような観測点を設定した．観測点には，簡易なマーキングを残し，縦横の測線が直交する点等で重複測定を行い，重力測定の精度確認を行った．重力基点を除く観測点241点のうち52点が重複測定点である．ドリフトおよび潮汐の補正後の重力観測値に対して，重複観測点それぞれの平均値からの最大の誤差は，31 μGal（除去点扱い）であり，±23 μGalの精度を確保した．位置測量については，GPSによるRTK測量およびトータルステーション測量を組み合わせて行い，最大の標高誤差が ±51 mm (±15 μGal)，典型の標高誤差が ±20 mm (±6 μGal)の精度を確保した．調査地域は，盆地で平坦であるため，地形補正値の誤差は大きくない．以上より，重力探査の精度として，±30 μGal を達成していると考えられ，0.1 mGal (100 μGal) コンターの作図に十分である．

【結果と考察】 最小曲率法を用いて，0.1 mGal コンターのブーゲー異常図（仮定密度 2.1 g/cm^3）を作成した．より広域のブーゲー異常図[2]からは，今回の調査範囲内の重力異常値の傾向面が平面で近似できることが確認できたので，調査域のブーゲー異常図から平面の傾向面を取り去った残差重力図を作成した（図1）．高重力異常と低重力異常の分布が4象限型に分布するのが特徴で，北北西―南南東方向の片方の軸は地表地震断層で知られる丹那断層と一致する．断層に関連するリニアメント抽出は，重力異常の最大変化方向の曲率（profile curvature）からも求めることができ，曲率が0で構成されるリニアメントが断層と一致する．断層沿いの重力変化は，平坦な丹那盆地を形成するに至った湖底堆積物によって被覆された古地形によるものと解釈している．すなわち，湖底堆積物の被覆が厚い部分が低重力異常を示し，基盤をなす古地形の深度が浅くなるにつれて高重力異常となると推定している．さらに，図1 より，かつての湖底の谷および尾根地形は，左横ずれの断層運動により 400 m 程度ずれたものと推定される．被覆する湖底堆積物の年代が判明すれば，丹那断層についての平均変位速度が求められる．基盤をなす熱海火山の最も若い年代が40万年前と報告されていることから[3]，下限値 1 m/千年を得るが，過去の報告値 2 m/千年[4]と矛盾しない．

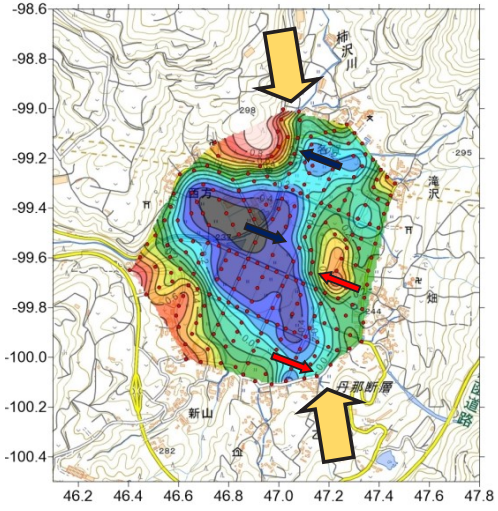


図１．丹那盆地における sub-mGal 重力探査結果（残差重力異常図）．座標は平面直角座標8 系（km 表示）．コンター間隔は，0.1 mGal．大矢印は，丹那断層の位置を示す．小矢印は，伏在する古地形の尾根または谷を示し，断層を境に共に 400 m 程度のずれが認められる．背景は，地理院地図（電子国土Web）より．

【参考文献】

[1] 岩野・福田・石山（2001）地学雑誌，110，44
[2] 地質調査総合センター（編）（2013）日本重力データベース DVD版，産総研
[3] 及川・石塚（2011）熱海地域の地質（5万分の1地質図幅），産総研
[4] 久野（1936）地理学評論，12，19

10/5　C 会場　午後

S08－01

Hybrid back projection法を用いた破壊伝播と断層パラメタの同時推定

#八木勇治・(筑波大生環)・小松陽子(気象庁)・深畑幸俊(京大防災)

Hybrid back-projection for estimation of rupture propagation and fault geometry

#Yuji Yagi (Tsukuba Univ.), Yoko Komatsu (JMA), Yukitoshi Fukahata (DPRI)

1. はじめに

近年のグローバルな地震観測網の整備とHybrid Back-projection(HBP)法の開発(Yagi et al., 2012, EPSL)によって、断層すべりと比較しうる1 Hz周辺の高周波励起源の時空間分布を求めることが可能になってきた。しかし、既存のHBP法では断層形状とすべり角を仮定して解析するため、仮定したものと真値とがずれている場合に、高周波励起源がうまく求まらないという弱点があった(Fukahata et al., 2014, GJI)。本研究では、この弱点を逆手に取り、断層形状とすべり角を推定するパラメタにすることによって、それらの変化と高周波励起源の時空間分布を同時に求める手法を開発する。

2. 解析手法

既存のHBP法では、断層面の形状とすべり角を仮定してグリーン関数を求め、それと観測波形の相互相関関数をとって震源領域に逆投影している。HBP法による震源域の空間ノットkにおける波源の強さSの時間変化は以下の式で表される:

$$S_{kl}(t)=\sum_j c_j\left(u_j \bigstar G_{jkl}\right)(t)=\sum_j c_j \sum_{k'}\left[a_{k'l'} * \left(G_{jk'l'} \bigstar G_{jkl}\right)\right](t) \qquad (1)$$

ここで、u_j はj 観測点の観測波形、c_j は重み係数、Gはグリーン関数で、aは断層すべり速度の時間変化、★は相互相関、*は畳み込み積分の記号である。lは断層面の走向・傾斜とすべり角を組み合わせたパラメタであり、仮定したグリーン関数のlと真のパラメタ l' とは一般には一致しない。両者が異なる場合、得られる波源の強さの時空間分布のイメージがその異なる度合いに応じてぼやけたものとなってしまう。

今回提案する新しいHBP法では、パラメタ l をあらかじめ仮定する代わりに変数とする。(1)式においてl=l'の条件が満たされると、グリーン関数の相互相関関数が自己相関関数に近づくので、値が大きくなることが期待される。この性質を利用することにより、強い高周波Sを励起する場所 k と時刻 t に加えて、断層面の走向・傾斜とすべり角 l を同時に求める。

3. 2012年スマトラ沖地震への適用

開発した手法を、2012年4月11日08:38:36 (UTC) に起きたスマトラ沖地震(Mw8.6)に適用した。本地震は、ジャワ海溝から約100 km 離れたインド・オーストラリアプレートで発生し、破壊進展は複雑であり, およそ東西・南北方向に伸びる4本の断層上で徐々に破壊が進行していったとされている(例えば、Meng et al., 2012, Science)。

本来は、あらゆる震源メカニズム解を想定して解析を行うべきであるが、計算量が膨大となり現実的でない。そこで、本研究では、CMT解析を参考に可能性の高い20個の震源メカニズム解を用いて解析を行った。解析には、震央距離30–100°の52観測点のP波鉛直成分をIRIS-DMCから入手して使用した。

図1に高周波 (0.5–2.0 Hz) 成分のHBPの分布と、振幅が大きく特徴的なイベントの震源メカニズム解を示す。概ね、特徴的なイベントは従来の解析で指摘されている断層の破壊の開始地点に位置する。一方で、地震発生から100秒以降は明瞭なイベントを検出することができなかった。特徴的なイベントの震源メカニズム解は、余震分布から推測されている断層面と調和的であり、解析手法の妥当性を確認することができる。

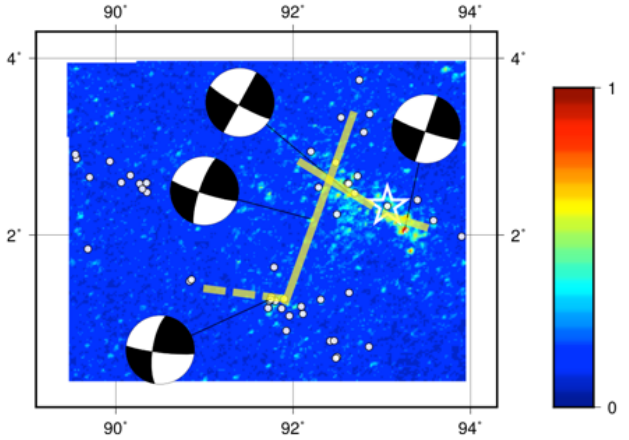


図1　HBPの値の分布(背景色)、特徴的なイベントの震源メカニズム解、余震(白丸)。余震分布、震源メカニズム及びHBPの分布から推定される断層面を線で示している。

S08－02

Estimating High Frequency Energy Radiation of Large Earthquakes by Image Deconvolution Back-Projection

#Dun Wang (ERI/CUG), Nozomu Takeuchi (ERI), Hitoshi Kawakatsu (ERI), Jim Mori (DPRI)

With the recent establishment of regional dense seismic arrays (e.g., Hi-net in Japan, USArray in the North America), advanced digital data processing has enabled improvement of back-projection methods that have become popular and are widely used to track the rupture process of moderate to large earthquakes.

Back-projection methods can be classified into two groups, one using time domain analyses, and the other frequency domain analyses. There are minor technique differences in both groups. Here we focus on the back-projection performed in the time domain using seismic waveforms recorded at teleseismic distances (30°-90°). For the standard back-projection (Ishii et al., 2005), teleseismic P waves that are recorded on vertical components of a dense seismic array are analyzed. Since seismic arrays have limited resolutions and we make several assumptions (e.g., only direct P waves at the observed waveforms, and every trace has completely identical waveform), the final images from back-projections show the stacked amplitudes (or correlation coefficients) that are often smeared in both time and space domains. Although it might not be a serious issue to reveal overall source processes for a giant seismic source such as the 2004 M_w 9.0 Sumatra earthquake where the source extent is about 1400 km (Ishii et al., 2005; Krüger and Ohrnberger, 2005), it becomes a severe problem to image detailed processes of earthquakes with smaller source dimensions, such as a M 7.5 earthquake with a source extent of 100-150 km. For smaller earthquakes, it is more difficult to resolve space distributions of the radiated energies.

We developed a new inversion method, Image Deconvolution Back-Projection (IDBP) to retrieve high frequency energy radiation of seismic sources by linear inversion of observed images from a back-projection approach (Figure 1). The observed back-projection image for multiple sources is considered as a convolution of the image of the true radiated energy and the array response for a point source. The array response that spreads energy both in space and time is evaluated by using data of a smaller reference earthquake that can be assumed to be a point source. The synthetic test of the method shows that the spatial and temporal resolution of the source is much better than that for the conventional back-projection method. We applied this new method to the 2001 M 7.8 Kunlun earthquake using data recorded by Hi-net in Japan. The new method resolves a sharp image of the high frequency energy radiation with a significant portion of supershear rupture.

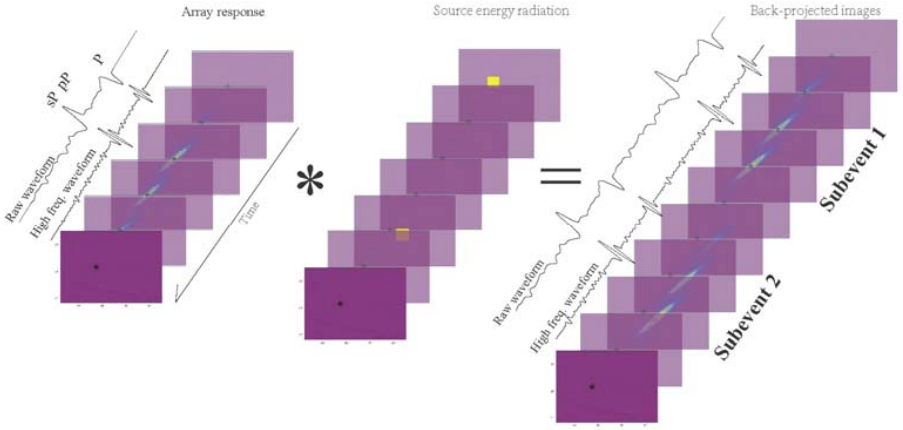


Figure 1 Diagram showing the idea of the new approach. The array stacked images of a large earthquake (right hand side) can be thought of as the temporal and spatial convolution of an array response (left most) and the source distribution (middle). The array response can be determined using the stack amplitudes of a moderate earthquake, which is assumed to be a point source in time and space.

S08－03

中規模地震に対する波形インバージョンにおけるモーメントテンソルとDirectivityの同時推定

#麻生尚文・黃信樺・Victor C. Tsai（カリフォルニア工科大）

Simultaneous waveform inversion of moment tensors and directivity for intermediate-magnitude earthquakes

#Naofumi Aso, Hsin-Hua Huang, Victor C. Tsai (Caltech)

Rupture directivity is a first-order characteristic of the earthquake rupture process. The directivity information can be also used to constrain which nodal plane corresponds to the real fault plane. Directivity is often discussed using the results of finite fault inversions or back-projection techniques. While those methods capture the complete rupture process, they can be applied only for large events. The second moment is another way of describing directivity [McGuire et al., 2002] but this technique has not been used frequently. A more straightforward way to determine the directivity is based on the difference in source duration in the time domain [Tan and Helmberger, 2010] or in corner frequency in the frequency domain [e.g., Ross and Ben-Zion, 2016] between stations. However, most such studies require a sophisticated strategy, e.g. use of empirical Green's function, to remove the path and site effects and focus primarily on horizontal directivity. Park and Ishii (2015) developed a two-step method to estimate the directivity three-dimensionally, but their method requires manual determination of apparent source duration and is not easy to be automated.

In the present study we expand ordinary waveform inversion for a point source to determine both the moment tensor and 3-D directivity simultaneously without additional estimates of apparent source duration separately. The effect of directivity is mimicked by stretching the source time function in time at each station. The stretching factor is then defined by the rupture propagation time in the direction of the take-off angle to each station. As the moment-tensor inversion is now performed with a stretched source time function assuming specific directivity, we can then grid search a variety of possible rupture directions to obtain the best solution of the directivity and moment tensor simultaneously. Since the directivity grid search is the only addition to the ordinary centroid moment tensor inversion, this method has the potential to apply in real time. As the moment tensor and directivity are inverted simultaneously in a one-step manner, we also eliminate error propagation issues from moment tensor to directivity and are able to discuss the covariance between those estimates.

We have performed various tests using synthetic waveforms to determine the effects of station coverage, noise level, and site amplification. We also show the results of application to intermediate-magnitude earthquakes as examples, and discuss the applicability of our method.

S08－04

逐次相対モーメントテンソルインバージョンによる高精度メカニズム解推定

#今西和俊・内出崇彦（産総研）

High precision focal mechanism determination by iterative relative moment tensor inversion

#Kazutoshi Imanishi and Takahiko Uchide (GSJ, AIST)

未知パラメータの相対決定精度を上げるためには、近接する地震ペアのデータの差や比を取り、共通する伝搬経路の影響をキャンセルさせることが極めて有効である。例えば震源決定におけるDouble-Difference法や震源パラメータ推定におけるスペクトル比法などが挙げられる。メカニズム解推定においても相対モーメントテンソルインバージョン（RMTI）（Dahm, 1996）と呼ばれる手法が提案されている。地震i、観測点jにおける変位スペクトルの低周波側の振幅値u_{ij}は次式で表現できる（Aki & Richards, 2002）。　$u_{ij} = I_{ij} \sum_{k=1}^{6} m_i^k a_{ij}^k$

ここでm はモーメントテンソル成分、a は射出角と方位角に依存する係数、I_{ij}は伝播経路に関する項である。近接する地震ペア1，2の同一観測点における振幅比を取ることで、$I_{1j} \approx I_{2j}$であるため、パラメータ推定に一番厄介なI_{ij}をキャンセルすることができ、最終的に以下の関係式が導かれる。

$$u_{1j} \sum_{l=1}^{6} m_2^l a_{2j}^l = u_{2j} \sum_{k=1}^{6} m_1^k a_{1j}^k$$

地震2のモーメントテンソル（$\boldsymbol{m}_2$）が既知の場合、左辺はデータベクトル$\boldsymbol{d}$、右辺は地震1のモーメントテンソル（$\boldsymbol{m}_1$）からなるモデルベクトル$\boldsymbol{m}$ とu_{2j}とa_{1j}から構成される$\boldsymbol{G}$行列に書き下すことができ、最小二乗法等の最適化問題により地震1のモーメントテンソルを推定することができる。一方、この手法の問題点として、マスターとなる地震（上記の場合、地震2）のモーメントテンソル解の精度がそのまま推定結果に影響を与えてしまう点が挙げられる。そのため、とても有効な手法であるにもかかわらず、実データへの適用は決して多くないようである。

本研究ではこの問題点を克服するため、N個の地震クラスターにRMTIを繰り返し行いつつ、個々のモーメントテンソル解を改善させていく方法（逐次RMTI）を提案する。具体的な手順は以下の通りである。

（1）ある程度拘束できているメカニズム解を持つN個の近接した地震（クラスター）を抽出する。

（2）推定対象とする地震を一つ選び、それ以外の地震をマスター地震としてRMTIを適用する。この作業をそれ以外の地震についても同様に行う。

（3）推定された解を新たなメカニズム解（修正解）とし、再び（2）を行う。

（4）残差の総和に変化が見られなくなるまで（2）、（3）を繰り返す。

この手法の有効性を確認するため、数値実験を行った。一例を図1に示す。半径20kmほどの領域に観測点が12点あり、図1に示すダブルカップル解を持った8個の地震を深さ8kmに設定した。観測振幅値を模擬するため、地盤増幅を0.5～3倍の間で与え、さらに10％のランダムノイズを加えた。初期メカニズム解として、仮定した解の走向、傾斜、すべり角に20度のランダム誤差を与えたものを使用し、RMTIの繰り返しにより復元できるのかを調べた。図1に示す通り、数回の繰り返しで残差は大きく減少し、25回を超えるあたりから残差の変化はほとんど見られなくなる。仮定したメカニズム解と推定されたメカニズム解の間のKagan角の平均値も徐々に減少していき、最終的には数度にまで減少する。図には示していないが、非ダブルカップル成分もKagan角と同様の減少傾向を示し、最終的に数％にまで落ち、仮定したダブルカップル解をほぼ正確に推定できることが確認できた。なお、個々の地震に対して通常のモーメントテンソルインバージョンを行った場合、地盤増幅を正しく評価できないため、Kagan角が10度を超え、非ダブルカップル成分も20％を超える地震が半数近く存在した。地盤増幅を含めた伝播経路の影響を考慮しなくてよい本提案手法の優位性が伺える。当日の発表においてはその他の数値実験の結果や実データへの適用についても紹介する。

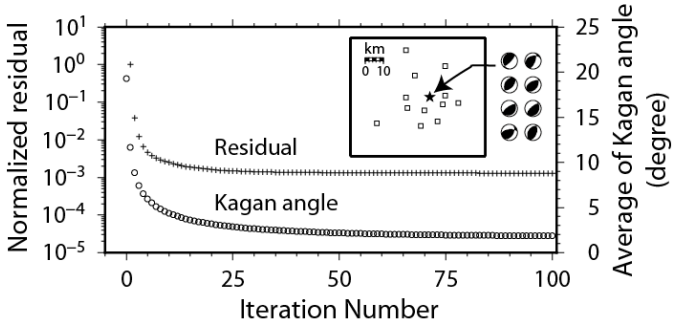


図１．数値実験結果。繰り返し回数による残差の変化（+）、仮定したメカニズム解と推定されたメカニズム解の間の Kagan 角の平均値の変化（○）を示す。図中に仮定した観測点配置（□）とメカニズム解を示す。

10/5　D 会場　午前

S19−01

地球シミュレータで計算した2016年1月の朝鮮半島北部の事象による理論地震波形

#坪井誠司・松本浩幸（JAMSTEC）・M. Rozhkov（CTBTO）・B. Baker・J. Stachnik(ISTI)

Synthetic seismograms of Jan. 6, 2016 DPRK event calculated by the Earth Simulator

#Seiji Tsuboi, Hiroyuki Matsumoto (JAMSTEC), Mikhail Rozhkov (CTBTO), Ben Baker, Josh Stachnik (ISTI)

2016年1月6日10:30（JST）に発生した北朝鮮における爆発事象（マグニチュード5.1 :USGS、5.0: JMA）により観測された広帯域地震計記録に対して、地球シミュレータを用いて理論地震波形記録を計算し観測波形の再現を試みたので報告する。この事象の震源に対するモーメントテンソル解はRozhkov et al., (2016)の解を用いた。この解では、CLVD成分が43%、ダブルカップル成分が19%、等方成分が38%となっている。また、震源の深さは1.4kmとしているが、この計算では震源は地表においている。地震モーメントはMw5.1に対応する値を設定した。理論地震波形は、地球シミュレータ上でSPECFEM3D_GLOBEを用い、2025ノードを使って40度×40度の1 chunkを145億個の格子点に分割して計算した。用いた地球モデルは1次元PREMで、精度は周期3秒である。

図2に震央距離4.2度の韓国INCN観測点における理論地震記録と観測記録の速度波形による比較を示した。事象の発生時刻から150秒後に到着する表面波は、ほぼ理論波形が観測波形を説明しているが、東西成分では理論波形の振幅が大きく、ダブルカップル成分が過大評価となっている可能性を示している。P波の振幅は、図には示していないが観測波形よりも理論波形が小さく、この精度では理論波形の短周期成分が明らかに足りないことを示している。なお、P波についてはPn、およびPg波は共に理論波形の走時は観測波形をよく説明しており、用いた地殻構造モデルが震源付近の構造を良く近似していることを示している。発表では、過去の同様な事象の理論波形と比較し、今回の事象の規模について考察する予定である。

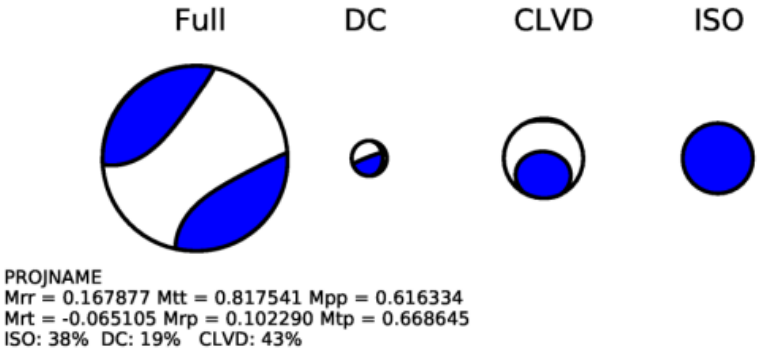


図1　Rozhkov et al., (2016)によるCMT 解

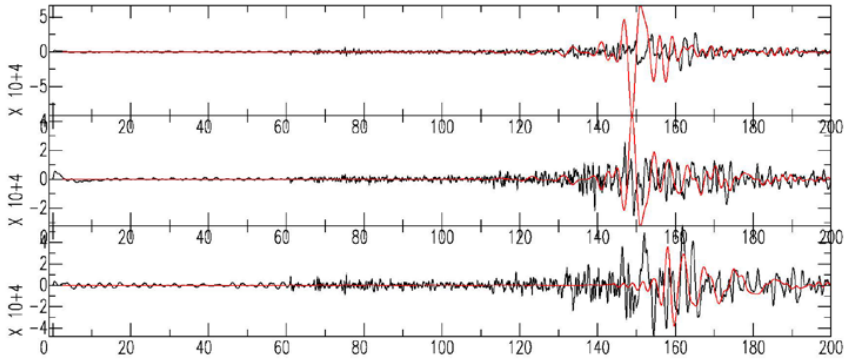


図2　スペクトル要素法により計算したINCN観測点における理論地震記録と観測波形の速度成分による比較。縦軸はデジタルカウント、横軸は時間で200秒間の地震記録を示している。横軸の原点は発震時を表す。上からEW、NS、および上下動の各成分。太線が観測波形、細線が理論地震波形。0.1Hzから1Hzのバンドパスフィルターを適用。

S19−02

大地震前後の地震活動変化について

石川有三（産総研）

Seismicity changes before and after large earthquake

Yuzo Ishikawa (GSJ, AIST)

Seismic change for shallow earthquakes by the 3-11 event was well known. Inter mediate depth earthquakes were checked. Seismicity beneath the region from west off Noto to Izu –Ogasawara islands decreased just after the 3-11 event. These are the intra slab earthquakes of the Pacific Plate. In Kumamoto region, the seismicity was decrease by the Aso event on May 5th and recovered by the off southwest Koshikijima event on May 6th.

3-11地震の前後で日本列島の浅い地震活動が大きく変わったことはよく知られている（石川、2011：Toda et. al,2011）。この種の研究は、震源データの時間的均質さが問題になる。3-11地震の場合は、特に多数の余震が続発したため、気象庁の震源決定作業が通常の状態では行うことができず、当座はMの下限を切って作業が行われた。このため、大地震発生前後の広域での地震活動変化を調べる際は、Mの下限を決める際に注意が必要であった。特に大地震後、活動が低下したという場合は事実でない可能性もあった。震源決定作業が自動化されている防災科技研のHi-netの自動震源はマンパワーによらないため比較的影響を受けにくいが、それでも大地震直後は震源決定されているMの下限が大きくなっており、完全には均質ではないのでやはり注意が必要である。

熊本地震による地震多発化で気象庁の震源決定処理は7月現在、まだ正常化はされていない。しかし、3-11地震後の地震活動の処理は、後からの追加処理によって震源域とその近傍を除き日本とその周辺は、既往の検知能力とほぼ変わらず震源が求められている。そこでやや深い地域の地震の活動度の変化を調べた。

図1に能登半島西方沖下の地震で深さ100km以深、M3以上の回数変化（2010年から2012年5月末まで）を示した。縦線は3-11地震が起きた時刻を示している。この図を見れば、3-11地震後に約5ヶ月間この地域の地震活動は低下していたことが分かる。このような傾向は、ここから南東に続く地震活動でも同様の傾向が見られる。

今年の熊本地震では、本震・最大前震の震源域の地震活動が、5月5日阿蘇の地震で低下し、5月6日の甑島南西沖の地震で回復する現象が見られた。

これらについて紹介し、議論する。

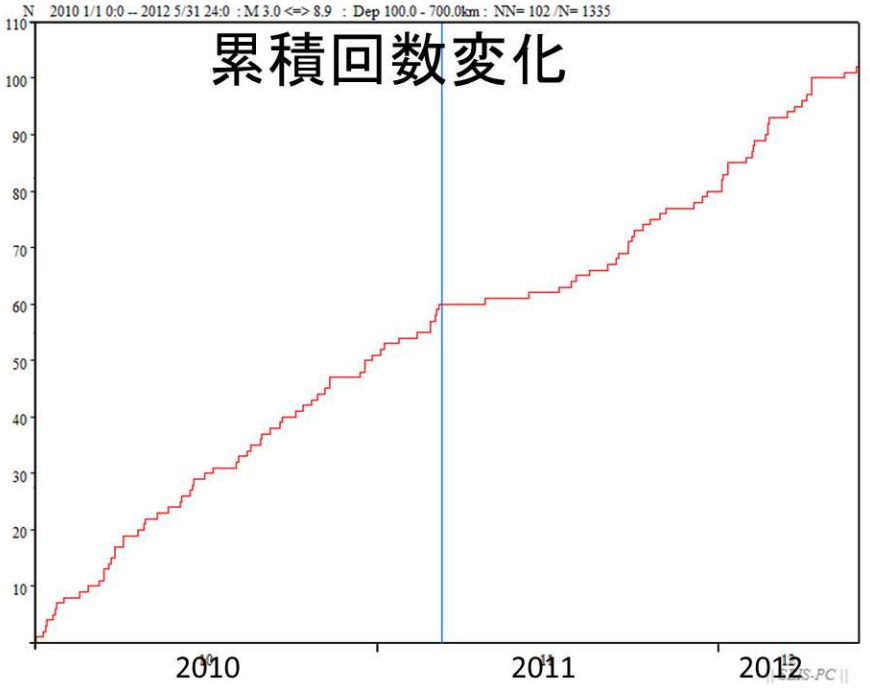


図 1 Intra slab seismicity beneath off west Noto. Events (M>=3, Depth>=100km) were chosen. The blue line shows the origin time of the 3-11 event.

【参考文献】

石川有三,2011,列島の地震活動を一変させた東北地方太平洋沖地震,なゐふる,No.87,6-7.

Toda, S., R Stein, and J. Lin,2011, Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer, GRL,VOL.38, L00G03, doi:10,1029/2011.

S19－03

グリーンランド地殻浅部の経年的地震波速度変化

○豊国 源知[1]・竹中 博士[2]・高木 涼太[1]・金尾 政紀[3]・
坪井 誠司[4]・東野 陽子[5]
[1]東北大・理・予知セ, [2]岡山大, [3]極地研, [4]JAMSTEC, [5]文科省

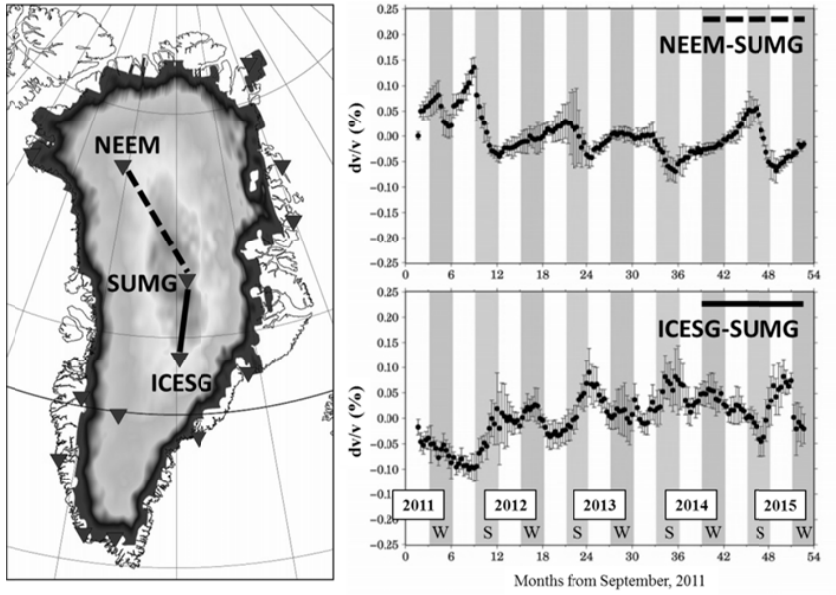
Secular changes in seismic velocity in the shallow crust of Greenland

○Genti TOYOKUNI[1], Hiroshi TAKENAKA[2], Ryota TAKAGI[1], Masaki KANAO[3],
Seiji TSUBOI[4], and Yoko TONO[5]
[1]RCPEVE Tohoku Univ., [2]Okayama Univ., [3]NIPR, [4]JAMSTEC, [5]MEXT

グリーンランドでは現在，11ヶ国の国際協力によるプロジェクト「GLISN」によって，33点の地震観測点が稼働している．2011年の観測開始以降，広帯域・連続波形データが蓄積されてきたことで，近年は地震波干渉法を用いたデータ解析が盛んに行われている．例えばMordret et al. (2016)は，グリーンランド南西部に設置された観測点7ペアにおける2年間の連続上下動記録の解析から，地震波速度が夏場に低下していることを報告した．また多孔質弾性体モデルにGRACE重力データから推定される氷床の質量変化を与えたシミュレーションにより，氷床が減少(増加)すると地殻内のクラックが閉じて（開いて）地震波速度が増加（減少）する，氷床の質量変化に対して，地震波速度変化は3ヶ月のタイムラグを持つ，とするモデルを提唱した．また全てのクラックが閉じた場合はそれ以上速度変化が起きないので，経年変化の検出は難しいだろうと予測している．

本研究では，同様な手法をグリーンランド全土の観測点に適用し，より長い期間のデータを用いて，地震波速度の経年変化検出の可能性について調べることを目的とした．解析には16観測点における2011年9月～2016年2月の4年半の連続上下動記録を用いた．連続記録は長さ20分のセグメントに分割し，前処理としてイベント波形や異常値の除去，機器応答特性補正，白色化，二値化を施した．相互相関関数はまず1日ごとにスタックし，その後10日間隔で3ヶ月平均を計算した．また0.1-0.3 Hzのバンドパスフィルターをかけ，全解析期間の平均波形をリファレンスとして，各3ヶ月平均波形の位相ずれをクロススペクトル法で検出することで，地殻浅部の地震波速度変化を検出した(e.g., Clarke et al., 2011)．

結果は以下の通りである．(1)グリーンランド南西部の観測点ペアについては，夏場に地震波速度が減少しており，先行研究と調和的な結果が得られた，(2)氷床上の観測点ペアの一部では，夏場にステップ状の速度減少（または増加）が見られ，期間全体では経年的に減少（または増加）している，(3)経年減少と経年増加が見られるペアの位置は，氷床の経年的消耗域と涵養域にそれぞれよく対応している，(4)先行研究の考察とは異なり，氷床の融解は速度減少に対応し，変動のタイムラグは非常に短いと考えられる．



図：(左)NEEM-SUMG ペア(点線)と ICESG-SUMG ペア(実線)の位置．(右)2 つのペアにおける地震波速度変化(dv/v, %)．横軸の S と W はそれぞれ夏(6～8 月)と冬(12～2 月)を表す．

S12−01

地震時の断層における焼結現象およびその実験的再現

＃土野池直哉・中野友貴・廣野哲朗・近藤忠（阪大理）

Sintering of fault rock by coseismic slip and its experimental reproduction

Naoya Tonoike, Yuki Nakano, Tetsuro Hirono, Tadashi Kondo (Osaka Univ.)

はじめに

地震が発生すると摩擦発熱が生じ，断層面では岩石の融解または焼結が起こると考えられている．焼結とは，充填した粉末を融点より低い温度で加熱すると，粒子どうしが結合することで表面積が減少し，強度が増加する現象である．1999 年台湾集集地震で活動したチェルンプ断層で確認された black material disk を採取し電子顕微鏡を用いて観察した結果， 図 1 のような橋渡し構造が確認された（Hirono et al ., 2006）．これは焼結の初期過程において典型的なネックという構造と考えられている．

しかし，このような構造が融解ではなく焼結によって生じうるかどうか実験的に検証する必要がある．そこで本研究では，典型的な粘土鉱物であるモンモリロナイトとイライト，およびチェルンプ断層直近の母岩試料を用いて，加熱実験を行い，それらの組織変化を調べた．

手法

始めに各試料を遊星型ボールミルで 6 時間粉砕し，その後，油圧プレス機を用いて直径 3mm，高さ 2mm の円柱形に成型，断層すべりの際の嫌気的環境を再現するためにガラス管に真空封入した．そして，目標温度に加熱しておいた管状電気炉にガラス管を挿入し瞬間的に加熱した．加熱時間は 30 秒，90 秒，180 秒の 3 パターン，温度は 600℃から 1200℃の間で 100℃刻みの 7 パターンである．その後，加熱試料を取り出し電子顕微鏡や粉末 X 線回折を用いて構造変化を調べた．

結果・考察

モンモリロナイトにおいて，TG-DSC 測定の結果および 10 分間加熱試料を電子顕微鏡で観察したところ，800℃付近から焼結によると思われる構造変化が現れることが分かった（図 2）．さらに，800℃において 30 秒，90 秒，180 秒加熱したところ，90 秒加熱試料までは変化が見られず，180 秒加熱試料では図 2 に似た構造変化が確認できた．

今後の展望

以下の 3 点を重点的に調べ，地震時の焼結についてより詳しく解明していく予定である．

・圧力をかけた状態で加熱すると焼結が早く進行するのか?
・加熱時に粘土鉱物から生じた水によって，焼き物のように石英などの融点が下がり融解するのか?
・融解（シュードタキライト）と焼結による構造変化の違いを明確にする．

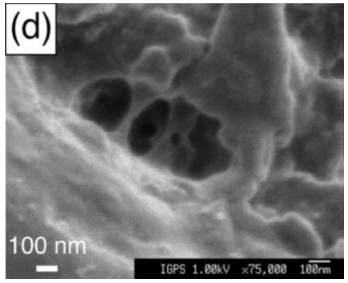


図 1：black material disk で確認された橋渡し構造

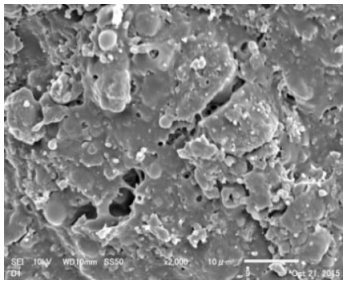


図 2：モンモリロナイト 800℃ 10 分加熱試料の SEM 画像

S12−02

巨大岩石の低速摩擦すべりで溶融するナノサイズ粉砕粒子

#滝沢茂・福山英一・山下太・徐世慶（防災科研）・溝口一生（電中研）・
川方裕則（立命館大理工）

Molten nano-sized gouge particles comminuted under low-speed friction slips in large-scale biaxial friction experiments

#Shigeru Takizawa, Eiichi Fukuyama, Futoshi Yamashita, Shiqing Xu (NIED),
Kazuo Mizoguchi (CRIEPI), Hironori Kawakata (Ritsumeikan Univ.)

[はじめに] われわれは、ハンレイ岩を用いて載荷速度が 0.01～100 mm/s の大型岩石摩擦滑り実験を行ってきた(Fukuyama et al., 2014; Yamashita et al., 2015)。これらの広範な載荷速度条件においても粉砕粒子が溶融していることは既に報告してきた。今回は載荷速度が 10 mm/s 以下（すべり弱化が生じてない）で生成されたハンレイ岩粉砕粒子のメカノケミカルな特徴と摩擦すべり条件の関係を検討してみた。

[岩石試料] 南インド産の変ハンレイ岩で、構成鉱物は長石類（61.4%）、角閃石類（27.4%）、輝石類（8.4%）、磁鉄鉱（1.8%）、石英およびその他（1%）である。

[実験条件] 変ハンレイ岩は#800 で自動研磨した 2 面（上下, 接触面積 1.5m×0.1m）を重ね、法線応力 1.3～13.3 (MPa)、変位量 5～400 (mm)、載荷速度 0.01～15 (mm/s) で載荷して摩擦すべり実験を行った。

[ガウジの採集方法] TEM 試料作成用ミクロトーム用の刃等と刷毛を用いて試料を採集し、最後にすべり面上にガウジの取り残しが無いようにエタノールで濡らしたスポンジで拭き取った。

[摩擦係数] 変位区間の最初の 1/4～2/4 ではμ=0.55～0.78、後半部分の 3/4～4/4 ではμ=0.63～0.79 と摩擦係数は変わらないか、やや大きくなっており、すべり強化が起きている。

[粉砕粒子の物質化学的特徴] X-線回折図形から、粉砕粒子には数 wt/%以上の非晶質物質が生成されている。また HRSEM 観察及び EDS による元素分析に基づくと、実体顕微鏡下で白、灰色、茶色、黒色等の色を呈する部分をナノサイズまで分解能を上げると、およそ直径が 500nm 以下の粒子表面が溶融して丸みをした粉砕粒子、あるいは直径が数十 nm 以下の粉砕粒子が溶融物質中に含まれた産状を呈している。溶融形態を示す物質は黒色と半透明な灰色を呈する 2 種類がある。

EDS-HRSEM による元素分析に基づくと、黒色を呈する物質は角閃石、輝石を構成する元素で特徴づけられて、灰色を呈する部分は斜長石を示す元素で特徴づけられる。TEM による粉砕粒子観察では、直径が 100 nm サイズ以下では溶融起源のアモルファス物質と粉砕による固相下でのアモルファス物質が生成されている。前述した溶融した滑り面上に連続的に発達するのではなく、厚みのある粉砕粒子層中に多数の層をなして形成されている。

[変ハンレイ岩の溶解熱とピーク反応温度] 変ハンレイ岩を超音波洗浄処理して、75～45μm サイズに厳選した粉砕した粒子を標準試料とした。マイクロカロリーメータにより溶解熱を測定し、標準試料は平均 2277 J/g 誤差±2.60%以下であった。ピーク反応温度は、KCl標準試料の48%であり、これを基準値として粉砕粒子のピーク反応温度を測定した。

[実験条件と生成された粉砕粒子の溶解熱とピーク反応温度]

実験番号	法線応力	変位量	載荷速度	溶解熱	ピーク反応温度*
LB09-004	6.7MPa	400mm	1.0mm/s	7736J/g	2.9 倍
LB09-005	6.7MPa	6.5mm	0.01mm/s	4509J/g	2.3 倍
LB09-006	6.7MPa	5.0mm	0.01mm/s	4126J/g	1.8 倍

*変ハンレイ岩標準試料のピーク反応温度に対する比率

[考察] 変ハンレイ岩の粉砕粒子は斜長石、角閃石、輝石類、磁鉄鉱がサブミクロンサイズまで粉砕されており、サブミクロンサイズ以下では斜長石、角閃石、輝石の表面ないし粒子その物が溶融している。また固相のアモルファス物質が生成されている。以上の事実に基づくと、変ハンレイ岩から生成されたサブミクロン粉砕粒子は不純物混合物質化しており、ハンレイ岩の融点よりも低い融点物質（いわゆるメカノケミカル効果）になっている。また、溶解反応開始から 7～8 分で反応温度のピークが現れ、この値は反応速度の違いを反映している。結晶の活性化エネルギーが高いと反応速度は遅く、活性化エネルギーが低いと反応速度は速くなることがわかっている。変ハンレイ岩の粉砕粒子のピーク反応温度は変ハンレイ岩標準試料の 1.8 倍から 2.9 倍になっていることから、粉砕粒子の活性化エネルギーはかなり低下している。更に固相又は液相からアモルファス物質の生成によって、粉砕粒子結晶としての純度低下がおきている。以上の事から、本巨大岩石の低速摩擦すべりで生成されたナノサイズ粉砕粒子は、ハンレイ岩構成鉱物の融点以下、活性化エネルギーの低下で溶融が起き、この溶融は閃光熱か、他の機構かは今後の課題である。

引用文献 : Fukuyama et al.., NIED Rep., 81, 2014; Yamashita et al., Nature, 528, 7581, 2015,

S12－03

過去の水圧破砕法による原位置地殻応力データの再解析の意義

#小村健太朗（防災科研）

Significance of re-evaluation of in-situ crustal stress data by hydraulic fracturing method

Kentaro Omura(NIED

1. はじめに

最近の岩石岩盤力学研究の進展に伴い，孔井における従来の水圧破砕法による原位置地殻応力測定について，改良の必要性が主張されている．従来の水圧破砕法測定システムのように，コンプライアンス（試験区間までの部分の水圧を単位圧力上昇させるために必要な送水量（水の体積））が大きいと，時間－圧力データから，水圧破砕により新規に生じたき裂の再開口圧を読み取るのに，必然的に，系統的な誤差をもたらすことが示されたからである．

そこで，過去の水圧破砕データを生かし，地殻応力値の信頼性を回復する試みとして，孔井の岩石引張強度を適用し，き裂再開口圧のかわりに破砕圧を用いて地殻応力値を再解析する意義を紹介する．なお，応力方位については，従来とおりとして，問題はないとされている．

2. 水圧破砕データ再解析の考え方

水圧破砕法改良のうえで，重要な論点がある．

(a)孔内試験区間に送水して，圧力を上昇させる際，コンプライアンスが大きいと，き裂再開口時の試験区間の圧力変化を精度よく見極めることが困難である（Ito and Hayashi, 1993; Ito et al., 1999）．

(b)水圧破砕により新規に生じたき裂は完全には閉じてはおらず，孔内水がき裂のすきまに進入しているため，き裂再開口時には，き裂の間隙水圧は孔内水圧，つまり，き裂再開口圧そのものに等しい（Ito and Hayashi, 1994）．

そして，き裂再開口圧 Pr，き裂閉口圧 Ps から，孔井軸に直交する面内での水平最大主応力を SH，水平最小主応力を Sh，鉛直主応力 Sv を求める式は，岩石密度をρ s，重力加速度を g，深度を z とすると，以下のようになる．

SH＝3Ps－2Pr　(1)，　Sh＝Ps　(2)，　Sv＝ρ sgz　(3)

過去のコンプライアンスの大きい加圧システムによる水圧破砕データでは，論点(a)から，き裂再開口圧 Pr の読み取りの精度に疑問が生じることから，(1)式を適用することは困難である．替わりに，水圧破砕によりき裂が新規に生じた時には，圧力変化が急激で，コンプライアンスが大きくても，破砕圧 Pb を精度よく読取れることを前提として，以下の破砕圧の式を適用することが有効である．Pp は水圧破砕によりき裂が新規に生ずる前の岩盤の間隙圧，T は孔内岩石の引張強度である．

SH＝3Ps－Pb＋T－Pp　(4)

実は，(1)式は，論点(b)に基づき，(4)式で，Pb を Pr に差替え，T=0，Pp=Pr としたものである．従来は

SH＝3Ps－Pr－Pp　(5)

とされていた．

ここで，(4)式を適用するにあたっては，岩石引張強度をいかに推定するかが課題となる．コア試料が残っていれば岩石試験を行い，残っていなければ，同質の岩石の引張強度を文献等から引用してくる必要がある．もともと，水圧破砕法は，(1)，(2)式で岩石引張強度を用いずに，地殻応力が求まることが利点であったが，コンプライアンスの大きい場合はその限りではない．

3. 水圧破砕データ再解析の例

今回，再解析した水圧破砕データは，和歌山県新宮市の深度 550m のボーリング孔である．南海トラフ巨大地震の発生機構モデル化に関わる応力分布を考察するために，陸上で原位置応力測定されたものである．従来の，(5)，(2)，(3)式から地殻応力を求めた結果は池田他(2001)に報告されている．一方，掘削時のコア試料のブラジリアンテストの結果を岩石引張強度とみなして，(4)，(2)，(3)式から再解析を行った．コア試料はほぼ均質な泥岩砂岩互層で，ブラジリアンテストから引張強度は 4.1MPa 一定とし，また，孔内計測から，間隙圧は静水圧に等しいとした．孔内検層から密度 2.5g/cm3 とし，被り圧として鉛直主応力を算出した．

結果，池田他(2001)と比べると，深度とともに応力の増加する傾向は同等だったが，一部，増加傾向からずれて，応力値の低下する地点があった．岩石引張強度の不均質が影響している可能性もあるが，岩石引張強度を用いることで，応力値を再評価できることが示された．

4. おわりに

岩石引張強度をもちいて，従来のコンプライアンスの大きい場合の水圧破砕データの再解析により，信頼性のある応力値を再評価できるものと考えられる．しかし，たとえコア試料の岩石試験データがあっても，岩石引張強度を精度良く見積もることは簡単ではなく，さらにコア試料がない場合は文献等から推定する他ないため，再解析には慎重な考察が必要である．それでも，貴重な水圧破砕データを再評価する方法を追求ことは意義深いと考える．

S07－01

地球深部科学における絶対圧力スケールの重要性

#米田明（岡山大）・福井宏之（兵庫県立大）・鎌田誠司（東北大）

Absolute pressure scale in solid state geophysics

#Akira Yoneda (Okayama Univ.), Hiroshi Fukui (Univ. of Hyogo), Seiji Kamada (Tohoku Univ.)

本講演では、地球深部科学における“圧力スケール”の重要性・構築方法・信頼性について概説し、ついで我々の最新成果:“金絶対圧力スケール”を紹介する。

地球内部の圧力分布は、地球内部密度分布と万有引力の法則に基づき精度良く求まっている。地球内部構造は地震学（Seismology）により解明されてきた。それぞれの領域における推定物質は鉱物物理学（Mineral Physics）の研究に基づくものであるが、成果を地球内部に応用する場合に“圧力スケール”が必要になる。

圧力の定義に基づく自由ピストン型圧力計（1次スケール）は高々~1GPa程度に限られている。それ以上の圧力では、圧力発生装置における摩擦力が誤差の原因になる。従って、鉱物物理学においては、衝撃圧縮実験・第一原理計算・熱力学パラメーター等を勘案して超高圧力スケールが提案されてきた（2次スケール）。代表的なものがDecker（1971）によるNaClスケールである。DAC研究者が愛用するルビースケールは、NaClスケールに基づいて校正された3次スケールである。

NaClスケールの問題点の一つは、NaCl が約30GPaで相転移することである。高圧実験技術の進歩に伴い、より高圧領域の圧力スケールとして、金、白金、MgOスケールなどが提案されるようになった。手法は、NaClスケールと同様であり、いずれも2次スケールである。

超高圧下の 1 次スケール構築法として体積と体積弾性率を同時測定する方法が提案されてきている。体積弾性率の定義式は

$$\mathrm{K}_T = -\mathrm{V}\left(\frac{\partial P}{\partial V}\right)_T \qquad (1)$$

である。本式での K_T は等温体積弾性率である。一般に音速測定法で測定されるのは断熱体積弾性率 K_S である。熱力学的恒等式

$$\mathrm{K}_T = \frac{K_S}{(1+\alpha\gamma T)} \qquad (2)$$

により両者が変換される。α 、γ 、Tは熱膨張率、グリューナイゼンパラメーター、絶対温度である。体積VとK_Sの実験データがあれば、式（1）と（2）を連立させて1次スケールを構築できる。超高圧力下においてα・γの実験データが必ずしも完備していないが、K_SとK_Tの差は僅かであり実用上大した問題にはならない。このような手法で求めた1次スケールとして、Zha（2000）らによる先駆的研究がある。彼らは、ブリリュアン散乱法とX線回折法でMgO単結晶の弾性定数と体積を測定し、~50GPaまでの1次スケールを提案したが、弾性定数の結果に疑問がありスタンダードな圧力スケールとは認定されていない。

我々は、SPring-8、BL35XUで金の非弾性X線散乱実験と格子定数の同時測定を~20GPaまで実施した。FIB加工した金の単結晶をHe媒体DACで加圧した。Zhaらの方法と比較して、今回の方法はX線測定だけで完結する利点がある。詳細は講演で報告する。図1に得られた結果を既存の2次スケールと比較して示す。

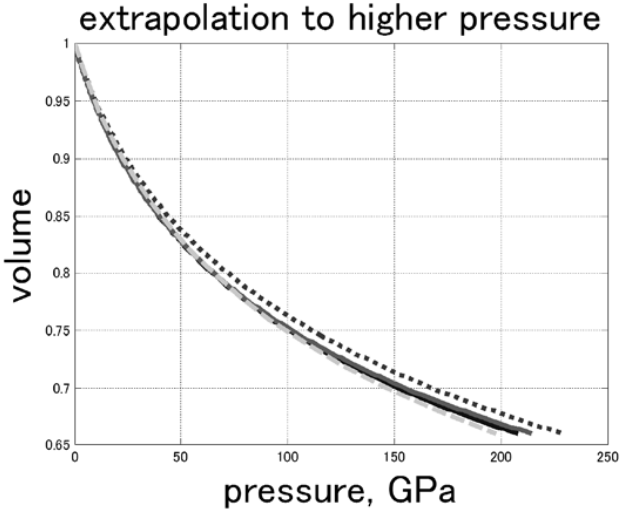


図1 実線は今回の結果による外挿。下側がVinet、上側がBirch-Murnaghanの状態方程式によるものである。下側鎖線はShim（2002）上側点線はTsuchiya（2003）の結果である。

参考:日本高圧力学会誌“高圧力の科学と技術”、Vol.20, No.3 (2010)、特集—超高圧力スケール研究の最前線
http://www.highpressure.jp/journal/backnumber.shtml

S07－02

実体波エンベロープにあるアセノスフェアの高減衰性の証拠

#竹内　希（東大地震研）

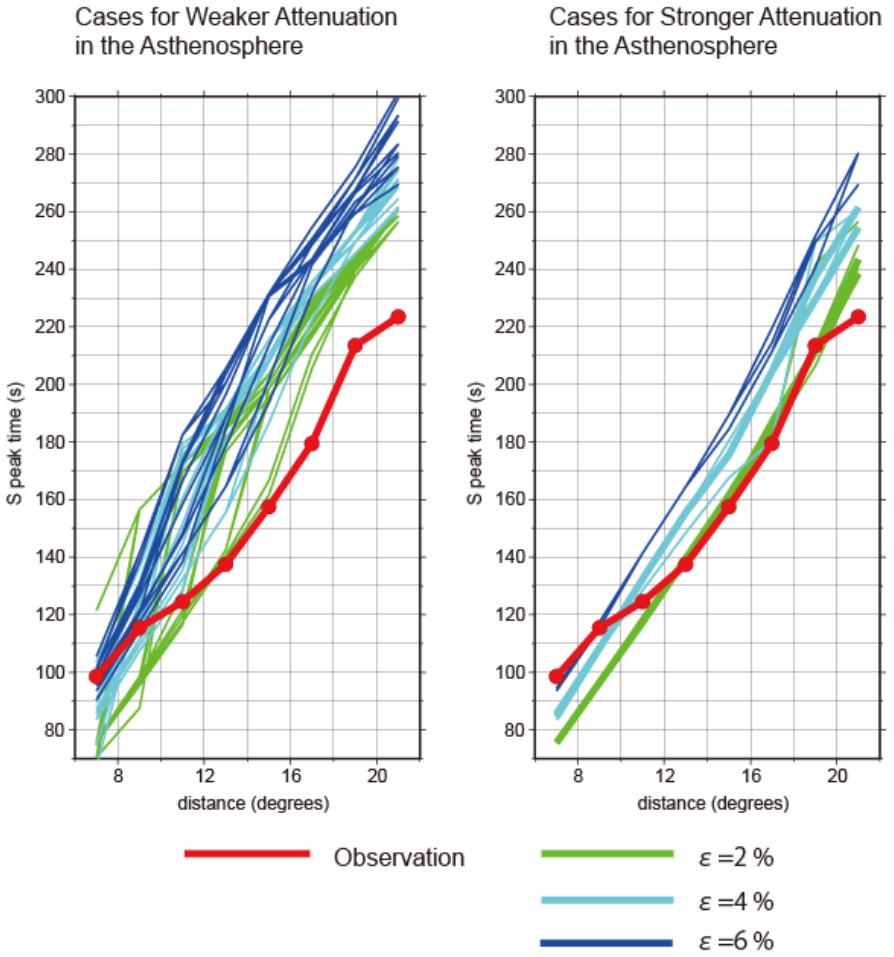
Evidence of Stronger Attenuation of the Asthenosphere in Body Wave Envelopes

#Nozomu Takeuchi (ERI)

2014年の地震学会において，東北地震の余震に対する海底地震計記録（震央距離7°-21°）の鉛直動成分を用い，実体波エンベロープを波形インバージョンすることにより，海洋リソスフェアの低減衰性とアセノスフェアの高減衰性を示唆した．しかし，低減衰性・高減衰性が観測エンベロープのどのような特徴から制約されているか，観測エンベロープを説明する唯一無二の解であるかについては，必ずしも明確でなかった．本研究では，観測エンベロープを特徴づけるパラメータを抽出し，様々な減衰構造を持つモデルに対する理論値と比較することにより，高減衰性・低減衰性が観測データの説明には必要不可欠であることを示す．

着目するパラメータは，P波ピーク時間，S波ピーク時間，S波／P波ピーク振幅比，P波ピーク振幅の距離依存性である．様々な内部減衰Q値（$Q_s = 50 - 1600$）や水平方向速度不均質のRMS振幅（$\epsilon = 2 - 6\,\%$）を持つモデルに対して理論エンベロープを計算し，上記パラメータを抽出し，観測値と比較した．

観測値の特徴として，大きなS波／P波のピーク振幅比と，早いS波のピーク時間があげられ，前者を説明するにはリソスフェアの低減衰性が，後者を説明するにはアセノスフェアの高減衰性が要求されることがわかった．解析結果の例として，図にS波のピーク時間を観測値と理論値の比較を示す．震央距離17°-21°のS波エンベロープには，主にリソスフェアをS波で伝わってくる成分と，アセノスフェアをS波で伝わってくる成分がある．早いピーク時間を説明するには，速度の遅いアセノスフェアを伝わってくる成分が小さくなる必要があり，これがアセノスフェアの高減衰性を強く要請している．これまで主として表面波や自由振動の解析によりアセノスフェアの高減衰性が示唆されていたが，本研究により全く独立な情報から高減衰性が示唆されたことになる．



図：　S波のピーク時間（理論初動到達時刻に対する相対時間）の観測値（赤）と理論値（緑，水色，青）との比較．アセノスフェアが高減衰の場合（左）と低減衰の場合（右）を比較してある．遠距離（震央距離17°以上）における早いピーク時間を説明するには，アセノスフェアが低減衰であることが要請される．

S07−03

Finite frequency effects on apparent S-wave splitting in the lowermost mantle

#Anselme F. E. Borgeaud (Univ. Tokyo), Robert J. Geller (Univ. Tokyo), Kawai Kenji (Univ. Tokyo), Konishi Kensuke (Acad. Sinica, Taiwan)

We conduct a numerical experiment to investigate potential bias in measurements of S-wave splitting (apparent differences between the arrival times of SH and SV phases) for waves propagating close to the core-mantle boundary (CMB) in the D" layer. We compute synthetics for the models of Kawai and Tsuchiya (2009) (Fig. 1), based on mineral physics (using the elastic constants under lower mantle pressure and temperature conditions of Mg-perovskite and post-perovskite) and geodynamics (using thermal profiles for the thermal boundary layer). We find that the depth of the positive velocity jump associated with the phase transition and the depth range over which the velocity decreases (due to temperature increases) in the thermal boundary layer (TBL) significantly influence the wavefield in the lowermost mantle. For example, in cold regions beneath subduction zones, wavefields for SH and SV differ greatly due to the steep velocity decrease close to the CMB. Apparent splitting can arise from the possibility that low amplitude direct phases might be overlooked, and larger amplitude later phases might instead incorrectly be picked as the direct arrival (Figs. 1b, 1c). Biases of the type investigated in this study combine with other sources of uncertainty for splitting in D" (e.g., the correction for upper mantle anisotropy and the difference between SH and SV raypaths) to make a precise evaluation of the anisotropy in D" difficult.

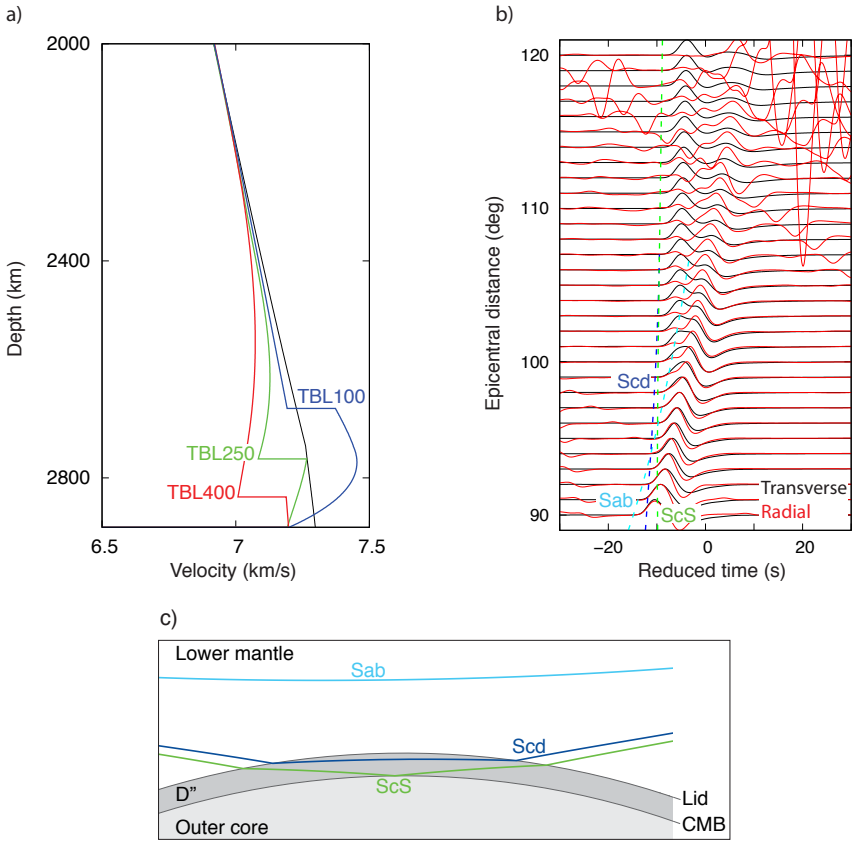


Fig. 1. a) Isotropic S-velocity models based on mineral physics and geodynamics. TBL100 is for a 100 km thick thermal boundary layer. PREM S-velocity (black line) is shown for reference. b) Profile of transverse (black) and radial (red) components for TBL250 showing apparent S-wave splitting with the transverse component leading the radial component. c) Raypaths of ScS and triplicated S phases (Sab, Scd) due to the D" discontinuity and observable in the synthetics (Fig. 1b).

S07－04

地震波形水平2成分を用いた北部太平洋下D”領域の3次元S波速度構造推定

#鈴木裕輝[1]・河合研志[1]・ゲラー ロバート[1]・小西健介[2]
[1]東大理、[2]台湾中央研究院

Waveform inversion of two horizontal components for 3-D shear velocity structure in D” beneath Northern Pacific

#Yuki Suzuki[*], Kenji Kawai[*], Robert Geller[*], Kensuke Konishi[+]
[*]Univ. Tokyo, [+]Academia Sinica

マントル最下部2~300 km（D”領域）はマントル対流の熱境界層と考えられており、構成物質のソリダスと地温勾配が近接していることから温度や化学組成の3次元不均質が予想されている。特に沈み込み帯下のD”領域では、沈みこんだスラブと周囲のマントル物質が相互作用して、温度や物質の流動に擾乱が生じる可能性がある。したがってこの領域の地震波速度構造を推定することは地球内部のダイナミクスを探る上で重要な手がかりとなる。

そのため我々は代表的な沈み込み領域である北部太平洋下のマントル最下部400 kmを構造推定の対象として詳細な構造推定に取り組んでいる(Suzuki *et al.* 2016, JpGU;図1)。北西太平洋の深発及びやや深発地震を、北米（主にUS-Array）で記録した地震波形データは震央距離に関して均質であるため（図2）、北部太平洋下は水平方向に広い範囲のD”領域の地震波速度構造推定に適している。そこで、地震波のtransverse成分のS、ScS及びその間に到達する波をデータとして用いて、波形インバージョン（Kawai *et al.* 2014, GJI）を行い、北部太平洋下のマントル最下部400 kmの3次元S波速度構造を推定した。その結果、(A) 核－マントル境界（CMB）から約200 km上の領域には水平方向に広がる高速度領域、(B) CMB直上には鉛直方向に50~100 kmの強い低速度領域、さらに(C) 低速度領域(B)から少なくとも鉛直方向に400 km続く低速度構造が推定された。速度異常が温度異常に由来すると仮定すると、高速度(A)及び低速度領域(B)はそれぞれ沈み込んだスラブ及びその下で発達した熱境界層と考えられる。そして、鉛直方向に連なる低速度構造(C)から、我々は上昇プルームがスラブの沈み込みによって受動的に発生するという仮説を立てた。そこでその仮説を検証するために、地震波形のradial成分もデータとして用いてD”領域のより詳細な構造推定を試みる。

本研究ではまず、推定対象領域を水平方向に150 km、鉛直方向に50 kmの間隔のグリッドに分割し、radial成分のみを用いてD”領域のS波等方速度構造を推定し、Suzuki *et al.* (2016, JpGU)の結果と比較する。さらに、TI（transverse isotropy）媒体を仮定して、各グリッドにおいて弾性定数（V_{SH}と関係するN、V_{SV}と関係するL）に摂動を与えたときの水平2成分(radial, transverse)の偏微分係数波形を計算し、それらを用いてTI異方性構造推定の解像度を見積もり、3次元異方性構造推定の可能性を探る。

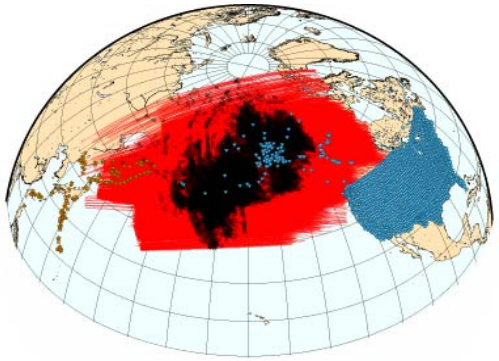


図1. 震源(橙色)、観測点(青色)及び波線がD”をサンプルする領域(赤色)

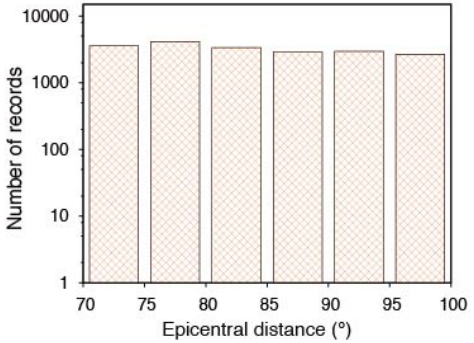


図2. データとして用いた地震波形の震央距離に関する頻度分布

S07－05

深発地震の震源パラメータの再決定と波形インバージョンで推定した3次元内部構造への影響の見積もり

#山谷里奈・Anselme Borgeaud・河合 研志・Robert Geller（東大理）・小西 健介(中研院)

Re-determination of the source parameters of deep earthquakes and the effect on 3-D earth models obtained by waveform inversion

#Lina Yamaya, Anselme Borgeaud, Kenji Kawai, Robert Geller

(Univ. of Tokyo), Kensuke Konishi(Academia Sinica)

これまで、私たちの研究グループでは、US-Arrayなどの稠密アレイで観測された波形をデータとして波形インバージョンを行うことにより、マントル最下部の詳細な3次元S波地震波速度構造推定を行ってきた (Kawai *et al.* 2014; Konishi *et al.* 2014)。これらの先行研究では、震源メカニズムは主にGlobal CMT project (GCMT)解に固定されており、震源時間関数はboxcarを仮定している。一方で、走時トモグラフィーの研究では、震源再決定をすることにより走時残差および推定モデルの改善が見られることが指摘されている(e.g., Lu & Grand 2016)。そこで、本研究では波形インバージョンで得られた構造に対する震源パラメータの影響を見積もることを目的とする。

まず震源関数をtriangleおよびboxcarに仮定した場合の震源メカニズムの推定のプログラムを作成した(図1)。その震源関数に対する理論波形の計算を行い観測波形と比較したところtriangleの震源関数の方が周期12.5秒の観測波形との残差が小さくなることがわかった(図2)。この予察的な結果は、適した震源パラメータを用いることにより、速度構造推定の場合に理論波形と観測波形の残差がより小さくなり、より正確な速度構造推定の可能性を示唆している。

そこで本研究ではまず、地下構造をPreliminary Reference Earth Model (PREM)と仮定し、Global Seismographic Network（GSN）で観測した約100の深発及びやや深発地震の地震波形をデータとして用い、Centroid-Moment-Tensor (CMT)解と震源時間関数を推定する。次に、推定したCMT解及び震源時間関数を用いて波形インバージョンを行い、中米下のD”領域の3次元地震波速度構造の推定を行い、震源パラメータが推定構造モデルに与える影響を見積もる。



図1　triangle source time function用いて推定した震源メカニズム解 (左)とboxcar source time functionを用いて求めた震源メカニズム解 (右)の比較

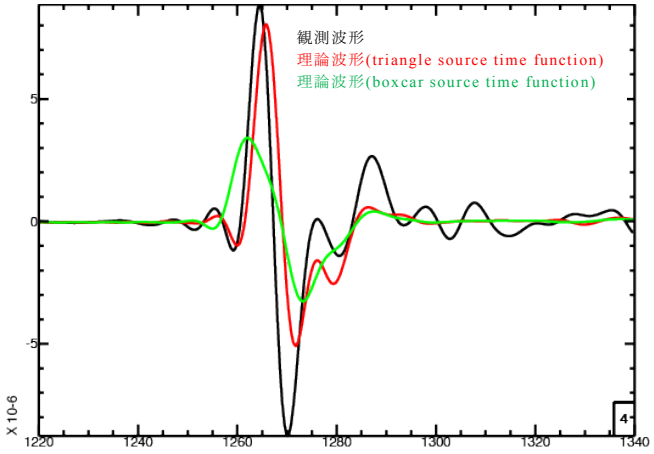


図2　triangle source time function用いた理論波形(赤)とboxcar source time functionを用いた理論波形(緑)、観測波形(黒)の比較(周期12.5秒から200秒のバンドパスフィルターを適用した。)

S07－06

広帯域アレイを用いた日本海下の上部マントル3次元S波速度構造

#成田涼・浜田広太・吉澤和範（北大理）・川勝均（東大地震研）

3-D shear wave structure in the upper mantle beneath the Sea of Japan using broad-band seismic arrays

#Ryo Narita, Kouta Hamada, Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.), Hitoshi Kawakatsu (ERI, Univ. of Tokyo)

1. はじめに

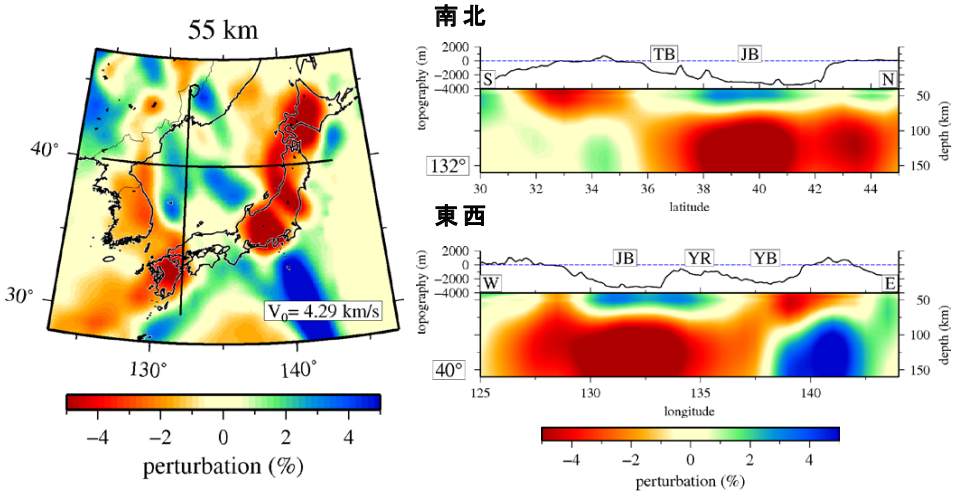
日本海下の地殻～上部マントルの構造は，背弧拡大やそれに伴う日本列島の形成など，この地域の複雑なテクトニクスの影響を受けている．この海域は日本海盆や大和海盆，大和堆など，特徴的な海底地形を有し，地殻の厚さの地域性も顕著である．日本海の上部マントル3次元モデルについては，日本周辺域の広帯域地震観測網（F-net，FDSN）を使用した表面波トモグラフィーによる先行研究例がある（Yoshizawa et al, 2010, PEPI）．しかし，この海域を通過する波線数の不足のため，水平解像度の荒いモデルしか得られていなかった．2009～2011年にかけて，中国北東部に約120点の臨時地震観測網（NECESSArray）が設置された．この広帯域アレイと日本の広帯域定常観測網（F-net）を用いることで，日本海の水平方向の解像度の大幅な向上が期待出来る．本研究では，NECESSArray，F-net，そしてFDSNを利用し，観測点ペア毎の基本モード表面波位相速度を測定し，本地域の新しい上部マントル3次元構造の復元を試みる．

2. データ及び方法

2006～2011年に発生したM6以上の地震を用い，NECESSArray，F-net，FDSN観測点の波形記録から，基本モードレイリー波の位相速度解析を行った．2点間の位相速度の測定には，Hamada and Yoshizawa (2015, GJI)による，非線形波形フィッティング法を用いた．その結果，30～100秒の範囲で約21000個の2点間位相速度を測定できた．これらを，Yoshizawa and Kennett (2004, JGR)の手法を用いて周期毎の位相速度分布に展開した後，3次元S波速度モデルを復元した．

3. 結果と考察

NECESSArrayとF-netの観測点ペアを加えたことにより，日本海を通過する波線数が大幅に増え，従来のモデルでは難しかった日本海下の1.5°スケール程度の不均性まで議論することが可能になった．図は深さ55kmのS波速度分布と，日本海をまたぐ南北・東西断面図である．S波鉛直速度勾配の負のピークからリソスフェアの厚さを推定した所，南北断面図に見られるように，日本海盆西部から対馬海盆にかけて60～65kmとなり，南に向かってやや厚くなる傾向がみられる．日本海西部から大和堆，大和海盆北東部を横切る東西断面図では，大和堆下のリソスフェアが日本海盆西部に比べて厚くなることが見て取れる．一方，東側の大和海盆北東部ではマントルウェッジの影響により，明瞭な高速異常は見られない．新しいモデルから推定される日本海下のリソスフェアの厚さやその地域性は，背弧拡大とそれに伴う島弧の形成過程を反映しているものと考えられる．



左：周期30～100秒のレイリー波位相速度データから復元した深さ55km3次元S波速度モデル．
右上：対馬海盆東部，日本海盆西部を横切る東経132°の南北断面図．
右下：日本海盆，大和堆，大和海盆北東部を横切る北緯40°の東西断面図．
TB：対馬海盆，JB：日本海盆，YB：大和海盆，YR：大和堆

S07－07

広帯域海底地震観測記録を用いた太平洋上部マントル3次元S波速度構造

#一瀬建日・塩原肇（東大地震研）・吉澤和範（北大理）・杉岡裕子（神戸大理）・伊藤亜妃・末次大輔（海洋研究開発機構）

Upper mantle structure beneath the Pacific Ocean revealed by seafloor seismic array observations

#Takehi Isse, Hajime Shiobara(ERI), Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.), Hiroko Sugioka(Kobe Univ.), Aki Ito, Daisuke Suetsugu(JAMSTEC)

[はじめに]

東京大学地震研究所と海洋研究開発機構地球深部ダイナミクス研究分野は，これまでフィリピン海，南太平洋中央部，北西太平洋といった海域で広帯域海底地震計(BBOBS)を用いた大規模機動観測を実施してきた．使用されたBBOBSは延べ100台を超えている． 現在も，オントンジャワ海台において，23台のBBOBSによる観測を実施中である．また，太平洋域では，アメリカもBBOBSを用いた機動観測を何度か実施しており，現在，約100点の広帯域海底地震観測記録が公開されている．

既存のグローバルマントルトモグラフィーモデルは，陸上観測点のみを用いた解析であるため，観測点の少ない海洋地域の空間解像度が陸上に比べて悪いという問題点がある．本研究では，陸上観測記録に加え，海底地震観測記録を解析に用いることで，太平洋域の上部マントルS波速度構造を高解像度で求めることを目的とする．

[データと手法]

太平洋及びその周辺地域の陸上及び広帯域海底地震観測で観測されたMb5.5以上の地震を用いる．

地震・観測点間の表面波の波線平均位相速度を Yoshizawa and Ekström (2010)の手法を用いて4次高次モードまで測定した．測定された平均位相速度を用いて，波線追跡と有限波長効果を考慮して(Yoshizawa and Kennett 2004, Yoshizawa 2014)，モード毎周波数毎の2次元位相速度マップを求め，得られた位相速度マップから深さ約300kmまでのS波速度構造を求めた．用いる地震が西太平洋に偏在していること及び，海底地震観測の観測期間が1～3年と短いことを考慮し，西太平洋以外の地震及び海底地震観測を用いて測定した位相速度データに重みを加えて解析をおこなった．

[結果]

解像度テストの結果，重みを加えた場合，太平洋東側のパターン回復が良くなり，解析領域全域のパターン回復の度合いがより一様になった．この結果から，重みを加えることにより，波線追跡の影響が正しく反映されたと考えられる．

また，解像度テストの結果から，得られた構造モデルの水平方向解像度は太平洋全体としては約1000km,西太平洋地域では約600kmであることが示唆された．また，陸上のみのデータと比較して，海底地震観測が実施された海域の水平方向解像度は向上した．

得られた上部マントル3次元S波速度構造は，大規模な速度不均質構造に関しては，既存のトモグラフィーモデルと同様であり，浅部で，海嶺軸周辺に顕著な低速度異常が存在し，北西太平洋域で高速度異常が見られる．また，深部には沈み込むスラブに対応する高速度異常が見られる．

水平方向解像度が高い北西太平洋に注目すると，若いプレートであるフィリピン海プレート・カロラインプレートと古いプレートである太平洋プレートの境界が明瞭に区分されている．また，太平洋プレートの低速度異常のピークは最も古い海洋底とは一致しておらず，シャツキー海台南東に位置している．深さ方向変化の特徴として，太平洋プレートでは深さ約100kmまでプレートに対応する高速度異常が見られるが，フィリピン海プレートでは約70kmであったことが挙げられる．

また，この領域のS波の鉛直異方性は，沈み込むスラブ周辺とシャツキー海台下で弱く，ハワイー天皇海山列の下で強い．この成因は現在のところ不明である．深さ方向の変化に注目すると，深さ約100～200kmに鉛直異方性のピークが存在する．

S波速度の深さ方向微分の極値から推定されるリソスフェア・アセノスファ境界の深さは，典型的な海洋底では変化が小さく，太平洋プレート北西太平洋域では約80kmであった．

謝辞　本研究の一部は科学研究費補助金(課題番号15740282, 16075101, 16075203, 16540378, 16253002, 19253004, 22000003, 16K05533)により実施されました．一部の地震波形はIRIS, Geoscope, OHRC, NEID, LDG/CEAから提供を受けました．記して感謝します．

10/5　D 会場　午後

S05－01

南海付加体における地形効果を考慮した浅部温度構造の誤差評価

#大出晃弘・大塚宏徳・喜岡新・芦寿一郎（東大）

Error evaluation of shallow thermal structure considering topographic effect in the Nankai accretionary prism

#Akihiro Ohde, Hironori Otsuka, Arata Kioka, Juichiro Ashi (UTokyo)

南海トラフでは巨大地震が繰り返し発生しており、温度は南海トラフなどのプレート境界の地震発生帯を決める主要因だと考えられている。沈み込み帯の温度構造は温度プローブや掘削孔を用いて推定されるが、メタンハイドレートの安定領域下限（BGHS）に相当する海底疑似反射面（BSR）を用いても推定が可能である。メタンハイドレートBSRの発達は温度と圧力に規制されることが知られており、BSRの深度から海底下の温度を推定することが可能である（例えばYamano et al., 1982）。BSRは海底下数百メートルに発達するため、海底面水温の季節的な温度変化の影響をほとんど受けることがない。そのため、海底下の温度において信頼のおける指標として利用することができる。

本研究ではまず、南海トラフ沈み込み帯の東海沖から日向沖にかけての詳細なBSR分布図を作成した。使用したデータは、東海沖から日向沖にかけて取得された二次元マルチチャンネル反射法地震探査のデータである（図1）。本研究で記載したBSRは、反射断面図上において海底面の反射とは逆位相かつ、海底面とほぼ平行に周辺の堆積層と関係なく発達する強振幅な音響反射であるというBSRの特徴に従って認定された。

次に、BSR深度から熱流量推定を行った。BSRから推定した熱流量は温度プローブとは異なり、熱流量を点ではなく測線に沿った線状に捉えることが可能である。BSR深度の算出では、反射断面図の往復走時を深度(m)に変換するために、IODP Expedition 314 Site C0002におけるcheck shot surveyより得られた海底下深度と往復走時の関係を用いた。そして静水圧を仮定し、推定される圧力からメタンハイドレート相境界曲線を用いてBSR深度での温度を求めた後、観測データから得た海底の水温を用いることによって地温勾配を推定した。ここで、熱伝導率はIODP Expedition 315 Site C0002で得られた深度と熱伝導率の関係式を用いた。なお、熱流量の推定ではSite C0002から得られた経験式を全ての調査地点で適用したが、Site C0002と堆積物の物性が異なる地点では誤差が大きくなる。その誤差を評価するために、堆積物中のガスの有無や間隙率の変化などによって大きく変化する弾性波速度を1600から2000 m/sの間で変化させた。また、弾性波速度には反映されていない堆積物の熱伝導率の違いも考慮した。その結果、熱流量の誤差は±12.5%以内に収まった。

海底地形が起伏に富んでいる場所では、滑らかな地形の場所と比べて熱流量が大きく異なる場合がある。この地形による影響を評価するために、海底下の温度構造を単純な二次元計算（Blackwell et al., 1980）により推定し、地形による冷却効果がBSR深度にどの程度影響を与えるのかを検討した。温度構造計算の際、BSRから求めた熱流量を海底面側の境界条件としている。これによりBSR以浅の温度を精度よく推定することが可能となる。地形効果を考慮した温度構造から推定される理論的なBGHSは、海底地形が起伏に富んでいる地点においてもBSR深度とよく一致することが確認できた。このことから、地形的凸部や凹部のBSR深度異常は地形効果によってほぼ説明できることが明らかになった。温度構造の誤差評価では、上記で評価した不確定性を考慮した熱流量をそれぞれ新たな境界条件として温度構造を推定し、それぞれのBSR深度での温度を求めた。その結果、BSRでの温度差は±4°C以内に収まった。

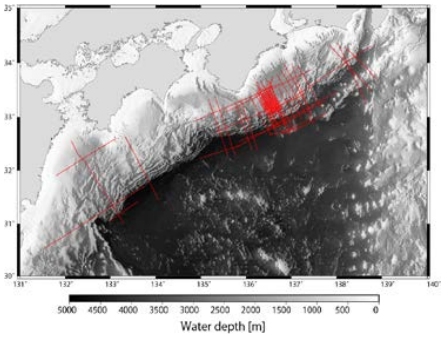


図1　対象海域。赤色の実線は反射法地震探査による測線を示す。

引用文献

Blackwell, D. D., J. L. Steele, and C. A. Brott (1980), The terrain effect on terrestrial heat flow, *J. Geophys. Res.*, **85**, 4757‐ 4772, doi:10.1029/JB085iB09p04757.

Yamano, M., S. Uyeda, Y. Aoki, and T. H. Shipley (1982), Estimates of heat flow derived from gas hydrates, *Geology*, **10**(7), 339–343, doi:10.1130/0091-7613(1982)10<339:EOHFDF>2.0.CO;2.

S05－02

Slab dehydration, thermal regime, the distribution of tectonic tremors and seismicity beneath Hikurangi

#Yingfeng Ji（Kobe University）・Shoichi Yoshioka（Kobe University）

Subduction megathrust rupture has caused historically damaging earthquakes at the Hikurangi subduction zone, New Zealand, where the thick and cold oceanic Pacific (PAC) plate subducts beneath the Australian (AUS) plate. The tectonic tremors, slow slip events (SSEs), and seismic coupling transition from deeper in south to shallower depth in the north may indicate a varying thermal structure on the subduction interface along the Hikurangi margin [e.g., Wallace et al., 2009; Wallace and Eberhart-Phillips, 2013; Yabe et al., 2014]. We applied a newly developed 3D thermal model in Hikurangi, and introduced the up-to-date PAC plate geometry [Williams et al., 2013]. Then, we estimated the thermal regime, slab dehydration in the subducted Pacific (PAC) plate, and compared them with the distribution of the tectonic tremors [Idehara et al., 2014], SSEs [Wallace et al., 2009] and the regular earthquakes from 2001 to 2015 provided by the Geonet.

The result showed that (1) slab dehydration and thermal gradient are high at the central southern Hikurangi, where regular earthquakes (Fig. 1), swarms of tectonic tremors and SSEs have been reported. The dehydrated fluid contributes to the along-strike variation in interplate pore fluid pressure. (2) The phase diagram showing the hypocenters of interplate earthquakes at Hikurangi was characterized mainly by phase transformations of the slab materials from lawsonite blueschist to greenschist, amphibolite, and eclogite. (3) The thermal gradient and the absolute value of dehydration in the subducted PAC plate are correlated with the earthquake distribution on the phase diagram beneath the central southern Hikurangi. (4) The synchronization of the activity of tectonic tremors and the seismicity indicates a correlation between them at the central southern Hikurangi especially Manawatu.

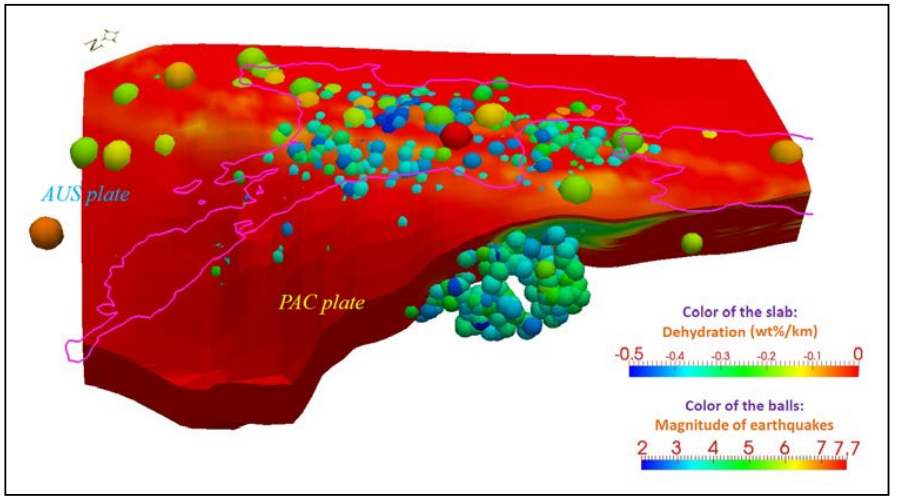


Fig. 1 Spatial distribution of calculated slab dehydration and the regular earthquakes. The color of slab indicates slab dehydration with a unit of wt%/km. The balls indicate the hypocenters of regular earthquakes (GeoNet) during the period from Jan. 2001 to Dec. 2015 with magnitude scaled out.

S05－03

紀伊半島沖で得られている3D速度モデルから地下3次元間隙率・熱伝導率推定の試み

＃木下正高（東大地震研）・Wu, Jyun-nai（NTU, Taiwan）・Nahar, S. Gurkirat（IIT Roorkee, India）

Estimation of 3D porosity and thermal conductivity below the Kumano Basin from 3D seismic velocity model

#Masataka Kinoshita (ERI) ・ Wu, Jyun-nai (NTU, Taiwan) ・ Nahar, S. Gurkirat (IIT Roorkee, India)

南海トラフ巨大地震発生帯（紀伊半島沖）で2006年に実施された3次元地震探査調査では，固着域とされる分岐断層・プレート境界断層に加え，上盤の堆積・変形構造が明瞭に描出された．また深度断面作成のために速度モデル解析が行われ，3次元速度モデルが構築された．

紀伊半島沖での巨大地震発生帯断層の固着を規定する最も重要な要因である温度構造は，これまで熱流量データをconstraintとして2次元熱モデルにより推定されている(Harris et al., 2011GC; SPinelli et al., 2011GC; Hamamoto et al., Hamamoto et al., 2011GC)..最近ではSugihara et al. (2014EPS)により，固着域浅部掘削孔C0002の温度長期計測データから得られた改訂した900mでの温度・熱流量を用いて一次元温度構造が推定されている．その結果，C0002孔直下の分岐断層（海底下5000m）での温度が100℃から140℃までばらついており，固着域の性質を考察する上で課題を残している．

本研究では，3次元速度モデルとC0002孔掘削により得られた検層・コアデータを用いて，3次元速度データを間隙率に変換し，さらに熱伝導率に変換の上，マッピングを行った．具体的には，まず海底下3000mまで得られている比抵抗検層データをアーチーの式により間隙率に変換し，速度検層データに対して Wyllieの関係式を用いてfittingして両者の関係を求めた．その関係を使って3次元速度データを間隙率に変換した．次に，コアから得られた熱伝導率と間隙率から，幾何平均モデルを用いて両者の関係を求めた．実際に問題となるのは固体部分の熱伝導率であるが，コアの鉱物組成から推定した値は，海底下1000mでは2.6 W/m/K，2000mのスポットコアでは3 W/m/K であった．いずれにせよ，最も信頼できるコアデータは1400mまでしか連続して存在せず，その下はスポットコアによる計測データからの推定である．さらに3000mより深部は，そこまでの検層データの外挿であるが，既往データとしてはこれがベストのものである．

その結果，分岐断層とプレート境界断層の間の低速度層では高間隙率（低熱伝導率）値が得られた．Tsuji et al.(2014EPSL)やKamei et al. (2012EPSL)は，同海域で行われた屈折法探査データの波形インバージョン解析により，詳細・高精度で速度異常（P波・S波）を描出したが，本結果はこれと整合的である．一方，得られた結果を3次元的に俯瞰したところ，探査領域（北西南東方向に延びた長方形のエリア）の固着域の上限（熊野海盆の南端）よりも陸側の，西端付近と中央付近の2か所で特に高間隙率（上盤に比べて10ポイント程度高い）の領域が存在することが示された．熱伝導率の差としては0.2 W/m/K 程度である．10年前に行われた速度モデル解析の精度が不明であることや，深度変換の過程で反射面深度と速度構造がトレードオフしている可能性（つまり低速度異常ではなくて断層形状がうねっている等）は否定できないが，もしこのような領域が存在すると，その部分の間隙水圧異常が他よりも大きいことになり，巨大地震に先立って発生する可能性が指摘されているSSEや，それに伴う群発地震などが，この場所で発生するのではないかと考えられる．

なおC0002地点の3次元速度モデルを熱伝導率に換算し，放射性熱源や断層摩擦発熱の効果を考慮して1次元熱伝導モデルによる温度場を試算したところ，分岐断層下の低い熱伝導率に起因する温度異常が，その下のプレート境界断層付近では数℃～10℃にも達することが示された．上述のような温度構造の不確定性を議論する際には，熱伝導率についても考慮することが必要である．

2015-2016年度にかけて，最新の技術を用いて3次元データの再解析を実施しており，その過程で速度モデルも更新される．新たに得られた反射イメージと速度モデルを用いて，本推定を高精度化する計画である．

10/6　A 会場　午前

S21－01

2016年熊本地震のテクトニックな意味：アムールプレート東縁変動帯の活動

#石橋克彦（神戸大名誉教授）・三好崇之・原田智也（東大地震研）

Seismotectonic Implication of the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence in Kyushu, Japan: Activity in the Amur Plate Eastern Margin Mobile Belt (APEMOB)

#Katsuhiko Ishibashi (Kobe Univ., Emer.Prof.), Takayuki Miyoshi, Tomoya Harada (ERI)

日本列島の大局的な地震テクトニクスにおける2016年熊本地震の意味を考える．

●石橋（1995）は，東北日本（北米プレート，NA）に対して東進するアムールプレート（AM）の東限～南東限を日本海東縁～糸魚川・静岡構造線（ISTL）～駿河・南海トラフとして（Wei and Seno, 1995），大局的に，日本海東縁変動帯とISTL以西の西南日本の広域をE-W圧縮（±15°程度は許容）による一連の地震発生場とみなした．南海トラフも，フィリピン海プレート（PH）の沈み込みに加えて，AM東進に伴う右横ズレの蓄積・解放の場であり，その右横ズレは中央構造線（MTL）活断層系も分担すると考えた．そして，以上の領域が力学的に一体の地震発生場であることを強調するために「アムールプレート東縁変動帯」（APEMOB）と総称し，南海トラフ巨大地震の前50年程度はAPEMOB全域で大地震活動が高まる事実を指摘した．

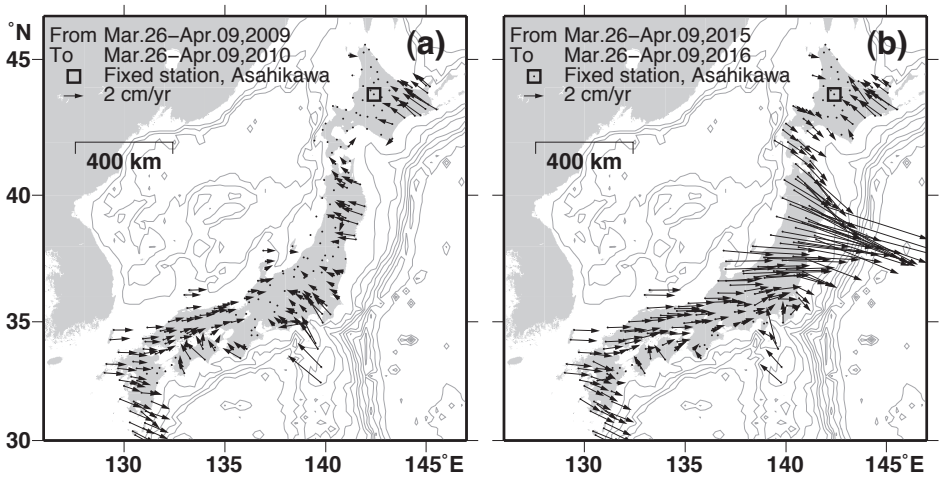
●この考えの基礎を再確認するために，GEONET（GNSS連続観測システム）のF3解を用いて日本列島の水平速度場をみた（**図**）．日本列島全域の地震テクトニクスを統一的に捉えるには，日本海溝が水平移動しないと考えてNAを固定するのが実際的だから，その安定部分と考えられる旭川（960508）を固定局とした．(a)で，太平洋プレート（PA）のWNWへの沈み込み，PHのNNWへの沈み込み（この向きは関東地震等から要請される）とともに，西南日本が東進し，AM東限の衝突境界付近で速度が小さくなっているのが見える（東海地方東部は，伊豆半島の衝突によるPH運動方向の西偏（石橋・井澗，2004）を反映している可能性がある）．(b)では，2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動が北海道南部や北陸付近まで及んでいるが，その東西ではPAとPHの動きが(a)と同じであるとともに，135°N以西のベクトルからAM東進の加速が認められる．これは，日本海溝でNA-PAがdecoupleしたためにAM東進に対する抵抗が間接的に弱まったためだろう．しかし，ISTL～駿河・南海トラフでは衝突しているから，APEMOB内のE-W圧縮応力が高まっていると推測される．

●AMの東南～南の境界を「新潟−神戸構造帯」（Sagiya *et al*. 2000）～MTLとする見方が多いが，長期的にISTL中南部～紀伊半島中部のネオテクトニクスが無視されている．また，PHの斜め沈み込みによって西進する「西南日本外弧スリバー」（SWJFS）の想定と不可分だが，**図**に見えるように（理論的にも）地震間は「斜め」ではなく，SWJFSは疑問である（東端に伸張場が実在しないのも大きな問題）．

●九州は全域でN-S最小主応力が安定している（Matsumoto *et al*. 2015）．中部の別府−島原地溝帯について，多田（1985, 93）はN-S拡大しているとしたが，佃（1993）や鎌田・小玉（1993）はSWJFSの内弧側の剪断帯中の火山構造性陥没の集合だとした．演者らはSWJFSを否定するが，AM東進に伴う布田川・日奈久断層帯～MTLの右横ズレを考えれば，佃らの説明が適用できると考える．九州南部は保留するが，九州の大部分はE-W圧縮場とみてよいだろう．今回も含めて地溝帯でN-S主張力の正断層地震が起こるが，Matsumoto *et al*.（2015）が指摘したように，火山地域の変形等によってE-Wの主応力が減少してσ_2になるためではなかろうか．

結論：九州の大部分をAPEMOBに含めてよく，2016年熊本地震は基本的にそこでのE-W圧縮力による地震だったと考える．大局的には1995年神戸地震以来の内陸被害地震の一つであり，南海トラフ巨大地震に向かう日本列島の変動の1ステップだろう．1946年南海地震直後に九州中部の地震活動が高まった事実もテクトニクス的な関係を示唆する．2011年以降のAM東進加速でAPEMOBの活発化がみられ，今後も熊本地震隣接域だけでなく，広範囲で被害地震が起きやすいと考えられる．

謝辞：GEONETのF3解を使わせていただいた国土地理院に感謝します．



S21－02

2016年熊本地震断層周辺の応力場とその変化

#松本聡（九大地震火山セ）・山下裕亮（京大防災研）・中元真美（九大地震火山セ）・宮崎真大（京大防災研）・酒井慎一（東大地震研）・飯尾能久（京大防災研）・2016年熊本地震合同地震観測グループ

Spatial and temporal variation of stress field around the 2016 Kumamoto Earthquake based focal mechanism data

#Satoshi Matsumoto (Kyushu Univ.), Yusuke Yamashita (Kyoto Univ.), Manami Nakamoto (Kyushu Univ.), Masahiro Miyazaki (Kyoto Univ.), Shinichi Sakai (Tokyo Univ.), Yoshihisa Iio (Kyoto Univ.), and Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

はじめに

大きな被害を引き起こした2016年熊本地震はM7.3，M6.5の地震をはじめとして規模の大きい複数の地震が発生した。これらの地震は布田川断層および日奈久断層系で発生し、複雑かつ複数の断層面によって発生していることが明らかになっている。九州大学・京都大学ではこの地震発生前から臨時地震観測網を展開し、発生後は2016年熊本地震合同地震観測グループによってさらに高い密度の地震観測網が構築された。地震発生域の応力状態を把握することは地震の発生ポテンシャルを知る上できわめて重要である。特に、大地震の断層周辺の応力場は地震断層の状態を知る手がかりであり、大地震発生のメカニズム解明にとって必須な情報である。本研究ではこれらの精度の高いデータを用いて、詳細な発震機構解を求めることで、地震前後の応力場変化や空間的な応力場不均質の検出を試みる。

データ・解析

本研究では1996年以降の臨時観測点を含む観測網によって捉えられた地震の発震機構解を用いた。熊本地震発生前には定常観測点のほかに約40点、発生後には合同地震観測グループによって、さらに約70点の地震観測点が展開され、それらのデータを用いる。現在も処理が継続中であるため、現時点の結果のみをここでは紹介する。方法は、まずはじめにHardebeck & Michael (2006)の方法による空間的な応力変化と期間ごとの応力テンソルインバージョンを試みた。2016年4月14日M6.5発生前までの期間（Ⅰ）、4月16日M7.3発生前までの期間（Ⅱ）、そしてM7.3発生後のデータ（Ⅲ）に分けて解析した。ここでは空間を0.1度ごとの領域に分けて解析した。図にその結果を示す。

大局的な特徴はすでにこの地域で求められている応力場(Matumoto et al., 2015)と同じで、南北伸張、最大・中間主応力が近い値を持つ。しかしながら主応力の方向は領域によって変化している。3つの期間において、布田川－日奈久断層の会合点付近、すなわちM7.3、M6.5の破壊開始点付近においては応力場が変化しているように見える。特に、断層の北西部においては変化の様相が複雑で、M6.5のときに変化した場所、M7.3発生後に変化した場所や区別がはっきりしないなど、複雑な応力場変化が見られる。

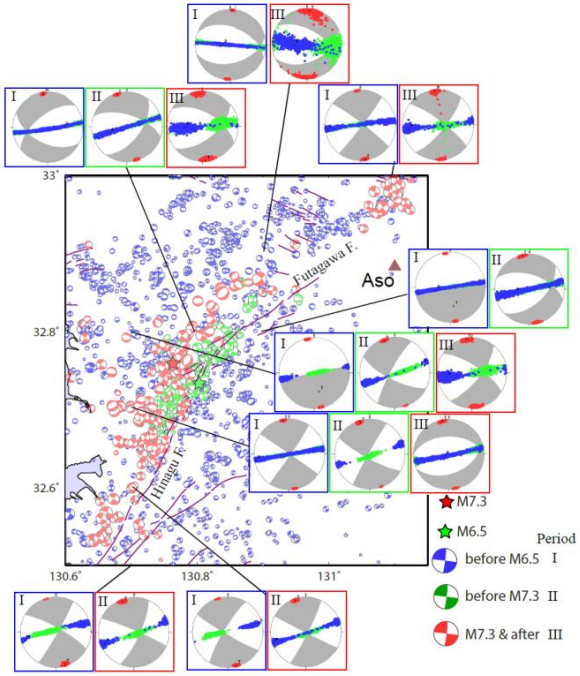


図 熊本地震前後の発震機構分布と応力テンソルインバージョン結果。0.1度ごとのグリッドにおいて 3 つの期間ごとに推定した。図は最大・中間・最小主圧縮応力軸の９５％信頼区間を示

このデータに対して、Asano & Iwata (2016)のすべり分布を考慮した、モーメントテンソルを用いた応力場解析を行った。現在のところ顕著なミスフィットの減少が見られていないことから、断層面形状との関連を今後詳しく調べていく。

謝辞：　熊本地震観測にあたり、関係機関、住民の方々のご理解・ご協力を賜った。また、浅野公之博士には地震時すべり分布データをいただいた。記して感謝の意を表します。

参考文献：

Asano, K. and T. Iwata (2016)
Source Rupture Processes of the Foreshock and Mainshock in the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence Estimated from the Kinematic Waveform Inversion of Strong Motion Data, Earth Planets Space, submitted.

S21－03

2016 年熊本地震震源域周辺の三次元地震波減衰構造

#小松正直・小田 仁・竹中博士 (岡大・院・自然)

Three-dimensional seismic attenuation structure around source area of the 2016 Kumamoto earthquakes

#Masanao Komatsu, Hitoshi Oda, Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.)

はじめに

近年，日本列島の各地域を対象として，地震波減衰構造の推定が盛んに行われている．例えば，本研究の先行研究である小松・小田 (2015，地震 2) は，西南日本において P 波減衰トモグラフィを実施し，この地域に沈み込むフィリピン海スラブにおける低減衰領域，活火山が分布する地域に特徴的な高減衰領域を同定している．2016 年熊本地震における一連の地震は布田川断層帯および日奈久断層帯，別府-島原地溝周辺で発生しており，この地域では高減衰領域が大分から熊本にかけて北東-南西方向に分布している (小松・小田，2015)．本研究では，この地域をターゲットとして P 波および S 波の三次元減衰トモグラフィを実施し，2016 年熊本地震の一連の地震活動との関係を議論する．

データ・解析手法

まず，地震波形のスペクトルより減衰量 t^* を決定する．本研究で用いた P 波の t^* データは，小松･小田 (2015) で得られたものを使用し，九州地方の 129.4°E～132.4°E，31.5°N～34.1°N の範囲内のものに限定した．使用した地震は 2002 年 6 月～2012 年 5 月の期間に発生したものである．S 波の t^* データはこの範囲内の同じ地震について決定した．80 観測点，744 イベントから，P 波 11540 個，S 波 11852 個の t^* データを用いて，トモグラフィにより減衰構造を推定した．その際，水平方向および地殻内の深さ方向の格子点間隔は小松・小田 (2015) による設定よりも細かくした．

解析結果

図 1 は国土地理院 (2016) によって地殻変動から推定された，熊本地震における布田川断層帯および日奈久断層帯の断層面を含む面上の P 波減衰構造である．黒色の破線の領域は推定された断層面であり黒丸は 2016 年 4 月 14 日～18 日にかけて発生した M_{JMA}2.0 以上の地震の震源 (気象庁一元化震源) である．大きな特徴は，布田川断層帯の断層面上 (走向 N235°E) の水平位置 0 km を境にして，北東側と南西側で減衰構造の特徴や震源の深さの下限が大きく異なっていることである．日奈久断層帯の断層面上 (走向 N205°E) において，本震の震源 (黄色い星印) は高減衰領域の端にあり，周辺で余震が多く発生している．この余震発生域は南西側と隣接する布田川断層帯の 2 つの強い低減衰領域に挟まれている．布田川断層帯側の低減衰領域は水平距離 3～15 km に分布しており，この領域では余震は少ない．この領域は Asano and Iwata (2016) によって推定された震源過程において，最も滑りの大きかった領域 (赤色の破線) に対応しており，断層内で強く固着されていたと考えられる．また，水平位置 −30～−5 km に強い高減衰域があり，この領域の地震の震源は浅くなっている．周囲は阿蘇や九重といった火山活動が活発な地域であり，地下での高温なマグマの供給により，地震発生層の下限が変化していると考えられる．発表では，S 波の減衰構造も示して議論する．

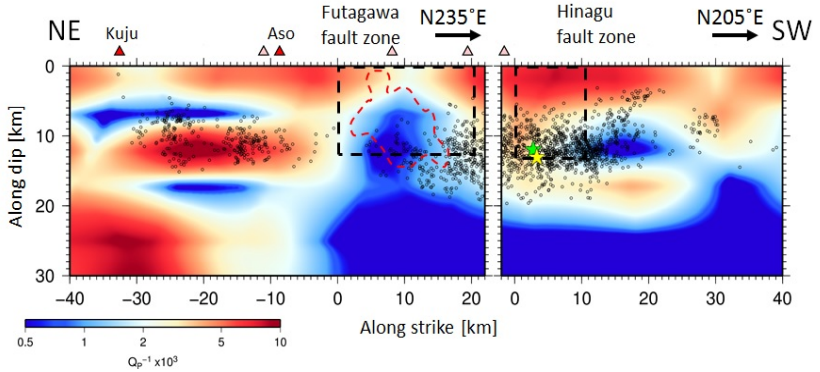


図 1: 国土地理院による震源断層面を含む面上の P 波減衰構造

謝辞　防災科学技術研究所が展開する高感度地震観測網 (Hi-net) で観測された波形データを使用しました．波線計算には Zhao et al. (1992, 1994, JGR) のプログラムを使用しました．

熊本地震にともなう二重峠地震帯の活動

#中田 高・後藤秀昭（広島大）・田中 圭（地図センター）・池辺伸一郎（阿蘇火山博物館）・隈元 崇・松多信尚（岡山大）・楮原京子（山口大）・渡辺満久（東洋大）・鈴木康弘（名古屋大）・高田圭太（復建（株））

Activity of Futaenotouge Earthquake Zone during 2016 Kumamoto Earthquake

Takashi NAKATA, Hideaki GOTO (Hiroshima Univ.), Kei TANAKA (Japan Map Center), Shin'ichiro IKEBE (Aso Volcano Musium), Takashi KUMAMOTO, Nobuhisa MATSUTA (Okayama Univ.), Kyoko KAGOHARA (Yamaguchi Univ.), Mitsuhisa WATANABE (Toyo Univ.), Yasuhiro SUZUKI (Nagoya Univ.), Keita TAKADA (Fukken Co. Ltd.)

Ⅰ はじめに

2016 年熊本地震に伴って，既知の布田川-日奈久断層帯に沿って地表に地震断層が出現した（熊原ほか，2016））．一方，阿蘇カルデラの北西部低地では，阿蘇市の殿塚から内牧温泉にかけて，断続的ではあるが西南西–東北東方向に配列する顕著な段差を伴う断裂が出現し，その南西延長の二重峠（ふたえのとうげ）付近から大津町に至る地域にも開口亀裂などの地変と大きな家屋被害が確認された．これらの断裂の成因については様々な議論があるが，本発表ではこれらの断裂などの位置・形状の特徴を報告し，これらが二重峠地震帯に沿った断層運動によって形成された可能性について検討する．

阿蘇カルデラの北西部とその南西延長部では，1997 年と 1999 年の群発地震が発生し，二重峠付近から北東(N60E)に延びる長さ約 10km，幅 2-3km の地震帯が形成され，各々の群発地震の最大規模の地震の発震機構は正断層型右横ずれ型とされている（須藤・池辺，2001）．また，黒川の治水事業の小野遊水池工事現場で，落差 1m 程度の正断層的変位を伴う断層が発見され，二重峠断層と名付けられた（須藤・池辺，2001）．1999 年の群発地震の際には，二重峠から西南西に約 5km に位置する大津町高尾野付近に微小地震が密集する地域も認められた．

Ⅱ 2016 年に出現した断裂の特徴

阿蘇カルデラの北西部の断裂には，幅約 100m，長さ 150-200m の範囲に，N60～75E 走向で段差を伴う数条の顕著な断裂が右ステップ配列するものが多い．最大数 10cm の系統的に右横ずれを伴うものもある．内牧のパチスロ店の駐車場からホテル角萬に延びる断裂は，南西側では北西落ちで最大 1m 弱程度，北東側では南東落ちで最大 1m 強程度であり，上下変位の向きが入れ替わる蝶番的なずれを示す．阿蘇市狩尾の乙姫川東岸や阿蘇西小学校の北方では，断裂に挟まれて連続性の良い地溝状の凹地が認められる．このような落ち込みを伴う断裂は，1983 年 Borah Peak 地震 M7.3(Crone et al., 1987)や 1987 年 Edgecumbe 地震 M6.5(Beanland et al., 1989)などの海外で発生した正断層型地震に伴う地震断層の形態と類似のものである．断裂に沿った見かけの上下変位量は最大で 2m 以上に達する．この断裂に沿っては，右横ずれ変位が系統的に認められるところもある．また，阿蘇市殿塚では，カルデラ壁直下の水田や道路に北落ちの変位が認められる．二重峠付近から大津町に至る地域には，東北東–西南西方向の細長い直線状の凹地や谷の右屈曲を伴う断層変位地形が認められるが，これに沿って熊本地震の際に断裂などが生じたかどうかは確認できていない．さらに，前述のように微小地震が集中した高尾野付近では，長さ約 1km にわたって幅 200m 以内の細長い地域に局地的に大きな家屋被害が発生し，断続的に東西走向の畑や宅地に開口亀裂が現れた．

Ⅲ 断裂の成因

阿蘇カルデラの北西部に出現した顕著な断裂の成因については，地震断層のほか，地震動による地盤の破壊（石村・遠田，2016）やリモナイト鉱床採掘跡に生じた陥没の可能性（原口，私信）も指摘されている．米軍空中写真の判読をもとに微地形分類図を作成し，これらの断裂との関連を比較検討したが，軟弱地盤と関連する断裂は赤水周辺の旧流路に沿った地域以外には殆ど認められなかった．リモナイト鉱床採掘跡についても大規模採掘跡には断裂は殆ど発生しておらず，地盤条件と断裂の発達に関連性は認められない．地震の規模に比して断裂帯は幅広く鉛直成分が大きい特殊性を持つことや，分布が断続的である特徴を有するが，強い地震動に伴う表層部の変形では説明できず，地下浅部の断層変位に由来する可能性が高いと考えられる．

二重峠から大津町高尾野に至る地域に発達する尾根上の直線的な凹地（一部が「清正公道」に利用されている）や谷の右屈曲を伴う断層変位地形，および高尾野新小屋周辺の甚大な家屋被害集中域の存在を考えると，阿蘇カルデラ内の地変も含め二重峠地震帯の局地的な断層運動の影響が強く示唆される．なお，高尾野付近と内牧付近には，本震後にそれぞれ M6.0（01 時 46 分頃）と M5.8（03 時 03 分頃）の規模の大きな余震が発生しており，これらの地変がいつ生じたのかも含め，この地震の影響をさらに詳細な調査をする必要がある．

調査には平成 28 年度科学研究費補助金（特別研究促進費）「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」（課題番号：16H06298，研究代表者：清水洋）を使用した．

S21－05

平成28年熊本地震の地表地震断層の特徴とその意味 –雁行配列の階層性と正・横ずれ断層の混在

#遠田晋次（東北大災害研）

Characteristics in surface rupture of the 2016 Kumamoto earthquake: En echelon step-overs at different scales and slip partitioning

Shinji Toda (IRIDeS, Tohoku Univ.)

平成28年4月16日に発生した熊本地震（M7.3，Mw7.0）では，甲佐町・御船町・益城町・西原村・南阿蘇村にかけて，北北東から北東に延びる長さ約30kmの地表地震断層が現れた（熊原ほか，2016）．これらは，東端の阿蘇カルデラ内を除き，既知の日奈久断層と布田川断層に概ね沿って出現し，0.5-１.5m程度の右横ずれ変位を伴った（最大２m）．本講演では，今回の地震断層にみられる以下２つの特徴を紹介し，活断層・地震ハザード評価における重要性を議論する．

１）**横ずれ断層の地表配列とその階層性：**熊本地震の地表地震断層の特徴は，断層トレースの杉型雁行配列（left-stepping en echelon faults）である．右横ずれに伴う典型的な配列であるが，数mから数kmオーダーまで段階的・階層的に生じている点が重要である．メートルオーダーでは，モールトラック（mole track）と裂け目（fissure）を数mの波長で繰り返すなどの特徴がみられる（図１a）．100mオーダーの左ステップ（left-stepping）の典型は，阿蘇大橋河陽付近の地震断層と黒川対岸の立野の地震断層との関係で，両者間には幅150mのステップがある．被害の大きかった河陽–黒川地区はこの圧縮ステップ場にあり，地すべりでは説明できない多数の地表断裂が観察される．このような様々なスケールでの杉型配列は，表層付近の被覆層（表土など）や非溶結の火砕流堆積物の層厚，地殻極浅部の強度不均質などが影響していると考えられる．熊本地震の地震断層に見られるステップ構造と変形帯の観察結果は，同様の横ずれ断層の断層変位ハザードや断層破壊過程，強震動予測に重要な示唆を与える．

２）**正断層とスリップパーティショニング：**今回の地震断層のもう１つの特徴は，横ずれ断層と北落ちの正断層が約10kmにわたって並走することである．正断層は，一部は既知の出ノ口断層（九州活構造研究会編，1989）に沿って出現し（図１b），分布域は西原村全域にわたる．横ずれ断層との離隔距離は最大で2kmである．正断層の上下変位は概ね数10cm～1m強で横ずれ断層とほぼ同等の変位量を有す（最大で２m）．熊本地震の震源断層は，余震分布・干渉SAR解析等から北に60°前後で傾斜し，顕著な正断層成分を伴って斜めずれしていると指摘されている．このことから，地下深部での斜めすべりが，地表で横ずれと縦ずれに分担されるスリップパーティショニング（slip partitioning）が生じたと推定される（Toda et al., 2016）．布田川断層が正断層成分を持つことは，同断層の東北東走向と別府–島原地溝帯の南縁に位置することと整合的である．当区間では浅部の余震が少なく，余震発生にも影響を与えている可能性がある．縦ずれ断層と横ずれ断層が数km以内に位置する例は，四国～和歌山の中央構造線活断層帯や，琵琶湖西岸断層帯と花折断層帯など国内に複数例がある．今回のスリップパーティションを理解することは，起震断層区分・定義にとってきわめて重要である．

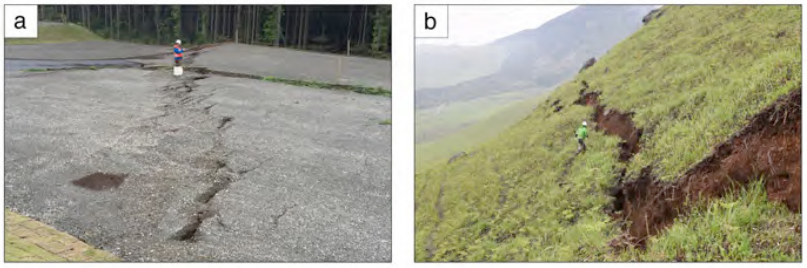


図１　a) 杉型雁行配列を示す地震断層．b)西原村俵山北山麓に出現した正断層崖

文献：熊原ほか，2016年地球惑星科学連合大会，講演要旨，MIS34-05，2016；九州活構造研究会編，九州の活構造，東京大学出版会，1989；Toda S. et al., submitted to Earth Planets, and Space, 2016.

謝辞：広島大学の熊原康博准教授をはじめ，地震断層調査大学連合グループの皆様には，現地調査とその取りまとめにおいてお世話になった．本研究の一部は，科学研究費補助金「2016年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」(代表:清水 洋)によって実施された．

S21－06

Structural analysis of co-seismic surface ruptures produced by the 2016 M_w 7.1 Kumamoto earthquake

2016年M_w7.1熊本地震に伴って出現した地表地震断層の構造特徴

Aiming Lin and Takako Satsukawa (Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University, Japan)
林　愛明・佐津川貴子（京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻地球物理学教室）

The M_w 7.1 (Mj7.3) Kumamoto earthquake occurred on 16 April 2015 in Kyushu Island, southwest Japan, resulting in extensive damage in Kyushu Island, Japan. Field investigations and analyses of aerial photographs and high-resolution Google earth images acquired before and after the earthquake, reveal that a ~40-km-long surface rupture zone occurred mostly along the NE-SW-striking Hinagu-Futagawa Fault Zone in the central–southwest segments and newly identified faults that cut throughout the west-southwestern side of the Aso caldera in the northeast segment. The central-southwest segments mostly developed along the main fault traces of pre-existing active faults, which are dominated by right-lateral strike-slip movement with a maximum displacement of up to 2.5 m. In contrast, the northeast segment is mainly characterized by extensional cracks dominated by normal faulting with vertical offset of up to 1.7 m, along which graben structures formed inside the Aso caldera. Our results show that (i) the pre-existing Hinagu-Futagawa Fault Zone triggered the 2016 Kumamoto earthquake, and controlled the spatial distribution of co-seismic surface ruptures, (ii) the central-southwest and northeast segments are dominated by right-lateral strike-slip and normal fault displacements, respectively, (iii) the co-seismic rupturing propagated northeastward throughout Aso caldera and terminated inner the caldera. The 2016 M_w 7.1 Kumamoto earthquake provided a rare opportunity to study the relationships between co-seismic rupturing processes and pre-existing active faults, as well seismotectoniics of the Aso volcano cluster, Kyushu Island, southwest Japan.

野外調査と地震発生前後に撮影された高解像度のGoogle Earth画像解析から，今回の地震に伴い，長さ約40kmにわたる地表地震断層が複数本の既存の活断層と未知の活断層沿いに出現したことが確認された．地表地震断層の南西セグメントにおいては，主に北東-南西走向の日奈久–布田川断層帯に沿った右横ずれ断層であるが，中央セグメントでは，二本の平行した地割れ帯が阿蘇カルデラの外輪山の西側斜面を横切った。北東セグメントは阿蘇カルデラ内に地溝(graben)構造を形成した複数本の地表地震断層が現れたことが新たに発見された．本発表では，地震後３ヶ月間の調査により発見された地表地震断層の分布パターンと変位量分布および地表地震断層構造特徴について報告する．

本調査研究には、京都大学大学院理学研究科の王毛毛氏、辺笛氏、Zahra Mohammadi Asl氏、笛田凌史氏および（株）建設技術研究所インターナショナルの中島史樹氏は参加した．また、京都大学大学院理学研究科秋山直子氏と吉田ゆりか氏、（株）地圏総合コンサルタントの佐渡耕一郎氏、高橋信一氏、平田壮一朗氏、小園一真氏に本地震断層調査プロジェクトにご協力して頂いた．以上の方々に深く感謝申し上げます．

S21－07

熊本地震の地震断層と活断層－提起された課題－

#鈴木康弘（名古屋大）・熊原康博・後藤秀昭・中田　高（広島大）・渡辺満久（東洋大）

Earthquake faults and Active Fault related to 2016 Kumamoto Earthquake

Yasuhiro SUZUKI (Nagoya Univ.), Yasuhiro KUMAHARA, Hideaki GOTO,Takashi NAKATA (Hiroshima Univ.) and Mitsuhisa WATANABE (Toyo Univ.)

1. はじめに－熊本地震と活断層の関係－

2016 年熊本地震の本震(4/16)の際、総延長 31km にわたって地表に地震断層が出現した（熊原ほか, 2016）. その位置が既知の布田川－日奈久断層上であったことから、熊本地震が活断層の再活動によるものであることが確定した。

前震(4/14)は日奈久断層で、本震（4/16）は布田川断層で起きたとの見方もある（地震本部,2016）が、今回の活動範囲の全域に明瞭な地震断層が現れたのは本震時であり、前震は本震の活動範囲に含まれることは明らかである（杉戸ほか,2016）ことから、別々の断層が連動したという理解は誤りである。この区間の活断層は都市圏活断層図が示すとおり、変動地形学的にみて完全に連続している。

2. 活断層未認定区間－南阿蘇村と益城町－

地震断層は既存の活断層の範囲以外にも出現した。従来、布田川断層の南東端は南阿蘇村立野付近（黒川西岸）であったが、そこからさらに約 4km 南東へ地震断層が延長した。この区間は阿蘇カルデラ内で、地震断層線に分岐が著しい。活断層が未認定であった理由としては、①新期火山の山麓にあたるため変位基準となる地形面が若い、②断層線の分岐が著しいため変位が分散する、③火山麓のため浸蝕・堆積作用が活発であり小さな断層変位を認定しにくい、等が挙げられる。変位地形の見落としの可能性も含めてさらに検討を要するが、防災上は上記のような理由を付した注意喚起が必要だった。

益城町市街地にも地震断層が出現した。「新編日本の活断層」では確実度Ⅱの木山断層を推定している。それは鶴田・渡邊(1978, 熊本地学会誌)が溶岩の高度分布の差を根拠に推定したものであった。今回の地震断層との関連は不明で、その存在も含め再検討が必要である。一方、この地震断層は、長さ 4km の大半が沖積平野内にあたるため変位地形が見出されなかった。しかし、段丘上にある益城町市街地内には断層変位地形が存在する可能性もあり、今後詳細な検討が必要である。

3. 活断層と地震断層の複雑な関係－解決すべき課題－

活断層と地震断層を数百メートル以下のスケールで比較すると、①活断層のメイントレース上でも地震断層が現れなかった区間がある、②右横ずれのみでなく共役の左横ずれもある、③活断層と地震断層が全く一致しない区間もある、といった複雑な関係が見えてくる。

このことは、活断層変位（地形）をもとに活断層評価を行うに際して、いくつかの重要な課題を提起している。①から③はその累積が記録されていないことから、固有の活動が繰り返し起きているとは考えにくく、断層挙動の不規則性に相当するものと判断される。そのためこうした例外的な区間での活動履歴調査結果による断層評価は慎重でなければならない。地表調査以外に活動履歴を解明する手段はないことから、解決すべき課題であり、今回の熊本地震はその重要な事例である。今後行われることになる活断層の掘削調査は解決すべき課題を見極めた上で、十分に全体戦略を議論した上で行う必要がある。

4. 活断層図改訂へ向けて

今回の地震を教訓として活断層対策の議論が深められるべきであり（鈴木,2016）、その際、都市圏活断層図等、大縮尺の活断層地図が果たす役割は大きくなる。既に刊行されている都市圏活断層図「熊本」を改訂し、「阿蘇」図幅を新たに作成する必要がある。

地震発生後に都市圏活断層図が改訂された前例は、中越地震後の「小千谷」図幅や、神城断層地震後の「白馬」図幅の一部（作成中）があり、岩手宮城内陸地震後にも「1：25,000 詳細活断層図」が別途作成された。それらの作成方針はその都度議論されているが、地震断層情報を単に付記するだけでなく、その情報も活かして活断層図を改良することが求められる。地震後情報をどのように活かすべきか、地震断層が全て活断層と言えるかについて検討する必要がある。後出しジャンケンとの批判もあろうが、事前に気づくべきことを実際の事例から学び、活断層図を進化させることも重要である。今後、益城町市街地や南阿蘇村内の地形形状を詳細に分析し、地震断層や地下構造、LiDAR 差分図等との比較検討を行うことが課題である。

※調査費の一部は、文科省科研費（特別研究促進費、課題番号 16H06298）同（基盤研究 B、課題番号 15H02959）および 「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」に依った.

S21−08

熊本地震本震直前に現れたStagnant MSTID

#日置 幸介（北大理）・賀 黎明（中国・東北大＋北大理）

Stagnant MSTID immediately before the Kumamoto mainshock

#Kosuke Heki (Hokkaido Univ.), He Liming (Northeastern Univ., China)

We examined if detectable ionospheric anomalies preceded the foreshock (M_w6.2) and the mainshock (M_w7.0) of the 2016 April Kumamoto earthquake sequence, shallow inland earthquakes. We analyzed changes in ionospheric total electron content (TEC) using Japanese dense network of Global Navigation Satellite System (GNSS) receivers. We did not find anomalies of the kind we often observe before larger earthquakes (in contrast, we found a typical one before the M_w7.8 Ecuador earthquake on the next day of the Kumamoto mainshock). This supports the empirical relationship by Heki and Enomoto (2015) that sizes of the preseismic TEC anomalies depend on M_w and background vertical TEC, but not on maximum seismic intensities. We found that a stationary linear positive TEC anomaly, with a shape similar to medium-scale traveling ionospheric disturbance (MSTID), emerged above the epicenter ~20 min. before the Kumamoto mainshock. Unlike typical night-time MSTID, it did not propagate southwestward; instead, its positive crest stayed above the epicenter for ~30 min.. This unusual behavior may reflect crust-origin electric fields, but further studies are needed to conclude.

2016年4月に発生した熊本地震（前震と本震）に関して，GEONETを用いて地震直前の電離圏全電子数TECを調べた結果，以下の2点が明らかになった．

(1)大地震直前の電子再配置の不在 東北沖地震後の報告(Heki, 2011 GRL)以来，専門誌上で7編の論文が出版され議論が継続している．昨年の論文(Heki and Enomoto, 2015 JGR) では，前兆時間と前兆の大きさをM_wと背景TECに関係づける経験式を提案し，今年の論文(He and Heki, 2016 GRL)では，その原因として地表電荷が作る電場による電子再配置である可能性を示唆した．この経験式を今年四月の熊本地震に当てはめると，観測可能な前兆は出ないはずであるが，今回我々はHeki (2011)と同じ方法で解析したデータからこれを確認した．また本震翌日にエクアドルで発生したM_w7.8地震では，経験式の予測通りの大きさをもったTEC変動が地震17分前に生じたことも確認した．

(2)非移動性の中規模「移動性」電離圏擾乱(MSTID)の発生 中緯度地域で夜間に見られる，NW-SE走向の波面を持つMSTIDは，電離圏中の磁場と分極電場の相互作用で生じ，Perkins不安定で成長することが知られている．夜間MSTIDは通常南西に80-200 m/sで伝搬する(Otsuka et al., 2011)が，伝搬メカニズムには不明な点が多い．熊本地震の前後も，毎晩のようにSWに伝搬する典型的な夜間MSTIDが発生していた．本震(Apr. 15 16:25 UT)の20-25分前にも北北西―南南東に伸びる1 TECU程度の正の帯が生じたが，震源直上に停滞するこれまでにない挙動を示し，地震約10分後に消えた（図1）．M_w7.0の本震直前に生じた地殻起源の電場は，自力で電離圏電子を再配置するほど強くなかった．しかしその電場がMSTIDの成長を促し，かつ伝搬を阻害する程度の影響を及ぼした可能性が考えられる．

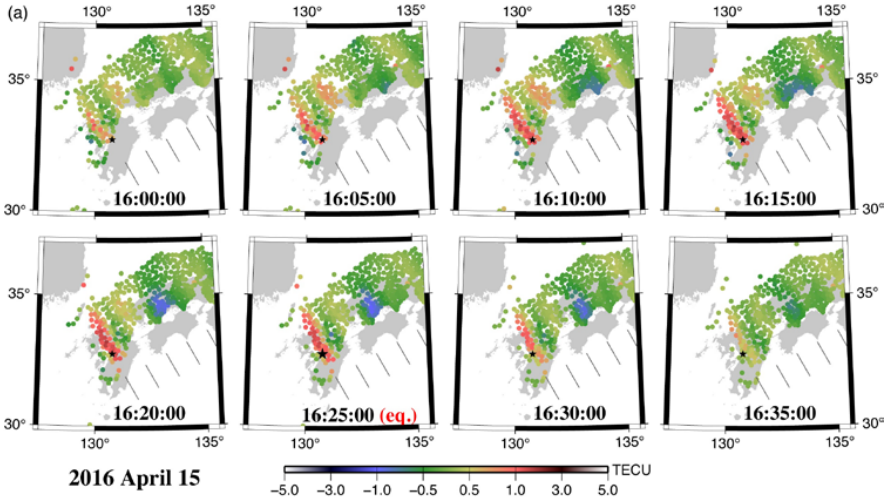


図1 The development and movement of an MSTID-like anomaly that appeared shortly before the Kumamoto mainshock, shown by five-minute snap shots with GPS Sat.6. We drew five gray lines with 100 km separation to visualize their propagation. Typical night-time MSTID should show southwestward movements of 80-200 m/s, but the positive crest of “MSTID” on this night was stagnant above the mainshock epicenter (black star).

S21－09

九州中部における前震の統計解析

#前田憲二・弘瀬冬樹（気象研）

Statistical Analysis of Foreshocks in Central Kyushu

#Kenji Maeda, Fuyuki Hirose (MRI)

1．はじめに　本震発生前に前震活動を識別することは一般に困難であるが、続発的に地震が発生しやすい特定の地域では、本震前に複数の地震が発生する場合があり、その統計的性質から本震発生を比較的効率よく予測できる場合がある。そのような地域として、我々は日本海溝沿いの特定の3領域、伊豆地域、長野県北中部を指摘し、それらの地域で比較的効率の良い予測手法を提案してきた。本発表では、2016年熊本地震の発生を契機とし、同様の手法を九州中部の地震活動に適用してみたので、その結果について報告する。

2．予測手法　前震識別の手順は、1）震源カタログから本震とのマグニチュードの差が1以上の余震活動を除去し、2）特定の大きさ（緯度D°×経度D°）のセグメントの中で、特定の期間（Tf）の間に特定の数（Nf）の地震（マグニチュードがMf_0以上）が発生した時、前震（群）の候補とみなし、3）その後特定の期間（Ta日）内に本震が発生した場合に前震（群）であったと判定する。4）この前震（群）の定義において、Tf, Mf_0, D, Nf, Taをパラメータとして、本震を予測するために効率のよい前震（群）のパラメータをグリッドサーチにより求める。予測効率の指標としては、本震は時空間的に一定の発生率を持ってランダムに発生すると仮定したモデルを基準とし、前震候補による予測時空間における本震発生率が他の時空間より高いとする予測モデルとのAICの差（dAIC）を主に用い、その他、予知率（AR）や適中率（TR）、確率利得（PG）も補助的に用いた。

3．データおよび解析結果　1970年から2016年5月までの気象庁の震源カタログからM2以上、深さ30㎞以浅の地震を用いて解析した結果、九州中部地域のM5以上の本震を予測するには、一辺0.1°の矩形領域内に10日間に小余震を除いたM3以上の地震が3個発生した場合を前震候補とし、その後12日間を予測期間とする予測が比較的予測効率が良いことが分かった。この結果は、2016年3月までのデータに対しても変わらなかった。図1にD、Tf、Mf_0を固定し、NfとTaを変化させたときのグリッドサーチの一例を示す。また、上記のパラメータ値を選択した場合、予知率は約31%(=4/13)、適中率は約7% (=3/43)、PG=365、dAIC=51であり、予測された本震とされなかった本震、前震候補と真の前震の分布を図2に示す。

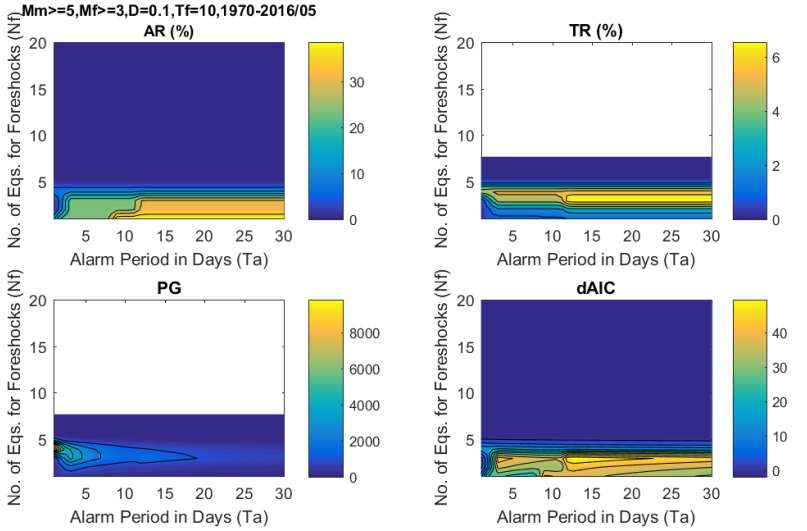


図1　前震パラメータのうち、D=0.1°、Tf=10日、Mf_0=3 に固定し、地震数(Nf)と予測期間(Ta)を変化させた場合の予測効率指標 (AR, TR, PG, dAIC) の変化。

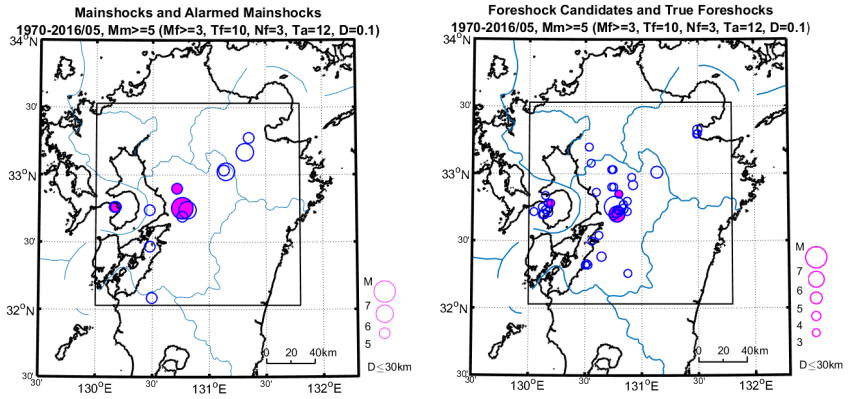


図2　1970年から2016年5月までの期間における最適パラメータによって同期間の本震（M≧5）を事後予測した場合の結果。（左図）M5以上の本震(○)と予測された本震(●)の分布。予知率は約31%(=4/13)。　(右図)前震候補(○)と本震を伴った真の前震(●)の分布。適中率は約7% (=3/43)。

S21－10

2016 年熊本地震の本震発生前に見られた前震の移動現象

#加藤愛太郎・福田淳一・中川茂樹・小原一成（東大地震研）

Foreshock migration preceding the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, Japan

#Aitaro Kato, Jun'ichi Fukuda, Shigeki Nakagawa, and Kazushige Obara
(Earthquake Research Institute, The University of Tokyo)

Summary

We investigated the spatio-temporal evolution of earthquake sequence following a series of large shallow intraplate earthquakes, including a Mw 6.2 foreshock and Mw 7.0 mainshock, in the Kumamoto area of Kyushu, SW Japan. To more precisely characterize the evolution of the earthquake sequences, we applied a cross-correlation method to continuous waveform data, using template events obtained via a double-difference relocation algorithm. Migrations of seismicity fronts along the directions of fault strike and dip are clearly seen, starting immediately after the Mw 6.2 foreshock. These migrations are interpreted to result from an aseismic slip (afterslip) triggered by the foreshock, propagating towards the nucleation point of the subsequent Mw 7.0 mainshock rupture. When combined with static stress changes induced by the Mw 6.2 foreshock, it is likely that stress transfer from both aseismic and seismic slip during the foreshock sequence loaded stress onto the mainshock rupture faults, bringing them closer to failure

Introduction

Beginning in April 2016, a series of shallow moderate- to large-magnitude earthquakes and associated strong aftershocks struck the Kumamoto area of Kyushu, SW Japan. A Mw 7.0 mainshock occurred on 16 April 2016 close to the epicenter of a Mw 6.2 foreshock that had occurred about 28 hours earlier, on 14 April. To deepen our understanding of stress interactions between the foreshock and subsequent mainshock ruptures, it is important to investigate the spatio-temporal evolution of the seismicity preceding the mainshock rupture, because seismicity is a key tool for quantifying internal deformation.

Results and Discussions

We found that a zone of seismicity immediately following the Mw 6.2 foreshock expanded along the fault strike over time. The along-strike expansion to the NE was more extensive than that to the SW after the elapse of ~1 hour following the foreshock, and the speed at which the seismicity front migrated was ~20 km/d. In addition to the along-strike migration, the zone of seismicity expanded in the along-dip direction to both shallower and deeper depths, resulting in continuous growth of the fault hosting the foreshock rupture. Of note, the mainshock rupture nucleated at a depth that corresponds to the bottom edge of the foreshock zone in the northwestern part; seismicity migrated downwards to this location along a plane dipping steeply to the WNW before the mainshock rupture.

The earthquake migrations seen in the Kumamoto sequence may represent the propagation of aseismic slip transients along active faults; i.e., afterslip induced by the Mw 6.2 foreshock. Thus, the aseismic slip propagated towards the nucleation point of the mainshock rupture. Because aseismic slip redistributes shear stress into the surrounding rock volume, the migration of aseismic slip effectively loaded the mainshock nucleation point. In addition to the aseismic loading, stress changes imposed by the foreshock on the mainshock rupture fault pushed the mainshock fault to failure. It is therefore likely that stress transfer from both aseismic and seismic slip in the foreshock sequence loaded the mainshock faults that subsequently ruptured. Stress loading due to partial unlocking of the fault junction might have triggered dynamic unstable slip along the two active faults.

[References]

Kato, A., J. Fukuda, S. Nakagawa and K. Obara, Foreshock migration preceding the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, Under review.

S21－11

2016年熊本M7.3地震の確率予測

#尾形良彦（**統計数理研，東大地震研**）

Probability forecast of the 2016 Kumamoto M7.3 earthquake

#Yosihiko Ogata (ISM, ERI)

大地震の平常時の確率は極めて小さいが，地震の発生時や場所を絞り込む物理学的，地質学的，歴史学的知見による制約が得られ，前兆異常現象などが現れると，その確率は増える。しかし，それらの制約や各種の異常現象も、それが大地震の前兆なのか，どの程度切迫性があるのかなどの事前識別には大きな不確定さが伴う。「危険性が高い」「いつ起きても不思議でない」などの定性的な表現で終わらせず，異常現象や観測データの予測因子（prediction elements）を基に大地震の危険性や切迫性を数量的に示す確率的予測が必要となる[1, 2]。

大地震の確率予測の実用化は，各種観測や科学的知見の積み重ねによって「異常現象」を客観的に定義し，それらが前兆として大地震に至る確率[3]（適中率，hit rate）を見積もり，その「確率利得」を求める必要がある。ここで確率利得とは「大地震の確率が平常時に比べて何倍高くなるのか」という量である[4]。

一般に各々の異常現象や予測因子では大地震に至る高い適中率や確率利得を出すことは困難であろうが，各々の確率利得が低くても独立な幾つかの予測因子が重なって観測されれば多重確率予測公式（multiple elements prediction formula）[5]によって予測確率は高められる。独立性が保証できない場合は多重確率予測公式を一般化したロジット (logit) 関数の展開モデルで算出し，モデルのAIC比較をすることも考えられる[6、7]。地震の予測率[3]を高める為，すなわち予測の見逃し率を低める為には低い的中率でも数多くの異常現象を発掘する必要がある。

実際に，長期，中期，短期の予測因子や異常現象を探し，各々の予測確率を見積もり，それらを組み合わせるのが有望な策であり，そのような実例が計算されている[4, 5]。たとえば前震の識別[6]は短期予測の予測因子で，長期予測には活断層やプレート境界地震などの30年確率[11]が参考になる。大地震の永年確率（secular probability）は単位面積・単位時間当たりの一定の大きさ以上の地震数またはETASモデルの常時地震活動度μ値を求めて、これらとGutenberg-Richter則のb 値による倍率から大地震の確率計算が参考になる。

本報告では最初のM6.5熊本地震の余震と考えられた活動が，より大きな地震（M7以上）の「前震活動」である確率[7, 8]，大地震の連鎖性（triggering）またはM6.5余震活動や周辺部に余震活動の静穏化 (quiescence) 現象が前兆となる確率[9, 10]，そして熊本地方周辺の活断層系の何処かが破壊する確率[11]の、それぞれ短期・中期・長期の予測確率を与え，M7以上の大地震の確率を多重確率予測公式で試算した結果とそのバラツキを示す[12]。

文献：

1）統計数理研究所 (2014). 地震予知連絡会会報 91巻 (12-6), 387 -.
2）統計数理研究所 (2015). 地震予知連絡会会報 94巻 (12-8), 412 -.
3）宇津徳治 (1977). 地震II, 30, 179-.
4）Aki, K. (1981). Earthquake Prediction (Maurice Ewing Series, 4), eds. DW Simpson and PG Richards, Washington, D.C.: AGU, 566 -.
5）宇津徳治 (1979). 地震予知連絡会会報 21巻, (7-4) 164 -.
6）Ogata, Y., Utsu, T. and K. Katsura, 1996, Geophys. J. Int., 127, 17 -.
7）東京工業大学・統計数理研究所（2016）地震予知連絡会会報96巻掲載予定
8）統計数理研究所 (2011). 地震予知連絡会会報 85巻 (12-4), 440.
9）統計数理研究所 (2004) 地震予知連絡会会報72巻 (11-7), 631 -.
10）統計数理研究所・地震研究所（2016）地震予知連絡会会報 96巻掲載予定
11）地震調査委員会(2014)

S21−12

Data completeness of the Kumamoto sequence in the JMA catalog and its influence to estimation of ETAS parameters

Jiancang Zhuang (Institute of Statistical Mathematics)

On 4/16, 2016, an earthquake sequence bursted in the Kumamoto region of the Kyushu island, Japan, on the Hinagu and Futagawa faults. This study is to quantify the seismicity patterns of this sequence by using using the ETAS model, which is formulated by its conditional intensity function

$$\lambda(t) \quad = \quad \mu + K \sum_{i:\, t_i<t} \exp[\alpha(m_i - m_c)]/(t - t_i + c)^p. \qquad (1)$$

The JMA catalog is used for analysis with the spatial range of data selection $128 \sim 133°E$, $30 \sim 35°N$ and the time range 2016-04-01 00:00:00 to 2016-24-21 24:00:00. The missing data can be around magnitude 3.0 immediately after the 1st and 3rd major shocks.

In the practice data analysis with the ETAS model, one major difficult problem is the short term missing of small events. Zhuang (2016) proposed an generic algorithm for replenishing missing data in the record of a temporal point process with time independent marks. The key point of this method is an algorithm that iteratively estimates the missing area in the transform domain according to the parts where data are completely recorded. In this study, the completeness of the catalog through replenishing the missing data is investigated by using this approach. By comparing the results from the ETAS model to the original data and the replenished dataset, the influence of the missing data problem on the estimate of the ETAS parameters can be understood.

The results show that, when the magnitude threshold is much lower than the completeness level, the estimates show a lower α and a higher p value, implying that the influence of short-term aftershock missing on the estimates of the ETAS parameters should never be ignored. With missing events are fixed by using this method, the ETAS parameters are much more stable and consistent when magnitude threshold changes. The results show that this replenished method helps us to evaluate the influence of missing data and correct the bias caused by missing data in our conclusion.

The Kumamoto aftershocks is a complicated sequence, but still mainly mainshock-aftershocks, only the three major earthquakes produces the afteshocks. This can be seen from the high α value. There are also different seismicity phases during this sequence. Especially, further analysis shows that the seismicity becomes quiescent after the occurrence of the second major shock, which might be regarded as a precursory phenomenon of the occurrence of the coming $M_J7.3$ mainshock.

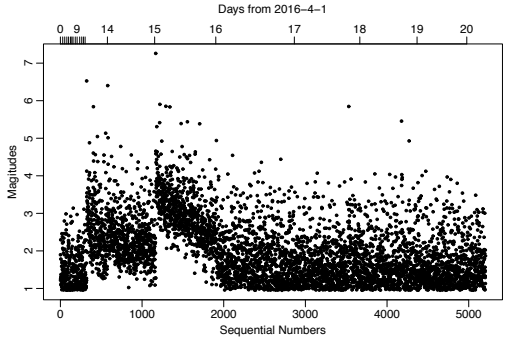


Fig. 1: A plot of dithered magnitudes versus sequential numbers for the earthquake events from the study region. In this plot, the time scale is equalized for observed earthquake events.

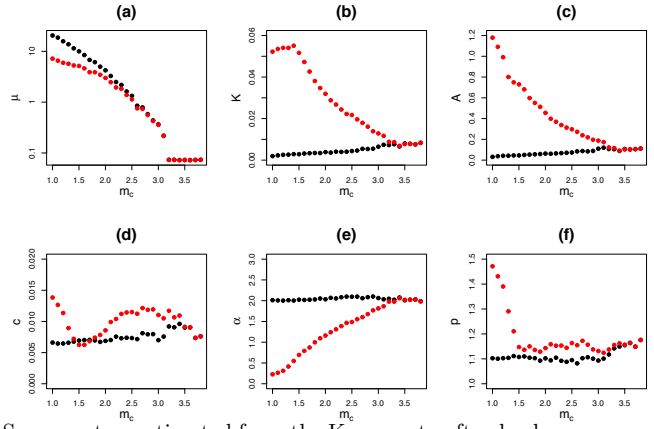


Fig. 2: ETAS parameters estimated from the Kumamoto aftershock sequence with different magnitude thresholds: (a) μ, (b)K, (c) A, (d) c, (e) α, and (f) p. The red and black dots are the estimates based on the original dataset and the replenished dataset, respectively.

References:

Zhuang, J., Wang, T., and Kiyosugi, K. (2016). Detection and replenishment of missing data in marked point processes. *Submitted*.

New algorithm for searching earthquake clusters: Migration and expansion of aftershock clusters of the 2016 Kumamoto earthquake sequence

#Wei Peng, Shinji Toda (Tohoku Univ.)

To study the earthquake interaction, it is important to find a group of earthquakes occurred closely in space and time objectively and quantitatively. Earthquake clusters are chosen with previous clustering techniques that mainly focus on the mainshock-aftershock sequences with empirical laws such as Omori-Utsu law or direct assumptions about physical processes such as rate/state Coulomb stress transfer, transient stress loading, fluid migration, and structural heterogeneity. Recently several papers proposed non-parameterized techniques such as kernel-based smoothing methods (e.g., Helmstetter & Werner, 2012). However, they always faced the same difficulty regarding to the swarm sequence, because the variation of the seismicity rate, magnitude and duration of a swarm sequence makes it impossible to decluster using a simple empirical law. The cumulative rate clustering method (CURATE, Jacobs et al., 2013) is one of the approaches without any direct assumptions. The CURATE method was applied in Central Volcanic Region of New Zealand and provided a good result for selecting the swarm sequence comparing with ETAS models. However, it is still difficult to choose a proper confined area and a proper time interval for combining sequences. To reduce the arbitrary and subjective choices of space and time parameters in the CURATE method, here we propose a new method modifying the CURATE approach. We first identify the spatial clusters by looking into the spatial distribution with time in a 2-D cell-gridded map. The spatial clusters defined as a cell which contains earthquakes and connecting its neighborhood cells if the neighborhood cells also contain earthquake events in a time window T. From the selected spatial clusters, we evaluate the temporal cluster which is defined as the increase of the transient seismicity rate at a target event comparing to the rate from the target event to the end of the sequence. This approach requires only two parameters (T and cell size S) for the declustering process.

We adopted this algorithm for the 2016 Kumamoto earthquake sequence and their 2.5 month (2016/4/14~2016/7/5) aftershocks using M≥2 earthquakes from the JMA catalog. The Kumamoto region is characterized with high seismicity rate for small earthquakes. We chose the parameter range from T = 1 to 128 days and S = 0.01° to 0.05°. The best parameter we found for Kumamoto is T = 8 days and S = 0.01° based on the stability of the ratio between mean and variance in different time bins. Our results reveal that a rapid migration of the aftershock clusters occurred towards northeast from the rupture zone and several significant clusters in the later stage of the sequence surround the rupture zone as well.

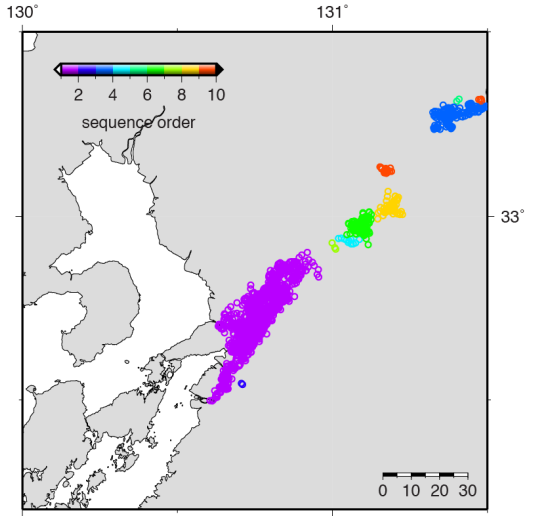


Figure 1. Mapview of the aftershock clusters for the early stage. Color is coded by the sequence order. It is clear that the aftershock clusters were migrating towards northeast of the rupture zone.

本震に対する余震からの相対高周波エネルギー輻射量 －2016 年熊本地震の事例－

Relative high-frequency energy release from aftershocks with respect to that of a mainshock: A case study for the 2016 Kumamoto earthquake sequence

#澤崎郁（防災科研）・中原恒（東北大・理）・汐見勝彦（防災科研）
#Kaoru Sawazaki (NIED), Hisashi Nakahara (Tohoku Univ.), and Katsuhiko Shiomi (NIED)

はじめに

大地震発生後に、その地震と同程度またはより大きな地震が続発するか否かは被災地域の住民にとり重大な関心事である。通常、余震活動の予測は地震カタログの蓄積がある程度進んだ本震発生の 1 日後以降に行われるが、大規模な余震は本震発生後 1 日以内に起こる場合が多い。そのため、早期の余震活動予測のためには、地震カタログによらず連続波形記録から直接余震活動の傾向を推定することが有効である。本研究では、Hi-net の連続波形記録の解析から、4 月 14 日 21 時 26 分（M_J6.5）および 16 日 1 時 25 分（M_J7.3）の熊本地震について、それぞれの余震が「本震」に対しどの程度の高周波エネルギーを放出しているか（相対高周波エネルギー輻射量）を推定し、2 つの地震間での違いについて考察した。

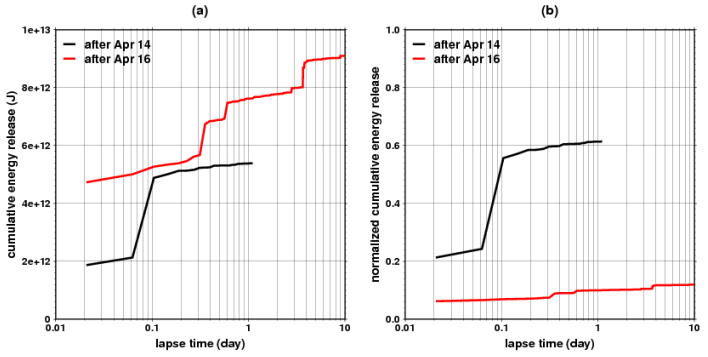
データ・解析手法

九州地方中部に展開する Hi-net15 観測点の記録に 4-20Hz 帯域のバンドパスフィルタをかけ、3 成分 2 乗和を計算し、1 秒ごとにリサンプリングを行った後、媒質の密度をかけてエネルギー密度の次元をもつエンベロープを作成した。相対サイト特性はコーダ波規格化法により補正した。Hi-net 記録の飽和が確認された時間帯については併設されている KiK-net 記録を使用した。この記録に澤崎（2016, JpGU）によるエンベロープインバージョン法を施し、4/14 から 4/26 までの高周波エネルギー輻射量の推移を計算した。インバージョンに用いるエンベロープグリーン関数は、小地震記録や Carcole and Sato (2010)などを参考に、適切な P 波および S 波速度、散乱減衰、内部減衰パラメータを用いて合成した。

結果・考察

4/14 の M_J6.5、および 4/16 の M_J7.3 の地震からは、それぞれ 8.8×10^{12} J および 7.6×10^{13}J のエネルギー輻射（4-20Hz）が観測された。その後に続発した余震からの積算エネルギー輻射量の推移を図に示す。それぞれの「本震」から 27 時間以内では、4/16 後の余震群の方が 4/14 後の余震群よりも積算エネルギー輻射量が多い（図 a）。しかし、積算エネルギー輻射量をそれぞれの「本震」によるエネルギー輻射量で規格化した積算相対エネルギー輻射量の値は、27 時間後の時点で 4/14 後の余震群では 61%に達するのに対し、4/16 後の余震群では 10%程度である。4/14 後については、余震からのエネルギー輻射の約半分は 4 月 15 日 0 時 3 分に発生した M_J6.1 の地震によるものであるが、それを差し引いても、1 時間後の時点で 20%以上のエネルギーを輻射している。一方、4/16 後については 10 日後の時点でも 12%程度である（図 b）。すなわち、4/14 の地震は 4/16 の地震と比較して規模の割に大規模な余震を伴い、余震発生の「効率」が大きかったことを意味する。

積算相対エネルギー輻射量が大きい場合、一連の地震活動は本震-余震型よりも群発型に近く、大規模な地震が続発しているとみなすのが妥当と考えられる。4/14 の地震後は本震の規模の割に大規模な余震が続き、やや群発型に近い活動であったと考えられる。4/16 の地震後の余震活動は、大規模ではあるものの相対的なエネルギー輻射量は小さく、4/14 の地震後の余震活動よりは本震-余震型に近いと考えられる。今後、解析事例を蓄積して、相対エネルギー輻射量の大小が前震か否かを判断する基準になるかどうかを精査することが重要である。



図：(a) 4/14（黒）および 4/16（赤）の地震後の地震活動による 4-20Hz 帯域の積算エネルギー輻射量の推移。(b) (a)の結果をそれぞれの「本震」によるエネルギー輻射量で規格化。

10/6　A 会場　午後

S21－15

平成28年熊本地震に対するPLUM法・ハイブリッド法を用いた緊急地震速報のシミュレーション

#小寺祐貴・干場充之（気象研）・林元直樹・西前裕司（気象庁）

Earthquake Early Warning Simulations for the 2016 Kumamoto Earthquake Using the PLUM and Hybrid Methods

#Yuki Kodera, Mitsuyuki Hoshiba (MRI), Naoki Hayashimoto, Yuji Nishimae (JMA)

気象庁は緊急地震速報の技術的改善として，Propagation of Local Undamped Motion (PLUM)法およびハイブリッド法の導入を計画している．PLUM法は，numerical shake prediction (Hoshiba and Aoki, 2015) の簡易版であり，観測されたリアルタイム震度（功刀・他，2013）から直接予測震度を求める手法である．巨大地震時や同時多発地震時でも安定して予測震度を計算できる，活用可能な観測点が多いために内陸地震をより早く検知する可能性がある，というメリットを持つ．ハイブリッド法は，現行手法とPLUM法とを併用した手法である．現行手法の推定震源に対して震源近傍の観測波形による品質管理を実施した上で，両手法の予測値の最大値をハイブリッド法の予測値として採用する．初期段階で現行手法による正確な推定震源が得られた場合には長い猶予時間が確保できるほか，万が一不正確な推定震源とMが出力された場合はそれによる情報発表を抑制できるというメリットを持つ．

平成28年熊本地震は，PLUM法の「内陸地震をより早く検知できる」というメリットやハイブリッド法の「不正確な推定震源とMが出力された場合はそれによる情報発表を防止できる」というメリットなどを検証できる重要な事例である．小寺・他（2016）は，PLUM法を導入することで，04/14のM6.5および04/16のM7.3の事例に対し，初めて震度5弱以上を予測して警報を発表するタイミングが概ね数秒早まる見込みがあることを示した．本研究では，より網羅的かつ詳細なPLUM法およびハイブリッド法のパフォーマンスを調べることを目的とし，以下の3つの観点からシミュレーションと評価を行った．（注：同シミュレーションでは，現地観測点からのデータ伝送遅延等は考慮に入れていない．）

（1）PLUM法を用いた場合の全体的な緊急地震速報の発表状況

2016/04/14～30に震度3以上を観測した地震に対する気象庁震度計の全イベント波形を用いて，PLUM法のシミュレーションを実施した．発表対象区域に九州本島を含む予警報を抽出することで，一連の熊本地震に対する予警報発表数を見積もったところ，PLUM法単独では警報が16回，予報が170回発表されることが分かった．現行手法とPLUM法の両方が警報を発表したケースは12事例あったが，そのうち8事例はPLUM法の警報第1報の発表タイミングが1秒以上早いケースであった．

（2）ハイブリッド法を用いた場合の警報発表状況

気象庁多機能型地震計の観測波形を用いて，現行手法で警報を発表した19事例の推定震源に対する品質管理を実施した．同時多発地震により過大な震度を予測して警報を発表した4事例は，この品質管理によって警報発表が抑えられた．また，その他の事例に対して，誤って適切な震源が棄却されることは無かった．ハイブリッド法の導入により，計19回の警報が，全て最大観測震度が4以上のケースに対して発表されることが分かった．

（3）リアルタイム震度を基準とした猶予時間の評価

震度5弱以上を観測した気象庁震度計および一部の地方公共団体の震度計を対象として，リアルタイム震度5弱以上を観測したタイミングと警報発表タイミングの時間差を震度観測点単位で評価した．最大震度6弱以上を観測した7事例に対して，リアルタイム震度5弱以上を観測する1秒以上前に警報を発表できる震度観測点数を調査したところ，7事例中5事例はPLUM法の導入でその数が増加することが分かった．

謝辞：
本研究では，気象庁の地震計および震度計で観測された波形データに加え，愛媛県，佐賀県，熊本県，大分県，宮崎県の震度計で観測された波形データを利用しました．

参考文献：

功刀・他，2013．地震2，**65,** 223–230.
小寺・他，2016．日本地球惑星科学連合2016年大会，MIS34-P80.
Hoshiba and Aoki, 2015. BSSA, **105,** 1324–1338.

S21－16

GEONETリアルタイム解析システムREGARDによる平成28年熊本地震におけるリアルタイム断層推定

#川元智司・檜山洋平・高松直史（国土地理院）・太田雄策（東北大理）・西村卓也（京大防災研）

Real-time fault model estimate for the 2016 Kumamoto Earthquakes by GEONET Real-time Analysis System (REGARD)

#Satoshi Kawamoto, Yohei Hiyama, Naofumi Takamatsu (GSI), Yusaku Ohta (Tohoku Univ.), Takuya Nishimura (DPRI, Kyoto Univ.)

国土地理院は東北大学大学院と共同で、GEONETリアルタイム解析システムREGARDの開発を行っている．REGARDは、全国約1,300点の電子基準点からのリアルタイムデータを用いて各観測点の1秒毎の変位を常時計算し、おおよそ10cm以上の永久変位又は$M7$を超える地震が発生した際に自動で有限断層モデルの推定を行うシステムである．本講演では、システムの概要と、平成28年熊本地震（M_j7.3）の際にREGARDにより得られた結果について報告する．

平成28年熊本地震（M_j7.3）が発生した際、REGARDにより地震に伴う有意な変動が観測され、地震発生から6分以内に矩形断層モデルが推定された．推定されたモデルは長さ26km、幅10kmの、布田川断層に沿った右横ずれの断層（M_w6.96）であった．これは、Yarai et al. (2016, EPS)によるGNSS及びInSARデータを用いたインヴァージョン結果ともほぼ整合的であった．一部、電子基準点「1071」においてややフィッティングが悪く、走向が布田川断層より約7° 南寄りとなってしまうなどYarai et al (2016)のモデルとやや違いが見られるものの、これは日奈久断層に沿ったすべりの影響と考えられ、矩形断層一枚での近似としては妥当な結果と思われる．

このように、平成28年熊本地震（M_j7.3）発生時にはREGARDにより良好な結果を得ることができた．しかし、REGARDは元々$M8$を超える海溝型超巨大地震を対象に開発されたものであるため、内陸地震のモデリングにはやや不安定な面も見られた．今後、内陸地震に対しても安定したモデリングが可能となるよう、検討してゆく予定である．

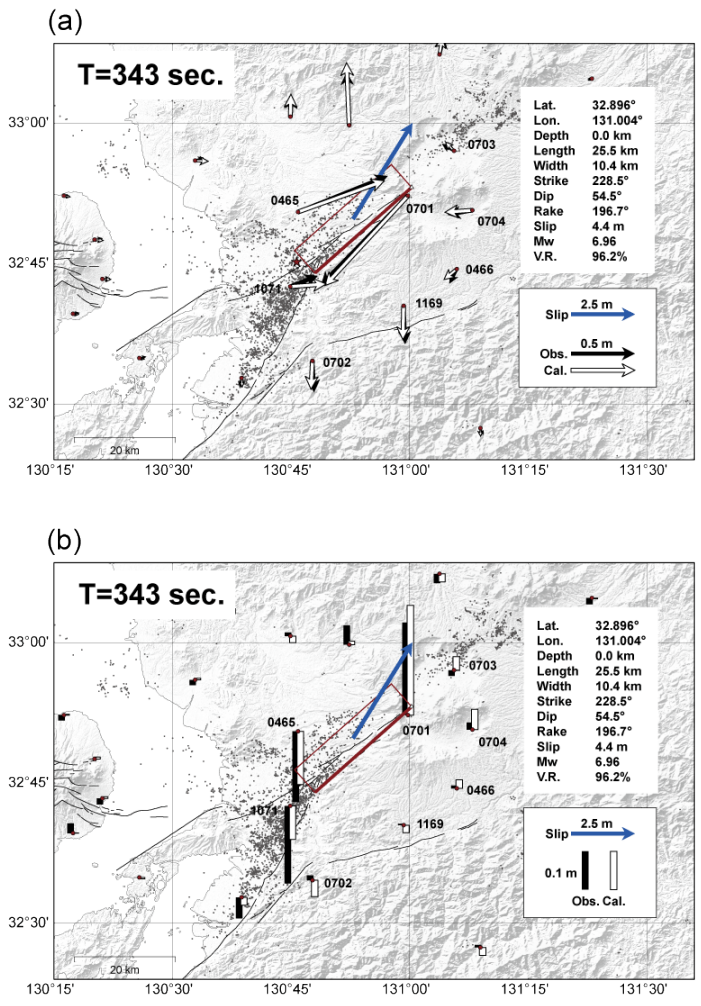


図1　平成28年熊本地震（M_j7.3）発生時にREGARDによって観測された変位量と推定された矩形断層モデル（赤）．黒矢印と白矢印はそれぞれ観測値と計算値を示す．(a)水平成分、(b)鉛直成分．活断層は地震本部（2013）のもの．

S21－17

2016 年熊本地震後の GNSS による余効変動の観測

#中尾茂(鹿大理工)・松島健(九大理)・田部井隆雄・山品匡史(高知大理)・大倉敬宏(京大理)・西村卓也・澁谷拓郎・寺石眞弘(京大防災研)・伊藤武男・鷺谷威・松廣健二郎(名大環境)・加藤照之・福田淳一・渡邉篤志(東大地震研)・三浦哲・太田雄策・出町知嗣(東北大理)・高橋浩晃・大園真子・山口照寛・岡田和見(北大理)

Observation of post-seismic deformation of 2016 Kumamoto Eq. by GNSS

#Shigeru Nakao(Kagoshima Univ.), Takeshi Matsushima(Kyushu Univ.), Takao Tabei(Kochi Univ), Tadashi Yamashina(Kochi Univ.), Takahiro Ohkura(Kyoto Univ.), Takuya NISHIMURA, Takuo Shibutani, Masahiro Teraishi(DPRI), Takeo Ito, Takeshi Sagiya, Kenjiro Matsuhiro(Nagoya Univ.),Teruyuki Kato, Jun'ichi Fukuda, Atsushi Watanabe(ERI), Satoshi Miura, Yusaku Ohta, Tomotsugu Demachi (Tohoku Univ.), Hiroaki Takahashi, Mako Ohzono, Teruhiro Yamaguchi, Kazumi Okada(Hokkaido Univ.)

１．はじめに

M6.5の地震が発生した2016年４月14日の翌日から地震発生後の余効変動を観測する目的で，GNSSの臨時観測点の設置を開始した．M7.3の地震の発生後，観測態勢を整え，４月28日までに21点を設置した．九大，京大，鹿大が共同で観測していた13点，さらに気象庁火山観測網と国土地理院GEONETデータを合わせて解析した．ここでは，地震発生直後１ヶ月の余効変動について報告する．

２．観測と解析

今回設置した観測点は，一部を除き太陽電池とバッテリを使って電源を確保した．また，21点中８点はデータをテレメタしている．解析にはBernese GNSS Software Ver. 5.2を用いた．CODEの精密暦，地球回転パラメタを使用している．データが回収されるごとに再計算を行っている．

３．解析結果

図１に４月15日に設置したTYNOの座標変化を示す．水平成分に明瞭な余効変動が観測されている．NS成分で大きく，地震発生後１ヶ月で約5cm変動している．図２は地震発生直後から５月18日までの各観測点の変動をベクトルで示す．本震の南東領域で大きな余効変動が観測されており，時系列も図１に示したTYNOと同じよう変化をしている観測点が多い．しかし，本震の北の領域や西の領域では余効変動が南東領域に比べて小さく，時系列変化も図１のような明瞭な地震直後の変化は観測されていない．地震後から５月18日までの余効変動をアフタースリップと考え，断層をSimulated annealing法で求めた．地震時断層とほぼ同じであったが，断層幅が地震時断層の約２倍(26km)と推定された．より深部でアフタースリップが起こっていると考えられる．

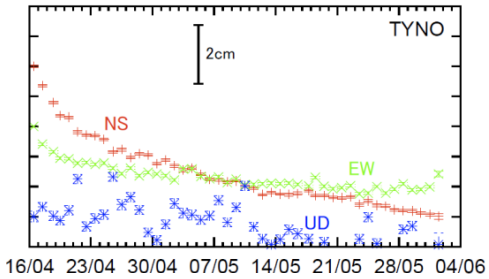


図１．TYNO 観測点の座標変化．赤，緑，青は南北，東西，上下成分を示す．

４．まとめ

GNSSにより2016年熊本地震後の地殻変動を観測し，特に震央南東で明瞭な余効変動を観測した．アフタースリップと考えると地震時断層よりも深部でもすべりが発生している可能性があることがわかった．

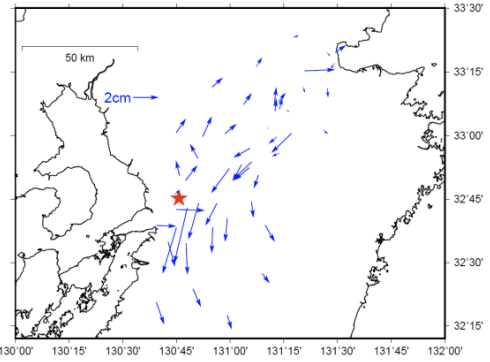


図２．余効変動のベクトル図．地震発生直後から５月 18 日までの変位を示す．赤は本震の震央位置を示す．

S21－18

2016年熊本地震に伴う地下水変化

#小泉尚嗣(滋賀県大環境)・佐藤努・高橋浩・松本則夫(産総研地質)

Groundwater changes related to the 2016 Kumamoto earthquakes

#Naoji Koizumi (SES, Univ. Shiga Pref.),
Tsutomu Sato, Hiroshi Takahashi, Norio Matsumoto (GSJ,AIST)

1．はじめに

2016年4月14日21時26分の前震（M6.5）と，同年4月16日の1時25分の本震（M7.3）を中心とする2016年熊本地震は，熊本県～大分県の地域に大きな被害をもたらした．この地震によって，震源域周辺だけでなく，震源域から離れた四国～近畿～東海地域の地下水にも変化が生じた．それらの変化について報告する．

2．調査手法

四国～近畿～東海地方周辺で，産業技術総合研究所地質調査総合センター活断層・火山研究部門(以下，産総研GSJ)が行っている地下水等の連続観測点(53カ所95井戸)において，地震前後の地下水の水位(水圧)の変化を調べ，熊本地震の本震の断層モデルから推定される地震時の体積歪変化との比較を行った(図1)．

また，熊本県の震源域周辺の地下水調査を，4月23-25日，5月12-15日，5月31-6月1日の3度行った．基本的に，湧出している地下水(温泉水含む)を対象とし，現地では，湧出量・水温・pH・電気伝導率の測定を行った．さらに，採水も行い持ち帰って水質分析等を行っている．

3．結果と考察

図1から分かるように，産総研GSJの地下水観測点は，地震時に体積歪が増加する(地盤が伸びる)領域に入っていて，多くの点で水位(水圧)が低下している．産総研GSJは，主に100m以深の地下水を観測していて，それらは被圧地下水である．被圧地下水は，一般に，体積歪が増加すると水位(水圧)が下がり，体積歪が減少すると水位(水圧)が増加する．他方，地下水は地震動によっても水位(水圧)を増減させるので，地震時の水位(水圧)の増減は，それらの効果が混じったものになる(小泉，2013)．図1に示す水位(水圧)の増減は，概ね地震時の体積歪変化で定性的に説明できるが，水位(水圧)の体積歪変化に対する感度が，一般に1cm/1E-8程度(1E-8＝10^{-8})かそれ以下であることを考慮すると，1E-8以下の地域(四国東部～東海・関東)での水位(水圧)の低下については地震動の寄与もあると考えるべきだろう．他方，震源域周辺の地下水の湧出量や水位(水圧)の増減はかなり複雑な分布をしていて単純なモデルでは説明できない．

本講演では，震源域周辺の地下水変化についても報告し，そのメカニズムについて考察する．

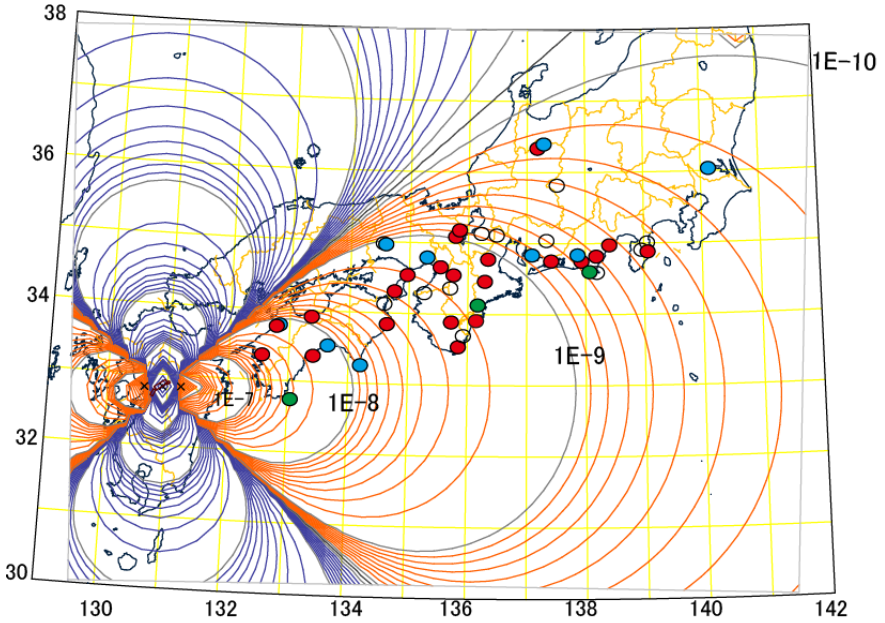


図1:2016年4月16日の本震の際の体積歪変化を等値線で示す．青線が縮みで赤線が伸びである．また，産総研GSJの地下水観測点における地震時の水位(水圧)の増減を丸で示す．青丸が増加で赤丸が減少で白抜きの丸は変化なしを意味する．緑丸は増加と減少が混在する事を示す．1E-8等は，10のマイナス8乗等の意味で体積歪変化の値を示す．体積歪変化の計算には，国土地理院(2016)の断層モデルを用いた．作図には，MICAP-G(内藤・吉川，1999)を用いている．

謝辞

現地での調査に協力頂いた熊本県の皆様に感謝します．

S21－19

全波動シミュレーションを用いた2016年Mw7.0熊本地震による大分県中部の地震の遠地誘発過程

#宮澤理稔（京大防災研）

An investigation into the remote triggering of the Oita earthquake by the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake using full wavefield simulation

#Masatoshi Miyazawa (Kyoto Univ.)

High-amplitude seismic waves from the Mw 7.0 Kumamoto earthquake of 16 April 2016 dynamically triggered another large earthquake about 80 km to the northeast roughly 30 s later. The source was located at shallow depths beneath the Yufuin geothermal field, Oita Prefecture, Japan, and the event magnitude was approximately 5.9. I used a full wavefield simulation to investigate the triggering process of the Oita earthquake.

はじめに

2016年4月16日のMw7.0熊本地震発生約30秒後に，その震源から北東に約80km離れた大分県中部で別の大地震が誘発された．気象庁一元化地震カタログによるとM5.7（参考値）とされ，大分県中部ではその余震活動も観測された．この地震はMw7.0熊本地震の地震波が通過中に発生していたため，動的な応力変化によって誘発されたと考えられる．これまでに動的誘発作用が働いて遠地誘発されたと判断される地震と比べても極めて明瞭且つ規模も大きく，この地震の誘発過程を調べる事で，一般に大地震の発生直前過程の解明に繋がることが期待される．そのため本研究では大分県中部で誘発された地震に作用していた動的応力変化を全波動シミュレーションから明らかにし，その誘発過程を調べる．

手法と結果

大分県で誘発された地震の震源を，hypomh(Hirata & Matsu’ura, 1978)を用いて再決定した．Mw7.0熊本地震の大震幅の地震波が到来している最中に発生していたため，微小地震観測網の記録ではなく，K-NET及びKiK-netの強震波形記録のみを用いた．地震波速度構造にはJMA2001を利用した．震央は湯布院に位置し気象庁一元化地震とほぼ同様である一方で深さは8.5 km程度と若干浅めに決定されたが，震源には空間的に数百mかそれ以上の誤差を含む．またM5.9と推定されたが，波が重なっていることによる過大評価を避けるために，上下動の最大速度震幅についてP波到来直前のエンベロープ震幅を差し引く補正を行って決めている．このためMの決定には震央付近の2観測点のみしか用いておらず，震源位置同様誤差は大きい．

この大分県で誘発された地震の震源に作用した，Mw7.0熊本地震による応力変化を求めた．このためには更に誘発された地震のメカニズムと地震波動場が必要である．メカニズムについてはMw5.4の最大余震のメカニズム解や，余震分布，GNSS観測による当日の湯布院での地表変位をもとに，右横ずれを伴う北傾斜の正断層(strike=240±20°, dip=70±10°, rake=−140±20°)と誤差範囲を持って与えた．Mw7.0熊本地震の波動場については気象庁により決定されたCMT解を震源とし，SEISM(例えばMaeda et al., 2013)を用いて計算した．これにより大分県で誘発された地震の震源断層に作用していた動的応力変化を計算することが可能となる．この結果，誘発された地震の震源には誘発時に約650 kPaもの正のΔCFFが作用していたことが分かった．この値はその直前までに通過していた熊本地震の地震波では与えられなかった大きさである．つまりこの応力変化が一つの閾値となって震源に作用したことで誘発されたと考えられる．一方で誘発地震のメカニズムの違いによるΔCFFへの影響は，正の値のままではあるものの80—780 kPaにも亘り，震源の空間的な誤差による影響に比べると大きい．また静的応力変化による寄与はこのうち21 kPa（震源メカニズムの誤差を考慮すると5—25 kPa）に過ぎず，地震波の通過に伴う動的応力変化の方が顕著であった．

考察とまとめ

大分県中部の地震の誘発に必要な応力が約0.5 MPaにも上ることは，地震の典型的なストレスドロップがおおよそ10 MPaであることを考えると，熊本地震発生時に，その発生準備が十分整っていなかったことを示している可能性がある．また，その余震活動が1ヶ月程度で急激に低調になったこととの関連性も考えられる．

謝辞

気象庁一元化地震カタログを利用しました．防災科学技術研究所によるK-NET, KiK-netの強震波形記録を利用いたしました．東京大学地震研究所特定共同研究(B) 2015-B-01の補助を一部受けました．

引用文献

Hirata & Matsu'ura (1978) PEPI, 47, 50–61.
Maeda et al. (2013) BSSA, 103, 1456–1472.

M7.3 熊本地震に伴う誘発地震：地震動即時予測の観点から

#干場充之・小木曽仁（気象研究所）

Induced earthquake during the M7.3 Kumamoto earthquake:
From viewpoint of Earthquake Early Warning

#Mitsuyuki Hoshiba, Masashi Ogiso (MRI)

１．はじめに：

一連の熊本地震で 2016 年 4 月 16 日の M7.3 が発生し，大分県湯布院付近を強震動が通過した直後に，M６クラスの地震（以後，誘発地震と呼ぶ）が発生したことが指摘されている（たとえば，地震調査委員会「平成 28 年熊本地震の評価」）．湯布院付近では，M7.3 の地震だけでは震度４程度の揺れだったものが，この誘発地震により震度６弱が観測されている．

地震動即時予測の研究分野では，特に 2011 年の東北地震以降，巨大地震の広い震源域の課題と，ほぼ同時に発生する複数の地震の課題，への対応が注目されてきている．これらの課題に対処するため，我々は，（震源や M を介さずに）“揺れから揺れを直接予測する”という考え方のもと，「揺れの数値予報」の構築を目指してきた（Hoshiba and Aoki, 2015）．一方，現在，世界各地で研究されている地震動即時予測の手法では，依然，震源とMを即時に推定する，という考え方のもと，震源を求めた後，上下動変位振幅からMを求めている場合が多い．

今回，誘発地震に伴う課題が新たに見えてきた．「変位振幅からMを求める」手法と「揺れの数値予報」による予測を比較しながら報告する．

２．「変位振幅からMを求める」手法で見えてきた課題：

世界の多くの地震動即時予測の手法では，0.075Hz (13.3s)のハイパスフィルターを通した上下動変位振幅(Pd)から，Pd-M の経験式に基づき M を推定している．P 波着震の数秒間（通常，2~4 秒間）の最大振幅から Pd を求めている場合が多い．

図 1 には，誘発地震の震源に近い 2 観測点（K-NET 湯布院 OIT009，大分県震度計由布市湯布院町川上(94048)）での，上下動加速度と上下動変位（0.075Hz のフィルター適用後）である．加速度での大振幅が出現する数秒前に，変位振幅の最大値が見られる．この大きな変位振幅は M7.3 の地震によるものである．この大きな変位に乱され，誘発地震による変位振幅の大きさははっきりとはわからない．実際，変位波形だけを見ていても，誘発地震が発生していたことを認識すること自体がかなり難しい．

加速度で見ても，M7.3 による震動が終わっていない段階で誘発地震が発生しており，誘発地震の P 波を自動検測することは容易でない．仮に，自動検測に成功し震源位置を即時推定することが出来たとしても，Mが推定できない状況である．

３．「揺れの数値予報」による予測：

「揺れの数値予報」は，揺れの実況値を正確に把握し，その後に波動伝播の物理（波動伝播のシミュレーション）により未来を予測する，という考え方である．図 2 は揺れ指標として，気象庁震度を用いた例である．湯布院付近での強い揺れを把握したこと（図 2a）に応じて，その強い揺れが伝播していくことを予測している（図 2b）．

４．議論：

地震動即時予測で目指すのは揺れの即時予測であり，わが国では，揺れを表す指標として気象庁震度を用いることが多い．気象庁震度は，加速度波形から周期 1 秒付近に重みをもつフィルターを介して推定され，周期 10 秒以上や 0.1 秒以下の周期成分はほとんど影響しない．よって，周期 10 秒やそれ以上の長周期成分は震度の即時予測ではノイズとなる．周期 13 秒までの変位を見ているのでは，このノイズを見ていることになる．予測したい揺れの周期に注目することが重要であり，震度を予測したい場合は，震度に応じた周期（1 秒付近）に注目することが大切である．

謝辞：防災科研 K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網，および大分県震度計観測網の波形データを使用した．

文献：Hoshiba and Aoki (2015), BSSA, 105, 1324-1338, doi:10.1785/012014028.

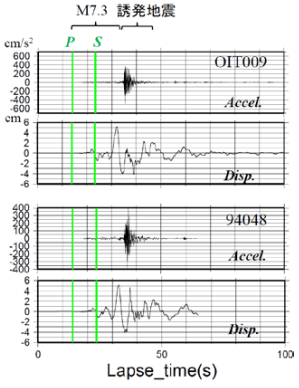


図 1：OIT009 と 94048 での上下動加速度と変位（0.075Hz のフィルター適用後）．*P*, *S* は，M7.3 の地震による P 波と S 波の着震時．観測点 94048 の記録は 65 秒まで．

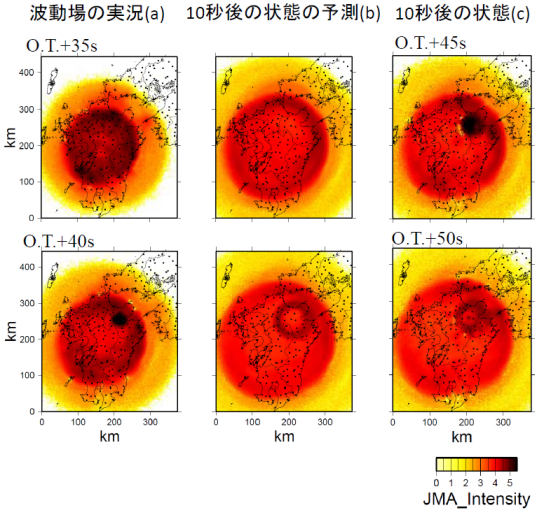


図 2：震源時から 35 秒と 40 秒の時点での，波動場の実況(a), 10 秒後の予測(b), 実際の 10 秒後の状態(c). 誘発地震は 35 秒の直後に発生している．

S21－21

2016年熊本地震(M7.3)の直後に発生した大分県中部の地震について

#吉田真吾（東大地震研）

Earthquakes in Oita triggered by the 2016 M7.3 Kumamoto earthquake

#Shingo Yoshida (ERI, Univ. Tokyo)

2016年4月16日熊本地震M7.3による地震波の伝搬中に，大分県中部でM5.7(気象庁の参考値)の地震が発生した．本震からの地震波が通過中にM<5の地震が誘発された例は数多く報告されているが，M≥5の報告例はほとんどない．破壊核が成長するのに一定の時間がかかるためと解釈されている．

本地震のMの推定は，本震からの地震波が重なっているので過大評価になっている可能性があるため，まずK-NET，KiK-netの5観測点の強震波記録，国土地理院による由布院観測点での地殻変動データをもとに検討し，M6クラスの地震とみなしてよいことを確認した．

次に，最近20年間に日本で発生した45の地震について，気象庁1元化カタログを用いて本震に対してどのくらい遅れて余震が発生しているかを調べたところ，M≥5の地震については，今回の大分の地震ほど早くに発生しているものはなかった．次に早かったのは2011年4月11日福島県浜通りの地震(M7.0)の1分半後に発生したM5.7の余震であるが，この領域では，東北沖地震直後から地震活動が活発化しており，M7.0発生前から破壊核の成長が起こっていた可能性がある．

図1に1983年以後，別府万年山断層帯で発生したM≥3の震央分布を示す(気象庁カタログ，TSEISを使用)．熊本地震が起こるまでに何度か群発地震が発生しており，M≥3のほとんどの地震は，群発地震の発生中に起こっている．図から今回の大分県中部における余震域ではほとんど群発地震は起こっていないことがわかる．一方， 1923年から1982年までの期間においては，図2に示したように今回の余震域でいくつかM≥3の地震が発生している．しかし，それらは， 1941年11月19日の日向灘地震(M7.2)，1975年4月21日の大分県西部の地震(M6.4)によって誘発された可能性が高い．したがって，90年以上にわたって誘発地震以外のM≥3の地震の活動度は非常に低かったようである．

Miyazawa (2011)と清本・他(2014)は，2011年東北沖地震の表面波通過時に大分県中部で誘発地震が発生したという報告しているが，その後の1週間に今回の余震域で誘発地震と考えられる地震(M<3)が10個以上発生している．さらに，2005年福岡県西方沖地震(M7.0)によっても誘発された可能性のある地震(M<3)が発生している．

今回，地震波通過中にM≥5の地震が誘発された．このようなことは余震を含めても，今まで報告例がほとんどなく，また，過去においても度々誘発地震が発生しており，今回の余震域は非常に誘発されやすい地域であるといえる．熱水地域，あるいは若い火山で誘発されやすいことが知られているが，その両方の条件をみたしているため特に顕著であると考えられる．一方，他のM≥7の日向灘地震で誘発されなかった例もあり，発生メカニズムについて今後検討していく必要がある．

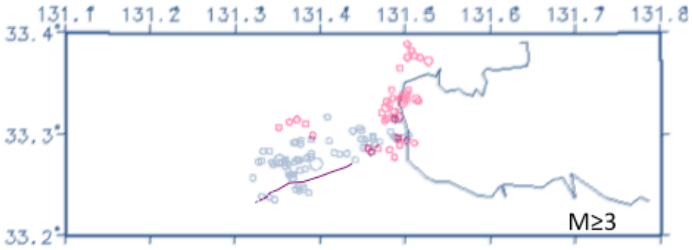


図1．別府万年山断層帯で1983-2016.4.15に発生したM≥3の地震(赤)と2016年熊本地震のM≥3の余震(青)．

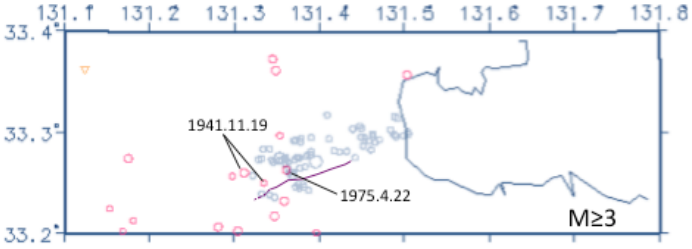


図2．1923-1983に発生したM≥3の地震(赤)と2016年熊本地震のM≥3の余震(青)．

S21－22

2016年熊本地震時に大分県中部で発生した誘発地震の震源及びメカニズムの推定

#中村　武史・青井　真（防災科研）

Source location and mechanism analysis of an earthquake triggered by the 2016 Kumamoto Earthquake

#Takeshi Nakamura, Shin Aoi (NIED)

2016年熊本地震の発生直後、大分県由布市に設置されたK-NET OIT009観測点で700 galを超える加速度を観測した。OIT009観測点は本震の震央から70 km以上離れており、経験的な距離減衰式から予想される加速度の標準偏差の範囲から過大に外れる値であった（青井・他, 2016）。九州・中国・四国地方における多数のK-NET及びKiK-net観測点の強震波形をプロットしたところ、本震の破壊終了直後にOIT009観測点付近からP波及びS波の伝播が始まっていることを確認した。また、OIT009観測点は、本震時に大きな破壊が生じた震源断層の領域（Kubo et al., 2016）から外れた場所に位置している。これらのことから、OIT009観測点での大きな加速度は、何らかの要因で本震の発生に伴って誘発された地震によるものと考えられる。この誘発地震によって、道路や学校等の基盤施設や住居に被害が出ており（大分県災害警戒本部, 2016）、発生場所や震源メカニズムを解析することは、発生そのものの要因や発生後の周辺への応力変化の評価の他、強震動の生成要因を考える上でも重要である。しかし、周辺の観測点での波形には、本震の震源断層からのS波や表面波が混入していることから、誘発地震のP波やS波の立ち上がりが不明瞭であり、走時を使った震源決定では、十分な決定精度を得ることができない可能性がある。また、ほとんどの観測点ではP波初動の極性が不明瞭な上、0.3 Hz以下の低周波成分の波形は本震からのS波や表面波に隠れてしまうため、初動極性分布や表面波の波形インバージョンによるメカニズム解析は困難である。加えて、振幅レベルの大きな違いにより、反復はぎとり法（Kikuchi and Kanamori, 1991）等の手法で本震と誘発地震との低周波成分波形の分離も困難である。

本研究では、バックプロジェクション法（Spudich and Cranswick, 1984）で、高周波エネルギー発生の震源位置と発震時刻を推定した。バックプロジェクション法は、複数の観測点データをスタックした波形についてコヒーレンス値を評価することで、断層内のエネルギー生成分布（例えば、Ishii et al., 2005）や震源位置（例えば、Kao and Shan, 2004）を推定する手法である。今回の誘発地震時のK-NET・KiK-net観測点でのS波波形にこの手法を適用し、コヒーレンス値が最も高い時空間位置をグリッドサーチした。その結果、空間についての最適値はOIT009観測点から北東側数 kmの場所、時間については本震発生から33秒後に求まった。この場所は、地震発生後、地震活動が活発な地域に該当する。

次に、誘発地震の震源メカニズムの解析を行った。OIT009観測点周辺10 km四方の範囲でこれまで発生した地震の震源メカニズムをF-netのデータベースから検索したところ、地震発生後の2週間に4つの地震が見つかった。地震の規模はM4.1–5.1、震源メカニズムはいずれも正断層型である。4つの地震については、誘発地震の震源とほぼ同じ場所に位置している。これらの地震をグリーン関数とし、OIT009観測点において、震源時間関数を畳み込み積分した変位波形を計算した。周波数帯域は、0.3 Hz及び1 Hzより高周波の帯域である。その結果、パルス幅1.0～2.0秒程度の震源時間関数を使った2016年4月29日の地震（M4.5）の合成波形について、誘発地震の波形に対して非常に良い再現性を示す結果となった（図1）。また、合成波形と観測波形との振幅値の比較から、誘発地震の規模はM5前半からM5.5程度となった。今回の誘発地震について、4つの地震の中でも再現性が最も高い、2016年4月29日の地震と伝播経路かメカニズム（正断層型）、あるいは両方がほぼ同じであったことが期待される。

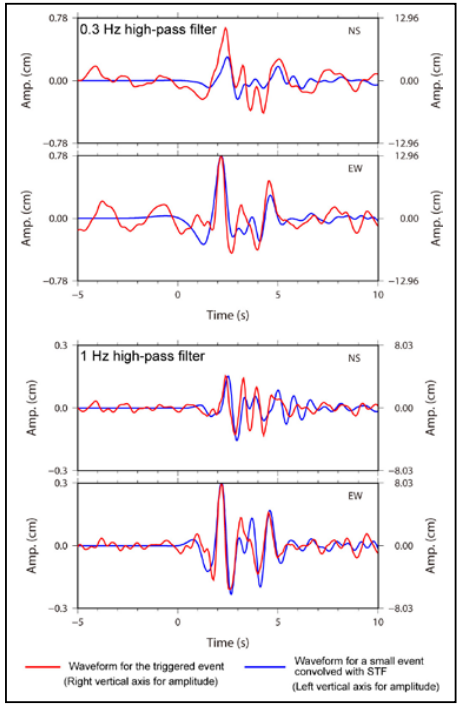


図1 2016年4月29日の地震（M4.5）の波形にパルス幅1.0秒の震源時間関数を畳み込み積分した波形（青線）と本震直後の誘発地震による波形（赤線）との比較。上側は0.3 Hzより高周波、下側は1 Hzより高周波の水平2成分変位波形の比較。

S21－23

ABICを用いたInSARデータのインバージョン解析による熊本地震の滑り分布と断層傾斜角の同時推定

#深畑 幸俊・橋本 学（京大防災研）

Simultaneous estimation of slip distribution and fault dip angles at the Kumamoto earthquake from InSAR data inversion

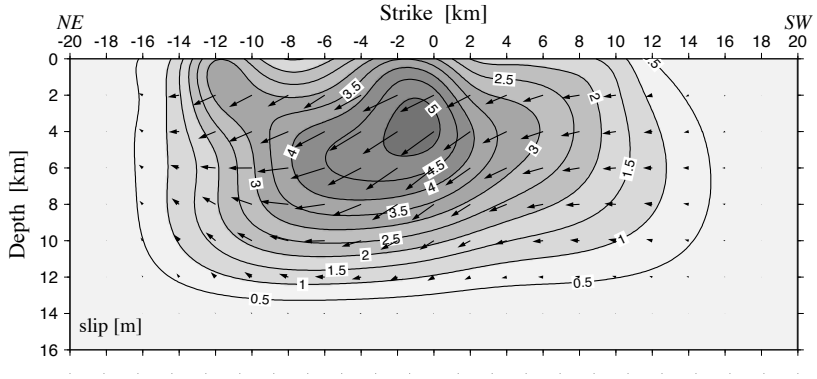
#Yukitoshi Fukahata, Manabu Hashimoto (Kyoto Univ.)

2016 年 4 月 14 日の前震（M_{JMA} = 6.5）に続き、同 4 月 16 日に熊本地震の本震（M_{JMA} = 7.3）が発生した。前震では益城町を中心に、本震では益城町から南阿蘇村の範囲で甚大な被害を被り、断層運動に伴うと考えられる地表変状も多く発生した。地表変状の位置や走向（国土地理院 HP: http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H27-kumamoto-earthquake-index.html#dd）は、阿蘇山カルデラの北西縁部のものを除き、活断層として認定されていた布田川断層および日奈久断層北端部のトレースと良く一致している。

熊本地震の滑り分布を求めるため、InSAR データをインバージョン解析した。InSAR データとしては、異なる方向から震源域全体をカバーするように、path135 と path124 を用いた。共に北行軌道であるが、前者は衛星進行方向の右側を後者は左側を向いて観測している。path135 は 2015 年 2 月 9 日と 2016 年 4 月 18 日に撮影されたペアを、path124 は 2016 年 1 月 26 日と 2016 年 4 月 20 日に撮影されたペアを用いた。本震だけでなく、前震等の変動も含んでしまっていることに注意されたい。

インバージョン手法としては、Fukahata & Wright (2008, GJI) のABICに基づく弱非線形インバージョン解析法を用いた。この手法のポイントは、インバージョン解析に先立って高い精度で与えるのが難しい断層傾斜角をスムージングの強さと同様に超パラメタとみなし、ABIC最小の規準で最適値を求めるというものである。断層は平面と仮定し、断層の走向は布田川断層232°・日奈久断層203°、断層の長さは布田川断層40 km・日奈久断層20 kmで深さは共に16 kmとしたが、基底関数として双３次のスプライン（2 km間隔）を用いているので、実際の可動範囲はもう少し狭くなる。

解析の結果、最適な断層傾斜角は、布田川断層61º ± 6º・日奈久断層74º ± 12ºと求まった。両者の依存性は弱く、今回のケースでは別々に最適な傾斜角を求めて差し支えないことが分かった。布田川断層について得られた滑り分布を図に示す。最大滑り量は５ｍを越え、横ずれ成分が主だが、西原村の東経130.9ºを中心に３ｍに達する正断層成分も推定された。日奈久断層との交差部（図でstrike=13km付近）よりも西側では滑りが大きく減少する一方、阿蘇のカルデラ西縁（同-11km付近）以東には顕著な滑りが推定された。日奈久断層の最大滑り量は約２ｍで、ほぼ純粋な横ずれ運動である。地震モーメントの総量は4.4×10^{19} Nm、日奈久断層の寄与はその約20％である。



図： 布田川断層におけるすべり分布。

S21－24

SAR 解析で捉えられた 2016 年熊本地震の前震の断層滑りの特徴

#小林　知勝（国土地理院）

Seismic slip properties for foreshocks of the 2016 Kumamoto Earthquake revealed by InSAR analyses

#Tomokazu Kobayashi (Geospatial Information Authority of Japan)

1. 背景

熊本地震の本震に先立って，4月14日21時25分，その約3時間後の15日0時6分に，Mj6.5及びMj6.4の前震が発生した．震源の位置から，これらの地震は日奈久断層帯の高野－白旗区間で発生したと考えられている．GEONET観測点は，約20km間隔で配置されているものの，M6 規模の地震に伴う地殻変動の詳細を得るには，空間解像度が不足している．一方，SAR干渉解析（InSAR）は詳細な地殻変動の空間分布とその規模を捉えることができる．本研究では，この技術的長所を生かして，前震に伴う断層破壊の特徴を抽出することを目的としている．

2. 解析手法

本研究では，2016年4月15日に緊急解析によって撮像されたALOS-2データをInSAR解析に利用した．16日午前1時26分に本震が発生したため，前震のみの地殻変動を抽出できる唯一のデータである．この観測は，南行軌道上で実施されたが，衛星の進行方向と日奈久断層帯の走向が平行しているため，標準的なInSARでは断層と平行な変位成分の計測に感度を持たない．そこで本研究では，衛星の進行方向の変位成分を計測可能なMultiple Aperture Interferometry（MAI）解析も実施した．また，断層モデルの推定には，GEONETデータも用いた．前震に伴う地震時変位のみを抽出するため，4月15日の座標値はQ3解を用いた．

3. 結果

InSAR解析の結果，地殻変動は主に日奈久断層帯の西側で観測され，最大約16cmの変位が検出された（図1）．MAI解析からは，有意な北向きの変動が断層帯の西側で最大約20cm検出された．SAR及びGEONETデータを用いて滑り分布モデルを推定したところ，西に約70度傾く断層面上で，ほぼ純粋な右横滑りが推定された（図2）．日奈久断層帯と布田川断層帯が分岐する領域付近の直下約5kmを中心として大きな滑りが推定され，さらにその南側の浅い領域でも大きな滑りが推定された．震源の位置関係から，それぞれ，Mj6.5及びMj6.4の地震の主破壊に対応すると考えられる．これとは別に，局所的な地表変位が益城町付近に見られた．この変位は，1枚の断層面を仮定したモデルでは説明が不可能で，他のメカニズムにより発生したと考えられる．断層すべりを仮定してモデル計算したところ，日奈久断層帯の走向にほぼ平行な断層面上の正断層運動（Mw5.4）が深さ約2-3kmに求められた．滑り分布モデルから見積もられる発震機構解は純粋な右横滑りを示すが，地震波から推定された発震機構解は非ダブルカップル成分を含み，両者には有意な差異が見られる．一方，正断層運動のモデルを加味して発震機構解を求めると，地震波解析から求められるものと非常に良い一致をみる．観測データの不足から他のメカニズムの可能性も残されており，決定的な結論には至らないものの，これらの解析結果は，Mj6.5の地震の際に，益城町直下においても同時に正断層運動が発生した可能性を示唆しており，この直下の断層運動が益城町の被害を大きくした要因の1つとして挙げられるかもしれない．

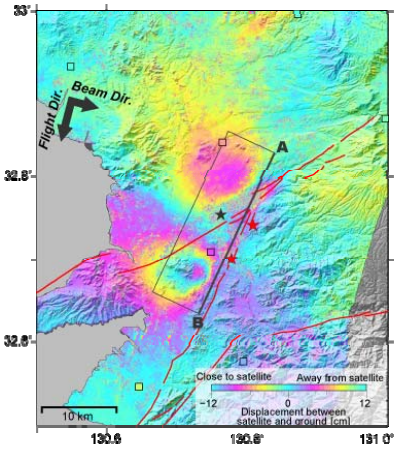


図１．前震(Mj6.5 と Mj6.4)の地殻変動を示す InSAR 画像

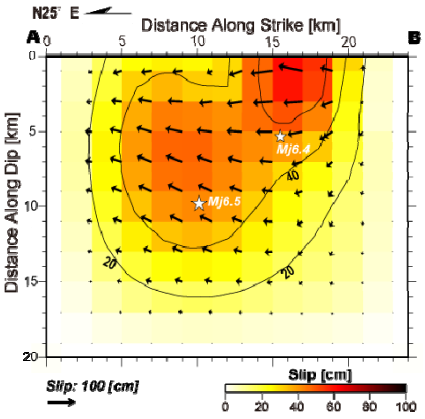


図２．滑り分布モデル

謝辞：本研究で使用したALOS-2データの所有権は，JAXAにあります．これらのデータは，国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて，JAXAから提供されたものです．

S21－25

ALOS-2/PALSAR-2 ピクセルオフセットデータによる2016年熊本地震に伴う地殻変動の検出と震源断層モデルの推定

#姫松裕志・古屋正人（北大理）

Fault source model for the 2016 Kumamoto earthquake sequence based on ALOS-2/PALSAR-2 pixel offset data

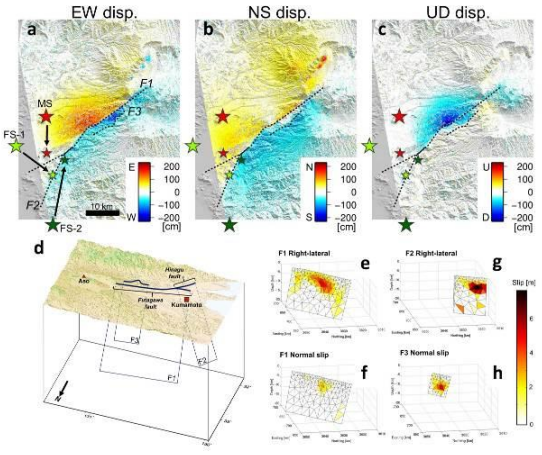
#Yuji Himematsu, Masato Furuya (Hokkaido Univ.)

2016年4月14日（JST）に始まった2016年熊本地震は2つのM>6の前震に続いて，4月16日（JST）にMw7.0 (M_{JMA} 7.3) の本震が発生した．気象庁が公開している震源リストによると，一連の地震の震源は九州地方を北東―南西方向に横切る別府島原地溝帯に沿って位置していた．別府島原地溝帯を境に中部九州には南北引張応力場がはたらいていることが測地学的・地質学的手法を用いて明らかにされている (e.g., 松本 1979, Ehara 1992, 多田 1993)．気象庁による地震波解析の結果から求められたほとんどのメカニズム解は横ずれ成分が支配的で，いくつかの解は正断層ずれが支配的な解も含まれていた．本震(Mw7.0)のメカニズム解は横ずれ成分が卓越していたが，非ダブルカップル成分も無視できないほど含まれていた．

本研究ではL-band衛星SAR (合成開口レーダ)であるALOS-2/PALSAR-2が撮像したSAR画像データにピクセルオフセット法 (画像相関による局所変位抽出法)を適用し，2016年熊本地震に伴う3次元地殻変動を検出した．ピクセルオフセット法により得られた3次元地殻変動の注目すべき点は，地殻変動シグナルに3本の変位の不連続が観測された点である．これは変動域を40kmにわたって北東―南西方向に横切る変位の不連続や (以下，断層面F1)，断層面F1の南側で南南西方向への変位の不連続の分岐 (断層面F2)，阿蘇外輪山の南西縁で断層面F1の2 km南で断層面F1と平行する変位の不連続が明らかになった (断層面F3)．これらは少なくとも合計3枚の断層の存在が示唆している．これらの3つの断層のうち，断層面F1とF3は日奈久断層帯，断層面F2は布田川断層帯の想定位置と一致する．PALSAR-2データより得られた3次元変位の水平 (東西・南北) 成分は，右横ずれ滑りが生じたことを示す地殻変動の大局的なシグナルの変動パターンを示した．これは一連の地震のメカニズム解が横ずれ成分に支配的であったことと一致する．一方，地震波観測の結果は正断層地震が支配的ではなかったにも関わらず，3次元変位の上下成分は断層面F1を境に変動域の北側で2 m以上の沈降が生じたことを示している．中部九州には南北引張応力場がはたらいていることを考慮すると，北西傾斜の断層面F1が顕著な正断層ずれを起こしたことを示唆している．

我々は検出した地殻変動のメカニズムに迫るために，3次元変位の結果をもとに震源断層モデルの推定を試みた．断層面は3次元変位が示唆したように3枚の断層面 (F1-3) を仮定した．我々の断層モデルはおおむね観測結果を再現する計算結果を示し，右横ずれのみを拘束条件として与えた断層面F2で最大7mを超えるすべり分布を示した．断層面F1では右横ずれと正断層ずれを考慮したが，正断層ずれは小さく，浅い領域で顕著な横ずれ滑りを示した．断層面F3では正断層ずれのみを考慮したが，やや深い領域で最大5 mのすべり分布を示した．

3枚の断層すべり分布を大局的にみると，断層面F1とF2の浅い領域で右横ずれ，断層面F1とF3の深い領域で正断層ずれが卓越している，いわゆるSlip partitioningが起きたことを示す．このことはまた，本震のメカニズム解に含まれている非ダブルカップル成分が横ずれ滑りと縦ずれ滑りが同時に発生したことを暗示しており，我々の断層モデルはそれを裏付けている可能性がある．



(a-c) ALOS-2/PALSAR-2によって得られた 3 次元変位の東西，南北，上下成分．点線で各断層面(F1-3)の上端位置を示した．大小の星は 3 つの M>6 イベント (赤:本震 Mw7.0 [MS];黄緑:前震 1 (Mw6.5) [FS-1]; 濃緑:前震 2 (Mw6.0) [FS-2])のそれぞれ初動とセントロイドの震央位置．**(d)** 推定した断層モデルの鳥瞰図．**(e-h)** 断層モデルのすべり分布．断層面 F1 の右横ずれ成分 **(e)**，正断層ずれ成分**(f)**，断層面 F2 の右横ずれ成分**(g)**，断層面 F3 の正断層ずれ成分**(h)**．

S21－26

熊本地震における内牧温泉域の水平移動の直接観測

#辻 健・石橋純一郎（九大）・鎌田龍一（地域資源開発）

Direct observations of horizontal sliding of Uchinomaki hot spring area during the 2016 Kumamoto earthquake

#Takeshi Tsuji, Junichiro Ishibashi (Kyushu Univ.), Ryuichi Kamata (Chiiki-Shigen-Kaihatsu)

2016 年の熊本地震では、日奈久断層～布田川断層が破壊し、大きな被害をもたらした。干渉 SAR 解析から、これらの断層システムの運動による地表変動が、熊本から阿蘇地方にかけて観測された（例えば Ishitsuka et al. 2016）。一方、阿蘇谷北西部に位置する内牧温泉から赤水地域（約 5km にわたる数カ所）では、主断層の変動（右横ずれ運動）だけでは説明できない局所的な変動が観測された。最も顕著な変動として、内牧温泉域（約 1.5km 四方）の地質ブロックが、数十 cm ほど北西側の方向に移動したことが分かった。地層の液状化によって傾斜地域や堤防の崩壊などによって地盤が側方移動することは、これまでにも知られているが（濱田ほか, 1998）、このような大きな地質ブロックが傾斜のない場所で水平方向へ移動することは知られていない。また内牧温泉では、地震後に温泉が自噴した場所や、温泉が出なくなった場所があった。この熱水循環の変化は、水平方向へ移動した地表変動と関係していることも考えられる。本研究では、干渉 SAR 解析の結果（地表変動）をもとに、野外調査と温泉掘削井の調査を実施し、内牧温泉域で生じたダイナミックな変動の解明を試みた。

野外調査の結果から、局所的な変動の南東側には、引張に伴うとみられる巨大な開口亀裂が見られた。巨大亀裂の開口幅は約 1m 以上あるものもあった。この亀裂は水平方向へのずれはほとんどなく、引っ張りに伴って形成されたもので、局所的な地質ブロックが北西方向へ移動したという干渉 SAR 解析の結果と整合的である。一方、局所的な地質ブロックの北西側には、圧縮に伴う地表変形が認められた。これらの地表変形は、干渉 SAR 解析の結果と整合的であり、内牧温泉地域が北西側へ移動したことを示している。温泉が自噴した場所は、内牧温泉域の北西側に集中しており、このことも地質ブロックが北西側へスムーズに移動し、その圧縮によって自噴したと説明できる。さらに局所的に移動した地質ブロックの中心部は、ほとんど変形を受けておらず、地震時によってスムーズに水平移動したと考えられる。

この地域には、温泉のための掘削井がいくつも存在する。その一部にボアホールカメラを使って内部を観察すると、ビデオ観測した井戸の全てで、深度約 50m においてケーシングが屈曲していることが分かった。このことから、深度 50m くらいに水平に発達する滑り面があると考えることができる。またボアホールカメラの解析結果からケーシングの変形方向の推定でき、深度 50m よりも浅い地質ブロックは、地震時に北西方向に移動したことが明らかになった。これまでの地盤の側方移動（濱田ほか, 1998）のように、地震動によって瞬間的に液状化が生じ、その上盤側の地質ブロックが滑った可能性が考えられる。温泉が出なくなった理由は、この 50m でのケーシングの屈曲あるいは破損であることが分かってきた。つまり、温泉の泉源自体には、大きな影響はないと考えられる。

本研究で、水平成層構造でも、地震の振動によって km スケールの地質ブロックが水平方向に滑る可能性があることが分かった。今回の水平変動が、液状化等によって瞬間的に強度を失って生じたとすれば、同様のメカニズムで断層が簡単に滑る可能性がある。液状化が生じるまでに時間が必要な場合であっても、今回の地震のように連続的に地震が発生すれば、液状化（または間隙水圧の変化）した地層において滑りが生じことが可能となる。

謝辞

本研究は内牧地区温泉協会の和田代表の協力を得て実施した。干渉 SAR の解析では石塚氏（深田地質）の協力を得た。本研究で用いた PALSAR2 データは、JAXA と東大地震研究所との共同研究契約により JAXA から提供されたものである。PALSAR2 に関する原初データの所有権は経済産業省及び JAXA にある。ここに感謝いたします。

参考文献

濱田政則, 若松加寿江 (1998), 土木学会論文集, 596, 189-208.

Ishitsuka, K., T. Tsuji, T. Matsuoka (2016), Journal of The Remote Sensing Society of Japan, 36, No.3

10/6　B 会場　午前

S09－18

浜名湖周辺の長期的ゆっくり滑りの地震活動によるモニタリング

#吉川澄夫(気象研)・林元直樹(気象庁)・明田川保(大阪管区気象台)

Effectiveness of Observing Seismicity for Detection of Long-term Slow Slip Event in Hamanako region

#Sumio Yoshikawa (MRI), Naoki Hayashimoto(JMA), Tamotsu Aketagawa (JMA,Osaka)

近年観測される浜名湖周辺の長期的ゆっくり滑り(LSSE)(国土地理院)と静岡県中西部地殻内の地震活動との間に時間的相関があることが指摘されており(気象庁)，過去の LSSE にも同様の関連性が示されている(吉川・他，2016)．ここでは LSSE の活動をモニターする上で地震活動の状況把握が有効になる場合があることを示す．

地震の静穏化・活発化の把握にはこれまでと同様 eMAP の方法(明田川・伊藤，2008 および林元・明田川，2010)を使用した．図1は静岡県中西部から浜名湖周辺にかけて 1997年以降の M1.1 以上の地震活動(デクラスタ済)に関して捕捉された静穏化・活発化中心点の分布を示す．この図によると，特に地殻内の地震活動は LSSE 休止期間中(2006-2012)に静岡県中西部から愛知県東部にかけて顕著であったことが見て取れる．プレート内には浜名湖直下に静穏化領域が見られるが LSSE との対応が明瞭ではない．このような現象はプレート境界のLSSE発生時に地殻内で応力低下が生じる一方，プレート内では別の現象が進行しているためと見られる．

図2上は図1の地殻内(水色矩形枠)で発生した地震の累積頻度曲線を示す．図2下には同期間の国土地理院 GNSS 電子基準点(田原および竜洋)間の相対変位の非定常時間変化を示す．適切な基準点同士の相対変位から大地震時の影響を抑制し近隣の変動を抽出できる．この図によると地震回数の変化と水平・上下両成分の相対変位に2回の LSSE との対応が見られる．これらの関連性を踏まえれば LSSE の活動状況を静岡県中西部地殻内の地震活動からも把握できる可能性がある．

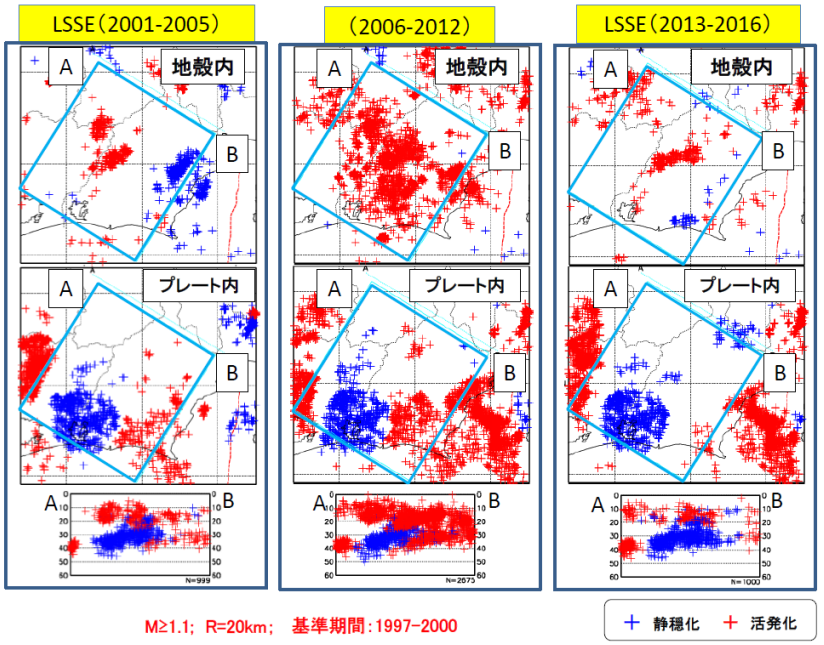


図１　地震活動静穏化・活発化捕捉中心点の LSSE 期間別・領域別分布

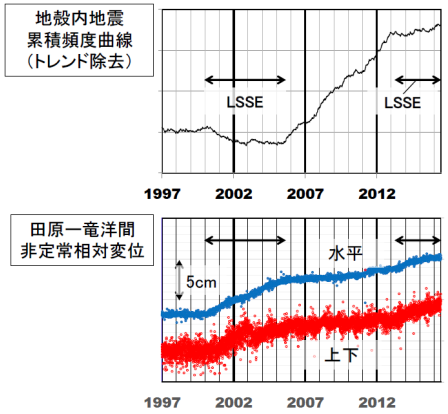


図２
上）静岡県中西部地殻内（図１水色矩形枠）の M1.1 以上の地震（デクラスタ済）の累積頻度曲線
下）GNSS 電子基準点間の非定常相対変位．
（共に 1997～2000 の変化を基準）

S09－19

南アフリカ Cooke 4 金鉱山地下 1 km の切羽沿いに密集する微小破壊の空間分布詳細構造

#山形直毅[1]，直井誠[1]，中谷正生[2]，森谷祐一[3]，大槻憲四郎[3]，Thabang Kgarume[4]，Joachim Philipp[5]，村上理[6]，Thabang Masakale[7]，Luiz Ribeiro[8]，矢部康男[3]，川方裕則[9]，Anthony Ward[8]，石田毅[1]，Ray Durrheim[4,10]，小笠原宏[9]

[1]京大，[2]東大，[3]東北大，[4]CSIR，[5]GMuG，[6]東濃地震研，[7]OHMS，[8]Seismogen，[9]立命館大，[10]Wits 大

Detailed Spatial Distribution of AEs along Mining Front at a 1-km Depth in the Cooke 4 Gold Mine in South Africa

#Naoki Yamagata[1], Makoto Naoi[1], Masao Nakatani[2], Hirokazu Moriya[3], Kenshiro Otsuki[3], Thabang Kgarume[4], Joachim Philipp[5], Osamu Murakami[6], Thabang Masakale[7], Luiz Ribeiro[8], Yasuo Yabe[3], Hironori Kawakata[9], Anthony Ward[8], Tsuyoshi Ishida[1], Ray Durrheim[4,10], Hiroshi Ogasawara[9]

[1]Kyoto Univ., [2]The Univ. of Tokyo, [3]Tohoku Univ., [4]CSIR, [5]GMuG, [6]TRIES, [7]OHMS, [8]Seismogen, [9]Ritsumeikan Univ., [10]Witwatersrand Univ.

薄板状金鉱脈の採掘による応力集中で，マグニチュード 3 程度までの規模の剪断破壊（地震）が頻発する南アフリカ Cooke 4 金鉱山の地表下 1 km に，M_W −5 程度の微小破壊（Acoustic Emission；以下，AE）まで検知できる観測網を展開した．この観測によって，進行する採掘空洞前方では，長さ 10–30 m 程度，厚み 1–3 m ほどの二次元状 AE 分布（以下，Tabular cluster）が，採掘の進行と共に規則的に形成されていることが明らかになった（Moriya et al. 2015；山形・他，2015）．また，断層などの既存弱面で発生しているものもあり，それらは厚み数十 cm の範囲内にほとんどの震源が集まる，シャープな二次元状分布を示す（以下，Planar cluster）ことがわかっている（Naoi et al. 2015）．

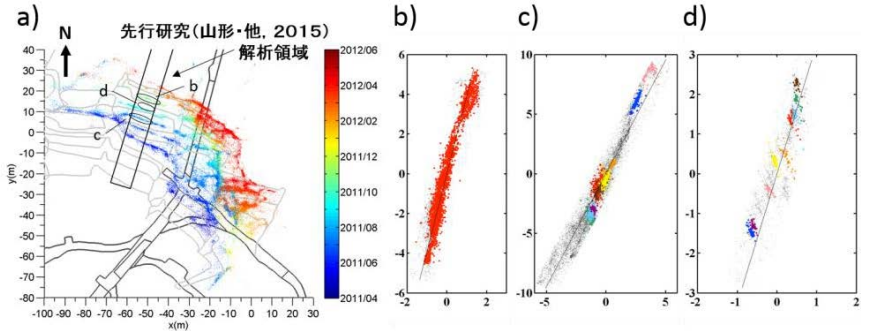
これまでの解析では，切羽前方に密集した AE の震源を Double Difference 法（以下，DD 法）により再決定し，分布を調べるという手法を用いてきた．しかし，DD 法は計算コストが高いためにごく狭い領域でしか解析が行えず，切羽全体でこれらの活動が普遍的に見られるのか，活動パタンに不均質性はあるのかという検討は行えなかった．本研究では，DD 法に比べて計算コストが少ない，震源分布から構造を抽出するのに特化した手法（Collapsing 法；Jones and Stewart, 1997）を，切羽前方の約 200 万個の AE に対して適用し，震源分布の観察を行った．

解析には，自動走時検測・震源決定アルゴリズム（Horiuchi et al. 2011）による結果をもとに作成した AE カタログを用い，**図 a** に示した 130×120×70 m^3 の領域内で，2011 年 4 月から 2012 年 5 月の 14 ヶ月間に起こった AE を対象とした．著者の環境では，メモリ（8 GB）の制約により一度に 12 万個程度のイベントしか Collapsing 法を適用できないので，解析領域を 1-12 万個のイベントを含むボックス 1936 個に分割し，それぞれに対して Collapsing 法を適用した．各ボックスは，隣のボックスと 50%ずつ重なるように作成しており，1 つの震源に対して，通常 4 つの結果が得られる．これらを各グリッドの中心座標からの距離に応じて重み付け平均し，最終的な震源カタログを作成した．

Collapsing 法によって得られた震源分布のうち，薄板状採掘域沿いの厚み 1 m の領域に求まった震源を**図 a** に示す．震源が線状に並んでおり，切羽沿いの AE が，多数の二次元状分布の集まりであることがわかる．Collapsing 法によって，先行研究に比べて広い範囲で二次元状分布が形成していることが確認できたが，採掘域に近いところで現れる板状分布が，より離れたところの板状分布より後に現れたり，様々な走向・傾斜を持つ多数の二次元状分布が狭い領域に密集している場所があるなど，先行研究で報告されたものに比べてより複雑な分布を示すことがわかった．

次に，山形・他（2015）で確認された 9 つの二次元状分布に対し，同研究で行った DD 法の震源決定結果を用いて，波形の類似性を元にしたイベントグルーピングを行った．個々の二次元状分布を形成する AE のうち，震源距離が 2 m 以内の全ての震源ペアに対して，P-S タイムの 1.5 倍の長さの波形を用いて相互相関係数を計算し，相互相関係数が 0.7 以上のものを類似イベントペアと認定した．そして互いに共通のイベントをペアとして持つものをグルーピングし，類似波形グループを作成した．この結果，Planar cluster に対しては，クラスタ全体で 1 つの類似波形グループが構成された（**図 b**）．個々の AE が既存弱面上の滑りであったために，隣接したイベントが全て同じメカニズム解をもっていた可能性がある．一方，Tabular cluster に対しては，個々のグループは数 m 規模の広がりしか持たないケースがほとんどであった．各類似波形グループを構成する AE は，各クラスタの巨視的方位と同じ方向に並ぶ例もあれば（**図 c**）異なる方向に並ぶ例もあった（**図 d**）．板状分布を構成する内部亀裂の方位パタンに，さまざまなケースがあることを示唆する．

謝辞：本研究の一部は JST/JICA, SATREPS，ならびに JSPS 科研費(21224012, 21246134, 26249137, 26887022)，ならびに「地震および火山噴火予知のための観測研究計画」の助成を受けたものである．



図．a) Collapsing 法によって得られた AE の震源分布．採掘域沿い厚み 1 m の領域に震源が求まったものを，発生時期ごとに色分けして示している．採掘は南から北へ向けて進行しており，薄い灰色の線が切羽を表す．b) Planar cluster の類似波形グルーピングの例（図 a 中の b のクラスタの断面図）．c) d) Tabular cluster の類似波形グルーピングの例（図 a 中の c,d のクラスタの断面図）．ドットは AE 震源を表し，類似波形グループを構成するイベントは同じ色で示している．b)では類似波形グループを構成するイベント数が最も多いものを，c) d)ではイベント数が多いもの 9 つを示している．灰色はそれ以外の AE 震源を表す．図中の灰色の線は，各 planar, tabular cluster の巨視的方位を示す．

S11－01

地震に伴った発光現象を模擬した放電発光分光実験

#榎本祐嗣・山辺典昭（信州大繊維）・奥村暢朗（㈱コンポン研）

Discharge-lights spectroscopy experiments simulating EQLs

#Yuji Enomoto, Tsuneaki Yamabe (Shinshu Univ., Ueda), Nobuo Okumura (Genesis. Res. Inst.)

1965-1967 松代群発地震で観測された発光現象は寒冷前線が通過したあとに発生することが多いと報告されている（安井 地磁気観測所要報 1968）。地震活動と気象変動が重畳して大気電場が激しく±変動した観測データ（Kondo, *ibid* 1968）から判断して、大気電場の交流変動が発光をトリガしたと考えられる。一方、歴史地震を辿ると、山体が崩壊して発光を目撃したという記録も多い。山体を構成する岩石種は花崗岩、火砕岩、石灰岩などさまざまである。

上記の現象を模擬した室内実験としてモデルフィールドに直流ならびに交流(1kHz)・高電圧（20kVmax）を印加した放電発光ならびにシャルピー衝撃試験機を用い同種岩石の衝突・せん断破壊させたときの摩擦発光を C-MOS カメラ（Canon EOS kiss7i）での撮影ならびに分光放射輝度計（コニカミノルタ：CS-2000A）を用いてスペクトル分析を行った。図 1 に放電発光実験装置の写真を示す。主な結果を下記に要約する。

1) 植物（杉、ゴールドクレスト、セダム）で覆われたフィールドを模擬した 1kHz, 20kVmax での放電は、窒素分子 2nd positive ($C^3\Pi_u$-$B^3\Sigma_g$) が主となる誘電体バリア放電で(図 2)、発光色や無声などの特徴は松代群発地震発光の目撃証言と整合する。
2) 花崗岩の衝撃摩擦発光は多くの複雑なスペクトル(未同定)から構成されるデータが取得できたが、火砕岩や黒雲母片麻岩など写真撮影では衝撃発光が確認されたものの、それらのスペクトル分光は発光強度不足のためできなかった。
3) 石灰岩の衝撃発光は、摩擦発熱による 250℃あたりでの赤色発光（～800nm）が卓越する熱ルミネッセンスである。



図1 モデルフィールドの放電実験装置

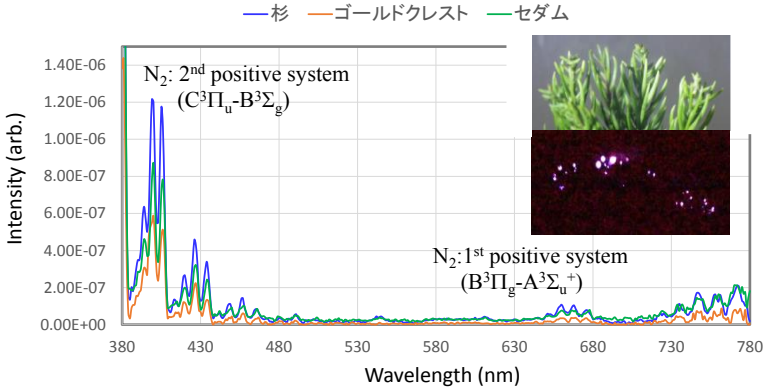


図2 植物の種類を変えた誘電体バリア放電発光（挿入の写真は杉葉）とそのスペクトル：放電電圧20kV.

謝辞 分光放射輝度計利用の便宜をいただいたコニカミノルタ㈱に厚くお礼申し上げます。本研究は信州大と㈱コンポン研との共同研究により実施されました。

S11－02

2011年東北地方太平洋沖地震による河川堤防・表層地盤のS波速度構造の変化

稲崎 富士(土木研)

Variation of S-wave velocity structure of a levee system attacked by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake.

INAZAKI Tomio (PWRI)

強震動地震時に表層地盤のS波速度が低下することは，以前からよく知られていた事象であり，2011年東北地方太平洋沖地震の際にもKiK-net観測地点のS波速度低下が鉛直アレイ解析で見いだされている(Sawazaki & Snieder, 2013など)．ただしそれらは離散的・固定的な地点データであり，さらに鉛直アレイ間のどの層準がどれだけ変化したかを把握することはできなかった．

筆者らは河川堤防の洪水・地震に対する安全性を，原位置情報に基づいて評価する手順の確立を目的とし，ランドストリーマー表面波探査と牽引型電気探査を組み合わせて適用してS波速度と比抵抗分布から堤防の安全性を評価する手法の研究を進めている．その一環として，2002年以降47ヶ所の河川堤防で77次にわたる浅部物理探査を実施してきた．その中には2011年東北地方太平洋沖地震で被災した河川堤防も含まれている．茨城県南西部を南流する小貝川の左岸34.2K-36.0K区間がその代表例で，当該堤防では2002年5月より10年間以上にわたって各種計測を繰り返し実施してきた．そのうち2005年8月，2011年7月および2014年9月に取得した当該区間約1.8kmの表層約15mのVs構造を比較したところ，地震によるS波速度低下を空間的に捉えることに成功した．

Figure 1は測定時期の異なる3面のS波速度断面を並べて示したものである．同図には人工盛土である堤体部(深さ約6mまで)と自然地盤部(深さ6-15m間)の平均Vsプロファイルを合わせて表示してある．なお平均値は単純な算術平均によって算出した．同図からは，地震に伴い盛土・表層地盤のVsが明瞭に低下したこと，地震発生後4ヶ月を経過した時点でもVs低下が継続していること，地震後約3年を経過した時点ではほぼ元の状態に回復していたことが示されている．Vs低下が局所的に発生していることも特徴的である．まず地下水位より上位にある盛土部は，一部を除き地震後に全般的にVsが低下した．低下率は5-15%程度であった．自然地盤部のVs低下は，特に測線距離800-1000m付近で顕著であったが，この区間には堤防盛土直下にN値10程度以下の緩い細砂-中砂が分布していた．一方測線距離100m付近および1700-1800m区間では堤防盛土直下の自然地盤のVs低下は顕著ではない．また自然地盤のVs低下が堤防盛土直下および深さ10m付近に集中していることも特徴的である．このように地震によるVs低下部位を2次元断面上で特定できることが，浅部物理探査による長期繰り返し計測の利点であると言えよう．

なお同図に示したS波速度分布は，表面波探査データから分散曲線を求め，それに対し1次元インバージョンを施し，空間的な補間を施して2次元S波速度構造を再構成している．したがってインバージョンの過程や分散曲線の読み取り誤差の影響が重畳していると考えるべきである．そこで地震に伴う速度変化が顕著であった地点の波形データとそれらの分散曲線の直接対比を試みた．その結果，地震前後(Y05Aug/Y14Sep)では波形はほぼ同一であったのに対し，地震直後(Y11Jul)のそれは，中オフセット距離部で違いが認められた．分散曲線では10 Hz以下の低周波側で，地震直後に位相速度が低下していることがわかった．

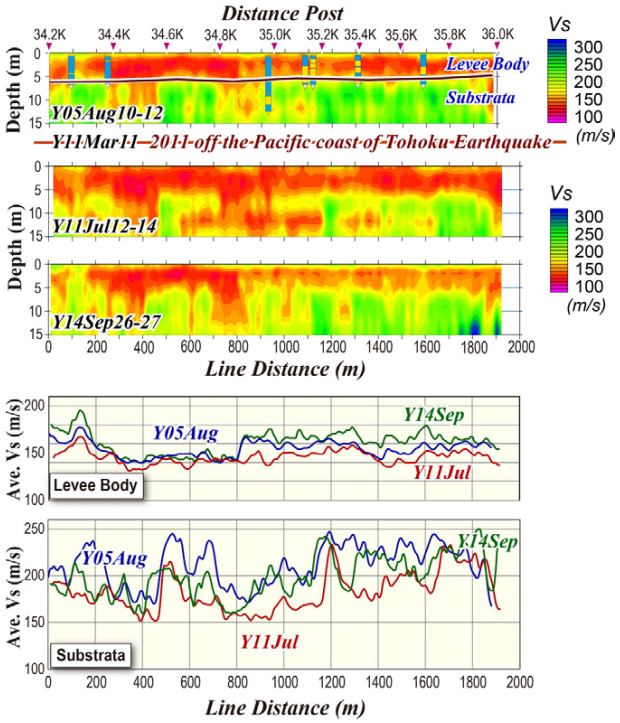


Fig.1 Comparison of S-wave velocity (Vs) sections reconstructed from SWLS survey data along a levee obtained before and after the 2011 East Japan Earthquake. Averaged Vs profiles for levee body and substrata are plotted below (Inazaki, 2016).

S06－01

2015 年ネパール・ゴルカ地震（Mw 7.8）震源域中央部の稠密余震アレイ観測による余震分布と地殻構造

#蔵下英司・佐藤比呂志・酒井慎一・平田 直（東大地震研）・八木浩司（山形大）・Ananta Prasad Gajurel・Danda Pani Adhikari（トリブバン大）・Krishna Subedi・Bishal Nath Upreti（NAST）

Aftershock distribution and crustal structure in and around the central focal area of the 2015 Gorkha earthquake (Mw 7.8), Nepal, derived from a dense aftershock observation

#Eiji Kurashimo, Hiroshi Sato, Shin'ichi Sakai, Naoshi Hirata (ERI, Univ. Tokyo), Hiroshi Yagi (Yamagata Univ.), Ananta Prasad Gajurel, Danda Pani Adhikari (Tribhuvan Univ.), Krishna Subedi, Bishal Nath Upreti (NAST)

はじめに

2015 年 4 月 25 日に発生したネパール・ゴルカ地震（Mw7.8）は，カトマンズをはじめとして約 9000 人の死者を伴う甚大な被害を発生させた．この地震はインド-オーストラリアプレートとユーラシアプレートの境界で発生した逆断層型の地震である．ヒマラヤ地震発生帯は，典型的な大陸衝突型のプレート境界に位置し，地表地質などを拘束条件としてメガスラストの形状を含む地殻構造断面が描かれてきた（例えば， Cattin and Avouac, 2000）．しかしながら，衝突帯のテクトニクスを理解する上で重要となる詳細な震源分布や地震波速度構造に関する知見は乏しい．このような知見を得る為には，震源域の直上や近傍で，観測点間隔が密な観測を実施することが有効である．そこで，ゴルカ地震震源域中央部を横切る稠密余震観測を実施した(蔵下・他，2016 年連合大会)．

本講演では，各観測点で取得したデータに地震波トモグラフィー解析を適応することで得た余震分布と地殻上部の地震波速度構造について報告する．

観測

調査測線は，西北西－東南東方向に分布しているゴルカ地震余震域の中央部を横切るシャブルベシからカトマンズを経てヘトウラに至る約 90km の区間に設定した．観測点は，3-10km の間隔で 35 箇所に設置し，各観測点では，固有周波数 4.5 Hz の地震計によって上下動及び水平動の 3 成分観測を行った．収録は，Geospace 社製の独立型レコーダである GSX-３を用い，2015 年 8 月 15 日からと 11 月 28 日からの 2 回，収録時のサンプリング周波数を 250Hz に設定して，それぞれ約 1 ヶ月間の連続観測を実施した．

解析と結果

各観測点で取得した記録は連続記録であるため，地震毎のデータに編集する必要がある．そこで，Win システム(卜部・束田，1992)を用いて STA/LTA トリガー方式によるイベント検出を実施した．検出した 716 個のイベントに対して P 波・S 波の手動検測を行なうことで得た走時データとネパール定常観測点データ処理で使用されている 1 次元速度構造（Pandey et al., 1995）を用いて hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987）を使用した震源決定を実施した．得られた結果から，震源の深さ及び水平位置の誤差が 0.5km 以内となった 609 個のイベントに対して，Double-Difference Tomography 法(Zhang and Thurber, 2003)を適応した．得られた結果を図 1 に示す．北に傾斜する余震分布が確認でき，余震活動は，測線の中央部下と北部下で特に高くなっている特長を示す．

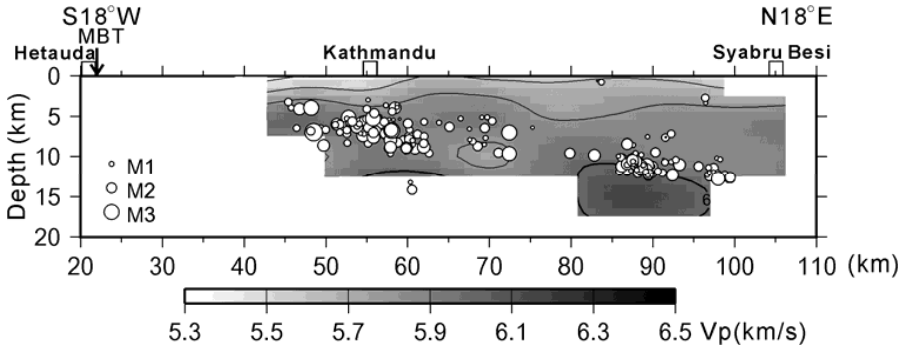


図１： ゴルカ地震震源域中央部を横切る測線下の P 波速度構造と余震分布．横軸は，ヒマラヤ前縁断層からの距離．コンター間隔は 0.2km/s，○は震源(断面図からの距離が±5km 以内)を示す．MBT:主境界断層．

S06－02

チリ南部のトリプルジャンクション周辺の臨時観測データを用いた沈み込み帯の震源分布と異方性構造
―東北地方との比較検討－

#飯高 隆（東大地震研）・岩森光（海洋研究開発機構）・
M. Miller・ K. Bataille (Univ. of Conception)

The seismicity and anisotropy structure in the vicinity of the Chile Triple Junction Aysen region, southern Chile.

T. Iidaka (ERI,Univ. of Tokyo), H. Iwamori (JAMSTEC)
M. Miller, and K. Bataille (Univ. of Conception)

１） はじめに

南米チリの三重会合点付近では，沈み込み帯において海嶺が沈み込んでいるという特殊な地球科学的背景を有している。そのため， 2004 - 2005 年にイギリスのケンブリッジ大学，リバプール大学，チリのコンセプション大学等と共同で臨時地震観測がなされた。これらのデータを用いて地震波トモグラフィー解析がなされ，沈み込み帯のイメージが描かれてきた(Miller et al., 2005)。その結果，沈み込むスラブの形状が明らかにされるとともに，温度構造を考慮した物質科学的研究から，海嶺の沈み込みをともなうサブダクションの描像を得ることができた。また，この領域においては，他の研究によって西南日本で見られるような微動の発生が見つかっており，定常的に微動が発生していることが報告されている。この地域と日本の沈み込み帯の構造との比較研究を行うことは，沈み込み帯を理解するうえで，ひじょうに重要である。

２） データ

2004 年から 2005 年にかけて南緯 45 度－48 度，西経 74 度－72 度の地域を対象として行われた臨時地震観測のデータを用いた（図 1)。

３） 結果

この地域の応力場を調べるために地殻内地震の S 波偏向異方性解析を行ったところ，観測領域中央部において南北方向に早い軸を持つ異方性が観測された（図２)。日本の東北地方でも，南北方向に早い軸を持つ異方性がみられ，沈み込みによるベンディングによる可能性が示唆されている。今回の解析結果は，東北地方と調和的であり，それほど高い山脈を持たないチリ南部においても，南北方向に早い軸をもつ偏向異方性が観測されたことは，ベンディングによる影響の可能性が考えられる。

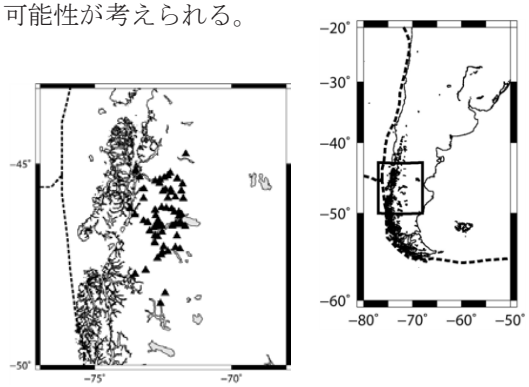


図１ チリ南部トリプルジャンクション周辺の臨時観測点(▲)分布

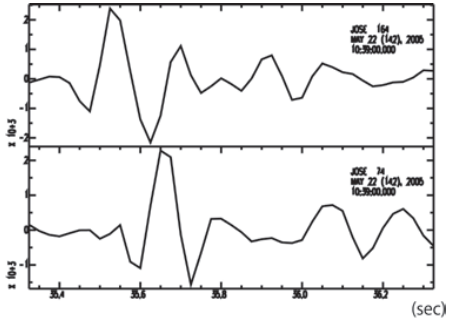


図２ S 波偏向異方性波形例

S06−03

ニュージーランドアルパイン断層掘削地点とその周辺における地殻浅部S波異方性

#高木涼太・岡田知己（東北大）・吉田圭佑（防災科研）・John Townend・Laura-May Baratin・Calum Chamberlain・Martha Savage (VUW)・Carolin Boese (IESE)

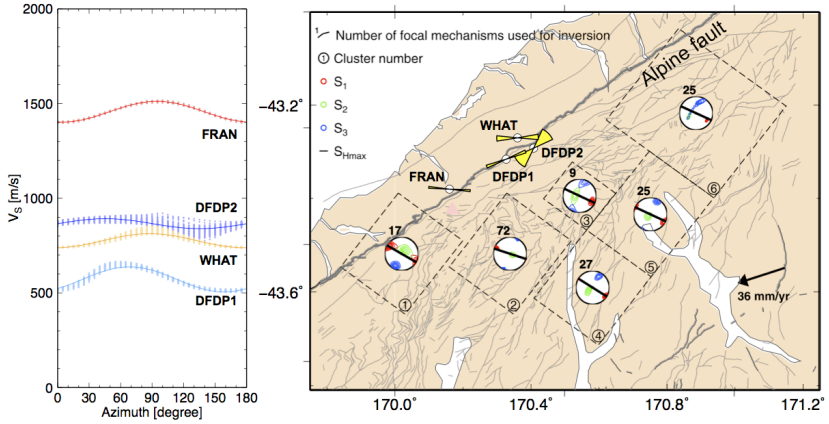
Shear wave anisotropy in shallow crust at and around the DFDP drilling sites at the Alpine fault, New Zealand

#Ryota Takagi, Tomomi Okada (Tohoku Univ.), Keisuke Yoshida (NIED), John Townend, Laura-May Baratin, Calum Chamberlain, Martha Savage (VUW), Carolin Boese (IESE).

■はじめに ニュージーランド南島のアルパイン断層はオーストラリアプレートと太平洋プレートの境界をなす逆断層成分を持つ右横ずれの断層である．Deep Fault Drilling Project (DFDP) では，掘削によってアルパイン断層を構成する岩石を直接観察し，断層運動に伴う岩石の変形過程を理解することを目的としている（Townend et al. 2009）．一方，S波異方性はクラックや鉱物の選択配列によると考えられており，これらの選択配列方向は応力場や岩石の変形過程を反映する．そのため，地震観測から異方性を推定することで応力場や岩石の変形過程についての情報が得られる．本研究では，DFDP掘削地点とその周辺において，アルパイン断層近傍のS波異方性を推定した．

■データと解析 使用した手法は地震波干渉法である．ボアホール地震計とその直上に設置した地表地震計との相互相関解析からボアホール底・地表間を伝播するS波を抽出し，S波到達時刻の振動方位依存性からボアホール底・地表間のS波速度異方性を推定する（Nakata and Snieder, 2012）．上盤側（太平洋プレート）の2つの掘削孔DFDP1・2に設置されたボアホール観測点(深度81 m・400 m)と下盤側（オーストラリアプレート）の2つのボアホール観測点WHAT・FRAN(深度61 m・98 m)の計4点を使用した．上盤側の掘削孔直上においては，新たに地表地震観測を行った．下盤側の2点では地表地震計を併設した期間があるため，そのデータを使用した．GeoNetカタログに基づき，各観測点について震央距離約400 km以内におけるM1.8-6.2の23-89個の地震を選択した．地震計設置方位・機器特性の補正後，800 Hzでアップサンプリングした．S波走時の1.5倍からSN比が2以下になるまでの最大100秒間の時間窓で相互相関関数を計算した．振動方位を0度から180度まで5度刻みで回転させ相互相関解析を行い，相互相関関数ピークの振動方位依存性から速いS波方向と異方性強度を推定した．

■結果と議論 上盤側の2観測点ではアルパイン断層走向に平行な速いS波方向が得られた．アルパイン断層から100 m程度のより断層近傍のDFDP1では21%という強い異方性が観測された．上盤はアルパイン断層に平行な面構造が発達した片岩やマイロナイトで構成されている．また，孔壁音響イメージングから，アルパイン断層に平行な亀裂が卓越することが示されている（Doan et al. 2015）．そのため，上盤側では，断層運動に伴う岩石の変形・亀裂を反映した構造異方性が卓越し，断層ごく近傍で強い異方性が観測されたと考えられる．一方，下盤側では速いS波方向が東西方向を向き，アルパイン断層に33-40度の角度をなす．下盤はランダムなクラックを持つと考えられる花こう岩で構成されているため，応力によるクラックの選択的閉鎖が異方性を作っている可能性がある．もし観測された異方性が応力場を反映しているとすると，最大水平圧縮軸方向は地震のメカニズムから推定した広域応力場（Boese et al. 2012）に対して25度程度断層走向に近づく方向に回転している．これは断層近傍において深さ方向に応力場が変化している可能性を示しており，サンアンドレアス断層でも同様の応力場の回転が報告されている（Hickman and Zoback, 2004）．



図．S波速度振動方位依存性（左）と速いS波方向の空間分布（右）．右図はBoese et al. (2012)に加筆．扇型で速いS波方向の誤差範囲を示す．

S06－04

東北地方太平洋沖地震の誘発地震による秋田県北部のS波偏向異方性

#小菅正裕（弘前大理工）

Fracture induced shear wave splitting in a source area of triggered seismicity in the northern part of Akita prefecture

#Masahiro Kosuga (Hirosaki Univ.)

1. はじめに

異方性を有する媒質中をS波が通過すると，振動方向がほぼ直交する速いS波と遅いS波に分離する，S波スプリッティング現象が現れる．スプリッティングを表すパラメータは，速いS波の振動方向φと，速いS波と遅いS波の到達時刻差δtである．これまでの研究から，地殻内でのφはその地域の最大主圧力軸方向を向く場合が多く，開口クラックの効果と考えられている．このことから，S波スプリッティング解析は応力場に関する情報を得る目的で行われることも多い．

2011年東北地方太平洋沖地震後，東北地方北部で発生する地震の震源メカニズム解は，東西圧縮の逆断層型から北東−南西圧縮の横ずれ型へと変化した．そこで，秋田県北部の森吉山周辺での誘発地震の震源域近傍で実施した臨時地震観測のデータを用いてS波スプリッティング解析を行った．最初の結果は前報（地球惑星科学連合2016年度大会）において報告したが，今回は，移設した観測点での解析結果，及びデータのサンプリング周波数を1000 Hzに上げて行っている観測結果も含めて報告する．

2. 後続波の波形の時間変化

解析に用いた観測点のうちの定常観測点は，震源域から西南西に10 km程度離れたHi-net阿仁である．2013年10月から2015年11月までの臨時観測点は，震源域直上の森吉観測点と，震源域から北に5km程度離れたアレイ観測点のうちの1点である．2015年11月以降は，森吉観測点を1km程度西の場所に移設し，その北側3km程度の場所に1点を新設した．また，2016年7月からは，その2点においてサンプリング周波数1000 Hzでのデータ収録を行っている．

解析では，スプリッティングの2つのパラメータ，速いS波の振動方向φと，速いS波と遅いS波の到達時刻差δtを変えて，直交する2方向のS波波形を合成し，2つの波形の相互相関係数が最大となるφとδtを求めた．

3. 結果と議論

震源域直上の森吉観測点では，φは北西−南東方向を向き，δtは0.015秒程度である．それに対して，アレイ観測点と定常観測点でのδtはほぼ0秒である．森吉観測点でのδtはデータのサンプリング間隔の3倍程度とわずかである．1000 Hzサンプリングの結果では0.02秒（20サンプルの時間間隔）程度のδtが得られており，森吉観測点での0.015秒程度のδtは有意な結果と考えられる．

2015年11月までのデータで有意なδtが観測されたのが森吉観測点だけであることは，地震波が誘発地震の震源域を通過する過程で異方性の影響を受けていることを示唆する．2015年11月以降に移設・新設した観測点での結果もそれと調和的に見えるが，北側の観測点でのδtは0秒に近い結果が多いことから，さらにデータを蓄積して検討する必要がある．

φの方向と応力場の関係を検討するため，誘発地震の震源域周辺で発生した59地震の震源メカニズム解をP波初動極性から決定した．震源近傍の臨時観測点のデータも含めているので，よく制約された逆断層型の解が得られた．φはメカニズム解のP軸方位とはほぼ直交し，節面の方位分布と平行である．このことから，森吉山地域の異方性は開口クラックによるのではなく，誘発地震の断層面によって形成されているとの解釈が可能である．Tadokoro and Ando (2002)は，淡路島で観測された異方性の時間変化を，断層面の形成とヒーリングによると解釈した．Iidaka and Obara (2013)は，東北地方太平洋沖地震後に福島県から茨城県にかけての領域で発生した誘発地震震源域での異方性の解釈において，断層面による異方性を検討した．森吉山地域において誘発地震の断層が異方性を生じさせているかどうかを明らかにするには，他の誘発地震発生域，例えば秋田県中部域などでの解析を進める必要がある．

文献

Iidaka, T. and K. Obara, 2013, Earth Planets Space, 65, 1059-1064.
Tadokoro, K. and M. Ando, 2002, Geophys. Res. Lett., 29, doi: 10.1029/2001GL013644.

謝辞：解析には，防災科研Hi-netで収録された地震波形データと気象庁一元化震源カタログを利用させていただきました．記して謝意を表します．

S06−05

地震探査が解き明かすプレート折れ曲り断層の地域差 〜 日本海溝域と千島海溝域の比較研究 〜

＃藤江剛・小平秀一・佐藤壮・海宝由佳・高橋努・山下幹也・山本揚二朗・尾鼻浩一郎・三浦誠一 (JAMSTEC)・山田知朗 (東大地震研)

Regional variations in plate bending-related faults between the Japan trench and the Kuril Trench

#G. Fujie, S. Kodaira, T. Sato, Y. Kaiho, T. Takahashi, M. Yamashita, Y. Yamamoto, K. Obana, S. Miura (JAMSTEC),T. Yamada (ERI)

海洋プレート折れ曲りと海洋プレート水輸送

海洋プレートが沈み込み帯に輸送する水は、沈み込み帯における地震・火山活動、温度構造、プレート間カップリングなどに強い影響を与える。海洋プレートが輸送する水量は、中央海嶺において海洋プレートが生成される際の熱水循環に伴う海洋プレートの含水化や、海洋プレートが海溝から沈み込む直前に折れ曲ることに伴い発達する正断層を通じた含水化などにより決定付けられると考えられている。

中米海溝、アリューシャン海溝、日本海溝の一部では、ridge propagation や pseudo-fault など海洋プレート生成時のセッティングの違いが沈み込み帯への水輸送量の違いに繋がっていることを示唆する研究成果が報告されている (van Avendonk et al., 2011; Shillington et al., 2015; Fujie et al., 2016)。一方、海洋プレート沈み込み直前の折れ曲り断層の発達度合いも顕著な地域差を示すことが知られているが、その地域差が水輸送量にどのような影響を与えているのかはまだよく分かっていない。さらに、中央海嶺付近の活動に伴う含水化と、海溝付近における折れ曲りに伴う含水化のどちらが水輸送量に対する寄与が大きいのかについても分かっていないのが実態である。

日本海溝・千島海溝に沈み込む太平洋プレート

東北日本弧沖合の北西太平洋海域では、古い海洋プレートである太平洋プレート (120-130Ma) が日本海溝と千島海溝から日本列島下に沈み込んでいる。両海域とも折れ曲り断層の発達に伴う海底地形が明瞭に観察されているが、その様相は大きく異なっている。日本海溝域では、過去の海嶺軸の走向 (tectonic fabric) や現在の海溝軸の走向など様々な走向を持つ折れ曲り断層が複雑に入り組んで存在しており、しかも断層は陸側傾斜、海側傾斜の両者が発達する地塁地溝構造 (horst and graben 構造) を呈している。断層の比高は最大で 500m 近くにも達するほど大きい。一方、過去の海嶺軸と現在の海溝軸の走向がほぼ一致する千島海溝域では、ほとんどの折れ曲り断層の走向は tectonic fabric と平行であり、古傷の再活動であると解釈されている。断層の比高もせいぜい 200m 程度と相対的に小さく、ほとんどの断層が陸側傾斜のものからなる half graben 構造を呈している。

このように、折れ曲り断層の発達形態や発達度合いが大きく異なる両海域であるが、沈み込む太平洋プレートは同じ海嶺で同時期に形成されたものであるため、両海域における構造変質 (含水化、水輸送量) の違いは、折れ曲り断層の発達の違いを反映しているものと考えられる。すなわち、両海域を比較することで、折れ曲り断層が海洋プレートの水輸送で果たしている役割を評価することができると期待される。

構造調査と結果の概要

海洋研究開発機構では、2009 年に千島海溝域で、2009 年および 2013 年に日本海溝域で大規模なエアガン-OBS 構造探査を実施した (図 1)。

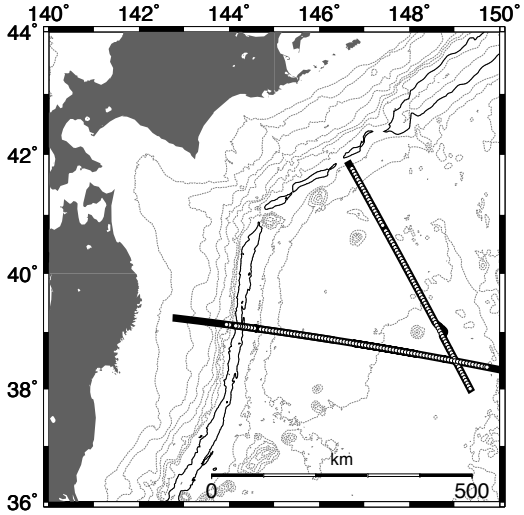


図 1: 千島海溝、日本海溝に直交する探査測線。測線長はおおよそ 500km、OBS は 6km 間隔で設置した。

両海域とも、海溝軸に近付くに連れ海洋プレート内の P 波速度 (V_p) が低下するとともに V_p/V_s 比が上昇する。しかし、その変化量は、折れ曲り断層が顕著に発達する日本海溝域の方が大きい。本講演では、両海域における構造変化を不確定性まで含めて定量的に比較することで、折れ曲り断層の発達の地域差とそれが海洋プレート水輸送に与えるインパクトを議論する。

S06－06

宮城沖日本海溝海溝軸周辺からアウターライズ域における太平洋プレートの地震波速度構造

#尾鼻浩一郎・藤江剛・小平秀一・高橋努・山本揚二朗・
三浦誠一（JAMSTEC）・篠原雅尚（東大地震研）

Seismic velocity structure of the Pacific Plate in the trench axis and outer-rise region of the Japan Trench off Miyagi

#Koichiro Obana, Gou Fujie, Shuichi Kodaira, Tsutomu Takahashi, Yojiro Yamamoto, Seiichi Miura (JAMSTEC)
Masanao Shinohara (ERI)

はじめに

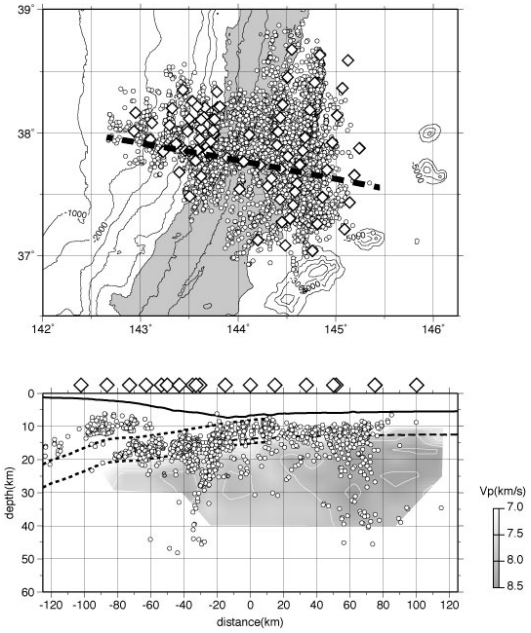
海溝軸周辺から海溝海側の海洋プレートでは、海溝からの沈み込みに伴うプレートの屈曲により浅部が伸張応力場となり、一般に「アウターライズ地震」と呼ばれるプレート内正断層地震が発生することが知られている。また、正断層によって形成されたホルスト・グラーベン（地塁・地溝）構造が発達するとともに、正断層を通じて海洋プレート内部に水が取り込まれ、海洋性地殻およびマントルが含水化すると考えられている。正断層を通じて海洋プレートにどの程度の水が取り込まれるかということは、沈み込み帯深部への水の輸送を考える上で重要である（e.g., Faccenda, 2014）。近年、海溝海側の海洋プレート上において地殻構造探査が活発に行われ、プレート折れ曲りに伴う地震波速度構造の変化が捉えられている（e.g., Fujie et al., 2013）。しかし、多くの場合、得られたイメージは海洋性地殻およびモホ面直下数kmに限られており、マントル深部を含めた含水化の実像は捉えきれていない。そこで、本研究では2011年の東北沖地震以降地震活動が活発化した宮城沖日本海溝の海溝軸周辺および海溝軸海側アウターライズ領域で得られた地震観測データを用いて、太平洋プレートの地震波速度造を求め、プレート折れ曲りに伴う海洋マントルの構造変化について検討を行った。

解析

2011年の東北沖地震以降、宮城沖日本海溝の海溝軸周辺ならびに海溝海側では海底地震計による地震観測が繰返し行われ、詳細な震源分布が得られている（Obana et al., 2012, 2013, 2014）。今回は、これらの研究で得られた走時データに加え、2012年12月から2013年3月の観測と2013年8月から2014年4月まで行われた観測のデータも使用し、double-difference法（Zhang and Thurber, 2003）による解析を行った。解析には約8000個の地震を用い、震源分布と地震波速度構造を求めた。

結果

解析の結果、太平洋プレートマントル内の地震波速度が、海溝軸海側70~80km付近から海溝軸に向かって低下し始める様子が捉えられた。チェッカーボードテストテストの結果を考えると、海溝軸付近ではマントル内の地震波速構造の低下が少なくとも深さ30km付近まで達している。モホ面下15km付近では、P波速度は8.4km/s程度から7.8km/s程度に低下している。このP波速度の低下が蛇紋岩化によって起きたとすると（Carlson and Miller, 2003）、P波速度の低下している領域では、約2.5wt%の水が取り込まれていると考えられる。



図：（上）解析の結果求められた震央分布。◇：海底地震計。水深6000m以深の領域を灰色で示す。（下）上図の破線に沿って投影した震源分布とP波速度構造断面。破線は、プレート上面（Ito et al., 2005）と、海底面の水深ならびにプレート上面深度から推定される海洋性モホ面を示す。

謝辞

本研究はJSPS科学研究費JP15H05718、JP16H04045の助成を受けたものです。

S06－07

次元可変なパラメータ空間でのコーダ波解析から推定した東北沖アウターライズ地域の散乱係数の空間変化

#高橋 努・尾鼻 浩一郎・小平 秀一（JAMSTEC）

Spatial variation of scattering Q in outer-rise area off Tohoku estimated by a trans-dimensional coda wave analysis

Tsutomu Takahashi, Koichiro Obana, Shuichi Kodaira (JAMSTEC)

数Hz以上の高周波数帯域の地震波は散乱や非弾性減衰の影響を強く受け，直達波部分の波形が崩れコーダ波が励起される．直達波からコーダ波までのエネルギーの時空間変化は散乱および内部減衰の1/Q値を分離して推定する上で重要であり，単一観測点の記録から観測点近傍の1/Qを推定するMultiple Lapse Time Window Analysis (MLTWA)法が提案されている(e.g., Hoshiba 1993)．この手法は稠密地震観測網へも適用され，散乱や減衰の空間変化の推定が試みられてるが(e.g., Carcole & Sato, 2010)，これまでは観測点周辺での構造変化は十分には考慮されていなかった．その問題を解決するため，高橋（JpGU, 2016）ではMLTWA法を拡張し，観測データに対して最適な分解能で散乱減衰と内部減衰の空間変化をより適切に推定する手法を提案した．それにより，1/Q値の空間分布をより正確に把握でき，1/Q値の推定精度も向上することを示した．本研究ではその手法に基づいて推定した東北沖アウターライズ地域の構造について報告する．

拡張されたMLTWAでは空間を離散Voronoi Cellsにより分割し，各cell内は一様な内部減衰と散乱減衰で特徴づけられると仮定する．各cellにおいてその内部を伝播するデータに対してMLTWAで用いられるエネルギー比に対する残差を求め，全データに対する残差二乗和から尤度関数を定義する．そしてReversible Jump Markov Chain Monte Carlo (Green, 1995)により次元可変な空間での事後確率の元でサンプリングを行い，Voronoi Cellsの個数や形状を変化させながら最適解の周辺を探索する．本研究ではこの手法を2011年5月・6月に東北沖アウターライズ域で実施した海底地震観測の記録に適用した．この観測は20台の海底地震計により実施され(Obana et al. 2012)，東北沖地震発生の約40分後に発生したMw7.6の正断層地震とその余震域を対象としている．

4-8Hz, 8-16Hz, 16-32Hzの帯域でそれぞれ解析を実施した結果，内部減衰の1/Q値はどの帯域でも有意な空間変化を示さないことがわかった．一方，散乱減衰は明瞭な空間変化を示し，散乱の強い領域が複数存在することが明らかになった（図1）．このうち(a)の領域は東北沖地震の約40分後に起きたM7.6の余震の震源域に概ね対応し，その北東側にある(b)の領域は2005年のM7.0の地震の震源域（Hino et al. 2009）付近に位置する．この結果は，地震活動によって形成された破砕構造を反映している可能性が高いことを示唆する．また観測網の東縁部では散乱係数の南北変化が見られ，北側の散乱の弱い領域(c)は，東北沖地震後もほとんど地震活動が見られない場所と良い対応を示す．南部の散乱が強い領域(d)は，前述のM7クラスの震源域(a,b)と同程度の散乱を示す．この場所でM7クラスの地震が発生した事例は確認できていないが，過去に発生した地震などによる既存の破砕構造である可能性を示唆すると考えられる．

謝辞：本研究はJSPS科研費JP16H01565，JP15H05718，JP16H04045の助成を受けたものです．

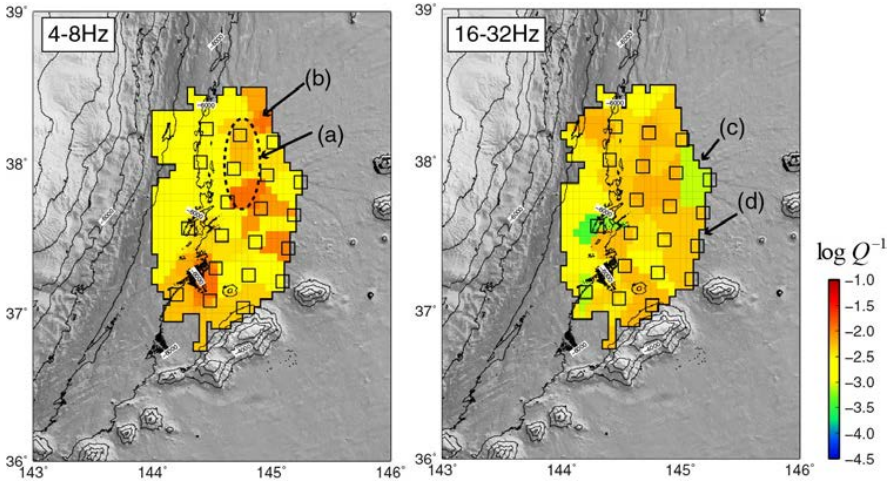


図1．4-8Hzおよび16-32Hzにおける散乱減衰の1/Q値の空間分布．□が観測点位置を表す．

S06－08

新たな日本海溝地震断層掘削に向けて：海溝-アウターライズでの地下構造調査

#小平秀一・中村恭之・藤江剛・尾鼻浩一郎・三浦誠一・富士原敏也（JAMSTEC）・氏家恒太郎（筑波大学）・James Mori（京都大学）・森下知晃（金沢大学）

Seismic studies toward Japan Trench seismogenic fault drilling projects

#Shuichi Kodaira, Yasuyuki Nakamura, Gou Fujie, Obana Koichiro, Seiichi Miura, Toshiya Fujiwara (JAMSTEC), Kohtaro Ujiie(Tsukuba Univ.), James Mori (Kyoto Univ.), Tomoaki Morishita(Kanazawa Univ.)

新たな日本海溝地震断層掘削：JTRACKとH－ODIN

日本海溝掘削 IODP343/343T, JFAST, はプレート境界断層浅部の大きな滑りの原因と動的過程を明らかにするため、東北地方太平洋沖地震発生の約１年後に緊急掘削航海として実施された。その結果、プレート境界断層での非常に小さい動摩擦係数の測定など、多くの成果があげられた(例えば、Lin et al., 2012; Chester et al., 2013; Fulton et al., 2013; Ujiie et al., 2013)。しかしながら JFAST は緊急掘削として実施されたため、海底から断層を貫き海洋地殻に至る連続したコアは得られなかった。また、JFAST は一地点の掘削のみであったため、海溝直交・平行方向での断層の構成岩石・物理化学的特性の多様性と普遍性に迫ることはできなかった。そこで、「海溝に直交する二つの掘削トランセクトによって、巨大断層すべり・巨大津波の原因となる地震発生帯の堆積層と流体の物理化学特性の多様性の理解」を科学目的に掲げ、現在新たな日本海溝地震断層掘削 JTRACK が提案されている。さらに、日本海溝域ではプレート境界巨大地震に続いてアウターライズ地震の発生も危惧されている。このアウターライズ正断層を掘削しアウターライズ地震断層の物性、および断層を通しての流体移動過程と断層周辺岩石の変質過程の解明を目指して、日本海溝アウターライズ地震断層掘削 H-ODIN が提案されている。
どちらも、水深 6,000m を超える地点での掘削提案であり掘削船「ちきゅう」でのみ達成可能なプロジェクトである。

海溝―アウターライズでの地下構造探査

現在、日本海溝海溝軸からアウターライズにかけて、様々な大型プロジェクトが進行している。日本海溝地震断層掘削では、それらプロジェクトの地震探査・地震観測データを最大限活用して、掘削プロジェクトの科学目的の強化、最適な掘削点の選定を進めている。JTRACKでは東北地方太平洋沖地震の際にプレート境界滑りが大きい領域と小さい領域で掘削トランセクトを選定する必要があり、かつ「ちきゅう」の掘削能力の観点から水深7,000m程度以下で掘削深度1,000m以下の点を選定する必要がある。そこで、地震前後の海底地形データから作成した差分地形マップ、高分解能反射法地震探査データから作成したプレート境界深度・堆積層厚マップを詳細に検討し、二つの掘削トランセクトを選定した（図１）。一方、H-ODINでは、マントルまで至る活動的なアウターライズ正断層の堆積層部、海洋地殻部から試料を採取することを目指しており、掘削点選定にあたっては、マントルまで至る正断層を同定する必要がある。これまでの地下構造探査からアウターライズ海洋地殻内の正断層を反射法探査のみからイメージングすることは困難とされているが、現在、反射法地震探査データに加え地形データ、地震活動データをコンパイルし最も適切な掘削点の選定を進めている。本講演では、二つの日本海溝地震断層掘削の目的・掘削計画を紹介するとともに、事前調査データから見えてきたプレート境界浅部、およびアウターライズ地震断層の地震学的特徴をまとめる。

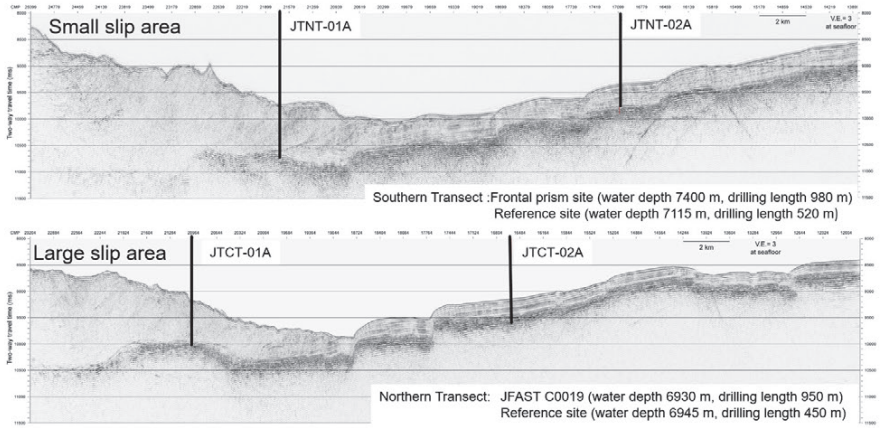


図１．JTRACK掘削候補点の反射法地震探査記録

S06－09

日本海佐渡島沖・東北日本弧―西南日本弧境界域の地震学的構造特徴

#佐藤壮・野徹雄・小平秀一・高橋成実・藤江剛・三浦誠一・金田義行(JAMSTEC)・加藤直子・蔵下英司・石山達也・佐藤比呂志(東大地震研)・越谷信(岩手大)・豊島剛志(新潟大)・石川正弘(横国大)・戸田茂(愛教大)・吉田武義(東北大)

Seismic characteristics in the boundary area between the NE Japan and SW Japan arcs off Sado-ga-shima Island, Japan Sea

#T. Sato, T. No, S. Kodaira, N. Takahashi, G. Fujie, S. Miura, Y. Kaneda (JAMSTEC), N. Kato, E. Kurashimo, T. Ishiyama, H. Sato (ERI, Univ. Tokyo), S. Koshiya (Iwate Univ.), T. Toyoshima (Niigata Univ.), M. Ishikawa (Yokohama National Univ.), S. Toda (Aichi Univ. of Education) , T. Yoshida (Tohoku Univ.)

日本海は，アジア大陸からのリフティング，その後の海洋底拡大を含む背弧拡大によって形成した北西太平洋の背弧海盆の１つである（例えば、Kano et al., 2007）．日本海東縁や南西縁部では，この拡大による伸張変形と約 3.5 Ma からの短縮変形により，褶曲－断層帯が発達，集中的に分布し（Sato, 1994），多くの被害地震が発生している．この背弧拡大と褶曲－断層帯を形成させている短縮変形との関係性はよくわかっていなかったが，近年の日本海東縁で行われた地震探査の結果により，日本海拡大によって形成した地殻構造と短縮変形の影響を受けた被害地震の震源断層を含む活断層や活褶曲の分布との対応関係が明らかになった（No et al., 2014）．このことは，日本海拡大と現在の短縮変形メカニズムとの間に密接な関係があることを示唆し，短縮変形メカニズム理解のためには，日本海拡大メカニズムの理解が必要であることを示している．日本海拡大メカニズムは，古地磁気学的研究から西南日本弧と東北日本弧のそれぞれ異なる回転運動によるものであることが提案されている（例えば，Otofuji et a., 1985）．もし２つの弧の異なる回転運動によって形成した場合，日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界を把握することは，拡大メカニズム理解進展のために必要な情報となる．日本海東縁部における西南日本弧と東北日本弧の境界は佐渡島沖合から大和海盆にかけての領域に想定されるが，しかしながらその詳細についてはよくわかっていない．この境界を把握するためには，佐渡島沖から大和海盆にかけての領域，特に能登半島の北東に位置する地形的な高まりで拡大変形をあまり受けていないと考えられる白山瀬の詳細な地震波速度構造イメージを明らかにすることは重要である．この領域では，2009 年に「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」（文部科学省，2008）の一環で海陸統合探査が行われ，地震波速度構造イメージが得られている（海洋研究開発機構，2010）．しかしながら，得られたイメージは初動走時を用いたトモグラフィックインバージョン（Zhang et al., 1998）と後続の反射波走時を用いたマッピング法（Fujie et al., 2006）によって求められているため，速度分布の誤差評価は行っておらず，さらに初動走時と広角反射波両方の走時を用いたインバージョン（Fujie et al.,2013）を実施していないためにモホ面直上の下部地殻の速度はよく求まっていない．

本研究では，2009 年に行われた海陸統合探査（大和海盆～白山瀬～富山トラフ，および佐渡海盆にて実施された海底地震計とエアガンを用いた屈折法・広角反射法地震探査，および佐渡島から西会津地域でのバイブロサイスと発破を用いた屈折法・広角反射法地震探査（会津－佐渡沖測線）（佐藤，2013））データの初動走時，モホ面からの反射波走時，MCS 記録断面の基盤からの往復走時を同時に用いた走時インバージョン（Fujie et al., 2013）にて，大和海盆から白山瀬，富山トラフ，佐渡島に至る地域の地震波速度構造イメージ，特にモホ面直上の下部地殻の速度を求める．暫定的な結果では，白山瀬下の地殻は厚さ約 23 km であり，この厚さと速度分布から伸張した大陸地殻であると解釈できる．この白山瀬の速度分布は，西南日本弧の速度分布（Matsubara et al., 2009）に類似していることが示唆される．今後，解析を進め，モンテカルロ的手法により速度分布を求め，誤差評価を行う予定である．

S06－10

韓国の単一又は少数の地震から得られた地殻の深さ依存散乱減衰

#鄭泰雄，アセプ･ラフマン（世宗大, 大韓民國）

Depth dependent crustal scattering attenuation revealed using single or few events in South Korea

#Chung, Tae Woong · Asep Nur Rachman (Sejong Univ.)

Few studies have been conducted on the variance of scattering (Q_s^{-1}) and intrinsic attenuation (and Q_i^{-1}) with depth in the crust. Furthermore, these values, routinely estimated using multiple lapse time window analysis (MLTWA), were seriously affected by different earthquake depths. Recently our study of MLTWA using single event showed realistic results when the number of recorded station was more than 8, without consideration of radiation pattern in numerical method such as Direct Simulation Monte Carlo (DSMC) method (Asep *et al.*, 2015). Based on earthquakes recorded by dense seismic networks in South Korea, we used the MLTWA method on single or small clusters of events with similar depths. The depths of 54 earthquakes, relocated using seven velocity models, provide a typical seismogenic layer with the brittle–plastic transition (BPT) depth at 11 km, which correlated well with seismicity of Korea (Fig. 1). The depth was also used for the theoretical model based on the DSMC method. As the result of MLTWA, events with shallow focal depths exhibit higher Q_s^{-1} correlated with dense scatter, whereas those with deeper focal depths exhibit lower Q_s^{-1}. This depth-dependency of the Q_s^{-1} value is indicated by the significant difference between the upper and lower parts of the BPT depth in the seismogenic layer. We also found that Q_i^{-1} do not show depth dependency as Q_s^{-1}. Thus, this study demonstrates for the first time that the crustal depth- dependency of total (Q_t^{-1}) attenuation originates from Q_s^{-1} rather than from Q_i^{-1}. The approach using single or few events may be helpful for a regional study of Q_s^{-1} and Q_i^{-1} in seismically inactive regions, where insufficient data exists and provide insight into the seismogenic layer related to potential seismic hazards.

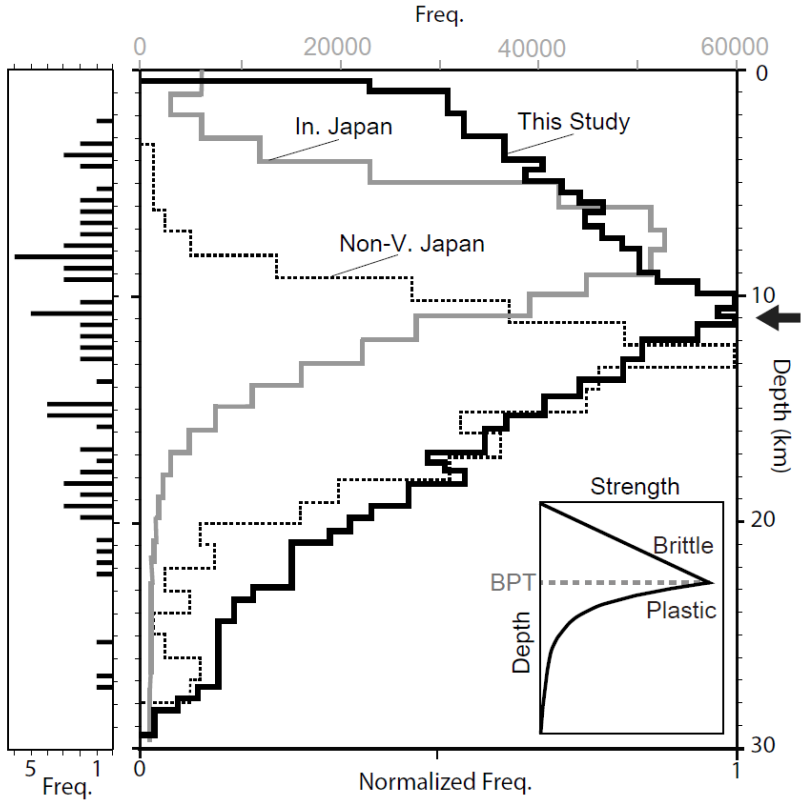


Figure 1. Distribution of seismicity with depth and simplified rheological model. Left inset presents the histogram of focal depth. Result (bold black line) is compared with the inland average of Japan (gray line) and non-volcanic region of Japan (dotted line) (Omuralieva et al., 2012). The simplified rheological model (Sibson, 1982) (bottom inset) shows the brittle–plastic transition (BPT) depth. The BPT depth of this study is 11 km (arrow). Our result and non-volcanic Japan are normalized to 1.

10/6　B 会場　午後

沖合で発生する浅発地震に見られる初動発震機構解とMT解の系統的な差異：沈み込むスラブの影響

#武村俊介・汐見勝彦・木村武志・齊藤竜彦（防災科研）

Systematic difference between first-motion and waveform-inversion solutions for shallow offshore earthquakes due to a low-angle dipping slab

#Shunsuke Takemura, Katsuhiko Shiomi, Takeshi Kimura and Tatsuhiko Saito （NIED）

1. はじめに　2016年4月1日に三重県南東沖の深さ14 kmでMw 5.8の地震（図1, Event C）が発生した．この地震は昭和東南海地震の破壊開始点に近くで発生しており，発生した深さやメカニズムを詳細に解析する必要がある．しかし，Hi-net初動発震機構解（以下、初動解）では正断層，F-net MT解では逆断層と異なった推定結果となった．このような初動解とMT解の違いは，南海トラフで発生する浅発地震において共通して見られる（図1a）．本研究では，三重県南東沖の地震の観測波形の解析と3次元地震動シミュレーションから，メカニズム解の系統的な差異の原因を調べた．

2. 初動極性分布と見掛け速度　三重県南東沖の地震時に観測された初動極性分布を図1bに示す．全ての観測点がUPとなった．また，観測された初動は，震央距離180 km以下では見掛け速度7.2 km/sと地殻のP波速度より速く伝播していることがわかった．

次にTakemura et al.（2015）に基づき，F-net MT解を仮定した3次元地震動シミュレーションを行った．1次元速度構造（鵜川他，1984）を仮定すると観測された初動極性分布と見掛け速度を説明できないが，3次元地震波速度構造モデル（Koketsu et al., 2012）を用いると再現性が大幅に改善した．

3. 初動解とMT解の差異の原因　観測波形および計算波形の解析の結果，震源直下に高速な海洋マントルが存在すると，震源から下方に輻射したP波が海洋モホを屈折波（P_{PHS}）として伝播し，初動となることがわかった．そのため，1次元構造を仮定したルーチン解析において震源射出角を誤推定し，誤ったメカニズム解を推定していることがわかった．

また，P_{PHS}の速い見掛け速度に合わせるために，陸域の1次元構造を用いた初動解では，震源を実際より深く推定する傾向がある．このことは，低角な沈み込み帯における浅部の地震活動の過小評価の可能性を示唆するものであり，今後，これまでの地震活動の見直しが必要となる．

謝辞　地震動計算には海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました．記して感謝いたします．

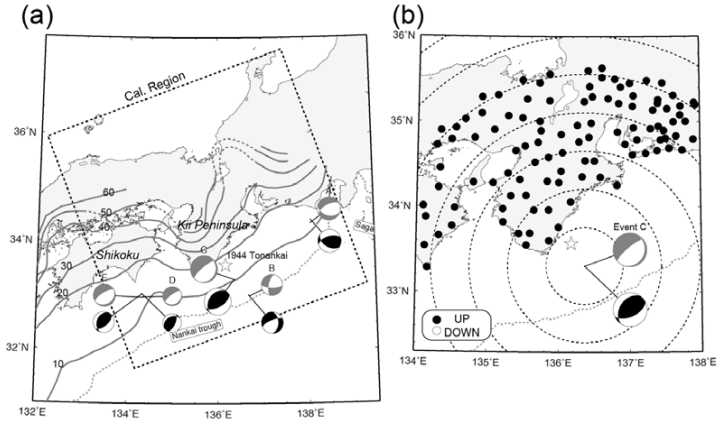


図1.（a）南海トラフで観測された浅発地震の初動解とMT解，（b）三重県南東沖の地震に観測された初動極性の分布．灰色と黒の震源球はそれぞれ初動解とMT解である．図a中のフィリピン海プレート上面はHirose et al.（2008）で，破線の四角は地震動シミュレーションの計算領域を示す．図bの破線は震央距離50 kmごとの等距離線である．

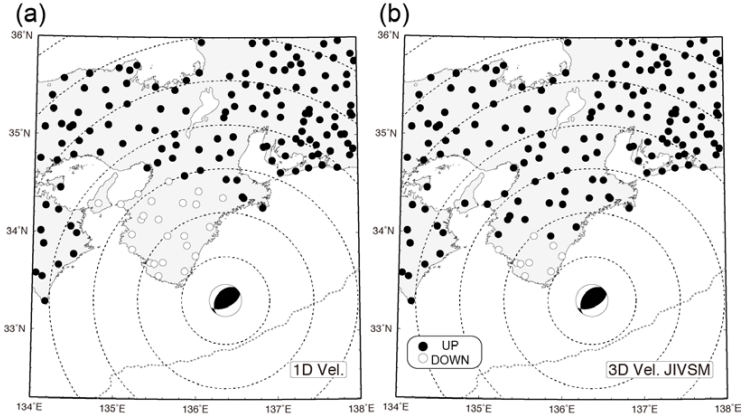


図2. 3次元地震動シミュレーションによる初動極性の分布．(a) Hi-net 1次元構造（鵜川他, 1984）と（b）3次元地震波速度構造（Koketsu et al., 2012）によるシミュレーション結果．破線は震央距離50 kmごとの等距離線である．

S06－12

地震波走時トモグラフィから推定された紀伊半島下のスラブ起源流体の特徴

＃澁谷拓郎（京大防災研）・平原和朗（京大理）

Characteristics of slab-derived fluids beneath Kii Peninsula inferred from seismic traveltime tomography

#Takuo Shibutani, Kazuro Hirahara (Kyoto Univ.)

In order to investigate behavior and nature of slab-derived fluids discharged from the Philippine Sea plate subducting beneath Kii Peninsula, we have carried out seismic observations, receiver function analyses and seismic tomography. Results of the tomography with 231,650 P travel times and 210,142 S travel times show that low velocity anomalies (> 5 % in both P and S wave velocities) are located in deep low frequency events areas at 30 – 40 km depths on the Philippine Sea slab and that another strong low velocity anomaly (> 10 % in P wave velocity) is widely distributed in the lower crust beneath the northern Wakayama Prefecture where small to micro earthquake activity is very high in the upper crust.

１．はじめに

我々は、紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレートから放出されたスラブ起源流体の挙動や性質を調べるために、リニアアレイ地震観測、レシーバ関数解析およびトモグラフィ解析を行ってきた。紀伊半島下のスラブ形状と地震波速度を推定し、低速度異常域の分布から流体の挙動を議論した。深部低周波イベントや和歌山県北部の活発な微小地震活動と流体の関係が理解されつつある。

２．これまでの結果

レシーバ関数解析の結果、紀伊半島下では、大陸モホ面が、沈み込むフィリピン海スラブの上をせり上がるように、南東方向に傾き上がっていることが分かった。トモグラフィ解析からは、スラブ上面の深さ 30 ～ 40 km あたりの深部低周波イベント（DLEF）発生域で P 波速度（Vp）と S 波速度（Vs）はともに 5% 以上の低速度異常を示すこと、および和歌山県北部の、上部地殻に微小地震が多発する領域の下の下部地殻に Vp が 10% 以上の強い低速度異常域がやや東西に広がる形で存在することが分かった。

３．新しい試み

トモグラフィ解析において、これまで用いていた 74 か月間の読み取りデータに、未読み取りであった 33 か月間のデータを追加した。これによりトモグラフィ解析で使用するデータは、P 波走時が 231,650、S 波走時が 210,142 と約 1.5 倍となった。さらに、Ramachandran and Hyndman (2012) の 4 ステップアプローチを参考にし、震源と速度構造の初期値を適切に設定することにより、Vp/Vs 比をうまく推定する方法を試みている。Fig. 1 は結果の 1 例である。上述の特徴がより鮮明に示されている。

謝辞

本研究では，防災科学技術研究所，気象庁，東京大学地震研究所，名古屋大学，京都大学防災研究所の定常観測点の波形データを利用した。

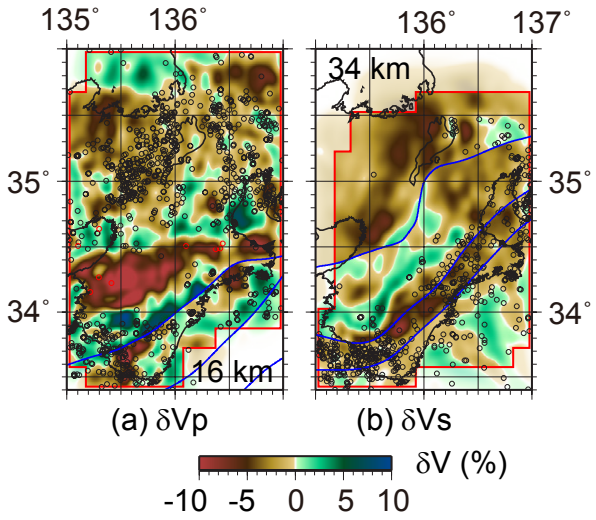


Fig. 1 Heterogeneous distribution of seismic wave velocity in and around Kii Peninsula. (a)Perturbation of P wave velocity from the reference velocity of 6.31 km/s at 16 km depth. (b) Perturbation of S wave velocity from the reference velocity of 4.33 km/s at 34 km depth.

S06－13

瀬戸内海東部周辺下におけるフィリピン海プレート形状再検討

#汐見勝彦（防災科研）

Reconsideration of the Philippine Sea slab geometry beneath the eastern part of Seto Inland Sea

#Katsuhiko SHIOMI (NIED)

1. はじめに

防災科研 Hi-net をはじめとする基盤的地震観測網の整備により，西南日本下に沈み込むフィリピン海プレート（PHS）の位置や形状，ならびに PHS の沈み込みによって発生する深部低周波微動などの特異な現象の解明が飛躍的に進展した。しかし，紀伊水道から瀬戸内海東部周辺下の PHS 形状は現在でも様々なモデルが提案されている。基盤観測データ等の蓄積が進んだ現在において，観測されたレシーバ関数（RF）を精査することにより当該地域で考えられる PHS 形状モデルについての再検討を開始したので，その経過を報告する。

2. データ･解析方法

観測データ：四国東部および中国地方東部に位置する定常観測点（図 1）において観測された遠地地震（M≥5.5，30°≤Δ≤90°。USGS のカタログに基づく）の観測記録のうち，良好な S/N を有する記録を自動ならびに目視で抽出した。

深度変換：得られた RF について，Matsubara and Obara (2011) による地震波速度構造を用いて深度変換した。

RF 断面図：Ps 変換面（地震波速度不連続面）が傾斜する場合，面が浅くなる方向（up-dip 側）から到来する地震波による Ps 変換波の振幅は他の方位と比べて小さくなる。変換面に対する明瞭な変換波を抽出するため，up-dip 側に位置する地震の記録を解析から除外する。ただし，当該地域の PHS 形状モデルの等深線の走向は，東北東－西南西方向のもの（e.g., 弘瀬･他，2007）と北北西－南南東方向のもの（e.g., Shiomi et al., 2008）がある。そこで，南南東方向（地震波到来方向 BAZ: 115°~205°）の地震を除去したデータ A と西南西方向（BAZ: 205°~295°）の地震を除去したデータ B を作成した。なお，解析から除去した方角にはインドネシアやニューギニア等の地震活動が活発な地域が含まれており，これまでのモデル構築で主要なデータとして使用されてきた地震が含まれる。

3. 解析結果

BAZ を限定して作成した RF 断面図の一例を図 2 に示す。データ A は北北西方向，データ B は東北東方向に傾斜する面を強調して表現できるように構築したデータセットである。データ A では距離 90 km（徳島･香川県境）付近まで非常に明瞭な正の RF 振幅の列（赤列）が見える。同様の配列はデータ B でも確認することができ，PHS 内の海洋モホ面に相当する。一方，図 2 に楕円で示す距離 90~140 km の区間（瀬戸内海～香川県域）では，両データセットとも明瞭な変換波の到来を確認することが出来ない。同様の事象は中国地方南部でも確認された。大陸モホ面と海洋モホ面が近接する場所では，海洋地殻や蛇紋岩化マントルの存在でモホ面が不明瞭になる，あるいは速度が逆転することが知られているが，今回の対象地域では周囲の不連続面が平坦であるという特徴がある。また，図 1 に赤丸で示した観測点では，radial / transverse 両成分の RF とも，顕著な後続波位相の到来を確認出来ない方位が存在しており，観測点下の地下構造が「透明」であることを示唆している。

今後，当該地域について，臨時観測点データを含めたより詳細な解析を行い，陸域下の PHS 形状や性状変化についての検討を進める予定である。

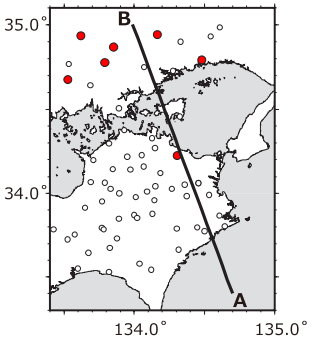


図 1　解析に用いた観測点の分布。赤丸は後続波が不明瞭な観測点。

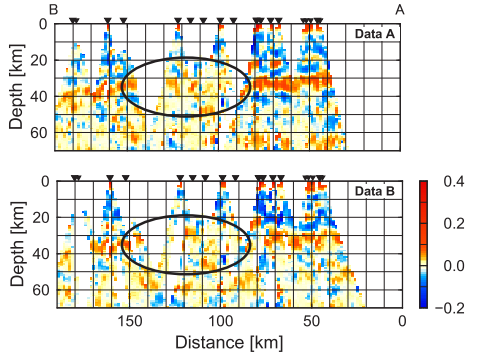


図 2　RF 断面図の例。測線の位置は図 1 に示す。上段はデータ A，下段はデータ B による。RF の振幅を赤/青で示した。

謝辞：本研究には防災科研 Hi-net/F-net 観測点のほか，気象庁，産業技術総合研究所，東京大学地震研究所，京都大学防災研究所，高知大学の観測データを使用しました。また，文科省委託「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として実施した臨時機動観測データの一部を使用しました。本研究は東京海上各務記念財団による地震研究助成により実施しました。

S06－14

四国西部域の広域比抵抗構造

#吉村令慧・山崎健一（京大防災研）・小川康雄（東工大火山流体）・中川潤・川崎慎吾・小松信太郎・米田格（京大防災研）・大内悠平・岡崎智久（京大理）・鈴木惇史・齋藤全史郎・臼井嘉哉（東工大理）・寺石眞弘（京大防災研）

Large-scale electrical resistivity structure around the Western Part of Shikoku

#Ryokei Yoshimura, Ken'ichi Yamazaki (DPRI), Yasuo Ogawa (TITech), Jun Nakagawa, Shingo Kawasaki, Shintaro Komatsu, Itaru Yoneda (DPRI), Yuhei Ouchi, Tomohisa Okazaki (Kyoto Univ.), Atsushi Suzuki, Zenshiro Saito, Yoshiya Usui (TITech), Masahiro Teraishi (DPRI)

Recent geodetic observations detect recurrent slow slip events (SSE), which occurred beneath the Bungo Channel and southwest Shikoku Island, with interval of approximately 6 years (e.g. GSI, 2010). In order to reveal a three-dimensional resistivity structure around SSE region, we are carrying out wideband magnetotelluric (MT) surveys. We also plan to establish a permanent long-term MT monitoring network that aims to detect temporal changes of resistivity structure during SSE cycle. As of June, 2016, MT surveys were performed at 31 sites by using Phoenix wideband MT instruments. In the most of sites, high quality MT responses were obtained using the BIRRP code (Chave and Thomson, 2004) for the period range 0.01 to 10,000 sec. The spatial distributions of the phase tensor ellipses and the induction vectors suggest that resistivity contrasts are located around SSEs.

豊後水道では、約6年間隔でのスロースリップイベント（SSE）の発生が検出されている（例えば、国土地理院, 2010）。SSEは、プレート境界面上で高速破壊域になると考えられている領域の深部延長部に発生しており、その発生場の状態解明は、メカニズムやプレート間カップリングの多様性を理解する上で重要である。そこで我々は、豊後水道SSE発生域周辺の三次元比抵抗構造を明らかにすることを目的に、四国西部域において面的に広帯域Magnetotelluric（MT）観測を計画・実施している。加えて、SSEの発生メカニズムに流体が関与するならば、その分布およびそれを反映した比抵抗構造も、SSEの発生サイクル内で時間変化する可能性があると考え、2015年1月より京都大学防災研究所宿毛観測室において比抵抗構造の時間変化のモニタリングのための長周期MT連続観測も開始した。

本発表では、モニタリングの可能性評価や最適配置を考える上で必要不可欠である、バックグラウンドの三次元比抵抗構造推定の現状を報告する。2016年7月現在、31観測点での広帯域MT観測を完了し、BIRRPコード（Chave and Thomson, 2004）を使用した時系列解析により、300Hzから1万秒の周期帯において良質なMT応答関数を推定した。MT応答の位相テンソルやインダクションベクトルの分布から、SSE発生領域を囲む比抵抗構造のコントラストが存在する可能性が示唆される。広帯域MT観測の概要や得られたMT応答の特徴、予察的な三次元構造解析結果などを報告する予定である。

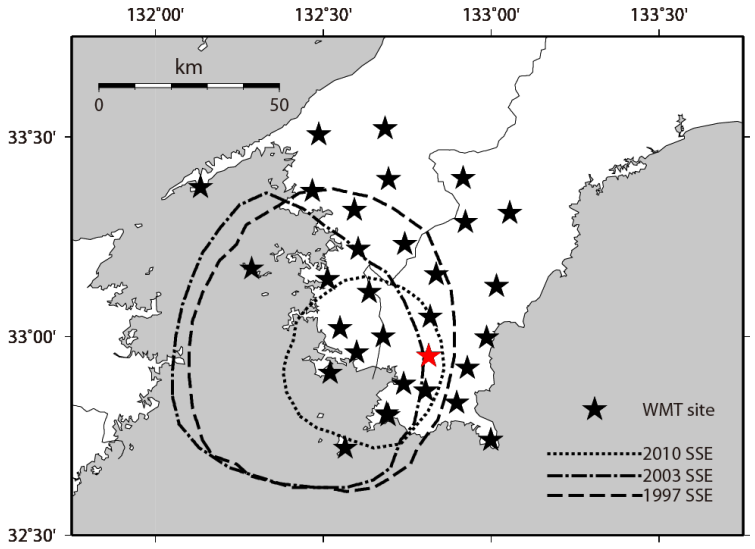


図1　2016年7月現在に実施済みの広帯域MT観測点分布。国土地理院（2010）による1997, 2003および2010年の豊後水道SSEのすべり域を破線で示す。

S06－15

南海トラフ孔内観測点で観測された背景雑振動記録を用いた地震波速度構造モニタリングの試み

#木村俊則(JAMSTEC)・三ケ田均(京都大学)・荒木英一郎(JAMSTEC)・町田祐弥(JAMSTEC)

Seismic velocity monitoring using ambient noise record observed by borehole observatories in the Nankai Trough.

#Toshinori Kimura (JAMSTEC), Hitoshi Mikada (Kyoto University), Eiichiro Araki (JAMSTEC), Yuya Machida (JAMSTEC)

〈はじめに〉

南海トラフでは，繰り返し発生するプレート境界型巨大地震発生の準備・発生過程メカニズムの理解を目指して海底下掘削孔内に地震計，歪計，傾斜計，圧力計，温度計等を設置する長期孔内観測点の構築が進められている。長期孔内観測点は，設置後，同一海域に展開されている地震津波観測システム(DONET)のケーブルに接続することでオンライン観測に移行する予定となっており，2013年3月に最初の孔内観測点C0002Gのオンライン観測が開始され，さらには2016年6月には2つめの孔内観測点C0010AもDONETケーブルに接続され，孔内観測点２点での連続観測が開始された。これらの孔内観測点は，主として海底では観測されない微小な地震活動や歪，傾斜などの地殻変動をモニタするために設置されたものであるが，本研究では，これら孔内観測点の地震計で常時観測される背景雑振動記録に着目し，そのエネルギーを利用した南海トラフ地震発生帯における地震波速度構造探査・モニタリングの可能性について検討する。

〈データ処理〉

本研究では，２点の孔内観測点C0010AおよびC0002G(図2)の三成分ジオフォンで同時に観測された背景雑振動記録に対して地震波干渉法を適用し，片側の孔内地震計を震源として，もう一方の孔内地震計を受振点とする波形記録を相互相関処理により連続的に計算する。ここで，C0002G観測点は海底下900m付近に，C0010A観測点は海底下580m付近の孔内に三成分ジオフォンが設置されており，両者の水平距離は約10kmである(図1)。本研究では，データ処理は1時間のファイル単位で実施するが，相互相関処理を計算する前に地震計の座標を回転し，Radial成分，Transverse成分，および鉛直成分での背景雑振動記録とした後，C0010-C0002G間の成分全ての組み合わせについて相互相関処理を実施する。なお，本研究では実体波を対象とした解析を実施するため，背景雑振動記録にはあらかじめ1-10Hzのバンドパスフィルタを適用し，脈動の表面波成分のエネルギーを抑えた。

〈結果・まとめ〉

本研究では，C0010AがDONETに接続され連続観測が開始された2016年6月20日～7月19日までのデータ，約一か月のデータについて処理を実施した。図2には，C0010AのRadial成分と，C0002GのRadial成分の背景雑振動記録の相互相関処理結果を示す。８秒付近に最も明瞭な反射波らしきベントが確認できるが，これはC0010A-海面反射-C0002Gのパスを通るP波の走時とよく一致している。また，その他にも時間によらずイベントが連続しており，地震波速度構造，特にP波速度構造に対応した波形記録がRadial成分の相互相関処理から得られている可能性が高いと考えられる。一方，C0010A-C0002GのTransverse成分同士の相互相関処理の結果は，Radial成分同士の物と比較して明瞭なイベントが確認できていない。これは背景雑振動記録に含まれる波動場では、P波，SV波と比較してSH波のエネルギーが小さいことを示唆するものであると考えられるが，今後，より長時間のデータをスタックするなどして，SH波のエネルギーも利用できれば，S波速度，およびその異方性の議論につながることが期待される。

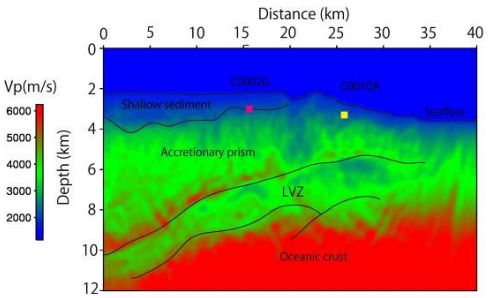


図１　速度構造モデル(Kamei et al,2012)と孔内観測点の位置

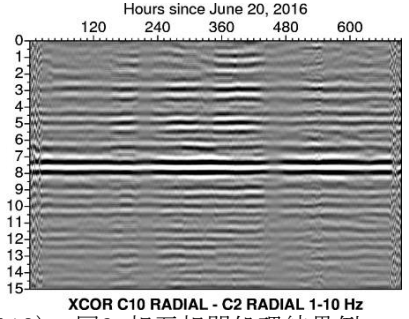


図2 相互相関処理結果例(C10-C2 Radial)

S06－16

波動場モデリングおよび地震波干渉法に基づく海洋掘削科学のための地震探査データ統合解析

#白石和也・モーキョー・山田泰広（JAMSTEC）・木下正高（東大地震研）

Integrated seismic data analysis for ocean drilling science based on wavefield modeling and seismic interferometry

#Kazuya Shiraishi, Moe Kyaw Thu, Yasuhiro Yamada (JAMSTEC), Masataka Kinoshita (ERI)

はじめに

南海トラフ地震発生帯掘削では、事前調査としてのMCS海上反射法地震探査のほか、広域地殻構造理解のためのMCS探査やOBS探査が多数実施されており、地球深部探査船ちきゅうにより掘削されたC0009孔井では、複数種類のVSP探査も行われている。それぞれの地震探査は、探査対象や分解能が異なり、互いに独立した解析が行われているのが通例である。海洋科学掘削を通じて得られる種々の地震探査データについて、それぞれのデータに合理的であり、なおかつ統一的な地質構造モデルを構築するためには、互いに異なる調査スペックや解析手法を活かしながら、統合的なデータ解析が不可欠である。本研究の統合解析では、それぞれの解析結果を別のデータ解析に利用することで、精度の向上や新しい地質情報の獲得を目的とする。ここでは、熊野灘沖南海トラフにおけるOBS広角反射法探査とウォークアウェイVSP探査で取得されたデータについて、波動場モデリングおよび地震波干渉法に基づく深度イメージングを中心に述べる。

波動場モデリングに基づく解析手法

波動場モデリングは、地球内部の地震波伝播の予測や観測波形の合成に用いられるのみならず、近年の地震探査データの解析手法には直接的に実装されることが多い。例えば、走時や波形に基づき速度構造を逆解析する技術は、与えられた地下構造モデルに対する精度良い波動場モデリングが前提となり、観測記録と合成記録の誤差最小となる速度モデルを推定する。また、本研究で用いるリバースタイムマイグレーションは、観測波形を入力として、地下の波動場を時間軸に沿って順方向と逆方向に外挿すなわちモデリングをして、反射波による地下構造のイメージを合成する。

多重反射波を活用するイメージ領域地震波干渉法

海上におけるVSP探査やOBS探査では、海面に起因する多重反射波が観測される。近年は、これらをノイズとして除去するのではなく信号として取り扱い、海上反射法探査と同等の記録とするようにリデータミングをして、反射波イメージングに活用されている。一次反射波のみを利用する場合に比べて、浅部の反射波イメージの改善、信号強調や分解能向上の効果が期待される。

本研究では、リデータミングとイメージンングを同時に実現できる、イメージ領域地震波干渉法を適用し、OBSおよびVSPの記録から、多重反射波を利用した深度イメージングを試みる。この方法は、リバースタイムマイグレーションと地震波干渉法の概念を融合した方法で、各受振器での観測記録をすべてのエアガン発振点から同時に、時間軸の順方向と逆方向にそれぞれ波動場モデリングによって波動場外挿し、任意の時間窓でイメージ領域における相関処理結果を足し合わせることで、反射波による深度イメージが得られる。この方法によって、異なる地震探査データから、海上反射法地震探査と同等の反射波イメージが得られる。将来的には、MCS探査も含めたすべてのデータを統合した、マルチスケール解析のできる、統一的な深度イメージングを目指す。

熊野灘沖南海トラフにおけるOBSデータとVSPデータの統合解析

解析対象とするのは、熊野灘沖において取得された測線長約175kmのOBS広角反射法のデータ（NT0405）と、エアガン発振が54kmにおよぶC0009孔井におけるウォークアウェイVSP探査のデータである。OBSデータに対する既存の解析により、走時インバージョンおよび波形インバージョンを通じて、精度の高い速度モデルが得られている。この速度構造を基に、上記の多重反射波イメージングを行ったところ、沿岸部から深海域に至る、トラフ軸を横断する連続的な反射波断面が得られ、熊野海盆下におけるプレート沈み込み帯の深部構造を示唆する反射波群が確認された。

VSP探査の記録は、深度方向の受振器展開長が短い反面、水平方向の発振測線長の長さを活かした解析が望ましい。深度イメージングやフォワードモデリングの解析を通じて、OBSデータから求められた速度構造を、別のデータを用いて検証できるほか、その速度を背景構造として、付加体内部や深部の断層構造の詳細な構造モデリングに役立てることができる。

OBS探査やVSP探査の全波形情報の活用により、MCS探査では得られない水平方向または深度方向の新たな情報獲得は、海洋掘削科学を通じた地質構造の理解のためにとても有意義である。

地震波干渉法により検出した2015年8月15日桜島のダイク貫入に伴う地震波散乱特性の時空間変化

#廣瀬郁・中原恒・西村太志（東北大理）

Detecting spatio-temporal changes of seismic scattering properties associated with the dike intrusion on 15 August 2015 at Sakurajima volcano using seismic interferometry

#Takashi Hirose, Hisashi Nakahara, Takeshi Nishimura (Tohoku Univ.)

1. はじめに

近年，地震波干渉法により地震波速度の時空間変化のみならず，雑微動の相互相関関数(CCF)のコヒーレンス値の変化から地震波散乱特性の時空間変化を検出する研究が行われている[例えば，Obermann *et al.* (2013a)]．火山においては，火山性流体の移動などによって地下の地震波散乱特性が局所的に大きく変化することが考えられる．本研究では，桜島における2015年8月15日のダイク貫入に伴う地震波散乱特性の時空間変化を検出したのでその結果を報告する．

2. データ・解析方法

桜島の島内に設置されている気象庁の6台の短周期地震計で記録された雑微動記録の上下動成分のCCFを解析に用いる．解析期間は2012年1月1日-2015年8月31日であり，周波数帯は1-2Hzである．

まずCCFのコヒーレンスを計算する．2012年と2013年の2年分スタックしたCCFをリファレンス(RCCF)とし，RCCFと1日分スタックしたCCF(DCCF)のコヒーレンスを2.56秒の長さの短時間窓を移動させながらラグタイムごとに計算する．次に，このコヒーレンスの2014年1年間での平均値と，変化を調べたい期間での平均値の差(以下ΔCと呼ぶ)を計算する．ΔCの値から，その期間で最もコヒーレンスが変化したラグタイムが求められる．最後に逆投影（back projection）を行い，ダイク貫入により地震波散乱特性が大きく変化した領域を推定する．Margerin *et al.* (2016)によると，一次非等方散乱を仮定した場合の感度カーネルは等時散乱殻上にも感度を持つ．これを踏まえ，観測点ペアごとにΔCが最大となるラグタイムに対応する等時散乱殻を計算しそれが通るセルにスコアを与えていく．ここでは観測点ペアを結ぶ直線がダイク周辺を通らない6つの観測点ペアを用いる．S波を仮定し，深さを0m-2000mの間で100mずつ変化させながらそれぞれの深さ断面で逆投影を行う．

3. 結果

図中の波形は，ある観測点ペアに対するRCCFとダイク貫入前後での平均的なCCFの波形である．下段はダイク貫入前後それぞれの期間でのラグタイムごとのRCCFとのコヒーレンスの平均値である．ダイク貫入後は小さなラグタイムでコヒーレンスが大きく低下していることがわかる．この傾向は他の観測点ペアでも同様に見られた．コヒーレンスの差であるΔCが最大となるラグタイムを用いて逆投影を行ったところ，ダイク貫入後では複数の等時散乱殻が交わる領域が，国土地理院などの解析により推定されているダイクの北端部周辺に求められた．またその深さは1100m-1300mであり，これはダイクの深さとも調和的である．

4. まとめ

地震波干渉法により，桜島における2015年8月15日のダイク貫入に伴う雑微動のCCFの顕著なコヒーレンスの低下を検出した．その原因である地震波散乱特性が大きく変化した領域の分布を，S波の一次非等方散乱を仮定した逆投影により推定した．その結果，地震波散乱特性が大きく変化した領域は既往研究によるダイクの北端部に求まり，深さについても既往研究と調和的であった．

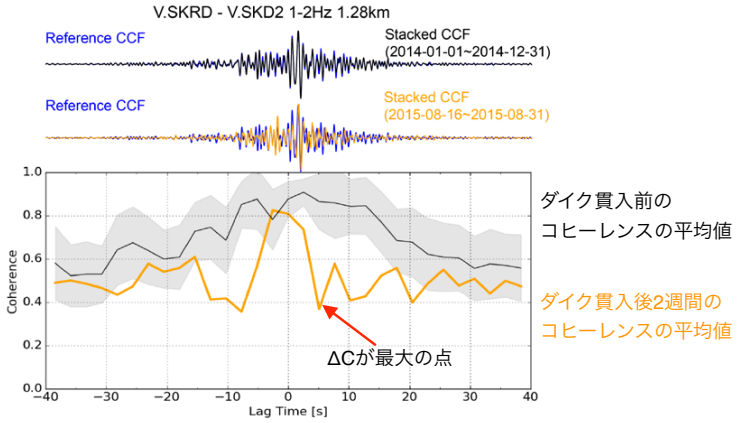


図　RCCF（青）と各期間での平均的なCCF（黒，橙）の比較．下段はラグタイムごとのRCCFとのコヒーレンスの期間内での平均値のプロット．

謝辞　本研究では桜島に設置されている気象庁の短周期地震計のデータを使用させていただきました．記して感謝いたします．

S06－18

VERA 石垣島観測局における反射法地震探査

[#] 伊藤忍・山口和雄（産総研）

Seismic Reflection Survey at Vera Ishigaki Island Observatory Station

[#]Shinobu Ito, Kazuo Yamaguchi (GSJ, AIST)

我々のグループは，国立天文台 VERA 石垣島観測局において，超伝導重力計を用いた高精度重力モニタリングに取り組んでいる．これまでの観測で，重力データは観測点周辺の地下水変化の影響を受けていることが明らかとなり，今後はその影響を除去することを目的として地下水流動モデルを作成する方針である．そのための基礎データとなる地下構造を提供する目的で，これまでに複数回にわたり様々なスケールで反射法地震探査を実施した．最近の調査は 2016 年 3 月 16 日から 23 日まで VERA 石垣島観測局構内で実施したものである．発震・受振点間隔は 1m で，東西に 69 点の測線（VIEW），南北に 78 点の測線（VINS）を設定した．受振作業に関わる人員を減らすため，独立型探査システム（Geospace 社製 GSX）を使用した．発震は掛矢を用いて板叩きを行い，各点で 20 回ずつ S 波を発震した．調査期間中の 17 日から 21 日まで発震作業を実施したが，19 日は降雨のためにほとんど発震することができなかった．データの切り出し作業も現地で実施した．

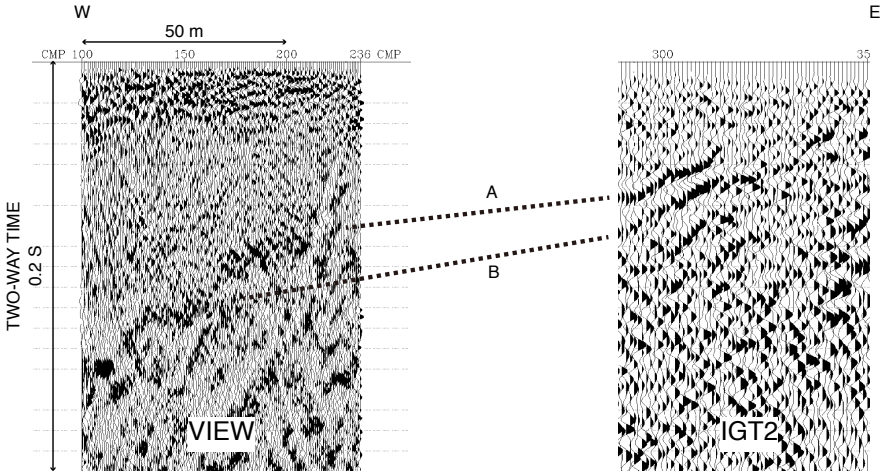


図 1. 2016 年 3 月に実施した調査の東西測線（VIEW）の時間断面（左）と 2015 年に実施した調査の測線 2（IGT2）の時間断面の一部（右）．両軸の縮尺は両断面で統一して表示している．A は盛土とそれ以前の地表との境界面からの，B は花崗岩の上面からの反射波であるとそれぞれ推定される．

VIEW には西に傾斜した複数のイベントが見られ（図 1），それぞれ標高約 15m および 5m にイメージングされた（図 2）．観測局用地におけるボーリング調査の報告書を参考にすると，標高約 15m に見られるイベント（A）は盛土とそれ以前の地表との境界面，標高約 5m に見られるイベント（B）は花崗岩の上面であるとそれぞれ考えられる．2015 年 2 ～ 3 月に実施した IGT2 に見られるイベントにスムーズに繋がることから，IGT2 に見られるイベントもこれらの境界面であると解釈される（図 1）．

一方，VINS では VIEW と比較して浅部を良好にイメージングすることができなかった．この原因として，測線のすぐ東側に尾根があること，盛土部分が薄いこと，構造のトレンドが測線に並行していることなどが考えられる．しかしながら，この断面の往復走時 250ms 付近には反射波が見られた（図 3）．これは 2015 年調査の IGT1 や 2013 年 3 月に実施した地震波干渉法による予備調査でもイメージングされている．このイベントは明らかに花崗岩内部に起因しているが，その詳細は不明である．

謝辞：本研究は JSPS 科研費 26289350 の助成を受けたものです．

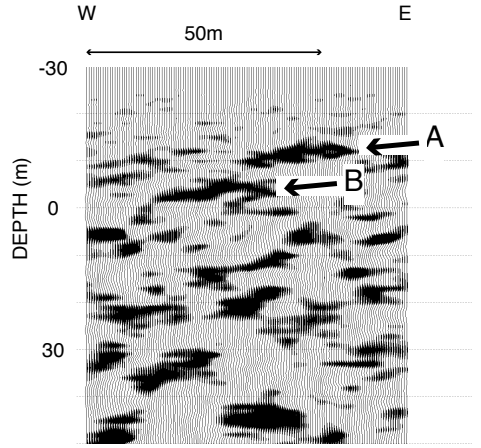


図 2. VIEW の深度断面．A は盛土とそれ以前の地表との境界面からの，B は花崗岩の上面からの反射波であるとそれぞれ推定される．

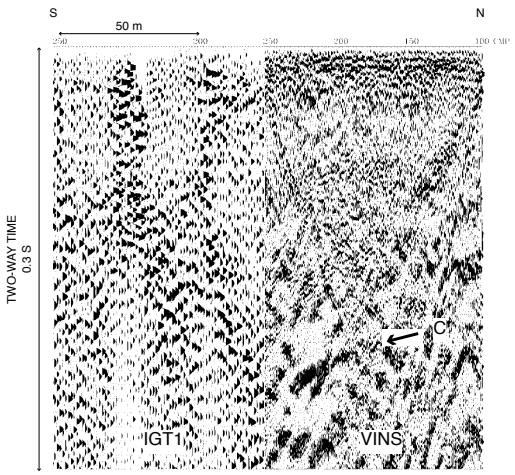


図 3. 2016 年 3 月の南北測線（VINS）と 2015 年の測線 1（IGT1）の時間断面の合成断面．傾斜が変化しているものの，往復走時 250ms 付近に共通してイベントが見られる（C）．

S06－19

南西諸島域における島弧-海溝系の地震波速度構造

#西澤あずさ・金田謙太郎・及川光弘・堀内大嗣・藤岡ゆかり・
岡田千明（海上保安庁海洋情報部）

Seismic structure of the island arc-trench system along the Nansei-Shoto (Ryukyu) island arc

Azusa Nishizawa, Kentaro Kaneda, Mitsuhiro Oikawa, Daishi Horiuchi, Yukari Fujioka and Chiaki Okada (Hydrogr. & Oceanogr. Dep., JCG)

南西諸島弧では，フィリピン海プレートが陸側プレート下に沈み込むことにより，島弧– 海溝系を形成しているが，日本周辺の他の沈み込み域とは異なり，背弧にあたる沖縄トラフが現在リフィテング活動中であるということが特徴的である（図１）．また，北部ではフィリピン海プレートは海溝軸に対してほぼ垂直方向に沈み込んでいるが，南西部では海溝軸の走向の変化に伴い斜め沈み込みとなる．さらに，海溝北部域で沈み込むプレート上には奄美海台や大東海嶺などの古島弧の高まりが存在している一方で，南西部では北部に比べてフィリピン海プレート上の地形の変化は小規模であるが，沖縄-ルソン断裂帯やGagua Ridgeなどの線状の独特な地形も沈み込んでいる．このように多様な構造を持つプレートの沈み込みに伴う地震波速度構造の変化を把握するために，海溝軸に直交する方向の地震探査測線を海溝北部で２本，南西部で５本実施し，さらに南西部では海溝軸に平行な方向にも前弧域と島弧域においてそれぞれ１本ずつ測線を設定した．

図１左側に，得られたP波速度(Vp)構造断面図を示す．初動走時を用いたtomographic inversionでは海底下約10 km以深の構造を精度良く求めることが困難であったため，特に島弧の中部地殻以深の構造モデルの作成には，主に反射波の走時を用いてforward modelingを実施した．この結果，すべての測線で，島弧下には中部地殻と下部地殻に相当する構造が存在することがわかった．しかしながら，島弧地殻内構造は，前弧域におけるVp < 5 km/sの低速度物質の分布と同様に，測線によって大きく異なる．ECr６及びECr16測線では島弧から前弧域にかけて，周辺よりも高速なVp＝～5 km/s域がごく浅部に存在することが特徴的である．これは島弧軸に沿うECr25測線でも確認でき，プレート境界直上でもVp > 6 km/sと高速度であり，この領域で顕著な高重力異常の原因であると考えられる．一方，北部の海溝軸付近ではフィリピン海プレート上の奄美海台が，南西部では沖縄-ルソン断裂帯が沈み込みつつあるイメージを得ることができた．

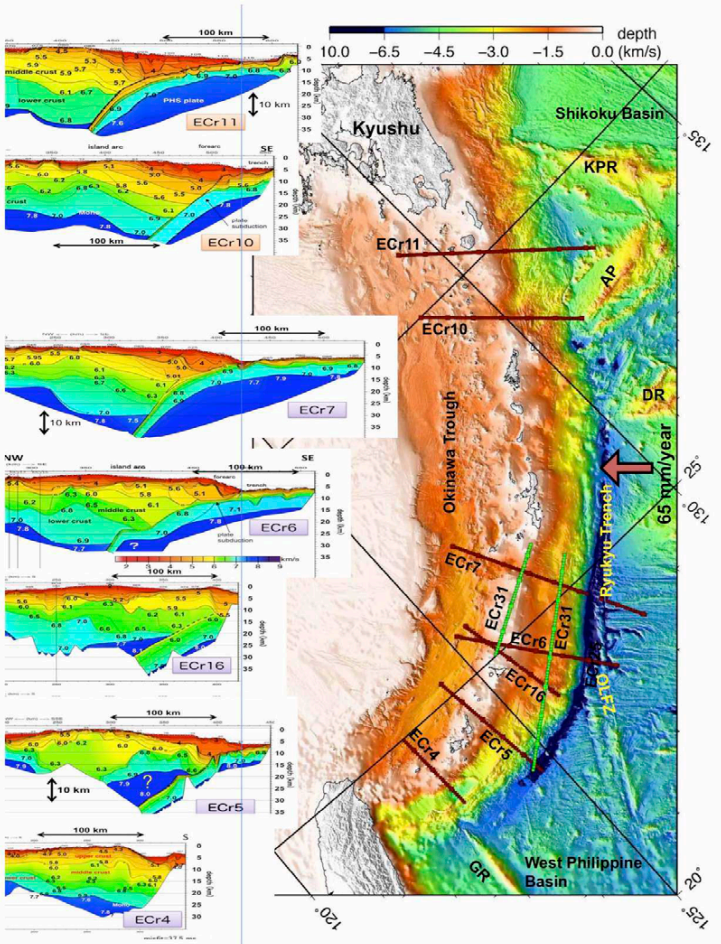


図１．南西諸島域の島弧-海溝系を横断する地震探査測線（計７本）と南西部における島弧に平行な測線（２本）の位置．各島弧横断測線のＰ波速度構造断面を，海溝軸を基準として並べて，左側に示した．屈折法地震探査では，海底地震計を５ km 間隔で設置し，総容量 6,000 (1500×4) inch^3 (17.2 ℓ) の non-tuned airgun array を 200 m 間隔で発震した．KPR：九州– パラオ海嶺，AP：奄美海台，DR：大東海嶺，OLFZ：沖縄– ルソン断裂帯，GR：Gagua Ridge.

S17−01

長期評価に基づく相模トラフ沿いの確率論的津波ハザード評価

#平田賢治・藤原広行・中村洋光・長田正樹・森川信之・河合伸一・大角恒雄・青井真・山本直孝（防災科研）・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直（応用地質）・村田泰洋・井上拓也・斉藤龍・高山淳平（国際航業）・秋山伸一・是永眞理子・阿部雄太・橋本紀彦・袴田智哉（CTC）

Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along Sagami Trough based on the long-evaluation of subduction-zone earthquakes

#Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara, Hiromitsu Nakamura, Masaki Osada, Nobuyuki Morikawa, Shinichi Kawai, Tsuneo Ohsumi, Shin Aoi, Naotaka Yamamoto (NIED), Hisanori Matsuyama, Nobuhiko Toyama, Tadashi Kito(OYO), Yasuhiro Murata, Takuya Inoue, Ryu Saito, Junpei Takayama(KKC), Shin'ichi Akiyama, Mariko Korenaga, Yuta Abe, Norihiko Hashimoto, Tomoya Hakamata(CTC)

防災科研は地震津波に対する事前の備えに資することを目的とし、平成24年度から津波ハザード評価の研究開発を開始した（藤原・他, 2013, JpGU）。日本海溝沿い（平田・他,2014,JpGU）および南海トラフ沿い（阿部・他,2016,JpGU）にひき続き、今回、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（地震調査委員会,2014a）において、将来相模トラフで発生する可能性があると評価された地震を対象に、確率論的津波ハザード評価の試作版を作成したので、それについて報告する。

まず相模トラフの地震活動についての地震調査委員会(2014a)による長期評価について概説する。同委員会は、相模トラフの地震活動を「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」（以下、M8クラス）および「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」（以下、M7クラス）の2種類の地震に分けて考え、今後30年以内の地震発生確率（30年発生確率）を、前者についてBPT分布に基づき「ほぼ0%～5%」、後者についてポアソン分布に基づき「70%程度」と評価した。震源域に関しては、前者について、相模トラフ沿いのプレート境界で起こり得る最大クラスの地震の震源域を設定し、その全部あるいは一部がM8クラスのプレート間地震の震源域として破壊すると考えた。後者については、特定の震源域で繰り返し発生する地震として扱うことは難しいと考え、最大クラスの地震の震源域のうち概ね陸域周辺のどこかで発生するものと考えた。

我々が今回試作した、相模トラフで発生しうる地震に対する確率論的津波ハザード評価の方法の概要は以下のとおり;(1)多様な震源域を表現するために、地震調査委員会(2014b)の「全国地震動予測地図2014年版」の震源域の設定方法に準拠し、M8クラスの地震の震源域として10種類、M7クラスの地震等として931種類の震源域を、それぞれ設定する（鬼頭・他,2016,JpGU）。

(2)次に断層面上に生じうる多様なすべり分布を表現するため、M8クラスの地震の震源域（断層面）に大すべり域（平均すべり量の2倍のすべり量をもつ領域）などを導入し、その位置を変化させることによって、特性化波源断層モデル125個を構築する。一方、M7クラスの地震等は震源域の中央に大すべり域を1つ設定するなどし、特性化波源断層モデル938個を構築する（鬼頭・他,2016,JpGU）。M7クラスの地震では多様なすべり分布の影響はハザード合成時にばらつきとして考慮する。

(3)すべての特性化波源断層モデルについて初期水位を計算し、最小50m間隔の陸上・海底地形データのネスティング・グリッドを用い、移流項、海底摩擦項、全水深項を含む二次元非線形長波方程式を差分法を用いて陸側遡上境界条件、海側透過条件の下で数値的に解き多数の断層モデルに対し沿岸津波高さを計算。

(4)ハザード統合のための地震発生確率モデルとして「現時点でのハザードモデル」（以前はBPTモデルと呼称）及び「長期間平均ハザードモデル」（以前はポアソンモデル）を考える。

(5)「現時点でのハザードモデル」構築のために、次のM8クラスの地震の30年発生確率として、相模湾の地形・地質データからBPT分布を用いて推定された平均的な確率の0.7%（地震調査委員会,2014b）を用いる。M8クラスの地震として設定した10種類の震源域に対し地震調査委員会(2014b)に従い確率を分配する。

(6)「長期間平均ハザードモデル」構築のために、次のM8クラスの地震の30年発生確率として、歴史地震（1293年,1703年、1923年）の平均発生間隔315年からポアソン分布を用いて推定した30年発生確率9%（地震調査委員会, 2014a）を用いる。10種類の震源域に対しb値0.9のG-R則的な確率配分をおこなう。

(7) どちらのハザードモデルにおいても、M7クラスの地震等の30年発生確率は、相模トラフから関東地域にかけての地震活動から推定したb値0.9のG-R則を用いてそれぞれの地震へ配分する。

(8)上記のように、それぞれの地震（特性化波源断層モデル）に30年発生確率を分配し、沿岸津波高さを確率論的に統合することにより、津波のハザードカーブおよびハザードマップを得る。

なお、(3)の津波予測計算および最大沿岸津波高分布の特徴などについて齊藤・他（本大会）、(4)から(8)の30年発生確率の分配方法やハザード評価結果の具体例などについて阿部・他（本大会）がそれぞれ紹介する予定である。

本研究は防災科研の研究プロジェクト「自然災害に対するハザード・リスク評価に関する研究」の一環として実施している。

S17－02

千葉県九十九里・外房沿岸地域を対象とした津波遡上即時予測プロトタイプシステムの作成

#山本直孝・青井真・鈴木亘・平田賢治・高橋成実・功刀卓・中村洋光（防災科研）

Design and prototype implementation of real-time tsunami inundation forecast system using Multi-index method

Naotaka Yamamoto, Shin Aoi, Wataru Suzuki, Kenji Hirata, Narumi Takahashi, Takashi Kunugi, Hiromitsu Nakamura (NIED)

防災科研では、日本海溝沿いに構築している大規模かつ稠密なリアルタイム沖合津波観測網である日本海溝海底地震津波観測網（S-net）[金沢・他，2012，JpGU；植平・他，2015，地震学会]を用いて津波遡上の即時予測を行う手法の研究開発を進めている[青井・他，2015，JpGU]．その中で我々は、複数の指標（2種類のVariance Reduction（VRO=1-Σ(O-C)^2/ΣO^{2}とVRC=1-Σ(O-C)^2/ΣC^2）と相関係数R）を同時に用いることで適切なシナリオを選別するMulti-index法[Yamamoto et al., 2016, EPS]を用いて、リアルタイムに津波の遡上を予測するためのシステムの設計と千葉県九十九里・外房沿岸地域を対象とした津波遡上即時予測システムのプロトタイプ実装を行ったので報告する。

これまでの検討[山本・他，2015，地震学会]では、観測データと津波シナリオバンクに登録されている計算シナリオを比較する際に、時間原点すなわち地震や津波の発生時刻が分かっていることが前提となっていた。そこで、連続データに対して一定時間間隔で常時選別を行うことでいわゆるトリガなしに予測が可能となる手法を提案する。この手法では、図1（左）に示したようにシナリオ経過時間 τ を定義し、シナリオ時間原点を複数設定して比較を行う。異なるシナリオ経過時間毎に3つの指標を独立に計算し、選別条件を満たす全てのシナリオを選別する。この時、観測データを説明し得る津波シナリオが津波シナリオバンクに登録されていた場合、すなわち選別条件を満たすシナリオが津波シナリオバンクに登録されていた場合に津波が発生していると判断され、予測情報として利用される。このようにすることで、津波発生時刻が不明なままでも観測データと計算シナリオを比較することが出来る。

S-netは震源直上で地震動を捉えることが出来るというメリットがある反面、水圧計にも地震動等の影響が生じる。地震動は津波に比べると高周波成分が卓越しているため、ハイカットフィルタを適用することで一定程度はそれらの影響を排除出来ると期待されるが、完全に除去することは出来ないという指摘もある[齊藤，2015，JpGU]。本システムでの比較に際しては、各観測点での水圧変動の絶対値の最大値を用いているため、初期の水圧変動が大きい場合に強く影響を受けてしまう。そこで、図1（左）のようにマスキング時間Tを定義し、一定時間観測データを利用しない（マスキング時間内は水圧変動を0とする）ことで地震動の影響を排除して比較を行えるようにした。この時水圧変動の絶対値の最大値を用いているためマスキング時間内は比較が出来ないだけで、マスキング時間が経過した後にはマスクしなかった場合と同等の結果が得られると期待される。

また、千葉県九十九里・外房沿岸地域に対して影響を及ぼし得る千島海溝～日本海溝～伊豆・小笠原海溝（Mw 7.6～9.8）、相模トラフ（Mw 7.6～8.6）、南海トラフ（Mw 7.6～9.3）沿いのプレート境界地震および太平洋プレートのアウターライズ地震（Mw 7.6～8.6）を対象とした波源断層モデルを設定（図1右）し、沿岸津波高や遡上浸水深等を計算することで津波シナリオバンクのプロトタイプを構築する。この時全ての波源断層モデルに対して遡上計算を行うと膨大な計算量になってしまうため、必要となる津波シナリオの効率的な選択を行っている[鈴木・他，2015，地震学会；地震工学会]。

謝辞：本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施された。

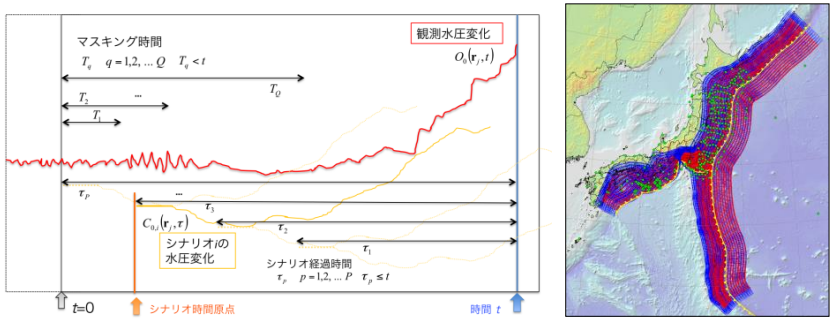


図1　左）シナリオ時間原点をずらしながら比較する場合の模式図。右）設定した断層モデルの位置（上辺中央；赤点）と形状（青）。

S17－03

データベース検索型津波即時予測における沖合水圧時系列波形に基づく選別手法の検討

#鈴木亘・青井真・山本直孝（防災科研）

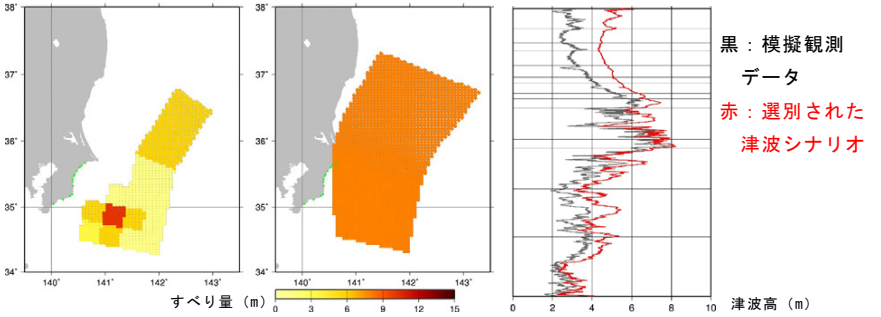
Search method based on ocean bottom pressure waveforms for database-driven real-time tsunami forecast

#Wataru Suzuki, Shin Aoi, and Naotaka Yamamoto (NIED)

防災科研では千葉県九十九里・外房沿岸地域を対象として、日本海溝海底地震津波観測網（S-net；金沢・他、2012、連合大会；植平・他、2015、地震学会）により沖合で観測される海底水圧記録に適合する津波シナリオを予め計算した津波シナリオバンクより選び出すことで、沿岸での津波高と陸域への津波の遡上を予測するデータベース検索型の津波遡上即時予測システムの開発を進めている（青井・他 2015、連合大会；山本・他 2016、本大会）。津波シナリオバンクの構築では、発生しうる地震の波源断層モデルを網羅的に設定した上で、予測対象地域への最大津波高や隣り合う波源断層モデルでの津波高分布の類似性を評価して沿岸津波高や津波遡上まで求める波源断層モデルを適切に選定し、必要となる津波シナリオの効率的な作成を行っている（鈴木・他 2015、地震学会；地震工学会）。予測対象地域への影響と発生頻度を考慮して、まず千島海溝～日本海溝～伊豆・小笠原海溝沿いのプレート境界地震（Mw7.6-9.8）を対象として津波シナリオ作成を進めており、沿岸津波高まで計算を行った津波シナリオは一様すべりを持つ約3,200波源断層モデルであり、さらに最小10mメッシュの地形モデルを用いて津波遡上まで計算を行った波源断層モデルは約1,700となる。システムに実装するシナリオの選択基準として、ある時刻での沖合水圧変動の空間分布を相関係数及び2種類のVariance Reductionで評価するMulti-index法（Yamamoto et al. 2016, EPS）を現在採用しているが、システム高度化のためには多重のアプローチにより津波予測情報や津波の危険性に関する情報を生成できることが望ましい。そのため我々は各観測点における水圧変動時系列波形のマッチングを行うことで適切なシナリオを選別する手法の開発を進めており（鈴木・他 2016、連合大会）、本研究ではその問題点の改善のための検討を実施した。

予測対象地域に被害をもたらした1677年延宝房総沖地震による津波を、既往研究による波源断層モデル（竹内・他 2007、歴史地震）を用いてシミュレーションを行い、検討のための模擬的な観測データとして用いた。この波源断層モデルは房総半島南部の沖合に局所的にすべりの大きな領域を、茨城県の沖合により広いすべり域を有する不均質なすべり分布をしている（図）。この波源断層モデルによる計算結果と、前述の約3,200津波シナリオのS-net全150観測点における水圧波形について、L1ノルム、L2ノルムを用いた一致度評価を検討した。評価に用いた区間長は地震発生から30秒刻みで20分までである。L1ノルム、L2ノルムを最小とする津波シナリオの波源断層モデルの規模及び沿岸津波高は、地震発生から20分までの波形記録を用いても、模擬観測データに対して著しく過小評価となった。これは波形が逆位相となるよりも振幅を生じない方がL1ノルム、L2ノルムが小さくなるので、本検討のように複雑なすべり分布を持つ地震に対する評価においては、沖合での水圧振幅の小さい津波シナリオが選ばれる傾向にあるためと考えられる。そこで過小評価を抑えるために、評価区間内での水圧変動の絶対値の最大値が模擬観測データの最大値と同じか大きい観測点が一定数以上あるという拘束条件を課した。その条件を110観測点以上とした場合の、地震発生から3分後にL2ノルムを最小とする津波シナリオの波源断層モデルと沿岸津波高を図に示す。波源断層モデルの広がりは延宝房総沖地震として設定した震源域をおおよそ包含するとともに、沿岸津波高の過小評価は解消されており、適切な津波予測が可能であることを示している。さらに観測点ごとに適切な波形ずらし（最大30秒）を導入することで、地震発生から90秒後に図に示す津波シナリオが選別可能であった。

謝辞：本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施した。



図：（左）1677年延宝房総沖地震として設定した波源断層モデル（竹内・他 2007）（中）選別された津波シナリオの波源断層モデル（右）沿岸津波高分布の比較

10/6　C 会場　午前

S08－05

東北沖地震前の地震活動長期静穏化とスロースリップイベント

勝俣　啓（北大）

Long-term seismic quiescence and slow slip event before the 2011 Tohoku earthquake

Kei Katsumata (Hokkaido Univ.)

１．東北沖地震前

Katsumata(EPS,2011)と勝俣(地震学会,2015)によると，2011 年東北沖地震が発生する 23 年前の 1988 年頃から福島県沖～宮城県沖では地震活動の長期静穏化が始まっていた（図１）．ただし，地震活動が皆無な期間は 10 年間ほどで終了し，その後は以前の発生頻度に復帰している．一方，Yokota and Koketsu(Nature Communications,2015)によると，GNSS の解析から福島～宮城沖では，2002 年頃から太平洋プレート上面で forward slip 的な slow slip event (SSE)が始まり，本震直前まで約 9 年間継続した．すべり量は最大 30cm に達し，東北沖地震の破壊開始点付近では Δ CFS が 0.1MPa 増加し，本震発生を促進したとされる．地震活動の長期静穏化領域と SSE の断層モデルを比較すると，空間的にはよく一致していることが分かる（図１b）．時間的には，長期静穏化の終了時期と SSE の開始時期がほぼ一致しているようだ（図１c, d）．

２．地震活動長期静穏化とスロースリップイベントとの関係

福島・宮城県沖の地震活動長期静穏化領域で発生した地震のメカニズム解は，静穏化以前以後を通して，ほとんど低角逆断層型である．したがって，プレート境界面の固着が弱く，定常的に相対運動している場合は，境界面上に多数存在する小アスペリティに歪が蓄積し，破壊することにより定常的に中小地震が発生するであろう．逆に，固着が強くなり相対運動が止まると低角逆断層型の地震活動もなくなる．以上のように考えると，地震活動長期静穏化の期間は，一時的に固着が強まりプレート間の相対運動が停止した時期である．また，静穏化終了後の地震活動復活期は，固着が弱まり相対運動が再開した時期ということになる．

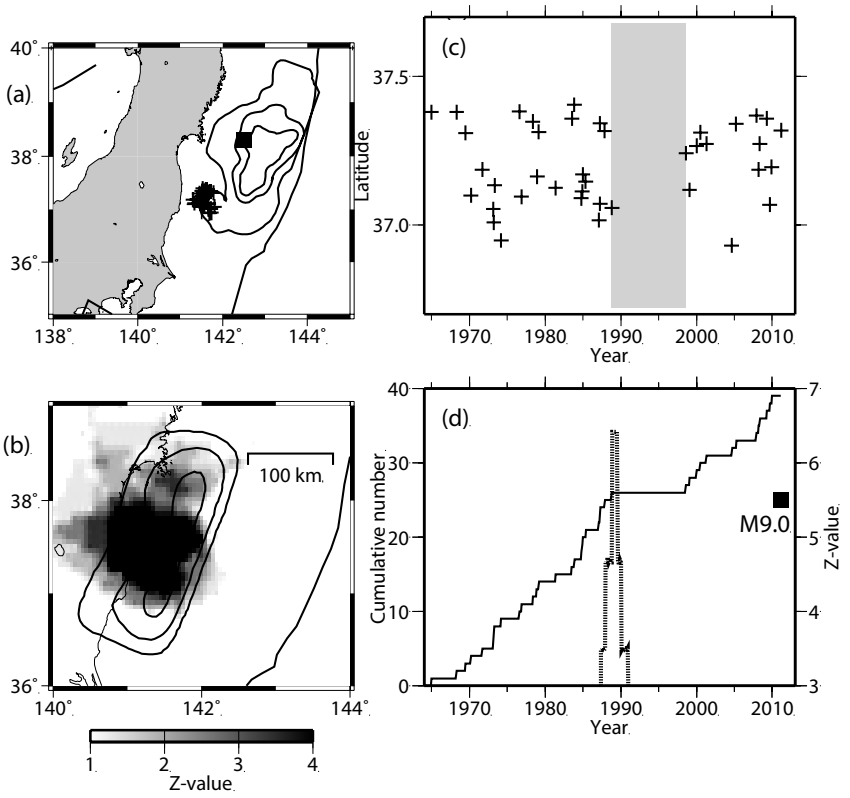


図１．(a)本震すべり量のコンターは 10m 間隔(Yokota et al,2011)．■：本震の震央，＋:長期静穏化が一番強く現れた領域内の震央（40 個）．(b)2002 年から始まった SSE のコンターは 10cm 間隔(Yokota and Koketsu,2015). Z 値は大きい正値ほど顕著な静穏化を表す．(c)(a)の 40 個の震央の時空間分布．陰影部は静穏化期間を示す．(d)(a)の 40 個の震央の積算度数（実線）と Z 値（波線）．

S08－06

立体アレー観測から得られた東海地域深部低周波地震の深さ分布

#鈴木貞臣（東濃地震研）・大久保慎人（高知大）・
今西和俊・武田直人（産総研）

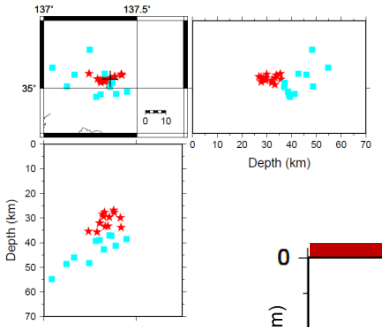
Depth distribution of the deep low-frequency earthquakes in Tokai area using a 3D seismic array

#Sadaomi Suzuki(TRIES), Makoto Okubo(Kochi Univ.),
Kazutoshi Imanishi, Naoto Takeda (AIST)

深部低周波地震(LFE)を研究するため、東濃地震科学研究所(TRIES)と産業技術総合研究所(AIST)が愛知県豊田市にそれぞれ設置した地震観測のアレーと防災科学技術研究所(NIED)の Hi-net 観測点を組み合わせて、600m 深のボアホール型地震観測点を持つ 3D（立体）アレーを構築した. この 3D アレーの 14 観測点のデータを使って、東海地域で発生する LFE の波形について、semblance 解析を行い、P 波と S 波を検出する方法を開発した（鈴木・他(2013)). 2010 年 11 月に発生し、気象庁によって報告されている M が 0.3 以上の 65 個の LFE について semblance 解析を行った. P 波と S 波共に semblance 値が 0.5 以上で、両方の立体入射方向間の角度が 10° 以内等の条件を付けて、良好な結果を持つ 14 個の LFE を選んだ. それらの S 波の入射方向（方位と入射角）と S-P 時間を使い、shooting 法を使って震源決定した LFE の分布を図1の星印で示した. 14 個の LFE は、深さ 26.8 km から 35.7km の間に分布し、平均値は 31.1 km、標準偏差は 2.9 km である. 図1には、2010 年に東海地域で発生した普通地震の震源も四角印で示されている. それらの深さは 37.2 km から 54.8 km の間に分布している. したがって、LFE と普通地震の震源は深さ約 36 km を境にして上下に分かれていて、両者の発生場所は明らかに違うことを示している.

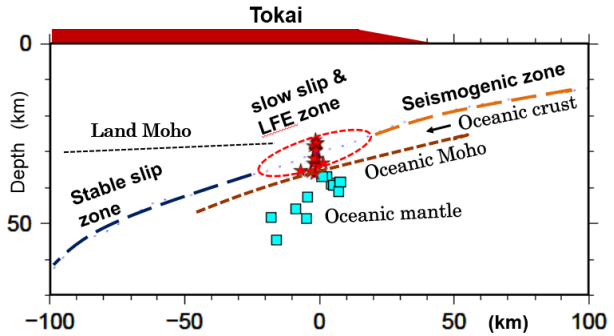
（考察）

海洋プレートが沈み込む方向に平行な断面に投影した上記震源を図２に示した. 更に Hirose et al. (2008)や Kato et al.(2010), Iidaka et al.(2004)を参考にして、プレート境界付近の構造を模式的に示した. 図中の普通地震は、海洋プレートが沈み込む方向に直交する、東西方向に張力軸を持つプレート内地震である. したがって、これら普通地震は構造的には oceanic mantle で発生していると考えられる. 一方の LFE は、プレート境界を中心に分布しているが、それより下方の oceanic crust や、上方の mantle wedge にも広がっているように見える. 定量的には、深さの平均値と標準偏差より、立体アレーの直下では深さ約 31 km にプレート境界があり、その上下約 3 km の巾をもつ領域に LFE が発生しているものと推定される. これらの推定は、震源決定の誤差と直接関係するので、今後慎重に検討する予定である.



（左）図 1. 立体アレーによって得られた深部低周波地震(LFE、星印)と沈み込む海洋プレート内で発生した普通地震（四角印）の震源分布. 平面図中の黒＋印は立体アレーの位置

（右）図 2. 海洋プレートが沈み込む方向に平行な断面に投影した図 1 の LFF(星印)とプレート内の普通地震（四角印）の震源分布.



更に既存資料（本文に記述）を参考にしたプレート構造を模式的に示した.

S08−07

深部非火山性微動のバックプロジェクション解析

#須田直樹（広島大理）

Back-projection analysis of deep nonvolcanic tremor

#Naoki Suda (Hiroshima Univ.)

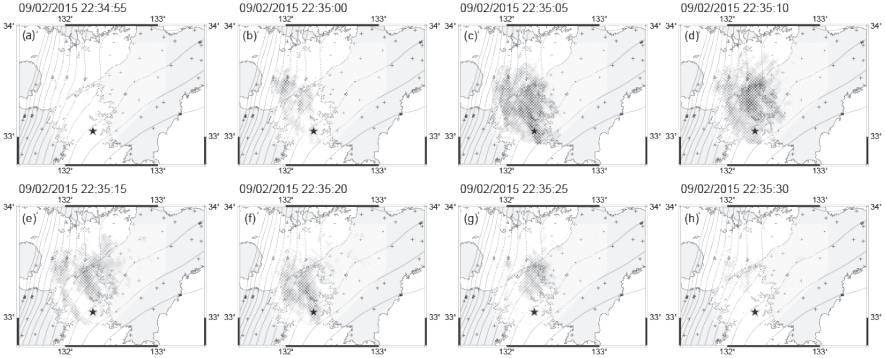
［はじめに］これまで非火山性微動（以下微動）の検出にはおもにエンベロープ相関法が用いられてきた（例えばObara 2002）。この方法では，相関を求めた時間内で微動が空間的に孤立して発生していることが震源を精度よく決めるための条件となる。微動活動の極大期には波形間で十分な相関が得られず，震源が決められないことがしばしば起こる。これは多数の微動が空間的に分散して発生したことによると考えられる。本研究では，このような分散発生も含めた微動活動の時空間的推移を明らかにするため，エンベロープ波形を用いたバックプロジェクション法を微動波形に適用した。

［データ］活動の極大で震源決定がしばしば困難となる豊後水道地域の微動活動を解析した。JDXnetにより配信された豊後水道および周辺地域の地震観測点からの上下動波形に2-10Hzのバンドパスフィルターを適用し，サンプリング周波数20Hzの変位エンベロープ波形を求めた。

［方法］豊後水道および四国西部地域のプレート境界面上に水平方向2km間隔でグリッド（計2440点）を置き，それらを震源とした理論S波走時を求めた。プレート境界面にはBaba et al. (2002); Nakajima and Hasegawa (2007); Hirose et al. (2008)のデータを，また地震波速度構造にはJMA2001モデル（上野ほか2001）を用いた。理論走時だけ時間をシフトさせたエンベロープ波形からReduced Displacement (RD) (Aki & Koyanagi 1981)の1秒間の平均を求め，それらを足し合わせて結果をグリッド上に投影した。全グリッドに対してこのような処理を1秒間隔で行い，動画を作成して微動活動の時空間的推移を調べた。

［結果］一例として，豊後水道地域で2015年9月1日～7日に発生した微動活動について9月2日02:34:55からの5秒ごとのスナップショットを図に示す。グリッドの色が濃いほど大きいRD値を表す。特に色が濃い部分の外側を薄い領域が囲み，さらにそれを濃い領域（ゴースト）が囲むという濃淡の構造が見られる。動画ではこれらの濃淡が時間的に連続して変化していくことが確かめられた。

［議論］図中の★は02:34:00から120秒長の波形を用いてエンベロープ相関法で求めた震央である。これは，最も振幅が大きい(c)の極大部分の平均に対応すると考えられる。今回はまだ予備的な解析であるが，短い時間範囲においても微動の震源は時空間的に複雑に推移することを図は示している。より正確で詳細な推移を明らかにするためには，適切な重み付けでゴーストを除去する必要がある。



図：5秒間隔の平均RD値の分布。

［謝辞］防災科学技術研究所，産業技術総合研究所，気象庁，東京大学，京都大学，高知大学，九州大学の地震観測点からの波形データを利用させて頂きました。

S08－08

西南日本における遠地地震による誘発微動の移動現象

#栗原亮・小原一成・前田拓人・竹尾明子（東大地震研）

Migration of teleseismically triggered tremor in southwestern Japan

#Ryo Kurihara, Kazushige Obara, Takuto Maeda, and Akiko Takeo (ERI, UTokyo)

1. はじめに

プレート沈み込み帯のスロー地震発生域では，遠地地震の表面波によって，その位相に同期して深部低周波微動が誘発されることがある．この誘発微動と呼ばれる現象は，西南日本の沈み込み帯では 2004 年 12 月 26 日のスマトラ地震（Mw9.1）などで観測されている（e.g., Miyazawa and Mori, 2006 GRL）．これらの誘発微動は，プレート沈み込み帯で間欠的に発生する深部低周波微動（Obara, 2002 Science; 以下では定常微動と呼ぶ）活動の発生領域内で観測されているが，その震源は定常微動活動全域に分布するのではなく，西南日本の沈み込み帯全体で限られた 5 箇所程度の場所に集中していることがわかってきた（Chao and Obara, 2016 JGR）．本研究では，誘発微動の発生要因や発生条件についての理解を深めるため，誘発微動の発生源を高精度で求め，その時空間的特徴を捉えることを試みた．

2. 誘発微動中の低周波地震の検出と震源分布

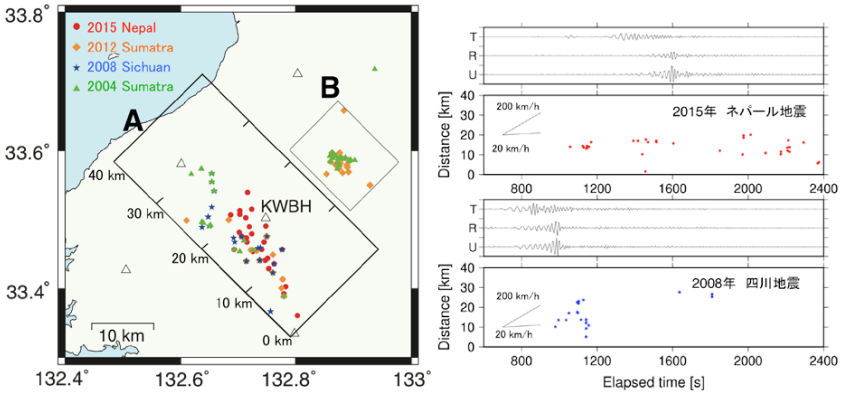
まず，防災科学技術研究所 Hi-net 観測点 10 点で得られた連続波形データを利用し，マッチドフィルタ法（Shelly et al., 2007 Nature）を用いて遠地地震による誘発微動中に含まれる低周波地震を検出した．テンプレートとしては、気象庁カタログ中の 2014 年 1 年間に発生した低周波地震を用い，各低周波地震のデータ長は 5 秒とした．遠地地震としては，2004 年スマトラ地震，2008 年 5 月 12 日四川地震（Mw7.9），2012 年 4 月 11 日スマトラ地震（Mw8.6），2015 年 4 月 25 日ネパール地震（Mw7.8）の 4 つを解析した．

その結果，一つの誘発微動発生域として考えられていた四国西部や紀伊半島北部では，互いに 20km 程度離れた限られた 2 つの小さな領域で誘発微動が発生していることがわかった．四国西部では，プレート沈み込みの方向に沿って細長く分布する帯状の微動発生域（図中 A 領域）と，そこから北東に離れた微動発生域（図中 B 領域）の 2 箇所に分けることが出来る．本研究で解析した 4 つの遠地地震のうち，2004 年・2012 年のスマトラ地震では両方で，それ以外の 2 イベントでは領域 A のみで誘発微動が確認された．

3. 誘発微動の移動

次に，領域 A における誘発微動源の時空間変化に注目する．2015 年ネパール地震では，誘発微動が最初の位置から徐々に広がる様子が確認できた．誘発微動の拡大速度はプレート沈み込み方向に沿って約 20 km/h であり，大振幅の表面波が過ぎた後も微動活動が継続している．一方，2008 年四川地震では約 200 km/h の高速で微動源が拡大し，また，その継続時間は活動の北西端を除いてきわめて短い．

このような移動現象は，サンアンドレアス断層における誘発微動の移動（Shelly et al., 2011 Nature Geo.）と類似しており，同様の現象が西南日本でも初めて確認されたことを示唆する．領域 A では，短期的スロースリップイベントを伴って発生する定常微動の際に，沈み込み方向に 25−150 km/h もの高速で移動する微動活動が観測されており（Shelly et al., 2007 G^3），過渡的な滑りの伝播と考えられるが，本研究で得られた誘発微動の移動速度はそれに近く，表面波伝播による応力変化によってスロースリップイベントが励起され，同様の滑りの伝播現象が発生したことが推測される．



図：四国西部での誘発微動発生時に検出されたテンプレート低周波地震（JMA）の震源位置（左）と 2015 年ネパール地震，2008 年四川地震での領域 A における震源位置の時空間変化（右）．右図各上段の波形は観測点 KWBH における周期 10−100 秒の表面波の速度波形 3 成分，各下段の縦軸は領域 A を南東-北西方向に投影したときの水平距離を表す．

S08－09

非排水性プレート境界と深部低周波地震

＃中島淳一（東工大）・長谷川昭（東北大）

An undrained megathrust and its role on the genesis of LFEs

＃Junichi Nakajima (Tokyo Tech), Akira Hasegawa (Tohoku Univ.)

1. はじめに

プレート境界における低周波微動（低周波地震）は，地球潮汐や遠地地震の表面波の伝播など極めて小さな応力変化でトリガーされることが知られており（たとえば，Nakata et al., 2008），微動発生域での剪断強度は極めて小さいと考えられている．剪断強度の低下は，高間隙圧流体による有効法線応力の減少で説明されており，プレート境界の間隙水圧を上昇させるメカニズムがいくつか提案されている．例えば，Katayama et al. (2012)ではスラブ直上に形成された蛇紋岩層の浸透率の異方性により，陸のモホ面直下に効率的に水が供給され，その直下のプレート境界で間隙水圧が上昇するというモデル，Audet and Bürgmann (2014)ではスラブ流体に含まれるシリカが上盤側の下部地殻に沈殿することで上昇経路が目詰まりを起こし，結果としてプレート境界の間隙水圧が上昇するというモデルを提案している．

一方で最近の研究により，微動（低周波地震）は海溝近傍から地震発生層の下限までの広い範囲のプレート境界で発生していることがわかってきた．上盤側の種類によらずプレート境界で微動が発生しているという観測事実は，間隙水圧の上昇には上盤側の複数の変成作用が影響を与えているか，または上盤側の変成作用は本質的な役割を果たしていないことを示唆している．そこで本講演では，西南日本のフィリピン海プレート境界周辺の微細構造の解析を行い，微動の発生位置と不均質構造の関係を整理する．さらに，得られた結果から，新たな微動発生モデルを提案する．

2. 解析手法

微動発生域の不均質構造を理解するために，走時解析による三次元速度トモグラフィ，スペクトル解析による三次元減衰トモグラフィ，S 波スプリッティング解析による異方性構造推定を行った．速度解析は Zhao et al. (1992)の方法を用い，解析に用いた P 波，S 波到着時刻データはそれぞれ約 45 万，約 40 万個であった．減衰解析には Nakajima et al. (2013)の方法を用い，約 10 万個の t*データを解析に用いた．速度・減衰構造解析では，波線追跡方法やグリッド配置は同一のものを用い，お互いの結果を直接比較できるようにした．また，モデルではモホ面は深さ 31 km で一定とし，沈み込みフィリピン海プレートは考慮しなかった．S 波異方性解析では Ando et al. (1983)の方法を用いた．波形には 1–10 Hz のフィルターをかけ，S 波到着時刻を目視で確認しながら，S 波がほぼ 1 サイクル入るような時間窓を設定して解析を行った．

3. 結果と議論

解析で得られた不均質構造の島弧走向方向の変化と気象庁が決定している低周波地震の分布との比較・検討を行った．その結果，プレート境界直上の構造不均質と低周波地震活動の間に明瞭な関係が存在し，(1) 低周波地震が活発な領域では，上盤側が高速度・低減衰であること，(2) 紀伊水道や伊勢湾，関東～伊豆，九州のように低周波地震が発生していない，または極めて少ない領域では，上盤側が低速度・高減衰であることが明らかになった．低周波地震発生域直上が高速度を示すという結果は，上盤側の変成作用が低周波地震発生に重要な役割を果たすというこれまでのモデルでは説明できない．

そこで，本講演では上盤側の構造不均質と低周波地震活動の関係は，プレート境界での排水条件の違いに起因するというモデルを提案する．プレート境界が非排水性の場合には，上盤側に水が上昇することができないため，プレート境界での間隙水圧が容易に上昇し，剪断破壊強度の低下により低周波地震が多く発生する．一方，排水性のプレート境界では，上盤側に水が抜けるプレート境界での間隙流体圧は高くならず，低周波地震は発生しない．その代わり，水の付加により上盤側の変成度が進み，それが低速度・高減衰異常としてイメージングされていると考えられる．速度構造ほど空間変化は明瞭でないが，低周波地震が発生していない領域では異方性も大きく，さらに水の供給に起因すると考えられる上盤側の地震活動も活発である．このモデルでは，上盤マントルの蛇紋岩化や上盤下部地殻でのシリカの沈殿といった特定の変成反応を必要としないため，プレート境界の広い深さ範囲で発生している微動や内陸の断層で観測されているスロースリップの発生も説明することができると考えられる．

謝辞：解析には気象庁一元化データを使用いたしました．記して感謝いたします．

S08－10

不均質線断層の滑り挙動遷移

#矢部優・井出哲（東大理）

Slip-Behavior Transitions of a Heterogeneous Linear Fault

#Suguru Yabe, Satoshi Ide (UTokyo)

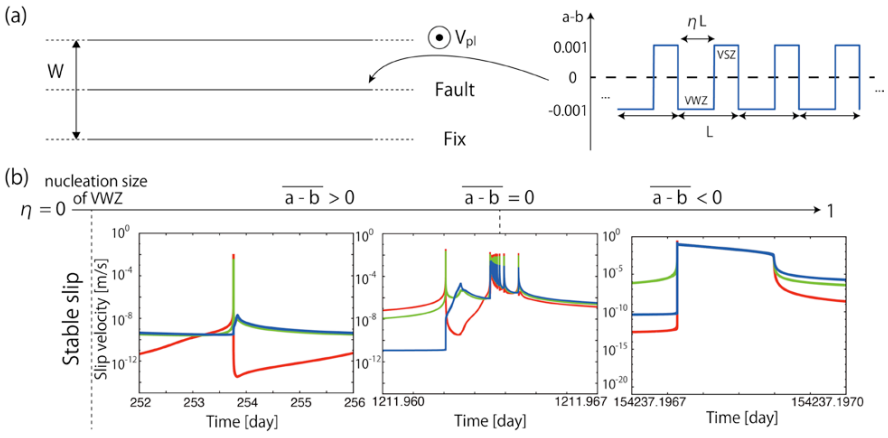
断層面上では普通の地震やスロー地震など，さまざまな滑り挙動が知られている．その原因については多面的に研究が進められているが，一つの解釈として温度・圧力に依存して変化する摩擦パラメーターが挙げられる．低速滑りをよく説明する速度状態依存摩擦則(RSF)の摩擦パラメーターは，低温では速度弱化の性質を，高温では速度強化の性質を持つ傾向にある(e.g., Blanpied et al., 1991)．このことは断層をマクロに見ると，浅部では普通の地震が，深部では定常滑りが，速度弱化から強化への遷移領域ではスロー地震が発生することに対応すると考えられている．

しかし断層をミクロに見ると，摩擦不均質が存在すると期待される．例えば，100μm-10kmスケールに渡って存在するフラクタル的断層形状(Candela et al., 2012)は，破壊進展に強く影響すると考えられる．また，断層面上の凹凸が噛み合って固着を生じるのは断層面積のごく一部であることも知られている(Dieterich and Kilgore, 1996)．これまで，均質な地震性パッチの破壊については多くの理論的研究が行われてきている(e.g., Rubin and Ampuero, 2005, Ampuero and Rubin, 2008)が，今後は不均質断層での破壊についてもよく理解することが重要であると考えられる．そこで本発表では，不均質なRSF摩擦分布を持つ無限線断層の滑り挙動について，数値計算と解析的考察の両面から説明する．昨年の地震学会での発表を発展させ，異なる状態発展則を用いた場合の結果の比較や，より多くのパラメーターセットでの結果の比較，さらなる解析的考察などを行った．

はじめに，速度弱化領域(VWZ)と速度強化領域(VSZ)が一定の割合で繰り返す摩擦不均質を考える（図a）．外的応力を一定とする（W=∞）場合には，3種類の滑り挙動を示した．1つ目は安定滑り挙動であり，VWZの大きさが核形成サイズに満たない場合に生じる．2つ目は，VWZでの地震性滑りとそれに続くVSZでの非地震性滑り（アフタースリップ）で，VWZの大きさが核形成サイズより大きく，かつ，断層面上の平均a-bが正の時に生じる．3つ目は，断層全体の固着で，断層面上の平均a-bが負の時に生じる．

解析的考察から，この系の滑り挙動は次のように理解できる．この系では，断層面の加減速は，VSZがVWZより速くクリープすることによって生じる弾性的応力レートと固着状態の変化レートのバランスで決まる．断層面上の平均a-bが負の時には，弾性変形による応力載荷レートが断層の固着強化速度よりも遅いため，断層面は弱化することなく固着し続けることができる．一方，平均a-bが正の場合には，弾性変形による応力載荷速度が固着強化速度を上回り，不安定が生じる．平均a-bが0の時には両者の速度が釣り合った状態となり，滑り挙動の遷移が起きる．

次に，外的応力載荷のある場合について考える（図b）．この場合，定常的な応力載荷があることで，前の場合のように断層が固着し続けることはできない．断層面上の平均a-bが正の時には，VWZの大きさと核形成サイズにより，安定滑り挙動もしくは地震性滑り（VWZ）・アフタースリップ（VSZ）が生じた．一方，平均a-bが負の場合には，VSZも含めた断層全体が地震性滑り挙動を示した．平均a-bが0に近い遷移領域では，VWZの地震性滑りとVSZの非地震性滑りが複雑に相互作用し，比較的低速な変形が卓越した複雑な滑り挙動が生じた．この遷移的挙動は，Aging law と Slip law の両方で見られる普遍的な振る舞いである．



図（a）モデル領域とRSF摩擦パラメーター分布．η はVWZの割合を示すパラメーター．（b)不均質断層の滑り挙動の例．$\overline{a-b}$ は断層面上の平均a−bを表す．左から右に地震性滑り(VWZ)・アフタースリップ(VSZ)，遷移的挙動，断層全体での地震性滑り挙動を示す．

S08－11

沈み込み帯を模した非一様Burridge-Knopoffモデルによるスロースリップと高速破壊

#川村光・山本真帆（阪大理）

High-Speed Rupture and Slow Slip Phenomena in the Non-uniform Burridge-Knopoff Model Modelling the Subduction Zone

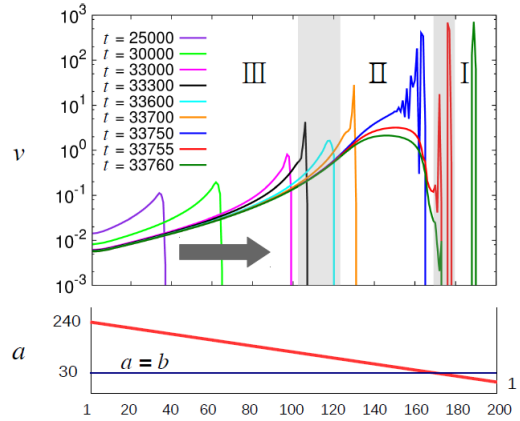
#Hikaru Kawamura, Maho Yamamoto (Osaka Univ.)

日本付近の沈み込み帯では、浅いところから順に、高速破壊を起こす「固着域」、スロースリップを起こす「遷移領域」、地震を起こさず安定的にすべる「安定すべり域」というように分布している。地震性すべりのこのような性格の差を説明する有力な説として、速度状態依存摩擦則（rate and state dependent friction (RSF) law）が知られている。これは、RSF則を特徴づけている2つの摩擦パラメータ a と b の大小により、各領域が区別されるという考え方である。即ち $b>a$ なら固着域、$b\sim a$ なら遷移領域、$a>b$ なら安定すべり域と考える。

地震の統計的性質を調べる際しばしば使われてきた単純化された地震断層モデルとして、バネ－ブロックモデル（Burridge-Knopoff (BK)モデル）がある。これは、地震断層を弾性バネで互いに連結された離散化されたブロックの集合体とみなし、プレート運動を模した外部駆動力と摩擦力を受けつつ各ブロックが運動するとしたモデルである。単純化されたモデルであるため、非常に多数回のイベントを生成して地震の統計的性質を精査することが可能となる。地震現象の統計的性質が、地殻の弾性的性質や断層での摩擦構成則にどのように依存するかを調べる際、特に統計物理の分野で広く用いられてきた[1]。

著者のグループでは、これまで、1次元及び2次元のBKモデルの性質を数値シミュレーションにより系統的に調べてきたが[1-3]、前回の学会では、特にスロースリップ現象に着目し、RSF則に従う一様モデルの性質について報告した[4]。即ち、RSF則における aパラメータとbパラメータの大小により、i) $a<b$ であれば、通常の高速破壊地震が起きるのに対し（領域I）、ii) aがbと同程度から数倍程度までは、通常の高速破壊地震に引き続いて、ゆっくりとした余効すべり(afterslip)が起き（領域II）、iii) bがaの数倍程度より大きいと、高速破壊を伴わない、3~4桁程度ゆっくりしたスロースリップのみが起きる（領域III）。

沈み込み帯での地震の起き方に関する1つ大きな問題として、高速破壊地震とスロースリップ（スロー地震）との関係の問題がある。例えば、深いところで始まったスローすべりが最終的に浅いところでの高速破壊地震を誘起するのかどうか？という問題である。我々は、この問題に関する知見を得るため、RSF則に基づいた1次元BKモデルにおいて、その摩擦パラメータを、沈み込み帯を模して空間的に非一様に設定したモデルを用いたシミュレーションを行った。図に、深いところ（図の左側）で領域III（スロースリップ）、中間的なところで領域II（高速すべり＋余効すべり）、浅いところ（図の右側）で領域I（高速すべり）となるよう、a パラメータに線形の空間変化を与えた場合の、破壊の進行具合を示す。イベント系列が定常状態に達した後の典型的なイベントについて、各ブロックの（無次元化された）すべり速度 v を場所（ブロック番号）の関数として、いくつかの（無次元化された）時間 t についてプロットしてある（$v=1$ がおよそ[cm/sec]に相当している）。破壊は深いところ（図の左端）でスロースリップとして開始し、ゆっくり右側浅い方へと伝播し、最終的には高速破壊に至っている。ただし、摩擦パラメータの値や空間依存性の与え方によって様相が異なる場合もあり、一般的な振る舞いは、そう単純でない。詳細については講演中で述べる。



[1] H. Kawamura, T. Hatano, N. Kato, S. Biswas and B.K. Chakrabarti, Rev. Mod. Phys. **84**, 839 (2012).
[2] T. Mori and H. Kawamura, J. Geophys. Res., **113** B11305 (2008).
[3] U. Ueda, S. Morimoto, S. Kakui, T. Yamamoto and H. Kawamura, Europhys. Lett. **106**, 69001 (2014); Euro. Phys. J. B **88**, 235 (2015).
[4] 川村光、植田裕史、日本地震学会 2015年度秋季大会 S08-17.

S08－12

羅臼地すべりに先行するスティックスリップ現象の検出

#山田真澄・Jim Mori・松四雄騎（京大防災研）

Stick-slip Motion Preceding 2015 Rausu Landslide

Masumi Yamada, Jim Mori, Yuki Matsushi (DPRI, Kyoto Univ.)

地すべりなどの土砂移動によって生じる地震波信号は、他の地質調査等では得られない運動時の詳細な情報を含んでいると考えられ、近年注目を集めている。これまでに、地すべりのリアルタイム検出や、地すべりの運動速度、体積、運動履歴、摩擦係数の推定などが行われてきた(Kanamori and Given, 1982; Brodsky et al., 2003; Moretti et al., 2012; Yamada et al., 2012,2013)。我々は、2015 年に北海道知床半島の羅臼町で発生した地すべりの地震波形信号を解析し、地すべりに先行するスティックスリップとみられる現象を検出したので報告する。

羅臼地すべりは目撃情報から 2015 年 4 月 24 日 6 時半以前に発生し、最初の発見時に 1m ほどの海底隆起が目撃された。さらに 24 日 11 時半頃から 16 時 48 分の間に最大すべりが発生し、10m ほどの海底隆起が確認されている。地すべりのサイズは 380m×260m、深さは 15-30m、水平移動量は最大 20m 程度である。地すべりの足元部分において地層の座屈が起こり、海底が隆起した。

羅臼の地すべりから 0.85km ほど北側に気象庁の羅臼観測点があり、地震記録が得られている。この地震記録には、地すべりの発見前から断続的にパルス状の連続地震が記録されていた。それぞれの地震はほぼ同じ波形をしており、振幅は時間とともに大きくなっている。連続地震の発生は約 20 時間続いており、24 日の 0 時 12 分に突然止まっている。地震波形の長周期成分(1.0-1.5Hz)の解析から、地すべりの発生時刻は 24 日 0 時 15 分と推定された。つまり、地すべり発生の前日からこの連続地震は発生しており、地すべり発生の 3 分前を最後として止まっていることが分かった。ほぼ同様の現象が 24 日 17 時 40 分にも起こっている。

この連続地震は地すべりが発生する前に起こったスティックスリップ現象であると考えられる。ほぼ同一の地震波形は、この連続地震が同じ場所、同じメカニズムで起こったことを示唆している。このようなスティックスリップ現象を発生させるすべり面の構造は、次のように推定される。連続地震は同じ場所で発生しているので、すべり面に固着部分と非固着部分が存在し、非常に狭い範囲の固着部分で連続地震が起こっていると考えられる。また、断続的に地震を発生させるためには、継続的な応力の蓄積が必要である。今回の地すべりの場合は、4 月 22 日前後に気温が急激に上昇したので、融雪により間隙水圧が上昇し、非固着部分での摩擦が減少して応力蓄積が加速したと考えられる。

このような地すべり発生前のすべり面の解釈は、すべり面全体の摩擦によって運動がコントロールされるという既存のモデルとは一線を画すものであり、地震学によって地すべり開始の新しい解釈がもたらされたものである。

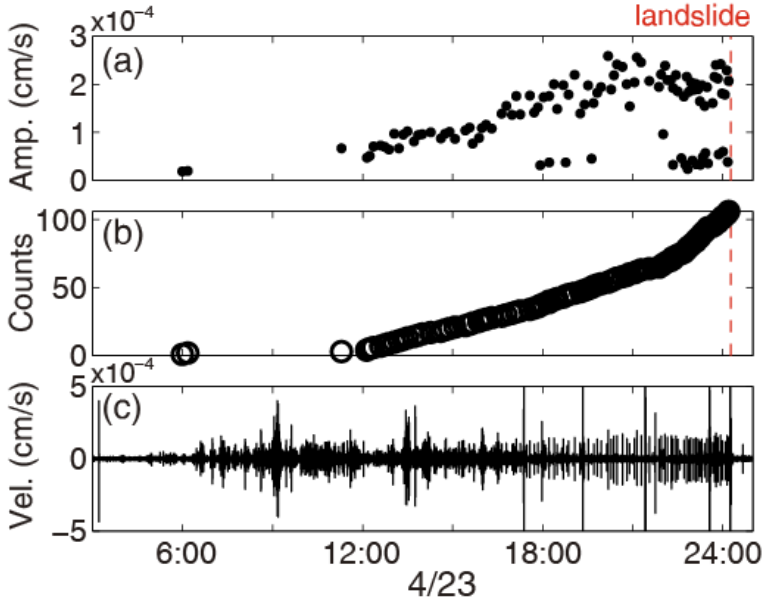


図 1 (a)繰り返し地震の振幅 (b)繰り返し地震の発生時刻と累積数 (c)羅臼観測点における 2-7Hz の EW 成分速度波形

S08−13

リザダイト･タルクの摩擦に関する理論的研究

#河合研志（東大理）･佐久間博（物材研）

First principles approach on frictional properties of lizardite and talc

#Kenji Kawai (Univ. Tokyo), Hiroshi Sakuma (NIMS)

地震は地下の断層で起きる破壊を伴うすべり運動（破壊すべり）である。地震の理解には、プレート運動による応力の蓄積や，岩石の破壊と摩擦すべりを支配している法則が欠かせない。2011年の東北沖地震の後の「ちきゅう」による日本海溝掘削調査(JFAST)によって、断層面には粘土鉱物が存在することが明らかにされた（Ujiie et al., 2013）。それゆえ、粘土鉱物の摩擦特性の理解は海溝型巨大地震及び津波の発生メカニズムを理解するために重要である。

雲母･粘土鉱物は層状の構造を持ち、他の鉱物に比べて摩擦係数が低いことが知られている(Byerlee, 1978)。そして、選択配向によって(001)面をすべり面となることが多いと考えられている。そのため(001)面での摩擦特性の理解は特に重要である。そこで、本研究では断層帯でよく見られる層状珪酸塩鉱物のリザダイトおよびタルクの(001)面すべりの摩擦に関する理論的な研究を行った。

本研究で行った計算は、密度汎関数理論(Hohenberg and Kohn, 1964; Kohn and Sham, 1965)に基づくものである。電子の交換相関ポテンシャルに対しては、密度勾配補正(GGA; Generalized Gradient Approximation) を適用した。また効率よくしかも高精度で結晶の電子状態を求めることが可能である平面波基底法および擬ポテンシャル法(GBRV; Garrity et al. 2014)を適用した。結晶構造について、全構造自由度の構造緩和をおこない安定構造を得た。摩擦力の導出はZhong and Tomanek (1990) の方法に従った。

まず、リザダイトおよびタルクの滑り面を(001)と仮定し、対称性を考慮して滑り方向を決める。リザダイトでは2つ、タルクでは6つの滑り方向を考慮した。2層の結晶を考慮し、下の層の結晶を固定し上の層の結晶を動かし構造緩和を行い全エネルギーを計算した。上の層の上部には周期境界条件の影響が出ないように十分な真空領域を取った。一周期の長さを間隔が1オングストローム以下になるように分割し(x方向)、それぞれのx方向の計算点において、滑り面((001)面)に垂直方向(z方向)は0.05~0.2オングストロームごとに計算を行った。たとえば、リザダイトのPath1の場合、x方向に17、z方向に65の計1105の構造に対して構造緩和し、全エネルギーを求めた。x方向およびz方向に対して系のポテンシャルエネルギーを微分することによってそれぞれの方向に対する力を得た。z方向にかかる力を固定したときのx方向のポテンシャルエネルギーを計算し、その微分との比をとることよって、x方向とz方向の力の比つまり摩擦係数を得た。発表ではリザダイトおよびタルクの摩擦係数について比較を行い化学組成による摩擦特性の違いについて議論する。

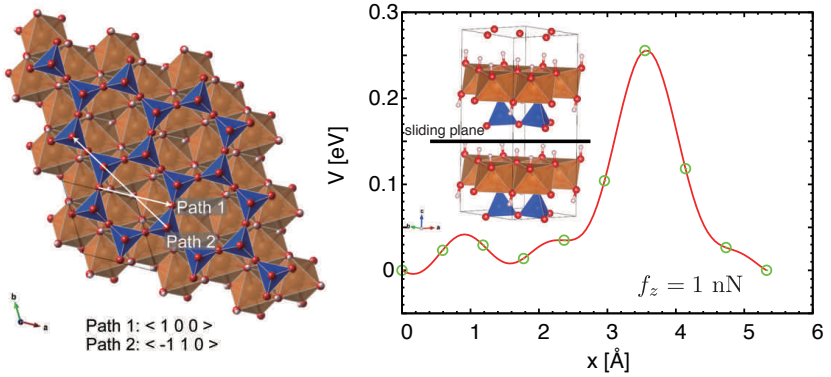


図1　(左図) lizarditeの結晶の(001)面。二つのパスを考慮してそのパスに沿って結晶の(001)面同士を滑らせる。(右図) z方向に1nNの力をかけてPath1に沿ってx方向に滑られた時のポテンシャルエネルギー(V)。この傾きがx方向にかかる摩擦力となる。

S08－14

岩石接触面の摩耗を考慮した摩擦則の再考察

#光井能麻（中京大・工）・Ván Péter（ハンガリー科学アカデミー）

Reconsideration of friction law with wear of rock interface

#Noa Mitsui (Chukyo Univ.), Péter Ván (HAS, Wigner RCP)

We reconsider the mechanism of frictional coefficient change ($\Delta\mu$) at constant slip velocity with taking into account both the dependency on the displacement, $\Delta\delta$, the wear of rock surface, and on the slip velocity change, ΔV. We separate these changes in order to understand the mechanisms connecting them to the wear of rock interface in the normal component (ΔL). The introduction is as follows.

Relative motion along plate boundary at subduction zone is compared to frictional sliding. The relative plate displacement is often assumed to occur only at the contact surface between tectonic plates as frictional slip, and the frictional condition and the state of the surface are estimated using existing constitutive laws of friction to understand the earthquake mechanism.

Rate- and state-dependent friction laws are a group of constitutive laws for friction. They are mostly empirical, supported by numerous rock experiments (e.g., Dieterich, 1979). The velocity dependency of the frictional coefficient is obtained as $\Delta\mu_{ss}=\mu_{ss}(V)-\mu_{0ss}(V_0)$, where $\mu_{ss}(V)$ and $\mu_{0ss}(V_0)$ are the frictional coefficient at constant slip velocity in V and that in V_0, respectively. In the case of $\Delta V=V-V_0>0$, $\Delta\mu_{ss}>0$ shows velocity-strengthening (V-strength), and $\Delta\mu_{ss}<0$ velocity-weakening (V-weaken). The velocity dependencies reflect the situation of frictional interface. Generally, V-strength is observed with simulated gouge layer within the rock interface, and V-weaken is in that of bare surface. From the other point of view, V-strength is observed when wear of the interface is remarkable, and V-weaken is in the opposite way.

The above-mentioned velocity dependency of frictional coefficient $\Delta\mu_{ss}$ is obtained after eliminating linear increase (or decrease) $\Delta\mu_\delta$ with displacement $\Delta\delta$ from measured frictional coefficient μ, that is, $\mu_{ss}(V) = \mu - \Delta\mu_\delta$. The large linear trend $\Delta\mu_\delta$ is observed when wear of the interface is remarkable, which is similar case to V-strength.

Here, one question arises; can the mechanism of V-strength ($\Delta\mu_{ss}>0$) be understood with eliminating linear trend ($\Delta\mu_\delta$) although both large linear trend and V-strength are observed in the case of remarkable wear?

To clarify this question, we summarize the results of rock frictional experiments anew with including wear of rock interface in the normal component (ΔL). Furthermore, not only the case of simulated gouge layer but also that of initially bare surface is considered.

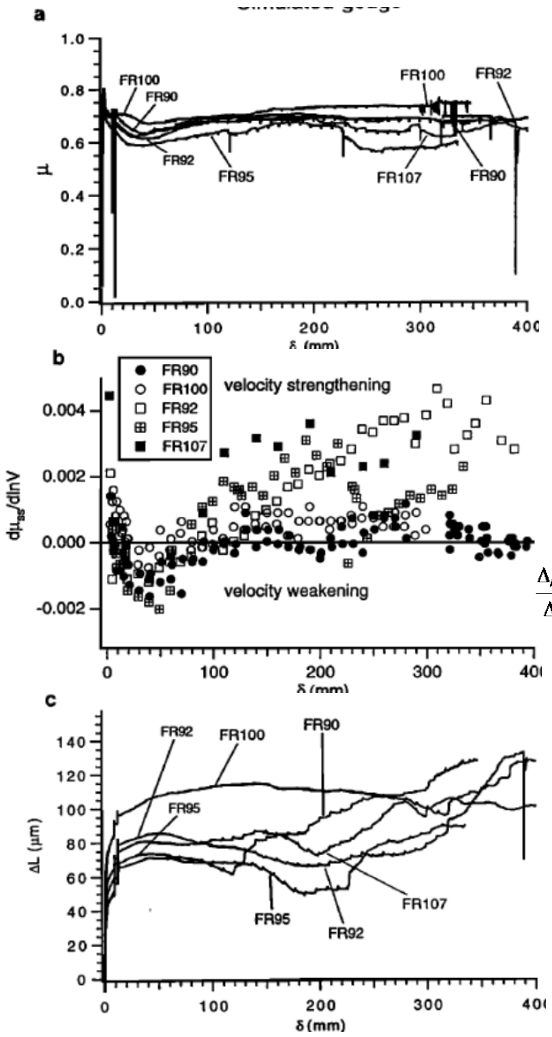


Fig. Change in (a) frictional coefficients (μ) (b) velocity dependency of frictional coefficients ($\Delta\mu_{ss}/\Delta\ln V$) (c) thickness between the rock surface (ΔL) versus that in shear displacement ($\Delta\delta$) in velocity-step test for simulated gouge (Beeler et al., 1996).

Thermodynamic requirements lead to the following additive separation of frictional change

$$\Delta\mu = \Delta\mu_\delta + \Delta\mu_{ss} \quad (1),$$

and $\Delta\mu$ depends on both $\Delta\mu_\delta$ and $\Delta\mu_{ss}$ during Δt as

$$\frac{\Delta\mu_\delta(\Delta\delta)}{\Delta\delta}\frac{\Delta\delta}{\Delta t}+\frac{\Delta\mu_{ss}(\Delta V)}{\Delta V}\frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (2).$$

Each dependency is understood with rearrangement of (2) to

$$\frac{\Delta\mu_\delta(\Delta L)}{\Delta L(\Delta\delta)}\frac{\Delta L(\Delta\delta)}{\Delta\delta}\frac{\Delta\delta}{\Delta t}+\frac{\Delta\mu_{ss}(\Delta L)}{\Delta L(\Delta V)}\frac{\Delta L(\Delta V)}{\Delta V}\frac{\Delta V}{\Delta t},$$

and compared to the experiments.

滑り速度の二次の摩擦則及び粘性を持つ系における滑り端伝播速度と静摩擦力の振る舞い

#鈴木岳人・松川宏（青学大理工）

Slip Front Propagation Velocity and Static Friction Force in the System with the Friction Law Depending on the Slip Velocity in the Quadratic Form and the Viscosity

#Takehito SUZUKI and Hiroshi Matsukawa (Dept. Phys. & Math., AGU)

１．はじめに

系に外部剪断応力をかけ、巨視的な滑りが始まる際には多様な振る舞いが見られる。例えばその滑り出しには静摩擦力という閾値が存在することが知られている。そして巨視的な滑りの前に前駆的滑りが現れる場合もある。その滑り端の伝播速度にも多様性が現れ、数桁にわたり変わることが報告されている（例えば Ben-David *et al.*, 2010）。一方でそういった滑りの開始の多様性において、「滑り度速度に非線形に依存する摩擦則」及び「粘性」が寄与していることも示唆されている。ここではそれらを取り入れて解析的に滑り端の伝播速度と静摩擦力が決まる物理プロセスを調べた。

２．伝播速度の導出

巨視的な滑りの開始の振る舞いを理解するために、基板上にブロックを置いた系を考え、外部剪断応力をかける。系は剪断方向に一次元であるとし、ブロックの粘性及び”滑り速度に二次で依存する摩擦則”を仮定する（図１）。支配方程式は

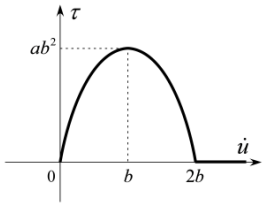


図１　摩擦則

$$\ddot{u} = E_1 u'' + \eta \dot{u}'' + a\dot{u}^2 - 2ab\dot{u} \tag{1}$$

である。ここでuは変位、E_1はヤング率、ηは粘性率、a, bは摩擦則を特徴付ける定数である。伝播速度vで進む式(1)の定常解を考えると

$$(E_1 - v^2)u'' + v\eta u''' + av^2 u'^2 - 2abvu' = 0 \tag{2}$$

を得る。プライムは$x_1 = -x + vt$による微分を表す。この式から

$$p'' = -\frac{E_1 - v^2}{\eta v} p' - \frac{a}{\eta}(vp^2 - 2bp) \tag{3}$$

を得る。ここで$p = u'$であり、歪を表す。これを無次元化すれば

$$\frac{\partial^2 q}{\partial X^2} = -c\frac{\partial q}{\partial X} - \frac{\partial}{\partial q}\left(\frac{q^2}{2} - \frac{q^3}{3}\right), \tag{4}$$

ここで$q = -(v/2b)(p - 2b/v)$，$X = x_1\sqrt{2ab/\eta}$，$c = (E_1 - v^2)/(\sqrt{2ab\eta}v)$である。式(4)において$X$による微分を時間微分と読み替えれば、この方程式は$U = q^2/2 - q^3/3$というポテンシャルの中を、抵抗$-c\partial q/\partial X$を受けながら運動する粒子に対する運動方程式と同じものになる（図２）。Uは$q = 0$に安定定常点、$q = 1$に不安定定常点を持っており、ここでは不安定定常点から安定定常点へ伝播する解を考える。ここで、係数cには臨界値が存在することに注意する：その臨界値より大きければ解が振動しながら$q = 0$に近付き、小さければ振動せずそこに漸近する（Aronson and Weinberger, 1975）。そして自発的な伝播ではこの臨界値が選択されることが知られており、またその臨界値が２であることも求められている（AW）。すなわち$c = (E_1 - v^2)/(\sqrt{2ab\eta}v) = 2$から伝播速度として$v = \sqrt{E_1 + 2ab\eta} - \sqrt{2ab\eta}$を得る。

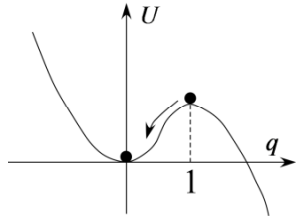


図２　ポテンシャルとその中の粒子の運動

３．静摩擦力の発現

ここでは、微視的には静摩擦力を仮定していないにもかかわらず、巨視的にはそれが自発的に表れることにも注意する。この系で粘性を無視した場合、巨視的静摩擦力（定常的伝播が生じる最小の剪断応力）は$2b\sqrt{E_1}$である（Suzuki and Matsukawa, 2016, in preparation）。この値がこの系では$2b\sqrt{E_1}/(\sqrt{E_1 + 2ab\eta} - \sqrt{2ab\eta})$に変わり、$a, b$に加えて$\eta$の関数として静摩擦力が得られることになる。系の巨視的な滑り出しにおいて、摩擦則と粘性が果たす役割を解析的に理解できたと言える。

S08－16

Revisiting the slip-weakening friction: probe into the true source properties from off-fault measurements

#Shiqing Xu, Eiichi Fukuyama, Futoshi Yamashita (NIED), Kazuo Mizoguchi (CRIEPI), Shigeru Takizawa (NIED), Hironori Kawakata (Ritsumei. Univ.)

Slip-weakening friction, as evidenced by earlier pioneer rock fracture/friction experiments, has been widely used for numerically simulating earthquake ruptures, and for estimating earthquake source properties based on seismological observations. Despite the great success, the accuracy of this constitutive relation is poorly known in the lab: measurements made close to the fault (yet still off the fault) were often assumed without validation to be the direct recordings of on-fault properties. Until recently, several works challenged this assumption, and showed that it may even lead to incorrect interpretation of rupture mode at speed close to the Rayleigh wave speed. This raises a concern on how to probe the true source properties on the fault using off-fault measurements, which was generally overlooked in the geophysical community.

To answer the question, we utilize a large-scale direct shear apparatus at NIED to monitor near-fault strain change during labquakes. By comparing our strain data with common slip-weakening model predications at various locations progressively away from the fault, we see systematically a decrease in apparent peak friction and an increase in apparent breakdown zone size. These features reflect the smearing out of the strain field away from the sharp rupture front. On the other hand, the initial strain before failure and the residual strain after the breakdown process are less sensitive to the sampling location, because the strain field is more homogeneous at those locations without sharp features. By fitting the strain data with templates created from a linear slip-weakening model, we are able to infer the true source properties during labquakes within the framework of that model. Our preliminary results show that the inferred fracture energy lies in the range of [0.65, 1.17] J/m^2, under a macroscopic loading condition of 6.7 MPa in normal stress and 0.01 mm/s in loading rate. By assuming the slip-weakening distance as 1 μm, the inferred peak friction lies in the range of [0.7, 0.85], systematically higher than the peak shear-to-normal stress ratio measured locally off the fault or over the entire fault length. This leads to a caution regarding the frictional strength of the fault, as the discussed quantity may depend on the observational scale (e.g. Figure 1) and the scale of the "ruler". In a continued study, we aim to test the sensitivity of individual parameters of the adopted slip-weakening model as well as their combinations. We also plan to investigate the relation between fault strength inferred from macroscopic measurements and that from local observations. This latter work may shed some light on extrapolating lab-derived friction law to natural faults with much larger scales.

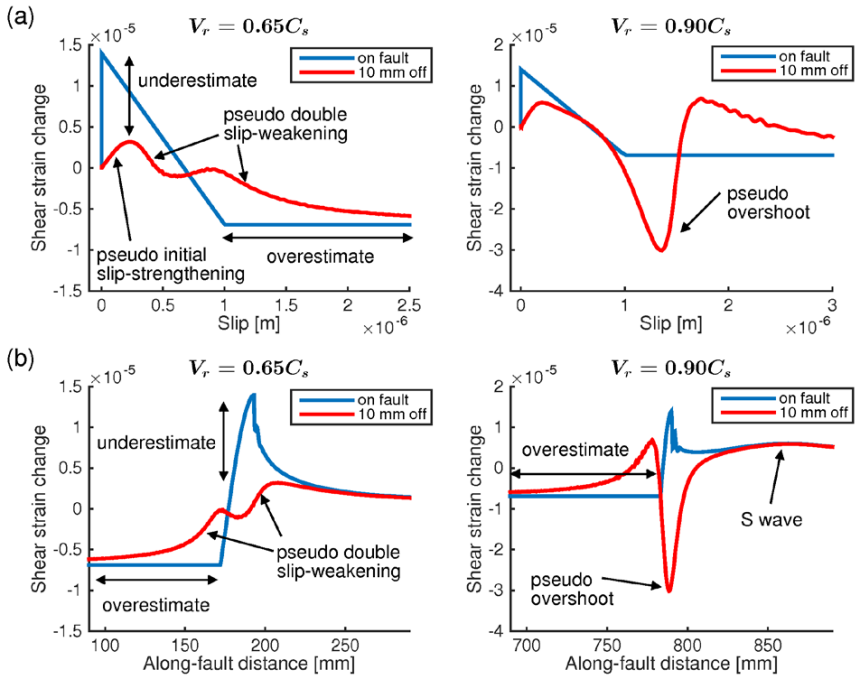


Figure 1. A numerical test showing how off-fault observations (red) may lead to severely biased understanding of the true source properties on the fault (blue). (a) Evolution of shear strain change as a function of slip. (b) Spatial distribution of shear strain change along the direction parallel to the fault. Here the model setup and applied loadings are comparable to those in our experiments.

Scaling Relation between Earthquake Magnitude and the Breakdown Time of P-wave Self-Similar Growth

#Shunta Noda (RTRI), William L. Ellsworth (Stanford Univ.)

To understand the relationship between earthquake magnitude (M) and characteristics of the initial P-wave, we introduce a new scaling relation. We use the vertical component of K-NET data observed from 150 events with $4.5 \leq M_W \leq 9.0$ and the focal depth ≤ 60 km. Data with hypocentral distance (R) less than 200 km are selected. The dataset is binned in terms of M_W by 0.1 magnitude unit interval and R by 25 km (we examine only the bins of which more than 5 records are available) then we take the average of absolute displacement in each bin.

We find 4 characteristics of the initial P wave by examining the averaged absolute displacement: 1) There is no significant difference between smaller and larger earthquakes for early times (< 0.2 s), suggesting that the observed P wave begins self-similarly: 2) The maximum amplitude at later times depends on M, demonstrating that the P-wave self-similarity breaks down at some time: 3) The time of the breakdown (T_{bd}) is later for larger earthquakes: 4) The maximum amplitude continues to increase even after the breakdown.

The characteristic (3) is demonstrated by measuring the "breakdown delay" (a period of the first decreasing absolute displacement after the P onset). T_{bd} is identified when the breakdown delay exceeds a pre-defined threshold (BDD). We chose BDD = 0.05 s and applied a recursive band-pass filter (0.075 – 3 Hz), which provided the best correlation between M_W and T_{bd} for the dataset. As a result, $\log T_{bd}$ correlates well with M_W. The correlation relation between M_W and T_{bd} in a range of $4.5 \leq M_W \leq 7$ is:

$$M_W = 2.29 \times \log T_{bd} + 5.95 \qquad (1)$$

This demonstrates that T_{bd} (0.4, 1.1, and 2.9 s respectively for M 5, 6, and 7) is much shorter than typical source duration (1.5, 3 – 4, and 10 s, respectively), suggesting that useful information on the final M can be derived while the event is still in progress since T_{bd} occurs before the completion of rupture.

The self-similarity of the initial P wave reported in this study agrees with a number of previous studies spanning a wide range of M [e.g. Mori and Kanamori, 1996; Sato and Mori, 2006; Uchide and Ide, 2010; McLaskey and Lockner, 2014], suggesting that earthquake rupture growth is not "deterministic" at the time of initiation. However, the scaling relation between M_W and T_{bd} (equation (1)) implies that rupture growth should be deterministic in a statistical sense after the breakdown of the self-similarity. We consider that this may be explained by the cascade model of rupture growth [Ellsworth and Beroza, 1995]. That is, the larger first fracture patch, which grows up self-similarly and corresponds to the breakdown in absolute displacement, is necessary to trigger the larger following patches because of the stronger stress accumulation surrounding the first fracture [e.g. Iio, 2009].

The length of T_{bd} is close to the duration of the nucleation phase presented by Beroza and Ellsworth [1996] as well as the $P_2 - P_1$ time by Umeda [1992]. We consider that the scaling can explain the results of Zollo et al. [2006] and Lancieri et al. [2011] who reported that the maximum displacement of initial P or S wave significantly correlated with M even though the time windows to measure them were shorter than typical source durations. In addition, our analysis confirms the limitation and the performance based on frequency content for estimating M [e.g. Allen and Kanamori, 2003; Wu and Kanamori, 2005]. That is, if the time window to measure the frequency content is shorter than T_{bd}, the estimates would be saturated [e.g. Lancieri et al., 2011]. In contrast, if the time window is too long compared to T_{bd}, the measurements could bottom out [Kuyuk and Allen, 2013]. However, for suitable time windows, this methodology should be able to determine M. We consider that this is the reason why the frequency content can scale with M before the rupture is completed, which was discussed by Olson and Allen [2005] and Rydelek and Horiuchi [2006].

We conclude that the scaling relation is not only important for earthquake early warning but also has implications for the source physics of earthquakes because it demonstrates a statistical significance for which larger earthquakes are likely to occur after the longer breakdown time.

S08－18

準動的地震サイクル計算における数値積分法について

#平原和朗（京大理）

On numerical integration schemes for quasi-dynamic earthquake cycle simulations

#Kazuro Hirahara (Kyoto Univ.)

１．はじめに

速度状態依存摩擦則（RSF）に基づく地震サイクルシミュレーション（EQCS）により、プレート境界地震の発生履歴を再現し、地震発生予測に繋げようと研究が進められている。これまでは、摩擦パラメータ分布を試行錯誤的に与え、フォーワードモデリングによる研究が主として行われてきた。最近、大気海洋分野で開発されたデータ同化手法を用いて、地殻変動データとEQCSを組み合わせ、プレート境界面における摩擦パラメータ分布ならびに速度・状態変数の時間発展を求めようとする研究も現れ始めている（例えば、余効変動データではKano et al., 2015; ゆっくり地震では奥田・他,2015）。アンサンブルカルマンフィルタ等のデータ同化手法の実データへの適用には、EQCS計算の高速化が必須である。

我々は、放射減衰項を用いる準動的EQCS(Rice,1993)において、応力を求めるすべり応答関数行列とすべり遅れベクトル積に階層型行列法を適用し高速化を成し遂げている（Ohtani et al., 2011）。ここでは、高速化の観点から準動的EQCSにおける時間積分スキームについて調べたので報告する。

２．準動的地震サイクル計算における時間積分スキーム

ここでは、簡単のため、一定速度v_{pl}で引っ張る、1自由度のバネーブロックの固着・すべりをEQCモデルと見なす。バネ定数kのバネに繋がれたブロックに働く応力τ、RSF摩擦力τ_f、 および状態変数θの発展則（スローネス則）は、

$$\tau = k(v_{pl}t - u) - \eta v, \quad \tau_f = \tau_o + A\ln(v/v_o) + B\ln(v_o\theta/L) \quad (1)$$

$$d\theta/dt = 1 - v\theta/L \quad (2)$$

と書ける。ここで、u,v,A,B,Lはブロックの変位、速、摩擦パラメータである。

我々を含め多くの研究では、これまで、式(1)で$\tau = \tau_f$とおき時間微分して、式(2)と連立させて、変数vとθについて、Cash-Karp係数を用いた可変時間刻みの4次埋め込み型ルンゲ・クッタ（RK）法（**rkqs**:Press et al., 1992, Numerical Recipes 2版.）を用いて積分を行ってきた。ところが、3版(2007)では、Dorman-Prince(1980,1981)による5次埋め込み型RKである**DOPRI5**、および8次の**DOP853**（Hairer et al., 1993）といった高次の埋め込み型RKが紹介されている。

一方、例えば、Noda and Lapusta(NL2010)では、動的でTP過程も含んだEQCを扱っているが、本研究での課題に焼き直すと、式(2のθは2次精度のexponential integrator（**EI**）法で時間発展させ、vについては式(1)で$\tau = \tau_f$とおき、Newton-Raphson法で求めている。また、Noda et al.(N2013)では、このvを求めるのに、**LambertのW（オメガ）関数**を用いている。

本研究では、rkqs,DPRI5,DOP853等の時間可変のRK法、およびNL2010、N2013に基づくEI及びW関数を用いる計算法（NL法と呼ぶ）により、繰り返し間隔がおよそ112年（v_{pl}=4cm/年）となる固着・すべりEQCを実行し検討した。

３．結果

RKでは、時間刻みΔtを決めるのに用いる相対誤差epsを変えて、またNL法では、$\Delta t = \gamma L/V$（γ=1.0,0.1,0.01）（Δt_{max}=0.2年）として、50,000年間計算した計算時間・ステップ数を表に示す。RKではDOP853の計算効率の良さがわかるが、epsを小さくすると特に際立ってくる。

NL法についてはまだ十分な検討ができていないが、例題はnon-stiffな系であり、NL法のメリットが生かされていない可能性がある。1ステップあたりの計算時間は短いので、Δtの取り方や高次精度を用いるなど工夫をすれば、よりstiffnessの高い複雑なEQCSで威力を発揮する手法として効率よく働く可能性がある。

表　RK・NL法での計算時間・ステップ数

	rk4			dopri5			dop853		
eps	cpu	nok	nbad	cpu	accept	reject	cpu	accept	reject
1d-05	0.087	38171	26748	0.08899	58410	21974	0.087	30266	13937
1d-06	0.124	62940	34027	0.13598	88686	33229	0.108	40606	14687
1d-07	0.181	102065	45223	0.17097	133225	16309	0.142	53858	19294
1d-08	0.277	170518	62870	0.23996	207986	493	0.183	69927	24117
1d-09	0.9509	993140	287	0.37894	330884	469	0.228	89779	26936
1d-10	9.1356	9675102	3	0.60091	524965	314	0.281	118748	23930

NL法

VΔt/L	CPU	Step No.
1d-00	0.306	308654
1d-01	0.864	861928
1d-02	6.393	6457571

謝辞：野田博之氏（京大防災研）には、EI法およびW（オメガ）関数について、教えて頂きました。

10/6　C 会場　午後

S08－19

On Generation and Propagation of Three-Dimensional Rupture in Brittle Solids

#Koji Uenishi (Sch. Eng., Univ. Tokyo)

Ordinary earthquake generation mechanisms are often associated with the physical process of three-dimensional rupture in brittle solids. However, the mechanical details of three-dimensional rupture have not been fully understood yet. Recent basic experimental study on dynamic rupture of monolithic brittle solid materials in the three-dimensional context has shown rather simple final rupture patterns but also indicates complex histories of rupture development. For instance, a desired (controlled and geometrically simple) dynamic rupture pattern can be really obtained in cylindrical concrete specimens (diameter 500 mm, height 500 mm) by simultaneously applying electric discharge impulses (pulsed high-voltage electric discharge), but the detailed observations utilizing a high-speed digital video camera system show that development of rupture network as well as rupture propagation is not always unidirectional (Uenishi *et al.* 2014). Also, dynamic experiments of rupture of ice spheres (diameter 50 mm) induced by mechanical impact (free fall) against a flat polycarbonate plate (thickness 10 mm) reveal two plain representative rupture patterns: (1) The sphere mainly divided into three or four large segments of similar size (like segments of oranges); and (2) only the parts near the free surface of the lower hemisphere of the ice are broken into pieces in compression upon collision and a relatively large "top"-shaped portion remains unfractured (Uenishi *et al.* 2016a).

Although the above mentioned experimental results indicate generation of surprisingly simple and often very flat rupture surfaces in three dimensional specimens even without the (pre-) existence of clear planes of discontinuities, the dynamic rupture processes themselves do not seem to be explained, for example, based on the classical maximum principal tensile stress rupture criterion. Indeed, mechanical criteria for generation and development of three-dimensional rupture are still unknown, but at least for the dynamic rupture of cylindrical concrete specimens, a (tensile) volumetric strain criterion seems to be effective in understanding and reproducing the directions of wave and rupture propagation in the specimens: In the criterion, the section where the volumetric strain (dilatation; a strain invariant) exceeds the maximum allowable limit is considered as ruptured. As in this case, any criterion can be easily incorporated for (numerical) rupture analyses, but we should always keep in mind that our understanding of actual three-dimensional dynamic phenomena and rupture criteria is insufficient. Most of the often used rupture criteria in seismology and geomechanics seem to have been derived from one- (or at most two-) dimensional experiments (e.g. one-dimensional frictional observations for post-failure behavior), and we are no sure whether these rupture criteria are valid for the generation and complex propagation process of multi-dimensional rupture or not (Uenishi *et al.* 2016b).

Acknowledgements: This study has been financially supported by the Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) through the "KAKENHI: Grant-in-Aid for Scientific Research (C)" Program (No. 16K06487). The author is grateful to the generous support provided by the Construction Engineering Research Institute Foundation in Kobe, Japan.

References

Uenishi, K., H. Yamachi, K. Yamagami, and R. Sakamoto (2014). Dynamic Fragmentation of Concrete Using Electric Discharge Impulses. *Construction and Building Materials*, **67(B)**, 170-179, doi: 10.1016/j.conbuildmat.2014.05.014.

Uenishi, K., N. Shigeno, S. Sakaguchi, R. Yano, and K. Suzuki (2016a). Dynamic Impact-Induced Fracture Development in Ice Spheres. In: *Proceedings of the 24th International Congress of Theoretical and Applied Mechanics*, 2 pages, IUTAM Congress Committee, Montreal, Canada.

Uenishi, K., N. Shigeno, S. Sakaguchi, H. Yamachi, and J. Nakamori (2016b). Controlled Disintegration of Reinforced Concrete Blocks Based on Wave and Fracture Dynamics. *Procedia Structural Integrity*, 8 pages, doi: 10.1016/j.prostr.2016.06.045.

2016年熊本地震の3次元動的破壊シミュレーション：熱構造の効果

#安藤亮輔（東大理），青木陽介（東大地震研），内出崇彦，今西和俊（産総研），松本聡（九大）

3D Dynamic Rupture Simulation for 2016 Kumamoto Earthquake: Effects of Geothermal Structures

Ryosuke Ando (U. Tokyo), Yosuke Aoki (ERI, U. Tokyo), Takahiko Uchide, Kazutoshi Imanishi (GSJ/AIST), Satoshi Matsumoto (Kyushu U.)

2016年熊本地震に伴い，活火山である阿蘇山と由布岳の周辺領域において，特徴的な地震破壊現象が観測された．一連の熊本地震の活動の中で，4月16日のイベントでは，主に布田川断層が破壊され，マグニチュード（M）7級の地震を発生させたが，阿蘇山の北部では，布田川断層の既知の区間の北東部延長において地殻浅部に大きな断層滑りが生じた．さらに，布田川断層から北東に50km以上離れた大分県の由布岳周辺では，M6を超える地震が動的に誘発された（Uchide et al., 2016）．干渉合成開口レーダーと地震波の解析を統合すると，このM6誘発地震は，既知の由布院断層を破壊する形で発生した（安藤他，2016, JPGU）．一方，微小地震の発生層下限に見られる空間変化を見ると，これらの二つの領域では，顕著に地震発生層の下限が浅くなっており，火山周辺の高い地温勾配が存在する領域に対応していることが分かる．これまでも，地熱地帯では大地震に伴い浅部が大きく滑ったり（Ando and Okuyama, 2010, GRL），誘発地震が発生しやすかったり（Hill et al., 1993）する特徴が見られており，今回観測されたそれら現象にも地熱構造が大きく影響している可能性がある．

一般に，断層の摩擦特性は深さ依存しており，深さ10km程度までの地震発生層では，固着滑りを示すような不安定性を示すが，より深部では滑り速度強化特性により定常滑りするような安定性を示す．地震発生層下限の深度は，このような断層面上での摩擦不安定性の切り替わる深度に対応していると考えられ，地下の熱構造を，摩擦特性の空間変化として地震破壊のモデルに考慮することができる．

本研究では，阿蘇山および由布岳周辺に，地震発生層下限が浅い領域を設定した物理モデルを構築し，その構造が熊本地震に伴う断層の動的破壊過程に与える効果を，シミュレーションによって調べることを目的とする．すなわち，それら火山周辺領域において，Ando and Okuyama, 2010のモデルに準拠して断層の深部延長に安定領域を仮定した．そのような安定領域では必然的に地震間に定常滑りが発生するので，その浅部延長では局所的に高いせん断応力が生じることになる．

モデルには，3D半無限弾性体の中に，布田川日奈久断層帯から由布院断層の範囲で，複数の非平面断層を仮定した．断層形状は，地表トレースと余震分布を元にして拘束した．地震発生層の下限深度および安定滑り領域の位置は，余震分布を元に拘束したが，その傾向は熊本地震以前の地震活動を考慮しても変わらない．広域応力場は，Matsumoto et al. (2015)が微小地震のメカニズム解に基づいて逆解析した結果を参考にして拘束した．断層浅部には滑り弱化型の摩擦則を考慮し，深部には動的イベント前に一定の応力降下による滑りを与え動的イベント中には滑らないものとした．

数値計算には，我々が最近開発した高速領域分割境界積分方程式法（FDP-BIEM）を用いた．本手法によって，従来は困難であった，半無限媒質中に存在する非平面断層の動的破壊過程が，PCクラスタレベルの計算機で実行可能となった．

パラメタスタディーの結果，安藤他（2016）で考慮したような，モデル領域全体に基本的には一様であるような広域応力場を加えるだけでは，由布院断層の動的誘発現象は再現しにくいことが分かった．一方，由布院断層の地震発生層下限が浅く浅部に高応力域が存在すると仮定した場合では，動的誘発が再現された．また，阿蘇山周辺領域でも，浅部に同様の高応力域を考慮した場合では，浅部での比較的大きな滑りが再現された．このことは，2016年熊本地震の特徴を再現するためには，地熱構造の考慮が重要であることを示唆している．

長野県西部地域における高分解能の応力場

#飯尾能久・米田　格・澤田麻沙代・三浦　勉・片尾　浩（京大防災研）・
高田陽一郎(北大)・小村健太朗(防災科研)・堀内茂木(ホームサイスモメーター)

Fine scale stress field in the Western Nagano Prefecture region

Yoshihisa Iio, Itaru Yoneda, Masayo Sawada, Tsutomu Miura, Hiroshi Katao (DPRI, Kyoto Univ.), Yoichiro Takada(Hokkaido Univ.), Kentaro Omura (NIED), Shigeki Horiuchi (Home seismometer)

1.　はじめに

長野県西部地域では､1995 年 6 月から 10kHz サンプリングによる高精度地震観測が継続されており、20 年以上にわたって,単独点でのトリガー方式による地震データが蓄積されている(Iio et al., 1999, Doi et al.,2013)。2008 年 8 月には満点システムによる連続観測も開始された。深い山中の観測であり道路の通行等の問題により適宜観測点の見直し等を行っているが、観測点数は一番多いときで、10kHz については 57 カ所、満点については 28 カ所、現在はそれぞれ 33,24 カ所となっている。平均的な観測点間隔は 1km 程度である。堀内システムにより、2010 年 6 月までの手動検測がほぼ完了したので、応力場を高分解能で推定してみた。

2.　結果

33483 個の地震メカニズム解を自動決定した。複数の解が得られたものに対しては､解の任意性をKagan角(重ね合わせるための最小の回転角)で評価した｡今回は、解の任意性が 10 度以下である、精度の良い 3041 個のみを解析に用いた。長野県西部地震の断層の走向に X 軸、直交方向に Y 軸をとって、水平約 10km 鉛直約 5km の範囲内で 1km メッシュの応力場を求めた。応力場の計算方法は、解析領域内で応力場を一様と仮定し、メカニズム解から推定される断層のすべり方向と断層面上の最大せん断応力の方向の差の RMS(misfit)を最小とする通常の方法である。

図 1 に結果をまとめたもの示す。d)は各解析領域内の地震数と misfit の関係である。今回は、解析領域内に地震が 15 個以上あるものを用いたが、misfit は 10 度以下がほとんどであり、応力場が精度良く決まっていることを示唆している。a),c)に断層走向に直交する方向における σ2 軸の傾斜角と misfit の分布をそれぞれ示す。Yukutake et al.(2010)で示されたように、長野県西部地震の断層付近で横ずれ型の応力場となってくること、および応力比Ｒが大きいことがよく分かる。b)ではＲが大きいほどσ2 軸の傾斜角が大きくなる(横ずれ型である)傾向が実際に見られる。また、断層近傍では misfit が大きな領域が多いが、長野県西部地震の大すべり域の近傍でメッシュ内の応力場の空間不均質が大きいためかも知れない。

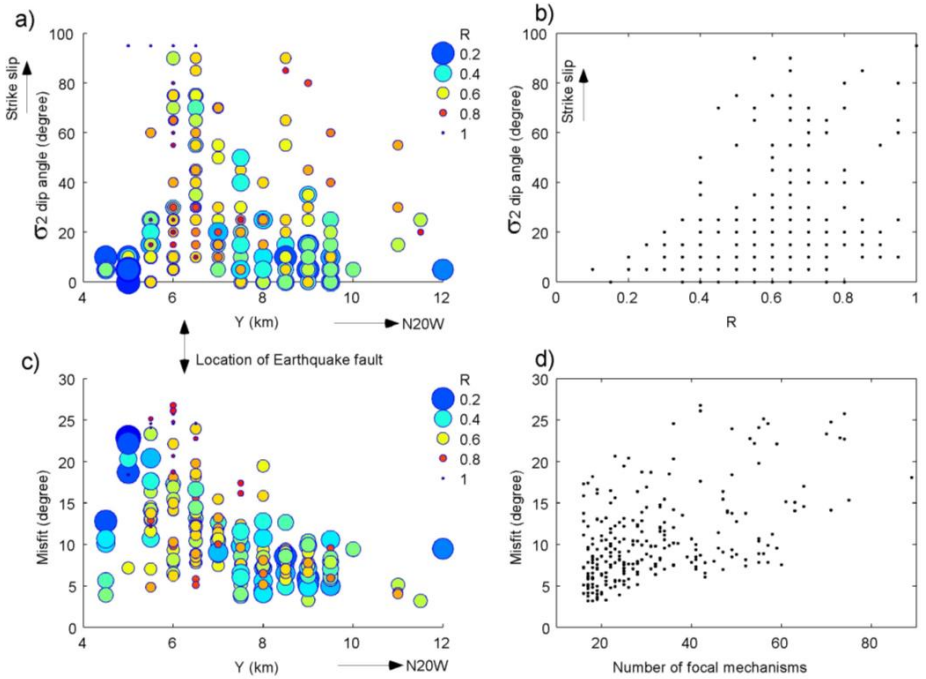


図 1　推定された応力場。Y=6km 付近に長野県西部地震の震源断層が存在する。

謝辞：10kHz 観測では産総研のボアホール地震計データを,2008 年 8 月以降には、防災科研、名古屋大学、気象庁による定常地震観測点のデータを使わせていただいています。

S08－22

紀伊半島北西部の複雑な微小地震活動とその原因

#前田純伶・松澤暢(東北大理)・片尾浩(京大防災研)・遠田晋次（東北大災害研）

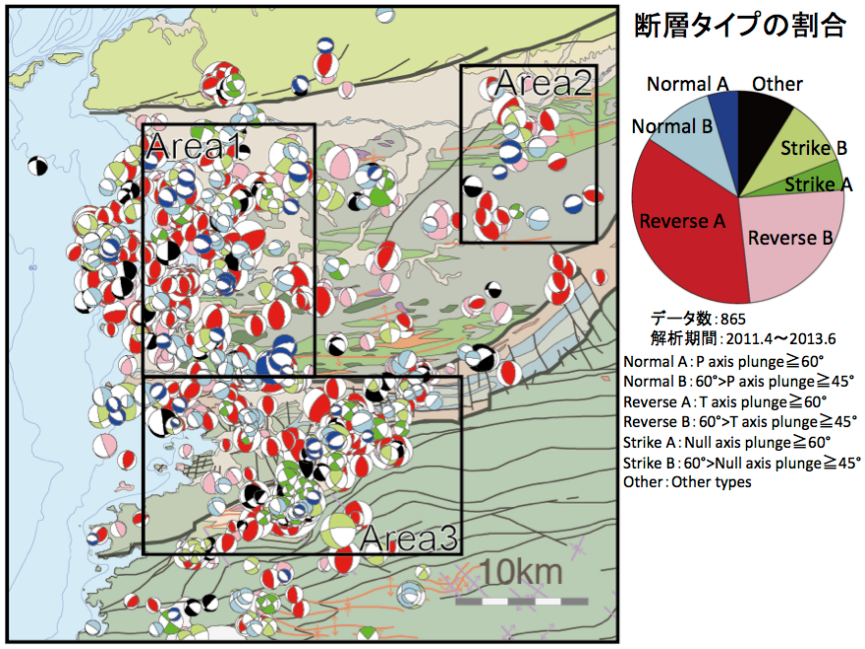
Complex microearthquake activity and its cause in northwestern Kii Peninsula

#Sumire Maeda, Toru Matsuzawa (Tohoku Univ.), Hiroshi Katao (DPRI), Shinji Toda (Tohoku Univ.)

地殻浅部において発生する内陸地震は，広域の応力場に支配されるだけではなく，大規模地震の発生後の一時的な応力擾乱および構造不均質や熱源による局所的応力変化といった応力の不均質や，活断層や岩相境界等の弱面，脆い岩帯，高い間隙圧といった強度の不均質の影響を大きく受けていると考えられる．特に，小さい地震ほど，応力・強度の短波長不均質の影響を受けやすいはずであり，このような不均質が，微小・小地震の発生に与える影響を詳細に検討することにより，内陸地震の発生に至る過程の理解を深めることができると考えられる．そこで本研究では，震源の深さが浅く，活発な定常地震活動で特徴付けられる紀伊半島北西部の微小地震発生域に着目し，1）hypoDD 法による震源の再決定，２）微小地震の発震機構解の決定，３）震源及び発震機構解の分布と地質構造との比較，４）重力異常に基づく地下構造の推定，５）断層タイプ別発生深度の違いの検定等を行った．

その結果，ｉ）微小地震が三波川帯・秩父帯分布域の浅部地殻において発生しており，震源分布中に東西もしくは東北東-西南西の走向をもつ複数の線状配列が見られ，これらの走向が地質構造帯内の地層や褶曲軸・断層の走向と一致する，ⅱ）本地域の中規模地震は，東西圧縮によって生じる南北走向の逆断層型の地震が優勢であったが，右図で示したように微小・小地震では，正断層型や横ずれ断層型も多数発生している．ⅲ）場所によって地震のタイプ毎の発生深度に違いがみられ，図中のArea1では，地震の発生深度が本地域内で最も浅く，正断層型と逆断層型と横ずれ断層型の地震がほぼ同深度で発生している．また，Area2では，浅い方から順に逆断層型，横ずれ断層型，正断層型の地震が分布する．Area3では，正断層型と逆断層型の地震がほぼ同じ深度に分布し，その下に横ずれ断層型が分布する．

本地域において，様々な断層タイプの微小・小地震が多数発生していることは，差応力と強度が小さいことを示唆する．さらに，Area1で震源が浅いのは地下に存在する熱流体（Kato et al., 2014; Yoshida et al., 2011)による熱の影響，Area2で断層タイプの深さ依存が見られるのは被り圧の影響，Area3で横ずれ断層型が最深部で発生するのは地下深部に存在する弱面の影響が強く現れているためと考えられる．



中規模地震をトリガさせる実験的研究

#モリ ジェームズ（京大防災研）

An Active Experiment to Trigger Moderate Earthquakes

#James Mori (DPRI, Kyoto Univ.)

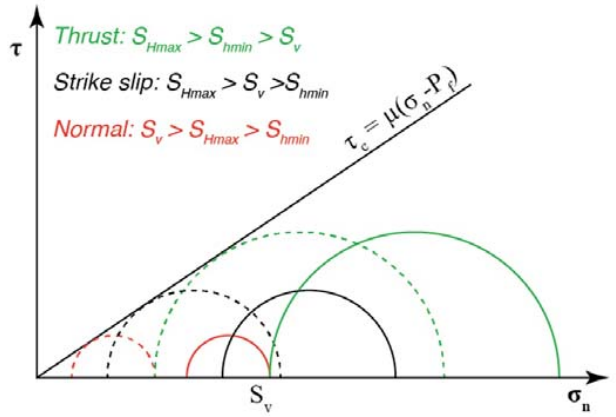
We propose an experiment to understand the initiation of large earthquakes by inducing seismic events on a shallow fault with water injection. Increasing the fluid pressure near an active fault will reduce normal pressure on a fault and bring it closer to failure, according to the classic Coulomb failure criterion. A study to monitor the water pressure and subsequent triggered earthquakes can help answer some fundamental questions in seismology about the stress levels that cause earthquakes and the physical conditions that are necessary for a large earthquake to occur.

By triggering a moderate earthquake we hope to investigate questions related to earthquake initiation and scaling.

1) What is the strength of faults during earthquakes?
2) Is there an observable earthquake precursory signal? Does it scale with the size of the earthquake?
3) What is the size of the stress perturbation needed to trigger seismicity relative to the strength of the fault?
4) Does the size of the pore pressure or fluid volume perturbation correlate with the size of the triggered earthquake?

Appropriate sites for such an experiment would be transform faults near mid-ocean ridges, such as the East Pacific Rise. In such settings, shallow moderate (M5 to M6) earthquakes occur at repeating intervals of 5 to 15 years. We would like to conduct a water injection experiment at one of these sites a few years before the expected earthquakes recurrence, to try to trigger an early occurrence of the event. A 2 to 3 km deep borehole could be drilled close to the hypocentral region of a moderate earthquake. Water at various pressures from about 0.001 MPa to higher values, 1 MPa, would be pumped into the borehole in order to raise pore pressure in the region of the hypocenter. The upper value for the pumping pressure approaches the values of the static stress drops of the earthquakes.

For a land site we are considering a normal fault in an unpopulated region of the western US. Normal faults may be easier for triggering events than thrust faults, with strike-slip faults intermediate. In the Mohr diagram below, increases in pore pressure (dotted lines) can bring a normal fault closer to the failure envelope, compared to strike-slip and thrust faults.



Stress drop estimation of potentially induced earthquakes in Oklahoma

#Nana Yoshimitsu, William Ellsworth, Gregory Beroza

(Stanford University)

Introduction Injection-induced earthquake associated with the disposal of wastewater created during unconventional hydrocarbon development are receiving increased attention. The central United States, especially in Oklahoma, shows increase of earthquake activity in the last several years. A better understanding of the source characteristics of these earthquakes is needed to assess the hazard, and it would help to answer the question whether induced earthquakes have lower stress drop than naturally occurring earthquakes. To approach these issues, we estimated source parameter of the potentially induced earthquakes in Oklahoma.

Method To remove path effects, we formed spectral ratios of pairs of co-located larger events. In order to find co-located events, we used 3 stations of the IRIS network, OK025, OK029, and BCOK (Fig.1) for which the sampling frequency is 100 Hz. First, we made clusters of the co-located events within 5 km of the April 7, 2016 Mw 4.2 earthquake for the period from March 1 to June 9, 2016. Then, we calculated cross-correlation coefficients of all event pairs in the cluster, and select the events with cross correlation coefficient higher than 0.65 in all components and all stations within the frequency range of 1-20 Hz. We then formed spectral ratios between the 8 best events in the cluster (2.7 < Mw < 3.2) and the main event (Mw = 4.2) using the Multi-Window Spectral Ratio method (Imanishi and Ellsworth, 2006). We set the time-window as 2.048 seconds after the *S* wave (Vs = 3.3 km/s) arrival and ignore the spectra *snr* < 10. We stacked the spectral ratios of all components and all stations (black triangles in Fig.1), and estimated the corner frequency of each event by fitting of the Boatwright ω^2 model with non-linear least-squares method for the frequency range of 1-12 Hz. Using circular crack model (Sato and Hirasawa, 1973), we estimated the stress drop with the equation proposed by Eshelby (1957).

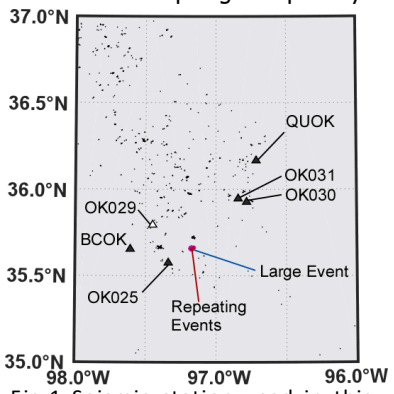


Fig.1 Seismic station used in this study and location of events in central Oklahoma. Black dots denote seismicity in 2016.

Result An example of a fitted spectrum is shown in Fig.2 (left). Estimated stress drops ranged between 1.8 and 136 MPa with most smaller than 50 MPa. This is in agreement with the findings of Huang et al. (2015) who reported the stress drop of potentially induced earthquakes in Arkansas region between 1 MPa to 100 MPa. We find that the stress drop ratio between the Mw 4.2 event and smaller events varies over a smaller range of a factor of 4 (Fig.2, right). The stress drops estimated in this study showed almost the same range as those for naturally occurring inland earthquakes. Thus, our results support the notion that potentially induced earthquakes have similar source characteristics to natural inland earthquakes in United States.

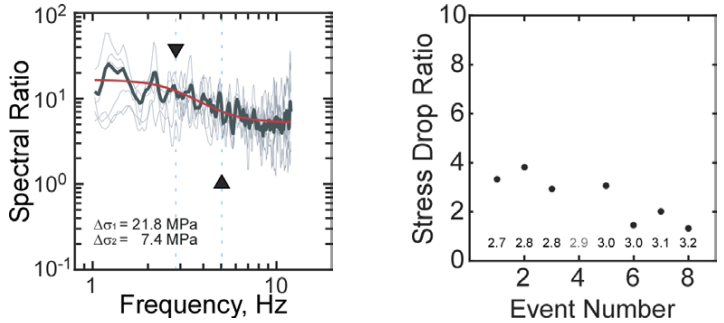


Fig.2 (left) An example of the spectral ratio between the smaller event (Mw = 2.8) and the larger event (Mw = 4.2). Light gray curve indicate the spectrum of each station, and the thick curve is the stacked spectrum. Red indicate the best fitted curve. (right) Estimated stress drop ratio of each event pair. Events are sorted in order of the magnitude which shown on the bottom.

S08－25

大きな地震の前後に震源周りで発生する地震の時空間パターンを特徴づける一つの方法

#宮本彩加（静大理）・三井雄太（静大理）

A method for spatiotemporal pattern analysis of earthquake occurrence before and after a large earthquake

#Ayaka Miyamoto (Sci., Shizuoka Univ.),
Yuta Mitsui (Sci., Shizuoka Univ.)

1. はじめに

大きな地震の前にその地震よりも規模の小さい地震が発生することがある。それらは前震と呼ばれる。前震は大きな地震の予測に有効な手段だと考えられている。しかしながら、実際に前震から大きな地震を予測するのは難しい。なぜなら前震は大きな地震の前に必ず観測されるわけではないからである。一方、本震後に必ず発生する地震が存在する。それらは余震と呼ばれる。前震と余震を比較することで前震について論じる研究がいくつかある(例えばMaeda(1999)やBrodsky(2011)など)。しかし未だ前震については不明な点が多い。そこで本研究では、大きな地震前後の地震の時空間パターンを比較するための新たな手法を導入し、前震の性質を調査することを目的とした。また、本研究の手法が実際の地震活動の解析に有用か、検証を行った。

2. 手法

1998～2014年のJMAの震源カタログデータを使用した。本震としてマグニチュードが6よりも大きい地震を使用した。また本震同士の発生間隔は2年以上、または本震同士の震央の距離が200km離れているものとした。その結果、43個の地震が本震として選択された。本震前後の地震はマグニチュードが2より大きく、本震震源から50km、100km以内に発生した地震とした。また本震発生から前後一年間に発生した地震であるとした。$|r_{i+1}-r_i|$という式で表される散在度というものを定義した。r_iとは本震からi番目に発生した地震の本震震源からの距離を意味する。これの頻度分布を取ることで、本震周りでどれくらい時空間的に密集して地震が発生しているかを特徴づけることができる。本研究ではこの散在度を用い、本震前後の地震の時空間パターンを比較した。

前震の性質を調べるために、本研究における前震の判断基準を明確にすることにした。上記のとおり、前震の判断基準を定義することは難しいが、Marsan et al.(2014)を参考にし、本研究における前震の判断基準を定義した。本震発生までに地震が増加し続けていた場合、前震が発生していた地震系列として定義した。この定義により選択された地震系列は43個中5個存在したが、そのうち気象庁により本震の前に前震が発生していたとされる地震系列は3個あった。残りの2個のうち1個では、前震とは判定されていないものの、本震発生の数時間前に地震が発生していた。

3. 結果

まず、散在度を用いて、前震的な活動が発生していた系列とそうでない系列とを比較する。前震的な活動が発生していた地震系列では、本震前の地震の時空間パターンのほうが、発生していなかった地震系列では本震後の地震の時空間パターンのほうが、密集して発生していることがわかった。散在度を用いて、前震的な活動が発生していた系列とそうでない系列とを判別可能であることを示唆する。

地震は大まかにプレート境界、海洋プレート内部、陸側プレート内部で発生する。そこで43個の本震を震源の位置やCMT解などを参考にし、発生場所ごとに分類した。その結果、本震の発生場所による時空間パターンの違いも見られた。プレート境界で発生した地震系列のみで、本震前の地震の時空間パターンのほうが密集して発生していたという結果が得られた。Bouchon et al. (2013)により、プレート境界地震では、プレート内部地震と異なり、本震に至るまでの数日から数か月、加速的な地震活動が先行することが多いことが報告されている。本研究で得られた結果はこの先行研究と調和的である。

さらに地震の時空間パターンと地震数、本震のマグニチュード、深さとの関係を調査した。本震前の時空間パターンは地震数と弱い相関が見られた。一方、本震後の地震の時空間パターンは本震のマグニチュード、深さと相関があることが分かった。これらの結果は本震前後の地震の時空間パターンを定量的に理解するうえで重要だと考えられる。

S08－26

伊豆の群発地震（1997年3月）発生とM5.5地震発生前の地震活動、歪・傾斜変動について

#石井　紘（東濃地震研）

Earthquake Swarm Occurring in Izu Peninsula in　March 1997 and Seismic Activity, Strain and Tilt Variations before Occurrence of M5.5 Earthquake

#Hiroshi Ishii (TRIES)

伊豆半島には 1995 年、1996 年、1997 年と 1998 年の 4 回活発な群発地震が発生した。今回は 1997 年 3 月伊豆半島に発生した群発地震について M5.5 地震の発生に至る前の地震活動、歪・傾斜変動について連合大会で発表した後に得られた結果を加えて報告する。

東京大学地震研究所はボアホール地殻活動総合観測装置を群発地震が発生している地域に設置し観測を行っていた。この装置は筆者が東大地震研究所勤務の時代に開発したものであり、歪計、傾斜計、地震計、磁力計や温度計を搭載している。群発地震の発生に対応して歪計および傾斜計に異常な変動が観測された。予備的な解析結果は予知連会報等に報告してあるが地震活動の空間的・時間的変化および歪・傾斜変化に関して M5.5 地震発生前の現象に注目して改めて解析を試みた結果を報告する。

群発地震は 3 月 3 日 10 時 30 分頃から始まりマグニチュード5．5の大粒の地震が 23 時 9 分に発生している。

今回は地震の震源分布については気象庁のデータを利用し、空間的分布の時間的変化を詳細に調べた。歪・傾斜変化については永年的変化と群発地震発生から M5.5 地震発生前の変動について調べた。

解析結果から明らかになってきた群発地震発生からM5.5地震発生までの過程とその後の経過および解釈は以下のようである。

1．3/3：0時頃から発生していた微小地震の深度は徐々に浅くなっていった。
2．3/3：10時ころから、より大きめの地震も発生しながら深度は更に浅くなっていった。
3．深度の浅くなる割合は大体 200m/hour 程度であった。
4．地震発生の震央分布と深度の時間変化からdikeは約25度の傾斜角で上昇していたと考えられる。
5．23時ころからM4程度の大粒の地震が発生するとともに地震の深度が急速に浅くなり、M5.5の地震が浅いところで発生した。
6．深度および震央の時間変化などから上記のデータから地表に出現した開口断層の形が推定され、N65E方向に長さ2km程度の楕円形と推定した。
7．その後　3/4　以降は地震の発生頻度も低下し深度も4-5km前後で発生した。
8．ボアホール歪計により観測された主歪の伸びの方向と大きさは3/3：10時頃から方向と大きさに変化が表れ17:50頃からさらに大きな方向変化と大きさの変化を記録し、M5.5地震の発生となった。この変化は開口断層が地上に出現する過程と考えられる。最終的な伸びの方向は開口断層の作用する方向となった。
9．傾斜計は3/3:　0時頃からそれまでと異なる方向に傾斜しはじめ、11時頃から変化が加速し、M5.5の地震発生となった。
10．この開口断層により作用した伸張応力により、開口断層近傍にM5.5地震が発生した。
11．その後、3/4以後の地震の発生は断層出現により作用した応力蓄積に対する応力開放により全体的に地震が発生していると解釈できる。

上記の経過を考慮して説明可能なモデルを構築した。モデルから考えられる現象と検測結果を比較して検討した。それらの結果を報告する。

S08－27

2013 年米国 Wyoming 州の上部マントル地震 (深さ 75 km)について

#趙大鵬・X. Wang (東北大学大学院・理学研究科)

On the 2013 Wyoming earthquake at 75 km depth

#D. Zhao, X. Wang (Tohoku University; *E-mail*: zhao@tohoku.ac.jp)

On 21 September 2013 a moderate-size earthquake (Mw 4.9) with a focal depth of ~75 km occurred in central Wyoming, USA. A single aftershock (Mw 3.0) with a depth of ~71 km occurred two hours after the main shock [*Craig & Heyburn* 2015; *Frolich et al.* 2015]. The two earthquakes took place within a well-instrumented continental interior and away from any convergent plate boundary. Moreover, the source region, the Wind River Mountains, is a 2.5-2.8 Ga Precambrian craton where the crustal thickness does not exceed 55 km. Several seismological methods have been used to investigate these two deep events and have proved that the focal depths of ~75 km are very robust [*Craig & Heyburn* 2015; *Frolich et al.* 2015]. The two earthquakes definitely occurred within the lithospheric mantle, and likely over 20-30 km deeper than the base of the crust, which makes them among the deepest earthquakes identified to have occurred in a region covered by a stable continental crust. The 2013 Wyoming earthquakes provide a valuable opportunity to investigate the controls on seismicity and long-term strength in the lithospheric mantle. In this work we apply a seismic tomography method [*Zhao et al*. 2012] to investigate these issues. The local seismicity and teleseismic events recorded by the dense USArray and ISC seismic networks in and around the Wyoming source area provide us with a valuable data set to study the 3-D crustal and upper mantle structure, which may well improve our understanding of seismotectonics in the lithospheric mantle. We used a large number of high-quality travel-time data of both local and teleseismic events to determine a high-resolution 3-D P-wave velocity model beneath Wyoming. Our results reveal that the 2013 Wyoming earthquakes occurred in an isolated high-velocity (high-V) anomaly which extends down to ~160 km depth with a large volume of ~100 × 100 × 160 km^3 in the upper mantle. The high-V zone may reflect a remnant of the subducted oceanic slab removal fractured under long-term negative buoyancy and heating by the infilling asthenosphere. Another possibility is that the high-V anomaly is a dense mantle lithospheric root which removed under some circumstances, resulting in the 2013 upper-mantle earthquakes.

References

Craig, T., Heyburn (2015) An enigmatic earthquake in the continental mantle lithosphere of stable North America. *EPSL 425*, 12–23.

Frohlich, C., W. Gan, R. Herrmann (2015) Two deep earthquakes in Wyoming. *Seismol. Res. Lett. 86*, 810-818.

Zhao, D. et al. (2012) Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands. *Geophys. J. Int. 190,* 816–828.

S08－28

東北日本下におけるスラブ内地震の応力降下量の深さ変化の特徴

#北　佐枝子（広島大学理学研究科）

Depth variation of the stress drops for intralslab earthquakes beneath Tohoku, northeastern Japan

#Saeko Kita (Hiroshima University)

1. Introduction

Kita and Katsumata [2015] estimated the stress drops of ~2000 events (2.0 <Mj <5.0) in the Pacific plate at inter mediate-depths and examined the spatial variation of stress drops of them. They mainly reported 1) the stress drop in the oceanic crust decreased with depth at depths of 70 to 110km, whereas it increased with depth at depths of 110 to 170 km: 2) stress drops of events in the oceanic crust is smaller than those in the oceanic mantle.

Some previous studies (e.g. Allmann and Shearer, 2009; Oth, 2013) reported some degree of dependence of the stress drop on the focal mechanism of earthquakes. Stress regime in the slab beneath Hokkaido is quite different that beneath Tohoku: the neutral plane is located close to the slab moho beneath Hokkaido (9 km from the plate interface), but that is located at 22 km beneath Tohoku. In order to understand the characteristics of nature of the intermediate-depth intraslab earthquakes, I examined characteristics of stress drops for ~5000 intraslab earthquakes beneath Tohoku and compared the results with that beneath Hokkaido.

2. Data and method

In the estimation of stress drops of intraslab events, I used seismic moment estimated from JMA magnitude, precisely relocated hypocenters using HypoDD [Waldhauser and Ellthworth, 2000], the detailed geometry of the Pacific plate (Kita et al., 2010b; Zhao et al., 1997) and corner frequencies for 5094 events at depths from 70 to 200 km (August 2003 to July 2014). The corner frequencies were estimated using S-coda wave spectrum ratio method [e.g., Mayeda et al., 2007].

3. Results and Discussion

Obtained results beneath Tohoku had almost the same trend as Hokkaido: The stress drops of events generally increased with depth at depths of 70 to 200 km, which corresponds to results beneath Hokkaido and is also consistent in Asano et al. [2003] for large intraslab events.

For events in the oceanic crust, we also confirmed a decrease of median stress drops at depths of 70 to 110 km (6.8 to 3.6 MPa) and an increase with depth at depths of 110 to 170 km (3.6 to 8.6 Mpa). This trend also corresponds to that beneath Hokkaido. Depth change of rigidities due to eclogite-forming phase change [Hacker et al., 2003] makes an effect on the depth variation of stress drops in the oceanic crust [Kita and Katsumata 2015].

In the depth range of 70 to 170 km, median stress drops for intraslab events in the oceanic crust (3.6 to 8.6 MPa) are smaller than those in the oceanic mantle (7.2 to 13 Mpa) (Figure 1). In the oceanic mantle, I did not obtain much difference of median stress drops between interplane events (area of 10 to 22 km from the upper plate interface), which yields downdip compression stress field, and the lower plane events (22 km to 50 km from it), which yield downdip tension. Taking into account of the results beneath Hokkaido, these results imply that stress drops for events in the oceanic mantle are not much affected by difference of stress field within the oceanic mantle. Differences of rigidities and/or rupture mechanisms of events induce the difference of the stress drops of events within the slab.

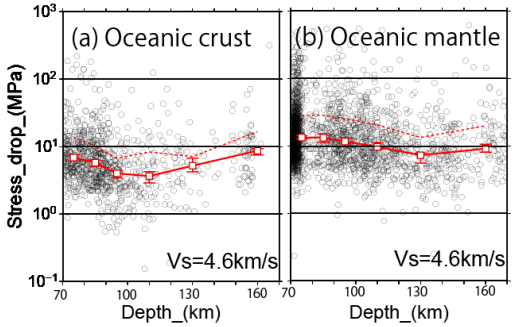


Figure1: Stress drops for events (a) in the oceanic crust and (b) in the oceanic mantle plotted against depth beneath Tohoku. Gray circles show stress drop of each event. Red and dashed lines show respectivly median and average stress drops of events. Error bars show 95 % confidence level of the median stress drops.

S08－29

プレート境界における摩擦特性の空間不均質：中規模地震の応力降下量からの示唆

山田卓司（茨大理）・齋藤 悠（北大理）・
谷岡勇市郎（北大地震火山センター）・河原 純（茨大理）

Spatial heterogeneity of the frictional property on the plate interface estimated from stress drops of middle-size earthquakes

#Takuji Yamada (Ibaraki Univ.), Yu Saito, Yuichiro Tanioka (Hokkaido Univ.), and Jun Kawahara (Ibaraki Univ.)

1. はじめに

北海道南東沖では、太平洋プレートの沈み込みに伴う大地震が繰り返し発生している。本研究では、2002 年 6 月から 2015 年 12 月に北海道南東沖で起きた 4.0 ≤ M ≤ 5.0 の中規模地震のうち、太平洋プレート面上で起きたと考えられる 721 地震を選び出し、応力降下量の解析を行った。さらに、1973 年根室沖地震と 2003 年十勝沖地震の地震時すべりおよび余効変動との関連を議論することにより、応力降下量の空間分布が示唆する物理的背景について考察を行った。

2. 解析地震の選択基準

本研究では深さ方向の震源決定精度を考慮して、Kita *et al*. (2010)の推定した太平洋プレート上面から±15 km の深さで起きた、4.0 ≤ M ≤ 5.0 の中規模地震を選び、解析対象とした。なお、解析対象地震のうち、防災科研によってメカニズム解が求められている地震については、太平洋プレートの沈み込み角度と調和的な節面を持つことを確認済みである。

3. 応力降下量解析

Yamada *et al*. (2010, 2015) の手法を用いて、応力降下量の解析を行った。まず解析対象の地震から震源距離 10 km 以内の M3.0 の地震の観測波形を用いて、経験的グリーン関数を計算した。次に、解析対象の地震の観測波形スペクトルを経験的グリーン関数のスペクトルでデコンボリューションし、震源スペクトルがオメガ 2 乗モデルに従うとの仮定のもと、解析対象地震のコーナー周波数を求めた（Fig. a）。最後に、断層面が円形であると仮定して、Madariaga (1976) のモデルを用いてコーナー周波数から応力降下量を計算した（Fig. b）。

4. 結果および考察

応力降下量の解析結果には空間的な不均質性がみられる（Fig. b）。さらに、過去の大地震のすべり分布と調和的であり、大地震の大すべり域と大応力降下量域が一致している。これは、強度と動摩擦の差（摩擦特性）に地域性があり、それが時間変化しないと仮定すると合理的に説明できる。 本研究は、摩擦特性が場に規定されていること、中規模地震の応力降下量を定常的に解析することにより、次の大地震によるすべり分布を推定できることを示唆している。この結果は、北米大陸西岸など、過去の大地震のすべり分布が不明である地域における強震動予測に特に有用であると考えられる。

謝辞：本研究では、防災科研 Hi-net、気象庁、北海道大学の観測点の地震波形データと、気象庁の一元化震源および P, S 検測値を使わせていただきました。記して感謝いたします。

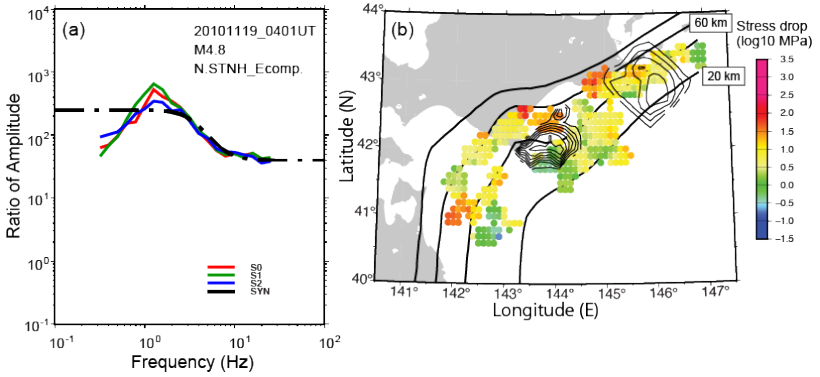


Fig.(a) Spectral ratio of the velocity seismogram of an analyzed earthquake with M4.8 deconvolved with an EGF earthquake (M3.0) at a station N.STNH. Red, green and blue lines correspond to the ratio for three time windows: (S0) -0.50 to 9.73 s, (S1) 0.14 to 10.37 s, and (S2) 0.78 to 11.01 s after S arrival. Each time window has 1024 data points. Black broken line shows the fitted omega squared model. (b) Estimated distribution of stress drop. The values are calculated at grid points with the interval of 0.1 degree in latitude and longitude as averaged stress drops of earthquakes within 15 km of epicentral distance. Values at grid points that had less than four earthquakes within the epicentral distance are not shown in the figure. Thick and thin black lines indicate the surface depth of subducting Pacific plate (Kita et al., 2010) and the slip distributions of the 2003 Tokachi-oki and the 1973 Nemuro-oki earthquakes (Yamanaka and Kikuchi, 2003; Yamanaka, 2006), respectively.

S08－30

沈み込みプレート境界の摩擦強度：理論的制約

#松浦充宏（統計数理研）・野田朱美（構造計画研）

Interplate frictional strength in subduction zones: Theoretical constraint

#Mitsuhiro Matsu'ura (ISM), Akemi Noda (KKE)

１．はじめに

プレート境界は，長期的に見れば，その摩擦強度に見合う抵抗を受けながら定常すべりを続けている。横ずれプレート境界周辺のテクトニック応力場は，基本的に，この定摩擦抵抗に起因するものである（Terakawa & Matsu'ura, GJI, 2009）。一方，プレートの定常沈み込み運動は，陸側及び海側プレートを共に上向きに湾曲させ，プレート上部では引張り応力，下部では圧縮応力を一定のレートで作り出す（Matsu'ura & Sato, GJI, 1989; Fukahata & Matsu'ura, GJI, 2016）。従って，沈み込み帯のテクトニック応力場は，プレート境界の定摩擦抵抗による応力場とプレートの定常沈み込みによる応力場の重ね合わせとして表現される [1]。この場合，プレートが完全に弾性的だとすると，プレートの定常沈み込みによる応力は時間と共に増大し続けるので，定常的な応力状態は実現されない。そこで，陸側プレートに関しては，島弧地殻の非弾性変形（弱面群の破壊＝巨視的には弾塑性変形）による応力解放によって定応力状態が実現されると考えた [2]。しかし，この考えを強度不均一の小さい海側プレートに適用するのは無理がある。本講演では，沈み込む海洋プレート内に形成される応力場について考察し，プレート境界の摩擦強度に関する制約条件を明らかにする。

２．沈み込む海洋プレート内の応力場

東北日本の応力蓄積シミュレーション（Hashimoto & Matsu'ura, PAGeoph, 2006）によれば，沈み込みに伴って生じる太平洋プレート上部（下部）の東西引張り（圧縮）応力は，海溝付近が最大（年間 1 KPa 程度）で，そこから遠ざかるにつれて減少し，遠方ではゼロとなる。このシミュレーション結果を海溝付近の浅部での正断層地震（深部での逆断層地震）の発生（Gamage et al., GJI, 2009）と調和的と見るのは早計である。海洋プレートは水平移動しながら陸側プレートの下に沈み込んでいく過程でその時々の湾曲による応力変化を受ける。従って，ある深さまで沈み込んだ海洋プレートの応力場はそれまでに受けた応力変化の累積と考えるべきである。すると，定常沈み込みによって海洋プレート上部に形成される引張り応力場は，正断層地震が発生する海溝付近よりも深部の逆断層地震が発生する領域（Terakawa & Matsu'ura, GJI, 2008）の方が大きいことになってしまう。

３．沈み込みプレート境界の摩擦強度

この矛盾は，プレート境界の定摩擦抵抗による圧縮応力がプレートの定常沈み込みによる引張り応力より大きければ解消される。以下は概算であるが，プレート収束速度を 10 cm/yr，湾曲による応力変化が大きい領域を幅 100 km とすると，海洋プレートがその領域を通過するのに 1 Myr を要する。その間に受ける引張り応力変化を積算すると，東北沖巨大地震の発生域（深さ 10～20 km）で 200～300 MPa に達する。この引張り応力に打ち克って圧縮応力場を実現するには，プレート境界の摩擦強度が地震発生域では 200～300 MPa 以上でなければならない。東北沖地震後の海洋プレート内の正断層地震の増加（Asano et al., EPS, 2011）は，地震時の東西圧縮応力の減少により，背景として存在する東西引張り応力場が顔を覗かせたものと理解できる。

[1] Matsu'ura, M., A. Noda, and T. Terakawa, 2013. Strength of plate interfaces and tectonic stress fields in subduction zones, SSJ 2013 Fall Meeting, D22-08, Yokohama.

[2] Matsu'ura, M., A. Noda, T. Terakawa, and Y. Fukahata, 2014. Tectonic stress fields in subduetion zones governed by frictional strength of plate interfaces, JpGU 2014 Annual Meeting, SCG66-04, Yokohama.

10/6　D 会場　午前

S15－18

震後復旧費用個人負担の地域格差

#岡田成幸・中嶋唯貴（北大工）

Regional Disparities of Self-Payment Cost for Seismic Destroyed House Restoration

#Shigeyuki Okada, Tadayoshi Nakashima (Hokkaido Univ.)

Since 1998, earthquake victims can accept the subsidy for reconstructing livelihood in Japan. The amount of subsidy is paid in proportion to the damage degree of his house. However, a financial burden of reconstruction depends on his self-assets which is also dependent on his residential region. This study discusses the support for victims inherent to regional disparities.

被災者が感じる被害の重さを経済被害の観点から測るなら以下で計量できるであろう．

$$被害の重さ＝\frac{個人が負担する被害額}{被災者の経済事情（個人年収，保有資産）} \quad \cdots (1)$$

被害は，個人においてはその保有資産によって，また地域自治体にあってはその財政事情により，負担となる重さは異なるはずである．しかし公的な財政支援はその重さに斟酌することなく，被害の大きさ等により“公正”に支給される．式(1)の観点からするなら被災した側の経済事情に配慮することこそ，血の通った“公正”な政策と言えるのかもしれない．本研究は，式(1)の視点から，個人世帯が感じる「被害の重さ」を評価し，そこに隠されている地域間格差を明らかにし，あるべき公的な財政支援の形を考察する．

１．被災者生活再建支援制度

被災者に対する当座の生活資金（基礎支援金）及び住家獲得の資金（加算支援金）のそれぞれの一部を公的に支援する制度が1998年5月に制定され，数度の改定を経て概ね以下の支援金が支払われる仕組みとなっている．基礎支援金として，住家全壊あるいは解体若しくは長期避難世帯については100万円，大規模半壊世帯については50万円．さらに加算支援金として住家新規購入世帯に200万円，住家補修世帯に100万円，賃貸世帯に50万円である．支援金額は式(1)の分母に配慮することなく，被害の大きさに応じた一律支援である．

被害の重さを式(1)で計量するなら，保有資産額は世帯主の職種や家族構成による個人属性が大きく影響することは当然であるにせよ，そこには地域格差も歴然と入ってくる．以下のとおり．

$$D=L-R-S-M \quad \cdots (2)$$

ここに，Dは個人が負担する被害額（式(1)右辺分子[¥]），Lは住家被害額（$L=H\times V\times C$ [¥]），Hは地震発生確率，Vは地域建築耐震性能，Cは住家建設費用．Rは基礎支援金及び加算支援金（先に記載の被災者生活再建支援金[¥]），Sは自治体の独自支援，Mは世帯貯蓄額．このうち，R以外は地域性（被災者が居住する地域により受ける損益の違い）を持ち，地域格差の計算対象となる．

２．計算法

式(2)に基づき，計算する．なお，Hは襲来震度の年超過確率をJ-SHISより地域毎に入手．Vは平成25年度住宅土地統計から各地域の平均築年数を求め，各地域の木造住宅平均耐震評点を算出．求めたHとVより年当たりの損傷度超過確率を求める．C及びMについては各地域の平均値を使い，Sは当面支給はないものとする．なお，住家損傷度（定義域[0.0,1.0]）から住家再建額への変換は，地域の建設費用$C\times$損傷度とする．ちなみに，50年当たり損害額の超過確率グラフを政令指定都市で比較し，図1に示す．たとえば，静岡市では10％の超過確率で1300万円程度，発生確率の小さな札幌市で30万円程度である．年負担額がおよそ地域住民の地震に対する負担感に一致しよう．式(1)に従い，被害の重さを50年超過確率10％で求め，政令指定都市間の全国比較をする（青棒グラフ：図2）．地域差が大きいことは後の議論とし，ほぼ世帯貯蓄額内で被害負担可能との結論である．しかし，発生確率を無視し，住家全壊被害が発生したとしたときの各世帯の被害の重さを赤棒グラフに示し，比較する．実際の負担額は各世帯の貯蓄額を大きく超え，しかも発生確率を考慮した負担感の小さな地域ほど，実際の被害の負担は大きい結果となっている．建築コストの大きな地域ほど，平均貯蓄額が少ないためである．災害弱者救済の立場に立つならば，このような地域格差に配慮した支援を考えることも，対策のあり方として必要かもしれない．

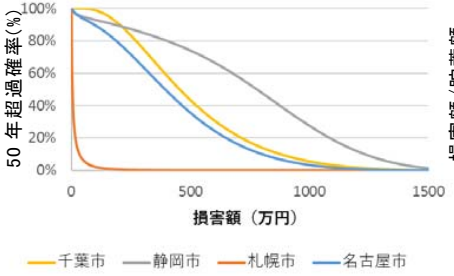


図1　地域別損害額50年超過確率

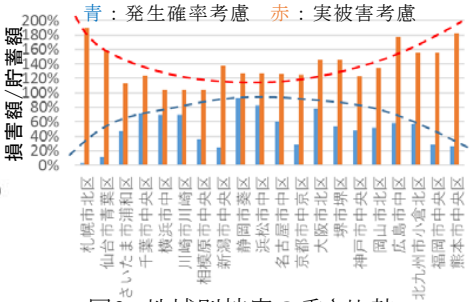


図2　地域別被害の重さ比較

２０１１年東日本大震災に伴う人間被害 (8)
住家等の流失域に注目した死者の年令区分別特性

#太田裕（東濃地震科研）・小山　真紀（岐大流域科研セ）
・志垣智子（高齢者住宅研）

Severity of Fatalities in the 2011 East Japan Giant Earthquake (8) Age-dependent Characteristics focused on Swept-away Areas of Residential Wooden-Houses

#Yutaka OHTA (Tono Res. Inst. Earthq. Sci.)・Maki KOYAMA (Gifu Univ.)
・Tomoko SHIGAKI (Elderly Res. Inst.)

１．近年の研究と到達点

本研究シリーズでは地震（津波）に伴う伝統の死者発生率算定法がもつ問題点を指摘し，改善法探究を続けてきた．本論は先ず前報までの成果を整理し，その上で今一段の展開を計るものである．

死亡率の算定は伝統的に以下の簡単な式で与えられ，現在も多用されている．

死亡率(%)＝「年令区分別」死者数/「年令区分別」被災域人口・・・(1)

これに対して，本シリーズではこの式の単純な適用で“済み”とするのでは，問題が大きいことを指摘し，改善を考究してきた．主な問題点は２つある．１つは式(1)の分母となる「被災域」定義の問題である．これについては，東北３県限定で，先ず「県全体」を単位地域とし，次いで津波浸水域となった市区町へと対象を絞り込む形で考察を続けてきた．もう１つの問題点は，上式による災害時死亡率を「激甚性の度合い」の視点からどのように位置付け，受け止めるべきかである．これについては医学分野で周知の尾崎(2012)による「平時年間死亡率との対比法」を若干改善し，導入する方式で系統化を試みた．実際には，地域毎の「平時年間死亡率」を県当たりの統計資料（国調 2010 年）によって求め，当該地域の人口で比例配分するという略算方式で進めてきた．年令区分は５才を単位とする詳細扱いで一貫した．以上が前々報までの注目・改良点であり，その結果，式(1)のみの出力として得られる内容を大きく越える成果に到達した．

2. さらなる問題の発生と事態改善への取り組み

しかし，この段階では「問題の全てが解決した」といえるにはまだ距離がある．周知のように，津波襲来に伴う死者は津波の浸水域ではなく，「木造住家等の流失域(＜浸水域)においてもっぱら発生する」との羽鳥(1984)以来の知見に則る形で，被災域をさらに流失域限定へと絞り込んだ上の考察が望まれる．前報（第７報）では，この点に注意しながら市区町別の平時年間死者を－略算法ではなく－地域行政統計（2010）を丁寧に調べることで資料の直接入手を試みたところ，乳幼児～少年期ではほとんどの地域で平時年間死者が“ゼロ”であることが鮮明となった（これはわが国医学の誇るべき成果の１つではあるが）．このため，災害時死者との対比時に”ゼロ割り”を必須とする尾崎法（改定版も）の適用が不可となる難事に遭遇した（唯一の例外が宮城県石巻市）．このため，本来独立の筈の「問題点１と２の実処理」が連鎖することとなり，前々報までに導出した改善指針そのままの適用が難しくなった．本論では，このような新たな難題を如何にクリヤーすべきかについて再考察を行い，突破口を渉猟した．結果を端的にいえば，特に乳幼児～少年期において,年令区分を従前の５才単位から平時死者数が有限値(>0)となるまで単位区間を漸次拡大することで割り算を伴う対比を可能とする形の Trade-off 関係を寛恕することに他ならない．この関係の実際をみるべく，５才区分で平常時死者が唯一有限の値をもつ石巻市をモデルケースとし，年令区分を可変として死亡率算定への影響の度合を検討した．その結果，平時年間死者数については最悪の場合でも「0 才～19 才」までを一括扱いとし，以降は従前の５才区分のままで，改訂尾崎法が適用可との判断に達した．

3. 結果と今後

このような，新たな吟味を経た上で岩手県（6 市町），宮城県(12 市区町)，福島県(6 市町)について”木造家屋等の流失域”に注目して，死者発生状況を再度考察した．市区町別の，流失域に特化した資料は小山ら（2012）の詳細調査の結果に拠った．その結果，乳幼児～若年層の死亡率が平常年に比べて異常に高いこと(10 倍以上)を再確認し，また壮年期では地域（消防，防災等）の担当者の職務犠牲が突出する様子が改めて明瞭となった．なお，ここで得た評価法は当該地震を越えて（想定）南海地震等において，津波を外力とした場合の死者問題への適用も今後は充分可能であろうし，また，本論の「流失家屋」を（居住不能というだけの）単なる全壊ではなく，その極限形態となる「完全崩壊」に注目することで，内陸地震に伴う死亡率の算定も可能となる等，適用範囲は相当広いといえよう．

文 献

1)太田・小山・志垣， 2011 年東日本大震災に伴う死者の年令等依存性 (1~7) 2013~2016， JPGU&地震学会大会等.
2)尾崎，地震災害時および災害後の健康被害，厚生の指標，59，2012.
3)羽鳥，津波による家屋の被害率，地震研彙報,59，1984.
4)小山他，東北地方太平洋沖地震における浸水状況を考慮した市町村別・年齢階級別死者発生状況，土木学会論文集，64，地震工学論文，32，2012.

S15－20

表層地盤の多次元非線形性を考慮した基盤上昇波推定法

#野田利弘・山田正太郎（名大）・浅岡顕・澤田義博（地震予知振興会）

Estimation method of upward transmitting wave in base considering multidimensional nonlinearities of surface subsoil

#T. Noda, S. Yamada (Nagoya Univ.), A. Asaoka, Y. Sawada (ADEP)

はじめに KiK-netの基盤内における観測記録は，大地震の震源モデルの推定に頻繁に用いられているが，表層地盤が非線形な応答を示した場合は，同観記録もその影響にさらされる[1]．また，地盤が水平に均質一様に堆積していることは稀で，地表も平らでないことが殆どであるため，多次元的な波動伝播（屈折・透過・反射）の影響も受ける．現状，このような影響を取り除くためには，はぎとり解析，重複反射理論ないしは等価線形解析など，一次元の線形理論に頼るほかない．そこで，本研究では，非線形な地盤解析コードを使用し，表層地盤の材料的非線形性と多次元的な波動伝播の影響を加味して，基盤内の観測記録から震源より伝わる上昇波を推定することを試みる．これを成し遂げるために，粘性境界条件の新しい利用法を提案し，さらに提案手法の実現可能性について検証する．

提案手法の概要 提案手法では，粘性境界条件[2]を利用する．同境界条件は，有限要素法に適用した場合，式(1)のように表すことができる．

$$\{\boldsymbol{f}_{vc}\} = [K_{vc}]\,(2\{\boldsymbol{v}_B\} - \{\boldsymbol{v}\}) \tag{1}$$

ここに，$\{\boldsymbol{v}_B\}$は解析領域への入射波（「基盤内の上昇波」），$\{\boldsymbol{v}\}$は境界における実際の運動（速度）を表し，これらは境界の外側に仮定する一様な弾性体の密度ρや弾性波速度v_s，v_pからなるマトリクス$[K_{vc}]$を介して節点力$\{\boldsymbol{f}_{vc}\}$に変換される．

式(2)は境界条件を含む有限要素離散化された全体運動方程式を表す．

$$[M]\{\boldsymbol{a}\}+[C]\{\boldsymbol{v}\}+[K]\{\boldsymbol{u}\}=\{\boldsymbol{f}\} \tag{2}$$

式(1)は式(2)の右辺の対応する節点に代入する．通常，$\{\boldsymbol{v}_B\}$は入力条件として与えられるため，右辺に残すが，$\{\boldsymbol{v}\}$は未知であるため，左辺に移項し，解の一部として求められる．これに対し，提案する手法では，上昇波が基盤内を一様に伝播すると仮定し，$\{\boldsymbol{v}_B\}$は共通な未知数として，式(2)の左辺に移項して処理する．代わりに，$\{\boldsymbol{v}\}$のうち，観測点における運動は入力条件とし，式(2)の右辺に残し，その他については，左辺に移項して処理する．すなわち，提案手法では，高々一点の地震観測記録を地震応答解析の外力に関する入力条件として問題を解き，基盤内の上昇波（解析領域への入射波）を，解析対象の運動と同時に求める．

推定手法の検証 地表での複雑な反射が生じうるよう，図1の盛土を有するモデル地盤を対象に，提案手法が実際に成立するか検証を行った．平面ひずみ条件を適用し，底面の水平方向には粘性境界条件を課した．検証方法は次の通りである．まず，Step 1として，一般的な粘性境界条件の利用法を適用し，模擬地震動を入力して問題を解く．底面にある一点を観測点と見立てて，Step 1の解からその点の運動を取り出した上で，Step 2として，提案する粘性境界条件の利用法を適用し，観測点における運動を入力条件として，同じ問題を解く．Step 2では入射波が解の一部として求まるが，これがStep 1で入力した波と一致するか確かめる．

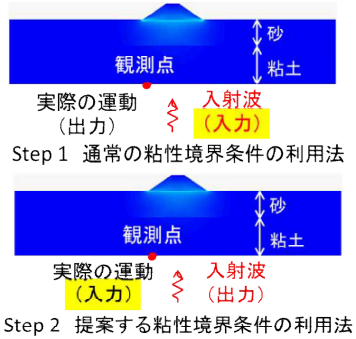


図1 推定手法の検証方法

上記の検証には，水～土連成有限変形解析コード***GEOASIA***[3]を用いた．updated Lagrangeanと速度型弾塑性構成式を採用しているため，式(2)よりも時間に関して一階高次の運動方程式を用いているが，提案手法を適用することができる．

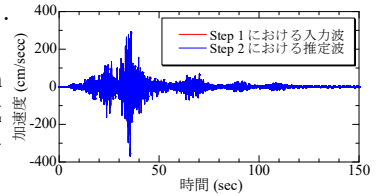


図2 推定手法の検証結果

図2はStep 1の入力に用いた波形とStep 2で得られた入射波を示す．両者が一致していることが分かる．図3はStep 1における加振終了時のせん断ひずみ分布を示す(Step 2でも同様な結果が得られる)．明らか表層地盤に塑性変形が生じており，非線形な問題を対象にしたことが確認できる．

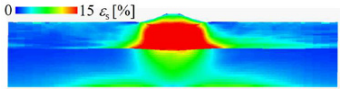


図3 加振終了時のせん断ひずみ分布

おわりに 地盤を対象とした非線形有限要素解析コードを用い，地中の観測記録から表層地盤の非線形挙動と多次元波動伝播（屈折・透過・反射）の影響を考慮して基盤内の上昇波を推定することを目的に，粘性境界条件の新しい利用法を提案した．また，この手法が実現可能であることを実証した．この方法により妥当な推定値を得るためには，解析コードの性能や地盤モデルが妥当であることが肝要である．これらの検証法については，口頭発表において議論する．

参考文献 1) 若井淳，野津厚 (2014): KiK-net地中観測点の記録に盛られる表層地盤の非線形挙動の影響，地震，2-67(3), pp.99-104. 2) Lysmer, J. and R., L., Kuhleemeyer (1969): Finite dynamic model for infinite media, *ASCE*, EM4, 859-877. 3) Noda, T., Asaoka, A. and Nakano, M. (2008): Soil-water coupled finite deformation analysis based on a rate-type equation of motion incorporating the SYS Cam-slay model, *Soils and Foundations*, **45**(6), 771-790.

S15－21

液状化砂地盤のスパイク状加速度応答の数値解析

#山田正太郎・野田利弘（名大）・浅岡顕（地震予知総合研究振興会）

Numerical simulation of spike-shaped acceleration response in liquefied sandy ground

#S. Yamada, T. Noda (Nagoya Univ.), A. Asaoka (ADEP)

はじめに　表層砂質地盤で液状化が発生すると，振動が著しく減衰する一方で，液状化中における土の剛性回復挙動，いわゆるサイクリックモビリティに起因して，地表ではスパイク状の加速度応答（例えば，1993年釧路沖地震における釧路港湾の記録[1]）が観測されることが知られている．本研究では，サイクリックモビリティに代表される土の複雑な力学挙動をより精緻に表現することを目的に著者らが開発した複合負荷弾塑性構成式[2]を水～土連成有限変形解析コード***GEOASIA***[3]に実装した上で，同現象の再現を試みた．

解析条件　図1に解析に用いた有限要素メッシュおよび境界条件を示す．いずれも飽和した粘土層，砂層，盛土からなる土構造物－地盤系に対し，液状化対策として浸透固化処理工法による地盤改良を施す場合を対象とした．構成式には，著者らの提案する複合負荷弾塑性構成式を用いた．この構成式はSYS Cam-clay model[4]と非関連Drucker-Prager model[5]が複合的な負荷状態を呈し得る．異方性を考慮することなどにより，サイクリックモビリティなどの土の複雑な弾塑性挙動も再現可能である．砂層と盛土は豊浦砂に対する材料定数を用いた．初期値は砂層を相対密度60%，盛土を相対密度80%として与えた．粘土層は浦安で採取した自然堆積粘土に対する材料定数と初期値を用いた．浸透固化処理工法による改良部分の材料定数と初期値は，仙頭ら[6]が行った中空ねじりせん断試験結果を元に決めた．上記地盤に対し，底面水平方向に粘性境界を課し，最大加速度200gal程度，継続時間13秒程度の地震波を入力した．

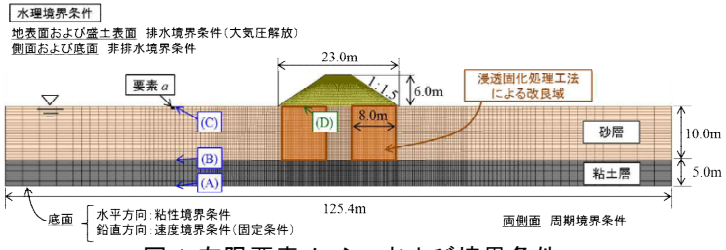


図 1 有限要素メッシュおよび境界条件

解析結果　図2に平均有効応力分布を示す．砂層内の非改良域では，平均有効応力が著しく低下し，液状化に至っている．図3に図1に示す各点での水平加速度応答を示す．砂層と粘土層の境界面(B) では，砂層が液状化したことに伴い，6秒付近から(A)に比べ揺れが増幅している．一方で，非改良域の地表面(C)では，砂地盤が液状化に至るために，6秒付近から加速度が著しく減衰している．(C)では，一般に液状化中の剛性回復時に見られるとされているスパイク状の応答も見られる．また，(C) では，入力が収まった後も，長周期的な揺れが継続している．一方で，改良域と盛土の境界面(D)では，このような応答は表れていない．図4に図1に示す要素*a*の挙動を示す．スパイク状の応答が生じる(C)近傍の要素*a*は確かに液状化に至り，サイクリックモビリティを呈していることを確認できる．

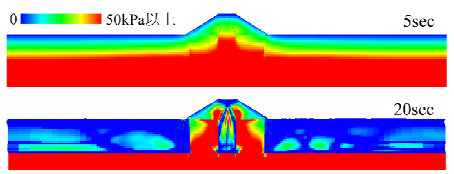


図 2 平均有効応力分布

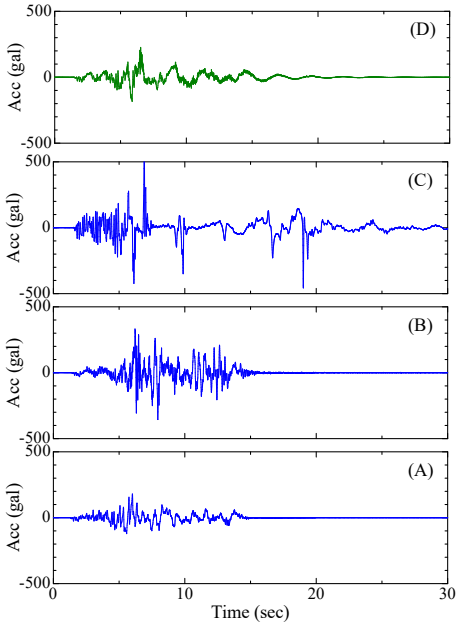


図 3 水平加速度応答の時刻暦

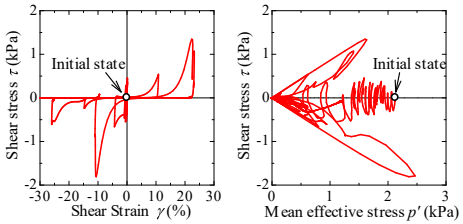


図 4 要素 *a* の挙動

参考文献　1) 国土交通省港湾局港湾地域強震観測，http://www.eq.pari.go.jp/kyoshin/ 2) Noda, et al. (2008): Soil-water coupled finite deformation analysis based on a rate-type equation of motion incorporating the SYS Cam-slay model, *Soils and Foundations*, **45**(6), 771-790. 3) Yamada et al. (2013): Proposal of a new double hardening elasto-plastic constitutive model of soil skeleton based on integration of associated and non-associated flow rules, *Proc. of 15th ARC*, JPN-128. 4) Asaoka, A. et al. (2002): An elasto-plastic description of two distinct volume change mechanisms of soils, *S&F*, **42**(5), 47-57. 5) Drucker, D.C. and Prager, W. (1952): Soil mechanics and plastic analysis for limit design, *Quarterly of Applied Mathematics*, **10**(2), 157–165. 6) 仙頭ら (2015): 強震時における溶液型薬液改良砂の非排水繰返しせん断特性，第50 回地盤工学研究発表会講演概要集, 601-602.

S15－22

緊急地震速報によるエレベータ地震時管制運転の普及に向けて

#鷹野澄（東大情報学環／東大地震研）

Towards the dissemination of the elevator earthquake control operation by the earthquake early warning

#Kiyoshi TAKANO (III and ERI, the University of Tokyo)

1. はじめに

エレベータ協会(2015)によれば、2014年の我が国のエレベータは約70万台で、そのうちの68％の約48万台に地震時管制運転装置(PS又はS検知)が取り付けられている。中でもP波検知による地震時管制運転は2009年よりエレベータに標準装備となり、法的にも義務化されて新しいエレベータには必ず設置されるようになった。これに対して緊急地震速報（以下EEWと略記）によるエレベータ地震時管制運転については、気象庁(2014)の調査にあるものの、エレベータ協会(2015)の調査内容にはなく、最新の「昇降機技術基準の解説(2014年版)」にも具体的な技術基準の記載がない（現状はメーカ独自のオプションという位置づけ）など、その普及に関しては関心が低いように感じられる。しかし、P波検知だけでなく、EEWも併用して、どちらかの信号で素早くエレベータを最寄り階に停止させるようにすれば、エレベータの安全性がより高まることは明らかである。本発表では、EEWのエレベータ制御への普及に向けた戦略を考える。

2. 緊急地震速報によるエレベータ地震時管制運転の実現方法

図1は、P波検知と緊急地震速報(EEW)による地震時管制運転のフローである。P波検知またはEEWで揺れが大きいと予想された場合、どちらかのあるいは両方の接点ONの信号がエレベータの制御盤に入力され、かごを最寄り階に停止するというものである。その後、一定時間経過したら自動的に運転を再開するが、その前にS波検知が作動した場合は運転を再開しないようになっている。このように、エレベータにP波検知がすでにあれば、EEWの情報から接点信号を作り、P波検知の接点信号に追加することは技術的には容易である(久保ほか2009)。

3. 緊急地震速報によるエレベータ地震時管制運転の利点

P波検知による地震時管制運転の場合、自動的に運転再開するまでの時間は通常1分程度である。しかしS波検知が作動しない場合でも、長周期地震動で長い揺れが続いていてエレベータを再開すると危険な場合がある。EEWを利用した場合は、建物高さ、予想震度、大地震のマグニチュードと震源距離などから、エレベータの運転再開までの時間を地震に応じて適切に長くすることが可能になり、長周期地震動に対するエレベータの安全対策を高度化することが可能になる。

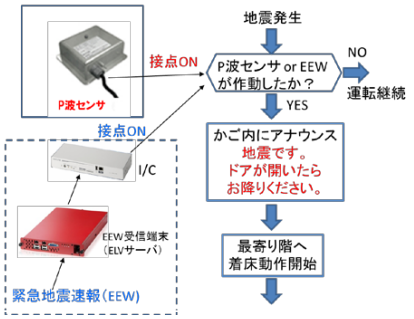


図１ P波検知と緊急地震速報の地震時管制運転

4. 普及に向けた戦略

①すでにP波検知の地震時管制運転機能を有する既存のエレベータをターゲットとする。これは、図1に示すように比較的容易にEEWによる信号を追加することが可能であること、全国のエレベータの60～70％にすでにP波検知が付けられていること、などによる。

②EEWの情報伝達が容易なところから進める。通常、EEWの情報伝達は、専用回線が使われるので、学内の専用VLANが利用できるようなところ、あるいは、すでに緊急地震速報の放送設備が導入されていて近くにEEWの情報が届いているところから導入を進める。もしモバイル通信回線による確実な情報伝達が利用可能になれば急速な普及が期待できるだろう。

③「昇降機技術基準」へのEEWによる地震時管制運転の記述。P波検知の場合のように、高度利用者向けEEWの情報から管制運転を開始する条件を記載することと、自動的に運転再開するまでの時間についても、建物高さ、予想震度、マグニチュードや震源距離あるいは現在気象庁が開発している長周期地震動の予測情報などを活用して具体的に記載することが望まれる。

参考:

エレベータ協会(2015),2014年度昇降機設置台数等調査結果報告,Elevator Journal No.6, pp35-44, 2015.7

昇降機技術基準の解説(2014年版),(一財)日本建築設備・昇降機センター

気象庁(2014),緊急地震速報の活用の現状調査について、緊急地震速報評価・改善検討会（第5回）、平成26年3月

久保・久田・堀内・山本(2009),緊急地震速報を活用した長周期地震動予測と超高層ビルのエレベータ制御への適用,日本地震工学会　第9巻、第2号(特集号)、2009

鷹野(2015), 緊急地震速報によるエレベータ地震時管制運転の制御装置の開発とその普及に向けた課題, 日本災害情報学会2015学会大会, 2015.

S02−01

地震波検知手法の改良：kurtosis(尖度)を利用したリアルタイムP波検知

#石田寛史・山田真澄（京大防災研）

Improvement of a picking algorithm： real-time P-wave detection by kurtosis statistics

#Hirofumi Ishida and Masumi Yamada(DPRI, Kyoto univ)

1.はじめに

現在の緊急地震速報では、主にSTA/LTA（Allen,1978）を用いてP波検知を行っているが、より精度が良くロバストな検知方法として、kurtosisを用いたP波検知手法が近年提案された（Saragiotis et al., 2002）。この手法は、オフラインでの処理を想定しており、緊急地震速報に利用するにはリアルタイム化が必要である。そこで本手法を工夫してリアルタイム処理を可能にし、STA/LTAとオフラインのkurtosisを用いた手法との2つの方法との比較を行い、本手法のP波の検知性能（検知精度と検知までに要する時間）を検証した。

2.データおよび解析手法

本研究では、2004/10/24～2015/7/30の期間の間で、震度5強以上を記録した地震（67個）について、震源距離が100km未満のK-NET、KiK-netの観測点の記録（3517波形）を用いた。

上記の波形に対して、手動でP波到達時刻（以後manual pick）を決定した後に、①STA/LTA、②オフラインのkurtisisを用いた手法、③リアルタイム化したkurtosisの3つの手法を用いて、それぞれP波到達時刻とトリガ検知時刻を決定し、それらをmanual pickと比較することで、kurtosis（本研究）の性能を検証した。

kurtosisは平均周りの4次モーメントに対応するため、平均よりも振幅の小さな変化により敏感であり、この性質によりSTA/LTAよりも、小さな地震を検知できるが、ノイズも多く検出してしまう傾向がある。したがってkurtosisを用いた手法では、トリガーした際に、それが地震によるものかノイズによるものかを判定することがより重要になる。そこで本研究では、地震によるトリガーとノイズによるトリガーをまず目視により分離し、Kong et al.,(2016)を参考に自動的に識別できるフィルターを構築した。

3.結果

kurtosis（本研究）はSTA/LTAよりもmanual pickとの誤差が小さくmより精度よくP波到達時刻を決定できる（図1）。また四分位範囲を用いることによって、ノイズによるトリガーと地震によるトリガーをうまく識別できる可能性があることがわかった（図2）。

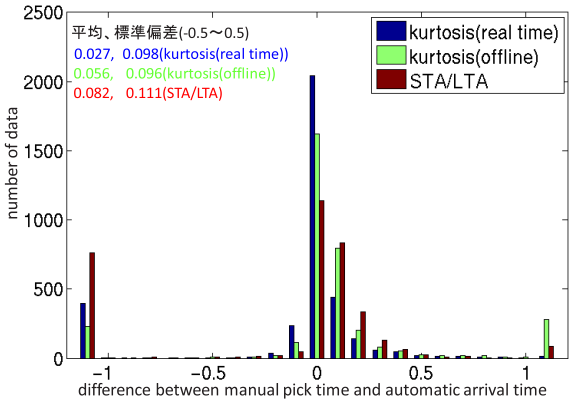


図1：各アルゴリズムのP波検知精度の比較

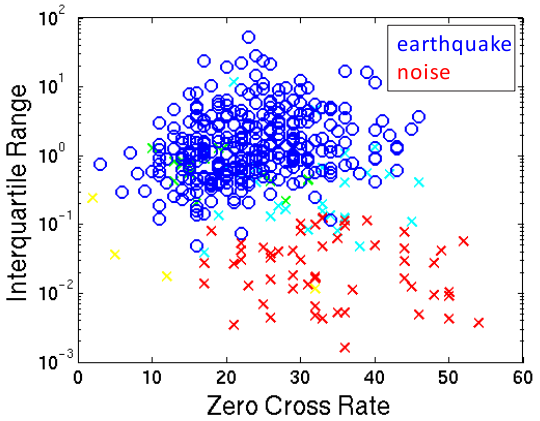


図2：ZeroCrossRateと四分位範囲を用いた地震とノイズの散布図
（赤：ノイズ、青：強震記録）

S02－02

震度マグニチュードによる震度予測の高精度化

#堀内茂木（(株)ホームサイスモメータ)・岡田由佳・三津橋歩（(株)ミサワホーム総合研究所）・青木亮（(株)ミサワホーム）・梶川 久光（明治大学理工学部）

Shaking intensity magnitude for the accurate shaking intensity prediction

#S. Horiuchi(Home seismometer corp.), Y. Okada, A. Mitsuhashi(MHIRD),
R. Aoki(Misawa Homes Co.,LMD), H. Kajikawa(Meiji Univ.)

1. はじめに 緊急地震速報の震度予測では、気象庁マグニチュードに司・翠川（1999)による距離減衰式を適用して行われている。気象庁マグニチュードは変位の最大振幅で定義されているが、例えば、卓越周波数が３Hz の地震と、１Hz の地震では、変位振幅が同じでも、加速度は９倍変ることから、変位から加速度を推定すると誤差が生ずる場合がある。山本・他（2007）は、震度を推定するための新しい震源パラメータとして“震度マグニチュード”を提案している。本報告では、震度マグニチュードの有効性について再検討した。

２．震度マグニチュードの計算方法 震度マグニチュードとは、観測された震度を最もよく説明するマグニチュードのことで、観測された震度を用いて定義されている。緊急地震速報では、司・翠川（1999)による距離減衰式を用いることになっており、この減衰式は全ての緊急地震速報利用者の端末装置に組み込まれている。そこで、ここでは、距離減衰式として、司・翠川（1999)を用い、気象庁マグニチュードの変わりに、震度マグニチュードを代入して、震度を推定するようにした。また、震度マグニチュードは、観測震度を満足するマグニチュードを観測点毎に求め、それを平均して求めた。上述のように、距離減衰式に司・翠川式を用いているため、震度マグニチュードに変えても、緊急地震速報の各ユーザーは、各自の端末ソフトを変更する必要はない。

３．結果 解析には、平成 11 年 1 月―平成 11 年 12 月の期間に発生した 833 個の地震の K-NET により収録された波形を用いた。図１(左)に、気象庁マグニチュードに、司・翠川式を適用した場合の、図１(右)に、震度マグニチュードを用いる場合の観測震度と予測震度との関係を示す。なお、震度予測は、最終的に決定された気象庁マグニチュードと震度マグニチュードとを用いた。

予測震度の標準誤差は気象庁マグニチュードを用いる場合が、0.87、震度マグニチュードを用いる場合が、0.52 であり、震度マグニチュードを用いることにより、震度予測は大幅に高精度化される。緊急地震速報による震度予測では、巨大地震の場合に過小評価になると指摘されている。図の大きい●は東日本大震災の結果である。気象庁マグニチュードを用いる場合は、明らかに過小評価になっているが、震度マグニチュードの場合は、過小評価にならない。また、司・翠川式では、震度４以下の地震や、150km 以深の地震は利用できないと指摘されているが、震度マグニチュードは、深発地震や小さい地震にも適用可能である。この結果は、現緊急地震速報で、気象庁マグニチュードを震度マグニチュードに変更するだけで、高精度の震度予測が可能となり、巨大地震発生時にも対応でき、深発地震や小さい地震の予測も行えるようになることを示している。

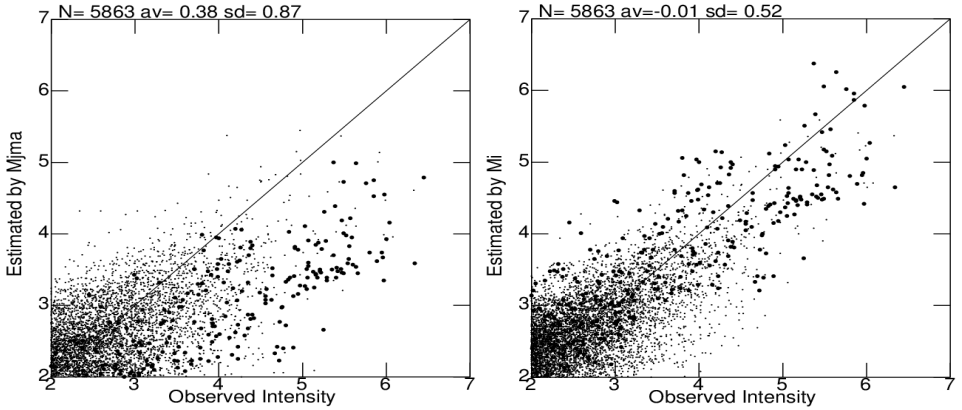


図１．気象庁マグニチュード（左）と、震度マグニチュード(右)を用いる場合の予測震度と観測震度との関係

S02−03

波形相関による自動震源の分類

#溜渕功史（気象研）

Classification of Automatic Hypocenter using Cross Correlation

#Koji Tamaribuchi (MRI)

気象庁では地震波形データから自動処理によって地震を検出し，その処理結果を手作業で精査することで，一元化震源カタログの作成を行ってきた．この一元化震源の自動処理は，2016年4月からPF法（溜渕・他，2016）を活用することで，大幅に決定性能が向上した．一方，自動震源にはノイズ等の誤検知を数%~10%程度含むため，全ての自動震源は波形を確認して，適切な震源か，修正あるいは削除が必要な震源かを目視で分類を行う必要がある（高濱・他，2016など）．

平成28年（2016年）熊本地震においては，PF法は4月14日から5月末までの期間に7万個近くの震源を決定した．この震源は地震活動の推移や余震域の広がり等をリアルタイムに把握できるものの，適切な震源だけを用いたい場合，その全てを目視で分類することは極めて困難である．一方，自動震源が，すでに波形の確認を行った震源（以下，テンプレート震源という）と，震源の位置が近く，かつP相，S相付近の地震波形が十分に似ていれば，すでに確認したものと同等の信頼度の地震であるとみなすことができる．そこで，波形相関を用いることで，自動震源を分類することを試みた．

まず，相関係数閾値を決定するために，テンプレート震源同士で相関係数を計算した．相関係数の計算には，高感度速度波形の上下動成分に2-8Hzのバンドパスフィルタを適用し，P波，S波検測時刻からそれぞれ3秒間の波形を用いた．4月14日21時～24時までの281個のテンプレート震源を用いて相関係数を計算した結果を図1に示す．相関係数の度数分布から，累積確率が95%を超過する相関係数は0.5であったので，相関係数0.5を閾値とした．

次に，4月14日21時～15日24時までの自動震源2959個に対して適用した．テンプレート震源は前述と同じものを使用した．自動震源とテンプレート震源の震源距離が2km以内かつ相関係数が0.5以上となったのは1104個であった（図2）．これは自動震源の約37%に相当する．残った自動震源についても，目視で確認した後にテンプレートに加えていくことで，適切な震源を抽出することが可能となる．また，発破をテンプレートとすれば，発破の除去を自動で行うことにも適用できる．

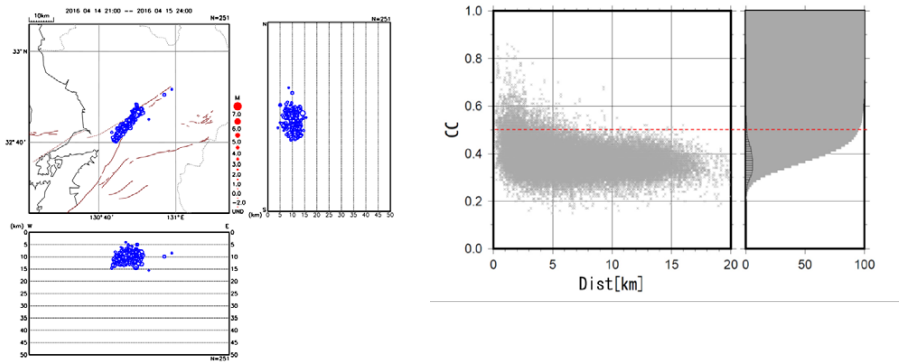


図1　(左)テンプレート震源の分布図，(右)テンプレート同士の震源距離と相関係数の分布

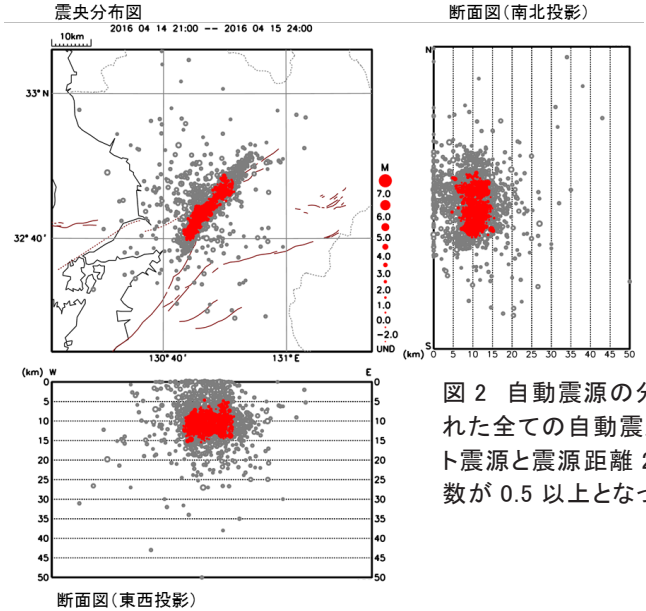


図 2　自動震源の分布図．灰色は決定された全ての自動震源，赤色はテンプレート震源と震源距離 2km 以内かつ相関係数が 0.5 以上となった自動震源の分布．

本調査では，国立研究開発法人防災科学技術研究所，九州大学，鹿児島大学等の各関係機関，気象庁，2016 年熊本地震緊急観測グループのオンライン臨時観測点（河原，熊野座）の地震観測データと，それらを気象庁と文部科学省が協力して処理した一元化震源を利用させていただきました．

S02－04

光ファイバー網とDASテクノロジーを使った地震・津波観測の可能性

#木村恒久（シュルンベルジェSFTC）

Potential for Monitoring Earthquake and Tsunami using Optical Fiber Network and DAS Technology

#Tsunehisa Kimura (Schlumberger Fiber Optics Technology Center)

DASテクノロジーは、パイプラインのモニタリングや侵入者を感知するために、5年以上前から石油・ガス産業で使われている。位相データを用いる最新の光ファイバーセンシング技術によって、近年、DASシステムを使い、VSPを含む良好なサイズミックデータを記録することができるようになった。我々はこのシステムのことを、パイプラインモニタリング装置と区別するため、『hDVS』と呼んでいる。

hDVSは、通常用いられるジオフォン等の電気・磁気的なセンサーでなく、光ファイバーを振動計測のセンサーとして使う。実際には、光ファイバーの振動に対するダイナミックストレインを計測しており、シングルモードファイバー、マルチモードファイバーの両者に使うことができ、つなげたファイバーの全長、もしくはパラメータで決めた長さだけをセンサーとして使うことができる。光ファイバー内での光の減衰や、光データのサンプリング周波数にも依るが、シングルモードファイバーの場合、現状のシステムでは、最大50km程度の長さまで対応することができ、マルチモードファイバーの場合、その長さが10km程度までとなる。

通常の電気・磁気的なセンサーは、1995年の阪神・淡路大震災以降、日本各地に設置され、2011年の東日本大震災後、その観測網が、海底にも広がっている。この日本における地震観測網は、世界一の密度を誇っている。しかし、通常のセンサーは、点としてのデータしか収集することができなく、しかも設置にかかるコストや、センサーの設置環境の制限により、設置される数と場所に限りがある。図1の下部に示してある波形が、1点の観測点で得られるデータに相当する。

hDVSの場合、既存の、主にデータ通信用の目的で設置してある光ファイバーを、瞬くうちに線状の地震波観測用のセンサーとして扱うことができ、センサーの設置コストと設置にかかる時間を低く抑える事ができる。ここ20年間のIT革命の一環として、日本国内の陸上を初め、米国、アジア諸国との間に光ファイバー網が張り巡らされている。特に、国際海底光ファイバーケーブルは、地震が起き易いプレートとプレートが重なる領域をまたいで設置してある。そのような海底光ケーブルが、たちまち地震観測用のセンサーと化す可能性がある。図1のイメージが、1本のファイバーから得られるデータで、これが、最大、50kmの範囲の観測に使うことができる。パラメータを調整することによって、津波の観測にも対応できると期待される。

光ファイバーは、コア部が石英ガラスでできており、通常のセンサーを設置できない200℃以上の環境下でも問題なく使える光ファイバーが多く存在する。特殊なコーティングが施してある500℃またはそれ以上の高温環境下に耐える光ファイバーも存在する。つまり、光ファイバーセンサーは、地震が発生しやすい地層近くに掘られた深い井戸に設置することが可能で、地震発生地点近くで捉えられた地震波を、光のスピードで地上局に伝達するリアルタイムモニタリングが可能になるということである。

hDVSを使えば、地上、海底、地下を網羅した日本の地殻活動を光の速さでモニタリングする包括的なネットワークを時間と費用を大きくかけずに築くことができるであろう。これによって、近未来に起こるであろう地殻活動由来の大災害から、より多くの人命を救えることを確信している。そのビジョンについて話をします。

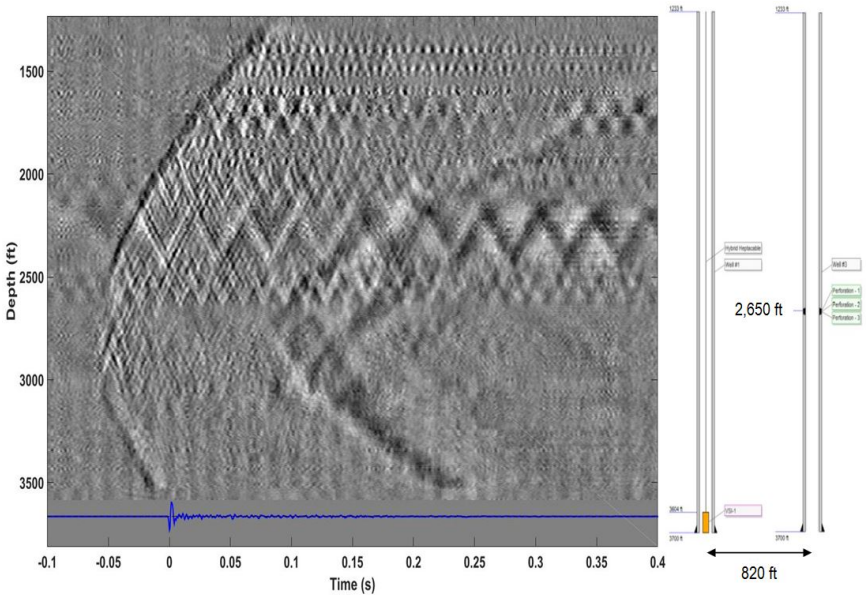


図1　ハイブリッドケーブルを用いたガン・パーフォレーション(2,650ft)の観測

S02－05

南海トラフ孔内地震・地殻変動観測網の展開について

#荒木英一郎・木村俊則・町田裕弥・横引貴史・西田周平(JAMSTEC)・Demian Saffer (Penn. State U.)・Achim Kopf (Bremen U.)・Exp 365 Shipboard Scientists.

Seafloor borehole seismo-geodetic observation network in the Nankai Trough

#Eiichiro Araki, Toshinori Kimura, Yuya Machida, Takashi Yokobiki, Shuhei Nishida (JAMSTEC), Demian Saffer (Penn. State U.), Achim Kopf (Bremen U.), Exp 365 Shipboard Scientists.

1. はじめに(コンセプト)

南海トラフの東南海地震震源域とその周辺に、IODP(国際深海科学掘削計画)におけるNantroSEIZE(南海トラフ地震発生帯掘削計画)の一環で、複数点の「長期孔内観測システム」から構成される孔内地震・地殻変動観測網を構築している。

南海トラフ海底には広帯域地震・強震計・水圧計等からなる海底ケーブルを用いたリアルタイム地震・津波観測網(DONET)を展開しているが、長期孔内観測システムの設置は、現状で海底で観測が困難な地殻変動の連続的観測を行うことを目標である。観測システムは、地球深部探査船「ちきゅう」によって海底下600m-1km 程度まで掘削を行い、孔内に歪計・傾斜計・広帯域地震計等のセンサー、間隙水圧ポートを設置し、DONETと接続を行うことによって地震・地殻変動等の長期観測を実現する。設置は、東南海地震の地震サイクルにおける地殻活動様式把握を目的として、固着域浅部(C0002), その沖合の付加体分岐断層が発達している領域(C0010)および付加体先端部(C0006)の計3基を計画している(図1)。

2. 設置作業

2010年12月にIODP Exp 332にて1基目のC0002G孔内に長期孔内観測システムの設置を行い、2013年1月にDONETの接続を実施した。2016年4月には、IODP Exp 365 で2基目がC0010A 孔内に設置され、引き続く新青丸KS-16-7航海で2016年6月19日にDONETに接続され、現在、初期データが得られている。データはC0002Gについてはすでに Webを通じて公開されており、C0010Aについても同様に公開する。

3. 海底孔内データについて

地震観測では、海底下の比較的硬い地層への設置によって非常に良好な記録が得られる。2016年4月1日の三重県南東沖地震(M6.5)の記録を孔内と近傍のDONET海底観測点とで比較すると、海底では表層堆積層の影響で水平動の振幅が大きいのに対し、孔内(海底下890m)ではその影響は軽い(図2)。

地殻変動の観測については、孔内とはいえ海底堆積層内のセンサー設置であり、海洋潮汐などの海底面の水圧負荷変動の大きな影響が海底での傾斜・間隙水圧・歪観測記録にみられる。孔内間隙水圧の変動は、海底面での水圧変動量の60~75%程度みられ、潮汐傾斜変動振幅も1~3 μラジアン程度とかなり大きい(図3)。そのため、孔内地殻変動記録から比較的小さな地下の断層運動等を解析するためには、この海底面水圧変動の影響の寄与評価と補正が必須となる。このため、孔内観測点では、同時に海底面での水圧観測を実施している。

4. 今後について

今後、計画の残りの1点であるC0006点の設置とDONET接続により、地殻変動観測網の充実を図ることを目指すとともに、DONETの海底観測点と統合したデータ解析を実施していく。また、将来的には、東南海・南海地震の連動などの評価を行えるよう、面的な長期孔内観測システムの展開や、超深度掘削によるプレート境界断層直近での地震・地殻変動観測に向け検討を進めていく。

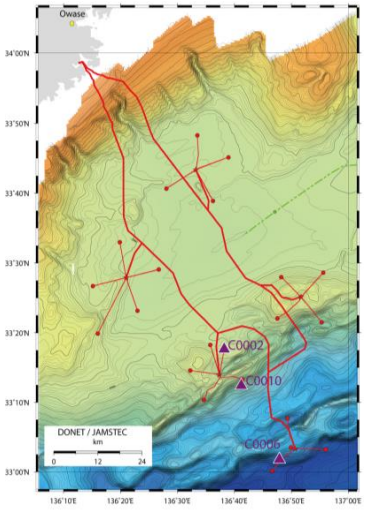


図 1. 孔内地震・地殻変動観測点(紫)および DONET(赤) 位置図

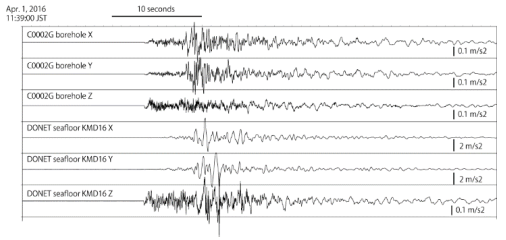


図 2. 孔内(C0002G)、海底(KMD16)での 2016/4/1 三重県南東沖地震記録比較

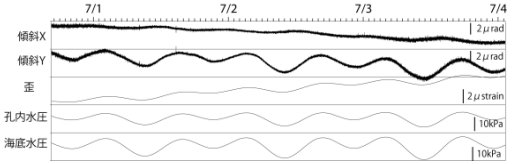


図 3. 孔内 C0010A 観測点 DONET 接続後に得られた孔内傾斜・歪・孔内間隙水圧・海底水圧記録

S02－06

三陸沖における新規海底光ケーブル式地震津波観測システムの設置

#篠原雅尚・山田知朗・酒井慎一・塩原肇（東大地震研）・金沢敏彦（防災科研）

Installation of new seafloor cabled seismic and tsunami observation system off Sanriku

#Shinohara, M., T. Yamada, S. Sakai, H Shiobara (ERI, U. Tokyo), and T. Kanazawa (NEID)

我々は、広域高密度観測が可能な新しい海底ケーブル観測システムの開発を継続してきた。このシステムは、インターネット技術（ICT）による通信回線の冗長化による観測の信頼性の向上、最新半導体技術を用いた小型化とソフトウェアベースのシステムなどが特徴である。2010年には日本海に1号機が設置された。今回開発したケーブル式海底地震・津波観測システムは、2号機にあたり、ギガビットイーサネットによるデータ伝送、制御・監視を行う。また、海底ケーブルのファイバー数を減らすために、WDM（波長分割多重）を導入した。観測装置は、2種類を製作した。3成分加速度計の搭載は共通であるが、1つは、津波計として、高精度水圧計を組み込んでおり、もう一つは、外部センサーのための、PoE I/Fを搭載した。通信バックアップ回線を兼ねたクロックラインにより、正確な時刻情報を配送するが、EEE1588によるイーサネット時刻同期技術により、各観測装置の時計を約300nsの精度で同期させることも可能である。耐圧容器には、通信ケーブルで用いられている中継器の最小サイズ（直径約26cm、長さ約1.3m）を用いた。

岩手県釜石市沖の光ケーブル式海底地震・津波観測システムは、1996年に設置され、連続したリアルタイム観測が実施されてきた（以下、既設システム）。このシステムは、従来の海底通信電信電話技術を利用した高信頼性を確保し、2011年東北地方太平洋沖地震を観測し、正確な震源域の位置および震源過程の推定に寄与した。しかし、本震の約30分後に海岸に到達した津波により、陸上局が流失し、観測が中断した。この観測システムから得られるデータは貴重であり、東京大学地震研究所では、システムの復旧として、既設システムでの観測を再開すると共に、既設システムの追加/更新として、開発したケーブル式観測システム（新システム）を設置することとした。

新システムの設置位置は、2013年に行ったルート調査結果に加えて、既設システムおよびS-netの位置を考慮して、決定した。海底ケーブルの全長は105kmとなり、観測装置は30 kmまたは40kmの間隔の3台である。2台の観測装置は津波計内蔵型であり、最も沖合の1台は、外部ポート搭載型とした。設置時には、外部ポートには、デジタル出力型高精度水圧計を接続した。

設置は、通信用海底ケーブル設置に用いられているケーブル敷設船を利用して、2015年9月に行った。ケーブル敷設船は、まず、設置ルート上の障害物を除去し、その後、釜石市の陸上局に、海底ケーブルの一端を直接陸揚げした。陸揚げ完了後、沖に向かって、ケーブルを敷設した。水深1,000m以浅では、埋設機による敷設同時埋設を実施し、水深1,000mより深いところでは、海底に直接設置した。その後、埋設機で埋設できなかった陸揚げ地点付近を水中ロボットにより後埋設し、設置を完了した。設置完了直後から、観測を開始した。

設置した観測システムで取得された地震データからは、新システムのノイズレベルは、既設システムとほぼ同等であることが確認された。さらに、埋設した観測装置については、ノイズレベルが他の観測装置に比べて低く、地震計の埋設が観測に有効であることが改めて確認された。水圧データについても、1hPa以下の分解能で観測されていることが確認され、埋設された水圧計を含めて、既設システム、今回設置した新システムのすべての水圧計について、整合的な記録が得られている（図）。

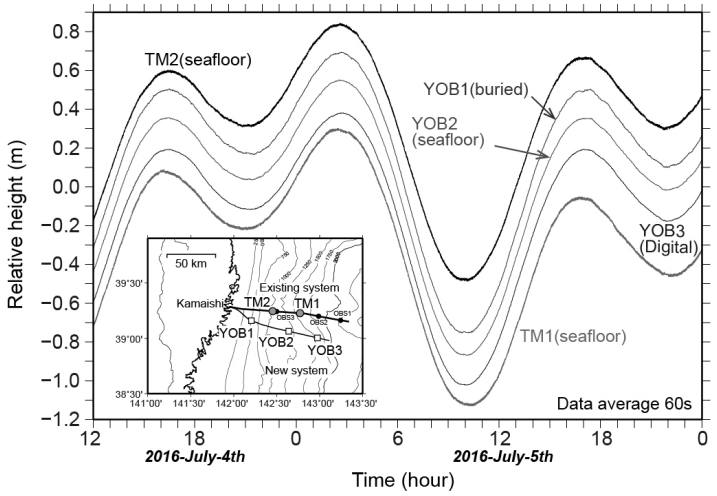


図　既設システムと新システムによる精密水圧計の記録

S02－07

日本海溝海底地震津波観測網（S-net）
～整備進捗と今後の予定～

＃望月将志・植平賢司・金沢敏彦・眞保　敬・汐見勝彦・功刀　卓・青井　真・
松本拓己・関口渉次・高橋成実（防災科研）・篠原雅尚・山田知朗（東大地震研）

Construction of Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis along the Japan Trench (S-net)
～ Progress and schedule ～

M. Mochizuki, K. Uehira, T. Kanazawa, T. Shinbo, K. Shiomi, T. Kunugi, S. Aoi,
T. Matsumoto, S. Sekiguchi, N. Takahashi (NIED), M. Shinohara, T. Yamada (ERI)

はじめに

2011 年 3 月の東北地方太平洋沖地震の後、海域での津波のリアルタイム計測を実施すること、海域での地震観測を強化することを目指し、日本海溝海底地震津波観測網（S-net）の整備を始めた。S-net の整備を始めて以来、地震学会秋季大会を通じて工事の進捗を報告してきた。以下の通りである。2012 年秋季大会（D11-09）、2013 年秋季大会（D11-12）、2014 年秋季大会（C32-08）、2015 年秋季大会（S02-05）。本講演では 2015 年度に整備を終えた、釧路・青森沖ルートについて報告を行うと共に、これから実施する海溝軸外側ルート工事の予定について説明を行う。

S-net 整備進捗（釧路・青森沖ルート工事）

釧路・青森沖ルートは観測装置数 23 台、海底ケーブル長は約 730km である。工期を 3 期に分けて整備を進めてきた。第 1 期は青森県八戸市への陸揚げ工事。KCS 社のケーブル敷設船「KDDI PACIFIC LINK」によって実施している。2015 年 3 月 1 日に陸揚げ作業実施、引き続き約 18km 長のショアエンドケーブルの敷設同時埋設を実施している。

第 2 期（2015 年 10～11 月）、第 3 期（2016 年 2 月）で釧路・青森沖ルートの主要部、700km 超区間の敷設工事を実施している。使用したケーブル敷設船は NTT-WEM 社の「すばる」である。第 2 期では、第 1 期で敷設したショアエンドケーブル端にケーブルを接続し、青森側約 300km の敷設工事を実施。第 3 期では、釧路側 420km 余の敷設工事を行い、既設の青森側との最終接続までを行った。

2013 年度に房総沖ルートの整備を行ったのを皮切りに、2015 年度までに、釧路･青森沖ルートまでの 5 つのサブシステムの整備を終えた。150 台のうちの 125 台の観測装置が海底に展開されたことになる。平行して 5 つの陸上局（南房総、鹿島、亘理、宮古、八戸）の整備を行い、5 つのサブシステムに対応する端局装置を配備している。これら整備済みの観測装置からのデータは、既に、つくばの防災科研まで伝送されている。試験運用の中でデータの品質確認を行っているところである。データの一部は気象庁へも伝送されており、緊急地震速報や津波監視に利用する準備が進められている。

これからの予定

６つのサブシステムのうち海溝軸外側ルートの整備を残している。2016 年度中にこれを実施し、S-net150 観測点による観測を開始できるよう工事実施に向けた調整を行っている。

海溝軸外側ルートは、根室沖の水深 2,100m の海域に端を発し、日本海溝の東側に沿って南下し、千葉県南房総市へ至っている。他の 5 つのサブシステムに比してほぼ 2 倍のケーブル長を有するため､給電電圧を約 6,000V と高くしている。光信号についても長距離を伝送する仕組みとして分散特性の良い光ファイバーを利用し、できる限り多くの波長信号を同時に利用するようにしている。他の 5 サブシステムでは 1 ファイバーペアに対し最大 5 波長の信号を入力しているが、海溝軸外側ルートでは、6～7 波長の信号を入力している。8,000m 超の水深へ設置する観測装置に対しては、大水深用の水圧計センサーを使っている。長距離であること、大水深であることから、海溝軸外側ルートは、他の 5 ルートと一部違う仕様となっている。

S02－08

日本海溝海底地震津波観測網（S-net）のデータについて

#植平賢司・望月将志・金沢敏彦・眞保　敬・功刀　卓・汐見勝彦・青井　真・関口渉次・松本拓己・高橋成実・山本直孝（防災科研）・篠原雅尚・山田知朗（東大地震研）

The data quality of seismic sensors and water-pressure gauges of Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis along the Japan Trench (S-net)

#K. UEHIRA, M. Mochizuki, T. Kanazawa, T. Shinbo, T. Kunugi, K. Shiomi, S. Aoi, S. Sekiguchi, T. Matsumoto, N. Takahashi N. Yamamoto (NIED), M. Shinohara, T. Yamada (ERI, Univ. of Tokyo)

2012年秋季大会（D11–09）において日本海溝海底地震津波観測網（S-net）の概要の報告，2013年秋季大会（D11-12）において房総沖システム（千葉県南房総市～茨城県鹿嶋市）の海洋部敷設工事の報告，2014年秋季大会（C32-08）では三陸沖北部システム（青森県八戸市～岩手県宮古市）の海洋部の工事の報告，2015年秋季大会（S02-05）では宮城・岩手沖システム（岩手県宮古市～宮城県亘理町）と茨城・福島沖システム（宮城県亘理町～茨城県鹿嶋市）の海洋部の敷設工事の報告を行った．その後，2015年から2016年にかけて釧路・青森沖システムの海洋部敷設工事の実施（望月・他，本大会で報告）と陸上局の整備を行い，海溝軸外側システムを除く125観測点の試験観測が開始されたので，陸上局の概要及びデータ品質について報告する．

陸上局は五カ所にあり，八戸局（青森県八戸市），宮古局（岩手県宮古市），亘理局（宮城県亘理町），鹿島局（茨城県鹿嶋市），南房総局（千葉県南房総市）に設置されている．陸上局には受電設備，非常用発電機とそれを1週間動かす事が出来る燃料を入れた燃料タンク，海底ケーブルへ給電を行う高圧給電装置（PFE），海底から上がってくるデータを処理してデータセンターへ送信するデータ処理装置とそれを配信装置，観測装置や処理装置等の監視を行う監視装置などが設置されている．

各観測装置には，周波数出力型の水圧計2セット，サーボ型加速度計3成分2セット，速度型地震計1セット，周波数出力型加速度計3成分1セットが搭載されている．これらのデータは，陸上局からのGPS信号に同期したデジタルデータとして陸上局に伝送される．周波数出力のセンサーについては周波数カウント値を，加速度計・速度計については1kHzサンプリングでADされた値が陸上局に伝送され，陸上局のデータ処理装置では，周波数出力のセンサーについては水圧及び温度については10Hz，加速度100Hzの物理値データに変換する．サーボ型加速度計と速度型地震計のデータについては，デシメーションフィルタにより100Hzデータに変換する．これら変換されたデータはデータ配信装置に受け渡され，陸上のIP-VPN回線経由で防災科研のデータセンターに配信されている．また，同時に気象庁の方へも水圧計など一部のデータが配信されている．

観測装置は水深1,500m以浅については埋設されている．自己浮上式地震計などの海底面設置の地震計の場合，海底下の底層流の影響により一般的に水深の浅い場所は深い方に比べノイズレベルが高い．S-netの埋設した観測点と非埋設の観測点のパワースペクトル密度（PSD）で比較した所，ノイズレベルの明らかな差異は無さそうであり，埋設した事により底層流の影響をある程度抑えられていると考えられる．また，水圧計については埋設した観測装置及び非埋設の観測点とも日々の潮汐を記録している．また，双方とも潮汐の圧力差ΔPp-p～100hPa（水深換算1m程度）とも整合的であり，埋設した観測点でも水圧変化は問題無く捉えられている事が分かった．

S02－09

無人航空機から投下させる貫入プローブ(ペネトレータ)による観測システムの開発

#石原吉明・田中智・白石浩章・白井慶・後藤健・早川雅彦・尾崎正伸・水野貴秀・山田和彦（JAXA宇宙研）・村上英記（高知大）・山田竜平（国立天文台RISE）

Development of a Penetrator Probe Dropping from a UAV for Disaster Prevention

Yoshiaki Ishihara, Satoshi Tanaka, Hiroaki Shiraishi, Kei Shirai, Ken Goto, Masahiko Hayakawa, Masanobu Ozaki, Takahide Mizuno, Kazuhiko Yamada (ISAS/JAXA), Hideki Murakami (Kochi Univ.), Ryuhei Yamada (NAOJ)

我々は無人航空機（UAV）から投下して貫入設置する『ペネトレータ』と呼ばれる観測システムの開発を行っている。このシステムの原型は1990年に開始した月探査計画(LUNAR-A)で開発が進められた月探査用ハードランディングプローブである。本研究では、月探査用に開発されたペネトレータを、地球における地上アクセス困難地域での地球物理観測用プローブとして再設計した。 本システムの概要は次の通りである。

・ペネトレータ(搭載する観測装置は、地震計・GPS・傾斜計・微気圧計・磁力計など)をUAVに搭載し、目的地（火山噴火や地滑り災害等の発生により、立ち入りが困難な地域を想定）まで輸送。
・事前に決められた地点でペネトレータを～数百メートル上空から投下。
・ペネトレータは毎秒数十メートルの速度で地中に貫入し固定される。
・イリジウム通信によりデータ伝送。

我々はこれまでに1/4スケールモデルを搭載するランチャーを開発し、モーションセンサーを搭載したペネトレータ(1kg程度)の投下試験を2015年8・9月に実施した。飛行ルートおよび投下位置は事前にプログラムし、100・300・500メートルの高度からの投下試験を計10回実施し、20~30メートル程度以内の精度で予定した位置に着地することを確認した。着地位置の誤差は投下位予定位置を感知する遅れや風の影響と考えられる。

ペネトレータが地面に貫入する際には3000~4000G程度の衝撃が機器に印可される。耐衝撃性を保証するためにこれまで我々は多くノウハウを蓄積しており、本研究では特注部材を用いることなく、商用ベースで入手可能な部品から、耐衝撃性が高いと思われる構造・部品を有するものを選定し、必要に応じて部品の取り替えや耐衝撃性のための処置をすることで対応している。観測機器は地震計・GPS・傾斜計・微気圧計・磁力計を採用した。これまでにセンサーおよびバスシステム（収録処理系・通信機等）の耐衝撃試験を完了し、システムのインテグレーション設計および各コンポーネントの製作を行っている。ペネトレータの総重量は9kgであり、母船となるUAV（フジインバック社で開発中）により、200km程度の往復（復路100kmはペネトレータ無し）が可能である。

今後、実サイズのペネトレータの投下試験を経て、搭載センサーによる観測を含む実証試験を予定している。実証試験は、UAVを父島から離陸させ、現在も立ち入り制限されている西之島新島での実施を予定しているが、周辺状況によりその他の地域での実施の可能性も含めて準備を進めている。

本システムは、各種災害の発生直後や火山噴火継続中等の既存の観測点の復旧作業を進められない状況においても新規に臨時観測点を展開することが可能であり、機動的・迅速な状況把握に力を発揮できると考えている。

本研究は科学研究費補助金,基盤研究(A)(15H01793 代表:田中智)を受け進めている。

10/6　D 会場　午後

S02－10

地震に伴う地鳴り現象の解明に向けて
―観測システムの開発―

大竹和生（気象大学校）・根本泰雄（桜美林大学）・関根秀太郎（地震予知振興会）・
松林弘智（ANET）・酒井慎一（東大地震研）

Investigate earthquake sound - developing an observation system

#Kazuo Ohtake (Meteorological College), Hiroo Nemoto (J. F. Oberlin Univ.),
Shutaro Sekine (ADEP), Hirotoshi Matsubayashi (ANET), Shin'ichi Sakai (ERI)

概要

古来より、地震動に伴って地鳴りを感じたという記録は日本だけでなく中国や英国等の文献にも見受けられる。地鳴りに関する研究としては Omori (1908), Hagiwara (1934), Davison (1938), 佐藤 (1949), 関谷 (1967), Minakami et al. (1969) などがある。しかし地鳴りの成因は明らかでなく、計算機技術の発達により地震波形のデジタル記録が当たり前となったにもかかわらず、現在までに地震と地鳴りの同時記録が実施された例を寡聞にして知らない。本研究では、まず音波（地鳴り）と地震動とを同時に記録するプロトタイプシステムを構築する。観測によって得られた地鳴りを分類して地震との対応を整理し、将来的にはその成因を解明するためのモデルの提案を目指す。

システム要件

地震と地鳴りとの関係の解明に向けて、まずは観測システムのプロトタイプを構築する。このシステムは前述の通り地震波と音波の同時記録を行なう必要がある。また、地鳴りは周波数・音色・強さ・持続時間・回数などのバラエティに富むことが知られているので音波の収録帯域については可聴域全域とし、特に制限を設けない。コストパフォーマンスのために高精度の時刻維持にはこだわらず、当面は隣接する既存テレメタ観測点の波形と相関を取って時刻を得る。

システム構成

A/D 変換器には USB 接続の National Instruments 社の USB-6210 を用いることとし、これを基軸にシステムを構築した。Windows 10 Home を搭載した PC (HP Slimline 450-120jp/Intel Core i5-4460T 2.70GHz 4 コア・4 スレッド / メモリ 16GB) を用意し、計測用開発環境として LabVIEW2015 をインストールして、グラフィック型言語である Virtual Instruments を用いて収録プログラムを記述した。

収録プログラムは、地震計（Sercel 社 L-28LB・速度型上下動のみ）の入力を STA/LTA 法によりトリガをかけ、ステレオマイク (オーディオテクニカ社 AT9940)2 本 (計 4 チャネル) の入力をプレトリガ 20 秒・ポストトリガ 60 秒でトリガ収録するように記述した。サンプリング周波数は可聴域 20kHz をカバーするために 40kHz とした。

観測

前述のシステムを構築し、東京大学地震研究所筑波地震観測所の地震記録室に設置して観測を開始している。長期間（少なくとも 4 ヶ月程度）の連続した稼働に耐えるシステムとなっている。また、地震計の出力は近傍の筑波観測所の記録と対比できるに足る記録であることを確認した。

2016 年 2 月から観測を始め、7 月 12 日までに 78 個のトリガ収録を行なった。ただし時刻が勝手な値にジャンプする現象（ネットワーク接続していない Windows 10 で発生するバグと思われる）に見舞われ、一部データは刻時に失敗している。収録された地震計の記録から判断したところ地震と思われるトリガは 41 個であった。そのうち筑波観測所近傍（30km 以内）で発生したものは 29 個であるが、音声チャネルに地鳴りらしきものが収録されていたものは 27 個であった。音声チャネルには様々な雑音が混入しており判別が困難であったため、7 月 12 日に音環境がさらに静かである地震記象室に移設した。

本プロトタイプシステムで地鳴り観測の経験を積み、長期にわたる観測や多点展開を行なって、地鳴りの性質についてより詳しく調べる予定である。

謝辞

本研究のシステム開発にあたっては、JSPS 科研費 15H00316 の助成を受けました。合わせて JSPS 科研費 15K12394 の一部も使用しました。

S02－11

超磁歪震源による地震波速度変化のモニタリング

#國友孝洋・石井紘・浅井康広（東濃地震研）

Monitoring of temporal seismic velocity change by a giant magnetostrictive seismic source

#Takahiro Kunitomo, Hiroshi Ishii, Yasuhiro Asai (TRIES)

＜はじめに＞超磁歪素子を利用したアクチュエータは、動電型加振機などと比べて、変位は小さいが発生応力が大きく、扱いが簡便なため、高周波用の人工震源装置への活用が期待される。東濃地震科学研究所では 2011 年度から超磁歪震源の開発が進められていたが、2015 年度には、制御装置および送信信号を刷新、加振機構も改造して、新たな震源装置として再構築した。新しい震源装置を用いた地震波速度変化のモニタリング試験を 2016 年度から開始したところ、熊本地震（2016 年 4 月 16 日 M=7.3）に伴う地震波速度変化が検出され、また、観測可能距離や走時変化モニタリングの精度も明確になってきた。

＜実験概要＞本震源装置は、重錘（1～5kg）を超磁歪アクチュエータにより上下に加振するシングルフォース型震源である。実験配置を図 1 に示す。送信点（CGY）は気温変化などの影響を避けるために瑞浪観測壕内とした。壕内の地質は、中新世の堆積岩（瑞浪層群）で比較的脆いため、加振部は地震計検定用に設置されたコンクリート台にボルト止めした。送信制御信号には、100.5～200.5Hz（1Hz 間隔）の 101 本の等振幅の正弦波を合成した電圧波形を用いた。合成後の最大振幅が極力小さくなるよう各正弦波の位相を調整して加算している。送信周波数の上限と下限は、東濃地震科学研究所のボアホール総合観測装置の内蔵 A/D のサンプリング周波数が最大 400Hz であること、また、低周波数では加振力が低下することを考慮して決定した。ここで、送信周波数が 100.5Hz のように少数点以下の値を含むのは、A/D のサンプリングクロック由来の整数周波数ノイズを避けるためである。GPS 時計に同期させたファンクションジェネレータの電圧信号を精密電力増幅器（NF）により電流一定モードで増幅し、超磁歪アクチュエータを駆動した。本試験で用いた加振重錘は 5 kg である。重錘には加速度計を取り付け、加速度波形から送信スペクトル（発生力）を計算した。重錘の最大加速度は約 10G、最大発生力は 520Ｎである。観測スペクトルを送信スペクトルでデコンボリューションし、時間領域に変換することで、グリーン関数を計算した。

＜結果と議論＞TGR350(Δ=353m)および TRIES(Δ=700m)の地震計で観測されたグリーン関数には、1 時間のスタッキングでも P 波初動が明瞭に認められる（図 2）。S/N 比を考慮して 1 日間スタッキングしたグリーン関数から P 波初動を 0.08s 間のハニング窓で切り出し、1 週間スタックによる基準波形とのクロススペクトルから得られた走時変化を図 3 に示す。熊本地震の際には、TGR350 で~25μs、TRIES で~60μs の走時遅延があったことが分かる。ノイズレベルから評価した走時変化の推定誤差は、TGR350 で~6μｓ、TRIES で~14μs である。本発表では他の観測点や観測成分の変化についても報告し、地殻活動データ［浅井・他(2016) JpGU］との関連などについて議論を行う予定である。

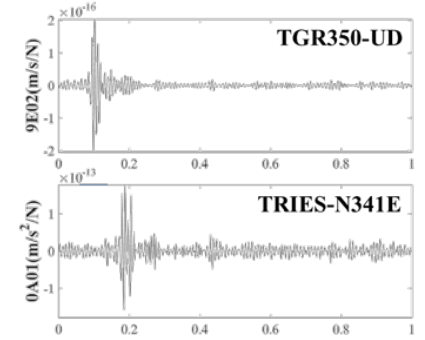


図 2．グリーン関数（1 時間）

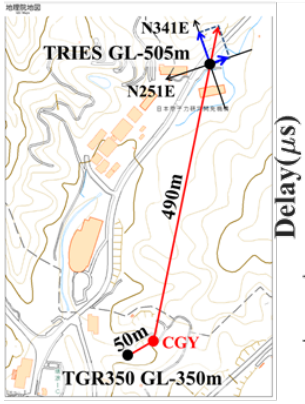


図1．実験配置図

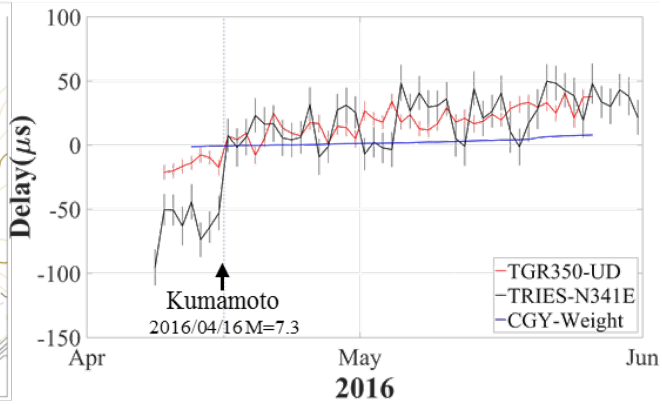


図3．P波初動の走時変化と重錘振動の時間変化

S02－12

南海トラフC0010A孔内観測点に設置された孔内歪計の初期データ評価

#町田祐弥・荒木英一郎・木村俊則 (JAMSTEC)　Demian Saffer (Penn. State U.)・Achim Kopf (Bremen U.)・Exp.365 Shipboard Scientists

Initial data evaluation of the strainmeter deployed into the C0010A borehole observatory in the Nankai Trough

#Yuya Machida, Eiichiro Araki, Toshinori Kimura (JAMSTEC) Demian Saffer (Penn. State U.) , Achim Kopf (Bremen U.), Exp.365 Shipboard Scientists

<はじめに>

海洋研究開発機構では，南海トラフで繰り返し発生するプレート境界型巨大地震発生に関する準備・発生・余効変動に至るプロセスを理解することを目的とし，巨大地震震源断層近傍の地殻変動，地震活動，間隙水圧，温度変化を測定するための長期孔内観測システムの開発，設置を進めている．2010年12月に地球深部探査船「ちきゅう」により実施されたIODP第322次航海では，C0002G長期孔内観測点が設置され，KY13-02次航海では地震・津波観測監視システム（DONET）の海底ネットワークケーブルに接続されリアルタイムでの観測が可能になった．また2016年3月には付加体における分岐断層が発達している位置にC0010A長期孔内観測点が設置された．KS16-07次航海では同じくDONETの海底ネットワークケーブルに接続され，南海トラフにおいて長期孔内観測網が構築されたと同時に，DONETと合わせて3次元でのリアルタイム地震観測が可能となった．本研究では，C0010A孔内観測点に設置されたセンサー群のうち，孔内歪計に関する初期データ評価についてまとめるものとし，歪計で計測されるデータノイズレベル，感度評価などについて検討する．

<孔内歪計>

C0010A孔内観測点に設置した孔内歪計は，Sacks-Evertson式体積歪計を海下への設置，および歪計測が行えるよう改良したもので，シリンダー内に満たされたオイルが周囲の変形によりその体積が変化することで歪を計測する．歪計はIODP掘削孔に合わせて径が168mm，長さおよそ10mとなる．歪計の設置後，周囲の変形が伝わるよう周囲にセメンチングを行った．

<ノイズレベル，および感度評価>

DONETへの接続後，歪計が運用状態となってからの600秒のデータを用いてパワースペクトルによるノイズレベル評価を行った（図1）ところ，ノイズレベルはおよそ0.1から5Hzの帯域にておいて-90dBを示し，良好な結果が得られた．また0.2Hz周辺においては，脈動とみられる信号が確認されており，今後評価を実施していく．

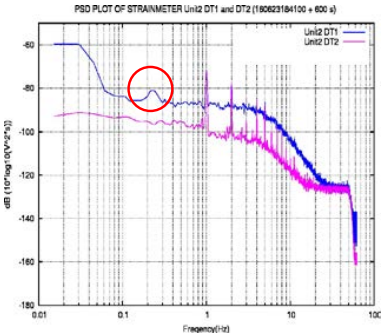


図 1 C0010A 孔内歪計データのパワースペクトル評価．赤で示されているのが脈動を示す信号．

また孔内歪計の感度評価について，海洋潮汐による水圧による変動を利用して感度比較を実施した．歪計で得られた歪量と，歪計とほぼ同じ深度に設置した孔内水圧計から得られた水圧変動について，歪量に変換することで比較を実施した．歪量に変換するための体積弾性率はC0010孔内観測点近傍のC0004掘削孔の深度360mでの体積弾性率を使用した（Kinoshita et al., 2011）．歪計で得られた歪量が1.60μstrainに対して，水圧変化から見積もった歪量は1.43μstrainを示し，整合性のある結果となった．歪計の周囲にはセメントによる処理がされているため，セメンチングによる温度変化の影響などについて評価を行う．また，傾斜計データからも歪量との感度比較を実施する．

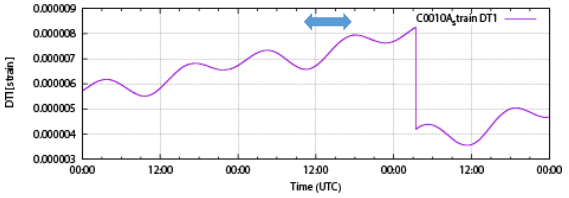


図 2 2016 年 7 月 2 日から 7 月 4 日に計測された歪計記録．青矢印箇所について水圧計との比較を実施した．

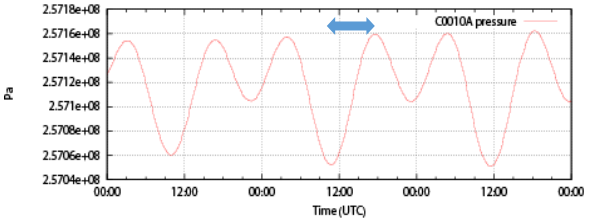


図 3 2016 年 7 月 2 日から 7 月 4 日に計測された水圧計記録．青矢印箇所について歪量への変換を行い，歪計との比較を実施した．

S13−01

井戸密閉化による地下水位の地殻歪応答の改善
−北勢観測点の場合−

#北川有一・松本則夫（産総研地質）

Improvement of the response of groundwater level to crustal strain by the sealing of a well – In the case of the Hokusei well

#Yuichi Kitagawa, Norio Matsumoto (GSJ, AIST)

南海トラフのプレート境界で発生する短期的SSEの推定において、愛知県西部から三重県北部の地域に質の良い地殻変動・地下水の観測点がないことが懸案の一つである。そのため、愛知県中部・西部の短期的SSEでは断層モデルの西側、三重県北部の短期的SSEでは断層モデルの北側の推定精度が良くないと思われる。今回、三重県北部に位置する北勢観測点の観測井戸を密閉して、地殻変動への応答が良い地下水観測点に作り変えることを試みた。

北勢観測点ではケーシングを二重にして、外管側では浅い方の帯水層（深度100-269m）、内管側では深い方の帯水層（深度429-239m）の地下水位を測定している。内管（深い方）では帯水層の透水係数が小さいため、地下水位の短周期の現象への応答が悪く、短期的SSEの検出には適していなかった。そこで観測井戸を密閉して内部の水圧を測定する方法によって、短周期の地殻変動に対する地下水位（水圧）の応答の改善を図った。北勢観測点の内管の自然水位は地表から約20m下にあるため、2016年5月に内管の中へパッカーを入れて、地表下約32m付近で密閉を行った。

図1は密閉前後の北勢観測点内管の地下水位（水圧）の測定結果である。密閉前は半日から1日の潮汐現象が殆ど見えないが、密閉後は潮汐現象が明確に現れていることが確認された。潮汐現象から地殻歪応答を推定したところ（表1）、密閉前は帯水層の透水係数が小さいことが大きく影響していて、歪感度が非常に悪かった（1mm/1e-8以下で、位相遅れが大きい）。一方、密閉後は歪感度が5mm/1e-8程度（位相遅れはほぼ無し）であり、歪感度が密閉前よりも1桁大きく改善されたと推測される。

2015/5/7-10に三重県中部から伊勢湾にかけて短期的SSE（Mw5.7）が発生した。落ほか（2016、地震予知連絡会会報、95巻、255-264）の断層モデルによると、北勢観測点で-1.33e-8の体積歪変化が予想される。密閉後であれば、この体積歪変化に対して、約7mmの地下水位変化が期待される。地下水位の変動から気圧応答と降雨応答を適切に処理することができれば、7mm程度の地下水位変化を捉えて、短期的SSEの断層モデルの推定に活用することは可能と考えている。

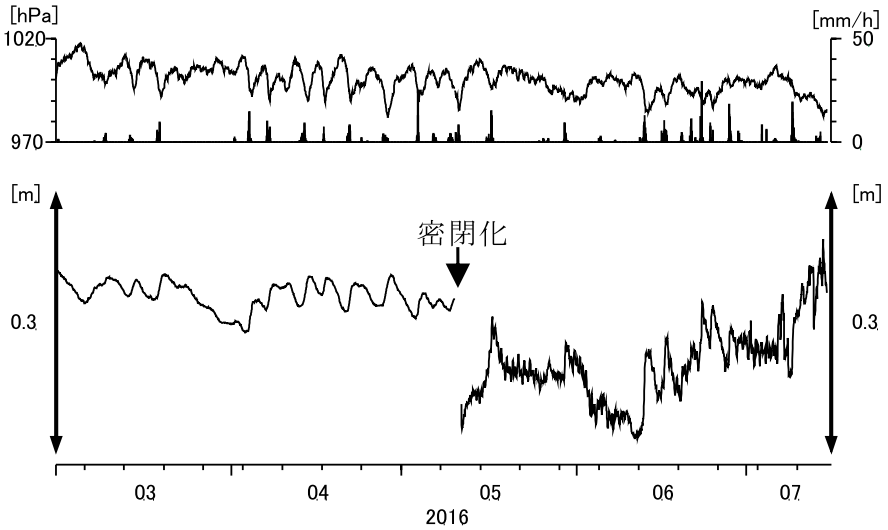


図1　北勢観測点内管の地下水位（水圧）・気圧・降雨量の測定結果
密閉後は水圧を測定しているが、地下水位（水柱の高さ）に換算して表示した。

	M2 分潮 歪感度 [mm/1e−8]	M2 分潮 位相遅れ [degree]	O1 分潮 歪感度 [mm/1e−8]	O1 分潮 位相遅れ [degree]
密閉前 2015/1/1-5/31	0.50 (0.01)	−66.698 (1.159)	0.82 (0.08)	−61.609 (5.904)
密閉後 2016/5/12-6/20	5.23 (0.13)	−2.534 (1.389)	4.91 (0.93)	0.482 (10.858)

表1　理論潮汐を用いた北勢観測点内管の地下水位（水圧）の地殻歪応答特性
括弧内は推定誤差を表す。理論潮汐はMatsumoto et al. (2010, AGU Abstract)を用いて計算した。地下水位（水圧）の潮汐成分はBAYTAP-Gを用いて推定した。

S03－01

重力で地震発生を捉える(2)
－ 地震重力変化の理論波形を用いたデータ解析 －

#木村将也・亀伸樹・綿田辰吾（東大地震研）・大谷真紀子（産総研）・新谷昌人・今西祐一（東大地震研）・安東正樹（東大院物理）

Detecting Gravity Change due to Earthquake Dynamic Rupture (2)
- Observed data analysis based on the theoretical seismic gravitogram -

#Kimura, M., Kame, N., Watada, S. (ERI), Ohtani, M. (AIST), Araya, A., Imanishi, Y. (ERI), Ando, M. (Dept. Phys., Univ. Tokyo)

１．はじめに　地震が発生すると、地震波の伝播に伴い媒質中に密度変化が生じ、この密度変化が引き起こす重力変化は光速度で伝わる。これは地震波に比して圧倒的な速度であり、重力変化は実質的に地震発生時刻から遅延時間ゼロで到着することになる。もし、地震発生を重力変化で捉えることができれば地震の早期検知に役立てることができる。我々は重力変化の弾性体モデルを用いて 2011 年東北地震から期待される重力変化を考察してきた(木村・他，2015, 地震学会)。本研究では、この理論波形をもとに実際の観測データにおいて信号検出解析を行なった。

２．理論モデル　全無限弾性体中でダブルカップル点震源が引き起こす重力変化の Harms *et al.* (2015)の理論モデルを用いる。地震発生時刻から P 波到達時刻までの重力変化（即時項）を含み、その後の静的変形に至るまでの全時系列の重力変化理論波形（gravitogram）の*(x, y, z)*の各成分を合成することができる（ただし地動に起因する分は含まない)。

３．2011 年東北地震から期待される重力変化の時系列と空間分布　超伝導重力計が設置されている神岡で期待される重力変化の理論波形 3 成分を図 1 に示す。重力変化は地震発生時刻から即時に、しかし緩やかに立ち上がる。日本全体での計算から P 波到達直前での鉛直重力変化は陸域の広範囲で 3μgal 程度となる。

４．理論波形にもとづく観測波形解析の準備的結果　2011 年東北地震の際に神岡で記録された超伝導重力計の波形(図 2，40Hz サンプリング)を解析した。10μgal 程度の脈動ノイズに対してここで期待される重力変化（図 1）は 3.5μgal である。そこで、0.1Hz LPF 処理によってノイズを±0.5μgal 程度まで低減させた（図 3)。現段階では、対応する信号は含まれていないように見える。

本研究では、この神岡での観測データの準備的解析の結果をふまえて、日本で利用可能な超伝導重力計データ（松代・水沢）の解析を行なう。また、F-net 広帯域地震計（全国約 70 点、20Hz サンプリング、速度データを加速度に変換して解析)、および Hi-net 傾斜計（約 1000 点、20Hz サンプリング、加速度データ）のデータを用いても、期待される地震重力変化の検出を試みる。

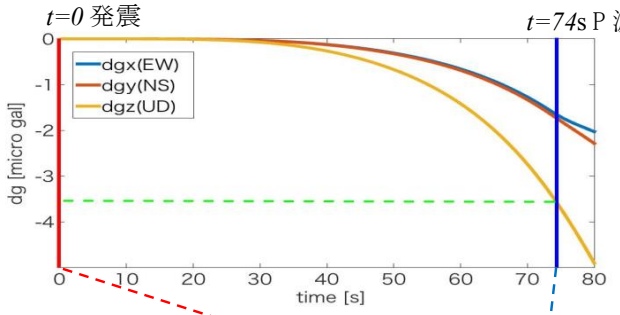


図 1：2011 年東北地震による神岡での重力変化理論波形 3 成分。*t=0*（赤線）を地震発生時刻とした。*t=74*s（青線）で神岡へ P 波到達。

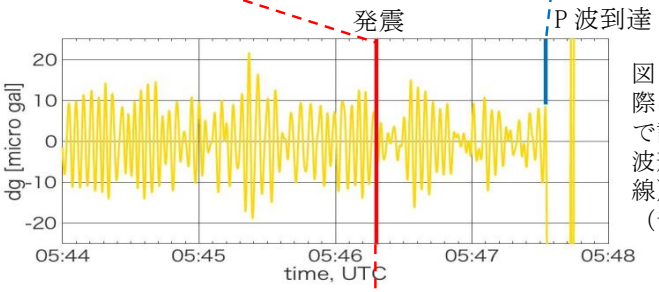


図 2：2011 年東北地震の際に神岡超伝導重力計で記録された鉛直重力波形。UTC 05:46:18（赤線）で地震発生、05:47:32（青線）で P 波到達。

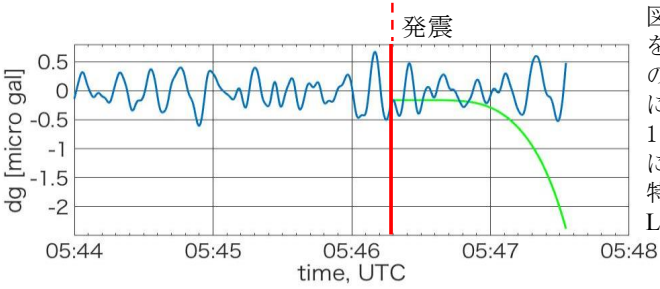


図 3：青線は図 2 の波形を 0.1Hz LPF 処理したもの。ノイズは約 0.5μgal に低減された。緑線は図 1 の理論波形の鉛直成分に超伝導重力計の計器特性の補正を加え同じ LPF 処理を施したもの。

S03－02

1996年から2011年のGNSSデータから明らかになった関東地方の2つの長期的なすべりイベント

#田中愛幸（東大地震研）・矢部優・井出哲（東大理）

Two long-term transient slip events in the Kanto district revealed from GNSS data during 1996—2011

#Yoshiyuki Tanaka (ERI, UTokyo), Suguru Yabe, Satoshi Ide (UTokyo)

Mavrommatis et al. 2014 (Ma2014 hereafter) reported that a long-term accelerative transient crustal deformation was occurring in eastern Japan before the 2011 M-9 earthquake, analyzing GNSS data. They revealed that the observed deformation could be explained by a fault slip on the plate boundary with depths of approximately 20—60 km where afterslip of the M-9 event was detected. Its characteristic time is at least 15 years, which is much longer than those of precursory deformations usually considered in numerical simulation and observation studies. In Ma2014, the acceleration was more dominant below the Tohoku area, where the coseismic slip of the M-9 event was larger. However, analyzed time-series GNSS data in the Kanto area were exhibited only for selected stations in the paper.

In our study, GNSS data in the Kanto area were analyzed and it was found that the acceleration was not necessarily uniform at smaller spatial scales than in Ma2014. The detrended GNSS data with artificial offsets, co- and post-seismic deformations due to large earthquakes and slow slip events being removed showed i) an anomalous smaller acceleration in northern part around Tokyo Bay during 1996—2000 (period A), ii) a deceleration over the same area during 2002—2006 (period B) and iii) a faster acceleration over northeast Kanto during 2007—2011 (period C). The time functions of these two accelerations seem to be rather sinusoidal curves than those attenuate with time as seen for common slow slip events (SSEs). Using Okada's method, fault slips for the transient deformations were inferred. The result indicated that i) a fault slip on the plate boundary with the Philippine Sea Plate was more likely to cause the event during period A because the observed displacement rate was opposite to the relative motion by the PHS to the continental plate. Similarly, a slip on the boundary with the Pacific Plate was more likely to generate the event during period C. If the slip during period A is ignored, our result is consistent with the result of Ma2014 because magnitude of the slip during period C is larger.

Temporal variations of these transient slip events were well correlated with slip histories predicted by a non-linear rock frictional law which considers combined effects of tides and non-tidal ocean bottom pressure (Usui et al. 2006; Tanaka et al. 2015). The same model can explain the transient deformation in Ma2014. A more quantitative frictional model is under development. Our result might indicate that a different-type slip event from ordinary SSEs is occurring beneath eastern Japan, where episodic deep SSEs are not seen as in western Japan.

We acknowledge the Geospatial Information Authority of Japan for the F3 solution and ocean bottom pressure data for the Meteorological Research Institute of the Japan Meteorological Agency.

References

Mavrommatis, A. P., P. Segall, and K. M. Johnson (2014), A decadal-scale deformation transient prior to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake, Geophys. Res. Lett., 41, 4486–4494, doi: 10.1002/2014GL060139.

Tanaka, Y., S. Yabe and S. Ide (2015), An estimate of tidal and non-tidal modulations of plate subduction speed in the transition zone in the Tokai district, Earth, Planets and Space, 67:141—151, doi: 10.1186/s40623-015-0311-2.

Usui N, Ishizaki S, Fujii Y, Tsujino H, Yasuda T, Kamachi M (2006) Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system:some early results. Adv Space Res 37:806–822. doi:10.1016/j.asr.2005.09.022

S03－03

2003年十勝沖地震の余効変動のモデル化における粘弾性緩和の重要性

#伊東優治（京大理）・西村卓也（京大防災研）

Importance of viscoelastic relaxation on modeling the postseismic deformation following the 2003 Tokachi-oki earthquake

#Yuji ITOH (Kyoto Univ.), Takuya NISHIMURA (DPRI, Kyoto Univ.)

1.はじめに

2003年十勝沖地震(M_w8.0)は余効変動を伴ったことが報告されている[例えば, Miyazaki *et al.* (2004)]. 本研究では地震後2~7年目の余効変動を余効すべりと粘弾性緩和の両者でモデル化し, 粘弾性構造のパラメータ及び余効すべりの時定数を推定した. その上で, 観測された余効変動に含まれる余効すべりと粘弾性緩和の影響について検討し, 粘弾性緩和を考慮することの重要性を議論する.

2.解析方法と推定結果

粘弾性緩和は, 弾性層（厚さH）と半無限粘弾性層（粘性率η）で地下構造をモデル化し, 地震時すべりによる地表変位を計算した. 余効すべりは最初の3ヶ月の変位からインバージョン解析で空間分布を推定し, その空間分布が以降の期間で変化せずすべり量のみが対数関数（時定数B）で時間変化すると仮定し, 地表変位を計算した. 以上によるモデル計算値とGEONET観測点における余効変動の観測値から, 上記の3パラメータと並進成分をグリッドサーチで推定し, H=50km, η=2.0×10^{19}Pa･s, B=0.110年を得た. 得られた粘弾性構造は隣接する東北地方で測地学的に推定された値[例えば, Diao *et al.* (2014)]と調和的である. しかし, カイ二乗検定でパラメータの誤差範囲を推定したところ, 弾性層の厚さHは拘束できず, 粘性率ηは8.0×10^{18}Pa･s以上の値が許容された. このことは, 観測誤差の範囲では余効すべりのみのモデルも許容されることを示している. しかし, 得られた構造のパラメータは, 岩石学的に予測される東北地方の粘性構造[Muto *et al.* (2013)]とも調和的なため, 推定値そのものは妥当で粘弾性緩和の計算値は観測値に含まれうる粘弾性緩和を表すと考えられる. 実際に, 余効すべりのみのモデルを作ってグリッドサーチを行ったところ水平成分で上記の推定値から得られる粘弾性緩和の計算値と調和的な系統誤差が得られたため, 粘弾性緩和は観測された余効変動を説明するために必要であると考えられる.

3.余効すべりによる粘弾性緩和のパラメータ推定への影響

推定された時定数Bから計算された余効すべりは, 1年目でM_w7.95相当, 7年目でM_w8.12相当であった. 1年目の余効すべりによって解放されたモーメントは地震時すべりと同程度のため, 余効すべりによる粘弾性緩和を考慮することによるパラメータ推定への影響を検討した. 具体的には, 余効すべりによる粘弾性緩和をモデルに組み込みグリッドサーチによってパラメータを推定した. 余効すべりによる粘弾性緩和を考慮しなかった場合と比べると, 推定された粘弾性構造のパラメータは変わらず, 余効すべりの時定数は0.120年と, 推定誤差の範囲内でわずかに大きくなった. したがって, 余効すべりによる粘弾性緩和はパラメータ推定には影響しないことがわかった. 余効すべりによる粘弾性緩和の計算値は, 余効すべりや本震による粘弾性緩和と比べて数分の一以下であった.

4.余効すべりと粘弾性緩和による地表変動の特徴

得られたモデルパラメータによる余効すべりと粘弾性緩和の特徴は次のとおりである. 水平成分に関しては, 余効すべりは地震後2年目ではほぼ全域で卓越しており, 7年目でも地震時すべり域の周辺の観測点では余効すべりが卓越していた. その一方で, 北部の点では5年目になると余効すべりと粘弾性緩和の両者による変動が同程度になった. また地震時すべりの周辺の観測点では粘弾性緩和による変動が陸向きとなり, 海溝向きである観測値と余効すべりの計算値と逆センスであった. このことは, 余効すべりが7年目でも継続していたことを示している.

観測値とモデル計算値の残差からは, 水平成分では1993年北海道南西沖地震(M_w7.7), 2004年釧路沖地震(M_w7.0, M_w6.7)や2008,2009年十勝沖地震(M_w6.8, M_w6.4)の余効変動とみられる系統的な残差がみられたが, 観測値は大局的には本モデルで説明できたと考えられる. その一方で, 上下成分では十勝平野に観測誤差を超える隆起の残差が系統的に分布した. 本研究では地震時すべりの深部延長側にも顕著な余効すべりが推定されているが, 本研究の対数関数モデルから予測されるよりも大きな余効すべりが陸域直下で起きたことが示唆された. 北海道においては千島海溝沿いの大地震後に隆起が観測され, その原因はプレート境界深部の非地震性すべりである可能性が指摘されてきており[例えば, Kasahara and Kato (1980)], 本研究の結果と調和的である.

5.まとめ

2003年十勝沖地震の余効変動を解析した結果, 地震後2~7年目の余効変動をモデル化する上で粘弾性緩和は無視できないことがわかった. 推定された粘弾性構造は東北地方において岩石学的, 測地学的に得られた構造と調和的であった.

S03－04

2004年釧路沖地震（M7.1）の余効変動と地震活動の特徴（2）

#青木千夏・高橋浩晃（北大理）

Characteristics of after-slip and seismic activity associated with the 2004 Off Kushiro earthquake of M7.1 (2)

#C. Aoki, H. Takahashi (Hokkaido Univ.)

2004年11月29日に釧路沖で発生した地震（M.7.1）は，沈み込む太平洋プレートと陸側プレートの境界付近で発生し，1973年根室半島沖地震（M7.4）震源域の最深部に位置するとともに，大きな余効変動を伴ったことが知られている（水藤・小沢，2006）．また，ほぼ同じ場所を震源とするM.7.1の地震が1961年に発生していて，メカニズム（宮嶋・阿部，1982，気象庁，2005）・波形（気象庁，2005）・すべり分布（EIC地震学ノート），最大余震・第2最大余震の震源がほぼ同じ場所であることなどから，繰り返し地震である可能性が指摘されている．これらの地震の震源の深さ50kmのプレート境界付近では350℃の温度が推定されている（Nakanishi et al. 2004）．

青木・高橋（2015）は，GEONET F3データを用いて2004年地震の余効変動の特徴を整理した．余震によるコサイスミックな変動を含む余効変動が本震後約1年弱継続し，各観測点での変位量の大きさは本震による地殻変動に匹敵していて，本震時と余効変動を合わせたすべり量はおよそ3mに達していた．これは，1961年から2004年までの43年間のプレート相対運動量とほぼ同じ値である．また，各観測点の変位量から断層モデルを計算したところ，余効変動のすべり域は本震大すべり域の深部および浅部に拡大していたことが明らかになっている．

1961年の地震について，2004年同様の長期かつ大きな余効変動の有無調べるため，海岸昇降検知センターによる加藤・津村（1979）の手法を適用した根室花咲，および釧路の験潮記録を調べた．特に根室花咲において地震後の明瞭なトレンド変化が見られ，1961年2004年両者ともそれまでの沈降に対して数cmの隆起と，1~数年間にわたる沈降の停滞を示すシグナルが乗っているように見える．これらのデータは，1961年の地震でも2004年と同じように大きな余効変動を伴っていて，地震後の大きなすべりがあった可能性を示唆している．もし，この仮定が成り立てば，少なくとも20世紀後半においては，この領域ではプレート運動による相対変位をほぼすべて地震とその余効変動によって解消している可能性がある．これは，この地域で明確なスロースリップイベントが確認されていないことと調和的である（西村，2015）．

2004年および1961年の地震で大すべり域となった領域は，北北東方向に帯状に平行に分布する2つの定常的な地震活動域に囲まれている普段は地震の発生していない「空白域」とほぼ一致する．また，2004年地震の余震活動は，そのほとんどが定常的な帯状の地震活動が見られる大すべり域の周辺部で発生していて，大すべり域内部での余震はほとんど見られず，2016年現在までもこの状態が継続している．また，北海道大学の震源カタログが整備された1976年から2004年の本震までも同様な空白域の周りに地震活動がある状況が続いていることが確認されている．この観測事実は，2004年や1961年の大すべり域となった領域は，まさつ強度の空間的な不均質性が小さく，本震破壊強度に至るまでは地震を起こさず，本震時に全てのすべりを解消するような特性を持っている可能性を示唆するものと考えられる．

この地震の帯の中にはM4.4の相似地震活動が知られていて，ほぼ一定の繰り返し間隔で発生していることから，ローディングが一定の速度で起こっている可能性を示唆している（気象研究所，2015）．また，この領域から西に約30kmはなれた場所でも相似・繰り返し地震活動があり，ほぼ一定の間隔での地震の発生が知られていて，2015年5月から2017年7月までの間に70％の確率での発生が予測されていたが（佐鯉ほか，2012），2016年3月30日に発生が確認されている．これらのデータは，1973年根室半島沖地震のダウンディップ側では定常的なプレート境界でのすべりが続いていて，1973年地震の震源域の応力を順調に増加させていることを示唆しているのかもしれない．大きな余効すべりは，この領域での応力状態を反映している可能性もある．また，温度構造からは，この周辺が速度弱化と速度強化の境界域にあたっている可能性が考えられる．

GNSSデータによる固着状況の調査からは，1973年根室半島沖地震震源を含む領域ではほぼ完全な固着状態であることが知られている（国土地理院，2014）．一方，今回の研究からはそのプレート境界深部では少なくともこの半世紀はほぼプレート相対運動に相当するすべりの解消がすすんでいることが示唆された．このことから，次の根室沖地震に向けて着実に応力増加が進んでいることが考えられる．今後，この領域のすべりをモニターすることにより，プレート境界浅部の挙動を明らかにできる可能性もあり，中規模相似地震活動を含めた関連データの監視を続ける予定である．

謝辞：海岸昇降検知センターの験潮データを利用させて頂きました．

S03−05

北東アジア地域における日本周辺の大地震に伴う長期余効変動の影響の推定

#大園真子・高橋浩晃（北大理）・N. V. シェスタコフ（ロシア極東大・ロシア応用数学研）・孟国杰（中国地震局）・M. D. ゲラシメンコ（ロシア応用数学研）

Long-Term Effect of the Postseismic Deformation in NE Asia Affected by the Large Earthquakes Around Japan

#M. Ohzono, H. Takahashi (ISV, Hokkaido Univ.), N. V. Shestakov (FEFU, RAS), G. Meng (IES-CEA), M. D. Gerasimenko (RAS)

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)により，日本のみならずその周辺の北東アジア地域でも余効変動が観測されている (例えば，Shestakov, 2012). これは本震から5年経過した現在でも続いており，長期，広域に及ぶ粘性緩和の影響を受けているものと考えられる．これまで，日本周辺の沈み込み帯では大きな地震が繰り返し発生しており，もしその時代に遡って測地観測が可能であったならば，北東アジア地域でも余効変動シグナルが検出されていたかもしれない．余効変動があったとすると，比較的安定していると考えられる大陸側の定常的な地殻変動に影響を与えていた可能性があり，プレートやブロック運動を考える際に，定量的に考慮する必要がある．本研究では，2011年東北地方太平洋沖地震を含め，日本周辺の沈み込み帯で発生した過去のM8.0以上の18個の地震が北東アジアで余効変動を発生させた可能性について，単純な粘弾性緩和モデルを使って確認する．

2. データと手法

粘性緩和モデルには，球面成層構造を仮定したPollitz (1997) のVisco-1Dを使用する．本研究では弾性層を仮定した上部と，Maxwell粘弾性層を仮定した下部の2層構造を仮定し，先行研究に基づく断層パラメター (例えば，佐藤・編, 1989) で断層運動を与えたときの余効変動の時空間分布を求めた．粘性緩和のシグナルは，弾性層の厚さと粘弾性層の粘性係数によって大きく変化することから，これらのパラメターがより現実的な値になるように推定する必要がある．本研究では，北東アジアのIGS観測点13点で観測された，2011年東北地方太平洋沖地震による余効変動場を説明するようなパラメターを推定し，この値を他の地震にも適用することにした．IGS点の余効変動シグナルは，2008年1月から2016年4月までの日座標値をGISPY6.4のPPP-AR法によって推定し，地震前の日座標時系列が定常と仮定して，そのトレンドを差し引くことで余効変動時系列を抽出した．

3. 結果とまとめ

3.1 2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動場

北東アジアでは，5年経過した現在でもdeaj(韓国)やsuwn(韓国)で45~50mm，bjfs(北京)でも10mm程度の余効変動シグナルが検出された．これらの変動を説明するために，弾性層の厚さと粘弾性層の粘性係数を推定したが，弾性層の厚さは値を変化させてもそれほど結果に大きな違いは生じなかった．粘性係数については，1×10^{18} Pa s程度としたときに，各点の余効変動時系列をよく説明した．

3.2 過去の地震による余効変動の影響

2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動場から決定できなかった弾性層の厚さについては，地震波トモグラフィの結果 (Yoshizawa et al., 2010) を元に，65kmと仮定して各地震による北東アジアでの余効変動場を求めた．

結果として，多くの地震で北東アジアにおける余効変動が予想され，例えば，1498年の東海地震 (M8.6) では北東アジアの広域で10年間の間に数cmの余効変動が予想される．図1に中国長春で予想される余効変動による累積変位と観測点の速度変化を示す．速度変化にすると数mm/yrの変化ではあるが，特に地震が多くなる1900年以降は，余効変動によって定常地殻変動場は乱されていた可能性がある．

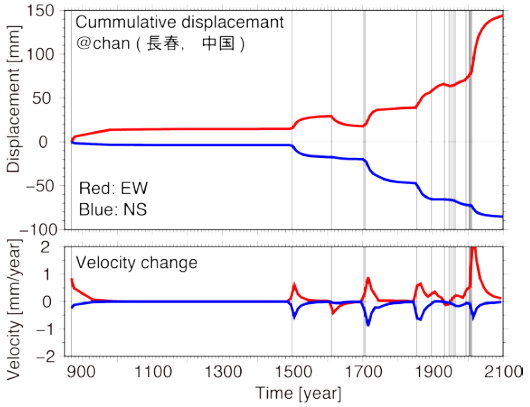


図1．中国長春(chan)で予想される水平方向の余効変動時系列．上図は累積地殻変動量(赤が東西，青が南北成分)，下図は速度変化を示す．黒の実線は地震が発生したタイミングを示す．

S03−06

2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動モデル

#水藤尚（国土地理院）

Postseismic Deformation Model of 2011 Tohoku-oki Earthquake

#Hisashi SUITO (GSI of Japan)

はじめに

平成23年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震に引き続いて、大規模な余効変動が広範囲に観測されている（図1(a)）。この余効変動の地震後5年間の累積の変動の特徴は、水平変動では東向きの変位が顕著である。上下変動は複雑で、岩手県北部を除く太平洋側では隆起、東北地方内陸から日本海側にかけては沈降が広がっている。そして、関東から甲信越地方と北海道南部では隆起が観測されている。一方、海上保安庁や東北大学が東北地方太平洋沖に設置している海底地殻変動観測点では、宮城県から岩手県沖合では西向きの変位が卓越し、福島県から千葉県東方沖では陸域と同じく東向きの変位が観測されている。海域での上下変動は千葉県東方沖での隆起を除いて沈降が観測されている。

本稿では、地震後5年間の累積の変動に基づき、粘性緩和による変動を数値計算により見積り、その変動を観測データから取り除き、余効すべりのすべり分布を推定した。そして、粘性緩和と余効すべりが、観測されている余効変動に対して，それぞれどの程度の寄与があるかについて議論する。

粘性緩和による変動の特徴

粘性緩和による変動は粘性構造および粘性率に大きく依存する。本稿では、ウェッジマントル、海洋マントル、LABの3つの領域に対してマクスウェルの粘弾性体を仮定した。また、それぞれの媒質は深さ方向に40kmごと異なる粘性率を与えている。現時点で最適な結果に基づく粘性緩和による変動の特徴は、陸域では東向き、海域では西向きの変動が生じる。上下変動は、震源域周辺の海溝側で大きく沈降するが、陸域の太平洋側で隆起、日本海側で沈降し、概ね観測データの特徴を説明する結果が得られている（図1(b)）。粘性構造によって特に上下変動は大きくその傾向が異なることに注意が必要である。

粘性緩和による変動を観測データから取り除くと、東北地方北部の岩手県周辺と東北地方南部の福島県から関東地方にかけて、東向きの変動が顕著に残っている（図1(c)）。東北地方中部の宮城県から山形県にかけては、ほとんど変動が残らない。上下変動は、太平洋側の隆起と海域の沈降は粘性緩和によりほとんど説明され、東北地方太平洋側で沈降、日本海側で隆起という変動が残る。

余効すべり分布の推定結果

余効変動が余効すべりのみによるものだと考えた場合には、すべりのピークは深さ40km付近で最大6m弱に達し、すべりは太平洋岸に沿ってほぼ一様に推定された。一方、粘性緩和による変動を取り除いた場合には、岩手県沿岸、福島県沖合、銚子付近にかけてすべりが推定され、宮城県沖周辺にほとんどすべりは推定されなかった。すべりのモーメント量は余効すべりのみを考えた場合に比べると25%程度となった。

これまで地震直後の変動は余効すべりによる変動が支配的だと考えられてきた。しかし、東北地方太平洋沖地震の場合には、粘性緩和による変動の影響は小さくなく、余効すべりよりは粘性緩和の方が支配的である。粘性緩和による変動を無視すると余効すべりの推定結果は大きく変わり、かなりの過大評価となる。余効すべりの推定は粘性緩和による変動の結果に大きく依存する。また、粘性緩和による変動は粘性構造および粘性率に大きく依存する。従って、余効すべりのモニタリング、そしてプレート間の固着状態を適切に評価していくためには、粘性構造および粘性率を如何に確立するかが重要な事項である。これらのパラメータによってすべりの推定結果は大きく変わることに注意が必要である。

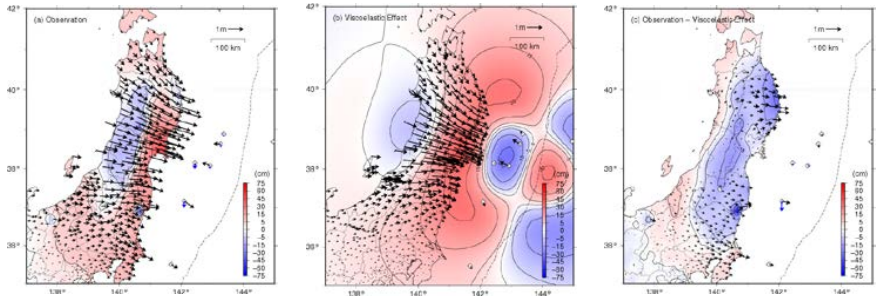


図1　（a）地震後5年間の余効変動の観測値。（b）地震後5年間の粘性緩和による変動の計算値（暫定）。（c）観測値から粘性緩和による変動を取り除いた変動（(a)−(b)）（暫定）。

S03－07

東北日本における弾性歪み収支

#鷺谷　威（名大・減災セ）・Angela Meneses-Gutierrez（名大・環境）

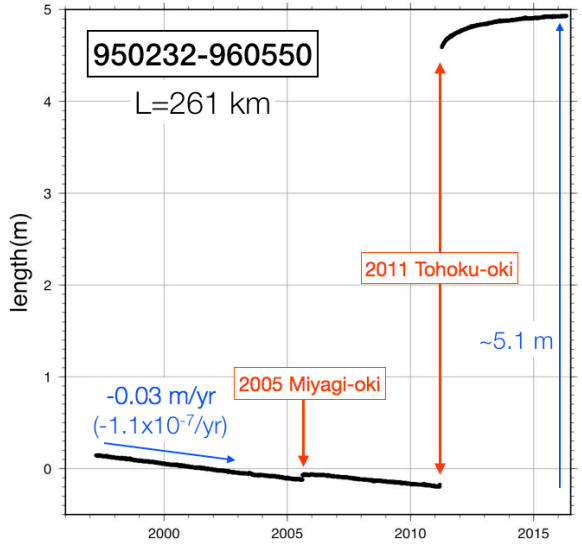
Elastic Strain Budget in Northeast Japan

Takeshi SAGIYA (DMRC, Nagoya Univ.) and Angela Meneses-Gutierrez
(Grad. School of Environmental Studies, Nagoya Univ.)

日本列島の地殻歪み速度に関して，三角測量から推定された値（0.1ppm/年のオーダー）が地質・地震データから推定される値（0.01ppm/年のオーダー）より 1 桁大きいことが指摘され地殻歪み速度パラドックスと呼ばれていた（橋本, 1990，Shen-Tu et al., 1995）．この問題に対して，池田（1996）は，測地学的な歪みがプレート境界における固着の影響を含んでおり，巨大地震が発生して歪みの大部分を解消するという仮説を提唱した．2011 年東北地方太平洋沖地震の発生およびそれに伴って東北日本で観測された東西伸張歪みは，この仮説が基本的に正しかったことを示している．この解釈によれば，測地学的に観測されていた地震間の歪みは，必ず大地震の発生によって解消しなければならないが，そのような歪み収支に関する定量的な考察は未だ十分に行われていない．

図は，東北日本をほぼ東西に横断する両津と牡鹿の電子基準点間の基線長変化である．地震間におよそ 0.11 ppm/年の短縮が生じ，東北地方太平洋沖地震および余効変動（5 年間）によって，約 20 ppm の伸びを生じたが，この伸びの大きさは地震間の歪み速度に対して高々 200 年弱分に過ぎず，東北地方太平洋沖地震タイプの地震の再来周期が 400 年～800 年程度（地震調査研究推進本部, 2012）と考えられるのに対し，歪みの解放量が小さ過ぎる．

Meneses-Gutierrez and Sagiya (2016)は，日本海東縁歪み集中帯において，東北沖地震前後を問わず 0.04~0.1 ppm/年の定常的な短縮が起きていることを指摘しており，上記の基線に見られる地震間短縮のうち 10~30 %は，定常的な非弾性変形の効果と考えられる．また，粘弾性緩和による余効変動の影響は今後数十年単位で継続する可能性があり，歪み収支から期待される地震の再来間隔はその分だけ伸びることになる．さらに，2005 年宮城県沖地震のようなひとまわり小さい地震が 40 年に一度 0.05~0.1 m 程度の伸張を生じると仮定すれば，再来間隔 400 年程度の場合について，歪み収支がほぼ成立する．一方，500 年以上の再来間隔を考える場合，奥羽脊梁等における非弾性変形の寄与や地震間歪み速度の時間変化等を考慮する必要がある．



図：電子基準点 950232（両津）と 960550（牡鹿）間の基線長変化

S03－08

Detailed Crustal Deformation in Northern Niigata-Kobe Tectonic Zone as Observed by Dense GPS Network

#Angela Meneses-Gutierrez (Nagoya Univ.)
and Takeshi Sagiya (Nagoya Univ.)

Sagiya et al., (2000) first recognized the Niigata Kobe Tectonic Zone (NKTZ), a localized E-W contraction region along the Japan Sea coast of central Japan. However, the mechanical nature of the contraction remained unknown.

The occurrence of the 2011 M_w9.0 Tohoku-oki earthquake provided an opportunity to study how NKTZ responds to different boundary conditions. Based on such an idea, Meneses-Gutierrez and Sagiya (2016) studied strain rate distributions from GEONET sites in central Japan before and after the earthquake. They found a persistent localized contraction in northern NKTZ, demonstrating that the concentrated contraction is mainly inelastic in the form of aseismic fault slip. However, a complete scale characterization of the inelastic deformation source was not possible due to limited spatial resolution of the GPS data.

Nagoya University has been conducting observation campaigns in a linear dense GPS array across the Mid-Niigata region since November 2008. Additionally, 20 continuous sites were also deployed on December 2010 to improve the spatial resolution in northern NKTZ (Fig. 1). Combination of these stations with the GEONET sites allows more detailed description of the deformation pattern in the area. EW velocity profiles across the region with respect to site 960964 before (2008-2010) and after the Tohoku-Oki earthquake (2013-2015) show persistent localized contraction, consistent with the results found by Meneses-Gutierrez and Sagiya (2016). However, the addition of new sites constrained the width of the deformation and its location. For the velocity profile shown in Fig. 1, the deformation zone is identified over 30 km wide section around 138.8ºE, to the south of the source region of the 2004 M6.6 Chuetsu Earthquake, along the Tokamachi fault traces.

We calculate horizontal strain distributions from dense GPS network data before and after the Tohoku-oki earthquake using the Shen et al.'s (1996) method with a distance decay constant of 10 km. Then, we decompose them by their spatial length following Meneses-Gutierrez and Sagiya (2016). We find a persistent strong contraction in the short wavelength on the order of 100 nanostrain/yr, larger than the one they described. We estimate fault model to fit the strain distribution using Okada's (1992) and we proceed to discuss the deformation process in Northern NKTZ considering the geological setting.

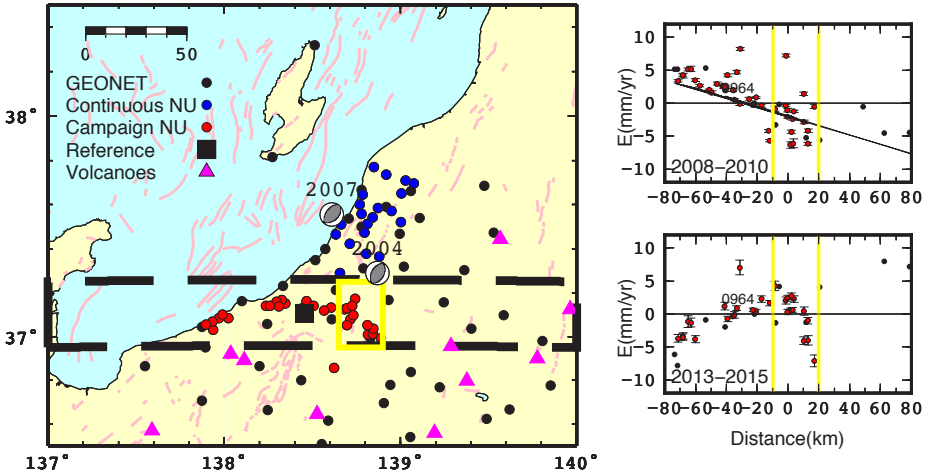


Fig. 1. Dense GPS network array and velocity profile before and after the Tohoku-oki region. Localized contraction on Yellow region.

10/7　A 会場　午前

S21－27

ALOS-2のSARデータで捉えられた2016年熊本地震の地殻変動

#矢来博司・小林知勝・森下遊・藤原智・中埜貴元（国土地理院）

Surface displacement associated with the 2016 Kumamoto Earthquake revealed from ALOS-2/PALSAR-2

Hiroshi Yarai, Tomokazu Kobayashi, Yu Morishita, Satoshi Fujiwara, Takayuki Nakano (GSI)

はじめに

2016年熊本地震では、前震（4月14日 M6.5、4月15日 M6.4）および本震（4月16日 M7.3）に伴う地殻変動が、ALOS-2（だいち2号）のSARデータを用いたSAR干渉解析（InSAR）により空間的に詳細に捉えられた。また、Multiple Aperture Interferometry (MAI)解析やPixel Offset解析により、InSAR解析では把握することが難しい変動の南北成分や、断層近傍の変位勾配が大きい領域の変動も把握されている。また、これらの解析結果から、三次元変動成分の分布も求められている。本講演では、解析で得られた地殻変動と、その特徴について紹介する。

前震（4/14 M6.5, 4/15 M6.4）に伴う地殻変動

4月14日のM6.5および4月15日のM6.4の地震では、日奈久断層帯の高野－白旗区間で地殻変動が見られ、断層運動がこの区間で生じたと考えられる。変動は断層帯の西側で見られ、震源断層が西傾斜であることを示唆する。InSAR解析では北西部で衛星に近づく向き、南西部で衛星から遠ざかる向きの変位、MAI解析では断層の西側で北向きに最大約20cmの変位が検出され、断層運動が右横ずれであったことを示している。

本震（4/16, M7.3）に伴う地殻変動

熊本地震の本震では、布田川断層帯周辺で顕著な変動が捉えられた。東北東－西南西に走る布田川断層帯を境界として、南北で変位が不連続となっている。布田川断層帯に沿って、地表地震断層が出現したことと調和的である。この変位の不連続帯は日奈久断層帯にも延びており、本震の際に布田川断層帯に加え、日奈久断層帯でも断層運動が生じたことを示唆している。また、布田川断層帯の東側延長では、阿蘇カルデラ内で変位の急変帯がやや北にステップして続いており、東側では異なるセグメントである可能性がある。

震央から約10km東の付近で最大の変位が見られ、震央から離れた東側に滑りの中心があることを示唆している。三次元変動では、東に約1.5mの変位、約2mの沈降となっている。この変動が大きい領域では、布田川断層帯の南に出ノ口断層が並行して走っている。この出ノ口断層とその東側延長部で変位の急変帯がみられ、断層の北側では沈降、南側では隆起で、また横ずれ成分は布田川断層帯とは逆に左横ずれ変位を示している。従って、布田川断層帯と出ノ口断層は単純なスリップパーティショニングの関係ではないと考えられる。

熊本地震では、上記のような主要な断層運動による地殻変動に加え、多数のリニアメントで変位が検出されたことも特徴である。阿蘇カルデラ内の東側で布田川断層帯と平行な東北東－西南西走向のリニアメント、阿蘇外輪山の北西側では西北西－東南東走向のリニアメントなどが検出された。また、熊本市の水前寺公園周辺でも北西－南東走向のリニアメントが複数見られている。これらのリニアメントでは、相対的に数cm～数十cmの変位が生じている。現地調査では一部ではあるものの地表変位が確認されており、実際に地表近くまで断層変位が及んでいることを示唆している。現時点ではこれらの成因は不明だが、一部のリニアメントでは余効変動も見られており、一部は余震に伴って生じた可能性も考えられる。

また、これら以外にも側方流動や地すべりなど非テクトニックな変位も数多く見られた。

余効変動

GEONETでは、ほぼ九州全域にわたる広範囲で余効変動が観測されているが、断層近傍での変動は不明である。地震直後の撮像データと、その後のデータとのInSAR解析の結果、断層沿いの一部でわずかな沈降が捉えられた。また、上述のように一部のリニアメントでもわずかな沈降が見られている。

謝辞：本研究で使用したALOS-2データの所有権は，（国研）宇宙航空研究開発機構（JAXA）にあります．これらのデータは国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループ（地震WG）の活動に基づいて，JAXAから提供されたものです．

S21－28

熊本地震から考える地震学会が社会に果たす役割

#山岡耕春（名古屋大学・環境学研究科）

Action of SSJ for the society.

#Koshun Yamaoka (Nagoya Univ.)

The mission of the Seismological Society of Japan is both to promote the cutting-edge science on earthquake and disseminate the knowledge of earthquake to the society. This common understanding is not enough for the reduction of earthquake disasters. Though most of the fault in disaster mitigation measures arose from lack of knowledge of earthquakes that had been already common in the community of earthquake science, some arise from the statistical approach in engineering over the lack of theoretical study. Interactive network among knowledge and actions is necessary to get over this kind of problem.

KAN (Knowledge-Action Network)がFuture Earth により提言されている。これは持続可能な地球環境のため、研究者からステークホルダーまで様々な分野・セクターが協力するというフレームワークであり、課題を共有しつつ仕事を進めていくというものである。地震防災においても、研究者・行政・ステークホルダーとの協働の必要性が叫ばれ、多くの大学に地域連携のために防災や減災の研究センターが設けられるようになってきた。

日本地震学会においても、1995年の阪神淡路大震災以来、地震学で得られた知見を社会に伝えるための努力が営々となされてきた。2011年の東北地方太平洋沖地震後もで学会内で活発な議論がなされ、「地震学を社会に伝える連絡会議」を新たに組織して活動を行ってきた。しかし、地震による災害を軽減するためには、地震学の知見を「伝える」だけでなく、KANのような双方向のコミュニケーションにもとづく協働の必要があると考えるようになった。

1）地震学で得られた知見を防災に活かす

今の地震学会の活動はここに重点が置かれている。しかし、知見がどの様に利用されているかを知らない限り，地震学の知見が適切に活かされているか，あるいはいないかを知ることはできない。過去の例としては、以下の様な例がある

・阪神淡路大震災前の神戸市の防災上の最大想定震度が過小評価されていた。
・東日本大震災前、海溝沿いの津波地震の知見が防災に活かされていなかった。
・高層ビル設計では、地震動は短周期で揺れると考えられていた。

いずれも地震に関する理論的研究やそれ以前の研究成果の理論的帰結として課題があることは明らかであるものの、実社会において活用されなかった例である。社会的に問題となったのは、実際に観測されたり、災害を経験した後であり、地震学からの理論的予想は必ずしも受け入れられない。

熊本地震では長周期震度階級4という非常に大きな長周期の揺れを観測した。これは、地震動の近地項の影響であるという考えが、例えば古村（2016.6.30@名古屋大学）によって示めされた。そうであるならば、特に地表にまで食い違い他現れた場合の地震動の想定に関しての見直しが必要となるだろう。

2）防災を進める上で必要な地震学の研究

地震発生層を断ち切る垂直な断層による強震動評価について、現在広く用いられている方法ではモーメントが過小評価になると指摘されている（島崎、2016「科学」）。これは地震のスケーリング則における断層の小さな地震（L^3スケーリング）と長大断層（Lスケーリング）の遷移領域における課題である。従来は過去の震源パラメータのデータから統計的に議論されていた領域であるが、理論的な検討を進めるべきであろう。

1）も2）も、ここに上げたものは問題が明らかになった事例であるが、これ以外も潜在的な課題がまだまだ存在する可能性がある。地震学のコミュニティは地震工学・防災の研究や実務の分野と広く交流することにより、課題を共有して研究を進め、場合によっては経験する前に問題を指摘する必要があろう。

3）地域が主体になった地震防災に対する貢献

熊本地震前に地元自治体が熊本県は地震が少ないとして企業誘致をしていたと指摘されている。過去100年余りの地震発生頻度を根拠にしたPRだったが、限られた期間のデータから地震活動度を推測するのが不適切であることは地震学では常識であり、地震本部の地震動予測地図でも熊本は必ずしも強震動リスクが低い場所でないことは分かる。企業誘致は県の産業系の部局の仕事であり、防災部局からの指摘は、行政の縦割りの中で難しかったのかも知れない。

このような地域における地震学の知見の不適切な利用は、中央から直接指摘することは難しい。地域の地震の専門家と行政とのコミュニケーションの中で解決すべきであろう。しかし、日本地震学会の会員は関東地方や大都市域に偏在しており、地元熊本大学には地震学会会員が一人もいない。このようなことも、地域における地震学の知見の適切な活用の障害となっている可能性がある。

2016年熊本地震で発生した地震動と建物被害

#境有紀・汐満将史（筑波大）・神野達夫（九州大）

Strong ground motions during the 2016 Kumamoto Earthquake and damage to buildings and houses

#Yuki Sakai, Masashi Shiomitsu (Univ. of Tsukuba), Tatsuo Kanno (Kyushu Univ.)

2016年熊本地震では，益城町を中心に甚大な建物被害が引き起こされた．ここでは，観測された地震動と建物被害の関係について簡単に述べる．

(1) 震度7を記録した益城町宮園震度計，KiK-net益城，秦らによる臨時観測点の記録[1)]（いずれも4/16のM7.3の地震，以降，本震）と過去の強震記録の加速度応答スペクトルを比較して図1に示す．建物の大きな被害を引き起こす周期1-2秒[2)]を見ると益城町宮園震度計は，これまで最大だった1995年兵庫県南部地震のJR鷹取を上回っており，史上最悪の強震記録となった．筆者らの調査による実際の被害も地震計から半径200m以内の木造全壊率は44.4%と甚大であった．

(2) 一方，KiK-net益城や秦らによる記録を見ると，1-2秒応答は震度計ほどではないが，1秒よりやや短い周期に大きなピークがあることがわかる．このような地震動は，過去ほとんど発生していないが，もし発生すれば，1-2秒が対応する古い木造建物より，耐力が高く周期が短い木造建物に大きな被害を及ぼす危険性が指摘されていた[3)]．観測点周辺の被害調査を行ったKiK-net益城と益城町宮園震度計の建設年ごとの全壊率（図2）を見ると，益城町宮園震度計は，古い建物ほど大きな被害となっているが，KiK-net益城は，新しい建物でも同程度の被害となっていて，そのような傾向が確認される．

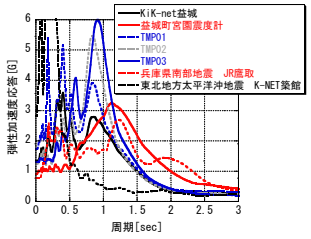
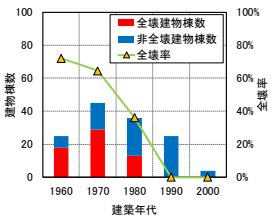
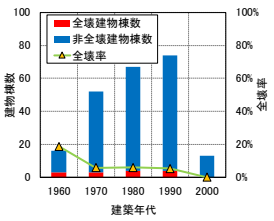


図1　加速度応答スペクトル(h:5%)



(a)益城町宮園震度計



(b)KiK-net益城

図2　観測点周辺の建築年代分布と全壊率

(3)益城町で大きな建物被害となった原因として，4/14のM6.4の地震（以降，前震），本震と震度7が連続したことが指摘されている．そこで，前震のみ，本震のみ，前震＋本震の3ケースについて，木造建物の挙動を模擬した修正Takeda-Slipモデルを繰り返しによる耐力低下を考慮できるよう改良し[4)]，地震応答解析を行った．得られた解析結果と木造建物の平均的な周期（耐力）分布[5)]から全壊率を算出した所（図3），連続した事による全壊率の増加は，10～20%程度であることわかる．

(4) 超高層建物や免震建物に大きな影響を及ぼす，5秒以上のやや長周期地震動は，1999年台湾集集地震や2015年ネパールゴルカ地震などで発生していたが，今回，西原村震度計で観測された．ダンパーの影響も考慮に入れた減衰10%の変位応答スペクトル（図4)を見ると，西原村震度計の長周期の変位応答は，一般的な免震建物のクリアランスを大きく越えて2m近くになっており，このような地震動が超高層建物や免震建物のある場所で発生すれば被害に繋がった可能性がある．

(5) 前震と本震で震度6弱以上を観測した強震記録の加速度応答スペクトル（図5）を見ると，多くは，0.5秒以下の極短周期が卓越したものであり，震度は大きくなるものの建物の大きな被害は引き起こさないものであることがわかる．

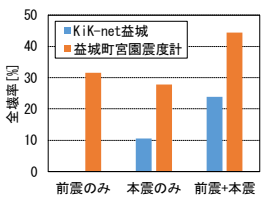


図3　地震応答解析による全壊率

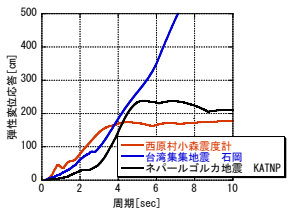


図4　変位応答スペクトル(h:10%)

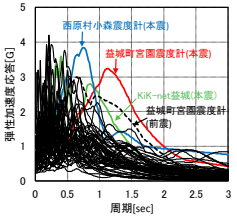


図5　震度6弱以上の記録の加速度応答スペクトル(h:5%)

謝辞　防災科学技術研究所，気象庁，熊本県，大分県，USGS，台湾交通部中央気象局，秦らによる臨時観測点[1)]の波形データを使用させていただきました．

参考文献 1) Yoshiya HATA, Hiroyuki GOTO, and Masayuki YOSHIMI, Preliminary Analysis of Strong Ground Motions in the Heavily Damaged Zone in Mashiki Town, Kumamoto, Japan, during the Main Shock of the 2016 Kumamoto Earthquake (Mw7.0) Observed by a Dense Seismic Array, Seismological Research Letters, in printing.2016. 2) 境有紀，神野達夫，纐纈一起，震度の高低によって地震動の周期帯を変化させた震度算定法の提案，日本建築学会構造系論文集，第585号，71-76，2004.11. 3) 境有紀，汐満将史，五十田博，荒木康弘，松森泰造,木造建物を対象とした入力地震動と建物耐力をパラメータとした振動実験と地震応答解析（その1）入力地震動と建物耐力をパラメータとした振動実験，日本建築学会大会学術講演梗概集，2016.8（掲載予定）4) 汐満将史，境有紀，五十田博，荒木康弘，松森泰造：木造建物を対象とした入力地震動と建物耐力をパラメータとした振動実験と地震応答解析（その2）一自由度系地震応答解析による実験結果の再現，日本建築学会大会学術講演梗概集，2016.8（掲載予定）5) 境有紀，飯塚裕暁，非線形地震応答解析による地震被害推定を目的とした平均的な木造建物群モデルの構築，日本地震工学会論文集，第9巻，第1号，32-45，2009.2.

S21－30

2016年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査（その１）

#久田嘉章、金田惇平、寺本彩乃（工学院大学）

Investigation of Building Damage near the Surface Faults of the 2016 Kumamoto Earthquake

#Yoshiaki Hisada, Junpei Kaneda, Ayano Teramoto (Kogakuin Univ.),

１．はじめに

2016年4月16の熊本地震（本震）では広範囲に地表地震断層が出現し、最大で2m近い右横ずれ・正断層型のすべり変位が生じた。地表地震断層に起因する建物の被害性状には不明な点が多く、既往の地震の際、地表断層近傍の地震動はあまり強くない場合が多く、断層直上のすべり変位に起因する地盤変状による被害が顕著になる多くの調査事例が報告されている（例えば文献[1]）。著者らは、地震後に地表地震断層が出現した近傍地域を中心に建物被害調査を実施し、その被害性状と今後の活断層対策に有益な情報を整理した。本報告（その1）では、特徴的な強震観測記録の性状と、建物被害調査の概要を説明し、（その2）では地域ごとに具体的な建物被害の事例を紹介する。

２．地表地震断層近傍の強震観測記録の特徴

震源域の益城町や西原村では震度7の強震観測記録が得られており、地表断層近傍では明瞭な断層すべりに起因する明瞭なフリングステップと周期約1秒以上で400 cm/sを超える速度応答スペクトル（5%減衰）を観測し、これが強震動による建物被害の場合、南北より東西方向に傾斜・倒壊が卓越した原因のひとつと考えられる（その2参照）。一方、1995年兵庫県南部地震の際、神戸市で観測されたような断層面に直交する成分に卓越する指向性パルス（キラーパルス）は、明瞭には確認されていない。これは恐らく熊本地震の震源破壊伝播過程が複雑であり、指向性パルス発生の条件である要素地震からのパルス波がコヒーレントな重ね合わせ（建設的干渉）が生じなかったためと思われる。

３．地表地震断層近傍の建物調査

2016年5月7～8日と5月25日に地震で発生したほぼ全域の地表地震断層とそのごく近傍の建物を中心に、悉皆調査シート[1]を用いて外観目視による全224棟の被害調査（1部ヒアリングを実施）を行った。表1～4にその一部の結果を示すが、調査権から得られる主な結論は以下の通りである。

・調査建物の全体の約6割は木造の戸建専用住宅であり、8割近くは築10年以上の古い建物、約半数近くは築30年程度以上のかなり古い建物であった。
・古い家屋は一般に重い瓦屋根で、基礎は無筋のコンクリート・コンクリートブロック、部材の接合部に金物の無いなどの耐震性への配慮に欠けた建物が多数であった。特に倒壊したものは耐震設計を行っていない伝統木造の倉庫が多かった。
・地表地震断層に加え、盛土による地盤変状が半数近い建物に見られた（約43%）
・数は少ないものの、新しく耐震性の配慮した建物（RCべた基礎、バランスある多くの耐震壁、軽い屋根など）は、地表断層の直上でも大きな被害は見られなかった。
・地表断層のごく近傍でも、耐震性の著しく劣る建物でも殆ど被害が出ていない事例が多数みられた。従来の調査[1]と同様に、主要な強震動は震源断層（深さ数km程度）より発生し、それより浅い地表地震断層からは強い地震動はあまり発生していないと思われる。

４．おわりに

日本のように複雑な地形・地質の場所で、事前に活断層の大凡の位置は推定できても、高精度の特定することは困難である。建物の近傍に活断層がある場合、建設を避けることが望ましいが、そうでない場合は、地域係数は1、耐震等級は2以上とし、室内の安全対策（家具の転倒防止など）と併せて行うなど、しっかりした耐震対策を施すことにより倒壊等の大被害の可能性は殆ど無いことを確認した。一方、超高層建築や免震建築は、フリングステップや地盤傾斜など地盤変状に対するフェールセーフ対策が必要になる（建築学会の免震構造設計指針（2013）などを参照）。

表1　構造種別

構造	棟数	割合
木造	183	82%
S造	18	8%
RC造	11	5%
不明	12	5%
合計	224	100%

表2　階数

階数	棟数	割合
1階	82	37%
2階	130	58%
3階	7	3%
4階	2	1%
1階+2階	1	0%
不明	2	1%
合計	224	100%

表3　築年

築年	棟数	割合
30年以上	113	50%
30～10年	67	30%
10年以下	39	17%
不明	5	2%
合計	224	100%

表4　被災度

被害度	棟数	割合
D0(無被害)	40	18%
D1(軽微)	64	29%
D2(一部損壊)	40	18%
D3(半壊)	25	11%
D4(全壊)	24	11%
D5(倒壊)	22	10%
D6(完全倒壊)	9	4%
合計	224	100%

謝辞

本調査には著者の他、村上正浩・柳田悠太郎・進藤俊弥氏（工学院大）、境茂樹・森清隆・仲野健一・東條有希子氏（安藤ハザマ）、木本幸一郎氏（SAI構造設計）、大原美保氏（土木研究所）、小林亘氏（東京電機大）、鈴木 光氏（減災アトリエ）が参加しました。また本研究はJSPS科研費 JP16K06586の助成を受けています。

参考文献：1）久田 ほか:2011 年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査、日本地震工学会論文集、Vol. 12 (2012) No. 4、p. 4_104-4_12

S21－31

2016年熊本地震の益城町郊外に生じた地表地震断層近傍における震動被害に関する考察

#香川敬生・吉田昌平・上野太士（鳥取大院工）

A Study on Disaster by Ground Motions in the Vicinity of Surface Fault Rupture appeared at suburbs of Mashiki town due to the 2016 Kumamoto Earthquake

#Takao Kagawa, Shohei Yoshida, and Hiroshi Ueno (Tottori Univ.)

Aftershock and microtremor observations were conducted in the vicinity of surface fault ruptures at suburbs of Msshiki town due to the 2016 Kumamoto Earthquake. Our target of the observations is searching out the difference of ground motions between surface faulting areas without severe damages and severely damaged areas without surface faulting.

平成28年熊本地震による益城町の被害を調査し，郊外に現れた地表地震断層直近では断層変位による被害は見られるものの，震動に起因する被害が極端に小さいと思われることを確認した．このような現象は過去の被害地震でも見られており，その要因を考察することは震源断層近傍の地震被害を検討するにあたって重要である．

そこで，益城町下陳で断層変位による被害が見られた家屋（写真1）の隣家（無被害）の庭先（地表地震断層直近側）と，約1km北側の秋津川右岸で木造家屋の倒壊が多く見られた田原地区の消防団倉庫で約24時間の余震観測を実施し，両地点で共通の42地震を観測した．このうち20地震の記録を用いて，下陳に対する田原のスペクトル比を求めた結果を図1に示す．地表地震断層を生じる場所は堆積層が薄く，地盤増幅による影響が小さいと考えることができるが，確かに下陳よりも田原の揺れが大きくなっている。この差を震度に換算すると0.45程度となる．実際の被害は，下陳で地震計を設置させて頂いたお宅では液晶TVが倒れた程度（震度5弱～5強：5.0）であったのに対して，田原では耐震性の低いと思われる木造家屋が多く倒壊しており（震度6強：6.0以上），震度1.0以上の差があったものと考えられる．したがって，地表地震断層を生じた際には，余震観測記録に見られる地盤増幅特性以外の要因が生じたことが想定される．

地表地震断層を生じた地点では，断層ごく近傍において，断層を挟んだ2点あるいは断層付近で単点3成分微動観測を実施した．対象としたのは，益城町杉堂，下陳で余震観測を実施した地点を含めて2ヶ所，上陳，福原，益城町中心部の木山付近の6ヶ所である．何れの地点でも，周辺で実施したものに比べて，H/Vスペクトルのピークが明瞭に見えないことが特徴として挙げられる（図2）．このような傾向は1943年鳥取地震における鹿野断層付近で実施した高密度微動観測でも見られており（野口ほか，2016，本大会），今後検討したい事象である．

ごく浅層部における断層すべりによる短周期S波の放射，地表面に向かうS波中間項・近地項の影響，断層破砕帯における非線形地盤応答など，断層ごく近傍の強震動を検討するには解決すべき課題が多い．今回の事例や1943年鳥取地震をはじめ過去の事例を参考に，これらの課題に取り組んで行きたい．



写真１　益城町下陳で断層変位の影響を受けた家屋

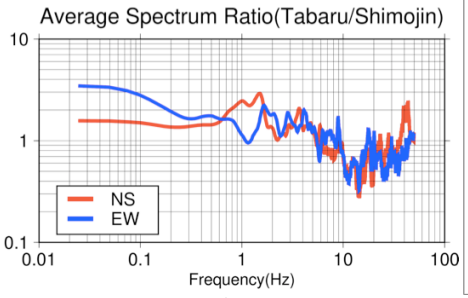


図１　田原/下陳のスペクトル比

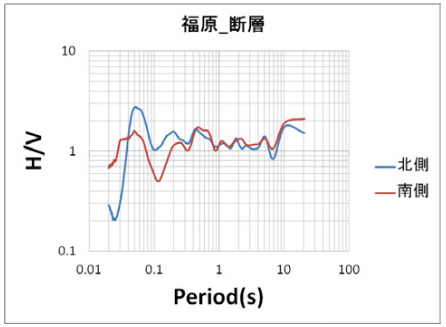


図２　益城町福原の地表地震断層をはさんだ微動H/Vスペクトル

謝辞　調査の実施にあたり，観測場所や一時的な駐車スペースを快くお貸し頂いた現地の皆様に感謝します．観測には白山工業製のJU410を利用しました．

S21－32

常時微動に基づく熊本県益城町の浅部S波速度構造

#長郁夫(産総研)・卜部厚志(新潟大)・中澤努・佐藤善輝(産総研)

Shallow S-wave velocity structure at Mashiki town Kumamoto, obtained by microtremor survey

#Ikuo Cho(AIST), Atsushi Urabe (Niigata Univ.),Tsutomu Nakazawa, Yoshiki Sato (AIST)

2016 年熊本地震により熊本県益城町とその周辺地域では建物に甚大な被害が生じた．地震後の現地調査により，甚大な被害は特定の地形に集中していることが分かった(中澤他, 2016)．我々は，益城町南部の被害集中域（台地傾斜下半部；Lower slope，Ls）と北部の比較的被害が小さかった地域（台地傾斜上半部；Upper slope，Us）における地震動の増幅の相違を評価するための基礎資料として，益城町における深さ数 m から数 10m までの地盤構造を常時微動を用いて評価した．

■観測

2016 年 6 月 6 日から 6 月 9 日に，Us，Ls の両方を縦断する 1.5km 長の測線 3 本を含む 4 測線に沿う 45 地点で微動アレイ観測を実施した．1 地点につき半径 0.6m の正三角アレイと半径 3-5m の 3 点不規則アレイを展開した．7 地点では半径 14-26m の 3 点不規則アレイも追加的に実施した．

アレイを構成する地震計は 3 成分サーボ型加速度計とした．この地震計は少なくとも本論の解析対象周波数範囲でフラットな応答特性を有する．また，本論のようなアレイのサイズに対し適切な結果が得られることが分かっている．各地点で GPS により時刻を同期し 0.01s 刻みで 15 分間記録した．

■解析方法

微動波形の上下動成分に SPAC 法，CCA 法，nc-CCA 法を適用し，波長 13，25，40m に対応する位相速度を読み取って AVS10，20，30 とみなした(紺野・片岡 2000，長他 2008)．また，位相速度の分散曲線の簡易変換により S 波速度構造の簡易プロファイルを得た．具体的には，分散曲線の読み取り値に変換式 Vs=c/0.9，depth=0.4c/f に適用して S 波プロファイルとした(Simple Profiling Method，SPM)．Vs，c，f はそれぞれ S 波速度，レ―リ―波位相速度，周波数である．次に，3 成分微動波形から H/V スペクトルを解析し，H/V スペクトルのピーク周波数を読み取って 1/4 波長則を適用し，基盤深度を推定した．その際は SPM プロファイルを用いた．最後に，AVS10，20，30 から深さ 10～20m，20～30m の平均区間速度を計算した．こうして得られる平均区間速度 AVS10，AVS10_20，AVS20_30 をそれぞれ深さ 5m，15m，25m を代表する S 波速度とみなした（AVS Method，AVSM)．

■結果

得られたS波速度断面(SPM断面およびAVSM断面)は，測線の最北部からUs，Lsを経て南部の低地に向って，全般的に表層の低速度層が厚化することを示した．例えば，UsのAVS10，20，30を測線ごとに平均したところ，それぞれ140-150 m/s，180-210 m/s,220-250 m/sとなった．Lsではそれぞれ120-140 m/s，150-160 m/s,190-200 m/sとなった．すなわち，Lsの平均S波速度はUsよりも10-20%小さいことが分かった．

H/V スペクトルのピークは概ね 2-3Hz であり，1/4 波長則によって計算される基盤深度は 10－30m となった．この基盤深度は，AVSM 断面の 200m/s から 400m/s の程度の等深度線と一致した．地表で観察される地形区分の境界もしくは被害集中域(Ls)直下では，これら両方のデータが共に急変する様子が見られた．今後は，これらの構造的な急変について，地表断層や木山断層の延長との関連を視野に入れて精査する必要がある．

いくつかの H/V スペクトルには，1-2Hz にもローカルピークやそれに準じる形状が見られた．それらは Ls の観測点では比較的明瞭だったが，Us では全く見られない地点もあった．したがって，1-2 Hz のローカルピークを生じるような深さの地盤構造（深さ 50m～）も Us と Ls の地震動の相違に影響した可能性もある．しかし，同地域の微動レベルは 1-2Hz 以下でパワーが急減少するため，本研究では詳細な取り扱いができなかった．以上の成果と問題を考慮しつつ，今後追加的な観測，解析を実施する予定である．

謝辞　微動観測に用いた地震計は防災科学技術研究所から貸与されたものである．記して謝意を表します．

文献　長他(2008)物理探査61, 457-468.;紺野・片岡(2000)土木学会論文集No.647/I-51, 415-423.;中澤他(2016)地球惑星科学連合.

S21－33

平成28年熊本地震における前震の発生が本震時の人的被害に与えた影響

Trial Calculation of Reduction Effect on Casualties by the Foreshock in The 2016 Kumamoto Earthquake.

#中嶋唯貴・岡田成幸（北大工）
#Tadayoshi Nakashima, Shigeyuki Okada (Hokkaido Univ.)

This paper estimated reduction effect of casualties by the foreshock, by using of data surveyed at the main and fore shocks. As a result, we made clear the fact that 26 people of death toll and 464 people of injury were reduced in the main shock owing to refuge activated by the foreshock.

1. 本研究の目的

平成28年熊本地震における2016年4月14日の前震と2016年4月16日の本震により、69名が犠牲となった．熊本県内の自治体において人的被害が最多であった益城町においてはその1/3の21名の死者が発生し、そのうち、前震で8名、本震で13名の死者が発生した．死亡要因を検討するとそのうち2名を除く19名が建物倒壊による死者であった．次なる地震に備えこれらの死者の死亡要因について分析しておくことは重要となろう．そこで、本論においては既に判明している死者数に着目することで前震による本震への影響を明らかにする．具体的には、本震時の全壊数から死者数を推定し、推定結果と前震時の死者数と本震時の死者数の差から、避難により死を免れた死者数を算出する．

２．本震時の避難者数推定

平成28年熊本地震被災地である益城町の死者発生家屋の位置を図1に示す．死者発生分布をみると、14日の地震においてはR28号周辺で発生し、そのエリアは人口の多い市街地で発生しているのが見て取れる．次に、16日の地震をみると死者発生エリアが、益城町の南側の集落に変化しているのがわかる．特に16日においては、益城町平田において4人と多くの死者が発生している．このように死者の発生場所が大きく異なることから、前震時に被害が甚大であった地域においては本震時に多くの人々が避難していたのではと考えられる．そこで、人的被害予測式を用い前震による本震時の避難による死者軽減効果を試算する．益城町における本震時における無避難時の死者数は、全壊数を用いることで推定できる．本論では、益城町の調査結果である住宅の全壊数1026棟を岡田・中嶋（2015）に適用し推定した．結果、推定死者数は45人となり、益城町の建物倒壊による死者19人よりも26人多く算出された．加えて、前震時・本震時・建物被害からの推定死者数に死亡率の逆数を掛けることで全壊住居に曝された人数を算出する．結果、前震時490人、本震時857人、全壊からの推定では3,010人となる．この差から本震時の全壊住居からの避難者数を推定すると1,662人となり、前震の影響で本震時には建物倒壊に曝される多数の市民が住宅から避難しており、これが人的被害軽減につながったと考えられる．

3. 前震による人的被害の低減効果

推定された避難者数を用いることで死者以外の人的被害の軽減効果についても推定可能である．岡田・中嶋(2015)を用い前震後の避難により軽減された人的被害を推定した．結果、建物倒壊に起因する人的被害全体で490人,特に重度以上の負傷で141人の軽減効果があったのではと推測される(図2)．益城町において、本震後の調査によって明らかになった住宅被害が、一度の地震において発生していた場合、死者26人、負傷者464人ほどが増えたことを示唆する結果となっており、前震の発生は人々を倒壊危険性のある住宅からの避難を誘発させ、被害を軽減させたと言える．

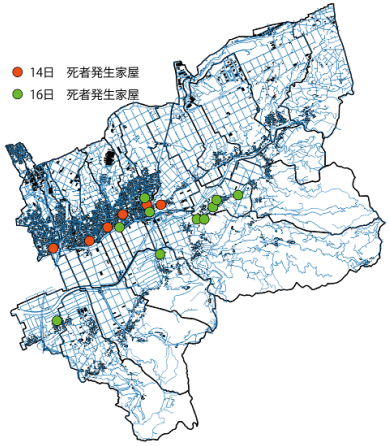


図1　死者分布

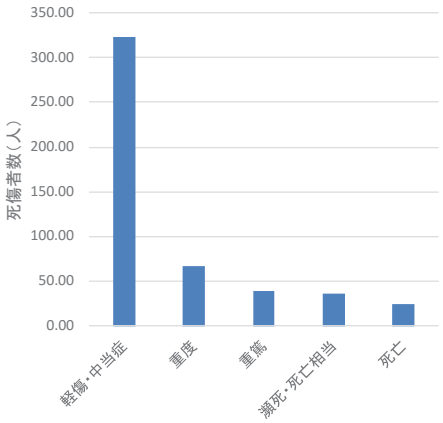


図2　前震による死傷者数の軽減効果

10/7　A 会場　午後

2016年熊本地震本震の震源過程と震源近傍地震動

#浅野公之・岩田知孝（京大防災研）

Rupture Process and Near-Fault Ground Motions of the Mainshock of the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence

#Kimiyuki Asano and Tomotaka Iwata (DPRI, Kyoto Univ.)

2016年熊本地震は内陸の主要活断層帯で発生したM7クラスの地震であり，最大前震（4/14 21:26 M_W6.1）と本震（4/16 01:25, M_W7.0）で震度7の強い揺れが観測されるなど，震源近傍地震動の成因解明及び強震動予測の今後を考える上で，震源過程と震源近傍地震動の関係について詳細に調べることが必要である．これまでに，強震記録を用いた震源インバージョンにより，2016年熊本地震の一連の地震活動のうち，最大前震と本震の震源過程を推定した（Asano and Iwata, 2016, EPS投稿中）．本震については，日奈久断層帯北部（高野－白旗断層）に対応する断層面1と布田川断層及びその阿蘇カルデラ域への延長部に対応する断層面2の2枚の断層面を仮定し，破壊開始点は日奈久断層帯側にあるとするモデル設定としていた。推定された震源過程では，日奈久断層帯北端部の浅部にすべりの大きな領域がみられるとともに，破壊開始約4秒後に，深部から布田川断層の破壊が始まり，約15秒間かけて北東方向にほぼユニラテラルに破壊が広がっていった．布田川断層の中央部付近でのすべりが最も大きく，最大すべり量は5.1 mと推定された．

この地震では，地表地震断層から数km以内に位置する震度計観測点（益城町役場，西原村役場）で本震の地震動記録が得られ，気象庁から公開されており，加速度記録を積分することで，断層運動に伴う永久変位を含む変位波形が得られた（岩田, 2016）．Asano and Iwata (2016)で得られたすべりの時間発展と震度計観測点での断層平行成分の変位は時間的に対応している．益城町と西原村役場の記録を対象に、Asano and Iwata (2016)のモデルに基づいてフォワード計算をしたところ，益城町の南北動と上下動、西原村の南北動は比較的良好に再現されたが，両者の東西動及び西原村の上下動は変位量や速度波形の振幅が過小評価であった．これらの観測点が震源断層に非常に近いことから，震源断層の詳細位置・形状，断層面の離散化(2 km×2 km)による点震源と観測点の位置関係が影響していると考えられ，震源近傍地震動の再現にはより精密な震源断層モデル設定が必要であることを示している．また，阿蘇カルデラ北部のKiK-net阿蘇や阿蘇市内牧支所震度計では，北西方向の水平変位が卓越しており，北東方向に伝播する右横ずれ断層の変位がこれらの観測点近傍まで達しているとは考えにくい．本震の右横ずれ断層による主要な破壊はカルデラ西部で停止したと考えられる．

今回，以下の2点を震源断層のモデル化に取り入れることで，本震の震源過程を再解析し，震源近傍で観測された地震動の説明を試みた．

1) 震源断層をより詳細に表現するため，大学共同調査チームによる地表地震断層トレース（熊原・他, 2016）にできるだけ忠実に従った断層モデルを設定した．

2) 1.8 km×1.8 kmに分割したサブ断層をさらに9×9の点震源に分割することで，サブ断層を表現する点震源近似と断層の有限性の関係が震源近傍の合成波形に及ぼす影響を緩和した．各点震源の各タイムウィンドウのすべり量は，1.8km毎に与えたcontrol pointでの値を空間補間することで与えており，未知パラメータ数の大きさは従来のモデル化方法と同様となる．なお，Wald and Heaton（1994）などの既往研究で，サブ断層内に細かく配置した多数の点震源から計算したGreen関数をあらかじめ足し合わせておくことでサブ断層内の破壊伝播の効果を表現する方法（いわゆるsummation method）が提案されているが，震源パラメータを空間補間で与える今回の方法では，サブ断層内の破壊伝播速度を事前に仮定する必要はないことが異なっている．なお，すべり量の空間補間の方法を適切に選択すれば（例えば，2次元の線形補間），インバージョン問題は線形のままである．

以上の断層モデル設定にもとづき，強震波形の解析周波数帯を0.05–1 Hzとして，震源過程の再解析を行った．得られた震源モデルで，断層近傍の強震動の説明力が向上するかどうかを確認したい．

今後の課題としては，地下での震源断層形状を表現するため，詳細に再決定された余震分布による震源断層のモデル化を取り入れる必要がある．また，強震動予測への応用の観点からは，広帯域強震動を説明するSMGAモデルと破壊過程，震源パラメータの関係も検討していく必要がある．

【謝辞】国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網K-NET/KiK-net，同広帯域地震観測網F-net広帯域強震計，気象庁計測震度計，熊本県震度情報ネットワークシステムの強震波形記録を使用しました．科学研究費補助金特別研究促進費「2016年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」の一部として実施しました．

【引用文献】Asano and Iwata (2016) *Earth Planets Space*, revision submitted.
岩田 (2016) http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/topics/masiki-nishihara0428ver2.pdf
熊原・他 (2016) 日本地球惑星科学連合2016年大会予稿集, MIS34-05.
Wald and Heaton (1994) *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 668-691.

2016年熊本地震(M_j7.3)の疑似点震源モデル

#長坂陽介・野津厚（港湾空港技術研究所）

Pseudo Point-Source Model of the 2016 Kumamoto Earthquake (M_j7.3)

#Yosuke Nagasaka, Atsushi Nozu (PARI)

熊本地震では益城町等で震度7が記録されるなど震央近傍で大振幅の地震動が観測された．地震断層は長さ数十kmにわたっており，震源の有限性が観測波形にも表れていると考えられる．その一方で，強震動予測モデルでは，2011年東北地方太平洋沖地震や1995年兵庫県南部地震のような大地震に対しても疑似点震源モデルにより観測記録をよく再現できることがこれまでに示されている（野津，2016等）．

そこで本検討では，2016年熊本地震について疑似点震源モデル(野津，2012)を構築し，強震動シミュレーションの再現性確認と考察を行った．

疑似点震源モデルはオメガスクエアモデルで表される各サブイベントの震源スペクトルに，伝播経路特性，経験的サイト増幅特性，過去の中小地震記録による経験的位相特性を掛け合わせ，フーリエ逆変換を行うことで波形を得る方法である．モデル構築には各サブイベントの位置，コーナー周波数，地震モーメントを決めればよく，各サブイベントの位置は公表されている震源過程解析の結果を参考に表1に示す2か所に設定した．また，コーナー周波数と地震モーメントは観測記録との比較により試行錯誤的に探索し，表1のように決定した．

図1に震央近傍付近観測点の加速度フーリエスペクトルを示した．また，図2には速度波形(0.2-2Hz)の結果を示した．フーリエスペクトルは震源近傍含めて観測記録の特徴をよく再現している．速度波形は，サブイベント1の影響はKMM006で過大であるが，KMMH16では過小である．これはKMMH16へ向かう破壊の進展や，KMMH16直近で別のサブイベントがあった可能性が考えられる．前者の場合は震源の有限性を考慮する必要がある．また，KMM006などではサブイベント2の影響が観測記録よりも明らかに大きく，これは疑似点震源モデルが破壊伝播効果を考慮していないためであると考えられる．サブイベント2付近の破壊は南西から北東に進んだと考えられるため，KMM006やKMMH16はとバックワードとなる．しかし，疑似点震源モデルではバックワードでもフォワードでも同じ震源スペクトルが与えられ，さらに中小地震による位相特性をそのまま用いることで震源の位相特性がδ関数として扱われることがサブイベント2によりパルス状の波形が現れる原因と考えられる．KMM008が若干過大評価であるのも断層全体のバックワードに位置していることを考えると疑似点震源モデルの特徴と整合する．以上より2016年熊本地震の強震動シミュレーションには破壊伝播効果を考慮する必要があると考えられ，今後は破壊伝播効果を考慮した特性化震源モデルを構築する予定である．

謝辞：本研究では，K-NET，KiK-netの観測記録を利用させていただきました．

サブイベント	lon. (deg.)	lat. (deg.)	dep. (km)	f_c (Hz)	M (Nm)	位相
1	130.802	32.780	15.0	0.85	2.5×10^{17}	2016/04/14 22:38
2	130.917	32.879	15.0	0.06	2.0×10^{19}	2016/04/14 23:43

表1　サブイベントのパラメータ

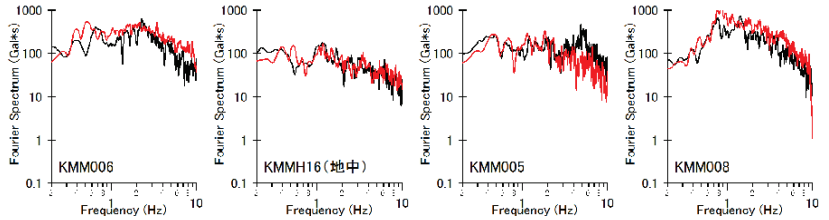


図1　加速度フーリエスペクトル比較（黒：観測，赤：合成）

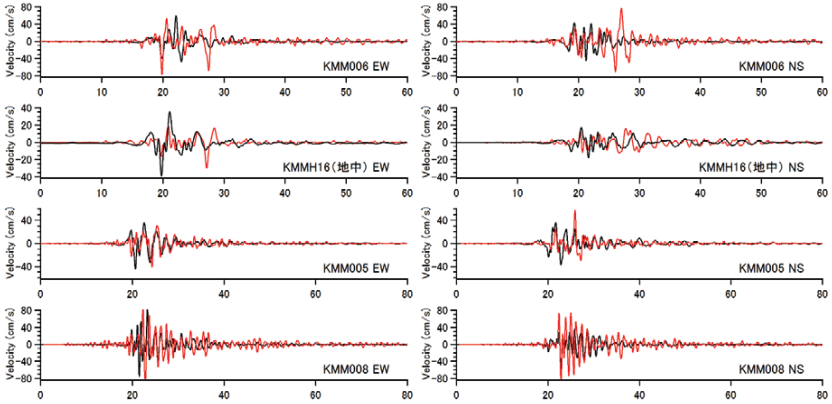


図2　速度波形比較（黒：観測，赤：合成）

強震波形を用いた2016年熊本県熊本地方の地震の震源過程 －近接する複数の震源断層モデル間の関係－

＃田中美穂・迫田浩司（気象庁）

The source rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquakes using strong motion –Relationship between source faults–

#Miho Tanaka, Koji Sakoda (JMA)

○はじめに

2016 年 4 月 14 日熊本県熊本地方で M6.5 の地震が発生した。この地震後、日奈久断層と布田川断層沿いで地震活動が活発になっている（「平成 28 年（2016 年）熊本地震」）。この中で最大の地震は 4 月 16 日に発生した M7.3 の地震であり、2 番目に規模が大きいものは 4 月 14 日に発生した M6.5 の地震である。これら 2 つの地震の震央間の距離はおよそ 5km と近接している。このような近接した異なる震源断層での破壊過程を推定することは、強震動予測の高度化等のために重要である。

○運動学的インバージョン

まず 4 月 14 日 M6.5 の地震の震源過程解析を行った。用いたデータは K-NET、KiK-net の加速度波形を積分して速度波形にし、0.05～0.33Hz のバンドパスフィルタをかけたものである。メカニズムは Global CMT によるものを用いた。Green 関数の計算には離散化波数法（Bouchon 1981）、透過反射行列法（Kennett and Kerry 1979）を用いた。速度構造モデルは、全国１次地下構造モデル（Koketsu et al. 2012）から破壊開始点での構造を取り出し、一次元の構造モデルを仮定した。断層モデル面の設定は、日奈久断層に沿う１枚の面を仮定し、multiple time window 法（Hartzel and Heaton 1983）を用いてインバージョンを行った。

次に 4 月 16 日 M7.3 の地震の震源過程解析を行った。手法は 14 日 M6.5 の地震の場合と同じであるが、断層面の設定は InSAR による解析結果（矢来他 2016）や活断層トレース（地震本部 2013）を参考に、日奈久断層と布田川断層のそれぞれに沿う２枚の面を仮定した。また、初動解や断層トレースと震源の位置関係等から、この地震の際に日奈久断層が布田川断層より先に破壊したと考えられるため、布田川断層の破壊開始点と破壊開始時刻差を Tanaka et al (2014)にならい ABIC で組み合わせを決定した。推定されたすべり分布の妥当性を検討するため、得られたすべり分布を用いて SAR 干渉縞を再現した。地殻変動の計算には、気象研究所から提供されている MICAP-G（内藤・吉川 1999）を用いた。

○静的ΔCFF

M7.3 の地震の際、なぜ日奈久断層が布田川断層よりも先に破壊したかを明らかにするため、M6.5 の地震に対して推定されたすべり分布をもとに、M7.3 の地震の日奈久断層、布田川断層の破壊開始点でのΔCFF の値を計算した。ΔCFF の計算には MICAP-G を用いた。

○結果

M6.5 の地震の震源過程解析を行った結果、主なすべりは破壊開始点周辺にあり、最大すべり量は 0.5m であった。M7.3 の地震の解析の結果、日奈久断層面上の深い領域に主なすべり領域が見られ、最大すべり量は 8.4m であった。布田川断層面上では主なすべり領域は破壊開始点から北東方向に約 20km のび、最大すべり量は 9.3m であった。M7.3 の地震での日奈久断層からのモーメント解放量は M6.5 の地震の日奈久断層に沿う断層からのものより非常に大きく、M7.3 の地震の布田川断層からのものと同程度であった。M6.5 と M7.3 の地震に対して推定されたすべり分布を用いて得られた SAR 干渉縞は、InSAR による解析（気象研 2016）と整合的であった。

また、M6.5 の地震に対して推定されたすべり分布を用いて、M7.3 の地震に対して仮定した日奈久、布田川断層モデル面のそれぞれの破壊開始点でのΔCFF を計算した結果、日奈久断層の破壊開始点でのΔCFF の値は布田川断層の破壊開始点での値より大きい正の値となった。このことから、M6.5 の地震の影響により日奈久断層は布田川断層に比べて破壊しやすい状態にあったと考えられる。

謝辞：防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net の強震波形を使用させていただきました。地殻変動の計算には気象研究所の MICAP-G を使用させていただきました。図の作成には GMT（Wessel and Smith 1998）を利用しました。記して感謝申し上げます。

S21－37

2016年熊本地震(Mw7.1)の断層近傍変位とDc"

#福山英一・鈴木亘（防災科研）

Near-fault deformation and Dc" during the 2016 Mw7.1 Kumamoto earthquake

#Eiichi Fukuyama, Wataru Suzuki (NIED)

During the 2016 Kumamoto earthquake (Mw7.1) near-fault seismograms were obtained at KMMH16 (KiK-net station) located about 500m off the fault. The observed displacements at KMMH16 on the surface and at the depth of 252m in the borehole were quite similar. Fault parallel static displacement was about 1.1m, while the peak fault normal displacement was about 0.3m with very small static displacement. The Dc" value estimated from the fault parallel component was about 1m, which is defined as the twice of displacement at peak velocity time and is consistent with previous observations.

2016年熊本地震(Mw7.1)の際に、地震時に変位した断層からおよそ500m離れたKiK-net KMMH16観測点において、地表及び地下252mにおいて地震記録が得られた。得られた加速度記録を時間領域で2回数値積分することにより、変位記録に変換した。地表と地下の変位記録を比較すると、お互いによく似ており、傾斜ノイズの少ない信頼出来る変位記録といえる(図1)。

Fukuyama and Mikumo (2007, GRL)は、横ずれ断層近傍の地震記録から、slip-weakening distanceに相当する量Dc"を提唱した。これは、Mikumo et al. (2003, BSSA)において提唱された、subfault上のすべり震源時間関数から簡便にslip-weakening distanceに相当する量Dc'を推定する手法のさらなる拡張である。Dc"は断層平行成分の最大速度が生じた時間における変位量の2倍と定義される。

本記録にFukuyama and Mikumo (2007)の手法を適用したところ、Dc"は1mと推定され(図2)、これまでの地震のDc"と整合的な値であった。

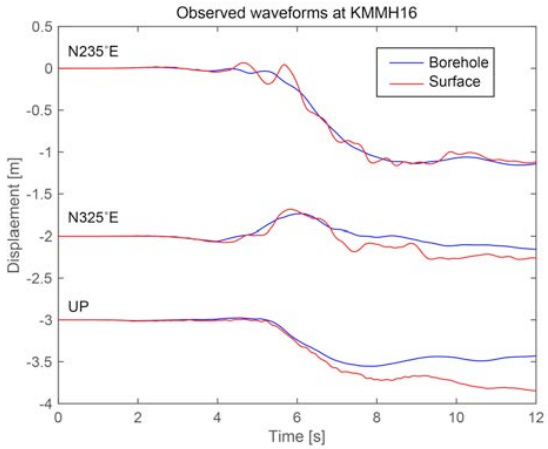


Fig. 1 Observed displacement waveforms at KMMH16 (KiK-net station) by time domain numerical integration. Horizontal components were rotated to fault parallel (N235°E) and fault normal (N325°E) directions. Origin in time axis is taken at the first arrival of the signal (01:25:08 on April 16, 2016, JST).

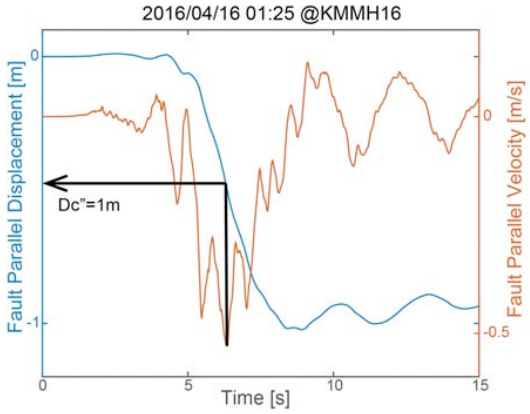


Fig. 2 Fault parallel (N235°E) velocity and displacement at KMMH16 are plotted for the estimation of the Dc" value.

S21－38

2016年熊本地震初期破壊過程のイメージング

#宇佐美貴政・小松正直・竹中博士（岡山大・院・自然）

Early rupture process of the 2016 Kumamoto earthquake

#Takamasa Usami, Masanao Komatsu, Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.)

2016年4月14日に熊本でM_{JMA} 6.5の地震が発生し，続く4月16日に先の地震を前震とするM_{JMA} 7.3の本震が発生した。本研究の目的はこの本震に対してソース・イメージング(back-projection)法を用いて，発震後3秒程度までの地震開始初期の破壊過程を詳細に推定することである。

解析には震央距離 50 km 以内にある気象庁，防災科学技術研究所及び九州大学の観測点で記録された波形の上下動成分を使用した。断層のモデルには，本震の震源断層を3枚の面で表した国土地理院(2016)の断層面のうち，震央直下に位置する走向 205°，傾斜 72°の日奈久断層帯に平行なモデルを使用し，この走向，傾斜を持つ断層が気象庁一元化震源で決定された震源を通るとした断層面でイメージングを行った。

イメージングの結果，発震時から約 2.5 s 後に震央の北東 5 km 付近に地震波放射強度の大きな領域が見つかった(図1)。ここまでの平均の破壊速度は約 2.3 km/s である。この地点は，本震の主破壊断層面が位置すると考えられている布田川断層帯との交わる付近である。これらの位置関係から，次のように考えられる。日奈久断層帯で起こった地震は発震後 2.5 s 以降に布田川断層帯に乗り移り，その後，主破壊断層面である布田川断層帯に沿って東に向かって進んだ。

謝辞：本研究には気象庁(火山観測網，地震津波観測網)，防災科学技術研究所(K-NET，KiK-net，F-net強震，V-net)，九州大学の観測記録，国土地理院の断層モデル及び気象庁一元化震源データを使用させていただきました。記して感謝いたします。

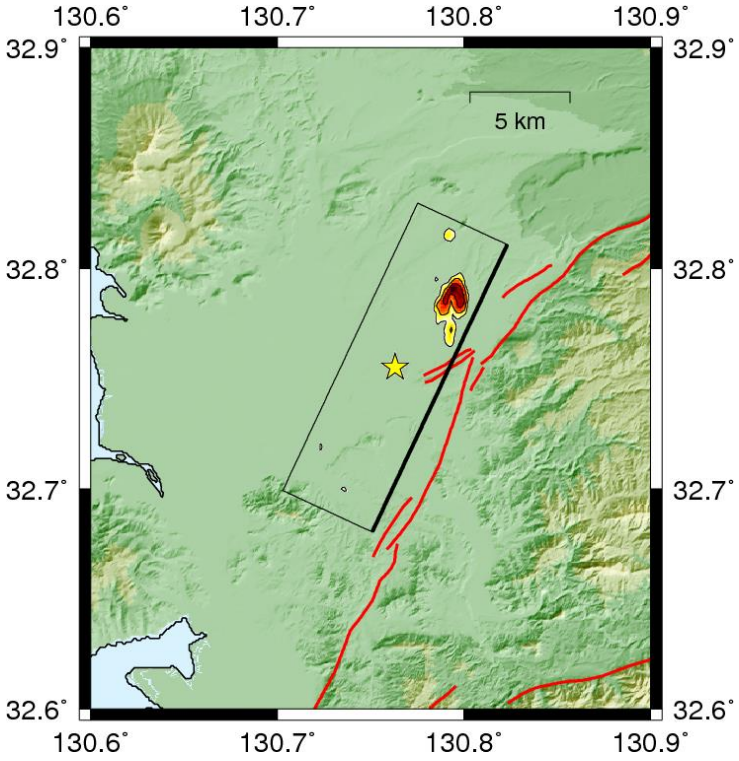


図1　発震時から2.5 s後までのイメージング結果。

S21－39

バックプロジェクション法及び KNET/KiKnet 記録から推定された 2016 年 4 月 16 日熊本地震の Super-shear 破壊過程

#プリード ネルソン（防災科研）

Super-shear fault rupture during the 2016/04/16 Kumamoto earthquake (Mw7.1) estimated by seismic back-projection and KNET/KiKnet records

#Nelson Pulido (NIED)

I investigated the rupture process of the April 16, 2016 Kumamoto earthquake (Mjma7.3) using a seismic back-projection methodology (Pulido et al. 2008, Suzuki et al. 2016), and K-NET/KiKnet waveforms. The main target of this study is to understand the evolution of the rupture velocity during fault rupture propagation. For this purpose I calculate the back-projection for a horizontal grid mesh covering the regions around the Hinagu and Futagawa fault traces and beyond, without any constraint on the starting point of rupture or rupture speed. I selected all the KNET/KiKnet records of the mainshock within 100 km around the Hinet epicenter (112 stations), and used the fault parallel component rotated from the horizontal components. I integrated once the data to obtain velocities and applied a bandpass filter between 5 to 10 Hz. Finally for back-projection I calculated the envelopes of velocity time series obtained as the vectorial summation of the waveforms and their Hilbert transform. My results show that the rupture progressed to the SW for approximately 3 s and then to the NE for 7s. The significant grid energy was released in a region of 30km length (rupture zone), along the Hinagu and Futagawa fault zones. In figure 1 I show snapshots of grid energy release obtained from back-projection for time windows every second (4~13s from the origin time). I was not able to able to image the rupture process for the initial 4 seconds of rupture because of the very small S-wave radiation during this interval. The rupture initially progressed to the SW for approximately for 3 seconds (4~7s) and then to the NE for 6 s (7~13s). The average S-wave velocity from 4s to 9s was relatively small (V_{rup}= 1.8 km/s) and then abruptly increased to a value of 1.4 times the average S-wave velocity (V_{rup}= 4.8 km/s). In addition to our results from back-projection, several near-source strong motion waveforms of the Kumamoto earthquake also display outstanding signatures of super-shear rupture propagation.

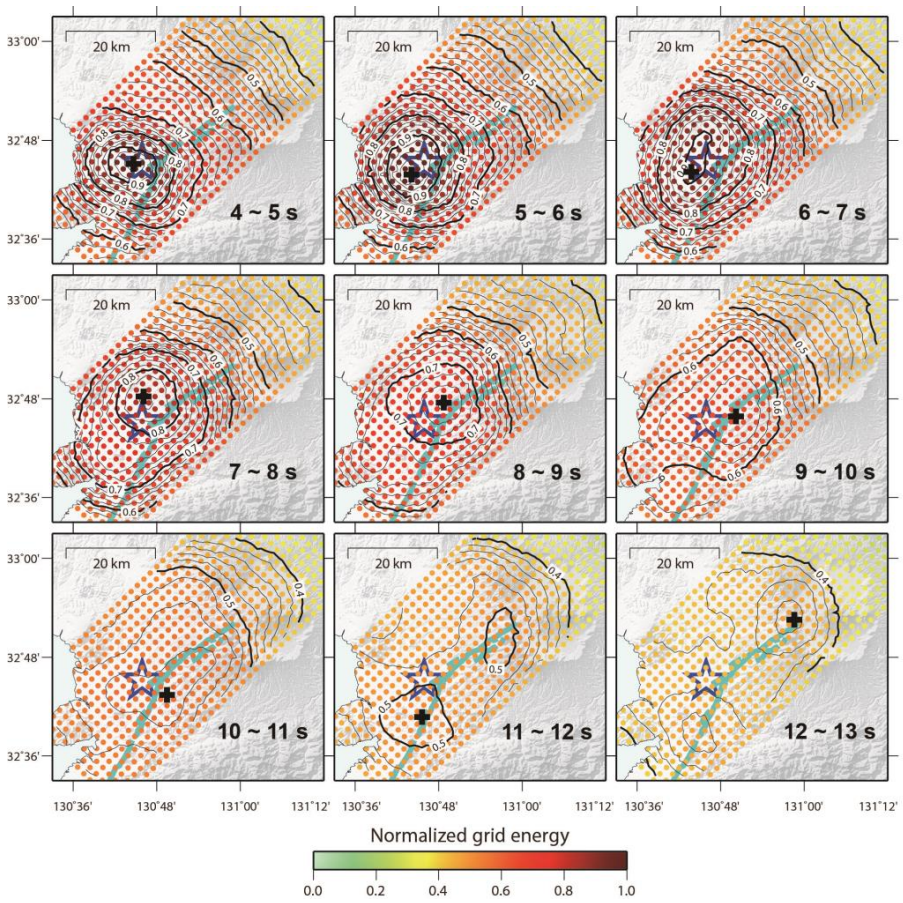


Figure 1. Snapshots of grid energy release during the 2016/04/16 Kumamoto earthquake, obtained from a seismic back-projection method and fault-normal components of velocity envelopes obtained from KNET/KiKnet data. Back-projection is performed by stacking envelopes amplitudes values 1 second around every grid-station S-wave travel time value. We used a time step of 0.5 seconds for scanning, and applied a N root-stacking procedure (N=2) to envelopes. Grid mesh is set at a 12 km depth, with a spacing of 2 km. The location of maximum grid energy release within the windows are shown by black crosses. The Hinet epicenter is shown by the open blue stars.

S04－01

宮城県沖における海底地震計アレイ観測

#太田和晃・伊藤喜宏（京大防災研）・日野亮太・太田雄策・東龍介（東北大理）・篠原雅尚・望月公廣（東大地震研）・佐藤利典（千葉大・理）・村井芳夫（北大理）

Seismic observations using ocean bottom seismometer arrays offshore Miyagi, northeast Japan.

#Kazuaki Ohta, Yoshihiro Ito (Kyoto Univ.), Ryota Hino, Yusaku Ohta, Ryosuke Azuma (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara, Kimihiro Mochizuki (ERI, Univ. of Tokyo), Toshinori Sato (Chiba Univ.), Yoshio Murai (Hokkaido Univ.)

日本海溝では2011年東北地方太平洋沖地震の前に海溝軸近傍においてスロースリップの発生（Kato et al., 2012; Ito et al., 2013）やそれに伴う微動の活動（Ito et al., 2015）が発見され，さらに近年では超低周波地震の発生（Matsuzawa et al., 2015）も報告されており，スロー地震の発生条件を議論する上でもっとも重要な沈み込み帯の一つとなっている．しかし，陸域の観測網から離れていることや海底地震計ネットワークの密度が十分でないこともあり，沈み込み帯浅部における地震観測は未だ限られている．そこでスロー地震を含む浅部の地震活動を詳細に調べるため，我々は宮城県沖において自己浮上式海底地震計を用いたアレイ観測を2014年より行っている．本研究ではアレイで捕らえられた地震波の解析から地震活動の検出を試みた．

本研究に使用した海底地震計アレイは2014年10月に設置されたものであり，宮城県沖の海溝軸近傍において，半径約15kmの円周上に3点のアレイが設けられている（図1）．それぞれのアレイは広帯域地震計1台とそれを囲む1Hzの長周期地震計4台から構成される．データは2015年5月に回収され，およそ6ヶ月間のデータを解析に使用した．

得られたそれぞれのアレイのデータにおいて，コヒーレンス解析（e.g., Fletcher et al., 2006）を行った．上下動成分の連続速度波形に2-8Hzのバンドパスフィルタをかけ，4秒間のタイムウィンドウ毎にアレイ内のすべての地震計ペアの波形相互相関を評価し，入射する波の到来方向と見かけ速度を推定した．

観測期間全体において3点のアレイすべてでコヒーレントに捉えられたシグナルの検出数はおよそ2500で，近地・遠地の地震性のものや構造探査による人工のシグナルも含む．この内，およそ1000は気象庁の一元化震源カタログにおけるM3.0以上の近地の地震と一致した（図1）．また，2015年2月17日に発生したM6.9の地震の後には，余震系列では説明がつかない長期のトレンドを持つシグナルの増加が確認された．発表においては，これらのシグナルの発生要因と震源分布についても議論する．

謝辞：本研究はJSPS科研費(26000002)の助成を受けたものである．

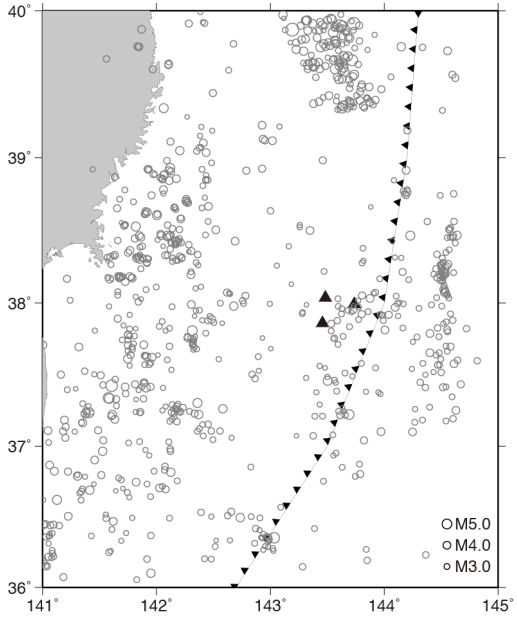


図1：アレイの分布（▲）とアレイで捉えられた通常の地震の震源分布（○）．

S04－02

沈み込む海洋プレートのBending-Unbending遷移領域の力学モデル

#篠島僚平・伊藤武男（名大環境）

Mechanical model for the Bending-Unbending transition zone of the subducting oceanic lithosphere

#Ryohei Sasajima, Takeo Ito (Nagoya Univ.)

1. はじめに

海嶺から沈み込む海洋プレートは、Bendingに伴い浅部が引張・深部が圧縮の応力場が形成され、そのBendingに伴う応力によってアウターライズの形状が支えられている。アウターライズの形状は、弾性板の曲げよりも、弾塑性板の曲げで良く説明できることが分かっている[e.g. Turcotte *et al*., 1978, *Tectonophysics*]。

沈み込んだ海洋プレートは、さらにその先で再び真っ直ぐに戻されるUnbending変形をしている事が多く、Unbendingによってプレート内応力はBending時とは逆の、浅部圧縮・深部引張の応力場を示す。日本列島に沈み込む太平洋プレートはその典型的な例である。しかし、従来のプレート曲げモデルの研究は、主に海溝軸付近までのBendingを対象としたものに限られ、BendingからUnbendingへの遷移の過程や遷移領域の力の釣り合い（曲げモーメントと曲げ変形の関係等）に関しては未解明な点が多い。

そこで本研究では、従来の曲げモデルを応用し、沈み込む海洋プレートのBendingからUnbendingに至るまでの領域の力学モデルの構築を試みた。本発表では、日本列島に沈み込む太平洋プレートを対象とし、観測で明らかになっているプレート形状・プレート内地震メカニズム解分布による応力場の情報との比較を元に、海洋プレートのBending-Unbendingの現象の力学的な解明を目指す。

2. 手法

プレートの曲げ変形は、曲げモーメント（曲げ応力）・せん断力・浮力（アイソスタシーからのずれ）・軸力、これらの力とモーメントの釣り合いによって決まる。弾性板であれば曲率と曲げモーメントの関係は線形になるが、弾塑性・粘弾塑性体の場合は両者の関係が非線形となる。非線形の場合でも、曲率と曲げモーメントの関係が分かれば、上述の力の釣り合いを解くことで曲げ変形を求めることができる。

本研究ではまず、海洋プレートを岩石実験による脆性強度・粘性流動則に従う粘弾塑性体と仮定し、プレート内差応力をプレート運動に沿ったラグランジュ記述によって記述し、BendingからUnbendingに至るまでの海洋プレートの曲率と曲げモーメントとの関係を求めた。

次に、得られた曲率と曲げモーメントの関係を上述の力の釣り合いの式に当てはめて曲げ変形を求め、実際のプレート形状・プレート内応力場と比較を行う事で、海洋プレートのBending-Unbending遷移領域の力学に関する考察を行った。

3. 結果・考察

（1）Bending域の海洋プレートの曲げモーメントが最大となる地点は、弾塑性・粘弾塑性モデルを問わず海溝軸付近（日本海溝から沈み込む太平洋プレートの場合、海溝軸から15km程陸側の付近）に位置する。従来の弾塑性モデルでは、この曲げモーメント最大地点がBendingからUnbendingに切り替わる地点（すなわち最大曲率地点）に相当した。一方、本研究で用いた粘弾塑性モデルでは、BendingからUnbendingに切り替わる曲率最大地点は、曲げモーメント最大地点よりもさらに沈み込んだ先に位置する事が分かった。その理由は、粘性部分の応力が歪み速度に依存するため、Bending変形が継続中であってもBending変形速度が減少すると曲げモーメントが減少に転じるためである。

太平洋プレート上面の正断層型地震の分布域下限の位置は海溝軸から60km程陸側に位置しており、弾塑性モデルによる海溝軸から15km程陸側という予測とは合わず、粘弾塑性モデルの方がより整合的である事が分かった。この事は、**応力が歪み速度に依存する粘性領域が海洋プレートの力学に重要な役割を果たしている**一つの証拠と成り得る。

（2）海洋プレートの曲げモーメントの空間的変化は、力の釣り合いによる拘束から、緩やかにしか起こらない。しかし、Bending-Unbending遷移領域では、それまで溜まっていたBending応力がほぼ弾性的に解放されるため、僅かな曲率の変化で大きく曲げモーメントが変化してしまう。従って、Bending-Unbending遷移領域では、曲率の変化が非常にゆっくりとなる**曲率一定領域**が存在する事が予測された。

（3）Bending-Unbending遷移領域では、スラブ内の差応力が減少する方向に応力が変化する。よって、その領域ではスラブ内地震が全く起こらない事が予測される。しかし実際は、スラブ内地震はその領域でも発生しているように見える。そのような地震は、脱水脆性弱化などのメカニズムによって、**局所的な強度が差応力の減少速度よりも速い速度で弱化することによって**発生している可能性がある

S04－03

粘弾性緩和は火山性地殻変動をどう特徴づけるのか？

#山崎雅（産総研）

How viscoelastic relaxation characterises volcano deformation?

#Tadashi Yamasaki (GSJ, AIST)

測地技術の発達により，数多くの火山帯においても地殻変動が観測されるようになってきている。そのような火山性地殻変動観測を有益に利用するには，あらかじめ理論モデル等（例えば数値実験モデル）を使って，地下のマグマ活動が地表面変動に反映される様式を良く理解しておく必要がある。なぜなら，マグマ活動の制約は，予測量と観測量とのマッチングによってのみ可能になるからである。本研究は，3 次元有限要素モデル[e.g., Yamasaki and Houseman, 2015, J. Geodyn., 88, 80-89]を用いて，マグマ活動に対する地殻・マントルの線型マックスウェル粘弾性応答を記述し，火山性地殻変動の振る舞いが第一近似的にはどのように特徴づけられるのかを調べた。

モデルは弾性層の下に粘弾性層が置かれた力学的二層構造とする。体積変化を与えるマグマ溜まりのジオメトリーは回転楕円体とし，その赤道面の深さを D，赤道半径を W，そしてマグマ溜まりの中心での厚さを d_0 するが，マグマ溜まりの初期体積はゼロとする。また，マグマ溜まりの体積変化は瞬間的起こす場合と，あるいはゆっくりと時間 Δt をかけて起こす場合の 2 通りの場合を考えるが，規定の体積変化に至った後は，その体積を保持し続けることにする。

本研究でおこなった数値実験により，火山性地殻変動の振る舞いを次のように特徴づけることができた；マグマ溜まりの膨張とともに地表面は隆起するが，マグマの供給が停まると地表面は沈降に転じる。マグマ溜まりの膨張による地表面隆起はこれまでの弾性体モデルでも予測されていたが，マグマ溜まりの膨張時においても粘弾性緩和は同時進行するので，粘弾性体モデルにより予測される隆起量は弾性体モデルによる予測量よりも小さくなる。例えば，姶良カルデラでは大正噴火以降地表面の隆起が観測されてており，その隆起量からマグマの蓄積量が推定されているが，弾性体モデルによる推定は蓄積量を過少評価している可能性がある。一方，マグマの供給が停まるなどしてマグマ溜まりの体積増加が停まると，地表面は沈降に転じるが，その沈降速度は主にマグマ溜まりの赤道面の深さ D に依存していることが分かった；実際にはマグマ溜まりの赤道半径 W にも依存しているが(特に仮定した弾性層の厚さ H が地殻の厚さ tc の 10%程度に薄い場合)，赤道半径 W に対する依存性は赤道面の深さ D に対する依存性に比べて相対的に弱い。

本研究では，ポスト・インフレーション（マグマ溜まりの膨張後）の沈降速度が主にマグマ溜まりの赤道面の深さ D に依存するという特徴を使って，北海道の屈斜路カルデラで観測された地殻変動からマグマ溜まりの赤道面の深さ D を見積もった。アトサヌプリ火山周辺は 1993-1994 年頃から隆起が始まり続いていたが，1995 年半ば頃に突然沈降に転じ始めており，沈降はその後少なくとも 1998 年半ばまで断続的に続いている [Geographical Survey Institute, 2006, Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, Japan Meteorological Agency, 91, 1-4]。

観測された沈降速度から見積もられたマグマ溜まりの赤道面の深さ D は，マグマ溜まりの赤道半径 W を 3.75 km とすると，仮定した弾性層の厚さ H が地殻の厚さ t_c の 12.5, 25, 50 %のそれぞれの場合で，11 km，8 あるいは 19 km，そして 19 km となった（注：H が t_c の 12.5 %と 50 %の場合 $\Delta t = 0$ を仮定)。さらに，マグマ溜まりの中心での厚さ d_0 は，それぞれ 2.48 m，1.36 あるいは 8.41 m，そして 6.45 m と求められたので，マグマ溜まりの体積はそれぞれ，0.15 km^3，0.08 あるいは 0.49 km^3，0.38 km^3 となる。このように見積もられたマグマ溜まりの赤道面の深さ D の範囲は，電磁観測により得られたアトサヌプリ火山下の低比抵抗値 [Honda et al., 2011, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., Sapporo, Japan, No. 74, March, 45-55]が～ 7 - 20 km の深さ範囲に見られることと，非常に調和的である。

また，アトサヌプリ火山付近におけるポスト・インフレーションの沈降速度は，10^{18} - 10^{19} Pa s の粘性率で規定される地震性地殻変動[e.g., Bürgmann and Dresen, 2008, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 36, 531-567]に比べて有意に大きく，10^{17} - 10^{18} Pa s の粘性率に規定されるような速さであるが，このことは，火山帯は地温勾配も高いため，地殻の粘性率が相対的に低くなっていることを反映しているのかもしれない。

S04－04

反射法地震探査データを用いた地震波減衰構造の推定法と火山岩地域への適用

#鶴哲郎（海洋大）・野徹雄・藤江剛（海洋研究開発機構）

Application of seismic attenuation profiling to a volcanic area.

#T. TSURU (TUMSAT), T. NO, G. FUJIE (JAMSTEC)

１．はじめに

反射法地震探査は、地下の構造形態を高精度に映像化する手法として地殻構造探査や石油探査分野で広く使用されて来た。最も一般的な映像化手段は、音響インピーダンスの異なる地層境界面から反射して来る波をマッピングする反射断面図であり、地層境界面を連続した反射波として視覚的に認識できる。また、反射波の振幅情報から岩石の間隙率等の物性を推定する手法も多く用いられている。

しかし、地下構造の映像化にせよ物性評価にせよ、反射波が観測されなければ解析は不可能である。従って、火山岩地域や断層破砕帯のように連続性の良い反射波が観測されにくい場所では、反射法地震探査によって有益な地下情報が得られることは稀である。そのため、地震探査アトリビュート解析（例えば、徳山ほか, 1988）、散乱波を利用した手法（Mikada et al, 1997）および電磁探査との併用（例えば、Key, et al., 2013）などによって地下の地質情報あるいは物性情報の取得が試みられてきた。これらの既存研究と同様の視点から、本研究では、地震波の減衰特性を利用する減衰プロファイリング法を紹介すると共に、それを用いた火山岩地域の構造解析への適用性を検討する。

２．手法

反射断面図が反射率の空間分布を求める手法であるのに対し、減衰プロファイリングは減衰特性の空間分布を求める手法である。今回は、Q 値の推定法として一般的に良く利用されている Spectral ratio 法を用いて、地震波減衰構造を求めた。この推定法は、計算が簡単である割には Q 値の推定精度が高いという長所を有するが、逆に、計算結果がノイズに左右されやすいという短所がある。

ノイズの影響を考慮して、本研究では重合後の記録を入力データとして用いた。重合記録は、S/N 比が高いという観点から、ノイズの影響を受けやすい Spectral ratio 法の入力データとして適切である。しかしながら、重合するために実施する NMO 補正によってスペクトルが歪むという点から見れば、適切ではない。今回は、使用したフィールドデータのノイズレベルが高かったことから、S/N 比を重視して重合後の記録を入力として使用した。

３．適用例

適用したデータは、2000 年の三宅島噴火の三ヵ月後に収録された反射法地震探査データである。従来の反射断面図では、最浅部の火山性砕屑岩層以外の場所では明瞭な反射波はほとんど見られなかった。一方、減衰プロファイリングから得られた減衰断面図では、下方に湾曲して分布する明瞭な高減衰域が示された。その高減衰域の分布と三宅島噴火に伴って発生した群発地震の震源分布とを比較した結果、良い対比が見られた。

４．まとめ

減衰プロファイリング法を用いて三宅島周辺の地震波減衰構造イメージングを試みた。その結果、明瞭な高減衰域が映像化され、それは群発地震の震源分布と良く一致した。入力データとしてどのような前処理が必要であるかなど、今後の課題は多いものの、本手法の火山岩地域における地殻構造イメージングに対する適用性がある程度示された。

S04－05

東伊豆単成火山群のフライ法解析

高橋雅紀 (産総研)・高橋壮司 (茨城大院教育)

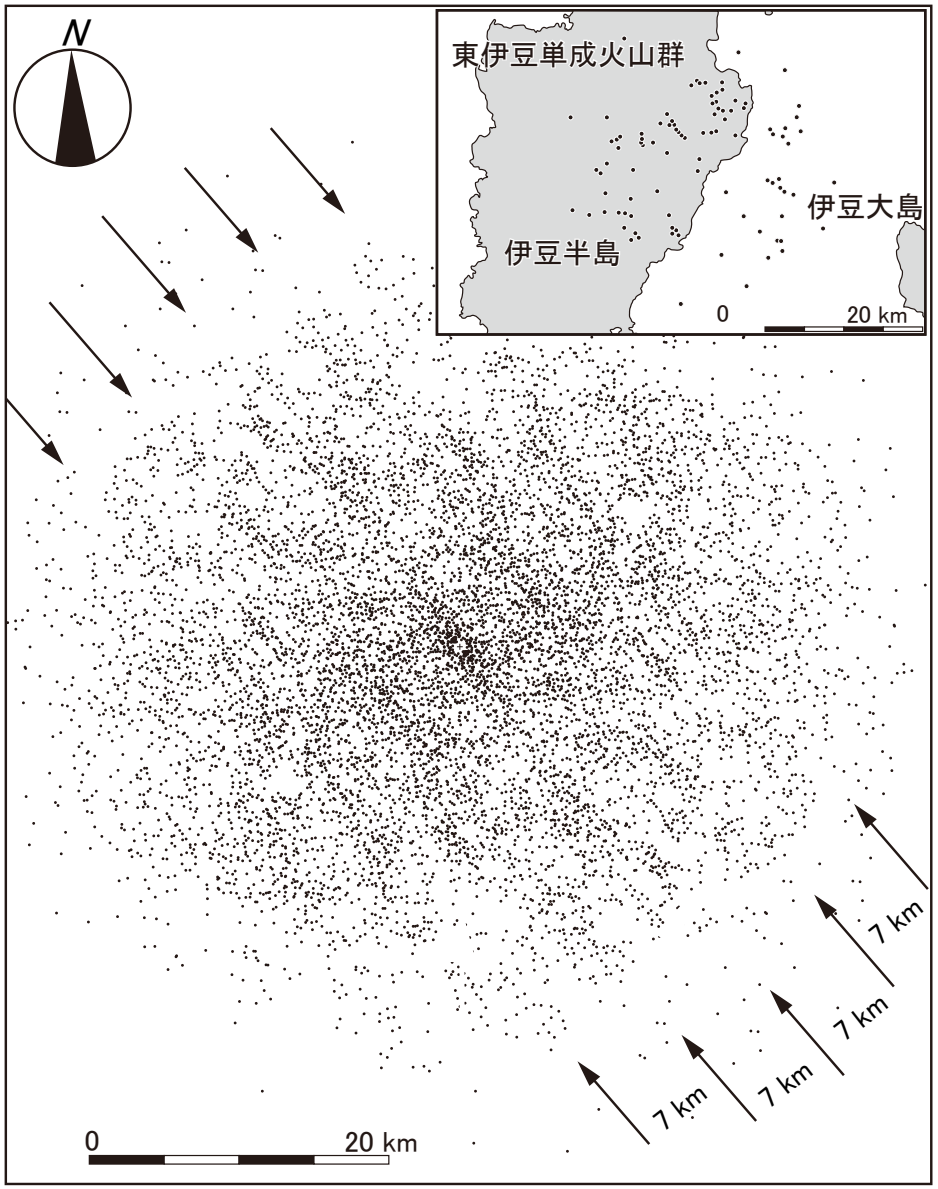
Fry -method analysis for the distribution of Higashi-Izu monogenetic volcano group, central Japan

Masaki Takahashi (AIST), Soshi Takahashi (Ibaraki Univ.)

伊豆半島東部からその東方の海底にかけて噴出した単成火山群の分布について，フライ法解析を行った．得られたフライ法解析結果を見ると，北西 - 南東方向に伸びる縞状の分布が認識される．このことは，東伊豆単成火山群の分布はランダムではなく，噴出位置が北西 - 南東方向にわずかに規制されていることを示唆している．この方向が広域応力場を反映したものとすると，岩脈法と同様に水平最大主応力軸（σH-max）が北西 - 南東方向であると考えることができる．また，単成火山群はリフト帯など引張応力場で形成されることが多いことから，この方向は伊豆火山弧のリフトに伴う正断層群の方向を反映していると推定される．その場合，σ1 が鉛直でσ2=σH-max が北西 - 南東方向，そしてσ3 が北東 - 南西方向と推定される (北東 - 南西方向の伸張変形).

一方，北西 - 南東方向に伸びるこの縞状分布は，およそ 7 km の間隔で配列している．単成火山の火道が地殻下部まで達する割れ目（ この場合はリフトに伴う正断層 ）に沿って選択的に上昇してきたと考えるならば，数 km 〜 10 km ほどの間隔で規模の大きい正断層が形成されていると推察される．伊豆半島南方の鳥島リフトやスミスリフトでは，多数の正断層とともに無数の海底単成火山が形成されていることから，東伊豆単成火山群は伊豆背弧リフトの活動に伴う火山活動の産物と考えられる．

ただし，東伊豆地域のσH-max(北西 - 南東方向) は，正断層群の方向から推定される鳥島 - スミスリフトのσH-max(南北から北北西 - 南南東方向 ）に比べて反時計回りに偏っている．また，富士山の側火山分布のフライ法解析結果は西北西 - 東南東方向のσH-max を示し，さらに反時計回りに偏っている．これらの方向の変化は，島弧会合域の応力軌跡 (stress trajectory) を表していると考えられる.



10/7　B 会場　午前

S18−01

地震教育および地震防災・減災教育向け新教材 “SI-T図（仮称）”使用の提案

#根本泰雄（桜美林大自然科学）・畠山正恒（聖光学院中・高）・
南島正重（都立両国高・附中）・伊東明彦（宇都宮大教育）

A Proposition of Using New Teaching Materials, “SI-T Diagram (tentative)”, for Earthquake and Earthquake Disaster Prevention Educations

NEMOTO, Hiroo (Div. of Nat. Sci., J. F .Oberlin Univ.), HATAKEYAMA, Masatsune (Seikou Gakuin Sec Sch.), MINAMISHIMA, Masashige (Ryogoku Sec Sch.), ITO, Akihiko (Utsunomiya Univ.)

１．はじめに

熊本県にて2016年4月14日21時26分にM_{JMA}6.5の地震が発生し，続けて同年4月16日01時25分にはM_{JMA}7.3の地震が発生した．熊本県益城町の宮園震度観測点では両地震により震度7が記録され，震度7が極短期間に同一震度観測点で連続して記録された観測史上初の例となった．その後の余震活動も活発であり，熊本県および大分県にある震度観測点で震度5弱以上の揺れが1点以上で観測された地震の回数は，M_{JMA}6.5の地震発生からの2ヶ月間にて19回であった．一方で，各震度観測点での震度でみる揺れの時系列変化が非常にわかり難い現状であることを根本ほか(2016) は指摘している．そこで，各震度観測点での震度の時系列変化をみるための教材開発を試みた(NEMOTO et al., 2016).

２．SI−T図

各震度観測点での震度の時系列変化をみるために，著者等はSI-T図（仮称）を考案した．見掛けはM-T図と類似しており，横軸に時間，縦軸に震度を記した図である．図1にSI-T図の例を示す．SI-T図の作成には各震度観測点で記録された各地震での震度情報や，地震観測点で記録された地震波形から求められた震度情報が必要となる．本研究では震度記録として気象庁震度データベース，地震波形記録としてK-NETおよびKiK-netのデータを用いた．

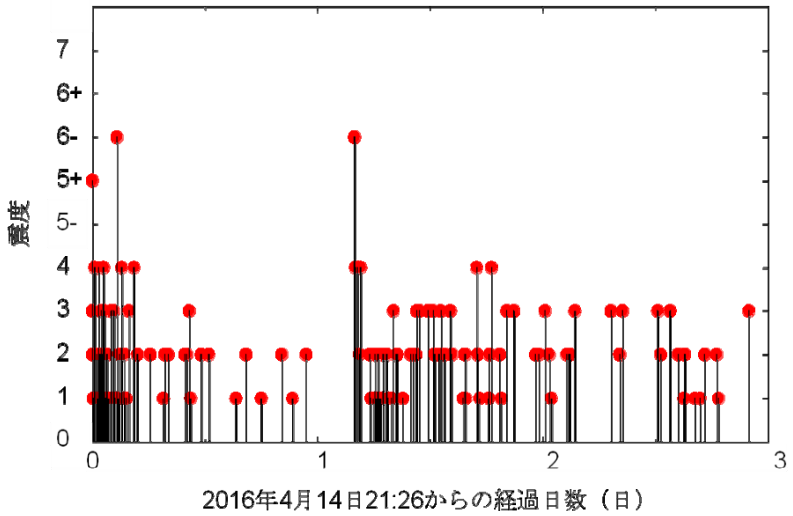


図１　SI-T 図の例

熊本県玉名市にある島地震度観測点での 2016 年 4 月 14 日 21:26 に熊本地方で発生した M_{JMA}6.5 の地震を基準として作成した例．

３．考察

図1は，熊本県玉名市にある島地震度観測点でのSI-T図の例である．SI-T図を用いることで，M_{JMA}6.5の地震による震度より，余震による震度の最大値の方がここでは大きかったことが容易に理解可能となる．また，一連の地震活動として4月14日からの3日間に震度5弱以上の揺れを引き起こした地震の回数は14回であったが，SI-T図を用いると震度5弱以上の揺れがここでは3回であったと簡単に読み取れる．以上から，大地震時，本震での震度が一番大きく余震では本震より大きい震度にて揺れない，と考える誤解を引き起こさないようにするためにも，地震教育，地震防災・減災教育にてSI-T図を活用することは有効であると考える．

謝辞　気象庁震度データベース，K-NETおよびKiK-netの記録を用いました．作図にはNgraph (鎌田，2015) を用いました．ここに記して深謝します．

参考文献　根本泰雄 ほか，MIS34-P104，JpGU2016大会予稿，2016.
NEMOTO et al.，EPS，2016.（submitted）

S18－02

地震の教員向け教室の開催

#美澤綾子（県立静岡高）・根本泰雄（桜美林大自然科学）・荒井賢一（栄東高）・山野誠（東大地震研）・南島正重（都立両国高附中）・伊東明彦（宇都宮大教育）

Reports on the Classes of Earthquakes Teaching Materials for School Teachers by SSJ

#Ayako Misawa (Shizuoka U Sec Sch.), Hiroo Nemoto (J.F.Oberlin Univ.), Ken'ichi Arai (Sakaehigashi U Sec Sch.), Makoto Yamano (ERI), Masashige Minamishima(Ryogoku Sec Sch.), Akihiko Ito (Utsunomiya Univ.)

1．開催趣旨

より多くの人に地震に関する科学的な理解や興味を深めてもらうためにはどうすればよいか．（公社）日本地震学会（SSJ）学校教育委員会では，学校での地震に関する授業内容を充実させることが解決の一方策であると考え，SSJ秋季大会の開催に合わせて平成26年度から地震の教員向け教室と題して“小・中・高の授業ですぐに使える　地震を教える教材紹介”を開催している．

2．背景

現行の学習指導要領では，小学校の「理科」では6年生で，中学校の「理科」では2回に分けて（表1），高等学校の教科「理科」では，科目「科学と人間生活」と「地学基礎」，「地学」で地震に関する学習を行う（表2）．

しかし，地学の内容は，教えることに苦手意識を持つ教員が少なくなく，また年間指導計画での位置づけにより十分な時間を充てられない場合も多いなどの課題も多い．高校では，「地学基礎」の履修率は25％程度であり，「地学」の履修率は1％にも満たない．そこで，特に小・中の教員に向けて，地震の授業で取り組みやすい実験教材を紹介し，地震を「教えたい」と思える状況を少しでも増やす目的で，本教室を開催するに至った．

表１　小・中での地震の取扱い

校種・学年	単元名
小学６年	土地のつくりと変化
中学１年	火山と地震
中学３年	自然の恵みと災害

表２　高等学校での地震の取り扱い

科目名	単元名
科学と人間生活	身近な自然景観と自然災害 （地震を扱わない場合もある）
地学基礎	火山活動と地震 日本の自然環境
地学	地球の内部・地震と地殻変動

3．内容

本教室は，SSJ秋季大会の一般公開セミナーと同日に，同セミナーにも参加できるように，同じ建物内で時間帯をずらして実施している（図1）．そのため，平成26年度は朱鷺メッセで，平成27年度は兵庫県民会館で開催した．平成28年度は名古屋市科学館で開催予定である．

紹介する教材は，学校教育委員会委員がお薦めする小・中・高の授業ですぐに用いられるものにし，断層形成や地震による建屋の共振を理解する教材，液状化現象を考える教材などをブース形式で紹介している．いずれの教材も参加者がその場で体験できる形をとり，自作コーナーでは厚紙やクリップ，ペットボトルなど身近な材料で教材を作成し持ち帰って頂いた．また，後日に職場等で作成可とするために，教材レシピの配布も行った（図2）．



図1　広報で用いたチラシ



図2　配布した教材レシピの例

4．結果と今後に向けて

平成26年度は宣伝方法の問題からかわずか3名の参加であったが，平成27年度は30名を超える参加があり盛況であった．開催日時や会場までの交通利便性，広報の仕方などが来場者数に影響している可能性が考えられる．

参加者の所属は，小・中・高・特別支援学校と幅広く，教材紹介の講座を担当している大学教員の姿もあった．会場内では，参加者とスタッフ，参加者同士での情報交換も自然発生的に熱心に行われていた．参加者からは，紹介した教材はわかりやすい，授業で使ってみたいとの感想が数多く寄せられた．

S18－03

地学オリンピックについて：三重県で開催の国際大会

#杉　憲子（共立女子大家政学部）・瀧上　豊（関東学園大経済学部）・
久田健一郎（筑波大生命環境系）

On the Earth Science Olympiad : International Meeting in Mie

#Noriko Sugi (Fac. of Home Economics, Kyoritsu Women's Univ.), Yutaka Takigami (Fac. of Economics, Kanto Gakuen Univ.), Ken-ichiro Hisada (Fac. of Life and Environmental Sci., Tsukuba Univ.)

国際地学オリンピック（International Earth Science Olympiad；IESO）が 2016 年 8 月に三重県で開催される。国際地学オリンピックは、2007 年に始まった高校生のための地学コンペティションであり、世界各国から派遣された高校生がメダルの獲得を目指して競い合う。ここでは、日本で国際大会が開催されるのを機に、地学オリンピックの概要をまとめ、オリンピックの試みにおける課題と地学教育に果たす役割を考察する。

国際大会（国際地学オリンピック）では、各国から 4 名ずつ参加した高校生を対象に試験を行い、成績によって順位を決めてメダルを授与する。これがオリンピックと名付けられた所以であるが、スポーツのオリンピックとは異なり、金・銀・銅のメダル数は生徒総数の 10%・20%・30%を目安にする。試験は筆記と実技の 2 種類であり、配点は 70 点と 30 点である。筆記試験の出題分野は、地質・固体地球 45%、気象・海洋 35%、惑星・天文 20%とされてきたが、2014 年から分野を越えた総合問題に変更された。国際大会では個人の成績とは別に、国際協力野外調査（International Team Field Investigation；ITFI）が行われる。参加した国・地域の混合チームを結成し、与えられた課題を解決するための調査を行って、成果をまとめて発表するものであり、地学オリンピックの特色ある取組みになっている。

国内大会（日本地学オリンピック）は、国際大会に派遣する生徒の選抜を大きな目的とする。方法は、予選（一次選抜試験）をマークシート方式で行って 60 名程度を選び、続く本選（二次選抜試験）の記述・実技試験の結果で 10 名に絞る。この 10 名に優秀賞を授与すると共に、英語力やコミュニケーション力を重視する試験を課して日本代表の 4 名を決定し、合宿を含む研修を経て大会に臨む。

国際地学オリンピックは、国際地質科学連合（IUGS）の支援を受けて 2000 年に設立された国際地学教育機関（IGEO）が、国際的な地学教育の普及と向上を目指して行う活動である。日本では、2008 年に地学オリンピック日本委員会（JESOC）を設立し、この年から国際大会に代表を派遣した。地学に先んじて、数学、物理、化学、情報、生物学、地理の分野においても国際科学オリンピックが開かれており、日本も全てに参加してきた。地学は 2012 年から日本科学オリンピック推進委員会にも正式に加盟し、他の分野や文部科学省との情報交換を行っている。

地学分野では、高校での履修者の少ないことが常に深刻な課題である。その中で、日本委員会では履修増加を期待して、より多くの生徒が選抜試験を受けやすくなる環境の整備を図っている。教育課程の改訂に伴って、地学履修率は7%（旧課程「地学Ⅰ」2011 年）から 25%（新課程「地学基礎」2014 年）に増加したこともあって、予選応募者が 2015 年大会から 2000 名を超えたことは、ある程度の成果を得たと思われる。

国際大会に関しては、問題の作成が最大の課題である。過去の大会は、第 4 回まではアジアで開催されて参加も大半はアジアの国々であったが、第 5 回以降はヨーロッパに主体が移って出題傾向なども変化した。作題方法の改正、範囲の調整、良問作成は、科学オリンピックにとって極めて重要な課題なので、地学オリンピックにおいても今後検討を重ねる予定である。また、作問が英語であるため英語圏外の参加国は、メンター（引率者）が母国語に翻訳する。英語出題も議論されているが、実現には至っていない。この他に、派遣する生徒の年齢制限、メダルを受賞した生徒への対応などは、科学オリンピックの中でも分野によって異なっており、我々にとって考慮すべき課題として残されている。

科学オリンピックの最初の目的は優秀な科学者を発掘することであったが、国際大会に参加した高校生たちは、知識を競う中で英語力の重要性に気づき、国を越えて友情を育む喜びを発見する。貴重な体験を通して大きく成長する姿からは、これが最大の成果であると感じ取れる。国際地学オリンピック三重大会は 8 月 21 日～27 日に開催され、これまで最多の 27 ヶ国が参加を表明している。試験会場は三重大学、国際協力野外調査では熊野市を訪れる。学会では、日本チームの成績、野外調査の発表などを含む報告を行う。

開催地	参加	日本のメダル数 金	銀	銅	予選応募者
第 1 回 2007 年 韓国	7 ヶ国 24 名	オブザーバー派遣			
第 2 回 2008 年 フィリピン	6 ヶ国 24 名		3	1	359
第 3 回 2009 年 台湾	14 ヶ国 50 名		4		698
第 4 回 2010 年 インドネシア	17 ヶ国 63 名	1	3		682
第 5 回 2011 年 イタリア	26 ヶ国 104 名	1	2	1	896
第 6 回 2012 年 アルゼンチン	17 ヶ国 66 名	1	3		924
第 7 回 2013 年 インド	23 ヶ国 90 名	1	3		1011
第 8 回 2014 年 スペイン	21 ヶ国 82 名	3		1	1689
第 9 回 2015 年 ブラジル	22 ヶ国 85 名	1	1	2	2296
第 10 回 2016 年 日本（三重県）	-----	-----			2146

S01－01

Rupture Process of the 2014 Orkney earthquake (M_L5.5)

#Makoto OKUBO (Kochi Univ.), A.CICHOWICZ, D.Birch (CGS), H.Ogasawara (Ritsumeikan Univ.), and O.Murakami (TRIES)

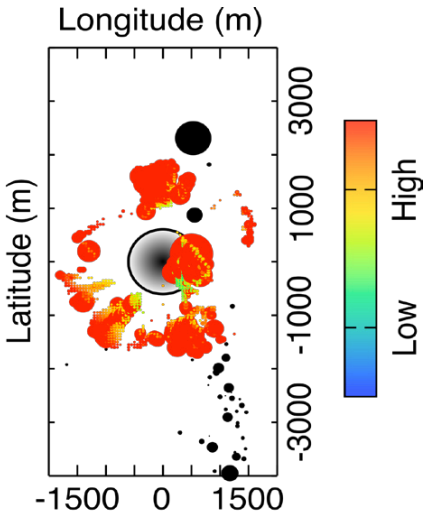
2014年8月5日，南アフリカ Orkney で M_L5.5 の横ずれ型のメカニズムを持つ地震が発生した．この地震には主破壊に前駆する M3.5 程度の初期破壊が存在し，主破壊は約 1 km 北方へ進展したことが報告されている（例えば，Okubo *et al.*, 2015，石田・他, 2016）．本研究では，破壊の空間発展を推定可能な Isochron Back projection Method (IBM; 大久保・雑賀, 2013SSJ) を 2014 年 Orkney 地震に適用した．

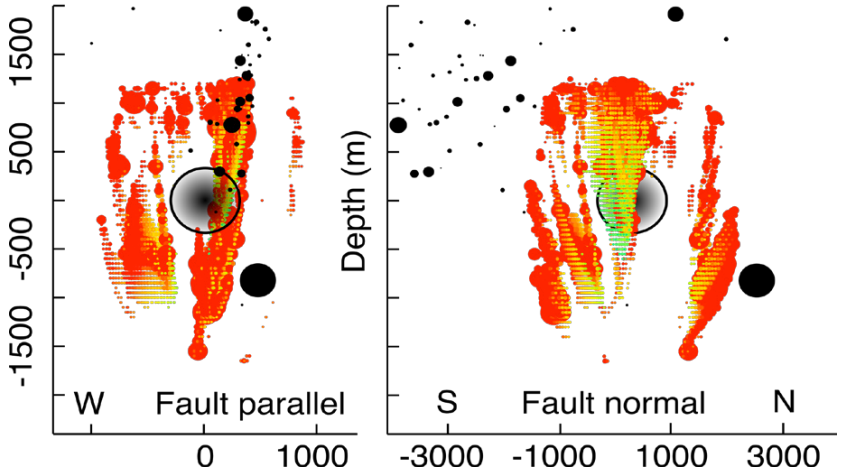
IBMは，観測点と強い破壊が生じている点，震源との位置関係をもとに，強い破壊がどちらの方向に伝播しているかを推定する手法である（例えば，Pulido, 2007）．理想的な点震源で生じたS波の振幅は，観測点におけるS波理論走時の時刻で最大となる．一方，破壊が空間的に進展する場合は，最大振幅の出現する時刻がずれ，観測点ごとに異なる．このことを利用し，破壊開始時刻，S波伝播速度，破壊伝播速度，S波振幅を用いることで，震源近傍の強い破壊が生じた場所を推定することができる．

本解析では hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) による初期破壊震源の座標，S波速度 3250 m/s，Council for GeoScience (CGS) の設置した地表加速度計16点の200Hzサンプリングの波形記録を利用した．図中の黒丸は Okubo *et al.* (2015) で示された，再決定した余震の分布であり，座標中心は初期破壊の震源位置とである．IBM によって推定した強い破壊の分布は，カラースケールに従う丸として表した．Map View（上図）では，おおよそ N10°W に伸びる余震分布に沿って，強い破壊を示す赤の領域が 3 つ見て取れる．初期破壊震源の西南西側にも領域が存在するが，Fault parallel View（下左図）では西傾斜した線状の余震とは異なる分布を示していることから，偽像の可能性もある．走向 N10°W，西傾斜の面状に分布する領域は，Fault normal View（下右図）では初期破壊の北下方，上方，南下方に広がっている．北下方の領域は，Okubo *et al.* (2015) による主破壊の震源，及び，石田・他 (2016) による，断層面を固定したバックプロジェクション法による破壊域の位置とほぼ一致する．

ML5.5の破壊領域と横ずれ型の断層メカニズムを考慮すると，北下方と南下方の領域はおおよそ断層端と思われる．構造境界や応力状態が異なる領域に破壊が達することで，大きな振幅のＳ波を放出したのではないかと推測できる．余震は本解析による強い破壊の領域を取り囲むよう，より浅い部分で発生しており，本震により周辺の応力状態が変化し，発生したことが示唆される．

この地震の震源域周辺では，震源断層からの岩石コア採取と物理パラメータ測定を目指した科学掘削が計画されており，将来的には本解析結果を検証できることが期待される．





S01－02

P波初動データに基づく応力テンソルの空間パターン推定

#岩田貴樹（常磐大学）

Spatial pattern of stress tensor inferred from *P*-wave first motion data

Iwata, Takaki (Tokiwa University)

*P*波初動データを基に，応力空間パターン推定を行う統計手法の開発について，地球惑星科学連合2016年大会で報告を行った[岩田, 2016]．これは主応力軸の向き（角度）を求めるものであった．しかし，角度には循環性があるゆえ，その統計的取り扱いが困難であるなど，いくつか問題点があり．これらを克服するための手法改良を行った．

角度に変え，位置$\boldsymbol{x}$における応力テンソル6成分の値 $\boldsymbol{\theta} = (\sigma_{xx}(\boldsymbol{x}), \sigma_{yy}(\boldsymbol{x}), \sigma_{zz}(\boldsymbol{x}), \sigma_{xy}(\boldsymbol{x}), \sigma_{xz}(\boldsymbol{x}), \sigma_{yz}(\boldsymbol{x}))$を求めることとした．但し，実際に推定可能なものは偏差応力であること，そして応力の絶対値ではなく主応力の相対比であることに留意し，$\sigma_{xx}(\boldsymbol{x}) + \sigma_{yy}(\boldsymbol{x}) + \sigma_{zz}(\boldsymbol{x}) = 0$ および $[\sigma_{xx}(\boldsymbol{x})^2 + \sigma_{yy}(\boldsymbol{x})^2 + \sigma_{zz}(\boldsymbol{x})^2]/2 + \sigma_{xz}(\boldsymbol{x})^2 + \sigma_{xy}(\boldsymbol{x})^2 + \sigma_{xz}(\boldsymbol{x})^2 = 0$ とする[例えば Yamaji & Sato, 2006]．

そして，応力空間パターン$\boldsymbol{\theta}$を与えた時に，i番目の*P*波初動データが「押し」になる確率$p_i(\boldsymbol{\theta})$を以下のようにして求める．断層面の向きを適当に与えると，応力空間パターン$\boldsymbol{\theta}$から滑りの向きが決まる．これから，i番目のデータに対応する観測点での*P*波初動が「押し」となるか「引き」となるかが分かる．断層面の向きは一様ランダムに変えて様々に与え（実際にはstrikeは0°から358°，dipは0°から90°の範囲で2°刻みで順次与え），「押し」となった割合を確率$p_i(\boldsymbol{\theta})$と見なす．これを用いることで，実際に観測した*P*波初動データ$\boldsymbol{y}$に対する尤度を2項分布を基に[例えば，Brillinger et al., 1980; Abers & Gephart, 2001]，以下のように導くことが出来る: $f(\boldsymbol{\theta}|\boldsymbol{y}) = \prod_{i\in\mathrm{up}} p_i(\boldsymbol{\theta}) \prod_{i\in\mathrm{down}} [1 - p_i(\boldsymbol{\theta})]$．ここで，“up”および“down”は，観測データ$\boldsymbol{y}$において「押し」「引き」となったものの集合をそれぞれ表す．

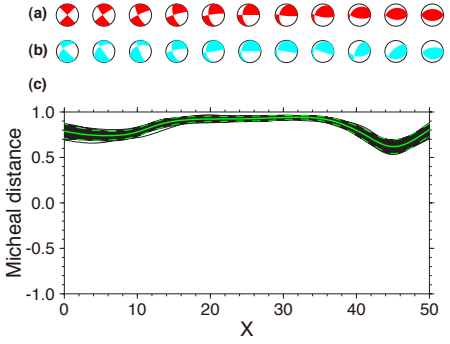
この尤度$f(\boldsymbol{\theta}|\boldsymbol{y})$を最大化する$\boldsymbol{\theta}$が推定結果となる．但し，上述の通り，$\boldsymbol{\theta}$に含まれる応力テンソルの各成分の値は位置$\boldsymbol{x}$に依存することを鑑みて，それらの空間変動が滑らかになるような拘束を課した上で推定を行うこととする．この拘束はベイズ統計の枠組みで扱い，拘束の重みも $\boldsymbol{\theta}$ と共に，合わせて客観的に推定することとする．

以下に数値実験として行った解析結果の例を示す．800個の地震をx方向に0から50，y方向に20から30，深さ（z）方向に10から20の範囲で一様ランダムにばら撒く．観測点は地表（z = 0）に，x方向，y方向ともに0から50の範囲内で10刻みに置く（即ち，観測点数36）．応力場については計算時間等の都合上，x方向のみに変化することとした．x = 0では横ずれ型，x = 50では逆断層型のものが卓越し，また最大主応力軸の水平方向の向きも回転するよう，徐々に変化するような応力テンソルの空間変化を仮定した（図a参照）．各地震には一様ランダムな向きの断層面を与え，これと仮定した応力テンソルから滑りの向きを計算し，さらに各観測点における*P*波初動データ28800（= 800 x 36）個を生成した．

そして，このデータから上述の手法に基づいて，応力テンソルの空間変化$\boldsymbol{\theta}$を求める．テンソル6成分の空間変化は各々cubic-Bスプラインで表す．スプラインの節点間隔は5とし，(10 + 3) x 6 = 78個のスプライン係数の値（但し，冒頭に記した各成分間の拘束があるため，これら全てが独立ということではない）と，各成分ごとの空間変化の滑らかさの重みを推定した．実際には階層ベイズモデルを構成し，これらの事後分布（確率分布）推定を行った．計算アルゴリズムにはマルコフ連鎖モンテカルロ法（MCMC）を用いた．

推定結果を図bに示す．見易くするために，推定された応力テンソルから求められた主応力軸の向きを震源球を用いて，x方向に5の間隔ごとに表してある．観測網の端に相当するx = 0または50近辺を除き，データを生成する際に仮定した応力場（図a）とほぼ合致している．また，応力テンソル間の違い（距離）を測る指標[Micheal, 1987; -1から1の間の値を取り，1であれば完全に合致．-1であれば「逆」を表す]からも，仮定および推定された応力テンソルの空間変化が概ね合致していることが分かる（図c）．即ち，この手法は有効に機能していると言える．

参考文献 Abers & Gephart, JGR, **106**, 26523-26540, 2001.
Brillinger et al., BSSA, **70**, 149-170, 1980.
岩田, 地球惑星科学連合2016年大会, SCG63-P28, 2016.
Micheal, JGR, **92**, 357-368, 1987.
Yamaji & Sato , J. Struct. Geol., **28**, 957-971, 2006.



図：数値実験において，(a)データを生成した際に仮定した応力テンソルの空間変化，および(b)推定された結果．見易さのため応力テンソルから得られる主応力軸の向きを震源球を用いて表してある．(c)仮定および推定された応力テンソル間の違い（距離）を，Micheal[1987]の指標（Micheal distance）で表したもの．緑の実線および点線は，推定結果の事後分布平均と±2σの推定誤差を表す．また，黒細線は，MCMCによる事後サンプルよりランダムに選んだ100例に対するものを表す．

S01－03

地震計による重力観測点周辺の陸水モニタリングの試み

#名和一成・伊藤忍（産総研）・今西祐一（東大地震研）・奥田隆（名大）・田村良明・宮地竹史（国立天文台）・大久保慎人（高知大）・木村武志（防災科研）

Hydrological monitoring by using seismometers around Ishigakijima SG station

#Kazunari Nawa, Shinobu Ito (GSJ, AIST), Yuichi Imanishi (ERI), Takashi Okuda (Nagoya Univ.), Yoshiaki Tamura, Takeshi Miyaji (NAO), Makoto Okubo (Kochi Univ.), Takeshi Kimura (NIED)

［背景］

2012年、名古屋大学犬山観測所で10年以上観測に用いた超伝導重力計を、国立天文台VERA石垣島観測局に移設して重力連続観測を開始した。重力に影響する陸水擾乱を補正する目的で、観測開始当初からVERA局構内における気象・土壌水分観測を実施していた。しかし、観測点近傍の1点の観測では超伝導重力計データを補正／解釈するのに十分なデータが得られていないため、より広い領域に感度を持つ手段を導入する必要があった。

［自然地震を使った速度構造解析］

主にアンテナ振動の影響を見るために名大所有の地震計1台を超伝導重力計に併置していた。大滝・名和（2013）では、VERA局と近くのF-net点と間の自然地震の走時差を用いて観測点下の堆積層のP波速度を推定した。降水量や土壌水分量変化のデータとの比較から、地下の水分量変化と相関するP波速度変化が示唆された。しかし、時間変化を詳細に見るために、高時間分解能で計測することが課題として残った。

［地震計システムの追加導入］

VERA局とF-net点において同じシステムで観測できるように2014年に200Hzサンプリング可能な低消費電力データロガーと1Hz速度型3成分地震計（L4C3D）を導入した。全ての地震計と一部のデータロガーは産総研所有（大滝、住田、堀川による）のものを使用した。2014年末の名古屋大学犬山観測所でのテスト観測を経て、2015年初頭に石垣島に移設した。

［名蔵ダム貯水池のセイシュに起因する振動の検出］

石垣島で2012年から用いていた地震計と新たに設置した地震計の動作確認のため、F-net点データとの比較を行った。その作業過程でSTS2スペクトルの10mHz付近に特異なピークを発見した。長期間のデータをスペクトル解析した結果、ほぼ連続的に見えていること、その周波数はダム貯水池の水位と相関して7-11mHzの間で変動していることがわかった。(名和他、JpGU2016)

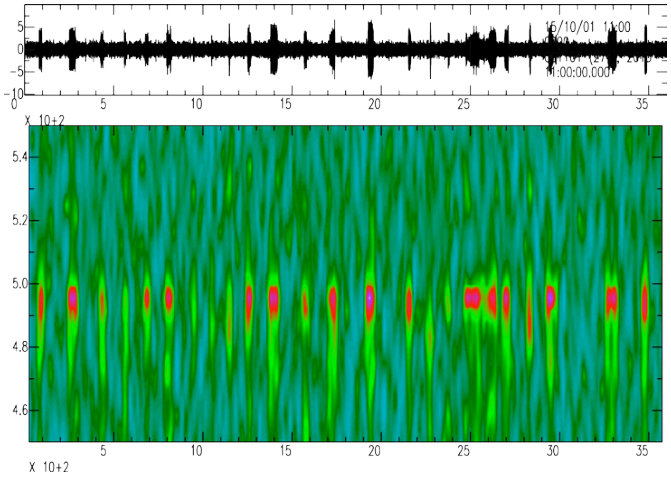
［浅層地下水モニタリングの試み］

名蔵ダムは農業（灌漑）用の貯水池であるため、長期的な地下水量変化の目安になると考えるが、リアルタイムに重力点近傍の地下水位を反映しているとは限らない。直接地下の物性変化を検出することを目指して、既存及び新設した短周期地震計システムで蓄積したデータを使って、以下の解析を試みている。

1つは大久保（共著者）が開発したSITES法の適用である。この手法はある1点の観測点の3成分データから任意の到来方向からのP,SV,SH波を合成して、それらの自己相関から擬似反射イベントを抽出するものである。もう1つは大滝・名和(2013)と同様にVERA，F-netに共通して観測される振動の走時差を計測するものである。前者については、振動の励起源が多様であるため、パラボラアンテナや重力計（冷凍機）の振動の影響と反射イベントとの分離が課題になっている。現在、自然地震よりも発生頻度が高いVERA局のアンテナ駆動振動を抽出して、後者の解析を進めている。下図にF-net点で観測されるVERAアンテナ振動の記録例（計算と作図はSACによる）を示す。

謝辞：本研究はJSPS科研費 26289350の助成を受けたものです。

図：F-net石垣点に設置したL4C3D地震計で記録したVERA局アンテナ振動（期間：2015年10月1日11:00−12:00 UTC）上段：1時間長の上下動のバンドパス波形、横軸が時間(s)、下段：4.5-5.5Hz帯域のスペクトログラム。暖色ほど振幅が大きい。周波数約5Hzの振動の繰り返しが明瞭である。



S01－04

Hi-net (2005-2011) データを用いた脈動実体波成分の系統的な解析

#西田 究 (東大地震研)・高木涼太 (東北大)

Array analysis of body-wave microseisms using Hi-net data from 2005 to 2011

Kiwamu Nishida (ERI, UTokyo), Ryota Takagi (Tohoku Univ.)

■はじめに　地動の脈動の存在自体は1940年代から知られている．励起源が海洋波浪であることは既に確立されており，その励起の特徴から大きく2つに分類される．1つ目は，primary microseisms と呼ばれる約 0.07 Hz の特徴的な周波数を持つ振動である．この周波数が海洋波浪の特徴的な周波数と対応している事と Love波の振幅が卓越している事から，海岸線付近の斜面に打ち寄せる海洋波浪 が励起源だと考えられている．2つ目は secondary microseimsと呼ばれ、海洋波浪のちょうど倍の卓越周期 (0.15 Hz) をもつ．海洋波浪の非線形効果が励起に寄与していると考えられている [Longuet-Higgins, 1950]．ともに海洋波浪が励起源のため，表面波が卓越していることがよく知られている．

近年，遠地の嵐が励起した脈動の実体波成分が報告され注目され始めている [e.g. Gerstoft *et al.* 2006]. 実体波成分の振幅は表面波よりも小さいが，伝播にともなう散乱が弱いために励起の情報をより詳しく議論することが可能である．先行研究では数1000km以上離れた嵐が励起したP波も観測可能なことが示されており，back-projection 法により励起源の空間分布も推定され議論されている．また，Nishida and Takagi [2015]では，大西洋をweather bombが直撃した期間のデータを解析し，SH波、SV波も励起されていることを示した．本発表では、2005-2011年の期間のデータを系統的に解析することにより，どの程度の頻度で脈動実体波が観測されるかに迫っていく．

■解析方法　解析には、防災科学技術研究所によって展開されているHi-net (速度計 3 成分 西南日本の約380 点)を解析した．機器応答は時間領域 で補正し[Maeda et al. 2011]，収録機器起源のコヒーレントなノイズは予め差し引いた[Takagi et al. 2015]．解析には，これら"広帯域化"した速度計を用いた．

時系列を512秒ごとに切り出し，地震の影響を取り除いたセグメントは解析から除外した．遠地の地震はglobal CMTカタログ[Ekström et al. 2012]を用い除外し，近地の地震は平均自乗振幅の時間変化の大きさから判断し除外した．さらに，観測点ごとの平均自乗振幅の大きさに閾値を設定し，局所的なノイズの影響を受けているとして解析から除外した．

■結果と展望 選択したデータを用い，0.1-0.2Hzの帯域で予察的に７年分のデータに対してアレー解析を行った．図に2005/2/10-15の例を示した。動径成分と上下動成分に顕著なP波を見て取れる．Transverse成分には2/12-13の期間にSH波を見て取れる。見かけ速度と入射角から，ベーリング海付近が励起源だと考えられる．規格化された自乗振幅が図(b)で示したように1~10程度の場合、ほぼいつでも顕著なP波を確認することが出来た．一方SH波を確認出来るイベントは少なく年に10日程度である．これはSH波の励起には、励起源直下に厚い堆積層・急激海底地形の変化が必要なためであると考えられる[Nishida and Takagi 2015]．今後，検出された脈動実体波の震央を系統的に決定しカタログ化し，より詳細な議論を進めていく予定である．

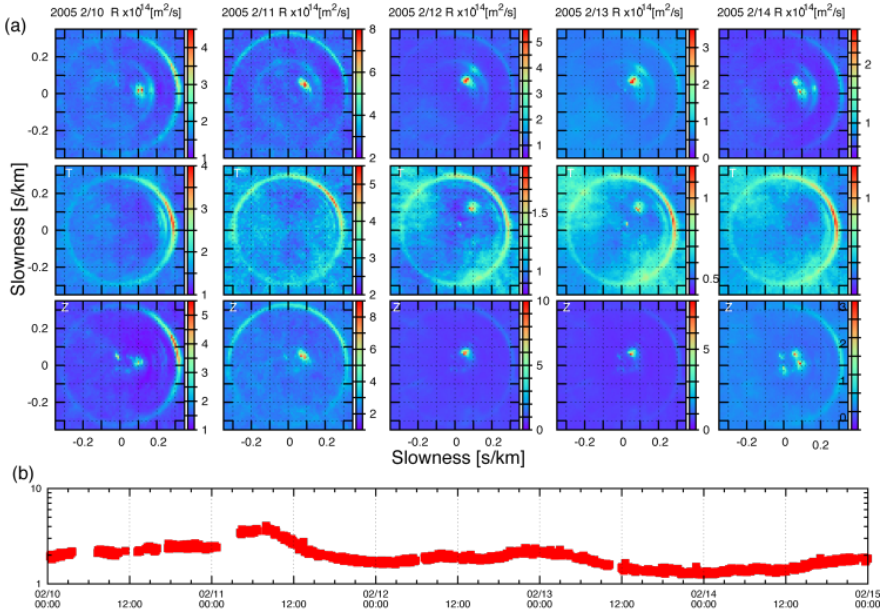


図.(a) アレー解析(2005/2/10-15)の例．解析には 0.1-0.2Hz の帯域を用い、上からそれぞれ動径, Transverse, 上下成分である．(b)NLNM [Peterson, 1993]で規格化した観測点の平均自乗振幅(0.1-0.2Hz)の時間変化．日本列島の観測点としては静穏な期間に相当する．

S01－05

アレイ解析によるマルチモード表面波の位相速度計測

#松澤仁志，吉澤和範（北大理）

Phase speed measurements of multi-mode surface waves with array analysis

#Hitoshi Matsuzawa, Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.)

1. はじめに

近年，マルチモード表面波を用いたトモグラフィー法により，世界各地の高精度な上部マントル速度構造の復元が行われている．それらの多くでは，震源－観測点間のマルチモード波形の解析（1点法）を通じて，4～6次程度までの高次モード位相速度を抽出し，上部マントル～マントル遷移層の深部構造を復元する．しかし，周期50秒より短周期側の高次モードの波群は，ほぼ同一の群速度を有するため，時系列上で分離することは本質的に難しい．そのため，1点法で計測した高次モードの情報は，モードが分離しやすい長周期の帯域に限られてしまう（e.g., Yoshizawa, 2014, PEPI）．また，ラブ波の場合，基本モードの群速度が，高次モードに近いため，独立な位相速度計測は容易ではない．これら複数のモードの分離には，広帯域アレイを用いた解析が有効である．特に最近，世界各地に高密度な広帯域観測網が展開されており，アレイを用いた高次モード位相速度計測とトモグラフィー研究への応用も期待できる．本研究では，アレイ解析に基づくマルチモード表面波の位相速度計測法の開発と，合成波形・観測波形を用いた検証を試みる．

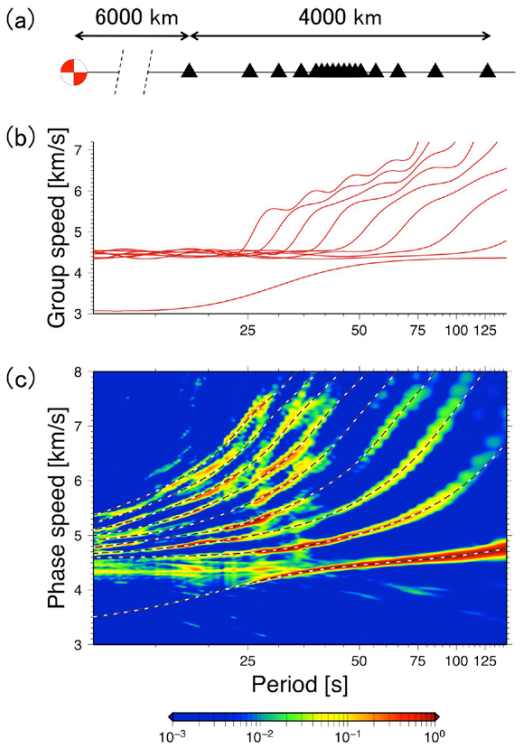
2. 手法

本研究では，Nolet（1975, GRL)による手法を改良し，同一大円経路上の直線アレイを用いた周波数−波数解析を行う．まず，群速度Uを中心にウィンドウを切り出し，位相速度cを基準にタイムシフトしつつ，波形をスタックしてビーム波形を作る．このビームのスペクトルは，周波数f，位相速度c（または波数$k=2\pi f/c$），及び群速度U の関数となるので，周波数毎にc−Uスペクトル図を作成する．ここで，周波数毎のスペクトルピークを中心に狭い波数フィルタをかけて，“偽”スペクトルピークを除去・低減する．その後,位相速度（波数）毎のスペクトルの最大値を用いて，周波数毎に規格化した上で，c−f 平面上のスペクトル分布をプロットする．これを用いて，マルチモード位相速度の分散曲線を推定する．

3. 結果及び考察

図はPREMに対するトランスバース成分の理論波形を用いて，本手法を応用した検証結果の一例である．図(a)は利用した震源と観測点アレイの配置を示し，震源の深さを200kmと仮定している．理論波形は，0～8次までのノーマルモードの足し合わせで合成している．図(b)は，PREMから計算したラブ波の群速度分散曲線である．広い帯域で約4.5km/sの群速度を有し，波群が重なることがわかる．図(c)は，本解析によって得られた位相速度スペクトルである．群速度が重なる短周期帯でも，複数のモードの位相速度をかなりよく分離できることが見て取れる．また，震源の深さに応じて，励起されるモードの相対振幅は変化するが，それに応じてスペクトルの強さが変化するので，周波数・モード毎の測定精度の定量的評価も，比較的容易に可能である．

北米のUSArrayを用いた，実際の観測波形への応用の結果では，低次のモードについては，ローカルな不均質性を反映した分散曲線を得ることができた．一方，解析の精度はアレイ長や観測点間隔にも大きく依存し，アレイ長が短くなるほど，モード分離が困難になることも確認された．今後はさらに，現実的なアレイ分布に応じた適切な波数フィルタリング等を考慮することで，本手法の汎用性を高め，大量のイベントに対する計測を通じて，トモグラフィー研究への応用も可能になると期待できる．



図：(a) 解析に用いた観測点配置の例と震源メカニズム解．全17 観測点で，アレイ中心部の600km の範囲には 75km の等間隔で配置．(b) PREM に対する 0～8 次までのラブ波の群速度分散曲線．(c) アレイ解析で得られたラブ波の f−c スペクトル．点線は PREM に対するラブ波の位相速度分散曲線．

10/7　B 会場　午後

S01－06

べき乗型スペクトルを持つランダム媒質におけるスカラー平面波の伝播：差分法と改良マルコフ近似の比較

#江本賢太郎・佐藤春夫（東北大理）

Propagation of a scalar plane-wavelet through 3-D von Karman type random media: FD simulations and Markov approximation

#Kentaro Emoto, Haruo Sato (Tohoku Univ.)

[目的]

短周期地震波は，主に地下の微細な速度ゆらぎによる散乱波で構成されていると考えられ，そのエンベロープ形状は微細不均質の統計的特徴を反映している．本研究では，べき乗型スペクトルを持つ（von Karman型）3次元ランダム媒質を伝播するスカラー平面波の平均二乗振幅エンベロープを考察する．特に3次元差分法により波動場のアンサンブル平均とそのばらつきの分布を評価することで，ばらつきの媒質依存性や伝播距離依存性を考察する．また，新たに改良Markov近似理論によって平面波の平均二乗振幅エンベロープを導き，差分法による結果との比較検討を行う．

[手法]

中心周波数1.5HzのRicker wavelet 平面波がvon Karman型ランダム媒質（a=5km, ε=5%, κ=0.1, 0.5, 1.0)の中をz方向に入射する場合を考える．空間刻みを80m，時間刻みを6msとし，空間4次・時間2次精度の差分法計算を行う．媒質サイズはx,y,z方向に1024x1024x3200グリッドとし，x,y方向は周期境界，z方向は吸収境界とする． 25km間隔の各伝播距離において，xy平面上に10km以上離れた統計的に独立な64個の観測点を設置する．シードを変えて5つのランダム媒質を作成し，個々の媒質で波動場の計算を行い，合計320個の波形を用いて統計的性質を調べる．

[結果]

図1aは，κ=0.5の場合の伝播距離125kmから200kmにおける差分法から求めた平均二乗エンベロープと改良Markov近似理論解（解析解）との比較である．理論エンベロープは，球面波の場合(Sato, 2016)における長波長成分の寄与を平面波入射に対するガウス型ランダム媒質での解析解(Sato et al., 2012: eq. 9.96)に置き換えることで求められる．特徴的時間（t_M），走時ゆらぎ，短波長成分の寄与はSato (2016)と等しい．理論エンベロープは，構造の短波長と長波長をわけるパラメータζ=1として計算した．青色の線と青色の領域は差分波形の2乗振幅の平均値と標準誤差から計算した平均値の95%信頼区間を表す．差分と改良Markovエンベロープの主要部はよく一致していることがわかる．図1bは，伝播距離75kmにおける2乗振幅分布に指数分布・対数正規分布を当てはめた場合のカイ2乗値である．立ち上がりから3秒程度は対数正規分布が当てはまり，それ以降は指数分布に従う様子がわかる．ピーク振幅は対数正規分布することが知られている(e.g., Shapiro & Kneib, 1993)．また，ガウシアンノイズの2乗振幅分布は指数分布になるため，立ち上がりから3秒程度でコーダはランダムな散乱波の重ね合わせになっていると考えられる．κが小さく，伝播距離が遠いほど早く指数分布が当てはまるようになり，伝播距離200kmでは，ピーク値付近でも指数分布の方が小さいカイ2乗値になった．なお，κが小さく0.1の場合に，大きい伝播距離において改良Markov近似解は差分解より過大評価となり，違いが見える．

[結論]

3次元差分法を用いてランダム不均質媒質を伝わるスカラー平面波の2乗振幅の平均値とばらつき分布とを調べた．改良Markov近似は適用範囲内において差分法エンベロープの主要部をよく再現している．立ち上がりから最大値付近では対数正規分布に，コーダ部分では指数分布に従うことが明らかになった．初動到達から測った両者の境界時間は，短波長成分が多く，伝播距離が長くなるほど早くなる．

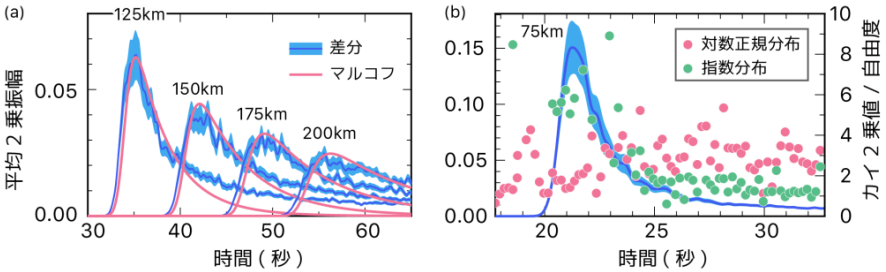


図1　(a) 差分法と改良マルコフ近似の平均2乗エンベロープの比較．(b) 伝播距離75kmにおける各時刻の2乗振幅分布に対数正規分布と指数分布を当てはめた場合のカイ2乗値（右目盛）．差分法による平均二乗エンベロープ（左目盛）を重ねて示す．

［謝辞］ 本研究では，海洋研究開発機構が運営する地球シミュレータを使用させて頂きました．

S01－07

地殻構造のランダム不均質性による地震波の振幅のばらつき

#吉本和生[1]・小林学[1]・武村俊介[2]（[1]横浜市大，[2]防災科研）

Seismic amplitude fluctuations due to random crustal heterogeneity

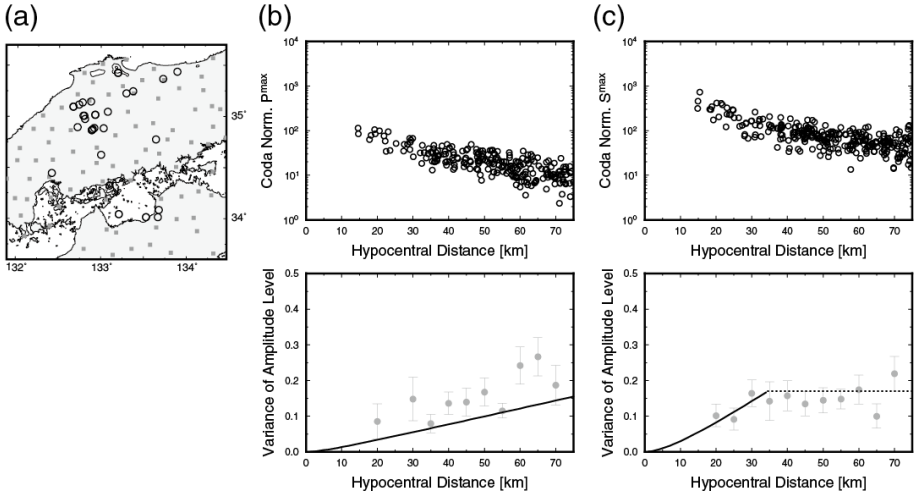
#K. Yoshimoto[1], M. Kobayashi[1] and S. Takemura[2] ([1]Yokohama City Univ., [2]NIED)

1. はじめに　高周波数域（約 1 Hz 以上）では，観測される地震波の振幅に大きなばらつきがみられる．この要因には，地盤増幅や震源輻射特性の他に，地殻構造のランダム不均質性による地震波散乱の影響が指摘されている．小林・他（2016 JpGU）は，中国地方の地殻内地震の波形を解析し，P 波と S 波の振幅のばらつきが周波数・距離依存性を示すことを報告した．本研究では，地震波速度の鉛直変化の影響を考慮することで，地震波の振幅のばらつきの周波数・距離依存性をより厳密に評価した．また，その特徴を地震波散乱の数理モデル（Yoshimoto et al., 2015）を使用して再現できるか検証した．

2. データと解析手法　解析には中国地方の地殻内で発生した横ずれ型の 31 地震（マグニチュード 3.1-5.7）の Hi-net 速度波形記録を用いた（図 a）．小林・他（2016 JpGU）の解析手法に倣い，1-2，2-4 および 4-8 Hz のバンドパスフィルターをかけた震源距離 75 km 以内の地震の速度波形を使用し，震源経過時間 60-70 秒の平均 S 波コーダ振幅で規格化した 3 成分合成最大 P 波振幅および S 波振幅（以下，単に P 波振幅，S 波振幅）を評価した．また，震源の輻射特性の影響を最小化するために，Hi-net の震源決定で使用されている地震波速度構造モデル（鵜川・他 1984）を仮定し，P 波初動発震機構解から予測される P 波および S 波の輻射特性係数が 0.8 以上のデータだけを使用した．

3. 地震波の振幅のばらつき　P 波振幅と S 波振幅のばらつきは，震源距離とともに増大し，高周波数ほどその傾向が顕著であることが確認された．例えば，周波数 1-2 Hz では，P 波振幅のばらつきは全範囲（20-70 km）で震源距離とともに増大するものの，S 波振幅のばらつきは震源距離の小さい範囲（< 30 km）では漸増するが，それ以遠では概ね頭打ちになる傾向が見られた（図 b, c）．周波数 2-4 Hz では，P 波振幅，S 波振幅ともより小さい震源距離（それぞれ，30-40 km と 20 km 程度）で頭打ちになる特徴が見られた．周波数 4-8 Hz では，P 波振幅，S 波振幅ともばらつきが大きく，震源距離変化は見られなかった．

以上の解析結果を踏まえ，観測された地震波の振幅のばらつきを地震波散乱の数理モデルによる再現を試みた．Kobayashi et al.（2015）により推定された地殻構造のランダム不均質性を仮定したところ，周波数 4 Hz 以下における解析結果については概ね再現できることを確認できた（図 b, c に 1-2 Hz の結果を示す）．このような本研究の結果は，地殻の地震波速度構造のランダム不均質性による地震波散乱が P 波振幅と S 波振幅のばらつきの要因であることを示す．その一方で，4 Hz 以上の地震波振幅のばらつきについては，その特性を地震波散乱の数理モデルにより説明できないため，震源輻射振幅のダブルカップル型点震源モデルからの乖離などの要因を含めて評価する必要があると考えられる．



図（a）震央（○印）および Hi-net 観測点（□印）の分布．図（b）P 波振幅の解析結果（周波数 1-2 Hz）：上図は P 波振幅の震源距離変化，下図は P 波振幅のばらつきの震源距離変化（5 km 移動平均区間でデータ数 7 以上の結果を表示）．実線は地震波散乱の数理モデルによる予測値（Kobayashi et al. (2015)の地殻構造のランダム不均質性の推定値（指数関数型不均質性，相関距離 1 km，ゆらぎの大きさ 0.03）を仮定）．図（c）S 波振幅の解析結果（周波数 1-2 Hz）．表示方法は P 波振幅と同じ．

謝辞　防災科学技術研究所の高感度地震観測網 Hi-net の波形記録と震源カタログを使用させていただきました．

S01－08

火山における*S*波の等方輻射：拡散モデルに基づく解釈

#森岡英恵・熊谷博之（名大環境）・前田拓人（東大地震研）

Interpretation of isotropic radiation of *S* waves at volcanoes based on the diffusion model

#Hanae Morioka, Hiroyuki Kumagai (Nagoya Univ.), Takuto Maeda (ERI, UTokyo)

多くの火山では*S* 波の等方輻射の仮定に基づいた高周波地震波振幅を用いた震源決定法（ASL法）が利用されている。この手法は火山構造性地震だけでなく，初動の読み取りが困難あるいは不可能な低周波地震や微動にも適用可能であることから，火山性地震・微動を用いた火山活動の監視にも活用されている。*S*波の等方輻射は，火山の強い不均質性による散乱の効果で*S*波の輻射パターンが崩れるために生じると解釈されてきた。しかしながら，その根拠は十分に示されておらず，どのような不均質性においてこの手法が適用できるのかといった理論的な背景は未解明のままである。

森岡・他（JpGU, 2016）は，von Kármán型の不均質構造を用いた高周波地震波シミュレーションを行い，散乱場が一次散乱的な特徴を持つ場合には，ASL法を用いて推定した震源位置は入力位置には決まらないが，散乱場が拡散的な特徴を持つ場合に，ASL法による震源位置が入力位置に近づくことを示した。このことは，強い不均質構造による多重散乱の効果によって散乱場が拡散的となる場合には，仮定していた*S*波の等方輻射が実現している可能性を示している。

そこで本研究では，拡散モデルに基づいてASL法の考察を行った。ASL法では震源から距離*r*における*S*波の到着時刻の近傍における地震波振幅*A*が以下の式で表されると仮定している。

$$A(r) = A_0 \frac{1}{r} \exp\left(-\frac{\pi f}{Q\beta} r\right) \tag{1}$$

ここでQは非弾性減衰を表す係数，βはS波速度，fは周波数，A_0は震源振幅である。一方，もし地震波が拡散モデルに従うとすると，そのエネルギー密度は

$$E(r,t) = \frac{W}{(4\pi Dt)^{3/2}} \exp\left(-\frac{r^2}{4Dt}\right) \exp(-2\pi Q^{-1} ft) H(t) \tag{2}$$

と書ける。ここで$D = \beta/(3g_{\mathrm{m}})$は拡散係数，$g_{\mathrm{m}}$は$S$波の輸送散乱係数，$W$は震源におけるエネルギー，$H(t)$はステップ関数である。この式において，$t = r/\beta$として$S$波の到着時刻を考え，$r$の関数として$E$の平方根を取った振幅$A_{\mathrm{d}}$で表わすと以下の式が得られる。

$$A_d(r) = A_{d0} \frac{1}{r^{0.75}} \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_d \beta} r\right) \tag{3}$$

ここで

$$A_{d0} = W^{\frac{1}{2}} \left(\frac{3g_m}{4\pi}\right)^{\frac{3}{4}},\ Q_d = \frac{Q}{1+\gamma},\ \gamma = \frac{3g_m Q\beta}{8\pi f}$$

である。よってA_{d}はrのべき指数が若干異なるものの，Aと類似した関係を持っていることがわかる。A_{d}の関係を用いて，森岡・他（2016）による拡散場の特徴を示すシミュレーション波形にASL法を適用したところ，推定された震源位置は，Aを用いた場合とほぼ同じ地点となり，入力値とほぼ一致した。

これらの結果は，ASL 法が拡散的な場で成り立つ手法であることを示している。拡散場における S 波到着時刻の振幅 A_{d} の r に対する式(3)は，S 波の等方輻射の式(1)と類似しているため，これら 2 つの式では距離に対する減衰の仕方に大きな差がない。よって，拡散的な場において S 波の等方輻射の仮定を用いた ASL 法による震源決定が可能であると考えられる。実際の観測波形では Q やサイト増幅特性の推定値の不確定性があるため，r のべき指数の違いを区別することは困難であり，近似的に式(1)が成り立っていると推測される。本研究の結果は，火山における S 波の等方輻射が，多重散乱による拡散場の特性として理解できることを示している。

S01－09

天皇海山列におけるT-phase反射波の数値シミュレーション

#干畑まい・古村孝志・前田拓人（東大地震研）

T-phase reflection by the Emperor seamount chain based on numerical simulation

#Mai Hoshihata, Takashi Furumura, Takuto Maeda (ERI, UTokyo)

１．はじめに

地震に伴い発生するT-phaseは，約1.5 km/sの速度で伝わる海中音響波である．その生成や伝播は海底地形の不均質構造に大きく影響を受けることが知られている．これまで干畑・古村（2015, SSJ）や干畑・他（2016, JpGU）では，地震波伝播の差分法シミュレーションによるT-phaseの再現を試み，その生成と伝播過程の検討を行ってきた．本研究では，T-phaseの伝播過程についての理解を更に深めるために，北太平洋の天皇海山列によるT-phaseの反射波（Obara and Maeda, 2009）に注目し，数値シミュレーションに基づいた海底地形によるT-phaseの反射のメカニズム関して検討を行った．

２．天皇海山列によるT-phaseの反射

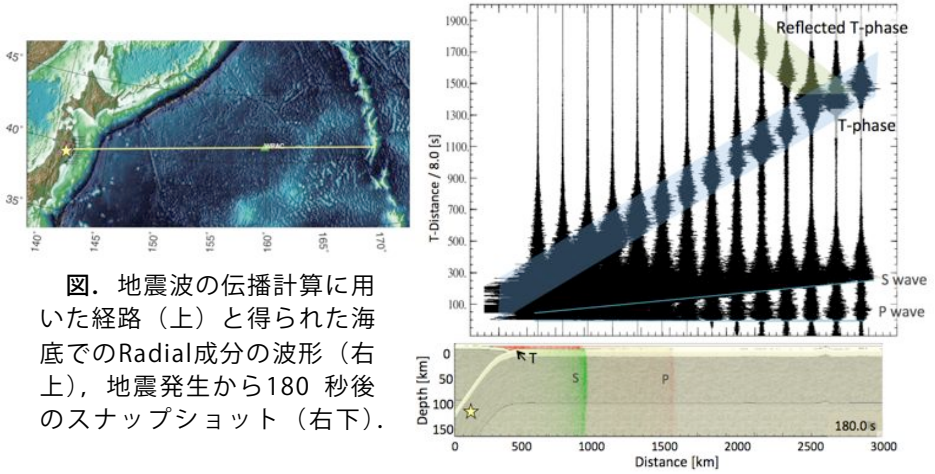
2001年12月に岩手の沿岸北部の深さ123.7 kmで発生したやや深発スラブ内地震（M_W6.4）について，T-phaseの観測記録の検討を行った．この地震においても，既往研究で報告されたように，地震発生から約50分後にT-phaseが東北地方太平洋沿岸のHi-netの観測点で明瞭に観測されていた．これらは，日本海溝付近の海底面で生成されたT-phaseが，太平洋中を伝播した後に天皇海山列によって反射され逆伝播し，太平洋沿岸付近で地震波に再変換したものであると考えられる．さらに，その振幅は震源位置より北東沿岸部で最大になるという特徴（Kosuga, 2011）も確認できた．

また，この地震の発生時にはT-phaseの伝播が期待される経路上に広帯域海底地震計（WPAC）が設置されていた．ところが，そこでは震源から伝播してきたと思われるT-phaseは観測されたものの，明瞭な反射T-phaseを確認することはできなかった．これは，逆伝播することでT-phaseの伝播距離が長くなったことにより海底で観測されるT-phaseの振幅が弱まったことや、３次元的な経路に依存している可能性が考えられる。

３．地震波伝播シミュレーションによるT-phase反射波の再現

T-phase反射のメカニズムや，海底及び陸上での観測記録の特徴についてより詳細に検討するために，震源から天皇海山列までを含む経路に沿った2次元差分法シミュレーションを行った．海底下の速度構造としては，Sereno and Orcutt (1985)の成層構造にSlab1.0（Hayes, 2012）の太平洋プレートを置き，さらに各層に短波長のランダム不均質構造（Kennett and Furumura, 2014）を重畳させたモデルを作成した．海水の速度分布は、中埜・他(1995)の音速分布を基にし，SOFAR（Sound Fixing and Ranging）チャネルの低速度層を組み込んだ．

岩手の沿岸北部の地震について，周波数5 Hzまでの高周波数地震動を計算し，計算から得られた海底面における水平動径方向（Radial）成分の地震波速度波形によりT-phaseの伝播の様子を検討した．その結果，日本海溝付近におけるT-phaseの生成と太平洋中の伝播，さらに海山におけるその反射までを良く再現することができた（図）．海山では，T-phaseの一部だけが反射し，大部分は海山を超えて北太平洋に伝播していることも確認できた．今後さらに観測波形の解析とシミュレーションによる検討を進めることで，海山の形状と反射波の強度の関係性や，陸域で地震波に再変換するメカニズムの重要な手掛かりを得ることができると期待される．



図．地震波の伝播計算に用いた経路（上）と得られた海底でのRadial成分の波形（右上），地震発生から180 秒後のスナップショット（右下）．

謝辞：東京大学地震研究所海半球ネットワークデータセンターの海底地震計データおよび防災科学技術研究所のHi-netのデータを使用しました．また，東京大学地震研究所のEIC計算機システムを利用しました．

S01－10

有限断層面上での破壊伝搬様式が津波発生に与える影響

#蓬田 清（北大・理）

Effects of rupture propagation over a finite fault on tsunami generation

#Kiyoshi YOMOGIDA
Graduate School of Science, Hokkaido University, Sapporo, JAPAN

断層運動から海底面の隆起分布を求め、そこから発生する津波の波形合成・数値シミュレーションを行う場合、断層セグメント間の連動のズレ（Imai et al., 2010）などの例外を除き、隆起領域を分割するセグメントの時空間タイミングは重要でないと考えられてきた。有限断層からの地震波発生では破壊面の伝搬様式が極めて重要であるが(directivity効果)、津波発生で効果的でないとされるのは、

（１） 津波の速度（水深 4 kmで約200 m/s）は破壊伝搬の速度（通常の地震で2~3 km/s）より約１けた小さい、

（２） 海底面の隆起に応答する海面での変位は短波長成分が除かれるローパスフィルター（$1/\cosh(KD)$, $K \equiv ({k_x}^2 + {k_y}^2)^{1/2}$ は波数で、Dは水深）効果が働く(Saito, 2013)

などによる。数100 kmを超える断層でない限り、ほぼ同時に全体が隆起した場合との違いは小さいと見なされてきた。

しかし、（１）の超音速状況（５倍以上では極超音速として区別される）では、各点からの放射の足しあわせ結果が通常と異なる強い指向性が生じる。本研究では海底面の隆起分布が伝搬する場合の定式化を行い、上記の条件での影響を定量的に検討する。水深Dの海底面の隆起に応答する津波励起源としての海面の上昇ηは

$$\eta(x,y,t) = \frac{1}{(2\pi)^2}\iint_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp\left(i(\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}-\omega(K)t\right)}{\cosh(KD)}\Omega(\mathbf{k})d\mathbf{k} \qquad (1)$$

で与えられる(Saito, 2013)。ここで、$\Omega(\mathbf{k})$は海底面の点$\mathbf{r_0}$で時刻$\tau(\mathbf{r_0})$に瞬時にdだけ隆起した場合の隆起領域Sの波数成分である：

$$\Omega(\mathbf{k}) = \iint_S d(\mathbf{r_0},\tau(\mathbf{r_0}))\exp(-i(\mathbf{k}\cdot\mathbf{r_0} - \omega(K)\tau(\mathbf{r_0})))d\mathbf{r_0} \qquad (2)$$

（$\omega(K)^2 \equiv gK\tanh(KD)$は津波伝搬の分散関係、$g$は重力加速度）。

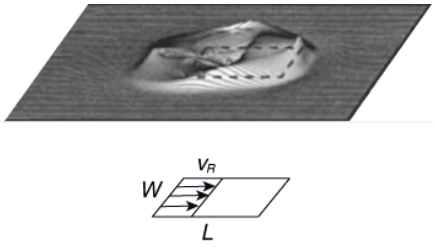
隆起様式として長さL（x方向とする）、幅Wの矩形領域を伝搬速度v_Rでunilateral-unidirectional様式で海底の各点が一様なd_0だけ隆起したする。式(2)のdx_0についての積分は$\exp(-i(k_x - \omega(K)/v_R)x_0)$となり、式(1)に代入すれば、津波発生源としての海面高が求まる：

$$\eta(x,y,t) = \frac{d_0 L(t) W}{(2\pi)^2}\iint_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp\left(i(\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}-\omega(K)t\right)}{\cosh(KD)}\frac{\sin X}{X}e^{-iX}d\mathbf{k} \qquad (3)$$

ここで、$X(k_x) = L(t)(k_x - \omega(K)/v_R)/2$、$L(t) = v_R t$（破壊伝搬中）$t < 0$で0、終了後は$L$である。

この定式化を用いて励起された海面の変化とそれから発生する停留値法の近似による津波伝搬効果（Pedlosky, 2003）を合わせた一例を下図に示す($v_R = 5\,\omega/K,\ L = 3W$)。超音速に特徴的な大振幅のインパルス状の波面（衝撃波）は上述（２）の効果で弱められるが破壊前面に大きく、両側面には$\cos^{-1}(\omega/K/v_R)$の角度で平面状の波面が伝わる特徴が見られる。特に、破壊伝搬と逆方向に津波はほとんど励起されないという放射パターンの強い指向性が現れる。

破壊伝搬を無視すると、有限断層面上の各点から円形の津波波面の足しあわせとなり、断層形状のみが支配的となり断層の長辺２方向に強い波面が放出される（e. g. , 海溝に沿った長い断層は、海溝軸に垂直な方向へ平面波状に放出)。破壊伝搬が海溝軸と直角方向(2011年東北沖地震のalong-dipな伝搬)の場合、励起される津波のパターンが大きく異なる可能性が示唆される。非弾性的な断層運動・厚い海底堆積物の応答・海底地すべりなどの伝搬速度v_Rが遅い場合には、これらの効果がさらに顕著になるはずである。



〈文献〉・Imai, Satake & Furumura, *Earth Planets Space*, 62, 427-432, 2010.
・Pedlosky, *Waves in the Ocean and Atmosphere*, Springer, 2003.
・Saito, *Earth Planets Space*, 65, 1411-1423, 2013.

S16－01

３成分入力地震波動場に基づく、３次元非線形地盤応答解析法

飯田昌弘（東京大学地震研究所）

3D Nonlinear Soil Response Methods Based on a Three-component Input Wave Field

Masahiro Iida (Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

１．序　短周期（周期数秒以下）表面波を適切に取り扱うために、入力地震波動場（波動が伝播している状態）に基づく、３次元非線形地盤応答解析法を提案した［1]。そして、水平動を受ける多層地盤において、３次元線形、非線形、液状化地盤応答解析を実施した。その後、提案法は、３次元線形建物−地盤相互作用解析法［2］へと発展した。提案法では、３次元地盤モデルと、波動場評価のための(数十 m の浅い地下構造を含む)数百 m 以上の深い地下構造を使用する(図１)。短周期表面波が、浅い構造と深い構造の両方の物性に強く依存するからである。

本研究では、垂直動を加えた３成分入力波動場に基づく、３次元非線形地盤応答解析法を提案する。その内容は、すでに論文［3］にまとめられている。

垂直動は、あまり重要でないと考えられてきた。その理由は、重力が作用していることと、垂直動は表層地盤であまり増幅しないので、大きな歪や応力が発生しないと考えられるためである。他方、垂直動の取り扱いは、水平動よりもずっと難しい。波動の種類の識別がきわめて困難であり、重力の考慮が必要であり、適切な境界処理が存在しないからである。波動場の評価も困難である。

そうした困難さを踏まえた上で、東京の３地質（山手、下町、埋立）区域において、３成分入力波動場に基づく、３次元非線形地盤応答解析を実施する。

２．方法　図１の３次元地盤モデルにおいて、土は直方体要素で表現される。運動方程式は、ここでは割愛する。

３．地盤応答　東京の３地質（山手、下町、埋立）区域の３観測点において、１８５５年安政江戸地震 (M=7.4) と１９２３年関東地震 (M=8.1) による、３次元線形、非線形、液状化地盤応答解析を実施する。

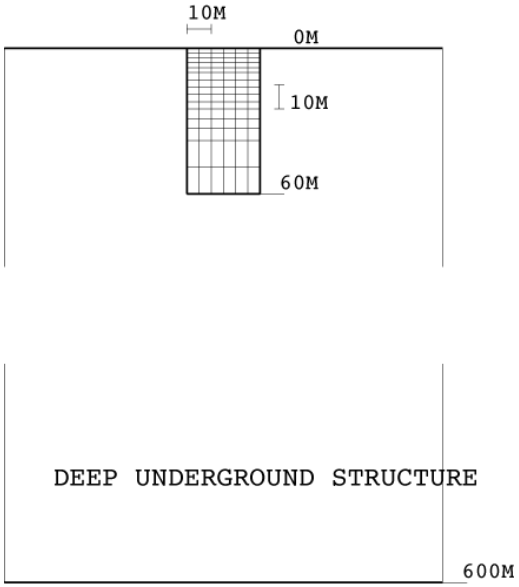


図１　３次元地盤モデルと、波動場評価のための深い地下構造。

入力波動場による線形地盤応答は、入力地震動による応答に比較して、波動場をよく復元できる。３成分入力波動場による線形地盤応答は、垂直成分波動場を相応に復元できる。また、水平成分波動場と３成分波動場による線形地盤応答において、歪と応力の垂直分布を評価すると、両者にはほとんど差がない。従って、垂直動の影響は無視できることがわかる。

非線形及び液状化地盤応答解析においても、概ね満足できる応答が得られる。波動場が表面波を多く含む場合には、液状化時に地盤応答がきわめて大きくなる。

４．結論　通常の条件下にでは、垂直成分の影響は無視できることがわかった。

参考文献　[1] Iida (2006). Int. J. Geomechanics, ASCE, 6(5), 342-355. [2] Iida (2013). Int. J. Geomechanics, ASCE, 13(4), 430-440. [3] Iida (2016). Int. J. Geomechanics, ASCE 16(1), 04015026.

S16－02

東京湾岸の長周期地震動　－三重県南東沖の地震(M6.5)と駿河湾の地震(M6.5)－

#植竹富一（東京電力HD）

Long-period ground motion in the Tokyo Bay area – the M6.5 event in SE off Mie Prefecture and the M6.5 event in Suruga Bay –

#Tomiichi Uetake (TEPCO HD)

2016年4月1日に三重県南東沖でM6.5，深さ28.7kmの地震が発生した．この地震は1944年東南海地震の震源近傍で発生しており，南海トラフの地震による長周期地震動を考える上で重要な地震である．首都圏ではこの地震は無感であり，ほとんどの加速度観測点ではトリガーしなかったが，東京湾岸の速度型強震計観測点では記録が得られた．今回はその記録の特徴について，2009年8月11日に発生した駿河湾の地震（M6.5，深さ23.3km）による記録と比較して報告する．

震源と観測点の位置関係を図1に示す．三重県南東沖の地震に対する震央距離は，湾口部のYKSで372km，東京湾奥のCHBで423kmである．なお，中間位置にある駿河湾の地震（M6.5）の震央距離はそれぞれ，121km，170kmである．

両地震の速度波形についてマルチパスフィルター解析を実施した．ただし，震央距離の違いを考慮し，三重県南東沖の地震波形の振幅を駿河湾の地震の距離に補正して比較を行った．補正にあたっては表面波の伝播を仮定し距離の1/2乗で幾何減衰分の補正を行った．YKSとCHBのNS成分の結果を図2に示す．YKSに比べCHBは継続時間が長く，関東平野内で周波数0.1～0.5Hzの後続波が成長していることがわかる．

駿河湾の地震に比べ，三重県南東沖の地震は高周波数成分が少ない．高周波数成分については，実体波的な幾何減衰やQ値の影響の補正が出来ていないことに加え，駿河湾の地震がプレート内地震であったため，高周波数成分の発生が大きかった可能性もある．一方，0.2Hzより低周波数側では，CHBの150秒付近のピークを除き，三重県南東沖の地震の振幅がやや大きく，地震モーメントの大小関係（三重県南東沖Mw5.8，駿河湾Mw6.2）とは逆である．また，YKSの三重県南東沖の地震記録では，駿河湾の地震では見られない分散性が確認でき，CHBの記録でも三重県南東沖の地震の方が駿河湾の地震に比べ遅い時間で振幅が大きい．このことから，三重県南東沖の地震の記録では表面波成分が卓越しており，その増幅には伝播経路（南海トラフ）が影響していると考えられる．

謝辞：気象庁の震源情報及び防災科研F-NETの地震モーメント・メカニズム情報を使用しました．作図にはGMTを用いました．記して感謝いたします．

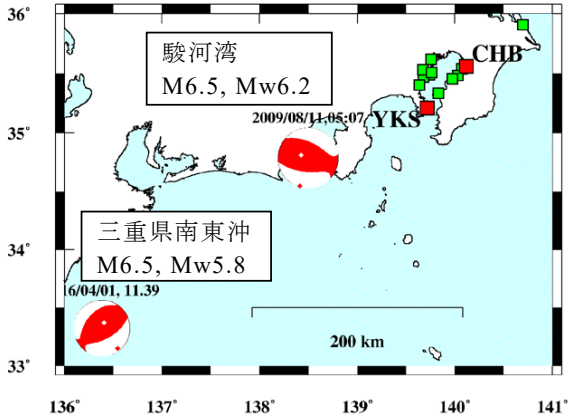


図1　震源と観測点の位置関係

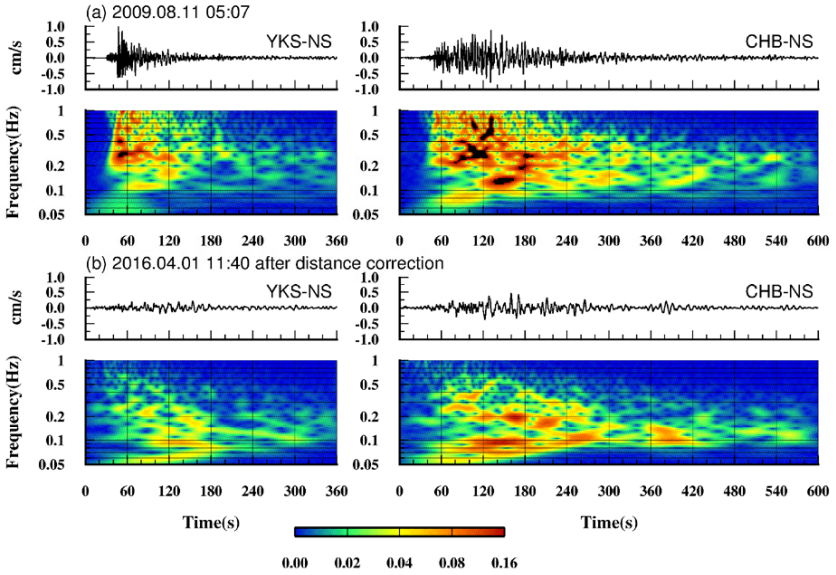


図2　速度記録のマルチパスフィルター解析結果（YKSとCHB，NS成分）

海底観測網DONET1の地盤震動特性の把握を目的としたS波・コーダ波・常時微動のH/Vスペクトル比の解析

#久保久彦・鈴木亘・中村武史・木村武志・功刀卓・高橋成実・青井真（防災科研）

Analysis of H/V spectral ratio of S-wave, coda, and microtremors for understanding ground motion characteristics of DONET1

#Hisahiko Kubo, Wataru Suzuki, Takeshi Nakamura, Takeshi Kimura, Takashi Kunugi, Narumi Takahashi, Shin Aoi (NIED)

1．はじめに

地震・津波観測監視システム（DONET1およびDONET2）は、南海トラフで発生する地震と津波をリアルタイムで観測することを目的として、紀伊半島沖から四国沖に設置された海底観測網である。海底観測網における強震記録の活用には基礎的な情報として海底観測網における地盤震動特性が必須となる。例えば陸域と海域の観測網の地震動記録を統合的に用いた即時地震動予測の開発が現在防災科研などで進められているが、陸域と設置環境が大きく異なる海域の記録の使用にはその場所の地盤震動特性を予測に反映させる必要がある。本研究ではDONET1における地盤増幅や非線形応答などの地盤震動特性の把握を目的に、2016年4月1日11時39分に三重県南東沖で発生した地震（M_{JMA} 6.5, 以下M6.5イベント）で観測された強震動記録や他の中小地震時の地震動記録、常時微動の解析を行った。

2．コーダ波および常時微動のH/Vスペクトル比

M6.5イベントにおいてDONET1で観測された最大速度を経験的な距離減衰式と比較すると、複数の観測点で経験式の標準偏差を上回る観測値が記録されている。これは観測点直下の堆積層によって地震動が増幅されたためだと考えられる。海域の観測点は陸域の観測点に比べ堆積層が厚く、堆積層による地震動増幅が生じることが予測されるが、その堆積層構造や堆積層による地盤増幅に関する研究は少ない。そこで、中小地震のコーダ波および常時微動の水平動と上下動のスペクトル比（H/V）から、DONET1直下の地下構造の卓越周波数の空間分布を調べるとともに、既往の地下構造モデルから予測される卓越周波数と比較した。

まず、DONET1全点が整備された2011年8月以降に観測網周辺で発生した13個の中小地震（M6.5イベントは含まない）による強震計の地震動記録を収集した。その3成分地震動記録からコーダ波部分（S波走時の二倍に当たる時刻から163.84秒間）を切り出し、その両端10%にコサインテーパーをかけた。そしてFFTによりフーリエ振幅スペクトルを得て、Konno and Ohmachi (1998)の手法で平滑化した。水平動の振幅スペクトルには水平2成分の相乗平均を用いた。こうして得られた水平動と上下動のスペクトル比からコーダ波H/Vを求めた。常時微動H/Vは2016年4月1日0時0分からM6.5イベント直前の11時30分までの広帯域地震計の連続記録から求めた。得られたコーダ波および常時微動のH/Vを観測点ごとに比較すると、AノードとEノードといった海溝軸からの距離が比較的遠い観測点は2–4Hzにおいて顕著なピークを持つ一方で、Cノードなど海溝軸に近い観測点では顕著なピークが見られなかった。これはトラフ軸からの距離で観測点直下の堆積層構造が異なることを示す。また、地震動シミュレーションで用いられるJ-SHIS全国深部地盤構造モデルから計算されるレイリー波の基本モードの楕円率は全観測点で0.2Hz付近にピークを持っており、上記の観測を再現するには地下構造モデルのチューニングが必要であることが示唆される。

3．S波H/Vスペクトル比から推察される非線形応答

100galを越える強震時に地盤の非線形応答が生じることはよく知られている（例えば、野口・笹谷 2011）。M6.5イベント時にDONET1で観測された最大速度が経験的な距離減衰式よりも大きな値である一方で、最大加速度は経験的な距離減衰式に沿っている。この食い違いは観測点直下の堆積層によって地震動が地盤増幅された一方で、高周波数側のレベルが地盤の非線形応答により減少したためと解釈することができる。そこで、強震時と弱震時のS波H/Vを比較することで、M6.5イベント時の非線形地盤応答に関して調べた。

S波H/Vの算出には、まずコーダ波H/Vの算出で用いた地震動記録およびM6.5イベントの地震動記録からS波部分20.48秒間を切り出し、その両端10%にコサインテーパーをかけた。そしてFFTにより得たフーリエ振幅スペクトルに、0.1HzのParzenウィンドウで平滑化したものから求めた。中小地震のS波H/Vの平均とM6.5イベントのS波H/Vを比較すると、M6.5地震時のKME17・KME18・KME19のH/Vは高周波数帯域（>1 Hz）のレベル低下と卓越周期の低周波数側へのシフトが見られた。また、KMA04・KMD16・KME20でも高周波数帯域のレベル低下が見られた。非線形地盤応答の度合いを示すDNL_{HV}（野口・笹谷 2011）を求めると、上記観測点では非線形応答が生じた目安となる4を大きく超えており、KME17・KME18・KME19では8を超えた。顕著な非線形応答が生じたこれらの観測点の最大加速度は100galを超えていた一方で、最大加速度が200gal付近でもH/Vに非線形応答の特長が見られない観測点もあり、観測点ごとに非線形地盤応答の出やすさに違いがある可能性がある。

S16－04

2016 年熊本地震の断層極近傍と益城町宮園周辺における微動アレイ測定

 # 元木健太郎・石田寛・安本宏・加藤研一（小堀鐸二研究所）・高橋寿幸・古川拓人（東京ソイル）

Microtremor array explorations just near the earthquake fault of the 2016 Kumamoto earthquake and around Mashikimachi

#Kentaro Motoki, Hiroshi Ishida, Hiroshi Yasumoto, Kenichi Kato(KRC), Toshiyuki Takahashi, and Takuto Kogawa(TSR)

１．はじめに

2016 年熊本地震で震度 7 を 2 回観測した益城町宮園の周辺では、木造家屋を中心として甚大な被害が発生した。一方、地表地震断層の極近傍では、木造家屋に被害が少なかった[1)]。墓石の転倒率をみると、地表地震断層付近で転倒率が一部低い墓地が確認されたが、それらを除くと上記二つの地域で差はほとんど見られなかった[1)]。対象物によって被害の出方が異なることは、被害に影響する周期が異なり、地盤増幅の違いによることが考えられる。そこで益城町宮園周辺と断層極近傍で、地盤震動特性の違いを考察するため、微動アレイ測定を実施した。

２．測定方法および解析方法

微動アレイの測定地点を図 1 に示す。記号は転倒率を調査した墓地[1)]を示す。半径 100m、50m、25m のアレイ測定（以降、大アレイ）を、役場の西約 50m の宮園と断層極近傍の福原の 2 地点で実施した。また、半径約 10m ～約 2m のアレイ測定（以降、小アレイ）を上記 2 地点を含む 10 地点で実施した。測定には東京測振製の動コイル型速度計（SE-22、感度 5V/kine、固有周期 5 秒）と、SAMTAC-802C を使用した。大アレイ時は 25 または 30 分間を、小アレイ時は 15 分間を計測した。

微動記録から位相速度を求める際、より定常的な振動を抽出するために、振幅の大きい非定常な部分を除外し、残った記録を 10.24 秒間のセグメントに分割した。位相速度の算定にはSPAC法を用い、S波速度構造モデルの同定には山中(2007)のハイブリッドヒューリスティック法を用いた。

３．微動アレイ結果

10 地点の位相速度を、断層極近傍と宮園周辺に分類して図 2 に示す。宮園周辺では高周波数での位相速度は全ての点で 200m/s 以下となっている。一方、断層極近傍では、平田、E3-2、G4-1 の 10Hz 付近で 400m/s と評価されるなど、観測点によって異なる結果が得られた。それらの位相速度に基づき同定した S 波速度構造モデルを図 3 に示す。この情報を基に AVS30 の、文献１）の墓石転倒率との関係を確認したところ、負の相関が確認され、墓石の転倒率には表層付近の増幅率が寄与していると考えられる。大アレイを行った宮園と福原で GL 約 -200m からの 1 次元増幅率を求めると、1Hz 付近での増幅は宮園の方が大きく、木造家屋の被害と定性的に対応する結果が得られた。

参考文献）1) 友澤・他 (2016)：日本地震工学会大会 -2016 年梗概集（投稿中）

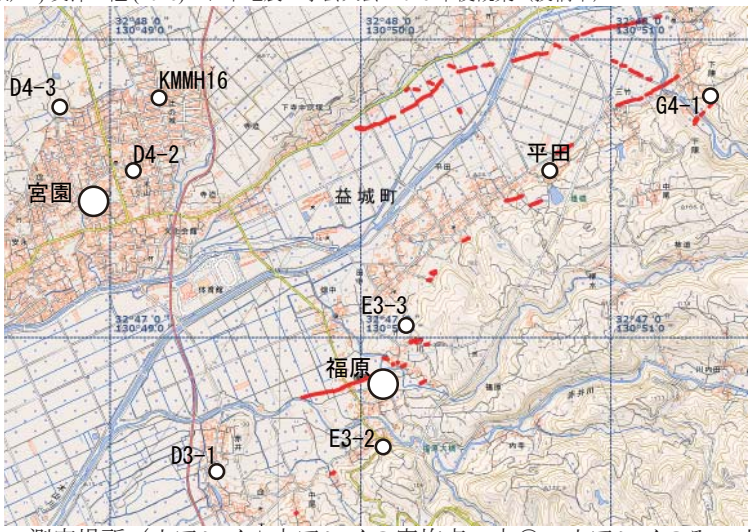


図１　測定場所（小アレイ＋大アレイの実施点：大○、小アレイのみ：小○）

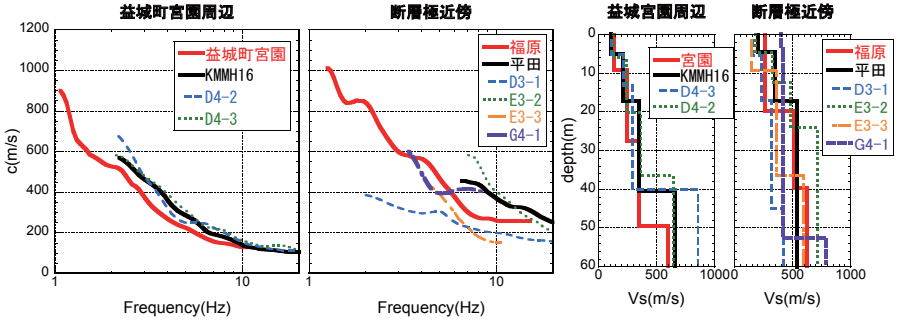


図２　位相速度

図３　S 波速度構造モデル

S16−05

微動H/Vスペクトル比の方位依存性から推測される小名浜地区における極表層地盤の不整形

#松島信一（京大防災研）・小阪宏之（戸田建設）・小林冬芽（京大工卒）・川瀬博（京大防災研）

Heterogeneity of very shallow subsurface structure inferred from the directional dependency of microtremor H/V spectral ratios in the Onahama region

#Shinichi Matsushima (DPRI, KU), Hiroyuki Kosaka (Toda Corp.), Toga Kobayashi (Former Kyoto Univ.), Hiroshi Kawase (DPRI, KU)

In this study, we observed MHVRs at a strong motion observation site of Port and Harbor Research Institute in Onahama, Japan. We found that directional dependence exists in some parts of the area surrounding the site. We conducted microtremor observations to detect the distribution of directional dependent MHVRs in order to find the cause of the directionality.

港湾地域強震観測網（例えば、野津・若井, 2011）の小名浜観測点周辺の地盤構造を調べるために，微動観測や表面波探査による地盤構造調査を行ったところ，強震動観測点周辺の地盤が不整形であることがわかった（小阪, 2015）．そこで，本研究では，この不整形の及ぶ範囲を調べ，その不整形の原因を探るため，微動観測を追加して行い，H/Vスペクトル比の方位依存性から不整形地盤の推定を試みた．観測対象地域は，港湾地域強震観測網小名浜観測点が位置する，福島県いわき市の国土交通省東北地方整備局小名浜港湾事務所の敷地内外とした．図1に観測点位置を示す．微動観測は，アカシ（現ミツトヨ）製SMAR-6A3Pと白山工業製LS8800を組み合わせて用いて行った．サンプリング周波数は200Hz，アンプ倍率は500倍とし，各観測の開始前に方位磁針により方位を合わせ，GPSにより時刻校正を行った．1地点につき30分観測し，40.96秒のセグメントを切り出してセグメントごとに基線補正を行い，NS，EW，UD成分のフーリエスペクトルをバンド幅0.1HzのParzen Windowを用いて平滑化を行ったのち，NSとEWをそれぞれUD成分で除して，微動のH/Vスペクトル比（MHVR）とした．図2にMHVRの例を示す．3～5Hzにピークのある A6やC3ではNS/UDとEW/UDに顕著な差があり方位依存性を示す一方で，10Hz付近にピークのあるA1では2成分の差はない．また，A6とC3ではピーク振幅が大きくなる方向が異なるため，2方向の不整形構造の存在が推測される．MHVRの方位依存性を定量化するために，方位依存係数γを次式で定義する．

$$\gamma = \frac{1}{N}\sum_{f_1}^{f_2}\sqrt{\frac{\mathrm{abs}\{(\mathrm{NS}(f)/\mathrm{UD}(f))^2-(\mathrm{EW}(f)/\mathrm{UD}(f))^2\}}{\{\min(\mathrm{NS}(f)/\mathrm{UD}(f),\mathrm{EW}(f)/\mathrm{UD}(f))\}^2}} \qquad (1)$$

f_1とf_2は対象振動数範囲の上下限（f_1=1Hz, f_2=6Hz），Nは対象振動数範囲のデータ数である．図3にγの分布を示す．図からわかるように，γが大きい地点が一部に集中している．γが大きい地点において，図4に示すように卓越する成分を線の長さで表したところ，西側ではNS/UDが卓越す地点が南北方向に並び，東側ではEW/UDが卓越する地点が東西方向に並ぶことが分かった．卓越振動数から，MHVRの方位依存性は，極表層地盤の2方向の不整形の影響と推測される．

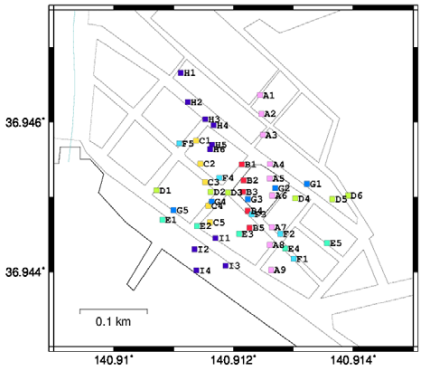


図1　小名浜港湾事務所の敷地内外の微動観測点

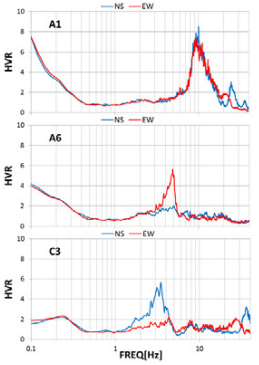


図2　MHVRの例

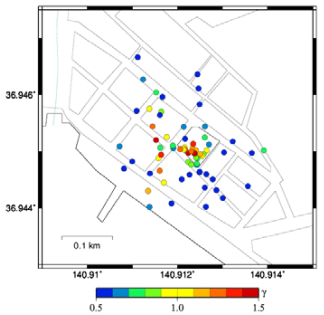


図3　方位依存係数γ分布

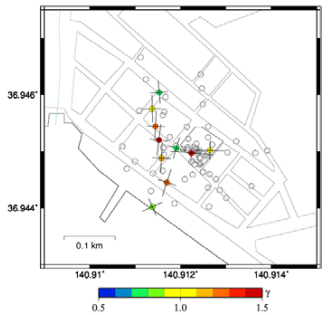


図4　γが大きい地点での卓越方向

S16－06

2008年岩手・宮城内陸地震震源域を対象とした計測震度トモグラフィによる減衰の不均質分布の推定

#笠松健太郎（鹿島建設技術研究所）・加藤研一（小堀鐸二研究所）・野尻揮一朗（北海道電力）

Estimation of Attenuation Structure around the Near Source Region of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake based on the Tomographic Inversion by using Seismic Intensity Data

#Kentaro Kasamatu (Kajima Technical Research Inititute), Kenichi Kato (KOBORI RESEARCH COMPLEX INC.), Kiichiro Nojiri (Hokkaido Electric Power Co., Inc.)

【はじめに】2008年岩手・宮城内陸地震の震源近傍では，KiK-net一関西，荒砥沢ダム，栗駒ダムなどで大振幅の強震記録が得られた．火山帯である当該地域は地盤構造が複雑であり，減衰やS波速度が局地的に異なることが指摘されている．友澤・池浦(2014)は，この地域を対象に栗駒山付近に分布する高減衰帯を考慮したスペクトルインバージョンを行い，当該地域の地震動特性を把握する為には，不均質な減衰構造を考慮する必要性を指摘している．本検討では，余震記録の計測震度を用いたトモグラフィ解析により震源域における減衰の不均質分布を推定した．不均質な減衰が震源近傍の地震動レベルにどのように寄与したのかについても検討した．

【解析方法とデータ】はじめに，海溝型地震の観測記録を用いて神田・武村(2010)と同様の(1)式で計測震度Iの距離減衰式を策定し，その式に対する残差から各観測点のサイト特性を評価した．Xは震源距離を表す．次に，余震の観測記録を用いて，サイト特性を付加した同様の距離減衰式を策定し，記録毎の残差$R_{i,j}$を(2)式で求めた．残差の要因を伝播経路の減衰による影響と仮定し，対象領域を幅3kmの短冊状のブロックで分割した(3)式で減衰の不均質分布をモデル化した．

$$I^C = a\log X + bM_J + c \quad (1) \qquad R_{i,j} = I^O_{i,j} - I^C_{i,j} \quad (2) \qquad R_{i,j} = \sum_{k=1}^{K}\left(G_k \cdot T_{i,j,k}\right) \quad (3)$$

G_kはブロックkを通過することによる計測震度の増減率であり，減衰の空間的な不均質分布はG_kの分布として表される．$T_{i,j,k}$は観測点i，地震jの伝播経路におけるブロックkの伝播距離を表し，震源と観測点を結ぶ直線から求めた．各地震の震源位置は，気象庁地震年報(2011)に基づいた．残差$R_{i,j}$が最小となるG_kの分布を最小二乗法で推定した．検討には，荒砥沢ダムと栗駒ダム，震源近傍に位置するKiK-net地点の計7サイトの計測震度の観測値を用いた．

【解析結果】減衰の不均質分布の評価結果を図1に示す．チェッカーボードを用いた数値実験を行い，充分な解像度を示すブロックの結果のみを記した．空間的な広がりを見易くするために，各ブロックのGをスプライン補間した．全体的な分布を見ると，この地域の減衰構造は非常に複雑であることが分かる．栗駒山付近でGが小さい，すなわち減衰が大きい特徴は冒頭で述べた既往研究と同様の特徴である．一関西では，観測点直下から東西にかけて低減衰帯が分布する．これらの地域を通過する地震波は減衰による振幅の低減率が小さいため，一関西では平均レベルよりも振幅の大きい地震動が観測されると推察される．その例として，余震(M4.2)を対象に震央～一関西を結ぶ測線上の計測震度の推定値を観測値と重ねて図2に示す．伝播経路の不均質性を考慮することにより観測値は概ね再現されている．以上のように，当該地域は複雑な減衰構造下にあり，同じ規模，距離で発生した地震でも観測点に対する方位が違うと観測される地震動の振幅が変わる傾向が認められた．

【謝辞】防災科研のKiK-net，宮城県の栗駒ダムと荒砥沢ダムの地震観測記録を使わせていただきました．記して感謝致します．

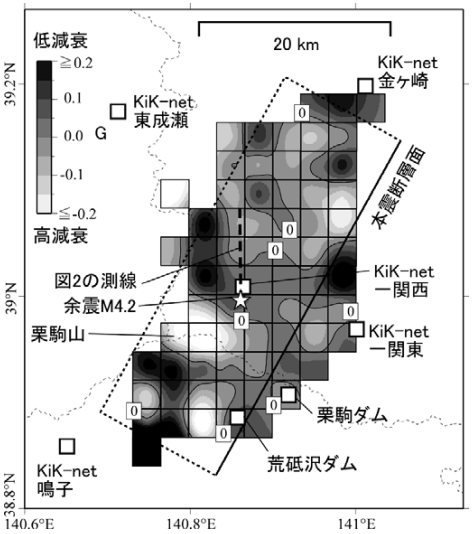


図1 減衰の不均質分布の推定結果

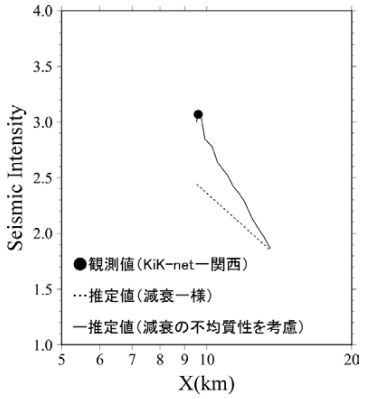


図2 余震(M4.2)から一関西に至る計測震度の距離減衰

10/7　C 会場　午前

S17－04

DONETデータを用いた津波増幅率による即時津波予測システムの高度化

#高橋成実（防災科研）・今井健太郎・末木健太朗・大林涼子・稲住孝富（海洋機構）・石橋正信（和歌山県）・馬場俊孝（徳島大）・金田義行（香川大）

Advanced real-time tsunami prediction system based on tsunami amplification using DONET data

#N. Takahashi (NIED), K. Imai, K. Sueki, R. Obayashi, T. Inazumi (JAMSTEC), M. Ishibashi (Wakayama prefecture), T. Baba (Univ. of Tokushima), and Y. Kaneda (Kagawa Univ.)

2011 年東北地方太平洋沖地震発生以降，内閣府によって南海トラフの想定断層モデルが改訂された．この断層モデルは，トラフ走向方向には東海から日向灘まで，鉛直方向にはトラフ軸から深部低周波地震が発生するエリアまで拡大され，巨大津波を発生させる大すべり域を内包する．

海洋研究開発機構（JAMSTEC）では，地震・津波観測監視システム(Dense Ocean floor Network system for Earthquakes and Tsunamis, DONET)を南海トラフの熊野灘に DONET1，紀伊水道沖に DONET2 を展開，整備し（Kaneda et al., 2015; Kawaguchi et al., 2015），現在は，防災科学技術研究所（NIED）が JAMSTEC との連携のもと運用している．地殻変動観測からは熊野灘から紀伊水道沖にかけて相対的に固着が弱いことが示され（Yokota et al., 2016），シミュレーションによる地震発生シナリオ研究からは，同海域から破壊が始まり東西に破壊が伝搬されることが示されており（例えば，Hori, 2006），津波発生が予測される海域として，DONET を用いた即時津波予測が期待された．

Baba et al. (2013)は沖合・沿岸間の津波高増幅特性を利用し，DONET1 の観測点における水圧計のデータと沿岸津波高の予測可能性を示した. 南海トラフ沿いに約 3500 ケースの断層モデルをもとに DONET 観測点と沿岸予測点の津波波形を計算し，第 1 波の最大振幅を比較して，その相関性と観測値から沿岸の予測点の津波高を見積もった．これを予測に影響しない範囲で約 1500 ケースに絞ってデータベース化し，DONET を即時的に受信して津波を予測するシステムを構築，和歌山県をはじめ，実装・運用している．しかし，津波波源域と予測点の間に DONET 観測点がない場合には，沖合・沿岸間の津波増幅の相関性が低く，沿岸津波高の予測精度が著しく低下する場合があった．このため，DONET 観測網と津波波源域の相対的位置関係を地震波などで事前に明らかにすることで津波シナリオを絞り込み，沿岸予測点に対応する適切な DONET 観測点を選択することで，予測精度の向上が考えられる．

現在，DONET2 が構築されて沖合観測網が広域化し，上記の高度化を図ることが可能になった．予測原理は変わらないが，データベース内の震源モデルと水圧計の絶対値平均を計算する観測点を都度適切に選択して予測する. まず，データベース内の約 1500 ケースの震源モデルの絞り込みを考える．DONET の強震計のトリガー順とそのスローネスから相対的な震源方位を求め，その方向の断層モデルに絞り込むことにした．並行して，DONET の水圧計のトリガーパターンからの震源モデルの絞り込みも導入した．津波地震を含め，震源域と津波発生域が一致しないケースもあり得ることを念頭に置いている．また，各津波予測点と震源方位，DONET 観測点の位置関係から，ある予測点に対して津波が通り過ぎたケースでは，即時予測の計算に使用しないこととした．また，海域で一定の地殻変動が発生すると，水圧計のゼロ値がオフセットしたことになるため，東南海地震後に南海地震が発生するようなケースでは正しく津波を捉えられない可能性がある．DONET 観測点での津波の収束判定を導入し，一定の条件をクリアすれば，水圧計のゼロ値を改訂し，次の津波検知に備える形とした．本講演では，本システムについて報告する．

S17－05

動力学的断層破壊シナリオによる地震波・津波記録の理論合成

#齊藤竜彦・福山英一（防災科研）

Synthetic seismic and tsunami waveforms based on dynamic rupture scenarios

#Tatsuhiko Saito and Eiichi Fukuyama（NIED）

1. はじめに　地震学の知見と実測する記録をもとに，巨大地震の発生シナリオを作成できる．測地データの解析からプレート間のすべり遅れ速度分布を推定し，その定常性と地震再来間隔を仮定することで，応力の蓄積を評価する．プレート間の摩擦構成則を設定し，運動方程式を用いれば，巨大地震の破壊過程を再現することができる．さらに，破壊の開始点によって破壊過程は変化する．この考えに基づき，Hok et al. (2011, JGR) は，南海トラフで発生する可能性のある巨大地震 (Mw~8.5) に関していくつかの発生シナリオを提案している．また，これを活用し，津波のハザードを評価することもできる (Kim et al. 2016, EPS)．本研究では，南海トラフで想定されている地震発生シナリオに対して津波記録を理論的に合成し，巨大地震のデータ解析において注意すべき点を報告する．

2. 理論波形合成　動力学的破壊シミュレーションで得られた巨大地震 (Mw 8.5) の断層すべり時空間分布 (Hok et al. 2011) から，地震波・津波を計算する．海水層を含む構造を仮定し，3 次元線形弾性体運動方程式を用いて地震波の生成・伝播を計算する．地震波伝播の計算結果を境界条件とし，2 次元非線形長波方程式を用いて津波の生成・伝播を計算する．津波記録には，海底の水圧の変化を計測する海底水圧計，水面の変位を計測する GPS 波浪計などがある．両者とも津波だけでなく地震波を含む．地震波と津波シミュレーションの結果を使って，津波発生時の海底圧力変化と水面変化を合成する手法を開発し，理論波形記録を合成した．

3. シミュレーション結果　図 1 (a) に，四国沖で発生する可能性のある Mw 8.5 の巨大地震に対する海面における上下動変位の最大値分布を示す．この結果には，津波による海面変動だけでなく，海水の圧縮性に起因して励起される地震波成分も含まれる．比較のために，海水の圧縮性を無視した結果を図 1 (b) に示す．震源域では海水の圧縮性によって海面変位がおよそ 2 倍以上増幅する地点もある．しかし，沿岸津波高や浸水にほとんど違いはない．また，海底の圧力変化にも，地震波（海底面の加速）によって大きな違いが生じる（図 2）．地震波による圧力変動は数分程度続くため，この間は水圧変化から津波波高を計測することが困難となる．

4. 結論　地震の破壊過程を考慮することで，水圧変化・海面変位の両者ともに地震波成分を相当量含むことを示した．地震波の励起は断層運動の時間スケールに強く依存する．一方，津波の励起や浸水は，断層面の幾何形状やモーメントといった静的な断層パラメタによって強く規定される．正確な浸水予測などを実現するためには，励起のメカニズムが異なる地震波と津波を混同しないで解析することが重要となる．特に，波源域内の観測点では地震波と津波が同時に到達するために両者の分離は困難となる．数分以内の即時予測には地震波記録を利用し，水圧計記録は予測の信頼性向上の目的で使用することが効果的である．

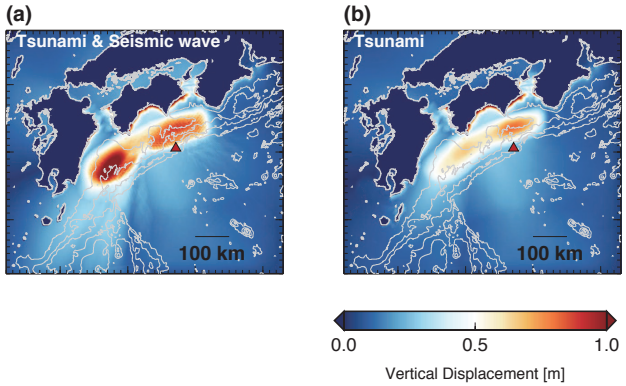


図 1．シミュレーションによって得られた海面における最大変位分布．(a) 海水の圧縮性を考慮した場合．(b) 海水の圧縮性を無視した場合．

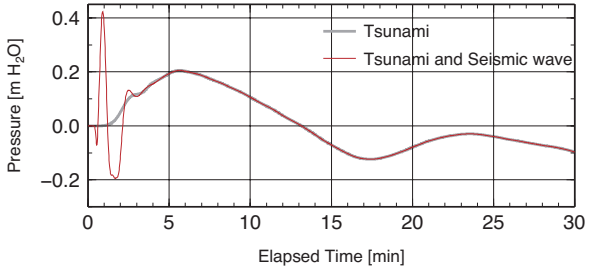


図 2．シミュレーションによって得られた室戸沖（図 1 赤三角）での海底水圧変化（60 秒のローパスフィルタ適用後）．動的な圧力変化を無視した場合（灰色）と考慮した場合（赤線）．

S17−06

海底水圧計データ同化による津波波高と海底地殻変動の即時的分離推定

#前田 拓人（東大地震研）

Instantaneous separation between tsunami height and seafloor deformation based on the data assimilation of ocean bottom pressure gauge records

#Takuto Maeda (ERI, UTokyo)

■はじめに　近年日本沿岸では海底水圧計による海底ケーブル式の津波観測が充実し，DONETやS-netなどの，陸域とほとんど遜色無いほどの観測点密度をもつ観測網が構築されつつある．しかし，海底圧力計は圧力を通じて間接的に津波波高を測定するものである．もし海底で地殻変動が発生すると，観測点の移動にともなうオフセットが生じてしまう．そのため，特に観測点直下での地震発生直後には圧力計には津波が記録されず，津波即時予測への利用に困難があった．

最近，前田（2016; JpGU）は津波波動場の時空間変化を直接モデル化するデータ同化の特徴を用いて，海底圧力記録のみから波動方程式に従う津波成分とそれ以外の地殻変動成分とを分離する手法を提案し，理想的な1次元津波モデルでその有効性を示した．本研究では，それを現実的な津波問題に対応できるように発展させるとともに，西南日本において実観測点配置にもとづく数値実験を行った．

■データ同化　津波波高がデカルト座標系における線形浅水波方程式に従うと仮定する．津波データ同化法（Maeda et al., 2015; GRL）は，まず数値モデルから数値計算によって1離散時間ステップ先の津波水位を予測し，観測点における波高と予測波高との差を数値モデルにフィードバックする手法である．フィードバックの際，観測点近傍の点も最適内挿法により決定された重みで同時に更新される．

本研究で新たに提案する手法では，海底地殻変動の空間分布も同時に推定対象とする．まず数値計算により波高を予測したのち，海底地殻変動の推定値との差をとることによって海底圧力記録がもたらす相対的な波高（圧力波高）の予測値を求め，それに対してデータ同化を行う．一方，真の波高と圧力波高とは海底地殻変動分のオフセットがある．そのため，津波波高が満たすべき波動方程式は，地殻変動項に対しては，圧力波高にともなう非斉次項をもつ波動方程式となる．地震発生後を想定して海底地殻変動の時間変動が十分に小さいと仮定することで，これは非斉次不均質Laplace方程式に簡約化される．このLaplace方程式を数値的に解くことで海底地殻変動の空間分布を求め，そこから津波波高を間接的に推定する．これらの一連のプロセスは逐次的に実行可能であり，津波波高と海底地殻変動状態を定常的にモニタリングすることが可能であると期待される．

■西南日本モデルによる数値実験　西南日本に南海トラフの沈み込み帯を含む1100 km x 625 kmの領域で数値実験を行った．紀伊半島沖に立ち上がり時間60秒の海底地殻変動を仮定し，これを仮想震源としてDONETおよびDONET2の観測点位置における津波波高を1秒刻みで計算した．そこから各観測点観測点直下の海底地殻変動を差し引くことで，圧力計によって観測される模擬津波記録とした．

この模擬記録に対して本提案手法のデータ同化と海底地殻変動の分離推定を行った（図）．観測点直下で地殻変動が発生している間は，圧力記録を模した模擬記録にはわずかな変動しか現れない．それにもかかわらず，そこから地殻変動成分を正しく分離判定し，震源近傍の初期津波生成を短時間で推定することが可能となった．本提案手法により，これまでよりも早い地震発生直後から津波のモデル化が可能となり，即時予測に大きな貢献をもたらすと期待される．また，地殻変動による震源域のオフセットを分離することができたため，データ同化記録の後続津波への影響も小さくなり，全体としてより安定した津波推定が可能になった．

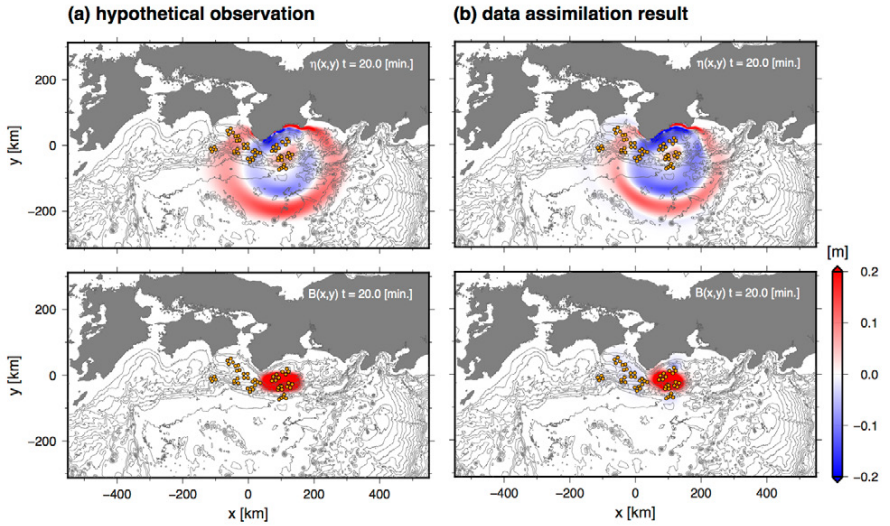


図. 仮想記録（左）と DONET・DONET2 観測点を用いたデータ同化結果（右）の空間スナップショット．それぞれ津波波高（上）と海底地殻変動（下）を表す．海底の丸印は利用した観測点位置，海底地形の等深線は 500 m 間隔である．

S17−07

tFISH/EEW: 沖合津波観測と緊急地震速報に基づく津波予測アルゴリズムの開発とその性能評価

#堀内明子・日野亮太・太田雄策（東北大理）・加地正明(エイツー)・
越村俊一(東北大災害研)・対馬弘晃(気象研)

tFISH/EEW: tsunami forecasting based on offshore tsunami data and Earthquake Early Warning

#Akiko Horiuchi, Ryota Hino, Yusaku Ohta (RCPEV, Tohoku Univ.), Masaaki Kachi (A2 Corp.), Shunichi Koshimura (IRIDeS, Tohoku Univ.), and Hiroaki Tsushima (MRI)

地震発生後に速やかに近地津波予測を行うことは防災上きわめて重要である．我々は，沖合津波波形逆解析による初期波高分布の推定に基づき，沿岸の津波波形を予測するアルゴリズムtFISHの性能評価の一環として，Mw7.3の2011年3月9日の三陸沖地震(以下，3.9地震)に伴う津波の予測実験を行ってきた(堀内ほか，JpGU2015)．地震発生6分後には精度の良い沿岸の予測津波波形を得ることができる一方で，沖合の津波データが十分に得られない地震発生直後では，正しい初期波高分布が得られず，沿岸での津波高を過小評価するという問題点があった．

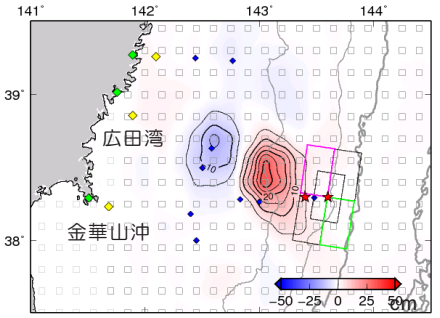
近年，沖合津波観測波形データ以外の手段としてリアルタイムGNSSを用いたRAPiDアルゴリズム(Ohta et al., 2012)に基づいて得られる初期波高分布をtFISHと組み合わせ，地震発生直後の津波予測精度を改善する手法(tFISH/RAPiD)が提案されている(Tsushima et al., 2014)．しかし，RAPiDは，陸上GNSS観測点で十分大きい永久変位が観測されるM8以上の巨大地震に対しては有効であるものの，海域で発生するM7クラスの地震に対してはその精度が必ずしも十分ではない．一方で気象庁による緊急地震速報（EEW）は，M7クラスの地震に対して比較的高い確度・精度で震源情報を得ることができる．そこで本研究は，気象庁の緊急地震速報（EEW）の震源要素とtFISHを組み合わせて津波を予測するアルゴリズムtFISH/EEWを開発した．また，同アルゴリズムを3.9地震の実測データに適用し，その性能評価を行ったのでその結果を報告する．

tFISH/EEWにおいては，地震発生直後にEEWで得られる震源要素から経験則(Wells and Coppersmith, BSSA, 1994)に基づいて矩形断層を仮定し，それから計算した海底の地殻上下変動を初期波高分布の開始モデルとする．そして，時間経過とともに観測される沖合津波波形データを用いて，開始モデルを逐次修正し，それに基づく沿岸の予測津波波形も更新する．

開始モデルの起源となるEEWから得られる震央位置と規模には不確実性がある．2008〜2015年に東北〜関東地方の沖合で発生したM6.5〜7.3の地震13個について，EEWと一元化震源を比較した結果，震央位置は東寄り（最大0.2度程度）に，マグニチュードは過小（最大0.3程度）する傾向がみられた．加えて，震央位置を基準点として矩形断層をどのように仮定するかについても任意性がある．

本研究ではtFISH/EEWを3.9地震の実測データに適用するにあたり，上述の開始モデルの不確定性が予測結果に与える影響も評価するため，図1に示す5ケースの断層を開始モデルとして用い，それぞれについて津波予測実験を行った．沖合津波波形としては自己浮上式海底水圧計(図1の青色印)，予測結果の評価にはGPS波浪計(図1の黄色印)の実測データをそれぞれ用いた．その結果，いずれの断層を用いた場合も，地震発生2分後にはEEWの初期波源により，最大で波高は2倍，到達時刻は7分程度の誤差があるものの津波到達を予測でき，約10分後にはGPS波浪計の第1波の観測波形を概ね説明できることが分かった．これはEEWに基づくいずれの開始モデルでもtFISHによって逐次更新可能であること，EEWとtFISHを組み合わせることで迅速性と精度が相補的に満たされることを示す結果である．一方で予測波形の第2波以降には開始モデルの影響が残った．これはEEWによる現実と異なる初期波面場をtFISHで修正するのに時間を要することを意味する．

講演ではEEWによる情報から断層モデルに変換する場合の経験則の不確実性や，本年度より運用が開始された日本海溝海底地震津波観測網（S-net）のデータを用いた際の予測精度の評価等についても議論を行う．



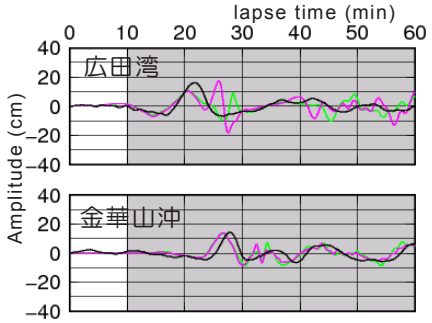


図1（左）：tFISHによる3.9地震の津波初期波面場および矩形断層．ひし形は観測点（緑：沿岸，黄：GPS波浪計，青：OBP）．赤星（左）が三陸沖の地震の震央，右が緊急地震速報の推定誤差を考慮した場合の震央．
図2（右）：10分後のGPS波浪計（図1中の黄）の波形．黒が観測，マゼンタと緑はそれぞれ図1中のマゼンタ・緑の位置の断層から計算した開始モデルを用いてtFISH/EEWにより予測した波形．

S17−08

地殻変位データを用いた震源インバージョンと断層すべり量の同時推定法とその精度

#泉宮尊司（新潟大工）・黒田耕平（前新潟大学院）

Geodetic Data Inversion Using a Bayesian Information Criterion for Strike, Dip and Slip Distribution of a Fault

#Takashi Izumiya (Niigata Univ.), Kohei Kuroda (Niigata Univ.)

1．はじめに　津波の信頼度の高いリアルタイム予報を行うためには，震源断層の位置および形状とすべり量が精度よく推定されていることが必要である．これまで断層の形状等の諸元に関しては，発震機構解を用いる場合が一般的であるが，この方法においても時間が掛かり，僅か1～2分で得ることはかなり難しい．近年ではGPS観測網が整備され，RTK-GPSデータ解析に基づいた地殻変位の推定が可能となり，比較的短時間で地殻変位データが得られるようになってきた．このような状況の中で，地殻変位データを用いて，断層の諸元とすべり量を同時に推定できれば，迅速に津波計算が行えるので，津波のリアルタイム予報には最適であると考えられる．そこで本研究では，数値シミュレーションにより，地殻変位を与えて断層の形状パラメタ(走向，傾斜角)とすべり量を同時に推定し，その精度を検証することを研究の目的とする．

2．研究の方法　本研究では，東北地方太平洋側を対象とし，長さ500km，幅200km，走向190°，傾斜角15°，すべり角80°のモデル断層を想定し，40枚の小断層のすべり量を仮定して，図1に示すように陸地319地点，海底5地点の地殻変位を計算し，それぞれの地点の地殻変位に，0%，1%，3%，5%および10%のGauss分布の誤差を加えて，観測データとした．逆解析では，解の滑らかさの指標である2階微分の大きさを最小とする条件を加え，Sekiguchiらと同様のABICを用いた．ABICと走向および傾斜角の関係は，一般には非線形となり繰り返し計算により解を求めなければならないが，本研究ではハイパーパラメタ$\varepsilon=\sigma/\sigma'$を十分に小さい値に設定して，走向および傾斜角を1°毎に変化させて，ABICとの関係を調べている．その結果，十分に小さいεに対しては，ABICは地殻変位の誤差ノルムの対数値に比例するので，図2に示すように走行および傾斜角が真値(◎印)にほぼ一致するときに，ABICの値が最小となる(＋印)ことが明らかとなった．この走向および傾斜角を用いて，図3に示すようにABICを最小とするハイパーパラメタ$\varepsilon=\sigma/\sigma'$を用いれば，実質上の最適解とほぼ同一の解を得ることができることが分った．

図4は，すべり量の推定結果を示したものである．左図が真値であり，2番目がノイズ5%，3番目がノイズ10%の場合に結果である．誤差が5%程度以内であれば，すべり量は真値にほぼ等しいことが分る．しかしながら，誤差が10%にもなると，平滑化条件を用いても，推定誤差がやや有意な値となる．

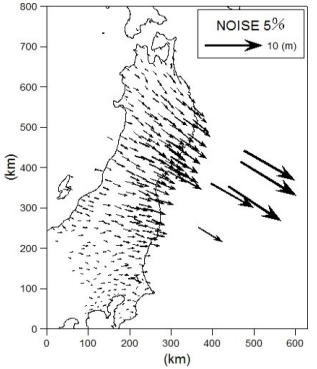


図1　設定した地殻水平変位(ノイズ5%)

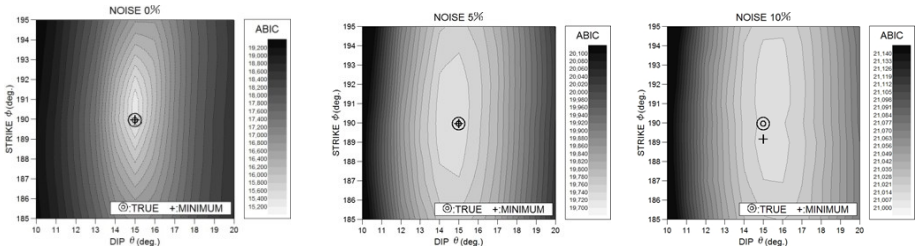


図2　ABICと走向および傾斜角との関係(ε=0.01，ノイズ0%，5%，10%)

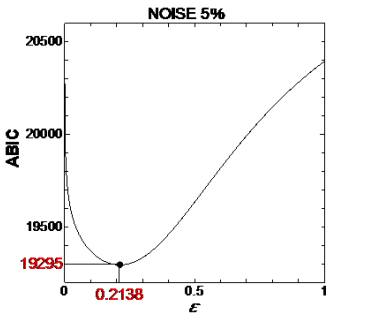


図3 ABICとεとの関係(ノイズ5%)

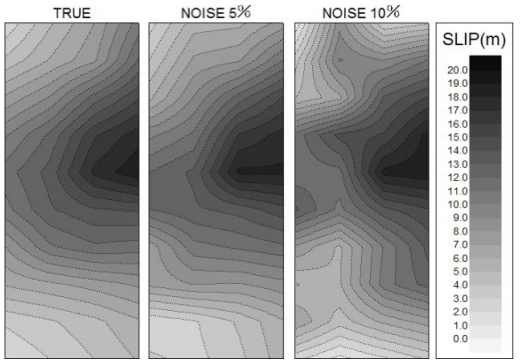


図 4 すべり量の逆推定結果
（左:真値，中:ノイズ 5%，右:ノイズ 10%）

S17－09

経験ベイズモデルによるアンサンブル津波浸水予測

#髙川智博（港空研）

Ensemble tsunami forecast by empirical Bayes method

#Takagawa, Tomohiro (PARI)

津波の予測には誤差がつきものであるが，その誤差を観測データから合理的に算出し，提示することができれば，確率的なリスクに応じた対応が可能となる．これは，被害の低減につながるだけでなく，予測情報自体の信頼性を高めることにも通じる．本研究では、著者らがこれまで開発してきた沖合観測波形データの逆解析による津波波源の信用区間推定手法に改良を加え，非線形性の強い複雑な実地形上の津波浸水現象の予測問題に適用し，その有効性を検証した．

研究は次の3つの内容から成る。(1)津波波源の信用区間推定手法の改良：観測波形の逆解析による波源推定においては，逆問題に適切な正則化を施す必要がある．ここでは正則化の重みをデータから推定する経験ベイズの手法を用い、最適化の基準として赤池ベイズ情報量基準（ABIC）を用いる手法を構築した。なお、正則化においては、時空間の滑らかさを考慮する際に、時間と空間の滑らかさを独立に考慮可能とするために、複数の正則化項を考慮可能なABICを導出した．(2)津波浸水予測手法への適用：線形近似が有効な現象では，初期状態パラメーターの最尤推定量とそれらの共分散構造がわかれば，単純な線形写像により将来の変動を信用区間付きで予測できる．しかしながら，非線形の強い浸水現象にはこの方法を用いることはできない．そこで，本研究では沖合観測データから推定した津波波源パラメーターとその共分散構造から，推定パラメーターの確率密度分布に従う多数の波源標本を抽出して津波波源アンサンブルを作成した。アンサンブルの各波源標本を非線形長波理論に基づく津波浸水シミュレーションの初期条件として用い，得られた計算結果を集計することで信用区間を推定した．(3)開発手法の精度検証：複雑地形上の津波浸水現象への適用性を検討するため，南海トラフ沿いで想定される複数の地震津波を対象に，GPS波浪計による観測網を用いて伊勢湾内に進入する津波をどの程度予測できるのかを検証した．比較用の検証データは，想定した津波波源を初期条件とした津波伝播・浸水シミュレーションを実施して，GPS波浪計の位置における津波水位の時系列波形や浸水分布を得た上で，この真値と模擬観測波形データから推定した予測値と比較することで手法の検証を行った．なお，ここでは模擬観測波形には，想定波源によるシミュレーションで得られた観測点における津波水位の時系列波形に，実際のGPS波浪計の観測データから主要60分潮の潮位成分を除去して得られた観測ノイズを加えたものを用いた．津波の浸水状況やその予測精度は観測点の配置や波源の規模や位置によって様々に変化する．そこで，津波波源として内閣府想定の東海地震（M8.1），東南海地震（M8.3），南海トラフ巨大地震（M9.1）の3種類の地震による津波を対象に検証を実施した．さらに，観測点影響を見るため，南海トラフ沿いに分布する8基のGPS波浪計が全て活用できた場合のほか，一部が欠測となった場合についても検討を行った．また，観測時間を変化させ，観測データの蓄積による予測精度の変化についても調べた．

本研究の主要な結論は以下の通りである．(1)開発手法により，南海トラフ沿いの観測網で想定地震の津波を捉えることができれば，伊勢湾内へ進入する津波を最大高さや到達時刻だけではなく，非線形性の強い津波浸水現象も含めて時系列波形レベルで予測が可能であり，津波波形を信頼区間でほぼ捉えられることが明らかになった．(2)波源域に近い観測点が欠測している場合の精度低下や，観測データの蓄積による精度向上を，定量的に明らかにした．具体的には，南海トラフ巨大地震が発生した場合，名古屋港に津波の押し波の第一波が到達するのは地震発生後約80分であるが，開発手法を用いれば，その1時間以上前に，±10cm程度の誤差で時系列波形を予測することが可能である．

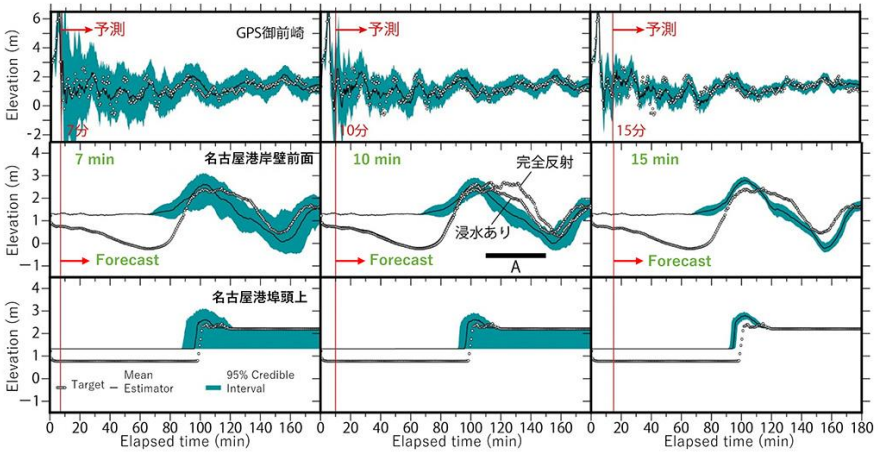


図1　双子実験による津波の波形比較．津波の想定波形（白丸）と観測時間を地震発生後7，10，15分と変えて予測した波形（実線）と誤差（緑帯）を示した．

S17－10

2015年鳥島近海における火山性津波地震：近地海底水圧計アレーによる波源解析

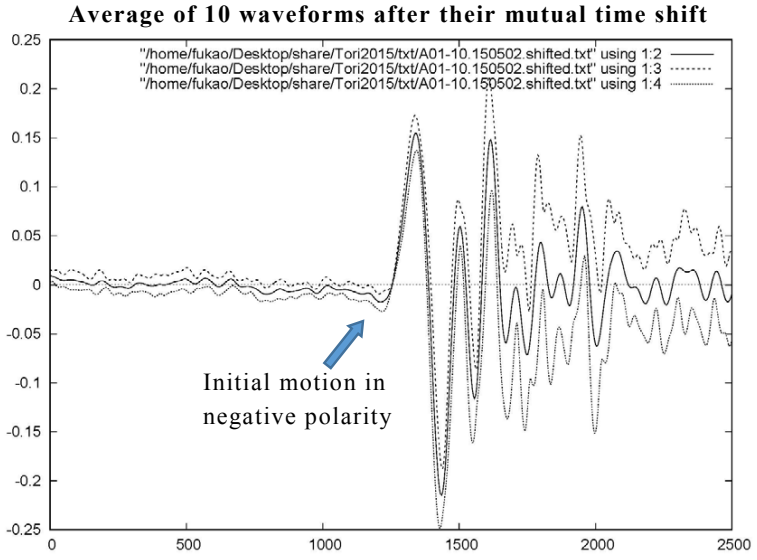
#深尾良夫（JAMSTEC）・杉岡裕子（神戸大理）・伊藤亜妃（JAMSTEC）・塩原肇・三反畑修・綿田辰吾・佐竹健治（東大地震研）

2015 Volcanic Tsunami Earthquake Near Torishima Island: Array analysis of ocean bottom pressure gauge records

#Yoshio Fukao (JAMSTEC), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.), Aki Ito (JAMSTEC), Hajime Shiobara, Osamu Sandanbata, Shingo Watada, Kenji Satake (ERI)

Abstract An array of ocean bottom pressure gauges was deployed off east of Aogashima island from May 2014 to May 2015. The array consists of 10 ocean bottom pressure gauges using ParoScientific quartz resonators which can measure absolute water pressure at 7000m depth with nano-resolution. The array configures equilateral triangles with minimum and maximum lengths of 10 and 30km. Sampling rate was set at 4Hz, with which the response to pressure disturbance is almost flat below 0.2Hz. This array recorded seismic and tsunami waves from the CLVD-type earthquake (M5.7) of May 02, 2015, that occurred near Torishima Island. Comparison with the records of ordinary thrust earthquakes with similar magnitudes indicate that the tsunami amplitudes of this event were anomalously large as compared to the seismic amplitudes. An array analysis was made for the phase speed, incident azimuth and travel time of tsunami wave in a frequency range 1-10 mHz. The results show excellent agreements with the frequency-dependent ray-tracing calculations. The tsunami trace apparently starts with positive onset (pressure increase) and reaches a maximum amplitude of about 200Pa (≈2cm in tsunami height). A closer inspection, however, shows a preceding negative small pulse (Fig. 1), suggesting that the seafloor deformation at the tsunami source consists of a central large uplift and a peripherical small depression, a feature qualitatively consistent with the one expected for the CLVD mechanism. The bandpass-filtered waveform, equalized to the origin time using the measured phase travel time, is drastically different between the lower and higher frequency ranges. The waveform is single-peaked in the lower frequency range (<5 mHz) but is ringing in the higher frequency range (>5 mHz), a time-domain expression for the tsunami spectrum that consists of the broad primary peak around 3.5 mHz and the sharp double peaks at around 6.5 and 9 Hz. We interpret the broad primary peak as due to the tsunami source associated with seafloor deformation and the sharp double peaks as due to wave resonance (seiche) inside the Smith Caldera.

Fig.1 Average of ten waveforms which are mutually shifted in time so that their onsets (defined as the initial zero-crossing times) are common. The solid line and the dotted and dashed lines show the average waveform and its standard deviation. Note that the main positive pulse is preceded by a small negative pulse.



S17−11

2015年鳥島近海における火山性津波地震：分散性を考慮した波線追跡

#三反畑修・綿田辰吾・佐竹健治（東京大地震研）・深尾良夫（JAMSTEC）・
杉岡裕子（神戸大理）・伊藤亜妃（JAMSTEC）・塩原肇（東京大地震研）

2015 Volcanic Tsunami Earthquake Near Torishima Island: Ray Tracing Analysis of Dispersive Tsunami

#Osamu Sandanbata, Shingo Watada, Kenji Satake (ERI),
Yoshio Fukao (JAMSTEC), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.),
Aki Ito (JAMSTEC), Hajime Shiobara (ERI)

Abstract An abnormal CLVD-type earthquake occurred at the Smith caldera near Torishima Island and generated larger tsunami compared to its magnitude (M5.7). Tsunami waves recorded at a dense array of ocean bottom pressure gauges show strong dispersion effects and that wavefront orientation deviates from the great circle path and varies as a function of frequency. We developed a new ray tracing method considering the dispersion effect. Ray paths with lower-frequency are more affected by large-scale bathymetric changes. Wavefront arrival times and orientations are consistent with observations at the array. The tsunami source location can be constrained within the Smith caldera by using the grid search method.

【はじめに】2015年5月2日に鳥島の近海で発生したM5.7の地震は，震央から約100km北方の八丈島では60cmの津波が観測されるなど，地震の規模から推定されたよりも大きな津波を引き起こした．Global CMT解の震源は，伊豆・小笠原弧上の須美寿カルデラ近傍の地下浅部に定まっている．この地域では規模・震源メカニズムの類する地震が，1984年，1996年，2006年に発生し，同様に津波が観測された（Satake and Gusman, 2015, SSJ）．地震発生モデルとして，地下浅部でのマグマ貫入（Kanamori et al., 1993, JGR）や，カルデラの環状断層運動（Ekström, 1994, EPSL）などの火山活動に伴うCLVD型の地震モデルが提案されているが，その特定には至っていない．

2015年の鳥島地震による津波は，10の海底水圧計から成る観測点アレーによって観測された．水圧計アレーでの観測波形は，位相波の到達時間が高周波ほど遅くなる分散波としての特徴を示しており，さらに位相波面の到来方向が観測点と震源を結ぶ大円方向から，低周波の位相波面ほど大きく外れるという特異な傾向が確認された（Fukao et al. 2016, JpGU）．

【手法】津波を分散性の線形重力波として扱い，周波数ごとの位相波面の波線を調べ，津波伝播の周波数特性を調べた．まず，線形重力波の分散関係式を帰納的に解き，水深データから各周波数での二次元位相速度場を計算した．そして，地震波表面波の波線方程式（Jobert and Jobert, 1983, GRL）を支配方程式として数値積分を行い，須美寿カルデラを波源とする波線を周波数ごとに追跡した．

【結果】周波数ごとの波線追跡の結果，低周波の波は海溝寄りで深くなる水深変化の影響を受けて波線が大きく曲がるのに対して，高周波の波線は浅部の細かい地形変化で大きく曲がるものの，深海部ではより直線的に進む様子が確認された（Fig.1）．観測点アレー付近での波面の進行方向に着目すると，周波数が低いほど波面の進行方向が大円方向から大きく外れ，観測と調和的な傾向を示した．また位相波面の到達時間も観測結果とよく一致した．

水圧計アレーでの位相波面の到達時間と進行方向の周波数依存性を最もよく説明する津波波源位置をグリッドサーチによって求めると，波源は直径約10 km の須美寿カルデラ内に制約された．津波波形から周波数依存の到達時間および到来方向の情報を引き出すことで，限られた観測点のデータのみを用いて津波波源の高精度での制約が可能である．

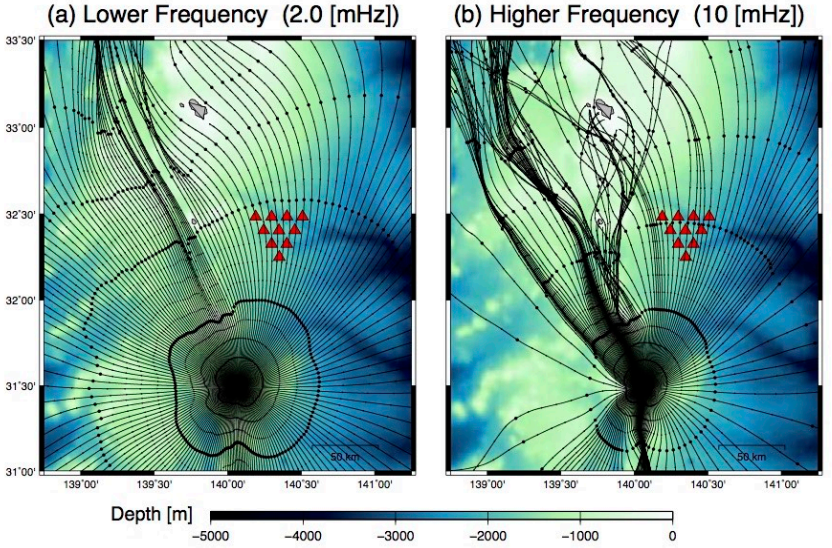


Fig.1 Ray paths radiated from Smith caldera. Large and small points along ray paths represent travel times of 500 and 100 [sec], respectively. Red triangles show ocean bottom pressure gauges.

10/7　C 会場　午後

S17－12

2011年東北津波におけるチリ反射波の２乗振幅偏差での検討

#阿部邦昭（なし）・岡田正実（なし）・林豊（気象研）

Reflected waves from Chile in the 2011 Tohoku Tsunami as examined from squared-amplitude deviation

Kuniaki Abe(non),Masami Okada(non),Yutaka Hayashi(MRI)

我々はこれまで、2011 年東北津波においてその検潮記録から反射波の検出を試みてきた。その際潮汐を除いた水位の時間変化が津波波形であるとして扱ってきたが、今回はその水位の 2 乗の移動平均したものの対数値に着目する。これが時間とともに指数関数で減衰するとして、最小 2 乗法で減衰式を求めて、対数値と減衰式の差の標準偏差を計算する。対数値が減衰式と比べ標準偏差の 2.5 倍以上大きい振動だけを抽出した。そしてこれらがチリ海岸からの反射波である可能性を検討するために、反射波の走時と比較した。チリ海岸における反射波はバルパライソの観測波形で代表させ、標準偏差の 1.5 倍以上の相を反射波の候補とした。反射体とそこからの走時は従来の方法と同じ方法で求めた。基になったデータは NOAA と気象庁によって用意された発震時から 65 時間を 1 分間隔で読み取ったデジタル記録である。

その結果、29検潮所のデータを使ってチリでの1－7波において調べることができた。そして設定条件を満たし、チリからの反射波である可能性のあるものが2か所見つかった。これは仏領ポリネシア、パペーテとチリ沖合のファンフェルナンデス島で、その時刻はチリのバルパライソに到達した第2波が反射して到達する時刻と一致している。図1にこれらの点を矩形で示す。図にはさらに想定した反射体を楕円で、震央を星印で、検討した検潮所を黒点で示している。これら2点は近似的に震央と反射体を結ぶ線上にあり、同じ第2波に属することから直達波がチリで第2波として反射し、パペーテまで到達したとすることと矛盾しない。

今回検討の対象にしたチリは波源域の対岸方向にあり津波の指向性から考えて大きな反射の起こりやすい位置にある。しかしその割には反射波の到達時刻で標準偏差を大きく超えて大振幅になるものは少なく、2.5倍の設定で2か所にとどまった。このことはほかの反射体からの反射波に対しても、反射波として識別できる相が少ないことを示唆するものである。

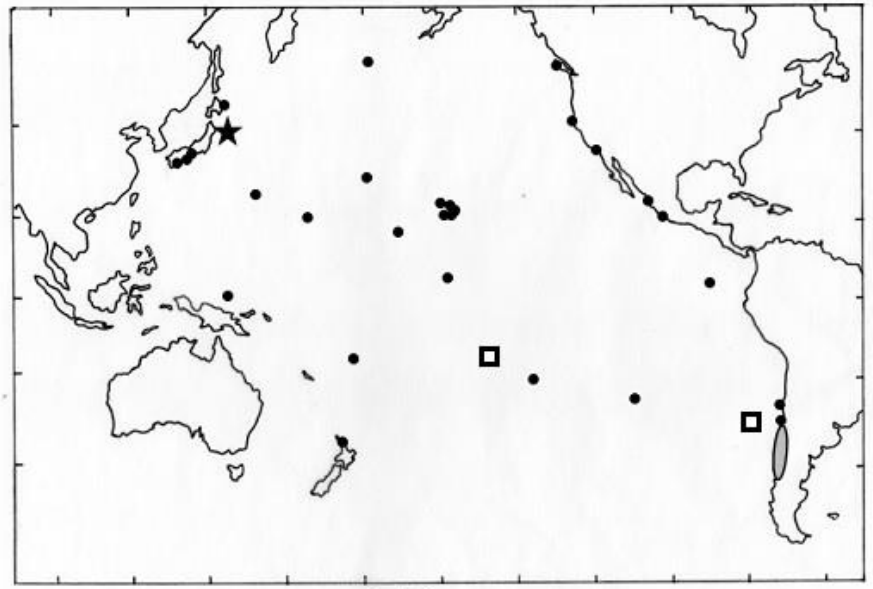


図 1

S17－13

W phase inversion and tsunami simulation for tsunami warning in Nicaragua

Greyving Argüello (Ineter, Nicaragua.), #Yuichiro Tanioka (Hokkaido Uni.), Aditya Guzman (ERI, Tokyo), Yushiro Fujii (BRI, Tsukuba).

Simulations of tsunami propagation and tsunami inundation and W phase inversion analysis were carried out on Pacific and Caribbean coast of Nicaragua for earthquakes with magnitudes (Mw > 7.0) since 1990 up to now. The National Tsunami Warning System in Nicaragua was developed step by step after the Nicaragua tsunami earthquake (Mw=7.9) occurred on September 2, 1992. At that time of the earthquake, there was no seismic network and monitoring system in real time, so it has been imperious to strengthen tsunami warning system in this region. For the W phase inversion, we used global data of very broadband seismic records from IRIS DMC. In case of tsunami simulation, we used three seismic source parameters, and assumed two different fault models. For the bathymetry data, GEBCO of 30 arc-second of grid spacing was used.

We used the same initial mechanism of a typical thrust moment tensor solution in the Central America trench to carry out the W phase inversion for all earthquakes. The moment tensor solutions obtained from the inversion had an excellent agreement with the results shown in the Global CMT catalog even if the actual mechanism was a normal, thrust or strike slip fault type. The processing time for this inversion was a few minutes after we got the seismic data because we used the Green's function database previously computed. The seismic records observed at stations between 20 to 30 degrees of epicentral distance were enough for obtaining a good and stable moment tensor solution and an accurate magnitude for tsunami warning purpose.

For simulations of tsunami propagation and inundation, we used two models. For model 1, we fixed the rigidity of 33GPa to estimate the slip amount and also fixed the depth of the fault to be 10 km. The length and width of the fault were calculated using the scaling's law (Wells et al., 1994). For model 2, we estimated a slip amount assuming that the rigidity is in function of the depth (Bilek et al., 1999) and also estimated the depth of the fault assuming that the hypocenter is located at the center of the fault. The tsunami simulation results from the model 2 show good agreements with the observed data in most of cases as shown in the Figure 1. The technique we developed in this study will be used to update the tsunami warning in INETER-Nicaragua.

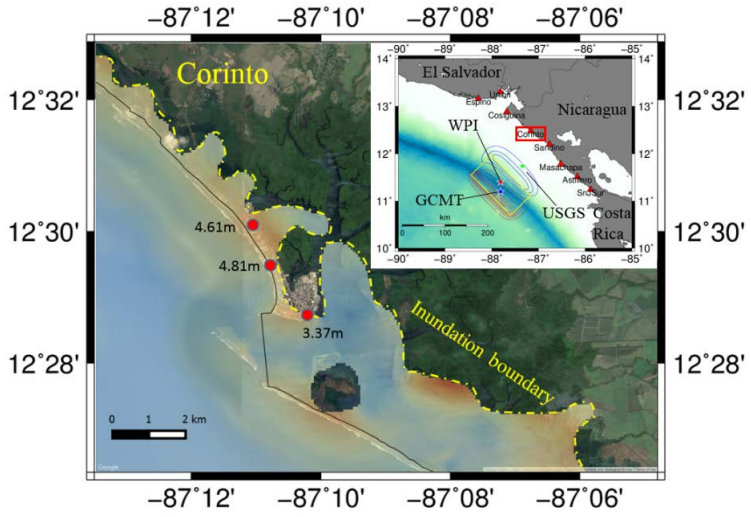


Figure 1. Computed Inundation area for Corinto for the 1992 Nicaragua event. Inset shows sea bottom deformation. Red lines show the uplifting, and blue lines show subsidence. Contours are each 0.5m interval.

Dynamic generation of surface gravity waves in the ocean by seismic surface waves during the 2011 Tohoku earthquake

#Yifei Wu (ERI, Univ. Tokyo), Mikhail. A. Nosov,
Sergey V. Kolesov (Moscow State Univ.), Kenji Satake (ERI, Univ. Tokyo)

Tsunamis, a kind of surface gravity waves in the ocean, are mainly generated by submarine earthquakes. The generation of tsunami is often considered as instant process. In reality, seismic motions of ocean-bottom are certainly a time-dependent process. While the instant (or impulsive) generation of surface gravity waves is well studied, the surface gravity waves that have dynamic origins, believed to have small amplitudes are still less known. However, theoretical research has pointed out that in some extreme cases, this kind of waves may have rather large amplitude. Moreover, study of these waves may provide us some insights of information such as the character of the generating seismic source or the later coming tsunami.

Recently, thanks to the development of observation system, surface gravity waves of dynamic origins are clearly recognized. During the 2011 Tohoku Earthquake, gravity waves that have amplitude of several centimeters and period of the order of a hundred seconds were observed by DONET stations near Kii peninsula, Japan, an hour before the arrival of the tsunami (Nosov et. al., 2015, Doklady Earth Sciences). We shall call these waves "tsunami forerunners". According to the above paper, "tsunami forerunners" are generated by the long-period seismic surface waves.

In this study, we tried to conduct numerical simulations of "tsunami forerunners" using GPS data from GEONET, to see if it is possible that this kind of surface gravity waves were generated by the seismic surface waves. 1Hz processed high resolution GPS data are needed for the simulation and because they are not available at the area of Kii peninsula, we chose the area most close (fig. 1 left). From the inland GPS data of the 2011 Tohoku Earthquake, we constructed the displacement field of the ocean bottom by extrapolation and supposing a single surface wave with a definite direction. Then we can get the ocean bottom velocity field, which is the only required boundary condition for the simulations. Our 3D numerical model implements the linear potential theory, whose only assumptions are small velocity and that the curl of the velocity field of the water is zero.

From the simulation results, we can find surface gravity waves clearly. And the waveforms (Fig. 1 right) with amplitude of a few centimeters and period of the order of a hundred seconds are consistent with the observation. Therefore, our result confirms the dynamic origin of the "tsunami forerunners".

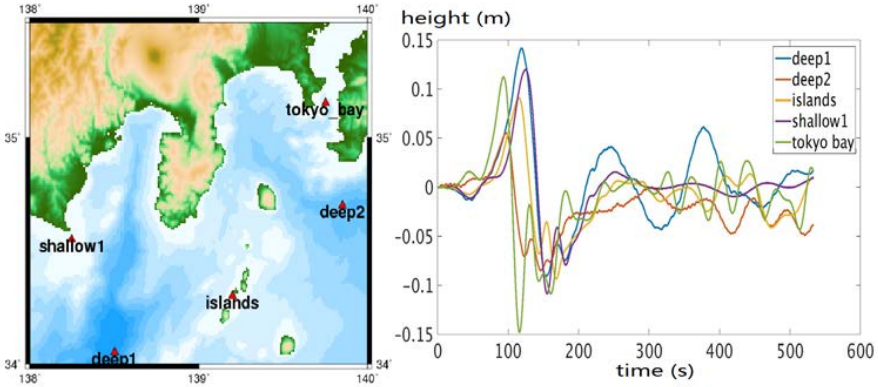


Fig. 1 Simulated waveforms of the "tsunami forerunners" in the region

S17－15

Numerical simulation of tsunami forerunners recorded by DONET stations during the 2011 Tohoku Earthquake

#Kirill Sementsov (MSU), Sergey Kolesov (MSU), Mikhail Nosov (MSU), Hiroyuki Matsumoto (JAMSTEC), Yoshiyuki Kaneda (JAMSTEC)

Small-amplitude surface gravity waves in the ocean were registered by DONET (JAMSTEC) ocean-bottom pressure gauges at epicenter distance of 800 km just after the passage of seismic waves from the disastrous 2011 Tohoku earthquake. These gravity waves were observed more than an hour before the arrival of the leading wave of the 2011 Tohoku tsunami. This fact gives us the grounds to call these waves tsunami forerunners. The amplitude and period of the tsunami forerunners amounted to 3 cm and 150 s, respectively. We assume physical mechanism of generation of the forerunners is related to horizontal movements of ocean-bottom slopes, caused by passage of low-frequency Love and Rayleigh waves.

For simulation of the process of generation of tsunami forerunners we used 3D numerical model based on the linear potential theory. Dynamics of bottom movement during the passage of seismic waves was restored with the use of DONET ocean-bottom seismometers data.

The results of our numerical experiments are in good agreement with the observed values. It confirmed, that horizontal movements of ocean-bottom slopes play the key role in the tsunami forerunners generation whereas the role of vertical movements is negligible.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, projects 16-55-50018, 16-35-00232. DONET data were transfered and processed according to Implementing Agreement Between Faculty of Physics of Lomonosov Moscow State University and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology on Early tsunami detection methods on the base of real-time seafloor observatory network (2013).

Analysis of the tsunami from 2 March 2016 Wharton Basin strike-slip Mw 7.8 earthquake

#Mohammad Heidarzadeh (PARI, Japan), Tomoya Harada, Kenji Satake (ERI, Univ. of Tokyo), Takeo Ishibe (ADEP, Japan), Aditya R. Gusman (ERI, Univ. of Tokyo), Tomohiro Takagawa (PARI, Japan)

Tsunami waves were generated in the Indian Ocean following the Mw 7.8 off southwest Sumatra strike-slip earthquake with an epicenter in the Wharton Basin (Fig. 1). This earthquake is also known as Wharton Basin earthquake. This large strike-slip tsunamigenic earthquake followed the twin large strike-slip tsunamigenic earthquakes in the same area on 11 April 2012 (Mw 8.6 and 8.2, Fig. 1). Furthermore, the Wharton Basin experienced several large strike-slip events (M>6.8) since 1928.

The maximum tsunami amplitudes were 0.5-1.5 cm on Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis gauges (DART) and 1-19 cm on tide gauges for the 2016 tsunami. The respective values were 0.5-6 and 6-40 cm for the 2012 tsunami (for the first tsunami on 11 April 2012 at 8:38, Figure 1). Fourier analysis showed that the 2016 tsunami's energy was in the period band of 4-15 min with peaks at ~6 and ~10 min. For the 2012 tsunami, the period band was 7-24 min with peak periods at ~10 and ~18 min. It can be seen that the 2012 tsunami's peak periods are noticeably longer than those of the 2016 which can be attributed to the larger size of the 2012 earthquake.

Teleseismic body-wave inversion was conducted using 62 teleseismic records by varying rupture velocity in the range of 1.5- 4.0 km/s. An optimum source model was obtained using the model with rupture velocity of 2.8 km/s which fairly satisfies both teleseismic and tsunami observations. The maximum and average slip values were 5.4 and 1.8 m, respectively, with source duration of ~35 s. The large-slip area was 90 km (along strike) × 48 km (along dip).

Seismicity analysis using the available GCMT solutions since 1976 revealed that, by excluding the oblique events, 70% of the earthquakes in the Wharton Basin occurred in the form of strike-slip events.

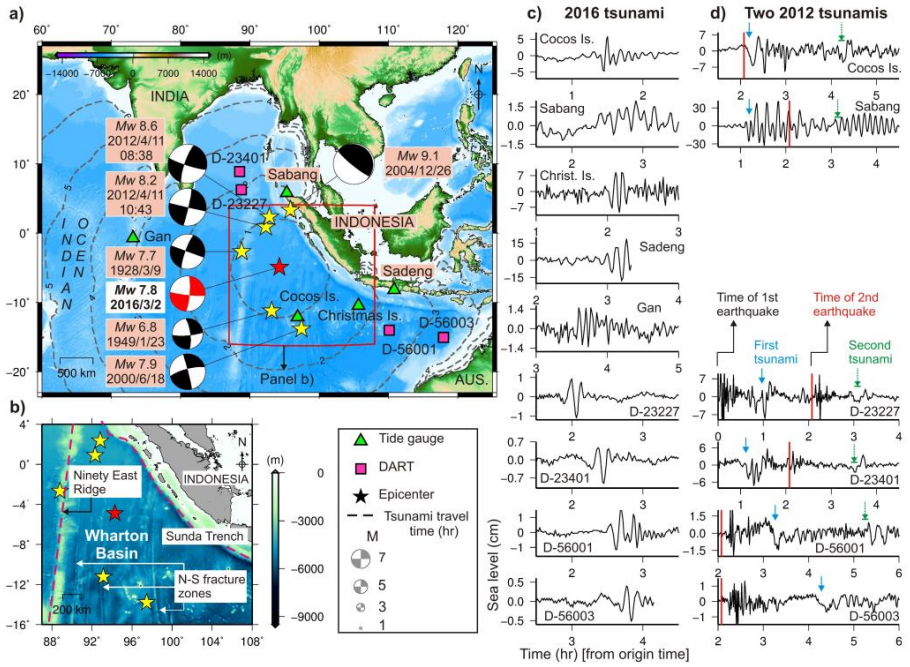


Fig. 1. The location of 2 March 2016 off Sumatra strike-slip earthquake along with locations of other large strike-slip events in the Wharton Basin. The tsunami waveforms of the 2016 event are shown (panel c) along with those of the 2012 twin tsunamis (panel d).

Join inversion of teleseismic body waves and tsunami waveforms for the 2016 strike-slip earthquake in the Wharton basin

#Aditya Riadi Gusman, Kenji Satake, Tomoya Harada (ERI, U. Tokyo)

On 2 March 2016 (12:49:48 UTC) a large earthquake (Mw 7.8) occurred approximately 600 km to the southwest of Sumatra subduction zone at the Indo-Australia oceanic plate (4.908 °S, 94.275° E, and depth of 24 km) (USGS). Based on Global CMT solution, the strike, dip, and rake angles are 96°, 84°, and -170° (nodal plane 1) and 5°, 80°, and -6° (nodal plane 2), respectively.

The 2016 strike-slip earthquake is one of the uncommon intraplate events in the oceanic lithosphere of Wharton basin. On 11 April 2012, an earthquake sequence produced two of the largest intraplate strike-slip earthquakes ever recorded with Mw=8.6 and Mw=8.2 in the same basin, at 800 km north of the 2016 epicenter. Another strike-slip earthquake (Mw 7.9) occurred on 18 June 2000, located 1000 km to the southeast of the 2016 epicenter.

Four DART buoys and three tide gauges recorded the tsunami generated by the 2016 earthquake. The peak amplitudes at the DARTs of D23227, D23401 (offshore Andaman Islands), D56001 (offshore Java), and D56003 (offshore Lesser Sunda Islands and Australia) are 0.8, 0.5, 1.6, and 0.4 cm, respectively. The peak amplitudes at Tanah Bala (Mentawai Islands), Cocos Island, and Christmas Island are 4, 6, and 9 cm, respectively.

In this study, we try to find the slip distribution of the earthquake source that can explain both teleseismic body waves and offshore tsunami waveforms. First, we estimate possible slip distributions of the earthquake by teleseismic body wave inversion and tsunami waveform inversion. Then we do the join inversion using optimum parameters for the teleseismic inversion and tsunami waveform inversion.

We cannot resolve which nodal plane is the fault plane because the normalized root mean square (NRMS) misfits of the teleseismic body wave or tsunami waveform inversions are similar. However, we will discuss results for the nodal plane with strike = 5°, dip = 80°, and rake = -6° because it gives slightly smaller NRMS misfit.

The slip distribution from the teleseismic body waves (SM) has two slip regions near the surface with maximum slip amount of 6 m by assuming the rigidity of 70 GPa, rupture velocity of 3.0 km/s, and a velocity structure of CRUST 2.0. The estimated source duration is 31 s and the seismic moment is 5.8×10^{20} N.m. The slip distribution from the tsunami waveforms (TM) gives similar seismic moment of 5.9×10^{20} N.m. However, the location of major slip region is much deeper (at 40 km) and the maximum slip amount is slightly smaller (5 m) than those from the teleseismic body waves.

The calculated NRMS of tsunami and teleseismic waveforms from the SM are 1.16 and 0.67, respectively, meaning fit to teleseismic waveforms is better than that to tsunami waveforms. While those from the TM are 0.65 and 1.11, respectively. Neither slip model can produce synthetics with equal fits to both teleseismic and tsunami data.

For join inversion, we apply a weight to the tsunami waveforms to obtain a slip distribution that produce optimum fits to both teleseismic and tsunami waveforms. From the optimum slip distribution, the NRMS misfit to teleseismic and tsunami waveforms are 0.76 and 0.87 respectively. The estimated slip distribution has a main slip region between 0 and 30 km depth with a maximum slip of 5 m (Figure 1)

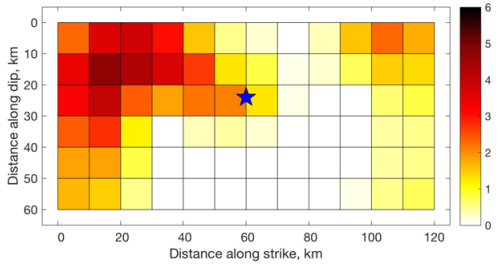


Figure 1. Slip distribution of the 2016 strike-slip earthquake in the Wharton basin estimated by join inversion of teleseismic body waves and offshore tsunami waveforms.

S17－18

弾性地球と結合した津波波形を用いたインバージョンによる2006年11月と2007年1月千島列島沖地震のすべり分布

#藤井雄士郎（建築研）・堂山俊貴（東大地震研，現　九電工）・
佐竹健治・綿田辰吾・楠本聡（東大地震研）

Slip Distribution of the November 2006 and January 2007 Kuril Earthquakes from Inversions using Tsunami Waveforms Coupled with the Elastic Earth

Yushiro Fujii (IISEE, BRI), Toshiki Doyama (ERI, U. Tokyo, Present affiliation: Kyudenko), Kenji Satake, Shingo Watada and Satoshi Kusumoto (ERI, U. Tokyo)

2006年11月と2007年1月（Mw8.3とMw8.1，Global CMTより）に発生した千島列島沖地震について，位相補正を施した計算津波波形（グリーン関数）を用いた津波波形インバージョンによりすべり分布を再検討した．その結果，両地震共に遠地実体波によるすべり分布と調和的なすべり分布が得られることが分かった．求まったすべり分布から計算した地震モーメント及びマグニチュードはGlobal CMTや遠地実体波解析による値と同程度である．

2006年11月に千島－カムチャツカ海溝沿いで発生したプレート境界地震，及びその約2ヶ月後の2007年1月にアウターライズで発生した正断層地震による津波は日本やロシアだけでなく，ハワイ諸島や米国西海岸に設置された検潮所やDART，海底水圧計で記録されている．本研究では，近地だけでなく遠地で観測された津波波形をインバージョンに用いる．

従来の長波近似による津波予測では，計算津波の到達時刻が観測津波よりも早い問題と，遠地の観測波形に現れる初動反転が説明できない問題があった．近年，これらの問題は，Watada et al. (2014, JGR)によって固体地球の弾性，海水の圧縮性，重力ポテンシャルの変化を考慮することでほぼ説明された．本研究では，Watada et al. (2014, JGR)の手法を適用し，線形長波近似による計算津波波形に周波数領域で位相補正を行い，時間領域に戻した計算津波波形をグリーン関数として津波波形インバージョンに用いる．

位相補正を施す計算津波波形は，Fujii and Satake (2008, BSSA)で計算済みの津波波形をそのまま活用し，新たな津波計算は実施していない．沖合のDARTと海底水圧計の観測点では2分グリッド（約3.7km），沿岸の検潮所では24秒グリッド（約0.74 km）の計算津波波形である．断層モデルについても，Fujii and Satake (2008, BSSA)の断層モデルを踏襲する．すなわち，2006年11月の地震は，50 km x 50 kmの小断層8枚から成る長さ200 km，幅100 kmの断層モデル，2007年1月の地震は，40 km x 40 kmの小断層6枚から成る長さ240 km，幅40 kmの断層モデルである．

2006 年 11 月の地震について，4つのグリーン関数セットによる津波波形インバージョンの結果を図に示す．位相補正をしない従来のインバージョンによるすべり分布（左図 c）では，4 m 程度の最大すべりが震央付近の深い領域に求まるのに対し，位相補正後のインバージョンでは，約 6 m の最大すべりが海溝軸側の浅い領域に求まる（左図 d）．この浅い領域の大きなすべりは遠地実体波によるすべり分布（Lay et al., 2009, JGR）と整合的である．位相補正後のインバージョンにより，遠地の DART においても観測波形がほぼ再現されている（右図）．また，DART と海底水圧計データのみのインバージョンでも，位相補正を施すことにより，大きなすべりが浅い領域に安定して求まることが分かった（左図 b）．

2007 年 1 月の地震についても同様の津波波形インバージョンで，地震波解析によるすべり分布と似たすべり分布を得ている．本研究による 2006 年 11 月と 2007 年 1 月の地震の地震モーメントは，それぞれ 2.6 x 10^{21} Nm（μ=4 x 10^{10} N/m^2, Mw8.2）と 7.1 x 10^{20} Nm（μ=5 x 10^{10} N/m^2, Mw7.8）である．

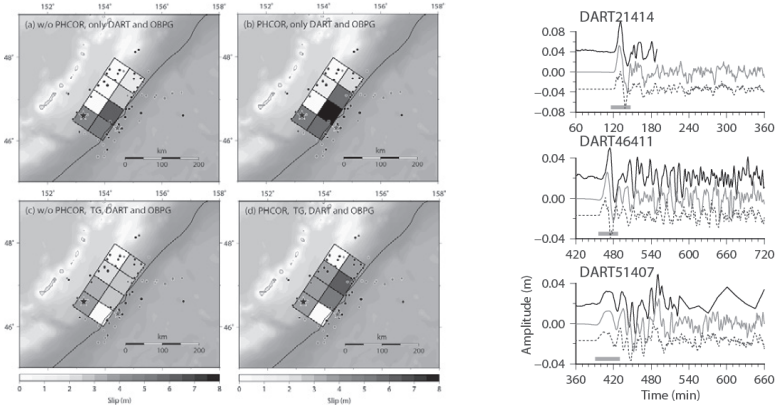


図　（左）2006 年 11 月の地震のすべり分布．(a)位相補正なし．DART と海底水圧計のみ．(b)補正あり．DART と海底水圧計のみ．(c)補正なし．検潮記録と DART と海底水圧計．(d) 補正あり．検潮記録と DART と海底水圧計．
（右）津波波形の比較．実線：観測，灰色：補正あり（左 d），点線：補正なし（左 c）．

S17−19

1906年Ecuador・Colombia巨大地震の地震および津波規模の再評価

#都筑基博（北大理）・小山順二（ひょうたん島奨学会）・Aditya R. Gusman（東大地震研）・蓬田清（北大理）

Re-evaluation of earthquake and tsunami magnitudes of the 1906 great Ecuador-Colombia earthquake

#Motohiro Tsuzuki (Hokkaido Univ.), Junji Koyama (Hyotan-jima Scholarship), Aditya R. Gusman (ERI), and Kiyoshi Yomogida (Hokkaido Univ.)

1906年Ecuador・Colombia地震は Gutenberg and Richter (1954)の当時の資料で最大規模の地震であり，1942, 1958, 1979年の地震の破壊域を含む3連動型のモーメントマグニチュードM_w 8.8 [Kanamori and McNally (1982)], 津波マグニチュードM_t 8.7 [Abe (1979)] である．この地震規模はその後の3つの地震を単純に足し合わせた規模より5倍以上も大きく，3連動破壊による超巨大地震に発展したと考えられてきた．このM_w 8.8は，地震後に海水面の上昇から推定された破壊領域より換算された値である．一方，M_t 8.7は，日本の4観測点の平均値 (0.19 m), HawaiiのHonolulu (0.25 m), およびHilo (3.6 m) の3つの記録 (平均海水面からのずれ) を用いて求められたものである．

本研究では，まずHawaii島にあるHiloの3.6 mの値は地元新聞に掲載された目視記録であることを確認した．また，その記事にある被害は小舟が流された程度のみで，3.6 mの津波によるものとは相容れないことがわかった．

そこで，津波の数値シミュレーションを行い，津波の高さと地震規模の関係を定量的に評価した．M_w 8.5, 8.6, 8.8に相当する断層モデル1, 2, 3を用いて，Hiloとすぐ隣のMaui島のKahuluiでの津波波形を計算した (図1)．どのモデルの結果もHiloの最大振幅はKahuluiの0.7から1.0倍程度である．地震規模が最大のモデル3でも2地点ともに津波の高さは1 m程度であり，上述のHiloの3.6 mとは明らかに食い違う．さらに，目視記録が残る1906年地震でKahuluiが0.3 m, Hiloが3.6 m [Soloviev and Go (1975)] だったことは，以後の津波での比がほぼ同じであるデータとは大きく異なる（図2）．これらの結果より，1906年の地震ではHiloの津波の高さはKahuluiでの0.3 mと同程度だったと推定することが自然である．

Hiloの値を0.3 m程度とすると，1906年はM_t 8.3とはるかに小さくなった．1979年地震はM_t 8.1だったので，1906年地震のM_wも0.2程度大きいと考えられる．よって、1979年のM_wは8.2 [Kanamori and McNally (1982)] なので，1906年のM_wは8.4程度と再評価された．この結果はOkal (1992) がSwedenのUppsalaでの長周期地震波から推定したマントルマグニチュード8.5未満と一致する．

まとめると，1906年地震はM_wやM_tが8.8の超巨大地震ではなく，2つの地震 (例えば，1958年と1979年) の破壊域程度の広がりを持つ地震と考えられる．2016年4月にこの地域に発生したM_w 7.8の地震は1942年の地震と同様のセグメントで発生した．本研究で再評価された1906年の地震規模に基づけば，1942年や2016年の地震の発生域と1906年の地震は重なっていなかったとする考えが自然であり，本研究の結果はこの沈み込み帯における今後の大地震の発生予測に対して重要な制約条件を与える．

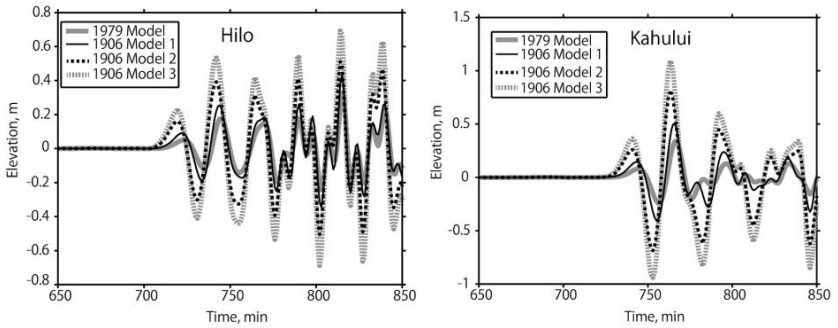


図1 1979年および1906年Mw8.5, 8.6, 8.8の仮想的な3断層モデルによるHiloとKahuluiでの合成津波波形．

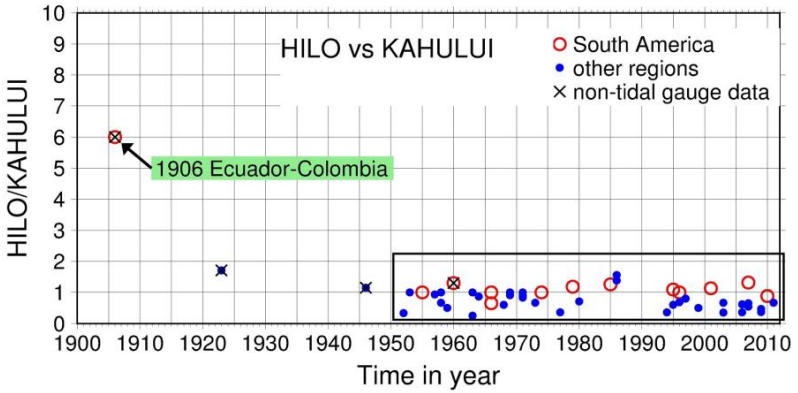


図2 HawaiiのHiloとKahuluiの津波の高さの比．NOAAデータを使用したが，1906年のHiloの3.6 mを全振幅としており，この図では半分の1.8 mとした．

S17－20

遠地津波波形から推定される 1906 年エクアドル・コロンビア地震の規模と波源域

#吉本昌弘・熊谷博之（名大環境）

Tsunami source and the moment magnitude of the 1906 Ecuador-Colombia earthquake estimated from far-field tsunami waveforms

#Masahiro Yoshimoto, Hiroyuki Kumagai (Nagoya Univ)

1906 年エクアドル・コロンビア地震は，その後震源域内部で発生した 1942 年(M_w 7.8)，1958 年(M_w 7.7)，1979 年(M_w 8.1)の 3 つの地震が連動し，これら 3 つの地震の単純な足し合わせよりも遙かに規模の大きい地震(M_w 8.8)となったと考えられてきた(Kanamori and McNally, BSSA, 1982)．一方で，地震の表面波振幅からの推定(Okal, Pageoph, 1992)やこの地震と 1979 年地震との津波波高の比較（都築ほか，JpGU, 2012）から，この地震の規模が M_w 8.5 程度であったとの指摘もある．また最近，熊谷ほか（本大会）も地震波解析から 2016 年地震(M_w 7.7)は 1942 年地震の再来地震と考えられ，1906 年地震の際に 1942 年の領域は破壊せずより規模の小さい地震であった可能性を指摘している．データが限られているため，上述のように 1906 年地震の規模についてははっきりしておらず，特にどの領域ですべりがあったのかは理解が進んでいないのが現状である．

近年，太平洋を長距離伝播する津波が固体地球の弾性や海水の圧縮性及び地球の自己重力の効果を考慮することによって正確に計算できるようになり(e.g., Tsai et al., GRL, 2013; Watada et al., JGR, 2014)，遠地津波データから巨大地震の津波波源域の推定が可能になった(Yoshimoto et al., GRL, 2016)．そこで本研究では，この地震の規模とすべり域を推定するために，上記効果が津波波形に与える影響を考慮した津波グリーン関数を用い，遠地検潮記録による津波波形インバージョンを行なった．

解析には，3 点の検潮所(Honolulu, San Francisco，鮎川)の津波波形記録を用いた（図 1 左）．解析に用いる時間長に明瞭な津波波形が見られるのは Honolulu だけであったが，他の観測点も理論津波波形が観測波形の振幅を大きく超えないという制約のために解析に使用した．断層モデルは Kanamori and McNally (1982)で示された震源域を参考に 550 km × 150 km の領域を 50 km × 50 km の小断層で分割し（図 1 右），線形長波方程式で計算された津波グリーン関数波形に Watada et al. (2014)による位相補正を施した上で解析に用いた．

まず Murotani et al. (GRL, 2013)のスケーリング則によって M_w 8.2 から M_w 9.0 までの一様すべり矩形断層モデルを構築し理論津波波形を計算して，最も観測津波波形を満足する規模を推定した．その結果，M_w 8.4 程度で最も観測波形を説明していることがわかった．

次に津波波形インバージョンによりすべり分布を推定した．得られたこの地震の規模は M_w 8.4 であり，一様すべりモデルから推定される M_w 8.4 ともほぼ調和的である．断層すべりは 3 つの地震よりも海溝側に集中しており(図 1 右)，これら地震とは異なる領域ですべった事を示している．推定された断層南側の海溝付近でのすべりの妥当性は，Honolulu の観測波形の津波走時からも確認された．本研究の結果は，エクアドル・コロンビア地域でも，東北地方のように沈み込みの傾斜方向に 2 重の地震発生帯が存在する多様な活動をしている事を示唆している．

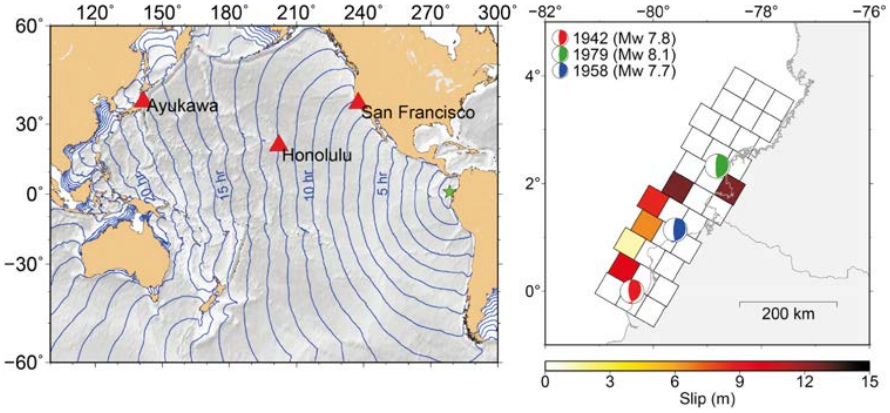


図 1.（左）使用した観測点分布．コンターは 1 時間毎の理論津波走時．星が震源．(右)推定されたすべり分布と過去に発生した地震の CMT 解．

南相馬市井田川干拓地における津波イベント間の堆積環境変化

#楠本聡・五島朋子・佐竹健治（東大地震研）・須貝俊彦（東大新領域）・米田穣・大森貴之・尾嵜大真（東大総合研究博物館）

Sedimentary Environment Changes between Tsunami Events in Idagawa polder, Minami-Soma City.

#Satoshi Kusumoto, Tomoko Goto, Kenji Satake (ERI), Toshihiko Sugai (GSFS, Univ. of Tokyo), Minoru Yoneda, Takayuki Omori and Hiromasa Ozaki (The University Museum)

福島県沿岸は869年貞観地震や1454年享徳地震，1611年慶長三陸地震に伴う津波堆積物が検出された南限であり，歴史津波の規模を推定する上で極めて重要な地域である．南相馬市井田川地区において過去に実施された津波堆積物調査により，過去約2,600年間の定常的な泥質シルト層の中に細～中粒砂からなる津波堆積物が少なくとも五枚（EV1-EV5）確認されている（後藤・青山，2005；連合大会予稿集，及川ほか，2011；連合大会予稿集，太田・保柳，2014；日本地質学会予稿集，楠本ほか，2016；日本地球惑星科学連合大会予稿集など）．石川(1983；法政考古学)や1821年以降に発刊された古地図の判読より，その堆積環境は砂質干潟を伴う内湾もしくは潟湖であったとされるが，歴史地震の地殻変動や歴史津波に伴う堆積環境の変化については議論の余地が残されている．本研究では，元素分析により測定した全有機炭素（Total Organic Carbon：TOC）・全窒素（Total Nitrogen：TN）濃度およびTOCとTNの重量比（C/N比）を用いて堆積環境の変化について議論する．

我々は本調査地で海岸線に対して垂直な測線（測線1）と平行な測線（測線2）を設け，海岸から0.6~2.7 kmの範囲の計11地点においてハンディジオスライサーにより計13本の地質柱状試料を得た．採取した試料について目視記載・粒度分析を施したのち，乾燥・粉砕した津波堆積物を除く定常的な堆積物を用いて元素分析によるTOC・TN濃度測定および陸源由来の有機物を対象とした放射性炭素年代測定を実施した．元素分析を実施する際に前処理として無機態炭素除去のための塩酸処理は行なっておらず，標準試料はアトロピンを使用した．

EV2bとEV3の間およびEV4とEV5の間における定常的な堆積物は上方へわずかに細粒化し，TOC濃度やTN濃度もまた上方へ緩やかに増加した（図1）．また津波堆積物を境にして，TOC濃度とTN濃度は急激に減少した．

津波イベント間の定常的な堆積物の細粒化は供給源から砕屑物を運ぶ潮流が弱まったため，TOC・TN濃度の増加は有機物の分解が進みにくい嫌気環境への変化を示している可能性がある．また津波堆積物を境にしたTOC・TN濃度の急減は，嫌気環境から好気環境への急速な変化を示唆する可能性がある．これらの挙動は，砂州発達に伴う湾口部の閉鎖や津波による砂州の崩壊に対応する可能性がある．

C/N比はいずれの深度においても概ね5-10の値を示した．C/N比は一般に，有機物の起源がプランクトン由来である場合は6-10程度，陸棲植物由来である場合は15より大きいことが知られている（Berner, 1984；GCA，Sampei and Matsumoto, 2001；GJなど）．これより本調査地域の有機物起源は，内湾もしくは潟湖内で生産されたプランクトン由来であると推測される．また一部の深度において15に近い値を示した．これらは陸源由来の有機物の混入を反映していると考えられる．

（謝辞）

本研究で元素分析を実施するにあたり，東京大学大学院新領域創成科学研究科奈良一秀教授の所有する燃焼型元素分析装置（Flash EA 1112）を利用させて頂きました．また，同研究室小泉敬彦氏に前処理および測定方法についてご教示頂きました．ここに深く感謝いたします．

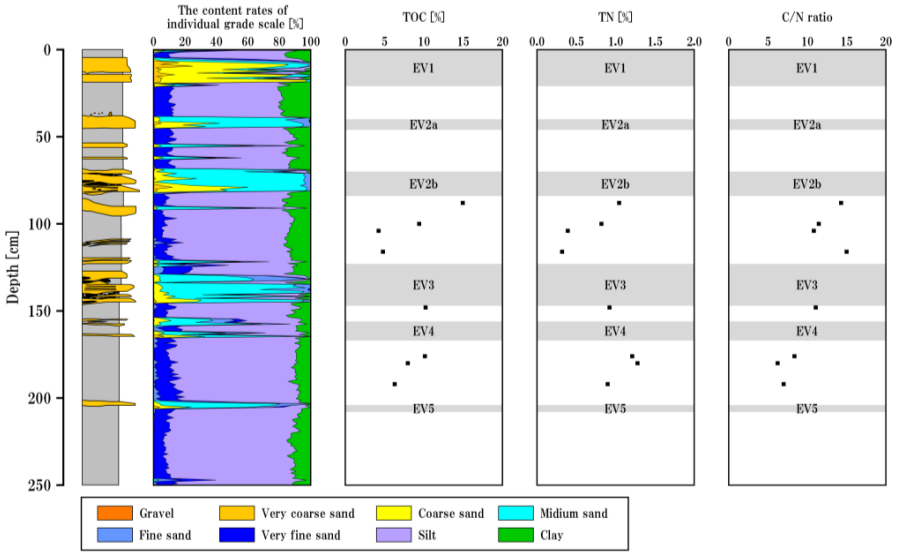


図1　IDG−02コアにおける粒度分析・元素分析結果．

S17－22

静岡県沼津市における1854年安政東海地震津波の被害程度と浸水深との関係

#行谷佑一（産総研）・今井健太郎（海洋研究開発機構）

A relationship between damage and flow depths of the 1854 Ansei Tokai earthquake tsunami in Numazu, Shizuoka, Japan

#Yuichi Namegaya (AIST), Kentaro Imai (JAMSTEC)

1. 研究の背景・目的

津波の浸水深と被害率との関係として津波被害関数が提案されている[越村・他(2009)]. 津波被害関数は, 基本的には, ある集落における被害率(例えば, 流失家屋数を全家屋数で除した値)とそこでの浸水深とを結びつけるものである. この考え方を基に, 1854年安政南海地震津波を例として近年, 津波被害関数が構築されてきている[行谷・今井(2015), 今井・行谷(2016)]. これらの関係を用いて今後, 歴史記録を基に分析された被害率からそこでの浸水深を推定することが期待される.

一方, 家屋の被害程度と浸水深とを結びつける, という意味で松冨・首藤(1994)の考え方がある. これは, 1993年北海道南西沖地震津波等を例に, 家屋の一軒一軒の被害の程度を大破, 中破, 小破に分け, それぞれ浸水深との対応をみたものである. しかしながら, 江戸時代の津波を例としてこのような関係を得た例は乏しいのが現状である.

そこで本研究では, 1854年安政東海地震津波による静岡県沼津市での被害記録に記された被害程度と浸水深の情報を利用して, 両者の関係を得た.

2. 利用した歴史記録

本研究では, 沼津市歴史民俗資料館に所蔵された『大地震大津浪ニ付書上帳』(以下文献Aとする)を利用した. 文献Aには, 1854年安政東海地震津波による沼津市内浦長浜集落における記録として, 42軒分の被害程度に関する記述が存在する. 一例を示せば,

「一　居宅五分潰　嘉七　▲　水床上四尺五寸　▲　(後略)」

と記録されている[改行部分は▲で表し, (　)内は著者が加筆]. すなわち「嘉七」宅では居宅の被害程度が5分潰れであり, そこでの津波の高さは床上で約1.4 mであったことが読み取れる.

3. 内浦長浜における被害程度と浸水深との関係

文献Aに記された被害程度の内訳は, 皆流が6軒, 9分潰が9軒, 8分潰が1軒, 7分潰が5軒, 6分潰が2軒, 5分潰が12軒, 3分潰が2軒, 無難が5軒の計42軒であった. 文献Aが記す「5分潰」と「6分潰」について具体的にどのような被害の差があるかは不明であるが, 「5分潰」と「9分潰」との間には, 半潰と全潰との差に近い差異があると考えた.

ところで, 全42軒の記録のうち, 津波の高さにかんする情報が記されているのは33軒であった. その高さの基準には, 上例のように床上から何尺といった記述や, 軒上から何尺, 2階から何尺といった記述が混在している. そこで, 現地を訪れできるだけ古い家屋に着目して地盤面から床上, 軒, および2階床面の高さを測定した. この測定を参考に, 床上については0.6 m, 軒は2.5 m, および2階床面は2.8 mとして各戸の浸水深を検討した結果, 浸水深は0～3.5 mに分布すると推定された.

つぎに, 浸水深が推定された33軒について, 被害程度と浸水深との関係を構築した. この結果, 浸水深が0.8 mで無難と5分潰が混在し, 浸水深が2 m以下まで5分潰の家屋が支配的になった. また, 浸水深が2 mを超えると7分潰や9分潰の家屋が存在することがわかった.

一方で, 浸水深が2.8 mを超えても被害程度が5分潰の家屋が存在することもわかった. このことは, その家屋が他の家屋に比べ強度が強かったか, あるいはそこでの流速が弱かった可能性がある. 現状では内浦長浜集落内での各戸の位置が判明していないので, 後者の流体力学的な検討については今後の検討課題である.

謝辞　史料閲覧や現地調査に便宜を図って下さった, 沼津市歴史民俗資料館館長の鈴木裕篤氏に御礼申し上げます. 本研究は科研費(基盤研究(B): 16H03146)の一環で実施された. ここに記して謝意を表する.

10/7　D 会場　午前

S03－09

海中音速構造が海底地殻変動観測に与える影響

#横田裕輔・石川直史（海洋情報部）

Effects of undersea sound speed structure on the GPS-A seafloor geodesy

#Yusuke Yokota, Tadashi Ishikawa (JHOD)

Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard (JHOD) has been carrying out seafloor geodetic observation using GPS-Acoustic combination technique (GPS-A) for observing interplate coupling condition. Using the present technique, we can detect the interplate coupling but cannot detect smaller crustal deformation events, e.g., slow slip event, because of several error sources. Among them, most important error source is a disturbance of an undersea sound speed structure. In this presentation, we discuss effects of undersea sound speed structure on a precision of the GPS-A seafloor geodesy using observation data and a new analytical approach.

海上保安庁海洋情報部では，海底下のプレート境界の固着状態を把握するために，GPS-A を用いた海底地殻変動観測を実施している．近年，観測技術の進歩と観測網の整備とともに，プレート境界固着の面的な状態が把握できるようになってきた [e.g., Yokota et al., 2016]．しかし一方で，陸上の測地観測網では検知されているスロースリップ現象を十分に検出できるだけの精度を有しておらず，現在の技術的な検討課題である．観測機器の開発による精度向上は限界を迎えており，今後は解析技術の更なる検討が必要となっている．

現在の解析では，まず粗解析を行った後，本解析を行う 2 段階の推定を実施している．粗解析では，観測された音速データが時間的に滑らかに変化すると仮定して，観測された音響信号の走時データセットから局位置の推定を行った後，推定された局位置情報を既知として音速構造の時空間変化の概要を推定する．この非線形逆問題のサイクルを繰り返し実行し，おおよその局位置と音速構造を把握した後，本解析に移る．本解析では，より詳細な音速構造の時空間変化を推定できるように音速構造パラメータを設定して，同様の解析を行うことで局位置決定精度を引き上げている [Fujita et al., 2006]．

最終的な海底の測位精度に強く影響を与える誤差源は海中音速構造である．現在の解析手法は，粗解析では日周期・半日周期程度の長期変化を推定し，本解析では空間変化も含めた短周期の変化を推定する．しかし，ここで推定される音速構造パラメータは，音響信号ごとの音速場の平均値の関数であるため，船の移動に伴って浅部の時空間変化は推定できるが，深部の影響はほとんど推定できない．

一般的に海中の音速場は浅部（特に 500 m 程度以浅）で擾乱を持つ一方，深部では擾乱が小さく，均質な構造を持っている．しかし，黒潮流域などでは，深部まで音速場の擾乱があることが想定される．そのような場合には，黒潮流軸の直交方向にある深部音速場傾斜を正しく推定できないため，結果的に誤差楕円が流軸直交方向に伸びてしまうことが考えられる．実際の海底地殻変動観測においても日向灘や足摺岬の沖合の観測点や潮岬の南の観測点では，誤差楕円がそのような方向に伸びており，黒潮による深部音速場擾乱が観測精度に影響を与えることを示唆している．

現在，実施されている海底地殻変動観測においては，各観測点に対して複数の海底局が配置されているため，適切なパラメータ化を行うことで，このような深部の音速場をある程度把握することが可能であると期待される．本研究では，音響信号が通過する深部の領域の距離に応じた関数を用いた推定手法を開発し，この手法を通常の解析サイクルの後半に組み込むことで深部音速傾斜場の推定を試みた結果について議論する．今後は，より正しい海底位置を決定できるよう，更なる手法の改善を検討していく予定である．

S03－10

係留ブイを用いた GPS/A 海底地殻変動観測の精度向上について

今野美冴，木戸元之，太田雄策 (東北大学)，高橋成実 (防災科研)，福田達也，越智 寛 (JAMSTEC)，本荘千枝，日野亮太 (東北大学)

Improvement of accuracy on GPS/A measurement using a moored buoy

#Misae Imano, Motoyuki Kido, Yusaku Ohta (Tohoku Univ.), Narumi Takahashi (NIED), Tatsuya Fukuda, Hiroshi Ochi (JAMSTEC), Chie Honsho , Ryota Hino (Tohoku Univ.)

1. 研究背景・目的　　東北大学，JAMSTEC，JAXA は，係留ブイを用いた津波・海底地殻変動モニタリングシステム (Takahashi et al., 2014) の共同開発を進めている．将来巨大地震が発生すると予想される紀伊半島沖熊野灘の GPS/A 観測点 (海底局 6 台設置) で，本観測システムの試験観測を 2013 年 (4 ヵ月間)，2014 年 (5 ヵ月間)，2016 年 (現在試験中，1 年間) に実施している．本観測システムのブイは，強潮流域で連続観測できるよう水深 (3000 m) の 1.5 倍程度の長さの索で係留されているため，(1) 定点保持が難しく，(2) 海底局アレイ中心に必ずしも位置しない．これらは，最終的な GPS/A 海底地殻変動測位結果に (1) 各海底局間の相対的な位置関係 (以下，アレイ形状) 推定誤差の影響が観測位置に依存した系統的な誤差として表れる，(2) データに含まれる誤差がアレイ中心で測位した場合の数倍以上拡大されて表れると考えられる (Kido et al., 2006; Kido, 2007)．今野・他 (2016, JpGU) は，係留ブイ振れ回り幅内で起こりうる誤差伝播量を数値実験によって定量化し，最も支配的な誤差要因がアレイ形状誤差 (ブイ振れまわり幅の誤差伝播量: 0.5-1.5 m) であることを示した．本研究では，現在データを取得中の 2016 年係留ブイ測位精度評価と，アレイ形状の推定精度を改善することで，係留ブイ測位精度が向上するか検討を行う．

2. データ・解析手法　　GPS/A 解析に必要なデータは，アレイ形状・姿勢，海上局―海底局間の音波の往復走時，音速プロファイル，初期値として用いる各海底局位置 (アレイ形状) である．本研究では，2015 年 12 月末から 2016 年 7 月までの，測距後にイリジウム衛星通信で陸上局に送られている音響送受波器位置，往復走時 (330 ショット) を用いた．また，音速プロファイルは 2014 年に同海域で XBT で計測したデータに基づき推定した．初期海底局位置は，KS-14-8 航海のデータを用いて Kido et al. (2006) に基づき推定したアレイ形状 A と，名古屋大学に提供いただいた海底局位置 (推定方法: Ikuta et al., (2008)) を参考に，アレイ形状 A の水深と大きさを名古屋大アレイに合わせるよう 0.1 % 相似縮小したアレイ形状 B (推定精度: ~数十 cm) を用いた．上記のデータを用いて Kido et al. (2006) に基づき，音響測距 1 ショットごとに初期海底局位置のアレイ重心に対する水平方向のアレイ重心位置と音速補正量を推定した．観測期間中は係留ブイ測位精度を超える海底地殻変動がないと仮定し，アレイ重心位置の 1σ を測位精度とした．

3. 結果・今後の課題　　アレイ形状 A を用いた場合の測位精度 (1 σ) は，東西/南北 0.6/0.7 [m] であった (図 1a)．この結果では，アレイ重心位置は，アレイ重心から見た係留ブイ観測位置と反対の方向に推定された．この関係は，アレイ中心に近い場所で測位するほど精度がよいという予想に反して，特にアレイ内部で計測したときに顕著に表れていた．一方，アレイ形状 B を用いた場合の測位精度は，東西/南北 0.4/0.4 [m] となった．原点－アレイ重心位置の位置関係と，原点－係留ブイ観測位置の位置関係の間に強い相関は見られず，アレイ形状 A を用いて推定した場合と比較して係留ブイ GPS/A 測位精度が劇的に改善した (図 1b).これを踏まえ，現在アレイ形状推定アルゴリズムを開発している．今年度係留ブイ設置点で実施した GPS/A キャンペーン観測 (KS-16-7 航海) のデータと現在開発中のアレイ形状推定アルゴリズムを用いてアレイ形状の再推定を行えば，係留ブイ GPS/A 観測のさらなる測位精度向上が見込まれる．本講演では再推定したアレイ形状を用いた係留ブイ GPS/A 観測結果の報告を行う．

謝辞: 本研究で使用したデータは，文部科学省の受託研究「海底地殻変動観測技術の高度化」，および JST 戦略的イノベーション創造プログラム (レジリエントな防災・減災機能の強化) の研究の一環で得られたものです．また，名古屋大学に海底局位置のデータを提供いただきました．記して感謝いたします．

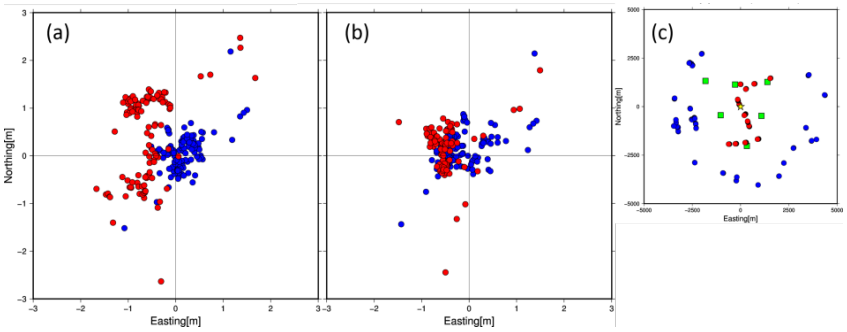


図 1 アレイ内部で計測した場合 (赤)と外部で計測した場合(青)のアレイ重心位置．(a) アレイ形状 A，(b)．アレイ形状 B を用いて推定した結果．(c) 音響測距を行ったときのブイの位置 (赤:アレイ内部，青:アレイ外部)，海底局 (緑四角)，アレイ重心 (星)．

S03－11

GPS/A観測によって捉えた2011年東北沖地震に伴う余効変動の時空間変化

#富田史章・木戸元之・太田雄策・日野亮太（東北大）・飯沼卓史 (JAMSTEC)

Spatiotemporal variation of the postseismic deformation following the 2011 Tohoku-oki earthquake detected by GPS/A observations

#Fumiaki Tomita, Motoyuki Kido, Yusaku Ohta, Ryota Hino (Tohoku Univ.), Takeshi Iinuma (JAMSTEC)

はじめに

2011年東北沖地震に伴う余効変動は，海陸の測地観測により捉えられ，その空間的な特徴が明らかになりつつある．Watanabe et al. (2014, GRL)は，GPS音響結合方式の海底地殻変動観測(GPS/A観測)により地震時すべり域(図1，PRA：Primary Rupture Area)直上で顕著な陸向きの変動を捉え，Sun et al. (2014, Nature)は，その変動は粘弾性緩和により説明できることを示した．更に，我々は広域のGPS/A観測網を用いることで余効変動の海溝沿いの空間変化を捉え，PRA南側で海溝向きの変動が大きいのに対し，PRA北側では顕著な変動が見られないことを示した(Tomita et al., 2016, JpGU)．また，地震時大すべり域(図1，VLSA: Very Large Slip Area)直上の観測点は，PRA直上の観測点よりも陸向きの変動が小さいことを示した．これらの余効変動の空間変化は，余効変動に寄与する物理プロセスの影響を評価する上で極めて重要である．本研究では，Tomita et al. (2016)において未解析であった最新の測位結果(2016年5月)を踏まえた余効変動観測成果を示す．

観測・手法

東北沖に設置された20点のGPS/A観測点において，2012年9月から2016年5月にかけて計10回のキャンペーン観測を実施し，各観測点で6回程度の繰り返し即位を行った．GPS/A測位解析には，Kido et al. (2006, EPS)の手法を採用した．全観測期間にわたって，変位速度は一定であると仮定し，各測位結果の重み付きロバスト線形回帰により，観測点毎の変位速度を算出した．

結果・議論

得られた観測点毎の変位速度を図1に示した．各観測点での変位速度の推定精度はおよそ 2 cm/yr (1σ)である．最新の測位結果は，概ねこれまでの測位結果と調和的で，Tomita et al. (2016)と同様に，粘弾性緩和の影響と考えられるPRA直上の陸向き変動，余効すべりの影響と考えられるPRA南側での海溝向き変動，これらのプロセスの寄与が比較的小さいと考えられるPRA北側での微小な変動が捉えられた．また，最新の測位結果を加えることで，これまで観測回数の不足していた観測点(G15)における変位速度を新たに算出した(図1，VLSA南部)．観測回数が少ないため，変位速度の誤差が大きいものの，他のVLSA直上の観測点よりも大きな変位速度を示した．そのため，これまで捉えられてきたVLSA直上での陸向き変位速度がPRAのそれより小さいという傾向は，空間的に限定された特徴であると言える．

一方で，余効変動の時間変化に相当する変位が捉えられつつある．福島沖の観測点G17の変位時系列(図2a)は，2015年以降は有意な変動を示しておらず，余効すべりが減衰しつつあることを示している．ただし，このような明らかな減衰傾向はPRA直上の粘弾性緩和の影響が卓越する観測点では見られない(図2b)．

このように，最新の結果を踏まえた長期間の観測データにより，これまで捉えきれていなかった余効変動の時空間的な特徴が捉えられつつある．今後，各観測点の詳細な時空間変化の有意性を検討したうえで，大会での発表においてはその結果を紹介する．

※本研究で使用した観測データの大部分は，（内閣府）SIP『レジリエントな防災・減災機能の強化』の一環で得られたものである．

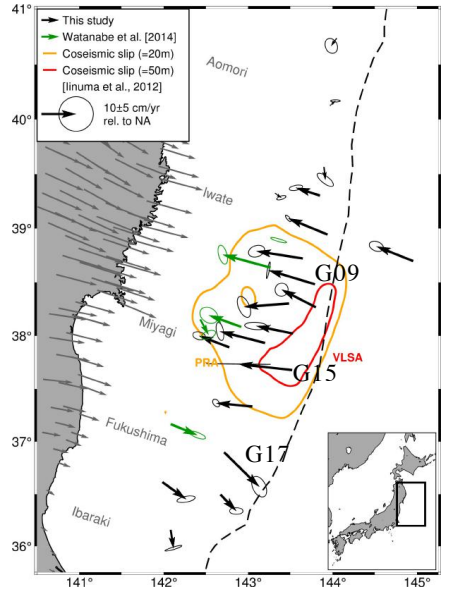


図1　地震後の変位速度(2012/09–2016/05)

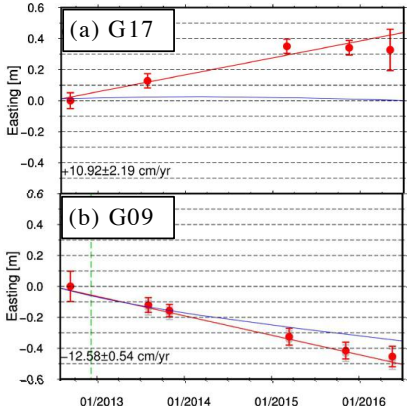


図 2: 東西方向の変位時系列
(a) G17 (b) G09

赤丸：キャンペーン毎の測位結果（1σ誤差）
赤線：線形回帰直線
青線：粘弾性緩和モデル(Sun et al., 2014)から期待される地震後の変位

S03－12

1771年八重山津波“波源域”における海底地殻変動の観測

#生田領野・安藤雅孝・宗林留美（静岡大防災セ）・
中村衛（琉球大理）・香味建（静岡大理）

GPS/Acoustic geodetic measurement on expected source region of the 1771 Yaeyama Tsunami

#Ryoya Ikuta, Masataka Ando, Rumi Sohrin (Shizuoka Univ.), Mamoru Nakamura (Ryukyu Univ.), Takeru Komi (Shizuoka Univ.)

本発表では、2014 年から 2016 年、八重山諸島、波照間島の南 60km 沖にて海底地殻変動を観測した結果を報告する。

波照間島の南方 100km にある琉球海溝では、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に 8cm/yr で沈み込んでいる。琉球海溝の沈み込みは南西諸島の背後に背弧拡大を引き起こしており（4-5cm/yr）、海溝軸での収束速度は約 12cm/yr と見込まれている。プレート間の固着は弱く、大きなプレート境界地震は発生しないと考えられてきた(Scholz and Campos 2012). しかし，1771 年 4 月 24 日、地震動を伴う巨大な津波が西琉球海溝沿いの石垣島，宮古島を始め周辺の島々を襲ったことが知られている(Nakata and Kawana 1995; Nakamura 2009a; Goto *et al*. 2010 など)。この津波の最大遡上高は石垣島南東部で観測された約 30m である。津波による死亡率は石垣島が最も高く、津波前の人口の約 3 分の 1 が死亡したとされる。一方で地震による深刻な被害は発生していない。震度に基づくマグニチュード Mk=7.5 は津波に基づくマグニチュード Mt=8.5 よりもかなり小さく、八重山地震が地震動と比較して不釣り合いに大きな津波を発生させる津波地震であることを示唆している。また、石垣島や周辺の島々では、1771 年の大津波やそれ以前の古津波によって運ばれてきたと思われる巨大な津波石が多数発見されている。この事実もプレート境界地震のように特定の再来周期を持った事象の発生を示唆している。Nakamura(2009b)は、1771 八重山津波の原因を、琉球海溝西部で発生したプレート境界地震としてモデル化した。本研究では、想定震源域上で海底の地殻変動を計測し、プレートの固着状態を推定することとした。

我々は 2014 年 10 月に波照間島の 60km 南方、波照間海盆の南端（外縁隆起帯の内側）に海底局を設置し、設置時と、2015 年 7 月, 2016 年 6 月の 3 回、海底局の位置を決定し、移動速度を見積もった。2015 年までの結果では、海底局は波照間島の GEONET 点（国土地理院：コード 960751）に対して南東に 18±8cm/yr の速度で移動し、海溝に向かってせり出しているという結果となった。前弧海盆が拡大する方向である。ただし短期間の 2 度の観測であるので、エラーバーが大きく、繰り返しの精度の高い観測が必要である。発表ではこのデータに 2016 年 6 月末に計測したデータを追加して結果を議論する。

今後、ベクトルの精度を向上させるため、引き続き数年間の観測が必要である。また本サイトは八重山津波の想定波源域の西端にあたるため、東側の海域に観測を広げることで、前弧海盆形成や背弧拡大のメカニズム、プレート境界地震の全貌解明に近づきたい。

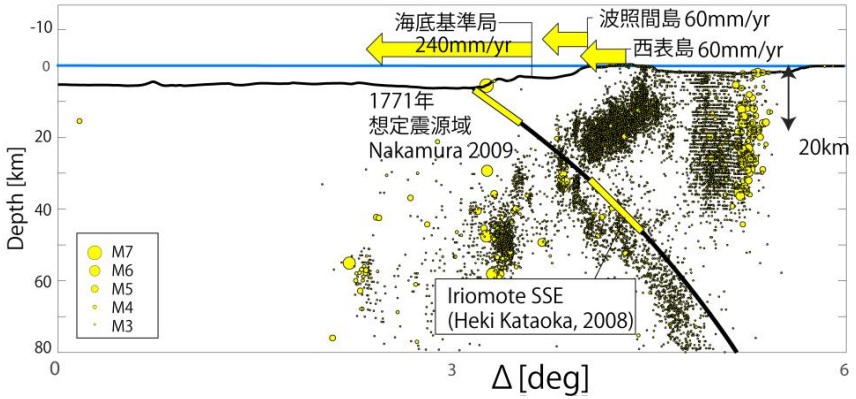


図1　2015年観測時点における本研究の海底基準局、陸上局の運動ベクトルと地形、地震活動（○）。波照間島、西表島に対して、海底基準局は琉球海溝に向かって年間18cmせり出している。

S03－13

海底地殻変動観測から得られた南海トラフ浅部におけるプレート間固着の把握

#安田健二・田所敬一・谷口颯汰・
木村洋（名大環境）・松廣健二郎（名大全学技術セ）

Interplate locking condition derived from seafloor geodesy in shallow subduction zone at the Nankai Trough

#Kenji Yasuda, Keiichi Tadokoro, Sota Taniguchi, Hiroshi Kimura (Nagoya Univ.), Kenjiro Matsuhiro(Tech Nagoya)

はじめに

我々は，海底地殻変動の観測点を熊野海盆から南海トラフ軸近傍まで拡大した（図参照）．観測点は，南海トラフよりも海側（フィリピン海プレート上）のTOA観測点とトラフよりも陸側のTCA観測点の２点設置している．TOA観測点は，フィリピン海プレート上に設置している唯一の海底地殻変動の観測点である．フィリピン海プレートは，GNSSデータが少なく、プレート境界近傍の観測点を含んでいるため、プレート運動モデルとしての信頼性は乏しい [e.g., Sella et al., 2002]．そのため，直接観測を行うことによって，より現実的なプレートの収束速度を推定する為にTOA観測点を設置した．TCA観測点は，東北地方太平洋沖地震以降に拡大された津波地震を検討する領域内に設置した．この領域で地殻変動を観測し，プレート間の固着状態のより詳細な把握をすることは，津波ハザードの評価にとって極めて重要である．

観測と解析

本研究では，TOA観測点とTCA観測点の２点の観測点において，2013年から2016年までに計5回ずつの観測と解析を行った．この二つの観測点では，しばしば観測点直上を黒潮が流れている．黒潮は，流軸に直交する方向に海中温度の傾斜構造を持っていることがNakamura et al. [2006]などにより示されている．海中音速は，温度に強く依存するため，黒潮流域内では海中音速も傾斜構造となる．このような海域での海底局位置解析では，温度が高い方向にバイアスを持つことが示されている[武藤他，2008]．そこで，走時残差から傾斜の大きさと軸を推定するYasuda et al. [2016;JpGU]の解析法を用いて，海中音速の傾斜構造を考慮した海底局位置解析を行った．

結果と考察

解析の結果からアムールプレートに対する各観測点での変位速度を推定した．アムールプレートの剛体運動成分は，Sella et al. [2002]のプレート運動モデルにより求めた．また，東北地方太平洋沖地震の余効変動は，飛田[2016;地震予知連会会報第95巻]の対数+ダブル指数モデルを用いて，GEONETの那智勝浦3・串本・古座の3点に適用し，その平均を観測点における余効変動量とした．推定した余効変動量を観測値から引き，トレンド推定を行った結果，変位速度ベクトルは、TCAではN78°W方向に38 ± 25 mm/y，TOAではN69°W方向に57 ± 21 mm/yであった（図参照）．図中のGEONETの変位速度ベクトルは，2007年1月から2016年6月までのF3解を用いて変位速度ベクトルを求めた．東北地方太平洋沖地震の余効変動は，本研究同様に飛田[2016]を用いて計算し観測値から除去した．

プレート間の固着状態を把握する為にプレート境界にバックスリップモデル[Savage，1982]を適用し，半無限弾性媒質を仮定し，海底面・地表面での理論的な地殻変動を計算した．矩形断層は，渡部他[2009]と同様の6つの断層を設定し，プレート収束速度は，TOAの変位速度（N69°W方向に57 mm/y）を設定した．その結果，南海トラフのプレート境界10km以浅（TCA直下）において固着率が40%~100%で存在することが示された．

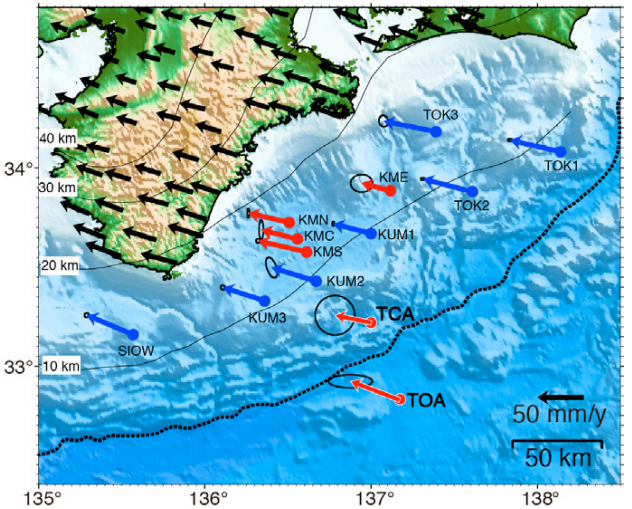


図: アムールプレートに対する変位速度ベクトル．黒いベクトルはGEONETデータから得られた陸上の地殻変動．青（Yokota et al., 2016）と赤（名古屋大学）のベクトルは海底地殻変動データから得られた地殻変動．

本研究は，総合科学技術・イノベーション会議の SIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施されました．

海陸測地観測データとブロック断層モデルを用いて推定した南海・相模トラフ沿いのプレート間カップリング分布

#西村卓也（京大防災研）

Distribution of interplate coupling along the Nankai and Sagami Troughs, estimated using onshore and offshore geodetic data and fault-block modeling

Takuya Nishimura (DPRI, Kyoto University)

１．　はじめに

近年, 南海トラフ沿いにおいて海底の GPS/A 観測点における測地観測データが得られるようになり, 陸上の GNSS 観測データと合わせて海陸における高精度の地殻変動速度データが得られるようになった．これらのデータを用いて南海トラフから沈み込むプレート境界面でのカップリング分布が推定されており[Yokota et al. (2016)]，陸上のデータだけでは不十分であった沖合の領域でも信頼性の高いカップリング分布が得られ始めている．

しかし，西南日本においては新潟–神戸ひずみ集中帯や山陰ひずみ集中帯などの内陸の変動帯を挟むブロック（マイクロプレート）剛体運動は，アムールプレート安定部に対して最大 1-2cm/年と，観測されている水平変位速度に対し無視できない大きさであり，先行研究においてもプレート間カップリングの推定を行う際にこれらを考慮すべきであることが指摘されている．プレート間カップリングとブロック運動を同時に推定する手法として，観測された変位速度を地殻ブロックの剛体運動とブロックの境界における断層の固着による変動の和によって表すブロック断層モデルがあり，筆者も西南日本の陸域データを用いたモデル化を試みてきた[2014年地震学会秋季大会など]．本講演では，海域の GPS/A 速度データ[Yokota et al. (2016)]と陸域の GNSS データを用いて，ブロック断層モデルに基づくカップリング（滑り欠損速度）分布の推定結果について報告する．

２．　データ及び解析手法

海域の速度データについては，Yokota et al.(2016)の値をそのまま用い，陸域の速度データについては，国土地理院，海上保安庁，京都大学防災研究所，IGS によって得られた関東から九州地方までの GNSS 観測点の RINEX データから，GIPSY を用いて ITRF2008 座標系準拠の日座標値を推定し，2005 年 4 月 1 日から 2009 年 12 月 31 日までの座標値に対して直線近似を行い，得られた変位速度をアムールプレート固定の変位速度に変換した．用いた観測点数は GNSS 観測点 849 点，GPS/A 観測点 15 点となった．これらのデータの観測誤差には大きな差があるが，ここでは各データによって捉えられた地殻変動の特徴を活かすため水平と上下のデータの重みは，概ね 1:1 として，インバージョンのデータとした．

ブロック断層モデルのプログラムは，DEFNODE(McCaffrey，2002)を用い，主要な活断層帯やひずみ集中帯を参考にして系統的な残差を減らすようにブロック分割を試行錯誤しながら，各ブロックのオイラーベクトルとブロック間の断層におけるカップリング係数（滑り欠損速度／ブロック相対運動速度）を推定した．最終的なモデルでは，解析領域を 16 のブロックに分割した．

３．　推定されたカップリング分布

南海トラフと相模トラフ沿いの滑り欠損速度の推定結果を図１に示す. 南海トラフ沿いの滑り欠損速度は土佐湾沖で 4cm/年を超えて最大となり，豊後水道の深部（深さ 40km）でも大きい．一方，室戸岬の南東沖から紀伊半島沖にかけては，滑り欠損速度の不均質が大きく，カップリング係数が 0.5 以下の固着の弱い領域も散見される．熊野灘から東海地方にかけては，カップリング係数はほぼ１であるが，滑り欠損速度としては 3cm/以下である．トラフ軸近傍では一部を除いて滑り欠損速度が小さいが，海底データを用いてもトラフ軸近傍の滑り欠損速度の推定誤差は大きい．日向灘都井岬沖にも滑り欠損が大きな場所が推定されているが，この領域も推定誤差が大きく，信頼性は高くない．一方，相模トラフ沿いのカップリングは比較的一様で，深さ 15km より浅部で滑り欠損速度が 2cm を超えている．

滑り欠損速度分布を Yokota et al.(2016)と比較すると，大局的なパターンは似ているが，速度自体は本研究の方が小さい．これは，アムールプレートとフィリピン海プレート間の相対運動が，南海トラフだけでなく，新潟–神戸ひずみ集中帯，中央構造線や別府–島原地溝帯南部でも部分的に賄われ，観測された速度の一部は，内陸のブロック運動で説明されるためである．その傾向は沈み込むプレートが伊豆マイクロプレートとなる熊野灘から東でさらに顕著になり，駿河湾では相対運動速度は約 15mm/年のため，滑り欠損速度もそれ以下である．

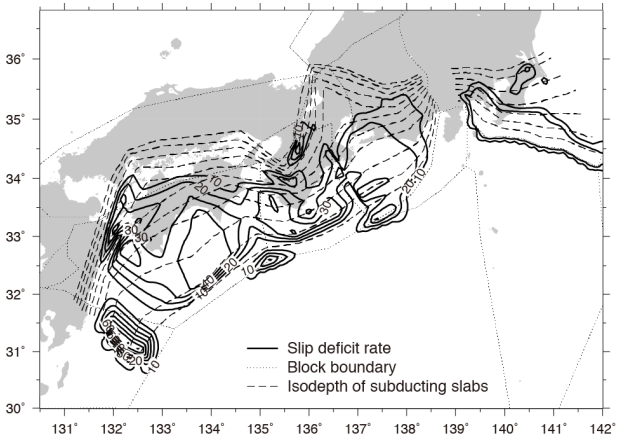


図 1．GNSS データのブロック断層モデルインバージョンによって推定された滑り欠損速度分布．四国沖の滑り欠損速度は大きく，室戸岬南東沖から熊野灘にかけては滑り欠損速度が不均質である．東海沖は滑り欠損速度は比較的小さいが均質な分布である．

S03－15

海底水圧計記録に基づく 2016 年 4 月 1 日の 三重県南東沖の地震の矩形断層モデル

♯飯沼卓史・今井健太郎・大林涼子・荒木英一郎・堀 高峰・高橋成実（JAMSTEC）

Finite fault model of the earthquake southeast off Mie Prefecture on April 1st, 2016 based on the ocean bottom pressure gauge records

♯Takeshi Iinuma, Kentaro Imai, Ryoko Obayashi, Eiichiro Araki, Takane Hori, and Narumi Takahashi (JAMSTEC)

１．はじめに

2016 年 4 月 1 日に三重県南東沖において M_{JMA}6.5 の地震が発生した．震源深さは，南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートと陸側のプレートとの境界面付近であり，発震機構解は低角逆断層型と推定されている．震源は地震・津波観測監視システム DONET の観測網内に位置しており，地震波や水圧変動等の詳細な近地観測記録が得られている．本研究では，各観測点での海底水圧観測データに記録された地震時の海底面上下変位と津波波形に基づいて，本震の有限矩形断層モデルを構築し，震源メカニズムについての知見を得ることを目標として解析を行った．

２．データおよび解析手法

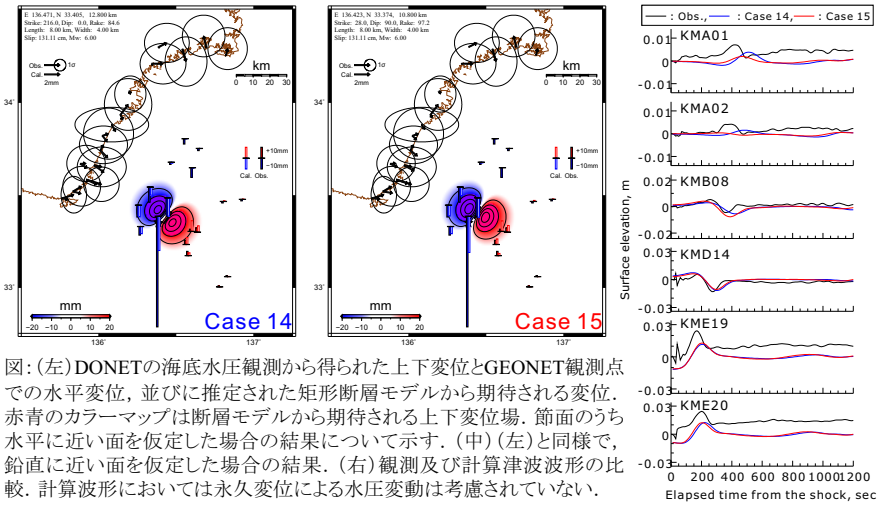
DONET の 21 観測点と IODP C0002G 孔内観測点において計測された地震前後の海底水圧観測データから，潮汐成分を BAYTAP-G を用いて差し引いた後，地震発生の 13 分後（津波が通過した後）に 1 mm 相当以上の水圧変化（1 mPa）があった点に関して，隆起・沈降量を見積もった．また，紀伊半島南東岸沿いの GEONET 観測点の F3 解（日々の座標値）を用い，地震前後 1 週間ずつの平均位置座標の差を求め，地震時の水平地殻変動量を算出した．これらの地殻変動データを用いて，グリッドサーチによって，矩形断層の幾何学的パラメター（緯度・経度・深さ・走向及び傾斜）を決定した．各パラメターセットに対して，走向・傾斜方向のすべり量を最小自乗法によって推定し，観測値と計算値の残差自乗和が最小となるパラメターセットを最適解として採用した．なお，この際，津波の時間方向の波長と試行錯誤の結果に基づき，断層の長さ及び幅をそれぞれ 8 km と 4 km で固定している．さらに，推定されたすべり量から算出されるモーメントマグニチュードが 6 を上回るもの，及び傾斜方向のすべり量が負となるもの（正断層型のすべりとなるもの）は，不適切な解として除外した．各観測点での変位は Okada (1985) の手法を用い，海底点での変位は水深分断層を仮想的に浅くして計算した．水平変位と上下変位は同じ重みとしたが，局所的に大きな沈降を記録した KME18 のデータは重みを下げて用いた．

計算された海底上下変位を波源として，津波数値解析を行った．分散性を考慮した非線形分散波モデル（JAGURS）を支配方程式とし，空間分解能 6 秒で計算を行い，各観測点での津波の観測値（0.03 Hz のバターワース・ローパスフィルタをかけ，0.1 Hz でダウンサンプリングしたもの）と計算値の比較を行った．

３．結果・議論

断層の傾斜角については，地殻変動データを基に推定すると，高角の面を仮定した場合ほぼ垂直，低角の面を仮定した場合はほぼ水平に求まる．推定された断層面から計算される津波波形は，観測値と概ね良い一致を見せているが，波源北部での観測波形はより短波長の成分が卓越している．これは断層長が，今回仮定したものよりもさらに小さく，海底上下変位の空間波長がより短いことを示している．また，推定されたすべり量は 1 m を上回っており，これらの結果からは，面積の小さな領域が局所的に大きなすべり量を持つ地震であったことが示唆される．

しかしながら，海底観測点間距離を大きく下回る断層サイズを仮定した場合には，すべり量を最小自乗推定すると，逆断層型から大きく離れた解が最適となり，地殻変動データの逆解析によって津波波形データを十分説明できる矩形断層モデルを構築することは，現状では困難と思われる．現在，各パラメターに関して，その値の変化に対する残差自乗和の変化を追跡して適切と考えられる範囲を推定したうえで，その範囲内でのフォワードモデリングを試みており，大会当日の発表においてはその結果も併せて報告する．また，地震直後に経時的な地殻変動を捉えている観測点もいくつか存在しており，今後，余効すべりの発生・伝播に関しても検討を行い，本震震源の破壊メカニズムについて考察を行う予定である．



図：(左) DONETの海底水圧観測から得られた上下変位とGEONET観測点での水平変位，並びに推定された矩形断層モデルから期待される変位．赤青のカラーマップは断層モデルから期待される上下変位場．節面のうち水平に近い面を仮定した場合の結果について示す．(中) (左) と同様で，鉛直に近い面を仮定した場合の結果．(右) 観測及び計算津波波形の比較．計算波形においては永久変位による水圧変動は考慮されていない．

S03－16

海底圧力計を用いた房総沖スロースリップ域の上下変動の検出

#佐藤利典・長谷川晟也・河野昭博（千葉大）・塩原肇・八木健夫・山田知朗・篠原雅尚（東大地震研）・碓氷典久（気象研）

Detection of vertical motion at the Boso slow slip region using ocean bottom pressure gauges

#T.Sato, S.Hasegawa, A.Kouno (Chiba Univ.), H.Shiobara, T.Yagi, T.Yamada, M.Shinohara (ERI), N.Usui (MRI)

1．はじめに

地震による災害を軽減するためには、地震発生過程を解明し、地殻活動のシミュレーションを通じて地震発生予測を行うことが不可欠である。地震発生モデルを構築するためには、実際の地震にモデルを適用、予測し、実際とのずれからモデルを修正するという作業を繰り返す必要があるが、普通の地震に適用すると数百年以上の時間がかかってしまう。この作業を数年に1回発生する房総沖スロースリップ地震（SSE）を用いて行えば、モデル構築が15年程度で出来ることになる。本観測は、この研究を行う第1歩として、房総沖SSEのすべり領域を調べるために海底圧力計を用いて海底上下変動を捉えるものである。地球惑星科学連合2016年大会で第1報を発表した（長谷川　他、SCG59-P15）が、今回、解析方法を変更し上下変動ついて詳しく調べた。

2．観測と解析

観測は東大地震研所有の海底圧力計（OBP）を用いて行った（図1）。圧力計はParoscientific社の8B2000-2，8B7000-2、レコーダには原子時計（Microsemi社SA.45sCSAC）を搭載したLS9150（白山工業）を用いている。2013年9月観測船「白鳳丸」によって設置したOBP3台を、2015年7月観測船「なつしま」によって回収した。観測期間中、2013年12月から2014年1月にかけて房総沖SSEが発生している。

解析では、圧力を水深に変換したのち、リサンプリング、Baytap08による潮汐変動除去、平滑化を行った。次に今回はGNSSデータ解析と同様（e.g. Fukuda et al. 2014）に、以下の変動モデルを当てはめて上下変動の抽出を試みた。

$$x(t) = at + b + p_1 \ln\left(1 + \frac{t + t_0}{p_2}\right) + \sum_{n=1}^{2}\left(s_n \sin\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) + c_n \cos\left(\frac{2\pi nt}{T}\right)\right) + gH(t - t_1)$$

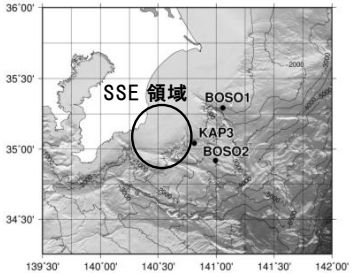
この式で、線形部分は機器トレンドと地殻の永年変動、対数部分は2011年東北地震の余効変動、周期部分は年周変動（1年と半年周期）、最後の項はSSEによるステップ変動（ギャップ）を表す。当てはめの際、2013年9月のデータは投入直後の非線形応答として除き、また、この式ではSSEによる変動はその量のみ求め変動の時間変化は求めないため、SSE発生期間中のデータも除いてfittingを行った。また、海洋変動との関係を調べるため、観測点の黒潮流軸からの距離や海洋変動モデルとの比較も行った。

3．結果

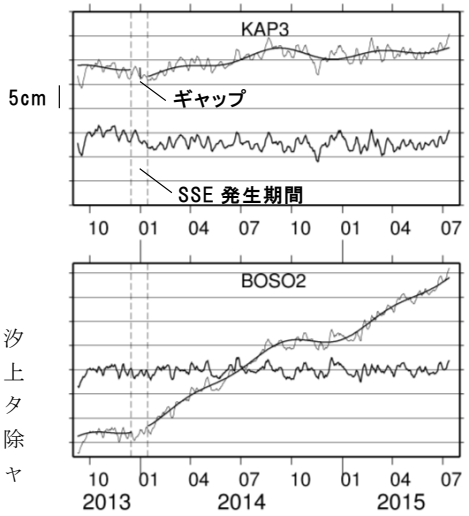
結果を図2に示す。房総沖SSEに近い観測点KAP3で2.3cmの隆起が認められた。fitting後の標準偏差は1.1cmなので、この隆起は2σを超えていて有意であると考えられる。SSEから遠いBOSO2では有意な変動は見られなかった。観測データと黒潮流軸からの距離や海洋変動モデルとの比較では、有意な相関は見られなかった。

謝辞

本研究の遂行にあたり、白鳳丸、なつしまを使用させていただきました。両船長以下、乗組員の方々に感謝します。本研究は科研費（25287109）の補助を受けました。本研究では、国立研究開発法人海洋研究開発機構および気象庁気象研究所により作成された、北西太平洋海洋長期再解析データセット（FORA-WNP30）を使用しました。



（上）図 1．観測点配置



（右）図 2．水深データ。細線は潮汐変動除去し平滑化したデータ。細線上の線は fitting したもの。太線はデータからギャップ以外の変動モデル分を除去したもの。SSE 期間中の縦線はギャップ量を示す。

10/7　D 会場　午後

S14−01

巨大地震発生予測のための地殻活動評価の視点

#堀 高峰（JAMSTEC）・金田義行（JAMSTEC・香川大）・
高橋成実・汐見勝彦（防災科研）

A view point of evaluation of crustal activity for forecasting great earthquake generation

#Takane Hori (JAMSTEC), Yoshiyuki Kaneda(JAMSTEC, Kagawa Univ.), Narumi Takahashi, Katsuhiko Shiomi (NIED)

我々はここ数年、巨大地震発生を含む地殻活動予測のための手法の提案や、そのためのツールの開発を行ってきた。しかし、ツールとして数値シミュレーションを活用する必要があり、その開発が中心的ではあるが、数値シミュレーションのみで地震発生の予測や地殻活動の評価を行える訳では決してない。ここでは、地震発生予測のための評価の基本的な考え方や視点について、整理しておきたい。

まず、巨大地震発生に対する仮説として、例えば、M9の地震が発生するには、そのための場の準備（歪エネルギーの蓄積等）が整っていることが必要で、その状態で適切なきっかけ（トリガー）が与えられることで、その規模の地震が発生すると考える。なお、この考え方自体が議論の対象になるので仮説と書いている。

地震発生の予測が難しいことの1つの大きな要因は、準備が整うことと発生との間が必ずしも直結しておらず、トリガーという（ある意味外的な）要因が加わることにある（なお、震源核形成過程は本来内的な要因であるが、ここではトリガーの一種と位置付ける）。つまり、地震発生の直前の過程を調べても、そこには、準備が整った状態で加えられた様々な外的な要因が見られるだけということになってしまう。

したがって、地震発生の予測に向けた地殻活動の評価の視点として重要なのは、まず、（1）巨大地震発生に向けた場の準備が整っている/整いつつあることを示す地殻活動と、（2）地震発生のきっかけ（トリガー）となる地殻活動を明確に区別して扱うことである。

（1）としては、例えば、2011年東北地方太平洋沖地震の十年前～数年前の時間スケールで見られた地震活動の特徴の変化、すなわち相対的静穏化（松浦, 2011）・b値の減少（Nanjo, et al., 2012）・潮汐相関の出現（Tanaka, 2012）などが挙げられる。こうした現象を「準備が整っている」状態と解釈する理由の1つとしては、潮汐相関が2004年スマトラ-アンダマン地震だけでなく、引き続き発生した2005年と2007年のスマトラ沖地震でも、2004年以前のデータで見られることにある。この他、スロースリップの発生（Ito et al., 2012）や固着の剥がれ（Mavrommatis et al., 2014, 2015; Yokota and Koketsu, 2015）なども（1）の例として挙げられる。

現時点では、こうした現象が指摘されつつあるという段階で、これらを巨大地震発生の準備が整った地殻活動として扱い、どの程度の準備段階で発現するものか、またその普遍性や特殊性、発生のメカニズムといったことの研究はまだ始まったばかりである。ここで注意すべきことは、こうした現象を個別に扱ったり、直接的に巨大地震発生の予測に結びつけてしまったりしないことである。これらを巨大地震発生の場の準備過程として位置付け、一連の現象として扱うことが、地殻活動評価の視点として重要である。

場の準備が整っているというのは、別の言い方をすれば巨大地震発生の切迫度が高まっているということになる。地震発生の長期評価が国によって行われてきたが、従来は、平均的な再来間隔と前回の地震発生時期からの経過率で切迫度を評価してきたと言える。しかし、巨大地震の再来間隔の時間スケールが百年～千年と長いために、一般に切迫していると感じられる時間スケールでの評価が困難であった。数十年以内の切迫度を評価するためには、ここでの（1）にあたる、現在発生している地殻活動やそこに至るまでの活動にもとづいて行う、地震発生場の準備状況の評価を行う必要がある。

一方、前震活動は震源核形成過程の現れというのが地震発生の物理での解釈であり（例えばShibazaki and Matu'ura, 1995）、ここでは核形成過程を（2）と扱っているので、前震活動も（2）と位置付けられる。また、東海地域で待ち構えているプレスリップも（2）にあたる。一方で、（1）の意味で準備の整った震源域の近傍で、ある程度の規模の地震が発生すると、震源核形成過程を飛ばして巨大地震が発生することがあり得る（例えばNoda et al., 2013）。その場合には、準備状況に応じて余効すべりの起こり方に違いが見られる可能性があり、（1）を把握した上で、その近傍での地震発生とその後のすべりの推移をモニタ・評価することが重要となる。

このような評価の視点は、観測された地殻活動をどのように減災に活かせる形で情報発信するかにも重要な示唆を与えると考えている。

S14－02

南紀における長期的水位・水温異常変化
－南海トラフ巨大地震の準備過程が進行中か？－

佃　為成（元東大地震研）

Anomalous groundwater level and temperature changes in Nanki region, southwest Japan, possibly related to preparation processes of great earthquakes at the Nankai trough

Tameshige Tsukuda (formerly ERI)

[**概要**］南海地震の準備過程のモニターとして，和歌山県の南紀地域において地下水の水温と水位の観測を行っている(図1上)．白金測温抵抗体の水温センサー,半導体感圧素子の水位センサーを使用.潮岬では地面が7.1cm/yearで低下，水温は0.05℃/yearで降下．古座川では2002年2月から観測以来，一貫して降下していたのが，2015年中頃から0.22℃/yearの率で上昇に転じた．深部流体上昇仮説(Tsukuda et.al., 2005; 佃, 2006) によると，地下岩盤の歪に応じて深部岩盤の間隙に潜む流体が流動するので，水温上昇域の地下は圧縮場，下降域では引張場になっていて，古座川では地下岩盤の膨張から収縮に変わったことになる．その他の観測点でも長期的水温データの変動が記録されている．

[**地下水位データ**］図の潮岬WA観測点の水位データは，71mm/yearの上昇を示す．約600m南に位置する潮岬HA観測点でも同じような上昇．潮岬(串本)では1943年南海地震以後の隆起は1990年頃から沈下に転じ現在下降中である(国土地理院，2009)．最近の水位上昇の傾向は水準測量，GNSSの地盤沈下データ(小林, 2013)と調和的である．

[**地下水温データ**］図2の潮岬WAの水温データは53m℃/yearの上昇．潮岬HAでも49m℃/year．古座川KZでは，2002年の観測開始から2015年中頃まで，-56～-22m℃/yearの下降傾向．それ以降は0.22℃/yearで上昇．図には示さないが，その他の観測点，湯川YKの水温は2007年末から2008年初めにかけて，39.0℃から37.0℃のレベルに低下したが，その後上昇，2014年に入り異常な上昇．2014年の2月14日から3月17日までは50℃を越える高温異常(機器故障か不明)，混合泉貯水槽の本宮(湯/峰) HNは人工的なノイズを無視すれば2011年まで上昇傾向を示す(0.64℃/year)． 那智勝浦KTも上昇傾向があったが, 2013年頃からやや下降へ．その後，2016年4月1日三重県南東沖の地震(M6.1)直後に約2℃上昇．古座川KZでもこの地震直後に0.01～0.02℃の変化があった．ただし，KTとは逆に水温低下であった．

[**考察**] 紀伊半島南端地域の地下水変化は，直下の岩盤の変形の動きを表している．2004年9月5日紀伊半島南東沖地震(M7.1,M7.4) ，2016年4月1日三重県南東沖の地震(M6.1)などの地震活動や地下水，その他の観測データを総合すれば，南海トラフの巨大地震へ向けての準備過程の理解がより進む．

[**参考文献**］
国土地理院,近畿地方の地殻変動,地震予知連絡会会報,82,359-365，2009.
小林昭夫，水準測量と潮位による紀伊半島の地殻上下変動(1972～2009)，地震II, 66, 15-25, 2013.
Tsukuda,T.,K.Goto and O.Sato,2005, Bull.Earthq.Res.Inst,80,105-131.
佃　為成，深部流体上昇仮説とその検証，月刊地球，28, 813-822，2006.

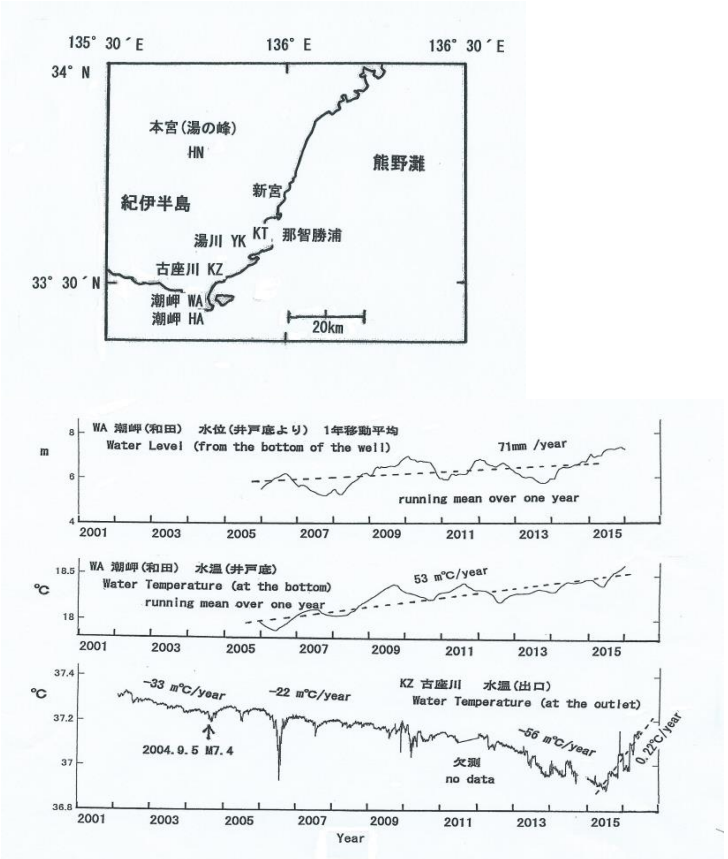


図1. (上)南紀地域の水温観測点．潮岬のWAとHAでは水位観測も並行して実施．(下) 各地の水位と水温変化 (2002年2月～2016年7月). HA,WAの水位, WAの水温は前後それぞれ半年間, 全1年間の平均値(移動平均)．KZ(1日平均値)では経年的な下降率も示した．HAは最近故障．別の機器で観測再開(データ補正に数年を要す)． KZ とYKの欠測は2011年台風12号による洪水被害のため.

S14－03

異常潮位の観測による南海地震の直前予知の可能性

＃中村不二夫（土佐市宇佐町自主防災連絡協議会）

The prospect of prediction of the next Nankai Earthquake by monitoring an unusual sea level immediately before the quake

#Fujio Nakamura (The Disaster Prevention Committee of Usa town, Tosa city)

1. はじめに

宝永・安政・昭和南海地震の直前に「潮の狂い」が発生していたことは、漁師たちの証言・古文書・地震碑などで明らかになっている。次の南海地震でも、潮の狂いの発生が予想されるため、土佐市宇佐町自主防災連絡協議会（以下「宇佐防災」と略記）では「南海地震のための異常潮位観測」を行っている。

2. 異常潮位の実際

① 昭和南海地震：（ア）地震が起こる 4 日前、室戸市傍士海岸で潮の狂いが観測された。（イ）地震が起きる 11 時間前から、四国太平洋沿岸部では 3m前後の退潮が発生、以後、地震発生まで異常干潮が続いていた。（ウ）退潮港 19 カ所、非退潮港 27 カ所。

② 安政南海地震：（ア）地震の 7 日前から、潮の狂いが発生。漁師たちの証言・古文書・地震碑等で判明。（イ）昭和南海地震と類似した異常潮位が発生。その 24 時間後に安政南海地震が起きた。

③ 宝永南海地震：この地震の際にも鈴波が発生（『真覚寺日記』による）。宝永地震は 3 連動であり、ほかの地震の余波ではない。

3. 異常潮位観測システム

過去 3 回の南海地震の直前に異常潮位が発生していることを踏まえ、土佐市の予算で宇佐港岸壁の 4 カ所に潮位計を設置、2014 年から観測を開始。その中の 1 カ所を選んで監視カメラによる潮位計の映像を Ustream を通じ 24 時間・日本全国に配信している。観測状況は宇佐防災のホームページ http://usabousai.com/ で公開している。

4. まとめ

①昭和南海地震が起こる 11 時間前から、四国太平洋岸で 3m 前後の退潮が発生している。②同時に地震発生まで「異常干潮」が続いている。③退潮港 19、非退潮港 27 が、同一時間帯に混在している。④退潮の原因―上記のことから、地震直前に地殻変動が起こったことが推測できる。逆に地殻変動が起きない限り、潮の狂いは発生しない。従って地殻変動と潮の狂いは相関関係にあり、過去 3 回の南海地震発生直前にも地殻変動が起こっていたことを裏付けできる。⑤今後「異常潮位」を観測、キャッチすることにより次の南海地震は「直前予知」が可能となる。

S14－04

1946 年南海地震の破壊域は紀伊半島東岸まで伸びていたのか？

#梅田康弘・板場智史（産総研 活断層・火山研究部門）

Whether the rupture zone of the 1946 Nankai earthquake had been extended to the east coast of the Kii Peninsula?

#Yasuhiro UMEDA, Satoshi ITABA（IEVG, AIST）

１．はじめに

1946 年南海地震の破壊域は紀伊半島より西側とされてきた．しかし本震直後の調査によれば，紀伊半島東岸は 2 年前の東南海地震時の沈降量に匹敵するほど隆起していたことがわかっている．1946 年南海地震の破壊域は紀伊半島東部に及んでいたのではないかと考えられる．

２．資料

水路局（現在の海上保安庁海洋情報部）は本震発生の翌月から約 1 カ月間，関東から九州までの，主に太平洋沿岸部における土地の上下変動を調査した（水路局，1948）．上下変動量は，各港湾・漁港などにおける漁業会，役所などの報告と水路局調査員による現地調査によるもので，地震前と後の海水位の変化を目視で求めたものである．目視による誤差は 0.1m～0.3m と記されている．

３．結果

水路局の調査資料に基づいて，1946 年南海地震による上下変動を図１に示した．縦棒は隆起・沈降を示し，カッコ付きの数値はその大きさ（m）を示している．同図に点線矩形で示した低角逆断層が 3m 程度滑ったとすれば，紀伊半島における隆起・沈降のパターンとその大きさをおおよそ説明できる．ここで仮定した断層面は，相田（1979）が 1944 年東南海地震の津波を説明するモデルとして採用した２枚の断層面のうち南西側のそれを北西側に移動させた断層面にほぼ近い．

４．その他の調査資料と議論

土地の上下変動に関しては国土地理院の水準測量成果が期待されるところであるが，紀伊半島における測量は 1930 年頃と 1953 年頃であるため，1944 年東南海地震と 1946 年南海地震による，それぞれの変動を区別することはできない．1946 年南海地震によって紀伊半島東岸を隆起させるような破壊があれば，当地震による震度分布や津波の高さ分布にも表れるのではないかと考えて調べたが，今のところ本論の結果を積極的に支持するデータは見当たらない．逆に否定するデータもない．

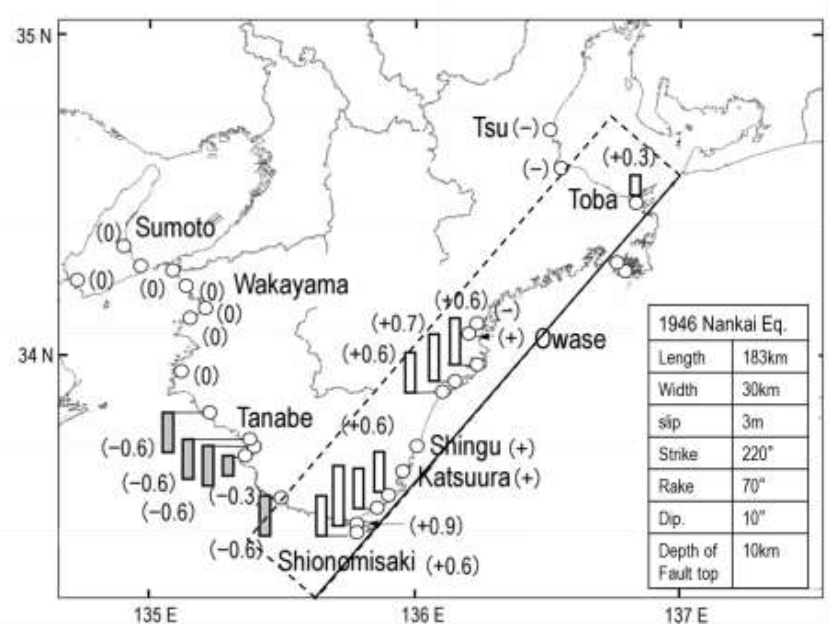


図１：1946 年南海地震時の紀伊半島における上下変動と断層モデル
白抜き棒は隆起，グレーは沈降，数値は変動量（m）．紀伊半島東岸部に隆起域が見られる．点線矩形は上下変動を説明する断層モデル（MICAP-G で計算）．矩形の実線は断層面の浅い方の辺．断層パラメータは図中右下の表．

文献：

水路局（1948）昭和 21 年南海大地震調査報告（地変及び被害編）．小向良七編，水路要報増刊号 201，1-117.

相田 勇（1979）1944 年東南海地震津波の波源モデル，震研彙報，54，329-341.

S14−05

Possible coupling of multiple pre-earthquake phenomena of the 2011 Tohoku earthquake (Mw9.0)

#Peng Han, Jiancang Zhuang (ISM), Katsumi Hattori (Chiba Univ.)

Xu et al., 2013 and Han et al., 2015 have reported unusual behaviors of geomagnetic diurnal variation (GDV) in the vertical component prior to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (Mw 9.0). To make a better understanding of this phenomenon, temporal-spatial analyses of GDV have been applied in this study. Geomagnetic data of long-term observations at 17 stations in Japan have been analyzed using the same method in Han et al. 2015. Ratios of diurnal variation range between the reference station KAK and the target stations have been computed. After removing seasonal variations, the 15-day backward running mean values of the ratios in the vertical component shows a clear anomaly exceeding the statistical threshold about 2 months before the mega event at both ESA and MIZ stations in the Tohoku Region. Locations of anomalies in spatial distribution show a good correlation with the epicenter of the Mw 9.0 earthquake. These spatiotemporal results are consistent with those obtained from other independent observations such as groundwater level and GPS displacements. The coupling of multiple pre-earthquake phenomena may help to understand the preparation process of a mega earthquake in the subduction zone.

Keywords seismo-magnetic phenomena; anomalous geomagnetic diurnal variation; coupling of multiple pre-earthquake phenomena; the Tohoku earthquake

S14－06

M8クラス関東地震発生確率とその不確定性

#井元政二郎・森川信之・藤原広行（防災科研）

Long term Probability of the Kanto M8 Class Earthquake and its Uncertainty

#Masajiro Imoto, Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

政府地震調査委員会による相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（2014,第二版)において、地形・地質データに基づいたM8クラス地震発生確率がBrownian Passage Time (BPT)分布を用いて算出されている．この報告書には，確率算出の過程で推定された地震間隔頻度分布図が示されている．これによると，頻度分布は双峰分布となっている．この双峰分布は，想定するBPT分布では観測されにくく，原因としてデータの不均質が考えられる．

歴史地震と地形・地質データとの統合処理については，井元他(2015)に報告されている．その際，大正(1923),元禄(1703)，明応(1495)及び永仁(1293)の地震を，解析の対象とした．明応関東地震については見解が分かれるので，それぞれの場合について確率を算出している．

ここでは，地形・地質データに関する上記不確実性や，明応地震に関わる不確実性を考慮して，次の場合を検討する．地形地質データに関しては，全9個の発生時期（8間隔）を用いた場合と，6～9地震（3間隔）を用いた場合について検討し，歴史地震については，永仁，元禄，大正の3地震(2間隔)の場合と，明応地震を含め4地震(3間隔)の場合を検討する．

地震間隔の分布として，BPT分布とポアソン分布を採用する．地質・地形及び歴史地震に関する認識論的な選択の各場合に対して両分布を適合させる．合致した時系列の数を適合度と見なし，これを重みとして両者の重み付き平均を各場合の最終的な出力とする．

各場合について，関東地震の30年確率（2016年9月1日起点）を算出すると図1に示す積算分布となる．横軸は30年確率で，縦軸は正規化された積算頻度である．今回用いた地質・地形データや歴史地震ではモデルパラメータを精度良く決定することができないため，30年確率の積算分布として表している．

表1は適合度上位95%の範囲におけるBPT分布及びポアソン分布による30年確率平均値である．長期評価報告書おける現行モデルは表1の第1列BPT分布欄に概ね対応する．

本研究では，明応地震(1495)を関東地震とする場合や，地形・地質データ（最後の3間隔）を使用する場合の30年確率を算出した．いずれの場合も現行の値より大きな確率となっている．

・井元政二郎，森川信之，藤原広行(2015) 日本地震工学会論文集15巻7号．

地震間隔数				
地形・地質	8	8	3	3
歴史地震	2	3	2	3
30年確率(%)				
BPT分布	0.8	1.8	2.9	1.6
ポアソン分布	8	8.5	8.7	9.4

表1　各場合における30年確率平均値

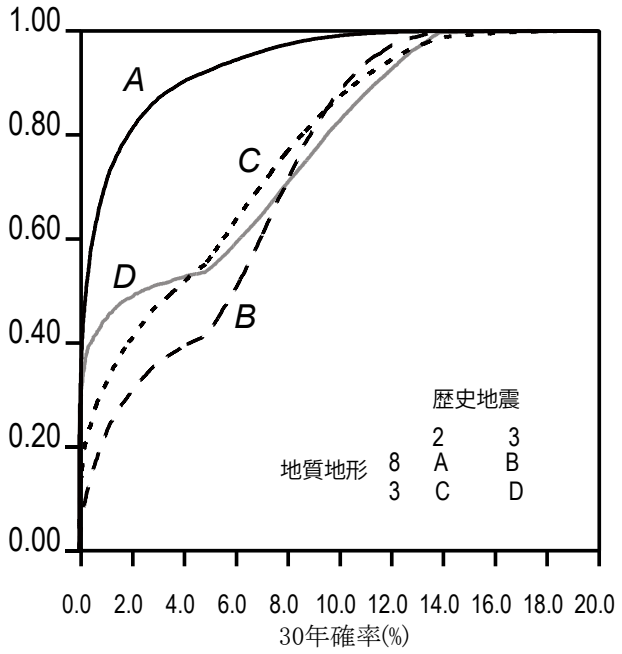


図1　各場合における30年確率の積算頻度分布．

S14－07

不確実性の大きなデータを用いた地震の発生可能性の評価方法の検討—千島海溝の地震を例に—

#吉田康宏（気象大）

Investigation of long-term evaluation technique of large earthquakes with large uncertainties –A case of large subduction earthquakes along the Kuril trench-

#Yasuhiro Yoshida (Meteorological College)

1．はじめに

千島海溝では太平洋プレートの沈み込みに伴うM8クラスのプレート境界地震が数多く発生して，沿岸に津波の被害を与えてきている．これらの海溝型地震については「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）」の中で，固有地震として地震発生可能性が評価されている（地震調査委員会，2004）．最近の津波堆積物の研究より，千島海溝では上記の地震よりも巨大な地震が17世紀に発生していたことがわかってきており（Nanayama *et al*., 2003），十勝沖と根室沖の領域が連動して破壊したと考えると津波が説明できるとしている（佐竹・他，2003）．しかしながら津波堆積物から推定される地震の発生時は不確定性が大きく，幅を持ってしか評価できない場合が多い．そこで本研究では，最近得られてきている北海道地方の津波堆積物のデータを用い，不確実性の大きな巨大地震の発生する可能性について評価する手法の検討を行ったので報告する．

2．用いたデータと解析手法

Sawai *et al*. (2009) などにより，霧多布地方にある霧多布湿原および藻散布沼で採取された津波堆積物より^{14}C年代測定法を用い，イベントの発生時期を過去約6,000年前までさかのぼり推定している．彼らの研究によると，過去約6,000年の間，15回ほど霧多布地方に17世紀に発生したイベントと同様な巨大地震が発生していたと推定している．

津波堆積物のように不確実性の大きなデータを用いて地震の発生間隔を推定する手法は幾つか提案されている．例えば関東地方で発生するM8クラスの地震（1923年大正関東地震，1703年元禄関東地震など）について解析したものとしてStein *et al*. (2006)，地震調査委員会（2014）などがある．今回は基本的には地震調査委員会（2014）の手法を用いて解析を行った．

解析手法の概要は以下の通りである．地震はある程度周期的に発生する（固有地震的である）とし，地震発生間隔の分布モデルとしてBPT分布（例えば，地震調査委員会，2009）を用いた．①まず，BPT分布の2つのパラメータ（平均発生間隔とばらつきの度合α）をある範囲内でモンテカルロシミュレーションで決め，その確率分布を満たすような時系列を発生させる．②①で発生させた時系列のうち，実際の津波堆積物の時系列（発生時期に幅を持たせる）を満たすモデルだけを取り出す．③①～②を繰り返し行い，データを満たすモデルの平均発生間隔やばらつきの分布を決める．④以上の解析を基に今後30年間にこのタイプの地震の発生する確率の範囲を推定する，という手順で行った．

3．結果と議論

霧多布湿原のデータを説明するBPT分布のパラメータの頻度分布を計算すると，最頻値は平均発生間隔が347年，ばらつきの度合（α）は0.55となった．αは地震調査委員会の長期評価で一般的に用いられている値0.24よりかなり大きくなっている（地震調査委員会，2009）．これは1つには津波堆積物から求まるインベント発生時期のデータは不確実性が大きいことが影響していると思われる．また平均発生間隔が従来言われていた千島海溝で発生する巨大地震の間隔（500年）に比べ短くなっている．これは狭い地域の津波堆積物のデータからは震源の位置を推定するのが困難であるという事情を反映している可能性もあり，今後もう少し検討する必要があると思われる．藻散布沼のデータについても同様の解析を行ったところ，最頻値は平均発生間隔が355年，αの値が0.41となり，ほぼ同等の結果が得られた．

これらのデータを基に今後30年間に大きな津波堆積物を残すようなイベントが発生する確率を試算することができる．BPT分布は時間依存性のある確率分布になるので，巨大地震の最新活動時期をどこにとるかによって確率は大きく変わってくる．17世紀のイベントを最新活動時期と仮定して計算を行うと10～20%程度の値が求まる．この値はポアソン分布を仮定した場合の可能性より高い値となっている．

また津波堆積物は広域に調査しないと，どこで発生した地震によってもたらされたものかを判断することが難しい．本研究で検討した例は，特定の地震の発生可能性の評価というよりも，地震は特定できないが，ある地方に大きな津波が来襲するハザードとして評価した，と言うほうが適切かもしれない．

S14－08

地震前に発生する直流電場の観測研究

#筒井 稔（京都産業大学）

Observation of DC electric field generated prior to earthquake

M. Tsutsui (Kyoto Sangyo Univ.)

筆者は深さ100ｍの非導電性のボアホール内底部と地上の両方に電磁波センサーを、また地表には地震計を設置して、同時観測を続けてきて、地震とそれに伴う電磁波の挙動を明らかにした。即ち、地震による電磁波の励起のメカニズムは、基本的には地震のＰ波による岩盤内の圧電効果によるものであり、その電磁波の振幅はＳ波の振幅により増大される事が判明したので、観測では伝搬しているＳ波の波頭で常に電磁波が強く放射されている状況が見られ、更に地上へも放射されている事が確認された（Tsutsui, IEEE, 2014, 筒井, IEEJ_A, 2016）。このように地震電磁波の励起の主たる要因は岩盤内における圧電効果である事が判った。この事を考えると、地震発生前の岩盤への静的圧力の増加段階においても圧電効果による岩盤内での自発分極が増大し、その結果として直流電場が外部に現れてくる可能性が十分に考えられる。

一方、日置氏（北大）のGPS電波を利用した電離層内のTEC（Total Electron Contents）の観測研究によると、日変化をしているTECの値は地震発生の１時間前から定常的変化からずれて増加傾向を示している事が示されている（Heki & Enomoto, JGR, 2015）。この「ずれ」の原因については、電離層に何らかの直流電場が掛かっているのではないかと考えられているが、今のところ明確な解答は得られていない。この直流電場の発生の候補として、岩盤内で生じる圧電効果により発生した電場が地上に放射され、電離層まで達して、TECに影響を与えている可能性がある。

以上の考え方から、地震発生前の地上空間において、岩盤内での圧電効果により直流電場が生成されている事を確認する事が重要であると考えた。

しかしその前に、岩盤に圧力を加えた場合に直流電場が発生するかどうかを確認する事が先決であったので、模擬実験によってそれを検証する事にした。図１はその実験の外観を示している。一列に並べた花崗岩の両端から圧力を加え、花崗岩内で発生した直流電場が花崗岩の周囲空間に現れ、それを検出できるかどうかを確認する事である。この直流電場を検出する方法としては、線状ダイポールアンテナが最適であると考えた。しかし、周辺空間には多くの交流雑音が存在するため、それを除去し、直流成分のみを検出させるために、ダイポールアンテナの給電点に直流のみを残すフィルタ回路を挿入し、その両端の信号を差動増幅に通し、コモンモードの雑音を除去できるアンテナシステムを開発した。その小型化したダイポールアンテナ２本１組を図１の花崗岩の表面近傍で東西と南北方向に配置し、両差動増幅器の出力電圧をXYプロットとしてモニターした。このシステムを用いて、圧力を加えた前後の電界ベクトルの大きさを測定した結果を図２に示す。（a）は圧力が掛かっていない時の電場ベクトルの先端値を示したもので、０Ｖ点を中心にした雑音群が現れている。一方（b）は圧力（数100 kg）を掛けた時のベクトルの先端値が北西方向に155 mV/m を示している。

花崗岩から外部空間に直流電場が現れる事を確認できたので、地上にも電場が現れている可能性があるので、その検出をするために、電車の軌道から遠方で電磁環境の静穏な京都市北部の山間部で観測を開始した。これらの状況について発表する。

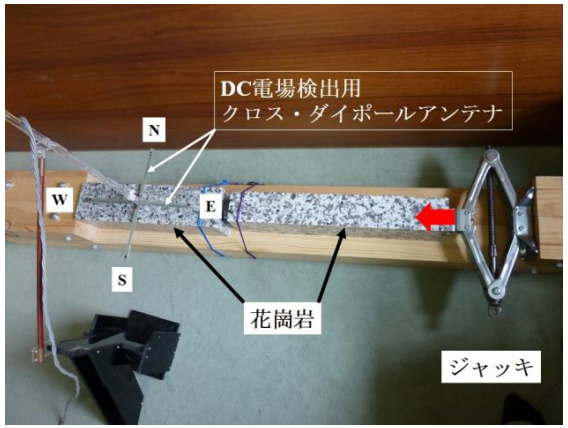


図１

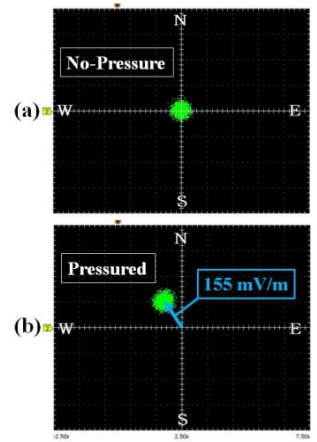


図２

S14－09

地震短期予知の効果的な普及に向けて

＃前原博（地球システム財団）・園田恵一郎（大市大名誉教授）・櫻井春輔（神戸大名誉教授）

Effective Widespread Earthquake Prediction

＃Hiroshi Maehara (Geosystem RI), Keiichiro Sonoda (Prof. Em. Osaka City Univ.), Shunsuke Sakurai (Prof. Em. Kobe Univ.)

１．はじめに

地震時の強力な鉛直地震動は大別して２種類あるが，それらの波の強烈な状態は地震計でまだ正確に観測されていない．また観測しようとしても主震動の後から生じる波(後発鉛直キラーパルス)はその局在性から把握しにくい．それ故その観測には地震予知の実用化が不可欠になる．そこで高エネルギー加速器研究機構(KEK)が行っている地震予知法を活用する事を提案する．これは原発関連施設の安全対策に必要な緊急の措置で，地殻の歪み状態を高精度に監視する体制を確立する事で，国民の安心･安全をはかると共に，地震･火山防災と地震学の発展にも寄与する．

２．KEK の地震予知法の概要紹介

つくばにある KEK の粒子加速器は周長が約 2.8km ある．中性子等を互いに反対方向に加速して 1 点で衝突させる運転では，地表が変位すると衝突点が動くので，地表の動きを詳しく調べる研究がリニアコライダー計画に関連してなされた．

図 1～3 は吉岡正和先生の講演資料（大型加速器計画と岩盤工学；建設工学研究所，岩盤工学講演会，2009 年 2 月）から抜粋引用（一部加工）したものである．

周長 2.8km の加速器は潮汐変動で通常 20μm 程周長が変化する．図 1 は台風時（台風 21 号 2002.10.1）の気圧変化による周長変化の図で，40hpa の変化に対し約 200μm(潮汐変動の 10 倍)変化し，200μm 強の変位量で運転を停止した．

図 2 は高精度水管傾斜計の試験観測時に兵庫県南部地震が生じた時の記録で，地震発生の 5 日前から軸対象変形が崩れ、地震後には元に戻っている．

図 3 は周長 2.8km での変位量から周期変動量を除き XY の 2 方向に分けて，地表の変位状況を分析した図である．地表は細かくはブラウン運動をするが，ある優勢な方向に変位する．これだけ精密な地表変位は他に得られてない．KEK では周長変化が既定値を超えると，加速器の運転を停止し地震等の影響を避けている．

３．考察と提案

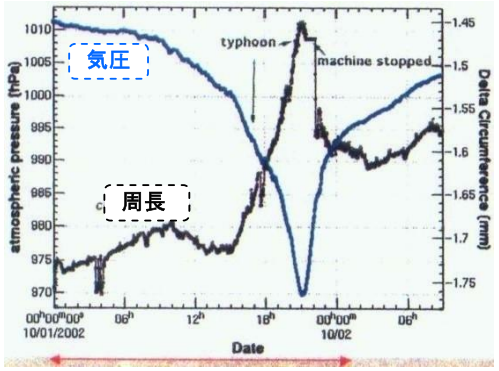
KEK の変位観測精度は 1km 相当を 1μm の精度で測定(10^{-9})し，GPS 観測では 20 km 相当を約 2mm の精度で測定(10^{-7})し，図 3 の地表変位データはその精度差 2 桁の範囲で得られている．この超高精度の変位観測(①)は 1km 余の十字トンネル施設でできる．それを全国で 20 ヶ所程，防災インフラとして整備すれば国土の歪み状態を高精度に監視する体制ができ，詳しい歪み分布の分析や解析が可能になる．

高精度の水管傾斜計は多くの地点で観測(②)が可能である．潮汐による変動が軸非対称変動を示すのは，震源断層近傍に塑性域が生じるためとの仮説がある．しかし内陸の大断層地帯では断層による大規模な破砕帯や熱変性で断層粘土帯が生じている．このような地域では有意な塑性域が，その付近に生じるとは思えない．

一方の海溝型の震源域では塑性域の形成が想定され，その影響が多数の地点で観測されると，数日前の地震予知として効果的な活用が期待できる．

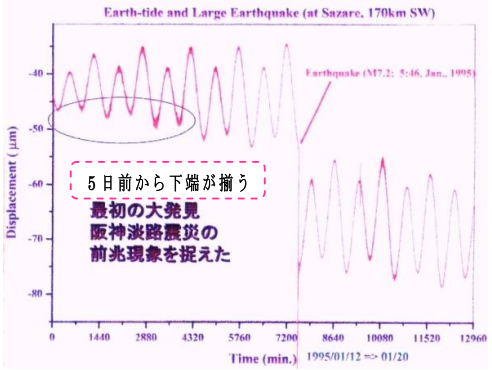
上記の①，②の観測態勢は一挙にはできないが，強力な鉛直地震動の観測目的だけでなく，南海の巨大地震や原発関連施設に対しては早急に整備することが望まれる．

長期にわたるデータを集積すれば，その後の学術発展の重要な基礎資料になる．



40hpa の変化で約 200μm 変動

図 1　台風時の気圧と周長変化



軸非対称変動←断層付近地盤の塑性化？

図 2　水管傾斜計の軸非対称変動記録

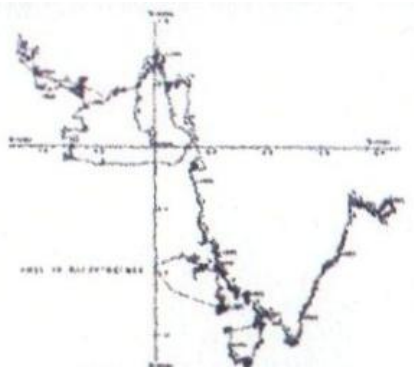


図 3　地表変位状況の分析

S14−10

2016年熊本地震に先行した地震活動

#楠城一嘉（静岡県大）・井筒潤（中部大）・織原義明（東京学芸大）・古瀬慶博（東海大海洋研）・東郷翔帆・新田英智・岡田朋大・田中利佳・鴨川仁（東京学芸大）・長尾年恭（東海大海洋研）

Seismicity prior to the 2016 Kumamoto earthquakes

#Kazuyoshi Nanjo (Univ. Shizuoka), Jun Izutsu (Chubu Univ.), Masaaki Orihara (Tokyo Gakugei Univ.), Nobuhiro Furuse (Tokai Univ.), Shuto Togo, Hidetoshi Nitta, Tomohiro Okada, Rika Tanaka, Masashi Kamogawa (Tokyo Gakugei Univ.), Toshiyasu Nagao (Tokai Univ.)

The 2016 Kumamoto earthquakes occurred under circumstance that seismicity remains high in all parts of Japan since the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Identifying what happened before this incident is one starting point for promote earthquake forecast research to prepare for subsequent large earthquakes in the near future in Japan. Here we report precursory seismic patterns prior to the Kumamoto earthquakes, measured by four different methods based on seismicity changes that can be used for earthquake forecasting: *b*-value method, two kinds of seismic quiescence evaluation methods, and a method of detailed foreshock evaluation. We demonstrate that combination of multiple methods detects different signals prior to the Kumamoto earthquakes with more considerable reliability than if measured by single method, indicating great potential to reduce the possible future sites of earthquakes relative to long-term seismic hazard assessment.

2011年東北地方太平洋沖地震以降、日本中で地震活動が高い状況であり、その中で、2016年熊本地震は発生した。本地震の先行過程で何か起きたのかを精査することは、日本で今後発生する地震に備えて推進する地震予測研究の出発点となる。そこで、2016年熊本地震に先行した地震活動について、地震活動の変化を捉える4種の異なる手法を用いて評価した結果を報告する。これらの手法は、しばしば地震発生予測に用いられており、地震の規模別頻度分布を特徴づける*b*値を用いる手法(Schorlemmer and Wiemer, 2005)、地震活動の静穏化を評価する2手法(RTMアルゴリズム(Nagao et al., 2011); *Z*マップ法(Wiemer and Wyss, 1994))、前震を特定してその時空間分布を評価する手法(Lippiello et al., 2012)である。地震活動のデータとして、気象庁の一元化震源カタログを用いた。

解析の結果、どの手法も他の地震で報告されている先行現象に類似の特徴を抽出することに成功していることが分かった。また、熊本地震の位置やタイミングをピンポイントで予測（予知）することは出来ないが、手法ごとに空間的、時間的広がりが異なる先行現象を評価していることも分かった（例えば、図1）。このことは、単一の手法で地震活動をモニタリングするのではなく、複数の手法で地震活動を監視することにより、複数の先行現象からある程度将来の地震の発生場所やタイミングを絞り込める可能性があることを示唆している。今後、本研究で使用した手法等を用いて、日本の地震活動を常時監視するシステムの開発が必要である。

謝辞：本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援を受けました。

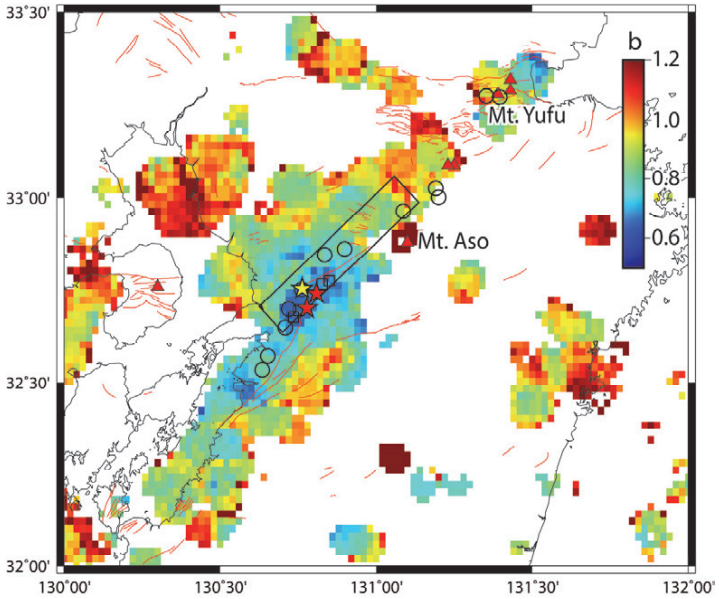


図1　*b*値を用いる手法を熊本地震に先行した地震活動に適用した例。*b*値の解析は、2000年以降で2016年熊本地震直近までの地震に基づく。M7.3本震（黄色星印）、M6.5最大前震と2番目に大きいM6.4前震（赤色星印）、M≥5前震（□）と余震（○）。Nanjo et al. (2016 prepared)を修正。

S14－11

熊本市が公開する地下水位データにみる2016年熊本地震の先行現象に関する考察

#織原義明（東京学芸大物理）・鴨川仁（東京学芸大物理）・長尾年恭（東海大海洋研）

Study of groundwater level change preceding the 2016 Kumamoto earthquake using the published data by Kumamoto City

#Yoshiaki Orihara (Dep.of Phys., Tokyo Gakugei Univ.), Masashi Kamogawa (Dep.of Phys., Tokyo Gakugei Univ.), Toshiyasu Nagao (Inst. Oceanic Res. & Develop., Tokai Univ.)

地震先行現象の研究を目的として地下水観測を実施する場合，まずはターゲットとなる地震を選定する必要がある．しかし，そのターゲットとは異なる地域で大地震が発生した場合は，大学など公的研究機関による観測データがないことになる．このようなときに，民間などが所有する地下水データが活用できれば，研究を進展させることができる．Orihara et al. (2014) は，岩手県大船渡市にある五葉温泉の源泉井戸データを用いて，2011年東北地方太平洋沖地震の約3ヶ月前からの水位と水温の急激な低下を確認した．本震前約3 年半のあいだに水位と水温の両方が低下したのはこのときだけであり，特に水温はそれまでほぼ一定だったものが東北地方太平洋沖地震前に大きく変動した．このことから五葉温泉源泉井戸の地下水位および水温の低下は，東北地方太平洋沖地震の先行現象であったと考えられた．また，宮城県多賀城市が管理している観測井の地下水位データからも，五葉温泉とほぼ同時期の顕著な水位低下が確認されている（織原他，2015）．

熊本県熊本地方では，2016年4月14日にM6.5，2日後の4月16日にM7.3の地震を記録している．熊本市は市のホームページ上で地下水位の観測データを公開している（http://www.kumamoto-groundwater.jp/kuma-newpage1.html）．公開されている地下水位データは日平均や午前9時値など日毎のデータである．解析可能なデータは概ね2006年5月1日まで遡ることができた．観測地点は熊本市内に21ヶ所あるが，日向西観測局は2015年7月17日から，北部観測局は2015年7月10日から，飽田観測局は2015年8月25日から，そして，大津中島観測局は2007年4月2日から，それぞれ2016年4月14日のM6.5地震が発生するまで，連続してデータが欠測しているため，本研究の対象からは除外した．したがって，対象となる観測局は17ヶ所となる．また，公開されている地下水位データは深井戸のみの観測局と，深井戸と浅井戸の観測局とがあり，深井戸と浅井戸すべて合わせると24になる．

顕著な地下水位の変動があった場合は目視で確認できるので，まずは目視にて2016年4月14日のM6.5地震直前の急激な水位変動の有無を確認した．しかし，そのような変動はいずれの観測データにも認められなかった．なお，発表では，これらの観測データに含まれる気圧や地球潮汐などの影響を考慮した上での解析結果もあわせて示す．

＜謝辞＞

本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援を受けました．本研究では熊本市がホームページ上で公開しているデータを使用させていただきました．また，そのデータ整理に関して，東京学芸大学大学院生の東郷翔帆氏，高橋周作氏ならびに新田英智氏にお世話になりました．

＜引用文献＞

Orihara, Y., M. Kamogawa and T. Nagao, 2014, Preseismic Changes of the Level and Temperature of Confined Groundwater related to the 2011 Tohoku Earthquake, Scientific Reports, doi: 10.1038/srep06907.

織原義明・鴨川仁・長尾年恭，2015，公的研究機関以外が所有する地下水位データにみられた2011年東北地方太平洋沖地震の先行現象，日本地震学会講演予稿集2015年度秋季大会，54．

ポスター会場

(1 日目)

S02, S07, S09, S10, S12, S15, S19

S02－P01

タイムリバーサル法による震源構造の解析と震源球

#菊池年晃(防衛大)

Analysis of hypocenter by time reversal method and beachball

#Toshiaki Kikuchi (NDA)

1. はじめに

先に、タイムリバーサル法を用いて震源における震動を求めた。それらの解析結果から震源振動の動的モデルを提唱した。今回は、タイムリバーサル法を用いた伝播環境の取得法と、その結果と震源球の比較を行う。

2. タイムリバーサル法

音源と受波点間におけるタイムリバーサルパルス P_t は次式で表される 1)

$$P_{tr}(r,z;t)=\sum_{m=1}^{M}\int G_{\omega}(r,z,z_m)G_{\omega}^{*}(R;z_m,z_s)\ e^{i\omega T}S^{*}(\omega)e^{-i\omega t}d\omega \qquad (1)$$

G_ω*は音源から受波点までのグリーン関数で、G_ωは受波点から音源までのグリーン関数である。G_ω*、G_ωが等しければ、音源から放射した波を受波点で受信し、それを時間反転処理して、受波点から放射すると、音源位置に放射時と同じ波が形成される。この原理を地震波に適用して、震源位置における本来の震源振動を求める。その手法は、観測点で受信した波のP波のみを時間反転して、伝播シミュレーション上で震源位置に形成されるタイムリバーサルパルス(TRP)を求める。この際、正確な伝搬環境の取得が重要である。G_ω*は受信波に包含されているが、G_ωは未知である。そこで、初めに、G_ωを求める。この際もタイムリバーサルの原理を応用する。即ち、伝搬環境(G_ω)を変化させて震源位置に形成されるTRPが最大になる条件を求める。ここでは、2009年8月11日に駿河湾中部で発生した地震(M6.5)を対象とする。この震源と観測点浜松の場合、三層構造の下層の速度勾配に対するTRPの振幅変化をFig.1に示す。この最大点が求める最適環境である。この方法により、震源とその周辺の観測点間で最適環境を求めた。次に、それらの観測点毎にTRPを求めた。求められたTRPは、震源からの方位により大きく変化した。その方位特性を解明するために、TRPの周波数スペクトルを求めた。それらのスペクトルは1-20Hzの広範囲に亘った。そこで、それらを低周波部と高周波部に分けて整理する。まず、震源球と比較するために、TRPの周波数スペクトルを1Hzの低周波フィルターを通し、その信号の初期極性を求めた。次に、周波数スペクトルの振幅が最大になる周波数、いわゆるピーク周波数を求めFig.2に示す。横軸は震源から観測点への方位で、縦軸はピーク周波数である。また、図中のo印は初期極性がプラスを、x印はマイナスを表している。oとxの分布は明確に分離されている。この地震について、気象庁が公表した震源球では、NP2は71°である。これらは、Fig.2中の境界とほぼ一致している。一方、ピーク周波数は、方位-50から50°まで上昇している。周波数の上昇は、その音源が局所的に急速に移動したためである。移動した方位に位置する観測点で受信した波形を観測すると、西伊豆西で受信した地震波の先端が大きく膨張していた。これは先に報告したパラメトリックスポットで、その方位は86°で、震源球のNP2とほぼ一致する。次に、2012年1月28日に山梨東部で発生した地震(M5.4)を解析した。Fig.2と同様な方位特性が得られた。この地震のパラメトリックスポットは駒ケ根（288°）である。これに対する気象庁の震源球ではNP1が203°である。この差は、震源球は震源の低周波振動から求められ、パラメトリックスポットは、その高周波振動から求められる。以上、タイムリバーサル法による震源の解析法は、その動的な挙動の解明に有効である。

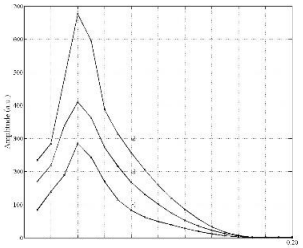


Fig.1 TRP vs. 速度勾配

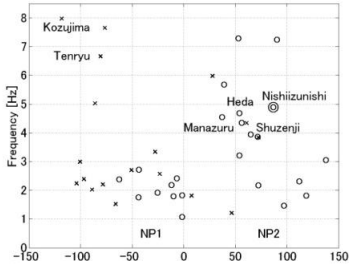


Fig.2 方位とピーク周波数

1) W.A.Kuperman et al. ; J. Acoust. Soc. Am., 103, 25- 40 (1998)

S02－P02

特異スペクトル分析とベイズ推定を応用したＰ波初動開始時刻の自動推定

#徳永旭将（九工大）・白神隼人（九工大）・行廣鎮（九工大）・木村武志（防災科研）

Automated determination of arrival times of P-waves by singular spectrum analysis and Bayes' inference

#Terumasa Tokunaga (Kyutech), Hayato Shiraga (Kyutech), Mamoru Yukihiro (Kyutech), Takeshi Kimura (NIED)

はじめに

P波の初動開始時刻を正確に推定することは，震源位置や発震機構を推定する上で重要なタスクである．しかしながら，地震計に記録されるP波の初動は緩やかに振幅が増強していることが多いため，信号のパワーやスペクトル構造の時間変化に着目した手法では，その開始時刻を正確に自動推定することは簡単ではない．一方で，機械学習やデータマイニング分野では，異常検知や変化点検知と呼ばれる手法が古くから研究されてきた．これらは，データの背後にある生成機構の構造変化を読み取ることで，工学システム等の異常やその前兆をいち早く検知することを目的としたものである．本研究では，特異スペクトル分析を応用した変化点検出により，地震波形の連続データの時間的な構造変化をいち早く捉えることで，P波の初動開始時刻を精密に自動推定する手法の開発を行う．

Singular Value Transformationによる変換

本手法の最初のステップは，特異スペクトル変換を応用した変化点検出法（Singular Value Transformation, *Tokunaga et al.*, 2011）により，連続波形データを波形の複雑さを反映するような系列に変換することである．この波形の複雑さを反映した系列を「変化度スコア」と呼ぶ．変化度スコアに変換することで，時間領域で非線形にパワーが増強する信号を，線形に近い変化を示す時系列に置き換えることができる．この変化度スコアが増加に転じ始める最初の時刻を，P 波の初動開始時刻として推定する．

ベイズ推定による変化度スコアの立ち上がり開始時刻の推定

本手法の次のステップは，変化度スコアが立ち上がりに転じる最初の時刻を決めることである．この時刻は，変化度スコアに局所的な直線をフィッティングし，その直線の始点として求めることができる．ここで，最適な直線の傾きと始点については，ベイズ推定によって求める[*Fukuyama et al.*,2004; *Tokunaga et al.*, 2011]．具体的にはまず，規格化された変化度スコアから大まかな変化の傾きを求め，それを事前分布として用いる．さらに，直線とデータとの誤差をガウス関数で評価することにより尤度を計算する．そして，この事前分布と尤度の積に比例する事後確率を，直線の傾きと始点について最大化することで，変化度スコアの立ち上がりの開始時刻を推定する．

．

実験

実験として，2016 年 4 月 16 日に発生した熊本地震本震が記録された Hinet 連続波形データ南北成分に対し，本手法の適用を行った．その結果，震源に近かった益城町では，01 時 25 分 07.99 秒として推定された．講演では，九州地方の他の Hinet 観測点のデータに対しても適応した結果を示し，本手法の有効性や今後の課題について議論する．

S02－P03

ニューラルネットワークを用いた 低SN比条件下における地震波検出法の開発

#高橋馨子・松本裕也・孫哲・竹内達哉・金亜伊（横浜市大）

Development of the seismic signal detection method under low SNR condition using an artificial neural network

#Kahoko Takahashi, Yuya Matsumoto, Sun Zhe, Tatsuya Takeuchi, Ahyi Kim(Yokohama City Univ.)

１．はじめに

Citizen Seismic Network (CSN)プロジェクトでは，家庭でも導入しやすい地震計としてMEMS加速度センサーと小型コンピュータRaspberry Piを用いた小型で安価なセンサーユニットを製作し（図1），市民参加型の地震波計測コミュニティーセンサーネットワークを構築した．市民の生活圏に即した揺れをリアルタイムで観測することで，よりきめ細やかな地震情報を提供することを目指している．

センサーの設置場所（家庭内や公共施設内など）が高ノイズ環境下であることや，センサーに自己ノイズがあることから，地震とノイズを識別することが重要である．しかし従来の地震動検出法であるSTA/LTA検出法は振幅の急激な変化を捉える方法であるため，地震とノイズの識別が難しい．本研究ではニューラルネットワーク（ANN）によるパターン認識学習に着目し，安価なセンサーでも地震とその他の信号を識別できるアルゴリズムを開発中である．

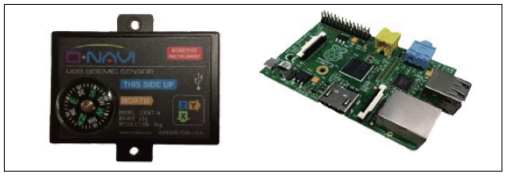


図１．ユニットに使用する加速度センサー(左)と小型コンピュータ Raspberry Pi(右)

２．地震波検出能力の検証

第一検証として，CSNセンサーによって得られた波形をもとにANNの学習と地震判定を行った．ANNには入力層・中間層・出力層からなる階層型三層モデルを用いた．入力データには加速度３成分合成ベクトルの絶対値M(t)における，１０秒間の波形を使用し，教師データには地震波の立ち上がりが４秒目にくるものを地震のパターン（図２），それ以外のものをノイズのパターン（図３）としてANNの学習を行った．判定の結果，図４のように地震波初動を検出することに成功し，その能力は従来の方法に比べ高いことがわかった．しかし，検出能力は教師データの選び方に依存し，その選び方によってはANNの学習がうまく収束しないことがあることもわかってきた．学習方法と検出能力についてさらなる検証が必要であるが，現在までに得られたCSNセンサーによる地震データはまだ少なく，ANNの学習や検証に十分な数とは言えない．そこで第二検証として，横浜市強震計ネットワークで得られた地震データにCSNセンサー特有のノイズを付加した擬似データを作成し，地震検出能力の検証を行った．本発表ではこれらの検証について最新の結果を紹介する．

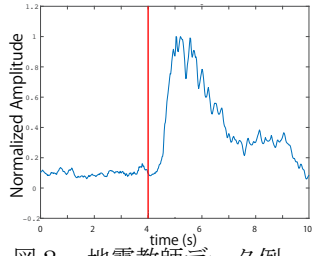


図２．地震教師データ例

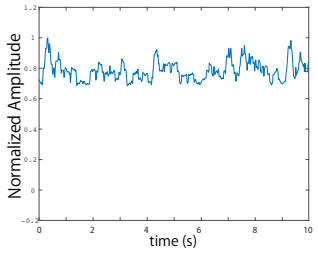


図３．ノイズ教師データ例

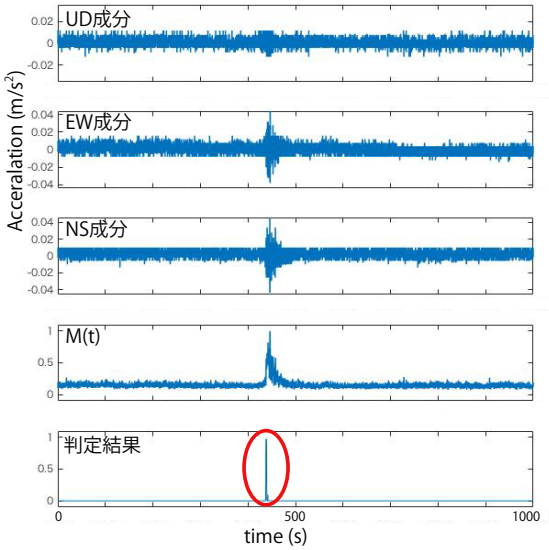


図４．地震（2016年3月31日）判定結果

謝辞

本研究は横浜市立大学「平成２７年度教員地域貢献活動支援事業（インキュベーション型）」及び，平成２７年度中小企業庁「ものづくり・商業・サービス革新事業」（アカデミックエクスプレス株式会社との共同研究）の助成を受けて行われました．また横浜市強震計ネットワークの波形記録を使用しました．記して感謝いたします．

S02－P04

P波極性解析による震央方位の推定法の改良
～日本周辺で発生した地震の解析結果～

#大島光貴（清水建設）

Improvement in Estimation of Epicentral Direction by P-wave Polarization Analysis

#Mitsutaka Oshima (Shimizu Corp.)

1. はじめに

極性解析(Polarization analysis)は、波の振動特性を分析するものであり、地震学では、振動特性の異なるP波、S波、表面波などの区別や、地震波形中の注目する波の強調（例えば、Flinn, 19651)[1]などに用いられてきた。また、緊急地震速報や鉄道の早期地震警報システムでは、P波の振動方向に基づく震央方位の推定（例えば、Smart and Sproules(1981)[2]、気象研究所(1985)[3]、野田・他(2011)[4]）に用いられている。

極性解析では、粒子振動軌跡の主成分分析(Principal Component Analysis、以降、PCA)により、粒子振動軌跡に最も良く合うベクトルを求めることによって、波の振動方向を推定する。P波は震源と観測点を結ぶ方向に振動するため、P波の粒子振動軌跡に最も良く合うベクトルを求めることにより震央方位を推定することができ、震央方位はPCAにより得られる第1主成分に対応した固有ベクトルとして求められる。

本研究では、2003年から2015年までに日本周辺で発生した54個の地震の観測波形を用い、極性解析による震央方位推定の精度と即時性の向上に向け、極性解析に用いる記録の種類(変位か速度か)、積分フィルターの遮断周波数、バンドパスフィルターの通過帯域、タイムウィンドウ長について、最適値を検討した。

2. データ

2.1 解析に用いた地震

震央方位の推定手法の改良を行うためには、震源と観測点の位置から実際の震央方位を計算し、推定結果と比較することにより、推定誤差を正確に把握する必要がある。このためには、統一基準により決定された震源位置の情報が必要である。そこで、震源位置の情報として気象庁による一元化震源を用いることとし、これがインターネット上で入手可能な2002年以降に日本およびその周辺で発生した地震のうち、Mj6.5以上で、震央距離300km以内にあるKiK-netの観測点3点以上で地震波形が得られている、59個の地震を選定した。このうち、S/N比が悪いなどの理由により自動検測に失敗し、波形記録中にP波初動部分が含まれない、5つの地震を除外し、最終的に54個の地震を解析した。

2.2 解析に用いた観測点

推定誤差を正確に把握するため、地震計の設置方位の情報が得られているKiK-net地中観測点のみを用いた。

2.3 解析に用いた波形記録

極性解析には、KiK-net地中観測点で得られた加速度波形を、格子型フィルタ(木下、1986)[5]により積分した変位波形、速度波形のP波部分を用いた。最終的に、変位波形、速度波形ともに5,007の震源－観測点ペアについて得られた3成分の波形(15,021波形）を用いた。P波到着時刻は、上下動成分の波形から目視によって読み取った。

3. 解析

3.1 タイムウィンドウ長

これまでの検討では、野田・他(2011)[4]の方法に倣い、波形の振幅が初めてゼロとなるまでを解析の対象とするタイムウィンドウとしていたが、今回の検討では、Eisermann *et al.*(2015)[6]によりタイムウィンドウ長を決めた。タイムウィンドウの長さが0.2秒以下となる場合や、2秒以内に求まらない場合は、野田・他(2011)[4]の方法に倣い、あらかじめ決めたタイムウィンドウ長：twlとし、twlの最大値を野田・他(2011)[4]の0.60秒として、0.35秒から0.60秒まで0.025秒幅で変化させ、最も推定誤差が小さくなる値を探した。

3.2 波形

変位波形と速度波形のどちらが方位推定に適しているかを調べるため、変位波形および速度波形を用いて震央方位の推定を行い、震央方位の推定誤差を比較した。また、積分には木下(1986)[5]の格子型フィルターを用い、最適な遮断周波数についても調べた。

3.3 フィルター

極性解析に用いる波形の最適なフィルターを検討するため、バンドパスフィルターの通過帯域を変えながら震央方位の推定を行い、震央方位の推定誤差を調べた。また、バンドパスフィルターを用いない場合についても検討した。また、フィルターの適用により波形が歪み、P波初動の立ち上がり位置が変化するため、フィルターを適用する際に、立ち上がり位置の読み直しを行った。

3.4 震央方位の推定

震央方位の計算は、Montalbetti and Kanasewich(1970)[7]の方法を解析信号に拡張したVidale(1986)[8]の方法を用いて行った。この方法は、地震波形を解析信号に変換した後、PCAを行うものである。震央方位は、PCAにより得られた第一主成分に対応する固有ベクトルと北を向くベクトルとのなす角から求めた。

3.5 推定誤差の評価

全ての震源－観測点ペア(5007ペア)について、地震計の設置方位の真北からのずれを補正し、その上で推定した震央方位と実際の震央方位の差の平均値を求め、推定誤差を評価した。

4. 発表の予定

極性解析による震央方位推定に用いる記録の種類、積分フィルターの遮断周波数、バンドパスフィルターの通過帯域、タイムウィンドウ長の最適値について、検討結果をまとめたい。また、最適値について、観測記録のスペクトルに基づく考察を行う予定である。

＜謝辞＞

防災科学技術研究所のKiK-netの強震波形記録を使用させて頂きました。また、清水建設の佐藤智美博士には、解析信号の作成についてご助言を頂きました。ここに深く御礼申し上げます。

＜参考文献＞

[1] Flinn, E. A. (1965), Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion. Proceedings of the IEEE, 53(12), 1874-1876.
[2] Smart, E., & Sproules, H. (1981), Regional phase processors (No.SDAC-TR-81-1). TELEDYNE GEOTECH ALEXANDRIA VA SEISMIC DATA ANALYSIS CENTER.
[3] 気象研究所地震火山研究部(1985), 自動検測手法の研究,気象研究所技術報告, 16, 56-100.
[4] 野田俊太, 山本俊六,佐藤新二(2011), 早期地震検知における地震諸元推定方法の精度および即時性向上 (特集 防災技術), 鉄道総研報告, 25(7), 7-12.
[5] 木下繁夫 (1986), 格子型フィルタの地震観測への応用, 地震, 39(1), p1-14.
[6] Eisermann, A. S., Ziv, A., & Wust‐Bloch, G. H. (2015). Real‐time back azimuth for earthquake early warning. Bulletin of the Seismological society of America,
[7] Montalbetti, J. F., Kanasewich, E. R. (1970), Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter, Geophysical Journal International, 21(2),119-129.
[8] Vidale, J. E. (1986). Complex polarization analysis of particle motion. Bulletin of the Seismological society of America, 76(5), 1393-1405.

S02－P05

Automated Determination of Magnitude and Source Extent of Large Earthquakes

#Dun Wang (CUG/ERI), Hitoshi Kawakatsu (ERI), Jiancang Zhuang (ISM), Jim Mori (DPRI), Takuto Maeda (ERI), Hiroshi Tsuruoka (ERI), and Xu Zhao (IGGCAS)

Rapid determination of earthquake magnitude is of importance for estimating shaking damages, and tsunami hazards. However, due to the complexity of source process, accurately estimating magnitude for great earthquakes in minutes after origin time is still a challenge.

M_w is an accurate estimate for large earthquakes. However, calculating M_w requires the whole wave trains including P, S, and surface phases, which takes tens of minutes to reach stations at tele-seismic distances. To speed up the calculation, methods using W phase and body wave are developed for fast estimating earthquake sizes.

Besides these methods that involve Green's Functions and inversions, there are other approaches that use empirically simulated relations to estimate earthquake magnitudes, usually for large earthquakes. The nature of simple implementation and straightforward calculation made these approaches widely applied at many institutions such as the Pacific Tsunami Warning Center, the Japan Meteorological Agency, and the USGS.

Here we developed an approach that was originated from Hara [2007], estimating magnitude by considering P-wave displacement and source duration (Figure 1). We introduced a back-projection technique [Wang et al., 2016] instead to estimate source duration using array data from a high-sensitive seismograph network (Hi-net). The introduction of back-projection improves the method in two ways. Firstly, the source duration could be accurately determined by seismic array. Secondly, the results can be more rapidly calculated, and data derived from farther stations are not required.

We purpose to develop an automated system for determining fast and reliable source information of large shallow seismic events based on real time data of a dense regional array and global data, for earthquakes that occur at distance of roughly 30° - 85° from the array center. This system can offer fast and robust estimates of magnitudes and rupture extensions of large earthquakes in 6 to 13 min (plus source duration time) depending on the epicenter distances. It may be a promising aid for disaster mitigation right after a damaging earthquake, especially when dealing with the tsunami evacuation and emergency rescue.

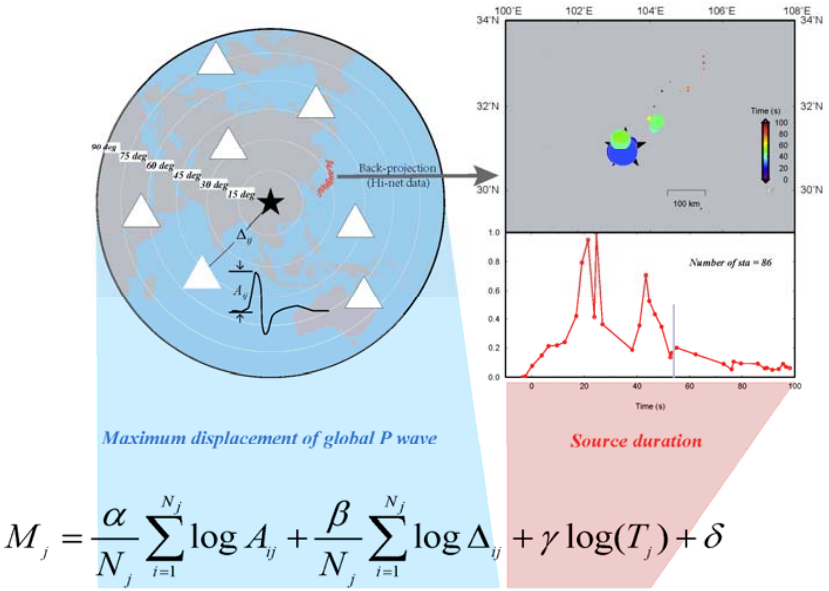


Figure 1 Methodology for determining earthquake magnitude. The magnitude is estimated by combing maximum displacement of global P-wave amplitudes and source duration. Here the source duration is estimated by back-projection analyses using a large regional seismic array.

S02－P06

速度構造の震源決定位置への影響について

#勝間田明男（気象研）

What Aspects of Velocity Structure Controls Focal Depth of an Inland Earthquake?

#Akio Katsumata (MRI)

1. はじめに

震源決定に用いるための速度構造について調査してきている．三次元速度構造(Katsumata，2010，2015等)を用いて内陸の地震の震源位置を決定するとJMA2001(上野・他，2002)によって決定した震源深さよりも浅くなる場合が多い．堆積層の厚い地域ではその傾向が顕著である．三次元速度構造を用いて決定した震源は，稠密な臨時観測点を用いて決定した震源分布に近い傾向を示すことが多いので，三次元速度構造による震源の方がより真実に近いとみられるが，浅く決まることが妥当か，また速度構造のどのような特徴が震源位置に影響を与えているのか検討した．

2. 結果

2016年4月15日0時3分に熊本県で発生した地震(M6.4)をサンプルとして検討を加えた．この地震を三次元速度構造を用いて震源決定すると深さ2㎞とかなり浅く決まる．それに対しJMA2001の速度構造を用いて震源決定すると7㎞となる．16日1時25分のM7.3の地震の場合は，これほどの差はみられない．図1に三次元速度構造とJMA2001を用いた場合の射出角，走時の残差分布，波線を示す．射出角は等積投影している．走時残差分布において両者とも深さ方向の分解能は当然小さいものの，分布は複数の極小値を持つようなものではなく単純な分布をしている．また両者の深さに関数極小値の場所は明確に異なっている．深さ精度が不足していてたまたまその深さになったようなことは両者ともない．三次元速度構造に基づく震源深さはこの例では安定した結果であるといえる。深さと速度構造が異なっているので波線が異なっている．JMA2001の方が射出角にばらつきがあり，より安定した結果になっていると見られる．三次元速度構造では浅い部分の速度の変化が大きいため射出角の値の広がり幅が小さくなっている．

三次元速度構造を用いた場合に震源近傍の1観測点のみ射出角が異なっているが，そのデータを削除して震源計算を行った結果は，三次元速度構造において1.6kmとなり，このデータの有無の違いによる差は小さい．観測点近傍の観測点のデータは震源決定において決定的な役割を果たすことが多いが，この例では必ずしも決定的な効果とは言えない． S波の走時も使っているこのような場合には震源時に対して拘束条件が付き，射出角が狭い範囲に分布してしまっていても深さ方向の拘束効果があるとみられる．

三次元速度構造を用いることにより，深さ方向の拘束条件がやや弱くなっていることもあるようであるが，P波とともにS波の着震データを用いることができる場合には，浅い震源位置は信頼性のある結果として得られていると言える。

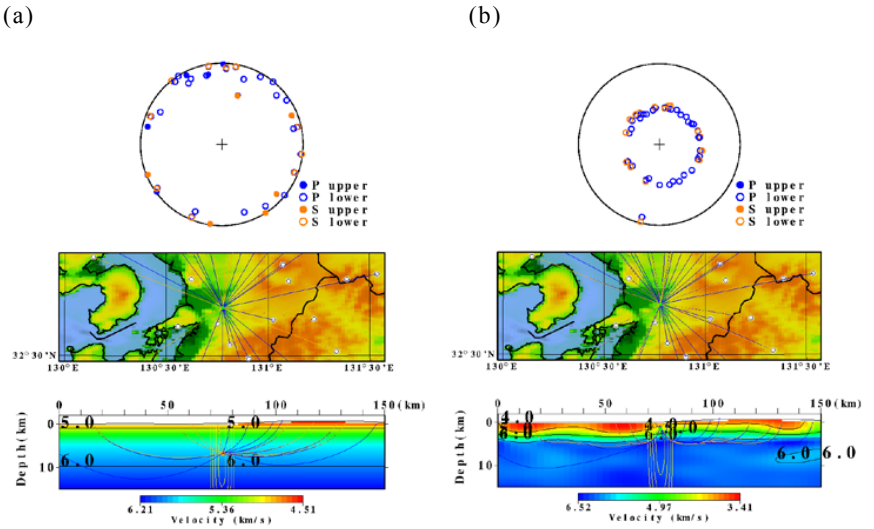


図1　2016年4月15日00時03分に発生した地震(M6.4)の震源に関する震源位置と波線の比較．(a)JMA2001速度構造，(b)三次元速度構造．上から波線の射出位置・平面図・断面図を示す．青色の波線はP波，橙色の波線はS波を表す．断面図のコンターは走時残差を表す．

謝辞

本調査には，国立研究開発法人防災科学技術研究所，北海道大学，弘前大学，東北大学，東京大学，名古屋大学，京都大学，高知大学，九州大学，鹿児島大学，気象庁，国立研究開発法人産業技術総合研究所，国土地理院，青森県，東京都，静岡県，神奈川県温泉地学研究所，横浜市及び国立研究開発法人海洋開発研究機構及のデータを利用している．地形には国土地理院のデータを用いている．

S02－P07

3次元速度構造であらかじめ計算した走時データを使用した震源決定法　その3

#関口渉次（防災科研）

Hypocenter determination method in three dimensional velocity structure, using pre-calculated travel-time data (3)

#Shoji Sekiguchi (NIED)

これまで，3次元速度構造内で迅速に震源決定ができるように、あらかじめ3次元速度構造で各観測点から対象領域内の全格子点までの走時計算を行い、その結果を補間することにより領域内の任意の地点での走時を算出し、震源決定を実施する手法について検討した結果を報告してきた(関口(2008)日本地震学会秋季大会C11-09, 関口(2009)日本地震学会秋季大会D32-08,関口(2010)防災科学技術研究所研究報告,vol.77,p1-5)。その中で、関東東海地域の緯度35.5-36.0度、経度139.5-140.0度、深さ40-65kmについてこの手法を適用し、通常の震源決定（rayの計算はpseudo-bending methodによる）法によるに比べて、計算結果をあらかじめ計算し保存した場合は遙かに早い（メモリの保存した場合1000倍以上）ことを示すことができた。また、計算すべき格子点間隔が3次元速度構造では、0.05度×0.05度×5km程度必要であることも示した。

今回は、今後さらに広い範囲、最終的には日本全域、にこの手法を適用するために、まず手始めに1次元速度構造を用いて検討を進める。補間によって十分な走時の精度を確保できる格子点間隔を見積もるために、緯度34-37度、経度136-141度の領域で深さを40kmから厚さ100km毎に計算をし、直接計算と補間値の差がおよそ0.01sec未満となる格子点間隔を求めた。図1に今回使用した1次元速度構造を示す（鵜川他,1984）。防災科研のルーチン処理に用いられているものである。その結果、マントル内の深さ40-140kmでは0.125度×0.125度×12.5km、140-440kmでは0.250度×0.250度×25kmとなり、深いほど間隔が広くてよいことが確認できた。

今回使用した1次元速度構造(図1)は明瞭なモホ面が存在する。マントル内に格子点がある場合には直接到達する波だけを考えればよかったが、地殻内の場合は、モホ面の影響を考慮にいれなければならない。この速度構造の場合の走時を図2に示す。地震が地殻内に存在する場合は、よく知られているように地殻内のみを伝播してくる波、モホでの全反射による反射波、そしてモホ面下のマントルを通過してから戻ってくる波の3種類が発生する。そのうち反射波は他の2つの波の後ろに隠れてしまうので、計算する必要は無い。残りの2つの波について計算し重なるところではより早く到達する波を採用する必要がある。

今後、地殻内の格子点間隔について見積もり、さらに3次元速度構造に拡張する予定である。

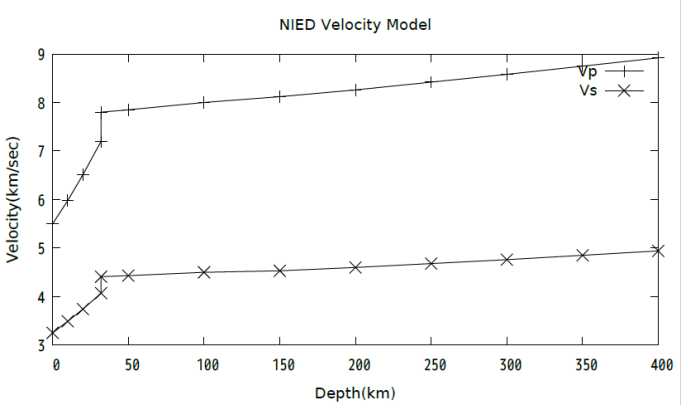


図1　1次元速度構造(鵜川他1984)

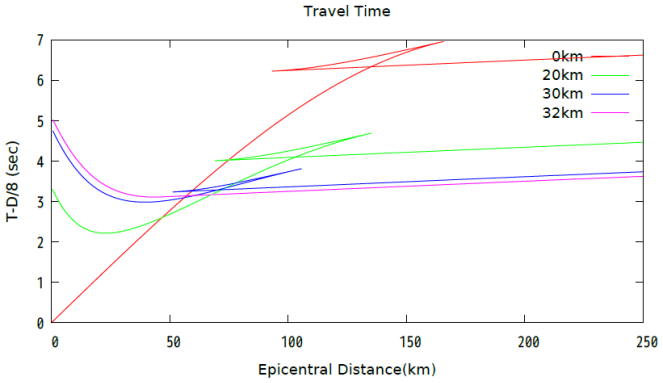


図2　走時

S02－P08

The development of advanced algorithm used in data processing for seafloor geodetic observation

#Yahsuan Chou, Keiichi Tadokoro (Nagoya Univ.)

The primary focus of this abstract is to study and improve signal-processing methods for GPS-Acoustic seafloor geodetic observation system used in monitoring underwater crustal deformation. The current method for determining the position of transponders on the seafloor involves measuring the distance from transducers to the transponders. This is accomplished by identifying the onset of the return waves by computing the cross correlation. However, this acoustic signal processing method requires manual correction if it contains reflected components; the cross correlation computation gives the onset corresponding to the highest peak which is due to the reflected wave, instead of identifying the smaller but correct peak at the arrival of direct waves. This is inefficient and imprecise in analyzing data sets containing thousands of measurements.

We propose solving the time picking problem by computing the cross-correlation（CC）between the return waves and a new set of reference waves which are a combination of direct, once-reflected and twice-reflected waves. The adoption of such a set of reference waves should diminish the high peaks caused by reflected waves. The effectiveness of this method is examined through the conduction of numerical experiments and the same was applied to the acoustic data recorded at Kumano Basin in 2015.

The results of the numerical experiments indicate that the noise only decreases the overall CC values. On the other hand, the signal energy loss given by ‘1-R (Reflection coefficient)’, significantly affects the CC pattern. The method was affective in identifying the correct onset for reflected waves with low energy loss, less than 0.6 as can be seen in figure (a). In contrast, figure (b) clearly demonstrates that if the energy loss exceeds 0.6, the peak values precede the onset, which means the correct onset cannot be identified in a similar fashion. Since the energy loss in the return waves is unpredictable, the correct onsets are identified by adding constraints, obtained through the analysis of the peak features in the numerical experiments.

The application of the conventional method on the measurements from the Kumano Basin, 2015, resulted in 85 undetected onsets from the set of 2003 signals. The adaptation of the method discussed previously resulted in the accurate identification of 76 onsets that were previously not detected with 9 signals remain unidentified.

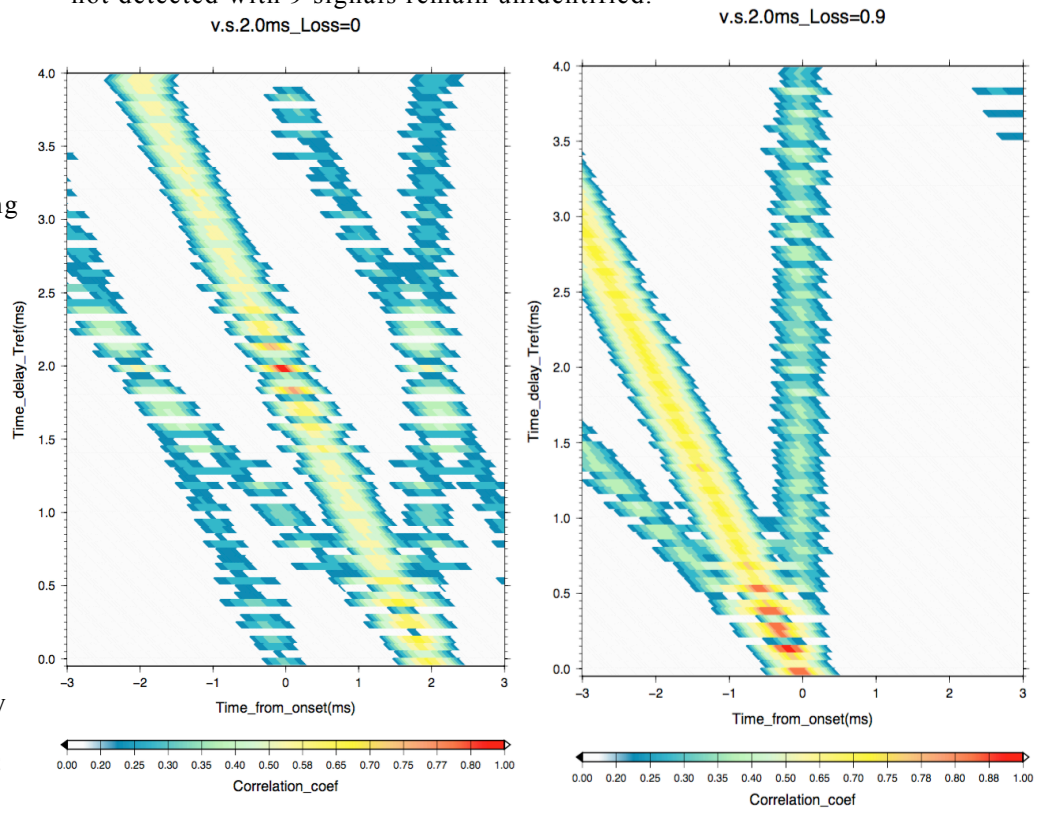


Figure (a) Cross-correlation values with signal loss=0. Figure (b) loss=0.9.

S02－P09

S-net および Hi-net 観測点を用いた仮想震源の震源決定シミュレーション

#眞保敬・植平賢司・金沢敏彦・望月将志・藤本博己・野口伸一・功刀卓・汐見勝彦・青井真・関口渉次・松本拓己（防災科研）・篠原雅尚・山田知朗（東大地震研）

Simulation of hypocenter location of assumed hypocenters by using S-net and Hi-net stations

T. Shimbo, K. Uehira, T. Kanazawa, M. Mochizuki, H.Fujimoto, S. Noguchi, T. Kunugi, K. Shiomi, S. Aoi, S. Sekiguchi, T. Matsumoto (NIED), M. Shinohara, T. Yamada (ERI)

海底下で発生する地震や津波を観測するために、日本海溝海底地震津波観測網（S-net）の整備事業を 2011 年から開始した。S-net は房総沖から北海道沖まで 150 の観測点を設置し、その設置間隔は東西方向（海溝軸に直交方向）約 30km、南北方向（海溝軸に平行方向）約 50-60km である。海底下で発生する地震発生メカニズムを解明するためには、海底下における震源分布、発震機構解、地震波速度構造等を高精度で求め、沈み込むプレートと地震発生域との関係を調べる必要がある。これらを詳細に調べるためには、海底下で発生する地震の震源を精度良く決定することが必須である。S-net の整備により、房総半島から北海道までの海域における震源決定精度が向上し、これらの理解が高まると考えられる。

本研究では、S-net 観測点が震源決定に与える影響を調べるために、仮想的に配置した震源（仮想震源）から S-net 観測点までの理論走時を用いて震源決定を行った。そして、仮想震源と決定された震源の位置を比較した（以下、震源決定シミュレーション）。仮想震源は、N33.0°-N43.5°（0.5°間隔）、E139.5°-E147.0°（0.5°間隔）、深さ 10-50km（5km 間隔）に配置し、その総数は 3168 個である。震源決定シミュレーションは、S-net 観測点だけでなく、Hi-net 観測点も用い、「S-net のみ」、「Hi-net のみ」、「S-net + Hi-net」の 3 グループに分けて行った。S-net 観測点の速度構造は、S-net 敷設ルート上で行われた地下構造調査、および過去の構造調査の結果を参考に観測点毎に仮定した。また、Hi-net 観測点の速度構造は、防災科研のルーチンで使われているもの［鵜川・他（1984）］を用いた。それらの速度構造を用いて仮想震源から各観測点までの理論走時を計算し、各観測点の P 波と S 波の到達時刻データを作成した。この時、震央距離 150km 以内で、かつ観測点数 4 点以上のものを震源決定対象とした。そして、hypomh［Hirata and Matu’ura (1987)］を用いて震源決定を行った。この時の速度構造は、理論走時計算に用いたものを使用した。

上記の震源決定を行った結果、次のようになった。S-net のみで震源決定を試みた地震は 2007 個、震源決定できた地震は 1966 個、そのうち仮想震源との差異が水平方向および深さ方向とも 3km 以内のものは 1713 個。Hi-net のみで震源決定を試みた地震は 1530 個、震源決定できた地震は 1502 個、そのうち仮想震源との差異が水平方向および深さ方向とも 3km 以内のものは 1363 個。S-net + Hi-net で震源決定を試みた地震は 2466 個、震源決定できた地震は 2422 個、そのうち仮想震源との差異が水平方向および深さ方向が 3km 以内のものは 2312 個となった。S-net のみで震源決定を行うと、S-net 観測網から 100km 以上離れた陸域の下では理論走時を用いて決定された震源が仮想震源に比べて 10km 以上浅くなる傾向にある。また、Hi-net のみで震源決定を行うと、Hi-net 観測網から 100km 以上離れた海域の下では理論走時を用いて決定された震源が仮想震源に比べて 10km 以上浅くなる傾向にある。これらの震源は、S-net+Hi-net で決定すると仮想震源とほぼ同じ位置に決まる。

S02－P10

単一の3成分海底地震計を用いたナガスクジラ鳴音の音源定位についての一考察

#岩瀬良一 (JAMSTEC / CREST, JST)

A Study on Localization of Fin Whale Calls with a Single 3-Component Ocean Bottom Seismometer

Ryoichi Iwase (JAMSTEC / CREST, JST)

筆者はこれまでに，東京大学地震研究所の「三陸沖光ケーブル式海底地震・津波観測システム」SOB1観測点の海底地震計によるエアガンの観測波形のパーティクルモーションから得られる水中音波の海底面における透過波の見かけの出射角と，水中音波の入射角との関係を求め，平面波の流体―固体境界入射を仮定した際の理論値と比較した結果から，海底表層のP波及びS波速度を推定した（岩瀬，2015）．更にこの関係を用いて，観測されたパーティクルモーションからエアガンの音源定位を行い，その結果を検証した(Iwase, 2016)．こうした音源定位手法開発の目的は，日本周辺海域に設置された海底地震計の常時観測により検出された大型鯨類の鳴音の音源定位の実現を通じて，いまだに未知の部分が多い日本周辺海域における回遊ルートや生態の解明に資することにある．

なお，この音源定位手法適用の前提条件は，音源が水中音波の海底面への入射臨界角に対応する水平距離以内に存在することである．前記文献と同じ海中音速構造を仮定した場合，SOB1観測点の設置深度2480mに対して，この水平距離は7.15kmとなる．

この水平距離内に存在すると考えられる実際のナガスクジラ鳴音に対して，この手法を適用したところ，水平距離が約1.2km以上では定位結果にばらつきが多く見られた（岩瀬，2016）．実際の波形を見直してこのばらつきの原因を調べたところ，エアガンとナガスクジラ鳴音の観測波形の相違に起因すると考えられる．図1は，前記文献で用いたJAMSTECの調査船「かいれい」によるKR07-05航海時の測線L4上のSOB1から水平距離3.7kmの位置で発せられたエアガン信号の観測波形例である．パーティクルモーションにより透過波の見かけの出射角を求める際，エアガン受信波形の立ち上がり前後の0.5秒部分を用いた．一方，図2は，ナガスクジラ鳴音の観測波形例である．エアガンの波形はインパルス的で，コーダ部分を含めてもパルス幅は0.3s以内だが，ナガスクジラ鳴音のパルス幅はこれよりも長く，1s弱となっている．鳴音のパーティクルモーション抽出に際しては，当初パルス全体を覆うように立ち上がり前後の0.9sを使用した．しかしながら，図1を見てわかるように，水中を伝搬した直達波の直後に，海底を伝搬した後続波が到達している．その時間差は水平距離が大きいほど小さくなるため，ある程度以上の水平距離では，パーティクルモーション抽出の時間窓に後続波も含まれることになり，見かけの出射角を求める際の障害となる．そこで，時間窓をエアガンの時と同じ0.5sとしたところ，若干の改善は見られた．

一方，図2の鳴音においても海底を伝搬した後続波が確認できる．更に，時間軸で6s(直達波から4s後)の位置に，海底・海面での多重反射波に対応する信号も確認でき，両者の水平距離はおよそ同じと推定される．鳴音はエアガンに比べて信号レベルが小さいため，必ずしもS/N比がよくないが，観測波形のペーストアップを作成することなどにより，これら後続波の識別も可能と考えられる．今後こうした波形比較等の手法を組み合わせることで，音源定位精度の向上を図りたい．

謝辞

本研究の実施にあたり，防災科研が公開している東大地震研の波形データ，JODCの公開している気象庁の海洋観測データ及びKR07-04航海のデータを利用しました．本研究の一部は,科学技術振興機構(JST)のCRESTによるものです．

参考文献

岩瀬，2015年度地震学会秋季大会講演予稿集，p.106, 2015.
R.Iwase, Jpn. Jour. App. Phys, 55, 07KG01, 2016.
岩瀬，海洋音響学会2016年度研究発表会講演論文集，p.91, 2016.

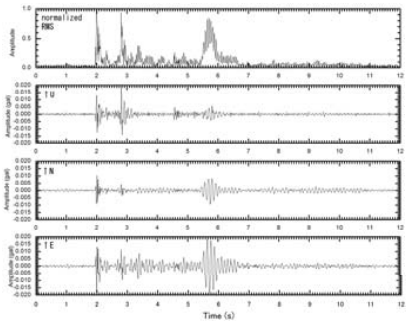


図1　エアガンの観測波形例
2007年4月25日03:15 JST
上から，振幅の自乗平均，南北，東西，上下動成分

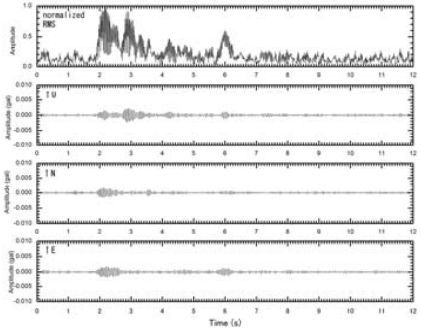


図2　ナガスクジラ鳴音の観測波形例
2005年2月27日16:06 JST
同左

S02－P11

地震情報のリアルタイム表示と並列処理

#古舘友通（気象研）

Real-time display of earthquake information and parallel processing

#Tomomichi Furudate(MRI)

It is important to display earthquake information for viewing total earthquake activity and to speed up the processing speed for more precise analysis. I have developed real-time display system of earthquake information and parallel processing software for multiple processing of calculation of seismic intensities of multiple stations etc.

地震情報のリアルタイム表示は地震の活動を把握するために重要であり、またより詳細に地震データの解析をするために地震データ処理の高速化は重要である。本研究では地震動の即時的予測の研究の一環として地震データをリアルタイムで受信し、処理するプログラムを開発してきたので、報告する。また、処理の高速化のために並列処理は有効であることが期待される。今回、並列処理をいくつかの地震データ処理において開発したので、その処理性能を調査した。図1に、地震データのリアルタイム処理のためのシステム構成を示す。地震データの受信はWINシステムのプログラム(rcvt, shmdump)を使用し、地震波形データから震度と最大加速度を計算するための波形バッファを開発した。図2に、Webブラウザで表示した震度と最大加速度の分布の表示例を示す。表示は震度、最大加速度の切り替えが可能である。図3に並列処理の例として、多数の観測点の地震波形データからリアルタイム震度の計算を示す。Cのプログラムは観測点数の増加とともにリニアに計算時間が増加するが、OpenCLによる処理では、ほとんど変わらない。このように独立性の高い処理の並列処理は計算の高速化が期待できる。他にグリッドサーチ法による震源計算、センブランス処理などの例でも、並列処理によって10倍から100倍以上の高速化が可能であることがわかった。

謝辞
本研究の一部はJSPS 科研費25282114「実時間地震動予測：実況値を反映させる手法の構築」の助成を受けたものです。

防災科学技術研究所のK-NET強震記録を使用しました。記して謝意を表します。
WINシステムのプログラムを使用させていただいております。感謝致します。

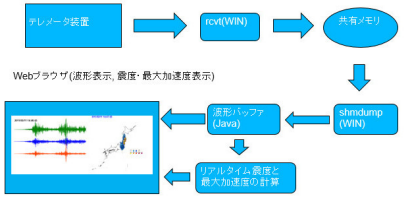


図1　システム構成

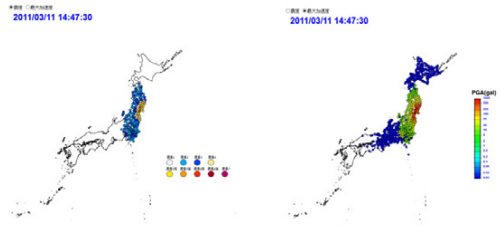


図2　震度分布と最大加速度の表示例(2011年東日本太平洋沖地震)

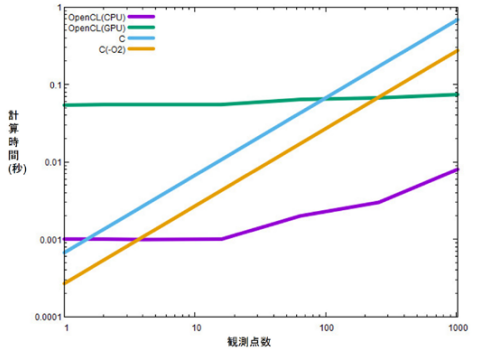


図3 多観測点のリアルタイム震度の並列処理

S02−P12

地震研究情報データ提供システム（J-SEIS）の開発（2）

#坪井誠司・堀川博紀（JAMSTEC）・高江洲盛史（NME）・末木健太朗・
荒木英一郎・園田朗（JAMSTEC）・高橋成美（NIED）

Development of JAMSTEC Ocean-bottom Seismology Database, J-SEIS (2)

#Seiji Tsuboi, Hiroki Horikawa(JAMSTEC), Morifumi Takaesu(NME), Kentaro Sueki, Araki Eiichiro, Akira Sonoda(JAMSTEC) and Narumi Takahashi (NIED)

国立研究開発法人海洋研究開発機構 地球情報基盤センター（CEIST）では，今後，大地震の発生が予想されている東南海地震震源域の各種地震活動データを収集・統合した，地震研究情報データベースを運用している．地震・地殻変動現象の速やかな解析を促進するため，CEISTでは，データベースに蓄積された海底地震観測データを、科学研究・教育を目的として広く一般へ公開するため，2016年４月より地震研究情報データ提供システム（J-SEIS : JAMSTEC Ocean-bottom Seismology Database）*の運用を行っている．

本システムでは、長期孔内観測システムにて観測されたデータを連続データとして提供している他、地震・津波観測監視システム（DONET1）にて観測された地震イベント毎の観測データも提供している。

長期孔内観測システムは，2010年に国際深海科学掘削計画（IODP）により，地球深部探査船「ちきゅう」によって，紀伊半島熊野灘沖に観測点（C0002）が設置され、DONET観測網を通してリアルタイムで観測データが横浜研究所へ送信されている．長期孔内観測システムには複数のセンサー（広帯域地震計，傾斜計，間隙水圧計，歪計，温度計など）が備えられており，本システムでは，システム利用者が任意の時間長で切り出した観測データを、連続データとして準リアルタイムで提供している．

さらに、2016年3月から4月にかけて実施されたIODP第365次研究航海では、同海域に長期孔内観測システムの新観測点（C0010）が設置された。新観測点に設置された長期孔内観測システムでは、これまでの観測データの他に、歪計等の観測データの公開を予定しており、本システムでの観測データの提供準備を進めている。

本システムによる連続データの提供は、ブラウザ上で観測データの切り出し期間とチャネルを指定する方法の他、IRISのWeb Serviceを参考にした、URLパラメータの指定によるダイレクトダウンロードでの提供も行っている。

本発表では、システムの利便性向上に向け、今後のシステム機能強化に向けた議論を深めたい。

*地震研究情報データ提供システム　J-SEIS
URL　https://join-web.jamstec.go.jp/join-portal/

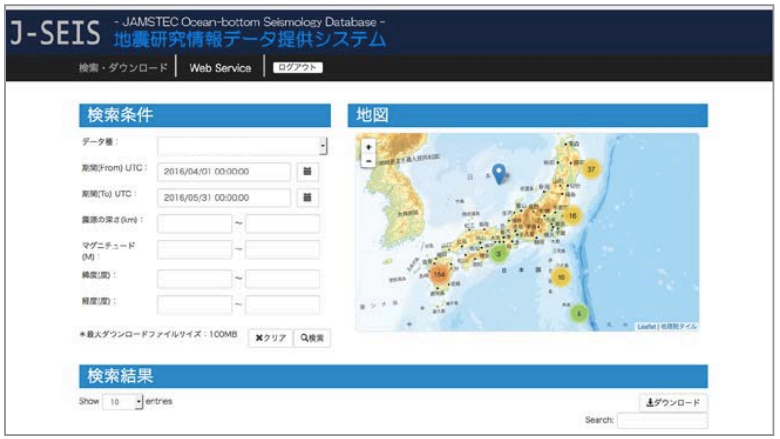


図1　データ検索・ダウンロードページ

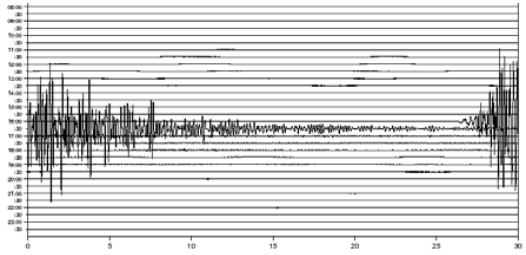


図2　熊本地震(2016年4月16日)　観測点C0002における広帯域地震計観測データの波形

S02—P13

Current Status of Pilot stations of Thai Seismic Array (TSAR) and Preliminary Receiver Function Analysis

#S. Noisagool (ERI), S. Tanaka (JAMSTEC), H. Kawakatsu (ERI), W. Siripunvaraporn, S. Boonchaisuku (Mahidol Univ.), Y. Ishihara, T. Kim (JAMSTEC), K. Kawai (Univ.Tokyo), N. Takeuchi, and K. Miyakawa (ERI)

In January 2016, two broadband seismic stations were deployed in the Central plain of Thailand (Tanaka et al., 2016, JpGU2016). The stations TS01 and TS02 are located in Suphanburi and Kanchanaburi provinces, respectively, of which distances from Bangkok are less than 150 km. We installed the sensors of CMG-3T and data loggers of REFTEK130 with 70W solar panels and 80Ah batteries for power supply. The purpose of the pilot station is to confirm the suitability of the station design for Thai Seismic Array (TSAR). We are considering 1) durability for heavy rain, flooding, and thunder, 2) material costs, 3) easiness of the deployment and clearance, 4) safety for local resident.

To date, the stations have already experienced the highest temperature season in Thailand (March to early May) and heavy rains with flooding. For example, we had heavy rains many times at TS01, which caused a small tilt of the ground and the saturation of the horizontal component records, especially the EW component. Since we have set an automatic re-centering of the sensor on REFTEK130 for every 3 days, we could reduce the lack of the data. Additionally, we used a cheap plastic box for the container of the data logger and battery at TS01. Probably due to high temperature and soil pressure, the box was deformed and the seal of the box cover was broken. Since we find a small amount of water at the base of the box, we already replaced it to a rugged container box. At TS02, we had a big flooding in the middle of May. Although the horizontal components are saturated after the flooding, the automatic re-centering functions worked well to recover and no water was invaded in the container box.

As a preliminary analysis, we adopted receiver function that was previously used for the data from Thai Meteorological Department (Noisagool et al., 2014). The ground noise at TS01 is very high at frequencies only around 3-6 Hz, while that at TS02 is very low in a wide frequency range. We obtained of 20 and 43 receiver functions (RFs) using iterative deconvolution (Ligorria and Ammon, 1999) for TS01 and TS02, respectively. The RFs suggest the existence of a thick sedimentary layer beneath the both stations. Crustal thickness and Poisson's ratio were measured using H-k stacking method (Zhu and Kanamori, 2000). Bootstrap resampling method (Efron and Tibshirani, 1986) was applied 50 times to estimate the variation. At TS01, the crustal thickness is 26.3±0.6 and Poisson's ratio is 1.84±0.02 (Fig. 1a). At TS02, those are 25.3±1.8 km and 1.81±0.05 (Fig. 1a). The results from these two stations show the thinnest crust beneath Thailand that have ever been observed (Noisagool et al., 2014).

Furthermore, we tried to measure the thickness of the mantle transition zone (MTZ). The time-to-depth migration was applied to RFs using IASP91 (Kennett and Engdhal, 1991). Since the RFs of TS01 were very noisy, we could not observe any conversion phases from MTZ (Fig. 1b). However, the MTZ peaks were observed at TS02. The depths of MTZ beneath TS02 are 424±4.7 km and 668±2.2 km. The thickness of MTZ is 244±3.8 km, which is very close to a global average of 241-243 km (Flanagan and Shearer, 1998).

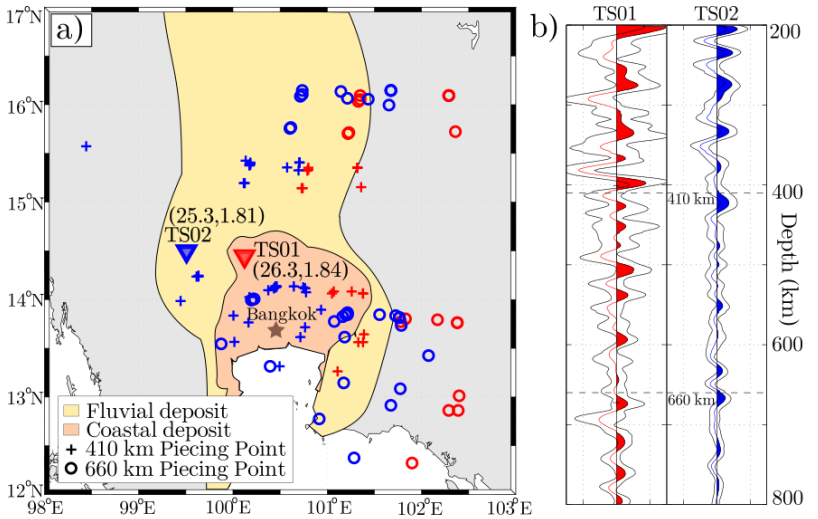


Fig1. a) Location of pilot stations and their crustal thickness, Poisson's ratio, 410 km and 660 km piecing points. b) Stacked amplitude of migrated receiver functions at each station. Black lines are two standard deviations.

STS-1 型地震計のフィードバック回路の更新(その3)

#石原　靖(海洋研究開発機構)

Renewal of feedback circuit for STS-1 sensor in OHP seismic network (3rd Report)

#Yasushi Ishihara (JAMSTEC)

1．はじめに

ストレッカイセン社製の広帯域地震計 STS-1 は開発からおよそ 30 年を経過したが、現在でもグローバル観測網で広く利用されているセンサーである。太平洋域地震観測網 (OHP/Pacific21) において現在も 10 地点で稼働している。しかしながら製造されてから２０年を超えた機材のため、フィードバック部分を構成する電気回路部分（Metrozet 社製 STS1-E300）が提供されており、本ネットワークでは 2013 年から一部の観測点に導入してきた（JpGU2013 および地震学会 2014 年大会)。

２．新フィードバック回路の導入

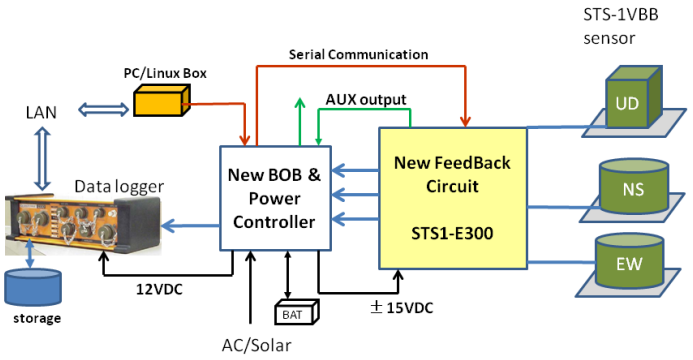
筆者はこの新しいフィードバック回路を太平洋域観測網にて駆動および制御するための装置を製作し試験計測をおこなってきた。安定した稼働の確認がされたので、現時点では父島・石垣・ポナペの観測点に導入をしたところである。超低周波帯域での安定性やノイズ評価は室内では困難であり、導入を果たした３地点の観測データから評価をおこなってきた。初期の計測データには超長周期成分に不安定な信号の混入が確認されたため、その対策を実施し全体的なノイズの軽減を目指した。

３．超長周期ノイズの原因

従来の計測系と配線が完全互換ではなく、特に GND 系のラインの構成に変更と観測点の状況によるカスタマイズが必要な事が判明した。従来のフィードバック回路よりロバスト性に欠ける事に留意が必要である。現地で試行を重ねた結果、相当部分の不安定な信号の除去は達成した。その上で計測系全体のノイズレベルの更新前後で比較をおこなう。長周期成分では一般的に地動の水平動成分のノイズレベルが高くほぼ同じスペクトルが取得される。一方、上下動成分では mHz 帯では更新前のレベルに若干到達していない状況となっている。各機器の単体試験によると、更新したフィードバック回路自体に特有に発生するノイズも認められ、それが要因のひとつと考えられる。電源回路との相互作用の可能性もあり検討を進めているところである。

４．今後の展開

概ね新しいフィードバック回路の導入と運用手順が確立されたところであるが、本機の製造が最近終了したことが公表された。本ネットワークでは障害が発生した観測点に更新する方針としているが、近い将来に STS-１型地震計の運用は困難な状況を迎えると予想される。現在広く使用されている 120 秒計と超長周期成分・潮汐・地殻変動の帯域を接続する次世代の計測系の開発が必要とされるだろう。



新システム構成例

謝辞：テスト計測および機器更新には当機構の方々からの多大なサポートをいただきました。ここに深く感謝いたします。

S02−P15

小天体内部構造探査のための能動型地震探査パッケージの開発と検討

#石原吉明（JAXA宇宙研）・川村太一（IPGP）・辻健（九州大）・小川和律（神戸大）・山田竜平（国立天文台RISE）・小林泰三（福井大）・田中智（JAXA宇宙研）・MMX-SEIS検討チーム

Investigation and Development of Active Seismic Experiment Package for Small Body Explorations

Yoshiaki Ishihara (ISAS/JAXA), Taichi Kawamura (IPGP), Takeshi Tsuji (Kyushu Univ.), Kazunori Ogawa (Kobe Univ.), Ryuhei Yamada (NAOJ), Taizo Kobayashi (Fukui Univ.), Satoshi Tanaka (ISAS/JAXA), MMX-SEIS team

小惑星を代表とする小天体探査は、太陽系形成論および小天体進化モデルの予想を観測的に検証する上で、非常に重要な要素である。日本は世界に先駆けて、「はやぶさ」により小惑星からのサンプルリターンを成功させた。持ち帰ったリターンサンプルの分析からは、小惑星Itokawaやその母天体の進化過程等に関して重要な知見が得られている。また、「はやぶさ」に続き、日本では「はやぶさ2」が2018年の小惑星Ryugu到着・2020年の地球帰還を目指して運用中であり、米国では小惑星Bennuからのサンプルリターンを目指しOSIRIS-RExが間もなく（2016年9月8日予定）打ち上げられることとなっている。このように、小天体探査は隆盛を迎えつつある。しかしながら、これまでの小天体探査では、リターンサンプル以外には、探査機に搭載された分光カメラ等のリモートセンシング機器による観測データおよび探査機に搭載されたレーザ高度計による測距データと軌道追跡データ等から推定される極低次の重力データが得られるのみで、内部構造の詳細に迫る観測はなされてこなかった。今後の探査では、上述の探査項目に加え、内部構造についてのデータを得られる観測を行うことが強く望まれている。

現在、宇宙研究開発機構・宇宙科学研究所では、火星衛星のその場探査およびサンプルリターン計画であるMartian Moons eXploration (MMX)の検討が進められている。我々はMMXに地震計と加振源のセットである能動型地震探査パッケージ（MMX-SEIS）を提案しており、小天体探査における内部構造探査という新しい地平を開くべく開発・検討を進めている。
本講演では、まず小天体で期待される自然地震シグナルの推定と、小天体上で実現可能な地震学的手法による内部構造探査について議論し、小天体においては自然地震観測に加え、加振源を用いた能動型探査が本質的に重要であることを明らかにする。次に、我々がMMXに提案しているMMX-SEISの目標・探査ストラテジと、その目標を達成するために必要となる加振装置や地震計などの検討状況を紹介し、期待される成果について概観したい。

S07－P01

DAC-GHz音速測定法の開発

#米田明（岡山大）

Development of DAC-GHz ultrasonic measurement

#Akira Yoneda (Okayama Univ.)

1．はじめに

マントル高圧相鉱物の弾性測定データは地球深部科学にとって重要である。これまでは主にブリリュアン散乱法で測定されてきたが、ダイヤモンドアンビルセル（DAC）により超高圧下（100GPa以上）で測定を行う場合、試料のP波速度がダイヤモンドのS波速度と重なり、測定できなくなる問題があった。この問題を解決するために、2012年頃よりDAC-GHz音速測定の開発を始めた。ダイヤモンドアンビルの背面にZnOトランスデュサーをスパッターする方式で始めたが、この方法は、ZnOトランスデュサーに耐久性がなく、2014年ごろから別の方法（バファロッドの導入）に切り替えた。



図1　P波バッファロッドによるテスト風景。実際のDAC台座にダイヤモンドを装着し、その上にダミーサンプルとしてのステンレス箔を置き、爪楊枝端面で押し付けたところである。

2．P波バッファロッドによるテスト測定

図1、2に完成したP波バッファロッドによるテスト測定の風景と観測された波形を示している。当初は、バッファロッドとダイヤモンドアンビル間の音波の伝達が悪く、研究進展の渋滞となった。この問題は、アルカリ性溶液による接触面の清掃により格段に改善した。表面に対するアルカリ性溶液の効果の解明は、それ自体が興味深く、近日中に原子間力顕微鏡等を用いる分析を行う予定である。現時点では、酸性の酸化油脂被膜を効率的に除去できるのか、pHによる表面電位の変化によるものか、そのどちらかと考えている。

3．S波バッファロッドの製作

S波バッファロッドも製作中である。斜面で反射する変換S波を利用する。予備実験でS波の発生を確認できているが、完成品としてはまだできていない。

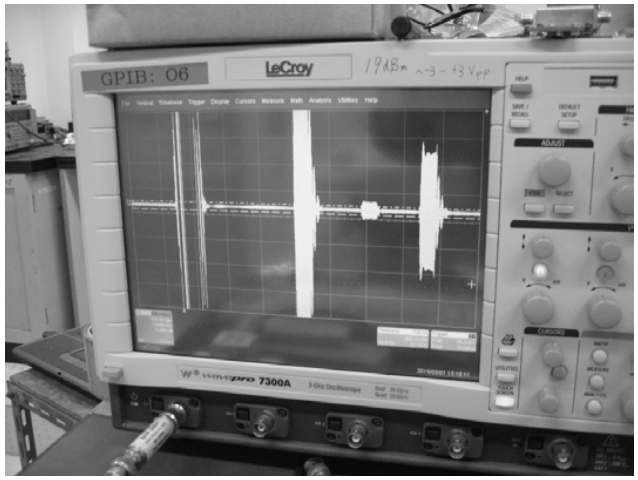


図2　図1での測定のオシロスコープディスプレイの写真。四つのシグナルが見えている。左端が励起パルスである。中央がバッファロッド端面から戻ってきた第一反射波、右端が第二反射波である。その中間に見える小さいシグナルがダイヤモンドからのシグナルである。相対的に小さく見えているが、十分なSN比は確保できている。

S07−P02

2次元円環状モデルを用いたスラブの挙動・形態に関する数値シミュレーション

#土田 真愛・亀山真典 (愛媛大 GRC)

Numerical simulations on the formation and behaviors of slabs in 2-D spherical annulus

#Mana Tsuchida, Kameyama Masanori (GRC)

1　はじめに

近年の地震波トモグラフィー研究により、マントル中に沈み込んだプレート (スラブ) は沈み込み帯ごとに異なる描像を示すことが明らかにされている。その例として、660 km 不連続面で水平に横たわり停滞するもの (いわゆる「停滞スラブ」) や 660 km 不連続面で停滞せずにすぐ下部マントルに到達するもの (いわゆる「貫入スラブ」)、などが挙げられる。このようなスラブの挙動・形態の違いが生じる原因を探るため、マントル中に沈み込むプレートの数値シミュレーション研究がこれまでにも多く行われてきたが、そのほとんどは 2 次元の箱型形状モデルに基づくものに限られていた。そこで本研究では、地球の曲率の効果を模した 2 次元の円環状モデルを新たに開発し、これを用いてプレート沈み込みの数値シミュレーションを行う。これにより、地震波トモグラフィー研究によって観測されているような様々なスラブの挙動・形態の再現とそれらの発現する条件の解明を目的とする。

2　研究手法

外径 $r_{\max} = 6400$ km、内径 $r_{\min} = 4400$ km の 2 次元円環の 8 分の 1 (45 度分) に相当するモデル領域内において、冷たいスラブの沈み込みと海溝後退の動きによって駆動されるマントル物質の熱対流を考える (図 1 参照)。地表面では「海溝」より左側に海洋プレート、右側に大陸プレートを設置し、それぞれに一定の速度を与えて運動させる。海洋プレートの動く速度 $v_{\rm pl}$ は右向きを正、大陸プレートの動く速度 $v_{\rm tr}$ は左向きを正として、両者が「海溝」において $v_{\rm c} = v_{\rm pl} + v_{\rm tr}$ の速度で収束するようにとる。海洋プレートの沈み込みは、最大深さ 400 km まで「海溝」から右斜め下方に延びる「流路」に沿って低温の流体を一定速度 $v_{\rm pl}$ で流し込むことによってモデル化している。ここでは、$v_{\rm tr}$、$v_{\rm pl}$、上部 - 下部マントル間の粘性ジャンプ γ_η、660 km 不連続面におけるクラペイロン勾配 Γ の 4 つのパラメータを系統的に変化させて数値シミュレーションを行い、各条件下でのスラブの挙動・形態を調べた。

3　結果・考察

合計 160 通り以上のシミュレーションを行った結果、$v_{\rm tr}$、$v_{\rm pl}$、γ_η、Γ の 4 つのパラメータの組み合わせによって異なる挙動・形態が発現し、それらによって地震波トモグラフィーで観測されるスラブの多様さを十分網羅しうることが分かった。またシミュレーションで発現するスラブの挙動・形態は、(1) 下部マントルに即座に「貫入」、(2) 不連続面で「蓄積」、(3) 不連続面上に「浮揚」、(4) 不連続面で水平に横たわるように「停滞」、(5)「停滞」したのちに下部マントルへ「崩落」、という 5 つのタイプに分類することができた (図 1 参照)。なおこれらの結果は 2 次元箱型モデルによる先行研究とほぼ一致しており、少なくとも 2 次元モデルを用いた場合には地球の曲率が沈み込むスラブの挙動に与える影響はさほど大きくないことが示唆される。

加えて、本研究のシミュレーションと地震波トモグラフィーで得られているスラブの形態を比較することによって、沈み込み帯における各パラメータ値の制約を試みた。プレート収束速度 v_c $(= v_{\rm tr} + v_{\rm pl})$ と沈み込みの継続時間の双方が十分制約されている複数の沈み込み帯について比較を行った結果、660 km 不連続面のクラペイロン勾配 Γ、粘性ジャンプ γ_η に関する強い制約は得られなかったものの、沈み込んだスラブの形態から海溝後退速度 $v_{\rm tr}$ を有意に制約できることが分かった。このことはプレートとプレートの相対速度 v_c という観測量からプレートの絶対速度 ($v_{\rm tr}$ や $v_{\rm pl}$) を導き出す上で、沈み込んだスラブの形態が重要な制約条件になり得ることを意味している。

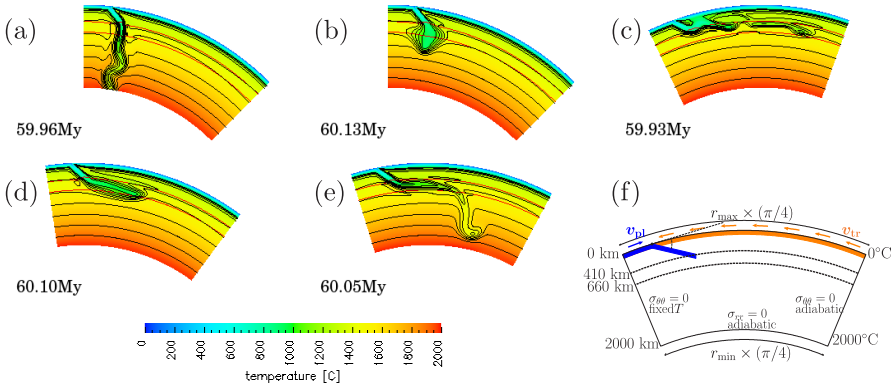


図 1: (a-e) シミュレーション結果の例と (f) 使用したモデルの概略図。それぞれ (a)「貫入」; (b)「蓄積」; (c)「浮揚」; (d)「停滞」; (e)「停滞」+「崩落」の場合を示す。

S07－P03

表面波二点法解析による位相・振幅比データを用いた北米大陸下の3次元 S 波速度構造

#浜田　広太，　吉澤　和範（北大理）

3-D shear wave structure beneath the North American continent using interstation phase and amplitude data of surface waves

K. Hamada and K. Yoshizawa (Hokkaido Univ.)

1．はじめに

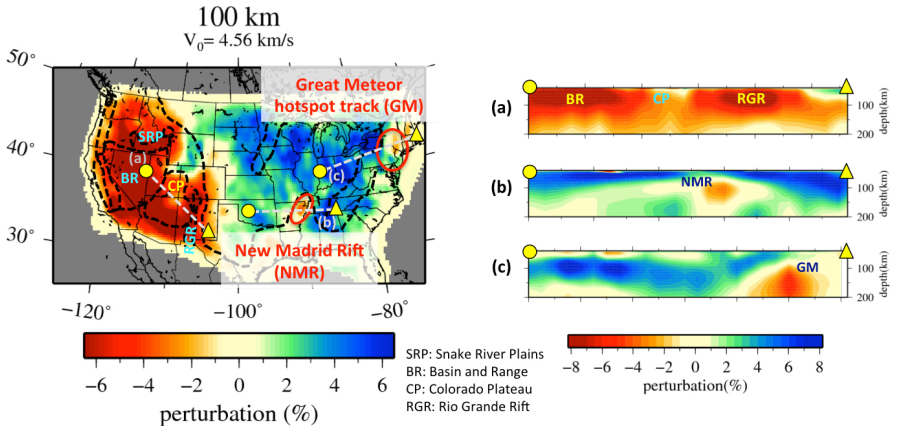
北米大陸はテクトニックな変動が顕著な西部と，クラトンを中心とする中央部～東部からなり，大陸の東西での水平不均質性が極めて大きい．近年，高密度な広帯域地震観測網（USArray）が展開され，地域的スケールでの高分解能なトモグラフィー研究が盛んに行われている．我々はこれまで，高密度アレイを活かした，2観測点間の非線形波形フィッティングによる位相及び振幅の計測を行い（Hamada and Yoshizawa, 2015, GJI），大量の位相・振幅データの同時インバージョンを通じて高精度な位相速度分布の復元を行ってきた．その結果，速度構造の空間2階微分の情報（波線収束の効果）を反映する振幅データが，より短波長の弾性的不均質構造の復元に有効であることが示されている．本研究では，位相速度分布から3次元 S 波速度構造を求め，米国全域の上部マントル構造について議論する．

2．データ及び方法

2007～2014 年に発生した M6.0～7.5 の地震について，米国の USArray の地震波記録を2点間非線形波形フィッティング法に適用し，基本モードレイリー波の位相速度及び振幅比を計測する．次に，収集された位相及び振幅データを同時にインバージョンし，位相速度分布及び観測点補正項のマッピングを行う．この際，位相と振幅データの重みは 4 対 1 とする．最後に，得られた周期ごとの位相速度モデルから，上部マントルの等方的3次元 S 波速度構造を復元する．

3．結果と考察

下図は北米大陸の深さ 100 km における S 波速度構造分布と，局所的な不均質構造を含む領域の鉛直断面図である．米国西部の火山地域での低速域や中央部～東部の高速域といった大規模な不均質性に加え，水平スケールが 200 km 以下の局所的な不均質構造もよく反映されている．右図（a）では，深さ 100 km 以浅で Basin and Range 及び Rio Grande Rift での低速域やコロラド高原の高速域，（b）では，ニューマドリッド地震帯における低速域，（c）では，100 km 以深の領域でのホットスポットトラックの低速異常が顕著に反映されている．これらのローカルな不均質構造は，位相データのみから得られた3次元モデルでは不明瞭であり，速度勾配の変化に敏感な振幅データを含めたインバージョンを行うことによって，顕著な異常として表れる．これは，高密度アレイの2点間振幅比の情報が，3次元 S 波速度構造モデルの空間解像度の向上に加え，速度摂動の大きさも含めた高精度な3次元モデル復元に極めて有効であることを示している．



図：（左）北米大陸の深さ 100 km における S 波速度構造モデル．（右）左図の直線(a),(b),(c)における深さ 50～200 km までの鉛直断面図．

S07－P04

日本海大和海盆下の上部マントル構造

#中東和夫（東京海洋大）・山下裕亮（京大・防災）・山田知朗・望月公廣・塩原肇・篠原雅尚（地震研）

Upper mantle structure beneath the Yamato Basin, Japan Sea

#Kazuo Nakahigashi(TUMSAT), Yusuke Yamashita(DPRI), Tomoaki Yamada, Kimihiro Mochizuki, Hajime Shiobara, Masanao Shinohara(ERI)

The Japanese Islands are located at subduction zones and have a high density of seismic stations. Many seismic tomography studies using land seismic station data were conducted to reveal the seismic structure. However, regional tomography using the land station data did not have a sufficient resolution to image a deep structure beneath the Japan Sea. To obtain the deep structure, observations of natural earthquakes within the Japan Sea are essential. Therefore, we started the repeating long-term seismic observations using ocean bottom seismometers in the Yamato Basin. In this presentation, we will report the image beneath the southern part of the Japan Sea.

日本列島には世界有数の密度で地震観測点が設置されており、得られたデータを用いた研究により、日本列島下に沈み込む海洋プレートや、海洋プレートからの脱水によると考えられる不均質構造などがイメージングされている．しかし、日本列島の背弧側には日本海が位置し、地震観測点がないため日本海下のマントルウエッジ構造や海洋プレートの様子は詳細には把握されていない．日本海下の深部構造を明らかにするには日本海で自然地震観測を行う必要がある．そこで本研究では日本海南部の大和海盆から中部日本にかけての上部マントル構造を明らかにすることを目的として長期観測型海底地震計を用いた観測を実施した．

観測は2013年から大和海盆において広帯域海底地震計3台、短周期観測型海底地震計3台、合計6台の長期観測型海底地震計を用いて、繰り返し観測を実施している．2016年8月に3回目の繰り返し観測を終了する予定である．観測点の位置は過去に行われた研究で得られた成果[1)]を参考に決定した．

これまでに得られた海底地震計データと陸上観測点データを用いて走時トモグラフィー解析[2)]を行った．得られたP波速度構造は暫定的な結果であるが（図）、大和海盆南部の上部マントルは中央部と比較して低速度であることが分かった．この特徴は陸上観測点で観測された表面波を用いた解析[3)]とも調和的である．今後は3回目の観測データの追加、解析領域の広域化などを行い、さらに精度良く大和海盆周辺の上部マントル構造を明らかにする予定である．

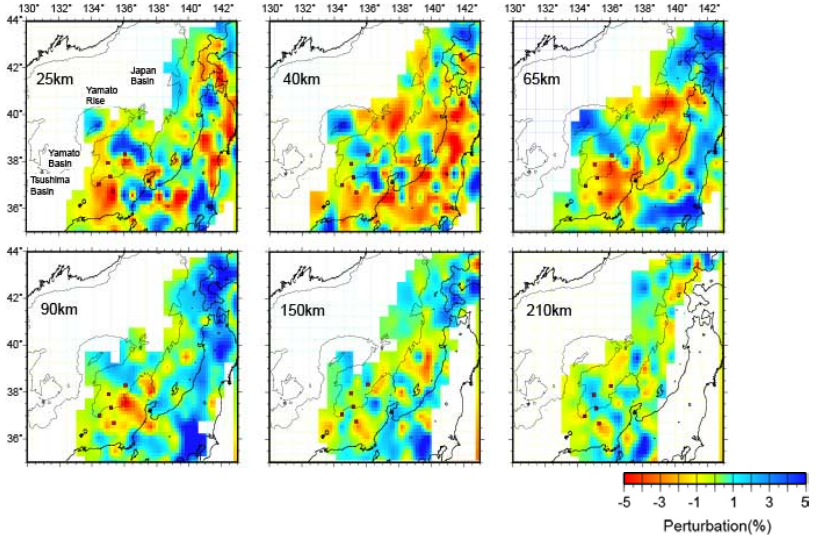


図　走時トモグラフィー解析で得られた暫定的なP波速度構造の水平断面図．カラースケールはiasp91モデル[4)]からの地震波速度のずれを示す．各図中の数字は深さを示す．赤四角は海底地震計の位置を示す．

参考文献:
1) Nakahigashi et al., (2015) JGR doi:10.1002/2014JB011781.
2) Zhao et al., (1992) JGR 97, 19,909-19,928.
3) Yoshizawa et al., (2010) PEPI. 183, 4-19.
4) Kennett et al., (1991) GJI. 105(2) 429-465.

謝辞：本研究は文部科学省委託研究「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として行われた．

S07－P05

ScS–S走時差の補正について

#田中聡（JAMSTEC）

On correction of ScS–S differential travel times

#Satoru Tanaka (JAMSTEC)

1．はじめに

震央距離30°-80°におけるScS–S走時差は、観測できる機会が多いため、下部マントルのS波速度不均質を推定する際によく利用されてきた。最近は、新たに観測されたScS–S走時差を既存の3次元モデルで補正して、マントル最下部近傍の不均質性を議論する例も多い。しかしながら、補正値はモデルによって異なり、補正後のデータのばらつきが必ずしも小さくならない場合が見受けられる。そこで、ScS–S走時差データの有効な利用法を検討するために、ScS反射点が近接するデータを集め、既存の3次元モデルによる補正の有効性を検証した。

2．データ・解析方法

フィリピンとその周辺域直下にScS波の反射点を持つような地震と観測網の組合せに注目した。これまでに、F-net、NECESSAray、INDEPTHなどの定常・臨時広帯域地震観測網とタイのチェンマイ観測点（CHTO）で得られた南西太平洋や西太平洋を震源とする地震の記録を収集した。変位波形のTransverse成分からScS–S走時差を波形の相互相関をつかって測定した。得られたデータの震央距離範囲は40–60°、総数は262個である。観測波形の卓越周期が約10秒だったので、PREMの周期1秒のS波速度構造を10秒の場合に補正した値から計算した走時差を基準として残差をとった。既存の3次元速度構造モデルとして、S16U6L8(Liu & Dziewonski, 1998)によるS波速度揺らぎとGAP-P4 (Obayashi et al., 2013)によるP波速度揺らぎをS波に変換した場合による残差の補正値を比較した。

3．結果と議論

測定されたScS–S走時差残差の平均値は1.0秒、標準偏差は2.6秒であった。S16U6L8による補正の結果、残差の平均値は–0.33秒、標準偏差は1.82秒まで改善されたが、データの精度（約1秒）を考慮するとデータのばらつきがまだ大きく、補正が十分だとは言い切れない。一方、GAP-P4を用いる補正は、$R=\partial \ln Vs/\partial \ln Vp$の選択に大きく依存する。Bolton & Masters (2001)の地球規模の解析によると、Rは深さとともに増加する（地表付近でR~1.3、マントル最下部でR~3.5）。これをそのまま適用するとScS–S走時差残差の改善は見られないどころか、悪化した。しかし、Bolton & Masters (2001)は、マントル最下部における速度揺らぎが正の場合は、Rが深さとともに変化しないことも示唆している。また、フィリピンと周辺直下は大規模低速度体 (LLSVP)の外側にある。そこで、Karato (1993)を参考にR=1.7に固定した。その結果、補正後の残差の平均値は1.62秒と大きくなってしまったが、標準偏差は1.28秒となりデータの精度と同程度になった。

ここに示したS16U6L8と修正GAP-P4によって生じる違いは、マントル遷移層から下部マントル上部におけるプレート構造の分解能に依存する。特に震央距離40-60°では、下部マントルの上部でS波とScS波の波線が十分に近接しているとは言いがたい。例えば、修正GAP-P4にはジャワ海溝から沈み込むオーストラリア・プレートに相当する顕著な高速度域が確認できるが、S16U6L8ではよく分からない（図1）。修正GAP-P4に基づけば、S波走時は沈み込んだプレートの影響を受ける。

以上のように、震央距離が比較的短い場合のScS–S走時差を既存のS波3次元モデルで補正するだけでは不十分な場合がある。補正に用いる3次元モデルを選択する際には、残差そのものの改善も重要な指標であるが、残差のばらつきや波線と不均質構造の関係にも留意すべきであることが示唆される。

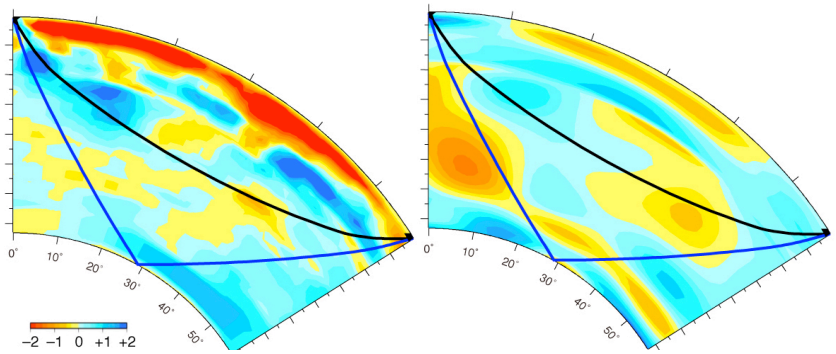


図1　ジャワ島から中国北西部にかけての断面上に投影したS波（黒先）とScS波（青線）の波線とS波速度の揺らぎ（左：GAP-P4によるP波速度揺らぎを1.7 倍。右：S16U6L8。カラーバーはS波速度揺らぎ(%)。断面左端上が震源、右端上が観測点にあたる。

S09－P01

大地震後の地震活動の見通しに関する情報について

#榊原良介（文部科学省）・橋本徹夫・中村浩二・鎌谷紀子・武田清史・石垣祐三・迫田浩司・菅ノ又淳一・川合亜紀夫・森田裕貴・廣田伸之（気象庁）・中村雅基・岩切一宏（文部科学省）

Information about the forecast of seismic activities after a large earthquake

#Ryosuke Sakakibara (MEXT), Tetsuo Hashimoto, Koji Nakamura, Noriko Kamaya, Kiyoshi Takeda, Yuzo Ishigaki, Koji Sakoda, Junichi Suganomata, Akio Kawai, Yuki Morita, Nobuyuki Hirota (JMA) , Masaki Nakamura, Kazuhiro Iwakiri (MEXT)

地震調査研究推進本部地震調査委員会では、主要活断層帯で発生する地震や海溝型地震について地震発生可能性の長期的な評価[1)]を行い、地震発生確率を公表している。一方、短期的な予測については、平成10年に予測可能なものとして余震の見通しを取り上げ、「余震の確率評価手法について」[2)]を取りまとめた。余震確率の実施機関としての気象庁は、その手法に基づいて、規模の大きな地震が発生した後に余震活動の見通しを適時に発表してきた。

平成28年（2016年）熊本地震[3)]においても、4月14日のM6.5の地震を受け、「余震の確率評価手法について」に基づき、気象庁は4月15日に余震の発生確率等を発表した。その後、ごく近い場所で4月16日にM7.3の地震が発生し、「余震の確率評価手法について」が適用できない事象となったため、気象庁は以降の余震の発生確率の発表を取りやめた。熊本地震に際して、「余震の確率評価手法について」に基づいた情報発表には、より規模の大きな地震発生の可能性評価、周囲の活断層等を考慮した対応、受け手を意識した情報の公表の仕方、という3点の課題があることが浮き彫りとなった。

そこで、地震調査委員会の下の、地震活動の予測的な評価手法検討小委員会では6月13日の第7回会合より、「大地震後の地震活動の見通しに関する情報」についての検討を開始した。従来とは異なり、余震確率評価のみではなく、幅広く大地震後の防災上の呼びかけについての指針を検討している。「大地震後の地震活動の見通しに関する情報」は、余震を含めた地震活動に関する呼びかけと、活断層等に考慮した呼びかけの主に2種類から成っており、最大震度5弱以上の地震が発生した場合等、その直後から気象庁が発表することになる予定である。

7月現在、小委員会での議論は進行中であるが、この新しい情報については、
・大地震発生直後から1週間程度までは、本震―余震型の見極めを行わず、全ての大地震に対して余震確率ではなく過去事例に基づいた呼びかけを実施。
・大地震から1週間程度後からは、余震確率に基づいた防災上の呼びかけを実施。
・防災上の呼びかけは、余震確率値を用いるのではなく、例えば「最大震度〇以上の地震が発生する確率は当初の〇分の1になったが、平常時（地震発生前）の〇倍」といった表現を使用。
・余震確率の算出には、従来用いていた改良大森公式とG-R式の組み合わせだけでなく、ETASモデルを併用。
・地震発生場所付近で長期評価が実施されている活断層等[1)]との位置関係に基づき、これらに考慮した防災上の呼びかけを実施。
といった改善策を検討している。

このような新しい情報の導入により、大地震発生直後の、余震確率の算出に必要なパラメータが安定するまでの間でも適切な防災上の呼びかけが行えるようになる他、これまでに地震本部が行ってきた活断層調査等の成果を、平常時だけではなく大地震直後の防災上の呼びかけにも活用することができるようになるため、更なる被害の軽減につながることが期待される。

地震調査委員会は「大地震後の地震活動の見通しに関する情報」についての報告書を平成28年8月に取りまとめる予定であり、発表ではその内容について紹介する。

参考文献

1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：地震発生可能性の長期評価
http://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/
2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(1998)：余震の確率評価手法について（平成10年4月8日公表）
http://www.jishin.go.jp/reports/research_report/aftershock/yoshin2_yoshin2/
3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2016)：平成28年（2016年）熊本地震の評価（平成28年5月13日公表）
http://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_kumamoto_3.pdf

S09－P02

グローバルスケールでの重力の時間変化と背景地震活動度との関係

#三井雄太（静大理）・山田京平（元・静大理）

Relation between gravity changes and background seismicity rates in a global scale

#Yuta Mitsui (Sci., Shizuoka Univ.),
Kyohei Yamada (formerly Sci., Shizuoka Univ.)

1. はじめに

地表重力の値は、地球の回転・地形・地下に存在する物質の密度を反映する。特に、地下の物質の密度情報と地震発生を関連づけた議論が盛んに行われてきた(例えばKostoglodov et al., 1996; Song and Simons, 2003)。これらの多くは、重力の空間分布に注目している。

一方、近年、地表重力の時間変化が観測されるようになった。衛星重力ミッションGRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment)は、2002年の打ち上げ以来、全地球上の重力の時間変化を数百kmの空間スケールで測り続けている。この重力の時間変化は、主として地表付近の水の動きによるものと考えられている(例えばWahr et al., 2004)。

地表付近の水の動きは、荷重変形による地下の応力場擾乱(Heki, 2003)や流体の浸潤による断層上の摩擦変化(Talwani, 2007)を生じさせ得るため、地震活動へ影響を与えることが示唆されてきている。

本研究では、GRACEのデータと地震活動のカタログデータとに基づいて、グローバルスケールの重力の時間変化と地震発生との関連を議論する。

2. 手法

2002年4月から2015年1月にかけての、GRACEのレベル３データ(陸域)を利用する。空間グリッドは緯度方向・経度方向とも１度ずつ、時系列のサンプリング間隔は約１ヶ月で、欠損データに対しては前後の月のデータからの線形補間を行った。この時系列データに対し、まず線形回帰でトレンド推定を行った。さらに、トレンドの残差に対して、12ヶ月周期の三角関数を線形回帰し、重力の年周変化の振幅を推定した。

地震活動データに関しては、USGSのカタログからM4以上のものを選択した。大きな地震の余震の影響を取り除くため、ETASモデル(Ogata, 1988)の非線形フィッティングを行い、背景地震活動度μを抽出した。フィッティングは滑降シンプレックス法で行った。

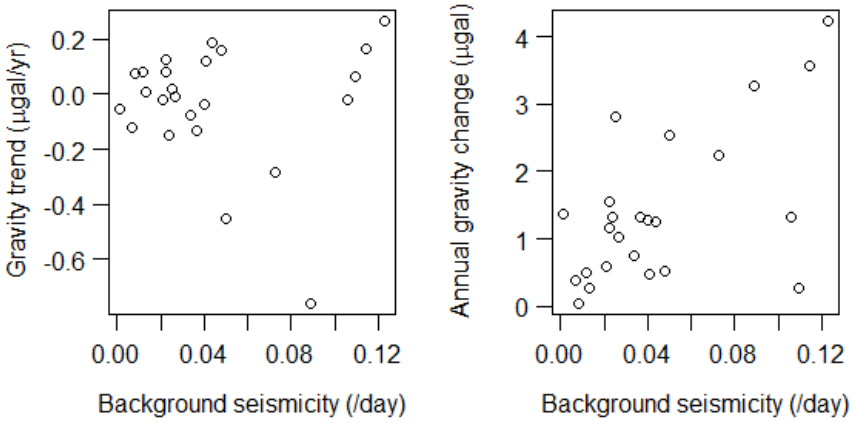
上記のように推定した、重力変化のトレンド/年周変化の振幅と、背景地震活動度μとを、比較する。

3. 結果

背景地震活動度の安定した推定には、空間領域内で一定の地震数が必要となる。予備的検討の結果、全世界を緯度/経度で10度ずつに区切り、その空間範囲内で月に平均3回以上のペースで(M4以上の)地震が発生している場所を選択することにした。重力データも同範囲内で平均化し、トレンド推定と年周変化の振幅推定を行った。

結果を下図に示す。左下図は重力のトレンドと背景地震活動度、右下図は重力の年周変化の振幅と背景地震活動度との関係を示す。

ピアソン相関係数をとると、左下図では-0.03、右下図では0.60(p値は0.002)となり、右下図の「重力の年周変化の振幅と背景地震活動度」については、ある程度有意な相関がみられた。これは、荷重変形もしくは流体浸潤の年スケールのサイクルが実際に地震活動へ影響を与えていることを示唆する。



S09－P03

DONET波形による2016年4月1日三重県南東沖地震（M_J6.5）とその余震の相対位置関係

#利根川貴志・中野優（JAMSTEC）

On the locations of the April 1, 2016 Mie-ken Nanto-oki earthquake and its aftershocks derived from DONET waveforms

#Takashi Tonegawa, Masaru Nakano (JAMSTEC)

1. はじめに

2016年4月1日に三重県の南東沖でM_J6.5の地震が発生し、震源直上に設置されていたDONETで地震計記録を取得することができた。また、この地震に伴う余震記録も4月3日までに100個以上観測された。しかし、この本震・余震活動は、（1）余震活動は本震の後約10分後から開始、（2）本震の位置と余震活動が活発な場所は（水平距離で）約10 km離れている、というやや不思議な特徴がある。そのため、DONET記録を使ってこれらの発生場所を抑えることは非常に重要だと考えられる。本研究では、まず、余震の波形記録に含まれるPs変換波を用いて、余震が大陸地殻・プレート境界・海洋性地殻のどこで起きたのか見当を付ける。次に、本震の波形を用いて、本震がどこで起きたのかを議論する。また、これらの本震・余震の発生場所を検討する際、DONETで観測された深発地震の記録も使ってより精度を上げる。

2. 余震の発生場所

図1(b)はKME19で観測された余震波形のradial成分を、P波の到達時刻を0秒（図1a）にしてSP時間で並べたものである。この波形を見ると、P波到達から遅れて約1.5秒付近に最初のPs変換波が現れる。これは付加体最上部の堆積層の底からのPs変換波で、それより後ろは約3.5秒のS波到達まで付加体内部の不連続面からのPs変換波が続く。着目するPs変換波はS波直前の約3.3秒付近に確認できるもの（図1赤矢印）で、これがどのようなものかを調べるために、深発地震の波形と比較した。図1(c)を見ると、約3.25秒に余震波形に見られたものと同様のPs変換波を確認することができる。また、特徴的なことは、余震が起きているところ（SP時間3.4–3.6秒付近）には顕著なシグナルが確認できず（図1青矢印）、次のPs変換波は約4.25秒に確認できる（図1c矢印）。ここから推測できることは、（1）余震が起きている深さに顕著な不連続面は確認できない、（2）余震域の上、約1.2~1.6 kmに不連続面が存在、（3）余震域の直上・直下の不連続面は約6~8 kmほど離れている。これらのことから、余震域直上の境界面がプレート境界で、直下の境界面が海洋性モホ面となり、余震は海洋性地殻内で起きていると考えることができる。

3. 本震の発生場所

次に、本震の発生場所を推定するために、KME18で観測された本震と深発地震のradial成分の波形を比較した。その結果、本震のSP時間と深発地震のPs–P時間はそれぞれ2.75秒、2.70秒であった。このまま時間差だけから推測をすると、境界面のほうが浅くなると予想される。しかし、実際は本震の震央がKME18から5 kmほど離れているため、本震と深発地震からの波線経路は異なっている。これを考慮するため、1次元速度構造を仮定して、KME18からの距離に応じて本震のSP時間を説明する深さがどのように変化するのかを計算した。また、KME18からプレートの沈み込み方向に沿った測線に震央を投影した結果、その間の距離が約4 kmであった。これらの結果から、4 km離れている場合、本震は境界面よりも約2 km浅いところに推定された。

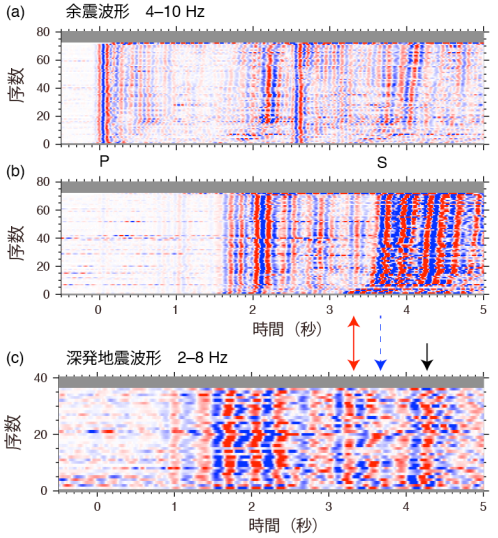


図1. (a–b) KME19で観測された余震の強震計波形をP波到達時刻を0 秒にして、SP時間順で並べたもの．周波数帯域は4–10 Hz．（a）UD成分，（b）radial成分．(c) 深発地震の広帯域波形のradial成分をP波到達時刻を0 秒にして並べたもの．周波数帯域は2–8 Hz.

謝辞：本研究ではDONETの記録を使用いたしました。記して感謝いたします。

S09－P04

2016年4月1日三重県南東沖地震（M_{JMA}=6.5）の地震活動解析

#中野優・神谷眞一郎・鈴木健介・尾鼻浩一郎・山下幹也・利根川貴志・仲西理子・堀高峰・小平秀一・荒木英一郎（JAMSTEC）・高橋成実（NIED, JAMSTEC）

Hypocenter determinations of the off-Mie earthquake (MJMA=6.5) and its aftershocks

#M. Nakano, S. Kamiya, K. Suzuki, K. Obana, M. Yamashita, T. Tonegawa, A. Nakanishi, T. Hori, S. Kodaira, E. Araki (JAMSTEC), N. Takahashi (NIED, JAMSTEC)

はじめに：2016年4月1日午前11:39（JST）頃、三重県南東沖、熊野灘下でM_{JMA}=6.5の地震が発生した。この地震の震央は1944年東南海地震の震源域にあり、将来起きると懸念される南海トラフ地震への影響が危惧される。本研究では、震源域直上に展開され、防災科学技術研究所と海洋研究開発機構が連携して運用を行っている地震・津波観測監視システム（DONET）の記録を用い、本震および余震の震源分布について詳しく調べた。

熊野灘下ではフィリピン海プレートが北西方向に約6cm/yrの速度で沈み込んでおり、従って水平方向の構造不均質が無視できない。ここではNakano et al. (2015) に従い、三次元地震波速度構造を用いて震源決定を行った。速度構造はNakano et al. (2015) で構築したモデル（N15モデル）およびNakanishi et al. (2016, submitted) による、南海トラフの三次元地震波速度構造（Nankaiモデル）を用いた。これは、南海トラフに沿って数多く行われた構造探査や地震波トモグラフィーを基に、構造的解釈を交えつつ総合的に再解析することによってフィリピン海プレート形状および三次元のP波速度構造を構築したものである。従ってN15モデルよりも実際の構造を反映していると考えられる。S波速度は、Vpに応じてVp/Vs比を1.73から3.32の間で設定した（Takahashi et al., 2002; Obana et al., 2009）

震源決定：初動読み取り値は、震源域直上に位置するDONET1のD, Eノードに接続された観測点のみを用いた。これは、遠くの観測点では波線が深部を通り、構造探査では十分な精度でモデル化されておらず、構造の不確定性の影響を受けると考えられるためである。走時のO-Cの平均から各観測点におけるサイト補正値を計算し、これを用いて観測走時を補正、震源の再決定を行った。4月30日までの地震についてこのプロセスを3回繰り返した。サイト補正後の走時残差RMSはNankaiモデルがわずかに小さく、0.05秒程度となった。

Nankaiモデルを用いた場合の震源分布を図1に示す。この地震で特徴的なのは、本震と余震の間に明瞭なギャップが見られることである。通常余震は本震の破壊域とその周辺に分布すると考えられるが、この地震の場合、余震は本震から北西に約10km離れた狭い範囲に分布している。本震の深さは約8km、付加体下部から大陸地殻で起きたと考えられる。一方、余震は深さ10-13kmに分布し、海洋地殻内で起きたと考えられる。余震は北東―南西方向にほぼ直線状に配置し、北西傾斜の面に分布している。本震は余震が分布する面の延長からは外れており、これらが一つの断層面で起きたのかは不明である。余震は北東と南西それぞれ二つのクラスターに分かれている。N15モデルを用いた場合は震源深さが1km程度浅くなるが、ほぼ同様の結果となった。

議論：今回の地震の震源域において、これまでDONET観測開始以来、微小地震を含めて地震活動は殆ど見られなかった。また5月以降、余震の活動はほぼ終息したと見られる。この地震が将来起きると懸念される南海トラフ地震にどのような影響があるのか、震源分布やメカニズム解析などによって詳しく検討していく必要がある。また、今後の地震活動についても詳しくモニタしていく必要がある。

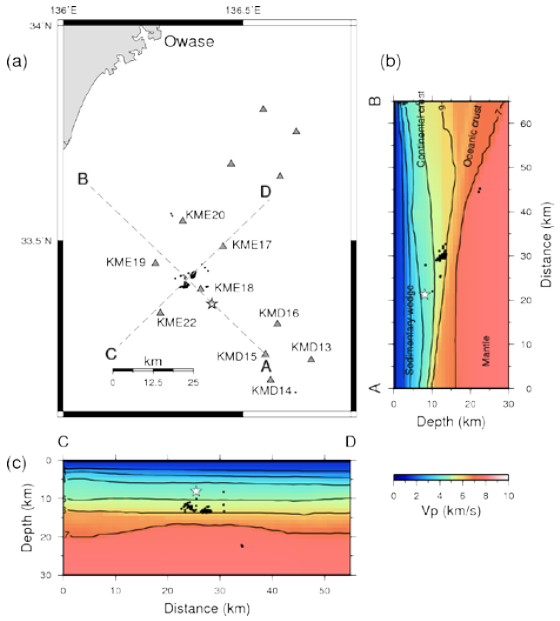


図 1. (a) 2016 年 4 月 1 日三重県南東沖地震の震源分布。☆：本震、●：余震。△：DONET 観測点。(b, c) A-B 測線および C-D 測線に沿った断面。背景の色は震源決定に用いた P 波速度構造（Nankai モデル）を示す。

S09－P05

DONETを用いた南海・東南海地震の震源域近傍の地震活動

#鈴木健介・神谷眞一郎（JAMSTEC）・高橋成実（JAMSTEC・NIED）

Seismicity near the Nankai and Tonankai earthquakes detected by using data recorded at DONET stations

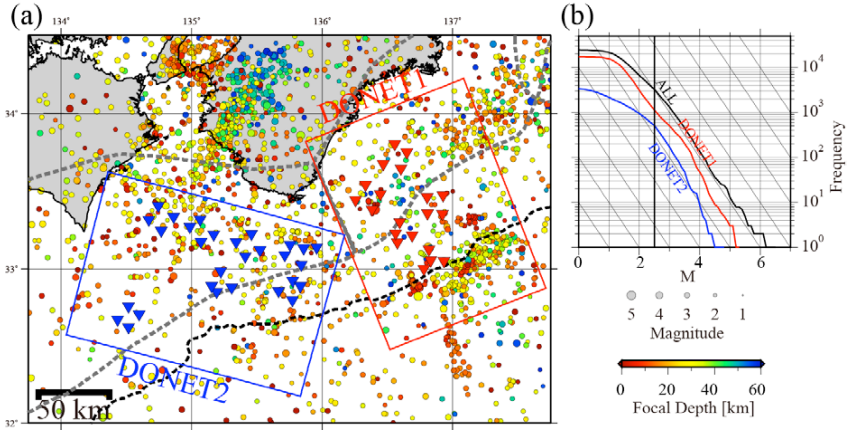
#Kensuke Suzuki, Shin'ichiro Kamiya (JAMSTEC), Narumi Takahashi (JAMSTEC・NIED)

海洋研究開発機構は，南海トラフで発生する地震・津波を常時監視することを目的として熊野灘から室戸沖にかけて地震・津波観測監視システム（**D**ense **O**ceanfloor **N**etwork system for **E**arthquakes and **T**sunamis: DONET）の構築をおこなってきた。熊野灘に展開されている DONET1 は 2011 年 8 月，室戸沖に展開されている DONET2 は 2016 年 3 月に全観測点の構築が終了し，現在 DONET1&2 の両者が運用されている。構築作業終了後の 2016 年 4 月 1 日より DONET は，海洋研究開発機構から防災科学技術研究所に移管され，両者が連携して運用・保守をおこなっている．

DONET の各観測点には，広帯域地震計・強震計・ハイドロフォン・微差圧計・水晶水圧計・温度計が設置され，多項目の観測がおこなわれている．海洋研究開発機構では，WIN システム（卜部・束田，1992）を用いた自動処理によって広帯域地震計記録から気象庁一元化カタログとは別に独自に地震の検知をおこない，南海・東南海地震の想定震源域近傍の地震カタログを作成している．陸上観測点から離れた南海・東南海地震の震源域からトラフ軸にかけて地震計が設置されているため，陸上観測点のみでは捉えることのできない微小地震が検知されている．そのため，陸上観測点のみを用いた場合よりも詳細な地震活動モニタリングが可能となっている．地震活動は，地震発生域の応力状態とその変化を反映しており，地震発生メカニズムを理解する上で重要かつ基礎的な情報である．本発表では，我々が作成・更新している地震カタログの性質を理解し，南海・東南海地震の震源域近傍の地震活動を評価することが目的である．

地震カタログ（2011/08/01 ~ 2016/06/30）の累積頻度分布（図 b）に注目すると，DONET1 領域においては M≧1.5，DONET2 領域においては M≧2.5 の範囲で概ね Gutenberg-Richter 則を満たし，その傾きは約 1 である．それぞれの領域における検知能力の下限は，M=1.5 と M=2.5 であることがわかる．DONET2 領域においては，順次進められた観測点の構築作業の完了後間もないために，地震カタログの作成期間において観測点分布にばらつきがある．そのため，時空間的に均質な地震カタログが得られておらず，地震活動の詳細な検討をおこなうためにはデータの蓄積を待つ必要がある．

2004 年紀伊半島沖地震の本震・最大余震の震源域近傍において現在も余震活動が継続している．一方，南海・東南海地震の震源域において地震活動は 2016 年 4 月 1 日に熊野灘で発生した M_{JMA}=6.5 の地震とその余震を除いて低調である．今後は，データの蓄積を待ち，領域ごとの検知能力を評価するとともに地震活動度の時空間変化に注目していきたい．



図．DONET を用いた地震活動．（a）震央分布図．ただし，M≧2.5 かつ震源深さが 60km より浅い地震のみを表示している．●：震央，▼：DONET1 観測点，▼：DONET2 観測点をそれぞれ示す．灰色の破線で南海・東南海地震の震源域（地震調査研究推進本部，2001 ）を示す．（b）累積頻度分布図．図（a）中に示した矩形領域内（－：DONET1，－：DONET2）と全域（－）で発生した地震の累積頻度分布を示す．

S09－P06

沈み込む海嶺に影響された南海トラフ東部の浅部超低周波地震分布

#藤亜希子・尾鼻浩一郎・荒木英一郎（海洋研究開発機構）

Distribution of shallow very low frequency earthquakes in the eastern Nankai trough influenced by a subducted ridge

#Akiko To, Koichiro Obana, Eiichiro Araki (JAMSTEC)

The activity of very low frequency earthquakes (VLFEs) in the shallow accretionary prism of the eastern Nankai trough has been observed frequently in the past. Two previous studies based on close-in observations by broadband ocean bottom seismometers (BBOBS) provided different views pertaining to the distribution of VLFEs; one showed that the events that occurred in 2009 were located along the plate boundary (Sugioka et al., 2012) and the other showed that the events in 2011 were located at a much shallower depth than what was previously reported (To et al., 2015).

In this study, we investigated the distribution of VLFEs that occurred in October 2015, which were recorded by BBOBSs of DONET1 network. The network covers the study areas of the two previous studies; therefore, it is suitable for examining the cause of the two different views of the distributions obtained previously.

First, all the detected events, including the small sized ones, were listed and located using conventional methods such as the envelope correlation method. However, the results seemed to be largely scattered due to noise and the effect of 3D structures that could not be properly handled. Then, we introduced hierarchal clustering analyses, based on measured travel time patterns among stations obtained for each event. The analyses enabled the assessment of relative locations among events. Finally, the locations of event-clusters were estimated, instead of individual events, so that the obtained locations seemed less scattered.

The obtained results indicate that the VLFE distribution is strongly influenced by a subducted ridge (Park et al., 2003) that exists beneath the northwestern side of the DONET1 network. The discrepancy between the two previous studies is likely due to considerations of different regions; one with (To et al., 2015) and the other without (Sugioka et al, 2012) the ridge on the subducting plate. Though the VLFEs are distributed from an area near the outer-ridge toward the trench axis in the region with a smooth plate boundary, they are clustered at a shallow depth near the outer-ridge in the region of the rough plate boundary. The VLFEs are clustered on the landward side of the peak of the subducted ridge; this could be explained by an elevated pore pressure in the region caused by the low-permeability oceanic ridge that may have clogged the up-dip pathway of the fluid along the decollement zone. The along-strike variation of the stress state, inferred from the VLFE distribution, should be an important factor in assessing the strain release pattern and the tsunamigenic potential in the shallow plate boundary.

Acknowledgment

We thank Mikiya Yamashita, Kaoru Takizawa, Ayako Nakanishi and Jin-Oh Park for the help to use the structural profiles obtained from active source surveys.

References

Park, J.-O., Moore, G. F., Tsuru, T., Kodaira, S., & Kaneda, Y. (2003). A subducted oceanic ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture. Earth and Planetary Science Letters, 217(1-2), 77–84.

Sugioka, H., Okamoto, T., Nakamura, T., Ishihara, Y., Ito, A., Obana, K., et al. (2012). Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip. Nature Geoscience, 5(6), 414–418.

To, A., Obana, K., Sugioka, H., Araki, E., Takahashi, N., & Fukao, Y. (2015). Small size very low frequency earthquakes in the Nankai accretionary prism, following the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 245(C), 40–51.

S09－P07

南西諸島北部の海溝軸付近で発生する浅部低周波微動について

#山下裕亮（京大防災研）・八木原寛・平野舟一郎・小林励司・宮町宏樹・中尾茂・後藤和彦（鹿児島大）・馬越孝道（長崎大）・内田和也・松島健・清水洋（九大地震火山セ）・中東和夫（東京海洋大）・山田知朗・篠原雅尚（東大地震研）

Shallow low-frequency tremor occurring near trench region of the northern part of Nansei-shoto Island

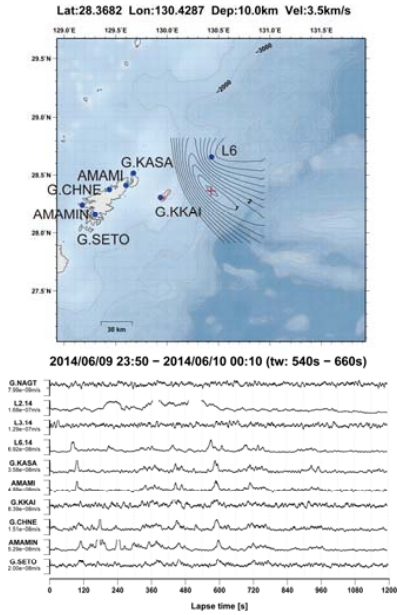
#Y. Yamashita (Kyoto Univ.), H. Yakiwara, S. Hirano, R. Kobayashi, H. Miyamachi, S. Nakao, K. Goto (Kagoshima Univ.), K. Umakoshi (Nagasaki Univ.), K. Uchida, T. Matsushima, H. Shimizu (Kyushu Univ.), K. Nakahigashi (TUMST), T. Yamada, and M. Shinohara (The Univ. of Tokyo)

・はじめに

鹿児島県の屋久島から奄美大島にかけての南西諸島北部域は，フィリピン海プレートの沈み込みにともなう地震活動が活発な領域である．この領域のより正確な地震活動の把握およびプレート形状の推定を目的として，鹿児島大学を中心に2014年4月より長期海底地震観測を行っている [八木原・他，2014 SSJ]．この観測期間中に，南西諸島北部の海溝軸付近で，より北側の日向灘で活動が確認されている浅部低周波微動 [Yamashita et al., 2015] と同様のシグナルが確認された．南西諸島海溝では，すでに浅部超低周波地震が発生していることが報告されているが [例えば，Nakamura and Sunagawa, 2015]，浅部低周波微動については陸上観測点からのモニタリングでは震央位置の推定が困難なこともあり，活動の詳細な報告はない．本発表では，この観測期間中に発生した浅部低周波微動活動について，海底地震計のデータを加えて行った解析について報告する．

・解析

解析では，2014年4月から実施している海底地震観測点の連続データに加え，南西諸島北部域に展開されている鹿児島大学，気象庁，防災科学技術研究所の定常観測点および鹿児島大学の臨時観測点のデータを使用した．イベント検出はモニター波形およびランニングスペクトル等の記録から目視によって行い，エンベロープ相関法 [Obara, 2002] による震源決定を行った．なお，観測点間隔が広いため，深さ方向については10kmに固定して計算を行った．右図は2014年5月～6月に発生した浅部低周波微動のうち，6月9日に発生したイベントの水平2成分合成のエンベロープ波形例（BPF:2-4Hz）と推定された震央位置（赤十字）を示す．奄美大島周辺で発生するイベントについては，島内の観測点が複数点あるため，海底地震計のデータを加えることで震央位置の推定精度が向上した．陸上点が少ない奄美大島以北の領域でも，現在6点の海底地震観測点が稼働中で，これらのデータを用いることで日向灘から奄美大島周辺域にかけての浅部低周波微動活動の空間分布が明らかにされると期待される．



・謝辞

海底地震計の設置・回収作業は，長崎大学水産学部附属練習船長崎丸の教育関係共同利用に基づき実施されました．本研究を実施するにあたり，気象庁，防災科学技術研究所のデータを使用しました．また，東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました．記して感謝の意を表します．

S09－P08

南鳥島の広帯域地震観測データを使った震源位置の評価

#田中昌之・勝間田明男・弘瀬冬樹・藤田健一（気象研）・石原　靖（JAMSTEC）・竹内　希（東大地震研）

Evaluation of Hypocenters Using Broadband Seismic Observation Data on Minami-Tori-shima (Marcus Island)

#Masayuki Tanaka, Akio Katsumata, Fuyuki Hirose, Kenichi Fujita (MRI), Yasushi Ishihara (JAMSTEC), Nozomu Takeuchi (ERI)

○はじめに

南鳥島は、本州や小笠原諸島から 1,000 km 以上離れた日本最東端の島で、太平洋プレート上に存在する唯一の日本の領土である。太平洋プレートは年間約 10 cm の速さで概ね西進し、日本海溝及び伊豆・小笠原海溝などから沈みこんでいる。安定した長期観測が困難な海域をカバーする地球物理観測の拠点としての役割が期待されることから、地震研究所の一般共同研究からの支援を受けて、JAMSTEC・気象研・地震研の 3 者の共同運用で、2014 年 10 月に固有周期 120 秒の小型広帯域地震計（Nanometrics 社 Trillium-Compact-All-terrain）と SD カードに保存できる LS8800 データロガーを現地に設置した［石原・他, 2015, SSJ］。データ回収は気象庁南鳥島気象観測所の協力を得て行われている。

本システムでは、日本海溝～伊豆・小笠原海溝付近で発生するM5クラス以上の地震を捉えることができている。そこで、南鳥島の広帯域地震計から、気象庁一元化震源の震源位置を評価してみた。

○作業方法

手順1. 本システムが安定稼働している2015年2月以降に海溝軸付近で発生した地震（M5.0以上、深さ60 km以浅）を一元化震源から抽出し、JMA2001［上野・他, 2002, 験震時報］の速度構造を用いて南鳥島でのP波及びS波の理論走時を計算する。イベント23個抽出。

手順2. 南鳥島の該当時間の記録で地震波形が確認できれば、P波及びS波の到達時刻を検測し、一元化震源のOTが正しいと仮定してP波およびS波の走時を計算する。イベント17個認定。

手順3. 両者を比較し、走時差から一元化震源の震源位置を評価する。なお、比較のため日本海溝軸より陸側の地震を4個抽出し同様の処理を行った。

○結果

日本海溝軸付近で発生した地震（図1及び表1の①～⑥）の観測値はいずれも理論値よりP波で6～8秒、S波で17～23秒早い。これは太平洋プレート内を伝播する地震波がJMA2001の速度構造より早いことが起因しているものと思われる。これら地震の震源は、波の伝播が速い太平洋プレート内にあると考えられる。伊豆・小笠原海溝軸付近で発生した地震（一例として図1及び表1の⑪～⑯）については、日本海溝軸より陸側で発生した地震（図1及び表1の⑦～⑩）と同じく、P波は理論値と観測値に走時差は見られないことから、伝播速度の遅い領域を通過していると思われる。アウターライズに決まっている地震については、海溝軸より西寄りに震源があると思われる。

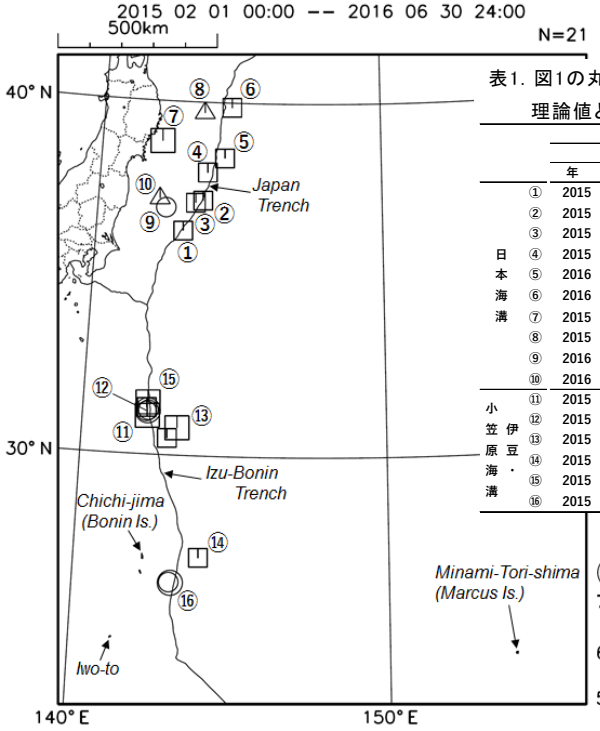


図1. 南鳥島の広帯域地震計で捉えたM5以上の地震について気象庁一元化震源をプロットした震央分布図

表1. 図1の丸数字の地震のP波とS波の理論値と観測値及びその差

		一元化震源 OT 年	月日	時分	秒	M	震央距離 (km)	観測値-理論値 (O-C) P走時差(s)	S走時差(s)
日本海溝	①	2015	327	1204	8.48	5.3	1698	-6.4	-17.5
	②	2015	413	0425	3.55	5.2	1736	-5.4	-17.2
	③	2015	904	0151	49.6	5.3	1744	-5.6	-18.0
	④	2015	1114	1921	41.69	5.1	1802	-6.5	-20.7
	⑤	2016	610	2107	3.76	5.1	1811	-8.0	-22.8
	⑥	2016	630	0312	43.23	5.2	1938	-6.5	-22.2
	⑦	2015	513	0612	58.45	6.8	1962	-0.6	-15.0
	⑧	2015	611	1345	27.69	5.9	1964	-0.2	-13.8
	⑨	2016	219	2213	50.89	5.3	1822	-2.2	-17.5
	⑩	2016	627	0757	4.32	5.9	1789	-1.0	-13.0
小笠原海溝・伊豆	⑪	2015	225	1600	59.32	6.1	1388	1.3	-6.3
	⑫	2015	511	0625	44.84	6.3	1395	-1.7	-12.3
	⑬	2015	531	0349	6.29	6.6	1289	-0.5	-11.1
	⑭	2015	817	0945	41.35	5.3	1053	-0.3	-9.5
	⑮	2015	902	0025	10.23	6.1	1409	0.1	-12.1
	⑯	2015	1120	1431	47.65	6.3	1118	2.6	-2.9

謝辞　国立大学法人、国立研究開発法人、官公庁及びその付属機関の地震波形を利用して気象庁・文部科学省が協力して処理した結果を使用させて頂きました。

S09－P09

海底地震観測データから推定される房総沖フィリピン海プレート上面深度

#伊藤亜妃（JAMSTEC）・杉岡裕子（神戸大理）・尾鼻浩一郎・中野優・山本揚二朗・末次大輔（JAMSTEC）・中東和夫（東京海洋大）・篠原雅尚（ERI）・日野亮太（東北大理）

Upper boundary of the Philippine Sea plate off Boso estimated from ocean bottom seismic observation

#Aki Ito (JAMSTEC), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.), Koichiro Obana, Masaru Nakano, Yojiro Yamamoto, Daisuke Suetsugu (JAMSTEC), Kazuo Nakahigashi (TUMSAT), Masanao Shinohara (ERI), Ryota Hino (Tohoku Univ.)

日本海溝域の南端に位置する房総沖では、相模トラフでフィリピン海プレートが北米プレートの下に沈み込んでおり、その境界ではプレート境界型の地震である 1703 年元禄関東地震（M7.9~8.2）が発生している[1]。地震の破壊域よりやや深部のプレート境界付近では、数年間隔で起きるスロースリップ現象が近年観測されている[2]。プレート境界の状態を理解する上で境界面の形状を知ることは重要であり、これまでに陸上地震観測網のデータに基づいたフィリピン海プレート上面の深さ分布が得られている[3][4]。本研究では、海域での地震観測データによりフィリピン海プレート上面の深さを推定した。

JAMSTEC では 2012 年 3 月から 2013 年 3 月までの約一年間、房総沖において 29 台の海底地震計を用いた観測を実施した。本研究ではこのデータに加え、ほぼ同時期に地震研究所により展開された計 50 台の海底地震計のデータ[5]と、房総半島に設置された Hi-net 観測点 15 点のデータを併せて解析に使用する（図 1）。

まず正確な震源分布を得るため、三次元構造を仮定した震源決定を行った[6]。気象庁一元化震源のうち約 1000 個の地震を対象とし、各観測点での P、S 波の到達時刻をデータとした。得られた震源は北米プレート内、フィリピン海プレート上面近傍[3][4]、太平洋プレート上面近傍[7]に集中して分布する。次に、震源が決まった地震について初動発震機構解[8]を求めたのち断層タイプを分類した[9]。逆断層型と決まった地震のうち節面のどちらかの傾斜角が 35 度以内の地震を低角逆断層型地震と定義をすると、その震源はフィリピン海プレート上面近傍と太平洋プレート上面近傍に分布する（図 1 に黄色丸で示す）。これらの地震がプレート境界で発生していると仮定した場合、フィリピン海プレート上面の深さはこれまでの結果よりも 5km 程度浅くなると推定される。今後は、これらの地震のメカニズム解とプレートの運動方向等から考えられるメカニズム解との整合性について検討していく。

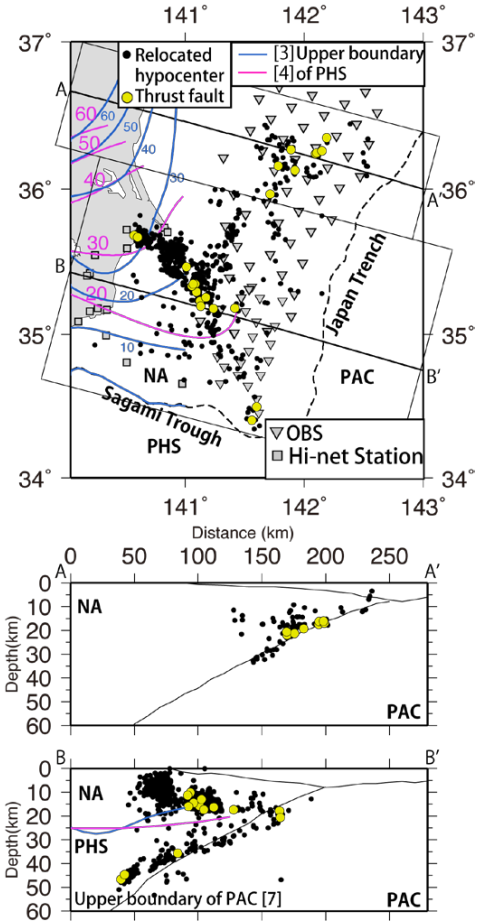


図 1　再決定した震源と低角逆断層型地震の分布図

謝辞：本観測は地震調査推進本部の受託研究「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」の一環として行われた。解析には気象庁一元化震源を使用しました。

参考文献：

[1] 宇佐美･他（2013）日本被害地震総覧599-2012. [2] Ogawa et al. (2007) EPS, 59, 1241-1245. [3] Hirose et al. (2009) JGR, doi:10.1029/2007JB005274. [4] Uchida et al. (2010) JGR, doi:10.1029/2009JB006962. [5] Shinohara et al. (2012) EPS, doi:10.5047/eps.2012.09.003. [6] Lomax et al. (2000) in Advances in Seismic Event Location, 101-134. [7] Nakajima et al. (2009) JGR, doi:10.1029/2008JB006101. [8] Snoke (2003) Academic Press, San Diego, Chapter 85.12. [9] Frohlich (1992) PEPI, 75, 193-198.

S09－P10

長期海底地震観測から得られた北海道・根室沖の大地震発生域周辺の地震活動

村井芳夫（北大理）・日野亮太（東北大理）・伊藤喜宏（京大防災研）・
鈴木秀市（東北大理）・金田義行（名大）・東 龍介（東北大理）

Seismic activity deduced from long-term ocean bottom seismographic observation around the focal region of large earthquakes off Nemuro, Hokkaido

Yoshio Murai (Hokkaido Univ.), Ryota Hino (Tohoku Univ.),
Yoshihiro Ito (Kyoto Univ.), Syuichi Suzuki (Tohoku Univ.),
Yoshiyuki Kaneda (Nagoya Univ.), Ryosuke Azuma (Tohoku Univ.)

はじめに

北海道太平洋沖の千島海溝では、太平洋プレートの沈み込みに伴って、*M*7~*M*8 クラスの大地震が繰り返し発生してきた。最近では、2003 年に十勝沖地震（*M*8.0）、2004 年に釧路沖で *M*7.1 の地震が発生し、隣接する根室沖では 1973 年根室半島沖地震（*M*7.4）以来大地震が発生していないことから、次の海溝型大地震の発生場所として注目されている。このようなプレート境界型大地震の発生に関連して、微小地震活動の時空間的な変動を捉えることは重要であるが、この領域は陸から離れているので海底地震観測が必要不可欠である。そこで、根室沖では文部科学省委託事業によって海洋研究開発機構が東北大学、北海道大学と共同で、根室半島沖アスペリティとその周辺に長期観測型海底地震計 10 台を設置し、途中 3 回の地震計の入れかえ作業を経て 2008 年 11 月から 2011 年 5 月まで自然地震観測を行った。本研究では、本観測期間中の根室沖における微小地震活動について報告する。

震源決定

観測点分布を図に青い三角で示す。2003 年十勝沖地震では、1973 年根室半島沖地震のアスペリティの西側に隣接する領域をすべり残している可能性があることから、根室沖アスペリティ内とアスペリティの西側領域に長期観測型海底地震計 10 台を約 20km 間隔で設置した。センサーには、固有周波数 4.5Hz の 3 成分速度計を使用した。震源決定では、Nakanishi *et al.*（2004, JGR **109**）による根室沖における構造探査によって求められた *P* 波速度構造を参考に 1 次元速度構造を仮定し、*P* 波速度と *S* 波速度の比は 1.73 とした。

結果

得られた 2008 年 11 月 9 日から 2012 年 5 月 30 日までの震央分布を図に白丸で示す。観測期間全体を通じて根室半島沖アスペリティでは活動が静穏であり、地震は主に水深が 2000m より浅い陸寄りの海域で発生している。根室半島沖アスペリティと釧路海底谷の間には活動が活発な領域が見られ、2009 年 4 月 28 日 20 時 21 分には *M*5.4 の地震が発生した（赤い星印）。

根室沖では、2006 年にも文部科学省の委託研究として多数の海底地震計を用いた自然地震観測が行われており（篠原・他、2009、地震学会秋季大会 **B31-09**）、2006 年 2 月 1 日から 2006 年 5 月 15 日までの震央分布を図に黒丸で示す。釧路海底谷の西側に活動が活発な領域が見られる点が今回の観測と異なるが、震央分布の特徴には変化がないことがわかる。

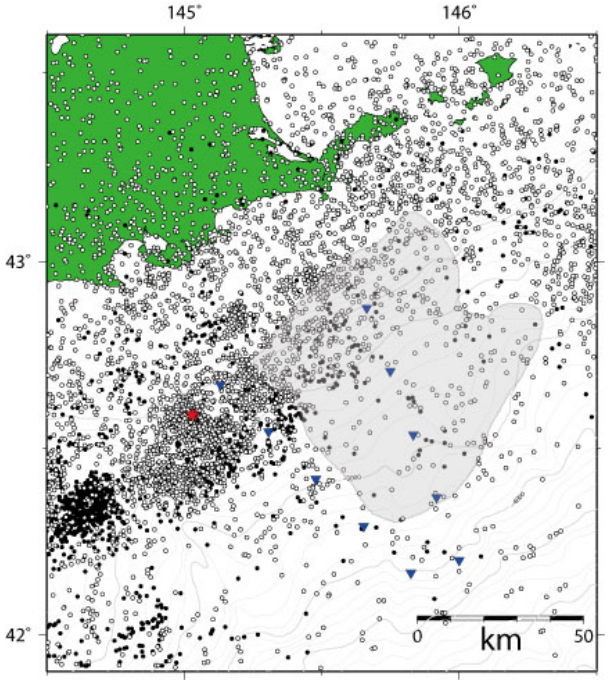


図　観測点分布（青い三角）と 2008 年 11 月 9 日から 2009 年 6 月 16 日まで（白丸）と 2006 年 2 月 1 日から 2006 年 5 月 15 日まで（黒丸）の震央分布。赤い星印は 2009 年 4 月 28 日に発生した *M*5.4 の地震の震央、灰色の領域は 1973 年根室半島沖地震の破壊域（山中・菊地、2002、地震学会秋季大会 B52）を示す。

S09－P11

南西諸島北部の海域及び島嶼域における地震観測による プレート境界面形状の推定（3）

#八木原寛・平野舟一郎・小林励司・宮町宏樹・中尾茂・後藤和彦（鹿児島大）・馬越孝道（長崎大）・内田和也・松島健・清水洋（九州大）・中東和夫（東京海洋大）・山下裕亮（京大防災研）・阿部英二・池澤賢志・諏訪祥士・山田知朗・篠原雅尚（東大地震研）

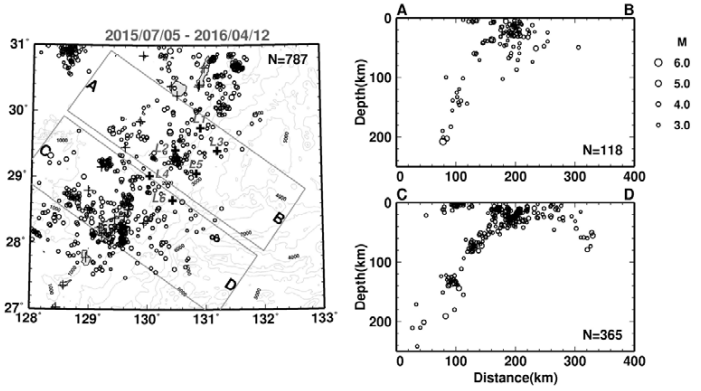
Estimation of a plate boundary derived from seismic observations on sea bottom and land in and around northern part of Nansei Syoto islands (3)

#Yakiwara, H., S. Hirano, R. Kobayashi, H. Miyamachi, S. Nakao, K.Goto (Kagoshima Univ.), K. Umakoshi (Nagasaki Univ.), K. Uchida, T. Matsushima, H. Shimizu (Kyushu Univ.), K. Nakahigashi (TUMSAT), Y. Yamashita (DPRI, Kyoto Univ.), E. Abe, K. Ikezawa, Y. Suwa, T. Yamada, and M. Shinohara (ERI, Univ. of Tokyo)

著者らは，南西諸島北部域のプレート境界面の 3 次元形状推定の精度向上や，プレート境界付近の微小地震活動等の時間的空間的変化の観測を目的として，トカラ東方海域における OBS 繰り返し観測を 2014 年 4 月に開始した（八木原・他, 2014, 地震学会）．八木原・他（2015, 地震学会）は，第 2 期までの約 1 年 3 カ月（2014 年 4 月 14 日～2015 年 7 月 4 日）に当該領域で発生した M3.0 以上の地震 330 個の観測データを用い，1 次元 P 波 S 波の速度モデルと station correction を推定の上，震源再計算を行った．その結果，トカラ海峡の北東側の稍深発地震面の傾斜角が，トカラ海峡の南西側のそれよりもやや急であり，プレート形状の違いが示唆された．ただし，100km 以深の速度モデルが初期モデルに強く依存する他，得られた速度モデルの信頼性が乏しいため，観測データの蓄積が十分でないことや，速度モデル解析における深さ方向の震源の密度の平滑化が必要であると考えられた．

著者らは，第 2 期に引き続き長期収録型 OBS（LOBS）を用いた観測を実施した．第 2 期までは 3 観測点に OBS を投入したが，第 3 期は 3 観測点を追加し，合計 6 観測点とした．第 3 期の LOBS 回収は 2016 年の 2 航海における，4 月 13～14 日と 7 月 2～3 日に行われ，6 観測点ともに回収に成功した．回収直後に LOBS を再投入し，観測を継続している．図は，第 3 期のうち，鹿児島大学南西島弧地震火山観測所（NOEV）の 2016 年 4 月 12 日までの期間における M2.5 以上の地震について，陸上地震観測点（テレメータ観測点）データを再計算して得られた震源分布を示す．ただし本予稿投稿時においては，回収された LOBS の開封作業を実施できていないため，LOBS データは解析には含まれていない．本講演では LOBS データと島嶼域観測点データとを結合し，これまでの速度モデルと station correction を修正した震源再計算，プレート境界面付近の震源メカニズム解の解析により，プレート形状を再考察する．

謝辞　LOBS の回収と再投入作業は，長崎大学水産学部附属練習船長崎丸の教育関係共同利用に基づき実施されました．また本研究を実施するにあたり，気象庁のデータを使用しました．さらに，東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助を受けました．以上の各機関の皆様に謝意を表します．



図．南西諸島北部の島嶼域における地震観測による震源分布（M2.5 以上）．太十字と細十字はそれぞれ，LOBS 観測点（L1～5）と島嶼域テレメータ観測点（気象庁，鹿児島大学）を示す．

S09−P12

トルコ・マルマラ海における自然地震観測

#山本揚二朗・高橋成実（JAMSTEC）・Pinar Ali・Kalafat Dogan（ボガジチ大）・Citak Seckin（JAMSTEC）・Comoglu Mustafa・Polat Remzi・Turhan Fatih・Ogutcu Zafer・Suvarikli Murat・Cok Ozkan・Ozer Mehmet・Gurbuz Cemil・Tunc Suleyman（ボガジチ大）・Ozel Nurcan（CTBTO）・金田義行（香川大）

Seismic observation in the Sea of Marmara, Turkey

#Yojiro Yamamoto, Narumi Takahashi (JAMSTEC), Ali Pinar, Dogan Kalafat (Bogazici Univ.), Seckin Citak (JAMSTEC), Mustafa Comoglu, Remzi Polat, Fatih Turhan, Zafer Ogutcu, Murat Suvarikli, Ozkan Cok, Mehmet Ozer, Cemil Gurbuz, Suleyman Tunc (Bogazici Univ.), Nurcan Ozel(CTBTO), Yoshiyuki Kaneda (Kagawa Univ.)

トルコ北部を東西に横切る北アナトリア断層は、年間約25 mm/yrの相対速度を持つ右横ずれ運動を示し、その全長は約1600 kmにも及ぶ。この断層は複数のセグメントに分かれ、それぞれM7級の地震を発生させることが知られている。特に、1900年以降の地震活動を見ると、1939年のErzincanでの地震（Ms = 7.9）を皮切りに、1999年のIzmit (Ms =7.7), Duzce (Ms=7.4)の地震に至るまで、東から西へ震源域が移動し、マルマラ海の東端までこの移動が及んでいる。また、マルマラ海西側では、1912年 のGanos (Ms = 7.3) 地震や2014年のエーゲ海の地震（Mw = 6.9）が発生している。これらのことから、マルマラ海域は、北アナトリア断層系における地震空白域として認識されている。しかし、マルマラ海域における詳細な地震活動、および断層形状とその固着状態は、海域観測網の不足により明らかにされていない。このような背景から、我々は、JICA/JSTによるSATREPSプロジェクトの一環として、2014年からマルマラ海域における海底地震観測を実施している。

これまでに第1-3期の海底地震観測を完了し、現在第4期観測を実施中である。まず、第1期観測として、2014年の3月から6月にかけて、トルコ側に導入した海底地震計（OBS）の動作確認および船上作業手順の確認を兼ねて、3台のOBSを、比較的地震活動が活発なWestern Highに設置した（図1a）。この観測では、1台が6日間で収録を終えてしまうトラブルがあったものの、観測初期に群発地震活動を捉えることができ、マルマラ海域での観測実現性の実証ができた（Yamamoto et al., 2015）。次に、試験観測におけるトラブルに対策を施したのち、2014年9月から、第2期観測としてOBS10台をより広範囲に設置した。また、2015年3月に、日本から輸送した5台のOBSを追加投入し、観測範囲を拡大した（図1b）。これら15台のOBSは2015年7月に全台回収され、マルマラ海域における大局的な断層セグメントの位置や、微小地震空白域の存在、地震活動域の上端と堆積層基盤形状との対応を明らかにした（図2）。その後、第3期観測として、回収された15台を再整備および再設置し（図1c）、2016年6月に回収した。結果として2台のOBSが回収できなかったものの、残る13台については、11ヶ月間の良好な記録を確認した。2016年6月に回収した13台はメンテナンス後に再設置し、第4期観測として、11ヶ月の連続観測を実施中である。なお、これまでの観測でカバーできていない範囲を調べるため、観測網をやや東側にずらして設置した（図1d）。本報告では、これまでの観測結果に加えて、現在進めている回収直後の13台のデータ解析の速報を報告する予定である。

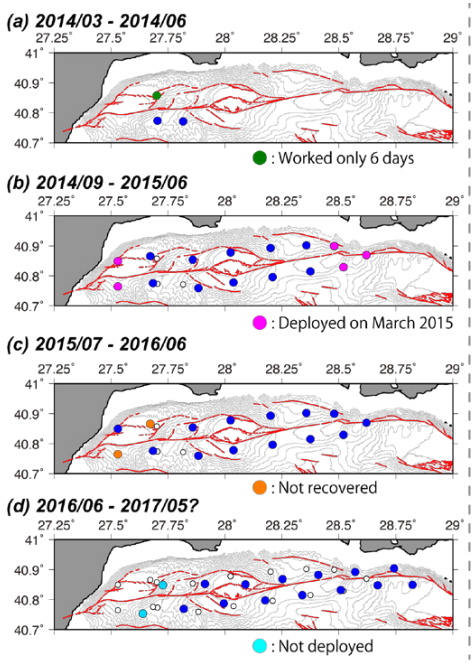


図1．観測点配置図。青丸が当該観測期における設置位置、白丸が過去の設置位置を示す。赤線は断層の海底面トレース（Armijo et al., 2005）。

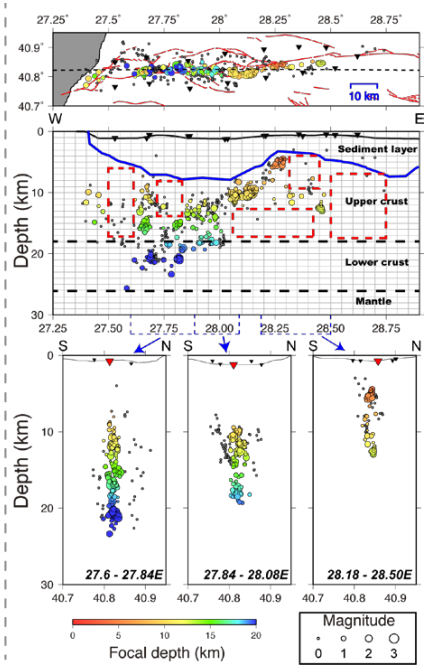


図2．第2期観測から明らかになった微小地震分布。東西鉛直断面における青線は堆積層最下部（Beyrakci et al., 2013）、赤枠が地震空白域。

S09−P13

東日本で発生する中規模繰り返し地震の震源再決定

#奥田 貴・井出 哲（東大理）・内田 直希（東北大理）

Relocation of moderate size repeating earthquakes in eastern Japan

#Takashi Okuda, Satoshi Ide (Univ. Tokyo), and Naoki Uchida (Tohoku Univ.)

北海道から東北沖の沈み込み帯において、波形の相似性が非常に高い小規模の地震群が多数発見されている。これらはプレート境界面において、非地震性すべり域に囲まれた固着域が繰り返し破壊することによって生じるというモデル（e.g., Matsuzawa *et al.*, 2002, Igarashi *et al.*, 2003）によって理解されている。中規模の地震についてもこのモデルが成立することを示す例として岩手県釜石沖で約5年周期で繰り返し発生するM4.9前後の地震が挙げられる。この地震は①M~4.9の本震のすべり域内で小地震がクラスター状に発生している（Uchida *et al.*, 2012）、②余震活動がほとんど見られない（Uchida *et al.*, 2012）、③高い周期性を持つ、などの興味深い特徴を持つ。①の特徴は、震源域に階層的な構造があることを示唆する。また、孤立した固着域の破壊ならば、繰り返し地震の発生は高い周期性を持つはずであるが、一般に繰り返し地震の周期性は高くない。これは周囲の日地震性すべりに時間変化があるためだと解釈されている。

階層性は地震現象の多様性を支配する重要な構造であり、余震の有無や周期性とも密接にかかわる。しかし同様の特徴が、他の繰り返し地震についても観察されるかどうかは明らかではない。そこで本研究は北海道から茨城沖までの沈み込み帯で発生するM4～5程度の中規模繰り返し地震に対して、上記の３点の特徴がどの程度普遍的かを検討する。特に釜石沖同様、海岸に近い場所で発生する地震を対象とする。海岸はSeismogenic layer の下限に近く、地震活動が孤立している可能性が高いこと、また比較的観測点配置が良いためである。2002年以降の気象庁カタログに基づき、設定した対象領域のM1以上の地震を抽出し、震源再決定を行った。データは Hi-net および気象庁短周期地震波形3成分に2-8 Hzのバンドパスフィルターをかけたものを用い、Network Cross Correlation 法（Ohta & Ide, 2008）を適用、波形の相互相関に基づいて震源再決定した。

手始めに茨城県神栖の繰り返し地震（約M4.5）と北海道釧路沖の繰り返し地震（約M4.8）について解析を行った。神栖における結果を図１に示す。図１(a) では、円の中心は震央を表し，その大きさは応力降下量3MPaの円形クラックモデルを仮定した時の断層サイズを表している。釜石沖同様、すべり域内にクラスター状に発生する小地震が観察される。同様の震源分布は、釧路沖にもみられ、両地域ともに何らかの階層構造が存在する可能性が高いことを示唆する。また、2002年以前の気象庁カタログを検討した結果、同じくらいのサイズの地震が、神栖と釧路沖ともに約5年おきに発生しており、両地域ともに顕著な周期性が存在する可能性が高いことが分かった。釧路沖ではM4.8の繰り返し地震の発生前にそのすべり域内の小地震の規模が増加し、発生後には地震活動が静穏化する傾向がある。但しこの傾向は神栖ではあまり顕著ではない。これらの観察から、釜石沖の繰り返し地震の性質は、沈み込みプレート境界上の中規模繰り返し地震の性質としてある程度一般性を持つことを示唆する。

参考文献 Igarashi, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, JGR, 2003; Matsuzawa, T., T. Igarashi, and A. Hasegawa, GRL, 2002; Ohta, K., and S. Ide, EPS, 2008, Uchida, N., T. Matsuzawa, W. L. Ellsworth, K. Imanishi, K. Shimamura, and A. Hasegawa, GJI, 2012.

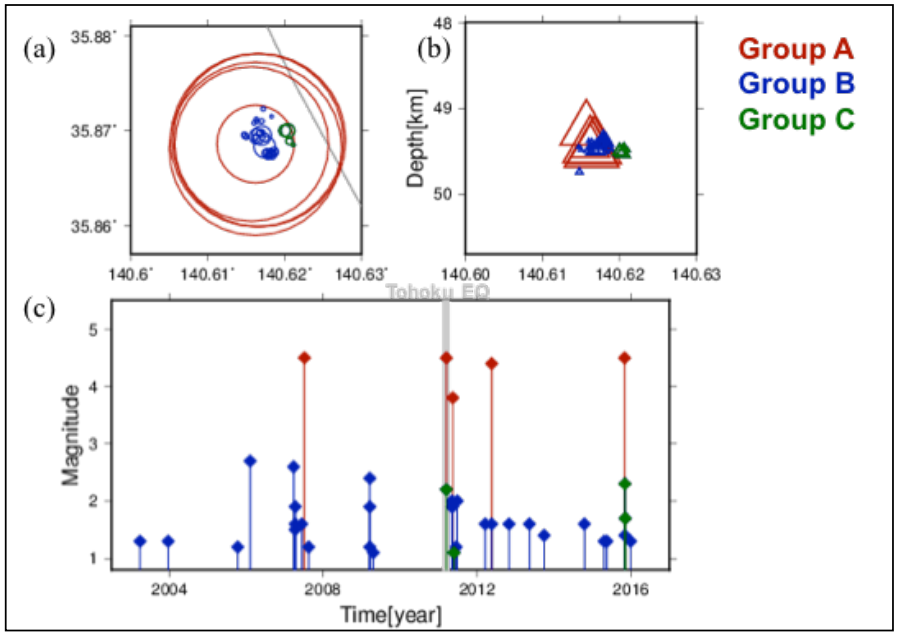


図１　神栖の繰り返し地震の震源再決定結果. (a) 平面図. 円の中心は震央を表し，その大きさは応力降下量3MPaの円形クラックモデルを仮定した時の断層サイズを表す. 灰色の線は千葉県と茨城県の県境を示している. (b) 東西断面図. (c) M-T図. マグニチュードと震源位置に基づきグループ分けをしている.

S09－P14

前震検出のための適切な基準の設定方法
～2011 年 6 月 30 日長野県中部 M5.4 の地震を例に

#豊本大・川方裕則・平野史朗（立命館大）・土井一生（京大防災研）

Method of setting appropriate criteria for foreshock detection
~ In case of an M 5.4 earthquake in central Nagano prefecture on June 30, 2011

#Yutaka Toyomoto, Hironori Kawakata, Shiro Hirano (Ritsumeikan Univ.), Issei Doi (DPRI, Kyoto Univ.)

近年、連続波形記録から波形の類似性を利用して極微小な地震を検出することを目的とした地震波形解析が盛んに行われるようになり、これまでに 1999 年トルコ・イズミット地震や 2007 年能登半島地震、2008 年岩手・宮城内陸地震において、地震発生数十分前に本震震源とほぼ同地点で互いに似た波形を持つ前震が頻発したことが報告されている(Bouchon et al. , 2011, Science; Doi and Kawakata, 2012, GRL; 2013, EPS)。しかし、先行研究において解析に用いられた期間が最長でも 2 週間程度と短く、このような特徴を持つ前震は同地点周辺で過去に起きた地震とは本当に波形が異なるのかどうか調べる必要がある。更に一般に検出基準には相互相関係数が用いられるがその閾値の設定方法については検討されていなかった。そこで、本研究では過去 2 年間に遡って相互相関解析を行い、誤検出数を少なくするために前震の検出基準となる閾値の検討をするとともに前述した特徴を持つイベントが特異なイベントであるかどうか確認した。

前述した特徴を持つ前震を多く検出できる地震として、震央近傍（10 km 以内）に複数の観測点(松本和田, 松本中山, 松本, 塩尻)が位置する、2011 年 6 月 30 日 8 時 16 分（JST）に長野県中部で発生した気象庁マグニチュード 5.4 の地震（震源深さ 4.3 km）をターゲットとした。この地震について、これまでに豊本ほか(2015, SSJ)にて、気象庁一元化震源カタログに記載された前震をテンプレートとして、その波形を使用して本震発生前 1 週間の連続波形記録との相互相関係数を計算し、気象庁の一元化震源カタログに記載された前震に加えて 14 個の前震波形が検出できたことが分かっている。また、豊本ほか(2016, JpGU)は、相互相関係数の頻度分布が正規分布に従うことを突き止め、それを基に検出数を予想することや、閾値を低く設定することで生じうる誤検出の確率を計算することができると指摘した。

本研究では、豊本ほか(2015, SSJ)にて本震発生前 1 週間で相似波形を一番多く検出できた、2011 年 6 月 29 日 22 時 15 分 M0.9 の地震に着目し、本震震源最近傍の松本和田観測点でのこの地震の P 波、S 波部分を含む 3 秒間の記録をテンプレート波形として、本震発生前 2 年間の連続波形記録（上下動成分）との相互相関係数を計算した。その結果、相関係数の分布は正規分布に近い形を示すことがわかった(図)。正規分布を当てはめると、予想される検出個数が 1 個を下回る相関係数の閾値は 0.62-0.63 の範囲にあり、実際本震発生前 32 時間よりも前に相関係数が 0.63 を超える波形は検出されなかった。一方、本震発生前直前 32 時間以内に相関係数が 0.63 を超えることが同じ地震の波形を含め 27 回あった。したがってこのテンプレート波形は長期的に活動するリピーターによるものではなく本震直前にのみ活動した特別なイベント、即ち前震によるものであることが明らかにされた。

謝辞:本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援を受けました。また、気象庁一元化震源リストと防災科学技術研究所高感度地震観測網（Hi-net）の連続波形記録を使用しました。

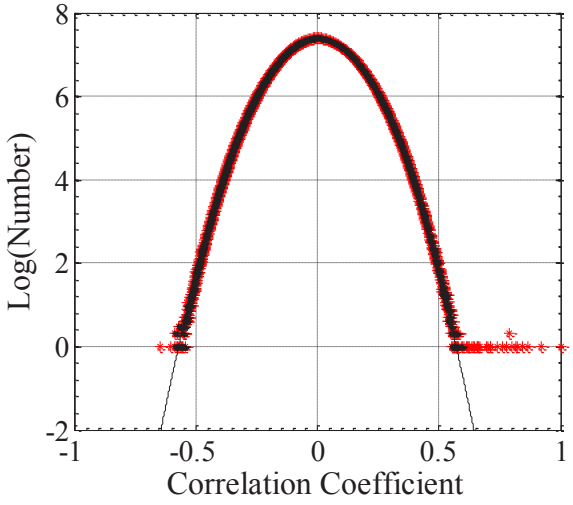


図. 赤点:本震発生前 2 年間の相関係数の分布　黒点:赤点のうち本震発生前 32 時間を除いた分布　黒線: 本震発生前 32 時間を除く本震発生前 2 年間の相関係数の分布の近似曲線

S09－P15

徳山ダムにおける微小地震観測（第 2 報）

#曽田英揮　佐藤信光　花田弘幸（水資源機構）三塚隆（地質計測）片尾浩（京大防災研）

Seismic Activity monitoring on Dam Reservoir Area of Tokuyama Dam

Soda,H., Sato,N., Hanada,H.(JWA), Mitsuzuka.T.(CK Corp.), Katao H.(DPRI)

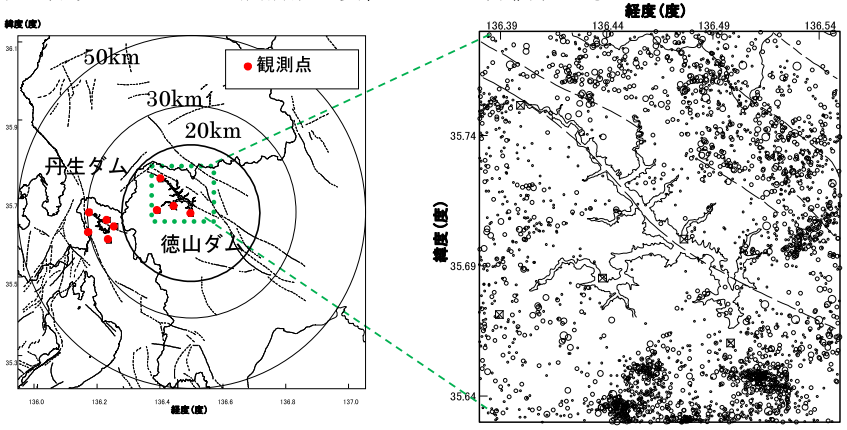
１．はじめに



写真 1 徳山ダム全景

徳山ダム（写真 1）は，独立行政法人水資源機構（JWA）が平成 20 年度に完成した堤高 161m，総貯水量 660 百万 m^3 の大規模ダムである．ダムは岐阜県揖斐川町の揖斐川上流部にあり，洪水調節，新規利水，発電などを目的としている．徳山ダムの建設にあたっては，周辺に濃尾地震の震源となった根尾谷断層，および活断層とされる揖斐川断層が存在することから，周辺の地震活動への貯水による影響を監視する目的で，JWA では昭和 51 年から微小地震観測に取り組んできた．

本稿は中間報告として，2002 年 12 月以降の観測結果のうち特に貯水池周辺の地震活動の湛水前後での変化に着目し，地震発生数および b 値の整理を行うことで，貯水を行うことによる地震活動の変化について評価するものである．



２．地震観測の概要

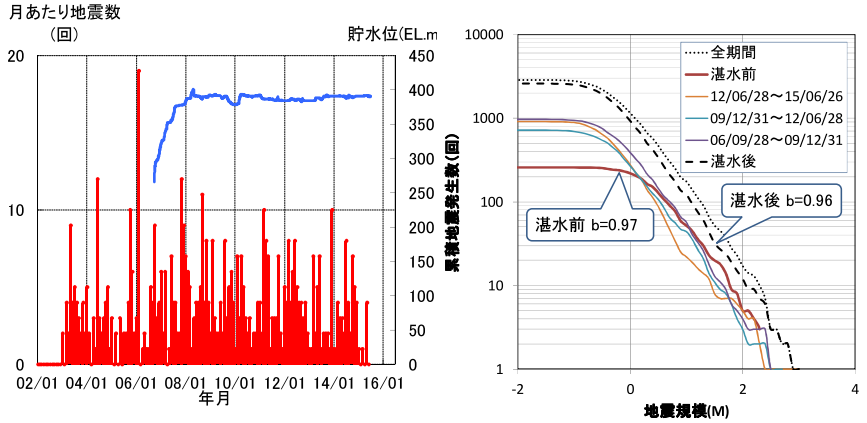
地震観測に用いた観測点とダムの位置，震源の分布を図 1 に示す．観測は貯水池周辺を含む広いエリアでの観測が可能なように 9 地点で実施した．通信手段の確保が困難であるため，オフライン方式で各点において win 形式で蓄積された記録を後日回収し，験震を実施している．2002 年 12 月～2015 年 6 月までの期間での験震数は徳山ダム周辺南北 19km×東西 15km のエリアで 2872 個であった．この間気象庁の地震観測結果は同エリアで 313 個である．以後の評価は JWA の観測結果による．

３．地震活動の評価

徳山ダムの湛水は 2006 年 9 月に開始された．貯水位を図 2 左の折れ線で示す．地震活動の変化を評価するために，同エリア内での M>0.5 の地震個数の変化，b 値の変動について検討した．図 2 左は M>0.5 地震の月あたり発生数，右は G-R 図を示す．ダム及び貯水池近傍の M>0.5 の地震発生数は，ランダムな変動をしているが，時間経過に伴う大きな増減は発生していない．G-R 図においても湛水前の平均 b 値 0.97 に対して湛水後は 0.96 であり，明確な変化はない．湛水後の期間を小分割した G-R 図においても増減どちらかに変化している傾向はない．

４．おわりに

徳山ダムの建設にあたり，地震活動の変化を把握するために独自の地震観測網を設置した．その結果，選定した範囲での地震発生数，b 値に大きな変化がなく，現時点では貯水の前後で地震活動に変化がないものと思われる．引き続き観測を継続し，明確な変化がなければ，平成 30 年には観測終了する予定である．



S09−P16

AS-netによる青森県・北海道南西部の震源分布

#野口科子・関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島浩・石田貴美子（振興会）

Hypocenter distribution around Aomori prefecture and southwestern Hokkaido determined using AS-net

#Shinako Noguchi, Shutaro Sekine, Yoshihiro Sawada, Keiji Kasahara, Shunji Sasaki, Yoshihiro Tazawa, Hiroshi Yajima, Kimiko Ishida (ADEP)

当会では，従来の観測網が疎であった青森県および北海道南西部において，2013~2014年に下北微小地震観測網AS-net（関根・他，2014）を展開し，運営している．また，AS-netおよび他機関の周辺観測点のデータを使用し，当該地域の震源決定を行っている．本発表では，2014年1月1日以降の約2.5年分の震源決定の結果を用いて，当該地域の地震活動について報告する．

震源決定には，AS-net36観測点および他機関による周辺観測点の合計134観測点を使用する．まず，新堀内システムによる自動震源決定を行い，次に，自動震源について手動による震源再決定を行う．手動読み取りではマグニチュード等による足切りは行わない．手動読み取りの結果，自動震源の5割強が自然地震であり，約4割が発破等の人工地震であった．また，自動震源と気象庁による一元化震源カタログとの照合を行い，自動震源にない地震も手動読み取りを行う．以上により決定された震源の1割近くは自動震源決定で検知されなかった一方で，半数以上は一元化カタログにない地震であった．検知数では，全体で一元化カタログの約2倍，震源深さ50 km以浅では一元化カタログの約2.6倍の地震が検知された．

手動震源決定の結果をFig. 1に示す．当該地域では，対象期間中にいくつかの地震活動が発生している．2015年4月23日には，青森県むつ市付近でM_{JMA}3.8の地震が発生し（Fig. 1:A），むつ市で震度4，防災科研のK-NETむつ（AOM005）では最大加速度370 cm/s^{2}を観測している．この周辺にはAS-netが展開されており，地震検知能力はAS-netがない場合に比べ検知数で約4倍となっているが，それでも4月23日の地震の前には目立った活動はみられなかった．また，余震活動も低調で，地震後も活動が活発化することはなく，2016年7月現在，地震前と同様の低調な状態が続いている．

2014年1月下旬からは，十和田湖周辺で非常に活発な群発活動が発生し（Fig. 1:B），1月27日および28日の2日間で700個近い地震の手動読み取りを行った．これは一元化カタログの約3倍の数になるが，十和田湖周辺はAS-net展開地域ではない．検知数が多いのは，マグニチュード等でイベントの足切りを行わなかったためとみられる．

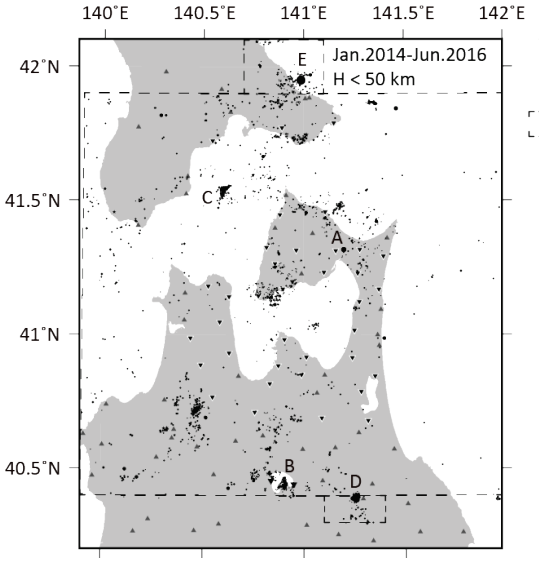


Fig. 1. Hypocenter distribution Determined using AS-net.

2015年5月2日から5日にかけては，津軽海峡の中央部（木古内沖，Fig. 1:C）で群発活動が発生し，4日間で約200個の地震の読み取りを行った．この領域では2014年12月にもやや活発な活動があり，また2015年5月以降も断続的に活動が活発化する状況が続いている．

2016年1月11日には，青森県三戸町付近でM_{JMA}4.6の地震が発生し（Fig. 1:D），南部町で震度5弱，KiK-net名川（AOMH17）で最大加速度313 cm/s^{2}を観測している．また，2016年6月16日には，内浦湾でM_{JMA}5.3の地震が発生し（Fig. 1:E），函館市川汲町で震度6弱，K-NET南茅部（HKD157）で最大加速度976 cm/s^{2}を観測している．これらの地域はAS-net展開地域から遠く，当初設定した手動震源再決定領域の外であるが，顕著な活動であるため，この2領域についても現在手動読み取りを行っており，発表にて報告する予定である．

参考

関根 秀太郎・澤田 義博・笠原 敬司・佐々木 俊二・田澤 芳博・矢島 浩，下北半島周辺における微小地震観測網の構築，日本地球惑星科学連合2014年大会，横浜，STT57-P09，2014年4月．

謝辞

本研究では，気象庁，防災科研，北海道大学，東北大学，弘前大学，青森県により観測・提供された地震観測データを使用しています．また，気象庁による一元化地震カタログのデータを使用しています．記して感謝いたします．

S09－P17

2016年6月16日に発生した函館市南茅部付近の地震（M5.3）と余震活動

#一柳昌義・高田真秀・高橋浩晃（北大地震火山セ）

Seismic activity associated with the Minamikayabe earthquake (M5.3), southern Hokkaido

#Masayoshi Ichiyanagi, Masamitsu Takada and Hiroaki Takahashi(Hokkaido Univ.)

1. はじめに

2016年6月16日14時21分頃北海道南部函館市南茅部付近でM5.3の地震が発生し，函館市川汲町で最大震度6弱を観測した.この地震で建物のガラスの破損や小学校の体育館横の地割れなど軽微な被害が発生した．北海道大学地震火山研究観測センター（以下ISV）では，本震発生1日後の17日から、震源近くに3カ所の臨時地震観測点を設置し，定常観測点と一緒に震源決定を行った．本発表ではこれらの結果を用いて今回発生した地震について報告する．

2. 臨時地震観測システム及び震源決定

震源域近傍に展開した3点の臨時地震観測点の観測システムは以下の仕様である．地震計はマークプロダクツ社製の固有周期2HzのL22D-3D（3成分），データ収録システムは計測技研社製のHKS9550（ダイナミックレンジ24bit：16GbyteCFカード）でデータ収録形式はWINフォーマット（卜部・1994）である．また時刻校正にはGPSを用いている．地震が発生した北海道南部にはISVの他に気象庁，防災科学技術研究所Hi-net及び地震予知振興会の地震観測点があるため，それらの観測点配置を考慮して，より本震の震源に近い場所に3箇所の臨時観測点を設置した（図の三角印）．観測された地震波形データからWINプログラム（卜部・束田，1991）を用いてP波相及びS相の検測を行った．観測を開始した2016年6月17日からデータ回収を行った6月23日までに151個の地震を検測した。臨時観測はこの予稿集を書いている7月19日現在も継続中である．

震源決定にはhypomh（Hirata and Matsuura, 1987)を使用し，震源計算に用いた速度構造は北海道大学のルーチン処理に用いているP波速度構造（笠原・他，1994）を用い，Vp/Vs比は1.73を仮定した．

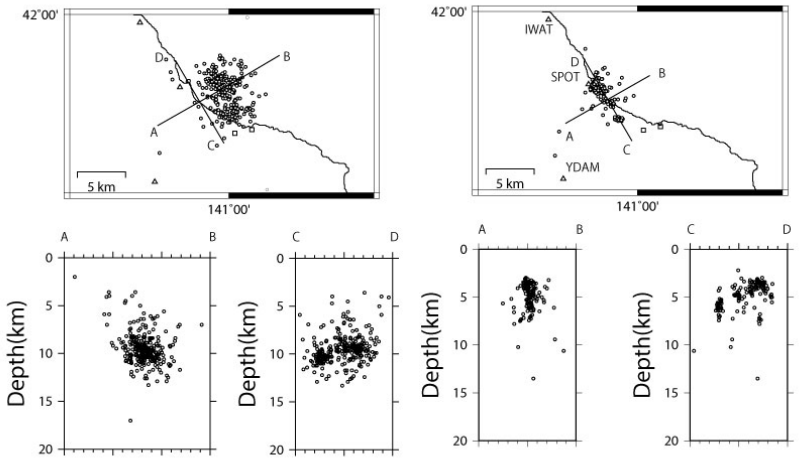
4. 前震活動と臨時観測による余震分布

M5.3の本震が発生する5時間前の9時台と10時台に本震位置とほぼ同じ震源位置に合計5回の地震を観測した．地震の規模は最大M2.6で震度2を観測している.この5回の地震の恵山観測点で観測された地震波形を比較すると，どの地震波形も似ている．

図に臨時地震観測と気象庁一元化震源による本震発生1日後の同じ期間の震源分布を示している．余震分布の震央位置は臨時観測では気象庁震源よりも海岸付近に近づく南西方向に約4km，深さも約5km程度浅い3-7km付近に分布するようになった．

本発表では，臨時観測で求めた地震データを用いて震源域近の速度構造の検討を行い，より精度の高い震源決定を行う予定である．

謝辞：臨時観測で函館市教育委員会南茅部教育事務所と北海道渡島総合振興局函館建設管理部に御協力を頂いた．気象庁，防災科学技術研究所（Hi-net, V-net）地震予知振興会の地震波形データを使用しました．感謝いたします。



図．　2016年6月17日から6月23日までの気象庁一元化震源（左）と臨時地震観測（右）による震源分布

S09－P18

気象庁地震カタログの改善－改善後の処理状況など－

#髙濱聡 ・廣田伸之 ・山田尚幸 ・鎌谷紀子 ・橋本徹夫 気象庁）

An improvement of JMA's earthquake catalog

Satoshi Takahama, Nobuyuki Hirota, Naoyuki Yamada,
Noriko Kamaya, Tetsuo Hashimoto(JMA)

気象庁では，全国の高感度地震計のデータを収集し震源決定等の処理を一元的に行い，その結果を地震カタログとして公表している．このたび気象庁では地震カタログを 2016 年４月１日から改善を行った．

具体的な改善点は，領域と深さごとに精査を行う地震のMの閾値（以下，Mth と記す）を設定し，Mth 以上の地震については，改善前通りに精査した震源決定（以下，精査検測と記す）を行い，Mth 未満の地震については，PF 法（溜渕・他，2016)による自動震源を基本とし，検知されても自動震源が求まらない地震については，精査は行わず最大 10 点程度の観測点を検測する簡易な手順により震源決定を行っている（以下，簡易検測と記す)．

表１　気象庁地震カタログにおける，登録フラグ＊1 の分類

登録フラグの種類		精度	領域	震源時の誤差	水平方向の誤差
K	気象庁震源	高	内陸（深さ30km 以浅）	0.5秒未満	3分未満
			全国＊2	1.0秒未満	5分未満
			千島列島付近の浅い地震	1.5秒未満	7.5分未満
k	簡易気象庁震源	中	内陸（深さ30km 以浅）	0.5秒未満	3分未満
A	自動気象庁震源		全国＊2	1.0秒未満	5分未満
			千島列島付近の浅い地震	1.5秒未満	7.5分未満
S	参考震源	低	内陸（深さ30km 以浅）	0.5 ～ 2.0秒	3 ～ 10分
s	簡易参考震源		全国＊2	1.0 ～ 2.0秒	5 ～ 10分
a	自動参考震源		千島列島付近の浅い地震	1.5 ～ 2.0秒	7.5 ～ 10分
N	未計算＊3	－	－	－	－

＊1 :地震カタログの震源レコードにおいて，96 カラム目に設定する．
＊2 :日本及び日本周辺から，「内陸（深さ 30km 以浅）」及び「千島列島付近の浅い地震」を除いた領域を表す．
＊3 :検知された地震の全てを地震カタログへ掲載するため，震源決定できなかった地震を対象に登録する．地震多発時に 1点以上の観測点の検測値を N フラグで登録することがある．

また，震源決定処理の変更に伴い，震源の精度が異なることや自動震源であること等を地震カタログ上で明示する登録フラグを新たに設けた（表１)。

ここでは，新たな地震カタログの処理状況について，平成 28 年（2016 年）熊本地震（以下，熊本地震と記す）の余震処理の現状を含めて説明する．

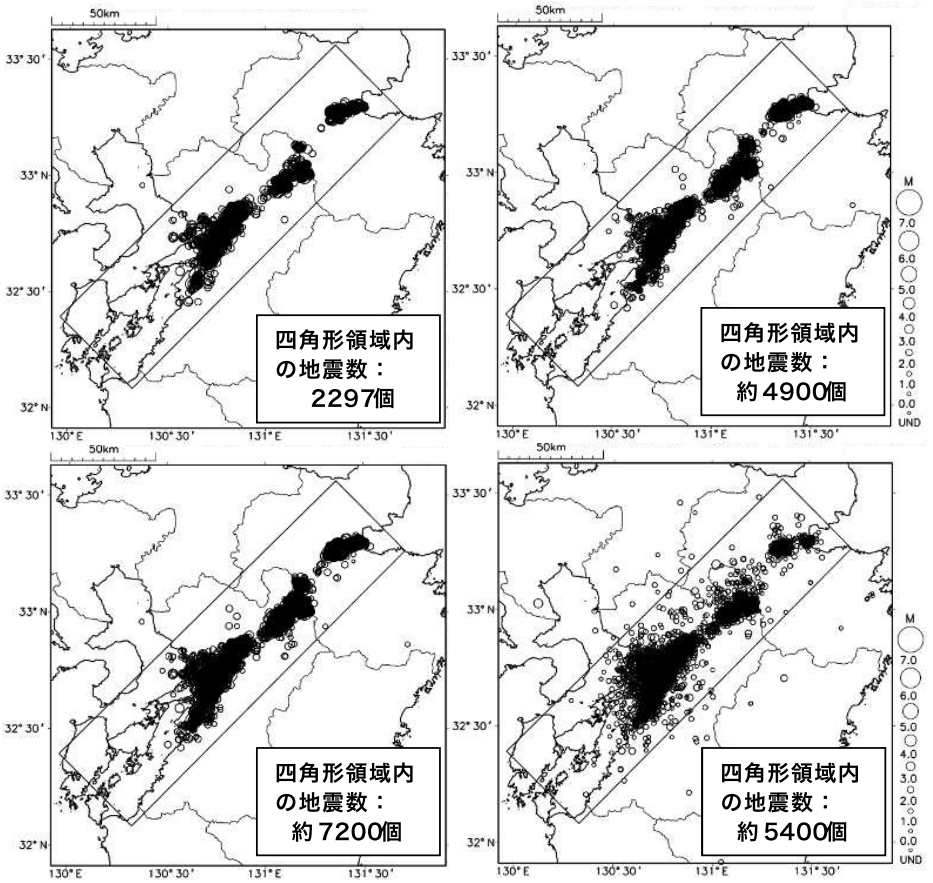


図１　熊本地震の震央分布図 期間 :2016 年 4 月 14 日～19 日，M 全て，深さ0～30km） 左上 :公表している精査検測した震源［K フラグ］（7 月 15 日現在)，右上：今後公表する予定の精査検測した震源［K フラグ]，左下 :左上と右上の震源の合成，右下 :今後，簡易な手順によるチェックを経て公表する予定の自動震源

S09－P19

自動震源を活用した地震活動の統計的特徴即時把握の試み

#溜渕功史（気象研）

Rapid Estimation of Earthquake Statistics using Automatic Hypocenter

#Koji Tamaribuchi (MRI)

大規模地震の余震域の広がりや余震活動の推移をリアルタイムに把握するためには，震源決定の自動化およびその活用が必要となる．溜渕・他（2016，験震時報）はベイズ推定を用いた自動震源決定手法（PF法）を開発し，2014年11月22日長野県北部の地震（M6.7）の余震活動に対して適用し，その有効性を示した．平成28年（2016年）熊本地震においても，PF法は4月14日から5月末までの期間に7万個近くの震源を決定した．そこで，この自動震源を活用して余震域の広がりや地震活動の推移についての特徴を，統計的に即時に把握できるか検討を行った．

余震域の広がり　自動震源には，ノイズ等の誤検知や計算誤差の大きな震源が含まれているので，余震分布は，あとから手作業で精査した震源（精査震源という）の分布に比べて若干のばらつきを持つ．そこで，各々の自動震源に対して，震源距離1kmの範囲内に存在する自動震源の個数をカウントし，その個数を色分けして表示（ヒートマップという）して，ばらついた震源の影響を除去した（図1右）．その結果，余震域の中にも，特に活動が活発な領域が離散的にみられることや，4月14日M7.3の地震の震源過程解析（例えば，気象庁，2016など）ですべり量が大きいと推定される領域（図中矢印）での活動が低調であることなどが，自動震源のヒートマップの結果のみから把握できる．

余震活動の推移　地震活動の特徴を表す代表的なパラメータにb値がある．b値を算出するためには，カタログの完全性を担保する下限M（Mcという）を求める必要がある．ここではWiemer and Wyss (2000, BSSA)が提案したR値が90を超える時点のMをMcとしてb値を算出した．自動震源を用いることで，精査震源よりもMcが小さくなるため，b値を時空間的に詳細に推定することが可能になる．時系列で細かく分割してb値を推定すると，増減はあるものの，概ね0.7~0.8程度で推移した．これは4月14日から5月31日までの全期間の精査震源を用いて推定した値（0.78）と同等の値である．また地域別にb値を推定すると，布田川断層帯，日奈久断層帯ともにb値は0.5程度と低い値であったが，両断層帯から少し離れた活動域では，b値は0.7程度となるなど，地域性にも差が見られることが明らかになった．一方で，大分県中部の活動域では，規模別頻度分布がGR則にフィッティングができなかったために，b値を推定することができなかった．今後，より安定して自動的に解析できる方法を検討したい．なお，このように自動震源を地震活動の統計量算出に用いることは，b値以外にも応用できると考えられる．

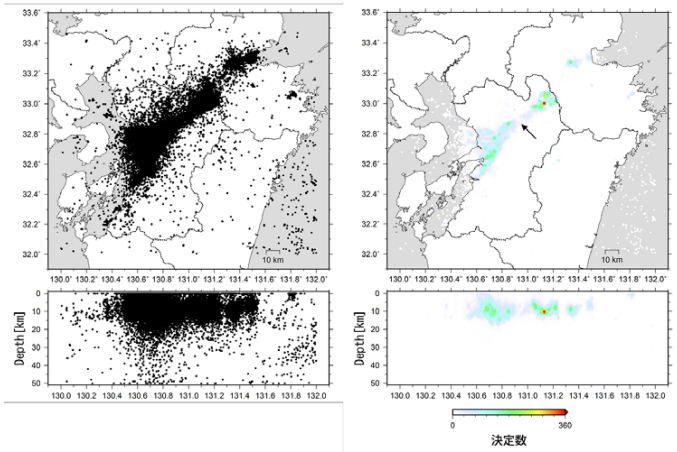


図1（左）自動震源の分布図，（右）ヒートマップ．2016年4月14日～5月31日，M0.5以上を示す．

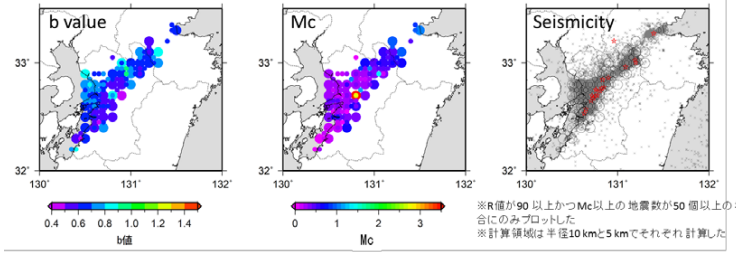


図2（左）b値の分布図，（中央）Mcの分布図，（右）震源分布図．2016年4月14日～5月31日を示す．赤い星はM5以上の震源を示す．

本調査では，国立研究開発法人防災科学技術研究所，九州大学，鹿児島大学等の各関係機関，気象庁，2016 年熊本地震緊急観測グループのオンライン臨時観測点（河原，熊野座）の地震観測データと，それらを気象庁と文部科学省が協力して処理した一元化震源を利用させていただきました．

S09－P20

Source-Scanning-Algorithm法を用いた地震波励起源の推定

#山本　麦・森脇　健（気象庁）

Estimation of Seismic Sources inferred from Source-Scanning-Algorithm

#Mugi Yamamoto, Ken Moriwaki (JMA)

1．はじめに

Kao and Shan(2004)のSource-Scanning-Algorithm法（以下，SSA）では，解析対象の時空間内に震源格子を配置し，各観測点のS波到達時付近の波形記録を重ね合わせ，個々の震源格子に対してBrightness（以下，Br値）の値を求める．SSAで求めた高いBr値の領域は励起源と推定される．本発表では，2014年11月22日の長野県北部の地震(M_{JMA}6.7)，熊本地震の2014年4月16日のM_{JMA}7.3のイベントの解析結果等を報告する．

2．手法・データ

ある震源格子 φ ，ある時刻 τ のBr値を次式のように定義する：

$$\mathrm{br}(\varphi,\tau) = {}^{1}\!/_{N}\sum_{i=1}^{N} f_i(\tau)u_i(\tau + t_{i\varphi})$$

$$f_i(t) = \begin{cases} 0 & (t \le t_{OK} - T/2) \\ \frac{1}{2}\left\{\cos\left[\frac{2(t-t_{OK})\pi}{T}\right]\right\} + 1 & (t_{OK} - T/2 < t < t_{OK}) \\ 1 & (t \ge t_{OK}) \end{cases}$$

Nは観測点数，u_i は観測点iでの規格化された波形，$t_{i\varphi}$ は震源格子 φ から観測点iまでの理論走時である．解析対象ではない相やノイズの影響を低減するため，Keiser et al(2011)によるtaper関数 $f_i(t)$をSSAに組み込んだ．t_{OK} は震源から観測点iまでの理論走時，Tは8.0秒とした．ここでBrの値が最大となるポイントを励起源の位置，励起時刻と推定する．

データとしては，2014年11月22日の長野県北部の地震にはHi-netの速度波形記録，熊本地震の2014年4月16日のM_{JMA}7.3のイベントには気象庁の加速度波形記録を用いた．それらの観測波形にバンドパスフィルタを適用し，RMS振幅値を作成し解析に用いた．震源格子は，震源の周辺の領域に水平方向に1～2km，深さ方向に1～5km間隔で配置した．震源格子から観測点までの走時の算出には，JMA2001の速度構造に基づく走時(上野・他，2001)を使用した．

3．結果

2014年11月22日の長野県北部の地震のBr値の分布を図1に示す．高Br値の分布は，2.0-8.0Hzでは震源の東側にあり，0.05-0.5Hzでは震源より北側に北北東－南南西方向の線上に分布し，その走向は気象庁CMT解析による断層面の走向と整合的である．

熊本地震の 2016 年 4 月 16 日の M_{JMA}7.3 のイベントでは，震源時から約 4 秒後に布田川断層帯付近に高 Br 値の領域があり，約 6 秒後には日奈久断層帯付近に高 Br の領域が推移している（図2）．本発表では，他の地震イベントの解析結果やレゾリューションテストの結果も報告する．

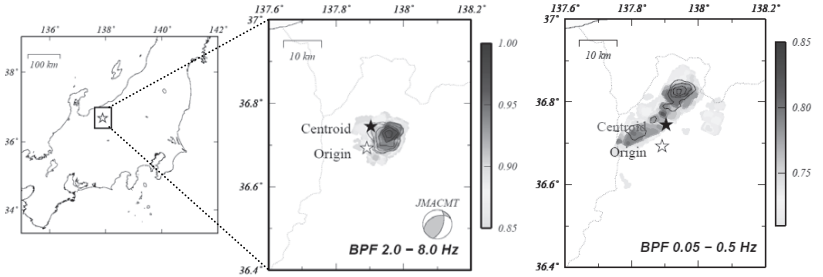


図 1　2014 年長野県北部の地震の SSA による解析結果．左図は解析領域，中央，右図が 2.0-8.0Hz，0.05-0.5Hz の帯域の解析結果を示す．色の濃い領域が高 Br 値の領域である．白抜き星印は一元化震源，黒色の星印は気象庁 CMT のセントロイド位置である．

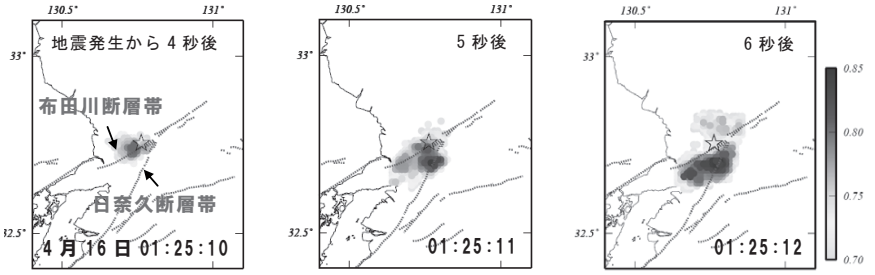


図 2　熊本地震の 2016 年 4 月 16 日の M_{JMA}7.3 イベントの SSA による解析結果．左，中央，右図は地震発生から約 4，5，6 秒後の 2.0-8.0Hz の帯域の Br 値の分布を示す．白抜き星印は一元化震源，点線は断層トレースである．

S09－P21

Hi-net 自動処理震源を用いたリアルタイム余震確率予測

#近江崇宏（東大生産研）、尾形良彦（統数研）、汐見勝彦(防災科研)、Bogdan Enescu（京都大)、澤崎郁（防災科研）、合原一幸（東大生産研）

Forecasting aftershocks using the Hi-net real time hypocenter catalog

#Takahiro Omi (Univ. Tokyo), Yosihiko Ogata (Univ. Tokyo, ISM), Katsuhiko Shiomi (NIED), Bogdan Enescu (Kyoto Univ.), Kaoru Sawazaki (NIED), Kazuyuki Aihara (Univ. Tokyo),

大きな地震の後に起こる余震活動の確率予測は、余震からの被害や被災者の心理的負担を軽減するために重要である。余震活動の予測を早急に行う為には、リアルタイムに得られている粗データに基づいて予測を行う必要がある。しかしながらそのようなデータは、気象庁の一元化震源カタログのように時間をかけて精査したカタログに比べると、様々な点で質が低く、どの程度の精度の予測が可能なのかは未だ分かっていない。例えば、防災科学技術研究所の High Sensitivity Seismograph Network (Hi-net)の自動処理震源データは気象庁一元化カタログに比べると、特に本震の直後では、多くの地震がカタログから漏れてしまっている。また震源位置に大きな誤差も存在する。

これまで我々は、本震数時間経過後からの余震活動予測のための統計的手法の開発を行い[1]、それに基づいて Hi-net 自動処理震源カタログを用いた余震活動予測の評価を行ってきた。今回は予測性能の定量的な評価を系統的に行ったので、その結果を報告する。まず内陸の地震に関しては、Hi-net の設立以降の M7 クラスの本震に対して、余震の予測実験を行った[2]。その結果 Hi-net 自動震源データから推定したモデルパラメータを用いた予測は、日本の標準余震活動を表す固定パラメータを用いて行った予測よりも有意に予測性能が高いことが分かった。このことは Hi-net 自動震源データで予測モデルのパラメータを決めて良いことを示している。特に、気象庁の一元化カタログを用いた予測と比較しても、M４以上の比較的大きな余震に関しての予測性能が同等であることも分かった。これらの結果は、日本のリアルタイム余震予測における Hi-net 自動処理震源データの有用性を示している。

また海域の地震に関しては、2015 年薩摩半島西方沖地震(M7.0)の余震活動に関して解析を行った。海域の地震は内陸の地震よりも震源決定が難しく、検出はされたものの震源位置を適切に決めることができず、カタログ作成処理プロセスの途中で捨てられてしまうイベントが相当数存在する。今回はそのような地震に関して震源位置を暫定的に本震の震源位置に置くことで、仮のマグニチュードを決定して予測実験に利用した。その結果、予測性能が有意に向上することが分かった。

参考文献

[1] T. Omi, Y. Ogata, Y. Hirata & K. Aihara, “Forecasting large aftershocks within one day after the main shock”, ***Scientific Reports*** (2013).

[2] T. Omi, Y. Ogata, K. Shiomi, B. Enescu, K. Sawazaki, and K. Aihara, “Automatic aftershock forecasting: a test using real-time seismicity data in Japan” (Submitted to BSSA).

謝辞：気象庁一元化震源カタログを使用しました。記して感謝します。

S09－P22

時空間スムージングカーネル法を用いた平成２８年熊本地震シーケンスの予測

＃大久保祐一・遠田晋次（東北大）

Retrospective forecast in the 2016 Kumamoto earthquake sequence using spatio-temporal kernel smoothing method

#Yuichi Ohkubo, Shinji Toda (Tohoku Univ.)

1. 背景・目的

地震活動を説明する最も一般的なモデルは ETAS (Epidemic Type Aftershock Sequence，Ogata, 1988) モデルである．ただし，ETAS モデルは改良大森公式の適用しにくい地震活動には当てはまりが必ずしも高くない．Helmstetter and Werner (2014) は，このような ETAS モデルの欠点を踏まえ，時空間スムージングを用いたモデル (カーネルモデル)を考案した． 本講演では，大地震の続発や地震活動の拡がりが顕著だった熊本地震にカーネルモデルを適用し，ETAS モデルとの比較や予測性能の検証を行った結果を報告する．

2. 手法

カーネルモデルは各地震の影響を時空間スムージングし，足し合わせた以下の式で表される．影響の強度と範囲は，近傍地震の隣接距離と隣接時間によって自動調整されるバンド幅で自動調整される．

$$R(\vec{r},t)=\mu(\vec{r})+f\sum_{t_i<t}\frac{1}{h_i{d_i}^2}\,exp\left[-\left(\frac{t-t_i}{h_i}\right)^2\right]exp\left[-\left(\frac{\vec{r}-\vec{r_i}}{d_i}\right)^2\right]$$

$\mu(r)$：常時地震活動発生率，$\vec{r}$：位置ベクトル，t：時間，h_i, d_i：バンド幅

解析には気象庁の一元化震源カタログ（1998 年 1 月 1 日～）を使用し，以下の範囲と期間の地震活動を予測した．

・予測地域…$E130.25^\circ$-$E131.25^\circ$, $N32.25^\circ$-$N33.25^\circ$

・予測期間…2016 年 4 月 14 日～

予測日の前日までを学習期間とし，その期間のデータを使用し予測を行った．

3. 結果

平成 28 年熊本地震前後の地震活動をカーネルモデルと ETAS モデル予測値について，それぞれ観測値と比較した（図１）．ETAS モデルでは地震数を過少評価する傾向がある．一方で，カーネルモデルでは，４月 14 日 M6.5 発生直後の過小評価を除き，観測結果とほぼ整合的な結果を得た．また，４月 16 日 M7.3 発生直前に同地震の震央付近で地震発生率が高くなっている様子が示されるとともに（図２），M7.3 発生後，北東方向で続発した誘発地震活動も予測することができた．

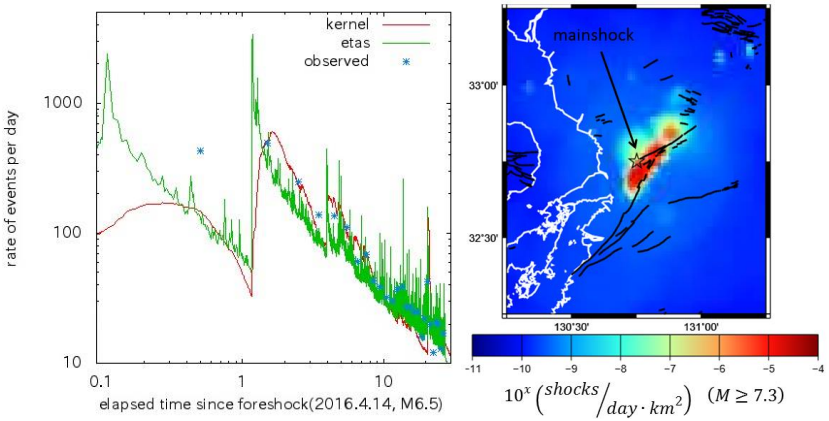


図 1 (左)：４月 14 日 M6.5 地震発生からの地震発生数の時系列

図 2 (右)：４月 16 日 M7.3 発生直前の M≥7.3 地震発生率の空間分布

参考文献

Helmstetter and Werner(2014) *Bull. Seismol. Soc. Am.* **104**, 809-822.

Ogata (1988) *J. Am. Stat. Assoc.*, 83, 9–27.

S09－P23

マグニチュード 6.0 以上を対象とした首都圏の地震発生予測モデルの条件探索

#横井佐代子・鶴岡弘・平田直（東大地震研）

Earthquake forecasting model for M ≥ 6.0 in the Kanto district

#Sayoko Yokoi, Hiroshi Tsuruoka and Naoshi Hirata (ERI, Univ. of Tokyo)

首都圏の M6.0 以上の地震を予測するための地震活動予測モデルの構築を目的として、予測モデルのパラメータの最適値の探索を行った。地震活動予測モデルは、Relative Intensity モデルを採用した（以下、「RI モデル」と表記（Nanjo, 2011）[1]）。RI モデルでは、地震活動を予測するために過去の地震のデータから地震数と空間分布を学習する必要がある。予測の精度を向上させるための方策の一つとして、より長期間のデータを使用することで学習の習熟度を上げることが考えられる。よって本研究では、気象庁震源カタログだけでなく、それ以前のデータとして宇津カタログ[2]も使用した。なお、宇津カタログは、石辺ら（2015）[3]により一部再決定が行われた宇津カタログを活用した（以下、「修正宇津カタログ」と表記）。修正宇津カタログの震源要素は、1885 年 3 月 20 日から 1922 年 5 月 9 日に首都圏で起きた地震の震源（緯度・経度・深さ）を近年の震源情報の S-P 時間の分布、初動ならびに発震機構解と比較・整理することにより推定された。また、1880 年代から 2000 年代の地震データでは、年代によって地震の深さの決定精度が異なる。このことを考慮して、空間予測領域は、緯度・経度の二次元領域とすることにした。

2000 年 1 月 1 日から 2010 年 1 月 1 日の 10 年間に発生した M6.0 以上の地震に対する事後予測検証実験を行った。空間分解能は 0.05° x 0.05° x 100km とし、平滑化半径は 10、15、20、25、30、50 km を探索した。この期間中に首都圏で観測された M6.0 以上の地震は 5 個であった。学習期間の開始年は、1885 年から 2000 年まで変化させ、終了年は一律 2000 年とした。CSEP と同様の検証方法に基づいて、予測値と観測値から各モデルの情報利得（Information Gain：以下、「IG」と表記）を算出し、IG の値が大きいモデルほど良い予測であると評価した。その結果、学習期間を 1895 年から 2000 年、平滑化半径が 15km の場合に空間予測の IG が 1 番高くなった。これより、修正宇津カタログを学習データに組み込むことにより、M6.0 以上の地震に対する予測の高精度化が図れる可能性が示された。また、M4.0 以上を予測する 3 ヶ月予測実験では、平滑化半径が 10km より小さい場合に高い IG が得られていたが、M6.0 以上の場合には、10km より大きい場合により高い IG が得られた。これより、地震の規模により最適な平滑化半径が異なることが示唆された。

(謝辞)
本研究では気象庁一元化地震カタログを使用しました。記して感謝します。なお、本研究は文部科学省受託研究「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」の一環として実施された。

(参考文献)

1. Nanjo, K. Z. : Earthquake forecasts for the CSEP Japan experiment based on the RI algorithm, Earth Planets Space, Vol.63, No.3, pp.261-274, 2011.
2. 宇津徳治: 12. 1885年～1925年の日本の地震活動－*M*6以上の地震および被害地震の再調査－, 地震研究所彙報, Vol.54, pp.253-308, 1979.
3. 石辺岳男, 佐竹健治, 村岸純, 鶴岡弘, 中川茂樹, 酒井慎一, 平田直： テンプレートマッチング法に基づく明治・大正期に発生した大地震の震源・発震機構解推定, 日本地震学会講演予稿集 2015年度秋季大会, p.111, 2015.

S09－P24

Focal Mechanisms and Seismicity in the Region of Induced Earthquakes of Song Tranh Dam, Vietnam

#Quoc Cuong Nguyen, James Mori (DPRI, Kyoto Univ.)

Vietnam is located in South East Asia and bounded by the Pacific and Mediterranean-Himalaya seismic belts on its eastern, western and southern sides, respectively. The dynamic tectonic processes in this region cause the territory of Vietnam and adjacent areas to have intensive differential movement, making the regional tectonic structure very complicated. The tectonics cause moderate seismic activity and complicated geological structures, such as the Lai Chau-Dien Bien fault zone, Red River fault zone, and others. Southern Vietnam was considered to be a region with low seismicity, compared to the North. However, the sequence of earthquakes that occurred at Song Tranh Dam during the last several years surprised many scientists. . This region where many induced earthquakes are now occurring is associated with the filling of a new reservoir. There have been four M4 earthquakes (maximum earthquake was 4.7 in November, 2012), so it is one of the most active induced earthquakes examples in the world. It is important to determine the strong motion attenuation relations for this area since damaging earthquakes may be expected in the near future. We collect and process data from 5 seismic stations around Song Tranh dam, including more than 700 events larger than 1.5 with more than 5000 seismic waveforms, to determine arrival times and locate the earthquakes. In this study we use time domain analyses to determine focal mechanisms. We use the software of Dreger and Ford (2011) modified for the Song Tranh Dam region. We calculated the focal mechanisms of induced earthquakes for events with magnitudes larger than 2.5 and recorded on 4 or more stations. In our results, most of the focal mechanisms are right lateral strike-slip faults in a NW-SE direction. There are also some focal mechanisms with NE-SW striking reverse mechanisms. To confirm the pattern of focal mechanisms, we will analyze the many smaller events with magnitude less than 2.0, which have occurred around Song Tranh Dam. Earthquakes are still occuring at Song Tranh dam (a recent M3.0 occurred on April, 13th 2016), and more than a thousand earthquakes with magnitude less than 1.5 need to be processed. We continue to update the seismic analyses with information from smaller earthquakes to improve our results.

S09－P25

傾斜データに与える降水の影響

#葛葉泰久・伊藤渚（三重大生物資源）・木村武志（防災科研）

Effects of precipitation on tilt data

#Yasuhisa Kuzuha, Nagisa Ito (Mie Univ.), Takeshi Kimura (NIED)

1. はじめに

SSE の検出方法の一つに，傾斜データを用いるものがある（Kimura *et al.*, 2011）．傾斜データは，例えば防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）に併設されている高感度加速度計で観測されている．SSE の検出時，大気圧や地球潮汐の影響は効果的に取り除かれているが，降水影響の補正は困難でありほとんど考慮されていない．傾斜データは，降水等による地下水の影響を強く受けると考えられており，より正確にSSE を検出するためには，降雨による影響をうまく取り除くことが必要と考えられる．

2. 降雨－流出モデル

水文学では，降水量を流出量に変換する「降雨－流出モデル」がしばしば用いられる．これは，ある流域での降水量の時系列データを流量データ（例えば河川流量）の時系列に変換するもので，モデルの構造とパラメータを事前に同定しておくことにより，流域への降水量を簡単に流出量に変換することができる．様々な降雨－流出モデルが提案されているが，その一つに「タンクモデル」というものがある．

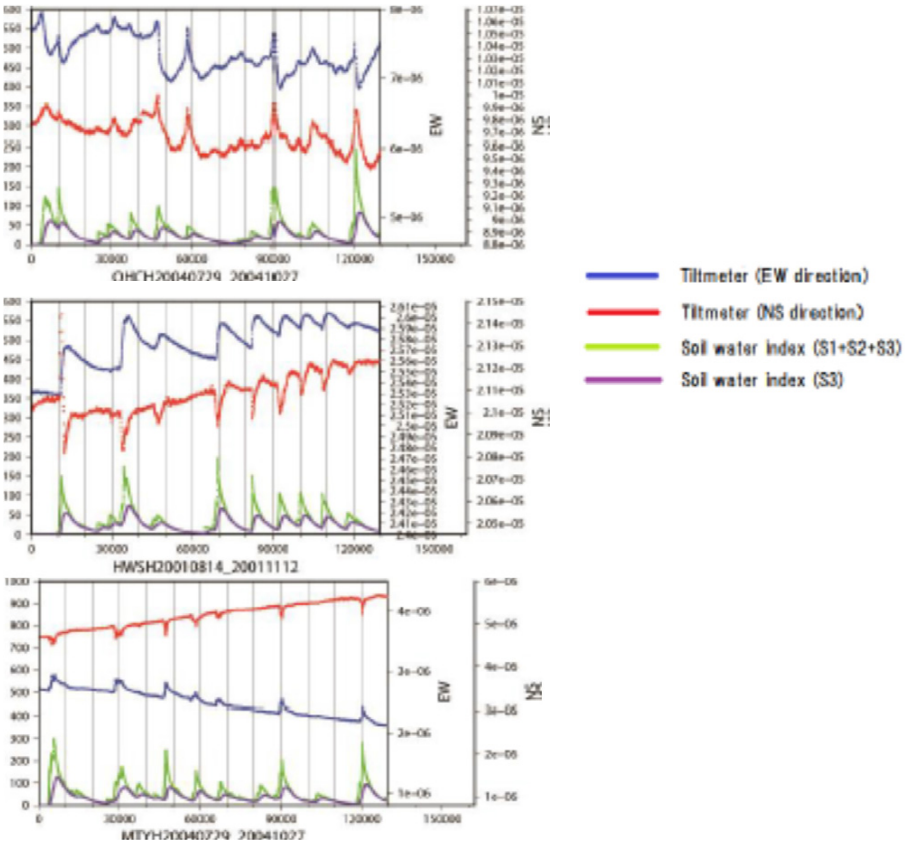
気象庁は，Ishihara & Kobatake(1979)を参考に，直列3段タンクモデルを用いて各地の土壌雨量指数の計算を行っている．このタンクモデルでは，流域に三層のタンクがあると仮定し，3つのタンクから外に排出される水量を流量と考える．そして，3層のタンク中に存在する水量を，地下水量と考える．ここで，気象庁の求めている土壌雨量指数は，3つのタンク中の水量を合計したものである．

本研究では，モデルパラメータとして気象庁と同じ数値を用い，地下水量（土壌雨量指数）を求めた．降水量は，気象庁の観測データを用いた．

3. 結果

図は3つの事例を対象とし，土壌雨量指数と傾斜データを比較したものである．これらの図で示した地域・期間では，土壌雨量指数と傾斜データとの間にはっきりとした関連があった．県ごとに比較してみると，高知県と徳島県では，ほとんどの場合，土壌雨量指数と傾斜データに関連があった．一方，愛媛県と香川県では，対象とした各地域の降水量が少なかったため，土壌雨量指数も全体的に小さく，高知県や徳島県と比較して土壌雨量指数と傾斜データとの間に関連が見られた図が少なかった．

今後の課題として，土壌雨量指数を用いて傾斜データから降雨の影響を取り除くことは可能であるのかを調べ，取り除くための手法・モデルを検討・開発することが挙げられる．



謝辞： 降水量データは気象庁の観測データを使用させていただきました．

S10－P01

九十九里地域における1703年元禄関東地震津波の到達点の検討

#村岸純・五島朋子・佐竹健治（東大地震研）・矢田俊文（新潟大）

Tsunami inundation limit in the Kujukuri area from the 1703 Genroku Kanto earthquake

#Jun Muragishi, Tomoko Goto, Kenji Satake (ERI), and Toshifumi Yata (Niigata Univ.)

§1. はじめに

元禄関東地震は，1703 年 12 月 31 日（元禄十六年十一月二十三日）に発生した．この地震により津波が発生し南関東の沿岸地域に被害を与えた．『楽只堂年録』などの歴史資料により，九十九里地域にも人的被害が発生していたことが，これまでの研究で明らかにされている［例えば都司（2003，歴史地震）］．しかし具体的にどの地点まで津波が到達したのか明らかにされている場所は少ない．本研究では，歴史学的調査と地質学的調査の両手法を用いて，千葉県九十九里町片貝における津波到達点の検討を行った．

§2. 歴史学的検討

千葉県の外房地域や九十九里地域におけるこの津波に関する研究は，羽鳥（1975a，1975b，1976，それぞれ地震研彙報）や古山（1982，1983，1987，それぞれ私家版・1996，千葉県地域民俗調査報告書）などがある．これらは津波犠牲者の供養碑や寺院の過去帳などを調査したものである．都司（2003，歴史地震）は，集落別の流失家屋数を明らかにしている．津波の高さについては，九十九里浜では，5～6m の高さであったと報告されている［羽鳥（1976，地震研彙報）］．

矢田・村岸（2016，資料学研究）は九十九里地域の津波被害数について，幕府への被害報告が記載されている『楽只堂年録』（原本写真）を見直した．片貝村（現，九十九里町片貝）では，元禄関東地震の発生前後の絵図が残されているため，土地利用の変化が把握しやすいため研究対象地に選定した．

片貝を含む九十九里地域では，岡集落・新田集落・納屋集落が列状に分布している［菊地（1949，新地理）］．『楽只堂年録』によると，新田集落・納屋集落を津波が襲い，家屋は津波で流出した．新田集落よりも納屋集落の方が津波被害は大きい．死者は新田集落・納屋集落で発生した．また野銭場が津波で砂地になったとある．野銭場については，「天和二年九月二十二日上総国山辺郡荒生村片貝村溜池境割絵図」から芝地であり，この村では芝地は海沿いにあることがわかった．この芝地（野銭場）までは津波が到達した可能性がある．『楽只堂年録』によると，岡集落は津波の被害を受けなかった可能性が高い．このように九十九里地域では，新田集落・納屋集落と野銭場に津波が到達していたことがわかった．

§3. 地質学的検討

史料から津波到達点が明らかになった九十九里町片貝において地質学的にその浸水域を検討するため，当地区で津波堆積物調査を実施した．明治期に作成された迅速図と米軍撮影の空中写真を用い，津波堆積物が保存されやすい沼地や湿地帯である地点を抽出し，土地利用等も検討した上で，九十九里町片貝の水神山ならびに川間地区を調査地として選定した．

2016年2月にハンディージオスライサーを用いて調査を行った．このときに得られた地質柱状試料からは，過去の津波痕跡とみられる砂質のイベント層が検出された．放射性炭素年代測定を用いてイベント層の堆積年代推定を行った結果，この層準は16世紀半ば～18世紀後半に堆積していたことがわかった．この年代に九十九里地域に襲来した既知の津波は，1677年延宝房総沖地震津波と1703年元禄関東地震津波である．このどちらかの津波痕跡の可能性がある．この痕跡が元禄関東地震津波のものとすれば，矢田・村岸（2016，資料学研究）で報告された津波到達点と整合的な結果となる．

§4. おわりに

本研究では，元禄関東地震津波の到達点を検討した．歴史資料で津波到達点を推定し，地質調査でイベント層を検出した．九十九里町片貝の水神山地区・川間地区まで津波が到達していた可能性が示唆される結果を得た．元禄関東地震津波の南関東沿岸での浸水状況は必ずしも明らかになっていないため,今後も歴史資料と地質調査を組み合わせた総合的な調査を継続することにより，津波被害の全体像を詳細に掴むことができると考えられる．

謝辞

本研究は文部科学省受託研究「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」の一環として実施された．現地調査では，九十九里町の方々や東京大学地震研究所佐竹研究室の皆様のご協力を得た．記して感謝します．

S10－P02

1707年宝永地震翌朝の余震について

#小林昭夫・弘瀬冬樹（気象研）・堀川晴央（産総研）・平田賢治（防災科研）・中西一郎（京大理）

Aftershock of the next morning of the 1707 Hoei earthquake

#Akio Kobayashi, Fuyuki Hirose (MRI), Haruo Horikawa (AIST), Kenji Hirata (NIED), Ichiro Nakanishi (Kyoto Univ.)

1707年宝永地震は、南海トラフ沿いで発生した最大級の地震と考えられている。しかし、その震源域の東端がどこまで及んでいたかについては議論がなされてきた（例えば、茂木、1977、震研彙報；相田、1981、震研彙報；矢野・中西、2003、合同大会；中西・矢野、2005、北大地物報告）。本震の発生は宝永四年十月四日（1707/10/28）の昼過ぎで、翌日十月五日の早朝には静岡県東部で余震が発生したと考えられている。『日本被害地震総覧』（宇佐美・他、2013）や飯田（1982、愛知工業大学研究報告）では、本震と余震による被害を区別せず合わせて震度を推定している。余震の震源については中村・松浦（2016、歴史地震）が考察しているが、本震と余震による被害の分離は試みていない。余震による被害、史料の中での本震と余震の扱いの程度から、震源域東端の本震による震度分布が明らかになれば、宝永地震の震源域東端に関する議論の一助となることが期待される。

『新収日本地震史料続補遺別巻』（東大地震研、1994）に収録されている「飯作家文書」は場所が静岡市とされているが、その内容から静岡県富士宮市にある浅間神社旧蔵の「大地震富士山焼出之事」の写本と考えられる。同じものの翻刻文は『浅間文書纂』（浅間神社社務所、1931）にあるが、虫損により翻刻できていない部分がかなりある。今回、「飯作家文書」のコピーを入手し、翻刻を行った。その結果、『新収』で余震に関して「明六ツ少シ過に夥敷大地震昨日之三度位もいり」と記載されている部分、『増訂大日本地震史料　第二巻』（文部省震災豫防評議会、1941）で「□□…□分に夥敷大地震、昨夜之三双倍」と記載されている部分は、「飯作家文書」では「明六ツ少シ過に夥敷大地震昨日之三双倍もいり」と読める。さらに本震では「居室等其外破損夥し」と被害状況をごく短く記しているのに対し、余震では「立て歩む事あたはす内より外へ這々ところひ匐ひするに転し出る事もかない難し」と激しい揺れの描写の後、倒壊した建物が多数生じ「前代未聞之事ニ申しあへり」との記述が続く。その後に、しらとり山（白鳥山）が崩壊して富士川を埋めた記述が続き、しらとり山の崩壊は余震によると考えられる。揺れに関する描写の有無から、富士宮では本震より翌朝の余震の揺れの方が強かったことが想像され、また、富士宮では翌朝の余震による被害の方が本震よりも大きかったと考えられる。

『新収』や『増訂』に収録されている史料から、本震より翌朝の余震による被害の方が大きい場所は、中村・松浦（2016）同様、富士宮付近に集中しており、被害の報告などで本震と余震を併記している場所は静岡県中部から東京都にかけてである。江戸や小田原、山梨県中西部では本震より余震の揺れが小さく表現されており、静岡県西部や長野県、山梨県の一部では本震の記載しか見られない。これらのことから、日野（1991、歴史地震）などが指摘しているように、宝永地震翌朝の余震は富士宮付近の浅い場所に震源を持つ地震と推定される。

今後、余震による被害を考慮することで、本震による静岡県東部周辺の震度を推定し直し、宝永地震の震源域の東端について考察したい。

S10－P03

安政東海地震による名古屋道徳前新田の津波被害

#平井 敬（名大環境）

Tsunami Damages in Dotoku-mae Shinden, Nagoya, during the Ansei Tokai Earthquake

#Takashi Hirai (Environmental Studies, Nagoya Univ.)

はじめに

名古屋大学減災連携研究センター古文書勉強会の活動として，徳川林政史研究所所蔵の尾張徳川家文書・尾5-200「道徳前新田御用留」を解読し，これに記されていた道徳前新田（名古屋市南区）の安政東海地震による津波被害について調査した．本論では，その内容について報告する．

道徳前新田について

道徳前新田（図1）は，尾張国海西郡塩田村の鷲尾善吉により，1821年に完成された．面積は約124 haであり，七里の渡し以東最大の新田である．工事にあたり尾張徳川家の御小納戸金700両を借り受けたが，完成後相次ぐ風水害に見舞われ，しかも収穫はほとんどなかった．財政的に行き詰まった結果，1824年に尾張徳川家の御小納戸役へ引き渡したという[1]．現在は，道徳前新田の域内に道徳公園が整備され，鷲尾善吉頌徳碑が建立されている．そこには，御小納戸役への引き渡し後も1860年には堤防が3回決壊し，農民は海藻を主食としたことなどが刻まれている．こうした風水害の記録が残されているが，南海トラフ巨大地震による津波被害についてはあまり知られていない．

津波被害の記述

本研究で参照した「道徳前新田御用留」（図2）には，南海トラフ巨大地震のひとつである1854年安政東海地震による道徳前新田での津波被害が記録されている．代表的な記述を以下に列挙する．

「右杁上之堤へ上り、海面見渡し候得ハ、潮ハ底凝り居候処、遥向より高サ弐三間も可有之大波騒々敷鳴渡、頻打寄参り、其勢ひ恐ロ敷事言語ニ難申述」

「暫時之内ニ其大波堤江打寄、波先馬踏通り迄も打上ケ、引続猶又跡ゟ一ト波打寄参り、もはや可切入勢ひニ相見」

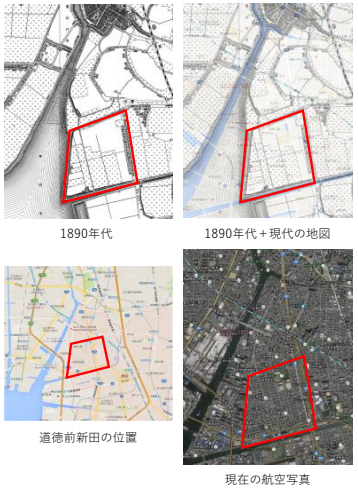


図1　道徳前新田とその周辺[2)]

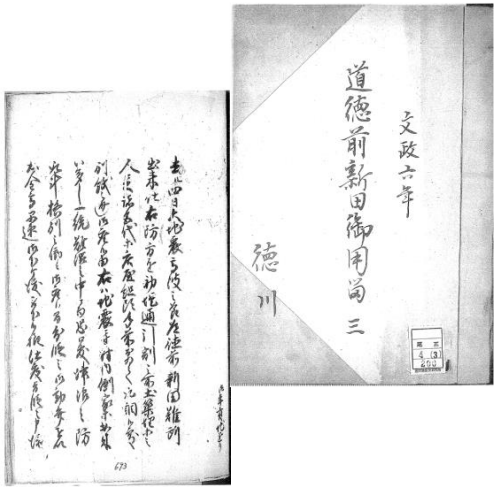


図2　道徳前新田御用留

「海用堤迄都合道法廿町余之所、急ニ駈着候処、此堤長サ拾四間程之間、高七尺程も震下リ内方江波打越、既ニ可切入計リ之為体」

「其内ニ、並新田当栄・豊宝・大江・甚徳共、都合四新田之堤一時ニ切入、随而波之勢ひ稍相淀候」

この文中，当栄・豊宝・大江・甚徳とあるのは道徳前新田に隣接する新田である．これらの新田は堤防が決壊したが，道徳前新田については庄屋の倅・加藤庄九郎らが懸命に浸水を防ぎ止めたという．さらに，この功績により加藤庄九郎は苗字帯刀を免許されたことなどが記されている．

参考文献

1) 三渡俊一郎：名古屋区史シリーズ 南区の歴史」愛知県郷土資料刊行会，1986
2) 谷謙二：今昔マップ，http://ktgis.net/kjmapw/index.html

謝辞

本研究において，公益財団法人徳川黎明会徳川林政史研究所所蔵の「道徳前新田御用留」を参照した．解読にあたり，名古屋大学大学院文学研究科石川寛准教授の指導をいただいた．また，名古屋大学減災連携研究センター古文書勉強会メンバーの協力をいただいた．それぞれ，ここに記して謝意を表する．

S10－P04

安政元年南海地震に伴って
同年大晦日に発生した余震の震源域と規模

#堀川晴央（産総研）・中西一郎（京大理）

Source area and magnitude of sylvester aftershock following the 1854 Ansei-Nankai earthquake

Haruo Horikawa（GSJ/AIST）, Ichiro Nakanishi（Kyoto Univ.）

安政元年（1854 年）11 月 5 日（旧暦、以下同）に発生した安政南海地震の余震として、同年大晦日（12 月 30 日）に発生した地震は、続く余震活動が活発であった（宇佐美，1975，震研彙報；岡野ほか，1984，地震）ことから、この大晦日の余震の規模は小さくないと考えられるが、その震央やマグニチュードは判然としない。このような大きな余震の発生域やマグニチュードを推定し、プレート境界でのカップリングの状況や地震の誘発を考察することは、次の南海トラフ沿いの地震で起こりうる地震のシナリオを考える上で重要である。本研究では、この大晦日の余震の有感域を再調査し、震源域およびマグニチュードを推定した。

本研究では『新収日本地震史料』の別巻 5-2 および補遺別巻を調査し、安政元年大晦日の地震に関する記述がある文献を収集し、有感地点を調べた。この他、高知県立図書館所蔵『土佐国大地震并御城下大火事且大汐実録　嘉永七年十一月五日』の再翻刻を独自に進めた。この文献には、安政南海地震の本震をはじめ、その後約 3 年にわたる事象が記載されている。なお、本文献は都司（1981，NIED 研究資料）や『新収日本地震史料』の別巻 5-2 においても全体あるいは部分的に翻刻されている。

確認できた有感域の東端は現在の名古屋市、西端は大分県、北端は鳥取県、南は高知県内である。但し、高知県西部で、この地震による有感を記す文献は確認されていない。このうち、現在の名古屋市内で記録されたと考えられる『松濤棹筆　五十七巻』では「大卅日晴夕雲辰上刻メキリメキリメキリメキリト長く震」と記され、揺れが長い上に、長周期成分を比較的多く含んでいたことが示唆される。一方、『土佐国……』においては「大晦日之朝五ツ時又候大震いたし良暫之間ニ而」と記されている。この文献では大きな揺れに対しては「大震」あるいは「大地震」という語が使われている。11 月 5 日の本震に対しては「大地震」と記され、その夜の 2 回の余震に対しては「如前大震両度」と表記されていることから、「大震」あるいは「大地震」という語の間に区別はないようである。したがって、大晦日の余震は、本震並に大きな揺れと感じられていると判断される。「大地震」という表記は 12 月 10 日、13 日、14 日にも見られ、大きな揺れに幾度も見舞われたことがうかがえるが、「良暫之間」という長時間に揺れが続く表現は、11 月 4 日朝 5 ッ時に発生した安政東海地震を記した箇所以外では、この大晦日の地震にだけ認められる。

文献中に見られる震動に関する表現を、計測震度が導入される直前まで用いられていた気象庁の震度階級表およびその参考事項（気象庁，1996）に照らしていくつかの地点で推定した震度から、宇津（1984，震研彙報）による震度とマグニチュードの関係式を用い、図化により震央とマグニチュードの推定を試みた。具体的には、揺れが記録された地点の震度を仮定した上で、複数のマグニチュードに対して震央距離を求め、その震央距離で揺れが記録された地点を中心に円を描く。これらの円周までの距離が最も小さくなる地点が概ね震源域の中心であり、そのときのマグニチュードがこの地震のマグニチュードと考えられる。その結果、マグニチュードは 7.1程度、震源域の中心と考えられる地点は土佐湾の東部と見積もられた。

今後は、震動に関する記述の収集を続けるとともに、震度の見積もりを再検討し、また、実際に観測された震度分布との対比をもとにした検討を進める。

S10−P05

明治22年熊本地震を後世に伝えようとしていた資料

#室谷智子（国立科学博物館）

Materials that predecessors were trying to convey about the 1889 Meiji Kumamoto earthquake

#Satoko Murotani (NMNS)

平成28年熊本地震が起きた際，「明治時代にも熊本で大地震が起きていたということは知らなかった」，という人が多かったようである．震源は金峰山周辺，マグニチュードは6.3と推定されている明治22年7月28日午後11時40分頃に起きた熊本地震は，日本の地震調査研究が始まってから大都市で起きた初めての大地震であり，詳細な現地調査や地震計による余震観測が行われた初めての地震でもある．この明治22年熊本地震に関する当時の資料は今でも残っている．

くまもと文学・歴史館には，当時熊本県が地震に関して詳細にまとめた『明治廿二年熊本縣大震始末』という冊子が残されているが，それを抜粋して書き写した『明治廿二年熊本縣大震始末摘要』（以下，『始末摘要』）が，東京大学地震研究所にて保管されている．これは地震から3年後，震災予防調査会が熊本県に依頼したもので，この地震の概要や，熊本県と政府，県内各郡，他県との電報や郵送等のやり取りをまとめたものである．これを基に，今村明恒が震災予防調査会報告第92号（1920）に，明治熊本地震について報告している．ただし，今村（1920）にある余震回数をまとめた表には，『始末摘要』の表のミスをそのまま書き写したものや，転記ミスが見られる．この地震の余震は，翌年1月6日までの約5ヶ月間で570回を超える（図1）．

国立科学博物館（以下，科博）には地震による被害写真11枚（図2），長岡半太郎による現地調査ノート，東京で発行された現地の被害状況を伝える絵図が所蔵されている（室谷ほか，2016，JpGU）．地震発生後，熊本県は富重写真所（熊本市）に被害状況の撮影を依頼し，視察に訪れた侍従に11枚の写真を寄贈している．熊本で最初に新聞を発行した水島貫之によって当時の新聞記事などがまとめられた『明治熊本震災日記』（明治22年発行）に記された11枚の写真の説明は，科博に残されている写真のうち，9枚と同じ風景である．また，『始末摘要』には，これらの他に，後日新たに撮影した11枚の写真を侍従と内務省に贈るとの記載があり，侍従にはさらに一通り22枚とする9通りを渡す，とある．科博に残る写真の台紙には，「20枚の1」という記載があることからも，実際には20枚以上の被害写真が撮られたと思われる．『富重写真所資料調査報告書』（熊本県教育委員会，1999）には，『明治熊本震災日記』の記載と科博にはない写真が２枚掲載されている．

九州では当時，大分・宮崎・鹿児島測候所にて地震計による地震観測が行われていたが，残念ながら記象紙は残っていない．しかし，関谷清景が余震観測のために熊本県に持ち込んだ地震計によって観測された記録が，地震研究所に残されている．『始末摘要』に，内務大臣と官報局に郵送された地震計による験測報告が記してあり，78個の余震が観測されている．このうち，58個の記録（すす書き30枚）が現存することが分かった．

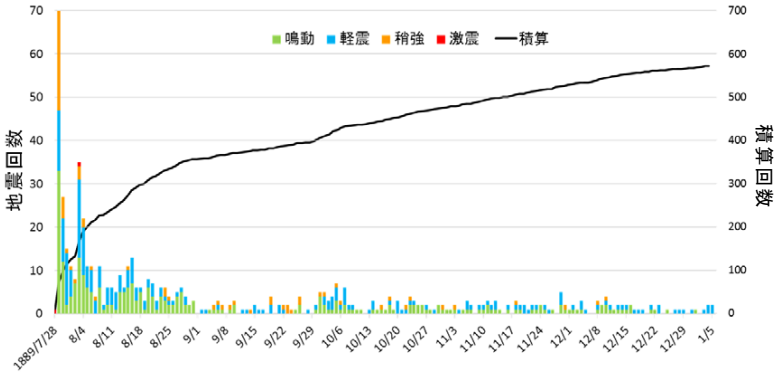


図1:『始末摘要』に記されている本震発生から1890年1月5日までの日ごとの地震回数と積算回数．日ごとの個数に対しては複数の報告がある場合もある．

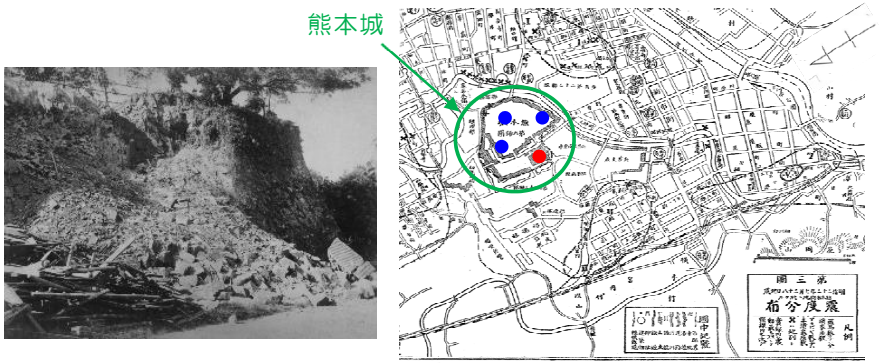


図2:（左）熊本城西出丸石垣崩壊の写真．（右）西出丸の場所（赤丸）とその他熊本城の被害写真が残っている場所（青丸）（今村(1920)の図3に加筆）．

謝辞：東京大学地震研究所に保存されている『明治22年熊本県大震始末摘要』と歴史地震記象を使用させていただきました．記して感謝いたします．

S10−P06

地震直後に行われたアンケート調査の再検討による1948年福井地震（M7.1）の震度分布

#原田智也・佐竹健治・古村孝志（東大地震研）・室谷智子（国立科学博物館）

Seismic-intensity distribution of the 1948 Fukui Earthquake (M7.1) by re-examining results of the questionnaire survey just after the earthquake

#Tomoya Harada, Kenji Satake, Takashi Furumura (ERI), and Satoko Murotani (NMNS)

東京大学地震研究所には，1948 年福井地震（M7.1）の直後に行われたアンケート調査の集計表と分析結果の一部が保管されている（津村・他，2010，歴史地震）．アンケート調査地点数は 18 府県における 594 地点にのぼり（うち，震源域の福井県内では 72 地点），気象庁による震度分布よりもはるかに多く，非常に詳細な震度分布（河角（1943，地震）による改正メルカリ震度階に準ずる 1~12 の震度階．以下，MM 震度と略記）が明らかになることが期待される．また，アンケート回答にまで遡ることにより，震度のみならず，その回答の根拠となった被害や現象，体感などの詳細な分布も分かる．福井地震の直前には，1944 年東南海地震や 1946 年南海地震が連続して起きており，その復旧・復興期に起きた内陸地震が当時の社会生活に与える影響を知ることは次の南海トラフ地震防災に向け重要である．

こうした目的により，本研究では，この福井地震についてのアンケート調査結果の再検討を行った．現在，アンケート調査の集計表のみしか存在しないため，調査の方法は不明であるが，集計表に記載された内容の類似性から，既に報告した南海地震の調査（原田・他，2015，JpGU）と同様，はがきによる通信調査によって行われたと考えられる．震源域付近の町村においては，通信調査に加えて，現地調査により研究者が自ら調査票に記入したようである．図は各調査地点における震度（ここでの MM 震度はアンケート項目震度の平均値）の分布を示す．震源域周辺の福井県北部と石川県南部における MM 震度は 8-9 と大きいが，その範囲は広くない．一方で，MM 震度 7 は富山県にまで広がっている．集計表では震源域周辺の調査地点において項目震度 11，12 が回答されているにも関わらず，平均値は 10 以下であるが，これは，多くの項目震度の範囲が 12 に達していないために（例えば，体感に関する質問では 1~7 の範囲），項目震度が大きくなるにつれてその平均値が飽和するからである（茅野，1990，震研彙報）．本研究では，この飽和をできるだけ回避した各地点の震度代表値の算出法を提示する．

本研究は，文部科学省委託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として行われた．

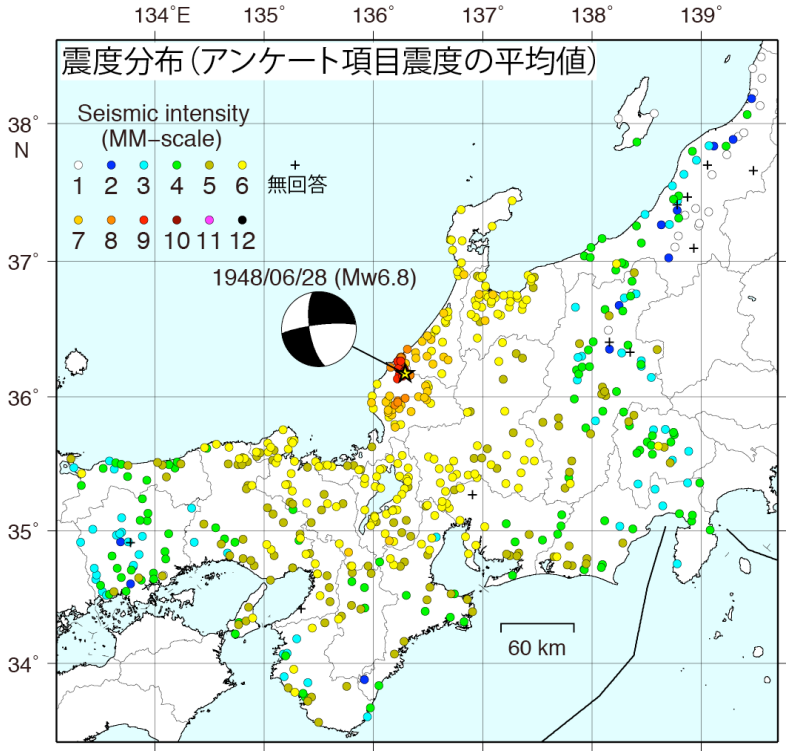


図 1948年福井地震のアンケート調査による震度分布（アンケート項目震度の平均値）．星印は気象庁による福井地震の震央,メカニズム解とMwは菊地・他（1999，地震）による．

S10－P07

房総半島南部における詳細DEMを用いた離水段丘群の地形連続性の再評価

#小森純希（東大理）・宍倉正展（産総研）・安藤亮輔（東大理）

Reconsideration of the feature of marine terraces in Southern Boso Peninsula using a detailed digital elevation map

#Junki Komori (Tokyo Univ.), Masanobu Shishikura (AIST), Ryosuke Ando (Tokyo Univ.)

相模トラフ沿いでは，過去にM8.2の元禄関東地震(1703年)とM7.9の大正関東地震(1923年)が発生したことが知られている．将来的なプレート境界型巨大地震の予測可能性を高めるために，古地震学的調査から地震発生履歴を推定することは重要である．房総半島南部などでは，地震性地殻変動によって形成された完新世海岸段丘の離水年代から過去の地震の発生間隔が推定されてきた．

従来，完新世海岸段丘は房総半島南部沿岸一帯に連続して分布していると解釈されており(沼I-IV面)，それらの離水年代から，元禄地震規模の巨大地震はおよそ2,000~2,700年の間隔で繰返されてきたと見積もられていた（中田ほか，1980）．しかし近年，従来の解釈とは反し，段丘面の不連続を示唆する離水年代の調査結果が出された（宇野ほか，2007，Shishikura，2014）．このため，相模トラフの地震発生履歴に対して，海岸段丘の分布と年代から再評価する必要性が生じていた．

小森ほか(2016)は，房総半島南端部東岸に位置する千倉低地で採取した群列ボーリングコアサンプルを用いて^{14}C年代測定を行い，離水年代の再評価を行った．その結果，千倉の各段丘面の隆起年代は上位より，沼I相当面は6,300-6,400年前，沼II相当面は約3,000年前以降，沼III相当面は約2,200年前以降と、いずれも従来の値(沼I=約7,200年前，沼II=約5,000年前，沼III=約3,000年前)よりも新しい年代を示した．この値は，西岸で行われた最近の調査結果(Shishikura, 2014）とも一致しなかったため，年代値の再測定のほかに段丘面の連続性の判定についても再考察する必要が生じた．

従来房総半島南端部の海成段丘は，中田ほか(1980)などによって，数段に分かれた一続きの段丘面が解釈されてきたが，この地域には岩石性の海岸と堆積性の砂浜海岸とが混在しており，その境界では各々の段丘の連続性を判断することは困難であった．本研究では，房総東西岸での年代測定結果の検証のため，房総半島南部沿岸一帯で作成した詳細数値地形モデル（DEM）を用いてこの海成段丘の連続性を再評価した．

詳細DEMの作成は，航空レーザー計測によって，房総半島南部沿岸一帯にわたって行われた(宍倉ほか，2014)．地形データは，微小な段丘面の見逃しを避け，地形の成因を詳細に議論できるようにするため，0.5mのメッシュ間隔で取得された．また，建物の屋根の高さや樹木の高さも含まれたDigital Surface Model(DSM)と，これらを除いた地表面の高さであるDigital Terrain Model(DTM)の2種類のデータを使用した．

S10－P08

中国地域の活断層の長期評価について

近藤久雄・高橋明日香・#和田弘人（文科省）・地震調査委員会長期評価部会活断層分科会

Long-term evaluation of ≧M6.8 earthquakes on active faults in Chugoku area

Hisao Kondo, Asuka Takahashi, #Kozin Wada (MEXT), Active fault working group (Subcommittee for Long-term evaluation subcommittee, Earthquake Research Committee)

はじめに

地震調査委員会では，これまで基盤的調査観測対象の活断層（いわゆる「主要活断層帯」；断層長が概ね 20km 以上で想定規模が M7.0 以上）を対象として長期評価を行ってきたが，近年，2004 年新潟県中越地震（M6.8）など主要活断層帯以外（沿岸海域や地表の長さが短い活断層）でも被害地震が発生していることなどの課題があった．これを受け，地震調査委員会では，「活断層の長期評価手法（暫定版）」を平成 22 年 11 月に取りまとめ，平成 25 年に九州地域を，また平成 27 年に関東地域の結果を公表してきたが，今般，中国地域の評価結果がまとまったため，平成 28 年 7 月に公表した．

中国地域における評価対象活断層

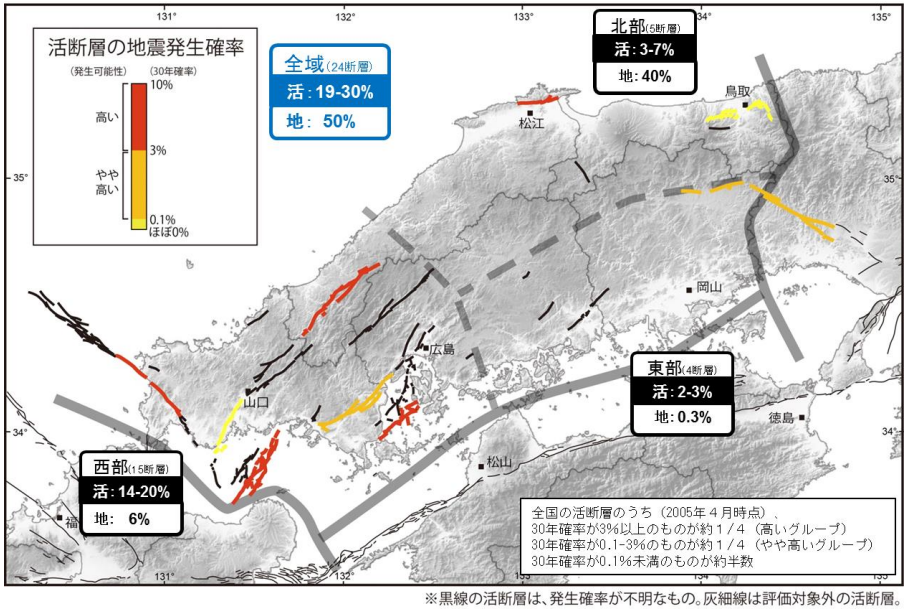
「活断層の長期評価手法（暫定版）」では，従来行われてきた個々の主要活断層帯の評価に対して，評価対象とする活断層の範囲の拡大や，活断層を地域単位で総合的に評価する必要性が指摘されている．

このため地域評価では，評価の対象を断層長（20km 未満，今回最短で約 5km），活動度（C 級以上）とも拡大した．また，断層の長さを地表に表れている部分だけでなく，地質情報や重力異常の分布等に基づき見積もるなど，地表では短いものの実際には被害地震を起こし得る活断層も対象とした．その結果，新たに 17 断層を評価対象に追加した．

また，中国地域内を活断層の特性や地震活動，地質構造等の情報に基づき，これら複数の情報の分布と類似性を勘案して地域内を北部・東部・西部の3つの区域に分割し，区域ごとに評価を行った．

地域・区域単位での地震発生確率

今回の評価では，新たに対象とした断層の評価に加え，主要活断層帯のうち菊川断層帯をはじめ 5 断層の評価の改訂を実施し，各々の活断層の平均活動間隔や最新活動時期からモンテカルロ法により区域単位での地震発生確率を求めた．なお区域の地震発生確率には，地表に痕跡を認めにくい地震も考慮した．また，活断層から求めた区域の地震発生確率の妥当性を評価するため，地震活動の観測結果による G-R 式により，活断層を特定しない M6.8 以上の地震が発生する確率を求め，これと比較を行った．この結果，中国地域内では各区域によって地震発生確率に大きな違いが生じることがわかった．東部・西部区域では，活断層による発生確率が地震活動による発生確率を上回っている（東部：2-3%>0.3%，西部：14-20%>6%）のに対して，北部区域では，地震活動による発生確率（40%）が活断層による発生確率（3-7%）を上回っていることがわかった（図1）．



※黒線の活断層は、発生確率が不明なもの。灰細線は評価対象外の活断層。

図１　中国地域の対象断層，区域，及び今後 30 年以内に各区域内で M6.8 以上の地震が発生する確率（活⇒活断層による発生確率；地⇒地震活動による発生確率）

S12－P01

地震性断層滑りに伴う炭質物の有機化学的変化：昇温速度の影響の実験的考察

＃金木俊也・廣野哲朗・土野池直哉・近藤忠（大阪大）

Organochemical changes of carbonaceous materials during earthquake slip: Effect of heating rate on the maturation process

#Shunya Kaneki, Tetsuro Hirono, Naoya Tonoike, and Tadashi Kondo (Osaka Univ.)

はじめに

地震時に断層面で発生する摩擦発熱を定量的に推定することは，地震時の滑り挙動を理解する上で極めて重要である．近年の断層岩研究の進展により，鉱物の脱揮発反応，摩擦溶融，高温流体の生成，炭質物の熱熟成といった反応を用いた温度指標が次々と提案されてきた．特に炭質物の熱熟成は，最高温度に対して不可逆的な反応であるため，多くの先行研究において有効な温度指標として報告されている（例えばPolissar et al., 2011; Savage et al., 2014; Hirono et al., 2015; Sheppard et al., 2015; Kaneki et al., 2016）．

しかし，炭質物の熟成過程では，最高温度のみならず昇温速度や剪断歪にも影響を受けうることが指摘されている（例えばBurnham and Braun, 1999; Kitamura et al., 2012）．特に昇温速度については，従来の先行研究では地震時の摩擦発熱を模擬した加熱実験（~1 °C s^{-1}）と実際の地震性滑りによる瞬間加熱（数10–数100 °C s^{-1}）の間に大きなギャップが存在するため，室内加熱実験で得られた結果をそのまま地震時の発熱温度推定に応用できないのではないかという問題があった．

本研究では，天然の断層試料から抽出した炭質物について，数10 °C min^{-1}及び数10–数100 °C s^{-1}の異なる昇温速度で100–1000 °Cの温度範囲で加熱実験を行い，加熱後試料についてpy–GC/MS分析を行うことで，昇温速度による熱熟成過程の違いについて明らかにする．さらにそれらの違いが，炭質物を用いた断層温度計に与える影響についても考察する．

地質背景

過去のプレート境界断層が露出する四国四万十帯久礼メランジにおいて，代表的なout–of–sequence thrust（OST）の滑り面・母岩からそれぞれ試料を採取した．母岩試料の埋没深度・温度は，ビトリナイト反射率測定から2.5–5.5 km，125–275 °Cであると推定されている（Mukoyoshi et al., 2006）．この断層はシュードタキライトを伴う構造地質学的特徴から，過去の南海トラフ巨大分岐断層であると報告されており（Mukoyoshi et al., 2006），地球化学的解析から350 °C以上の高温流体の発生（Honda et al., 2011）及び滑り面での平均最高温度が600 °C（Kaneki et al., 2016）であると推定されている．採取したそれぞれの試料について，HCl–HF法を用いて炭質物の抽出作業を行い，実験・解析に使用した．

実験方法

抽出した母岩中の炭質物（10 mg）を石英管内に真空封入し，精密管状炉を用いて100–1000 °Cまで100 °C刻みで加熱する．低昇温速度実験では，室温の管状炉に石英管を挿入し，目的温度まで徐々に温度を上昇させる（~1 °C s^{-1}）．高昇温速度実験では，予め目的温度に熱した炉の中に石英管を挿入し，瞬間的に加熱する（数10 °C s^{-1}）．目的温度における保持時間は双方とも30 sとし，実験中の昇温速度は熱電対を用いて予め実測した．

分析法と結果

加熱実験後試料について，1000 °Cで熱分解した際に発生するガスをGC/MSで解析し，同じ温度まで異なる昇温速度で加熱した試料間でガス組成に変化があるか確認しているところである．特に典型的なバイオマーカーであるメチルナフタレン指標に着目し，熟成過程の違いについて検討する．また，最高到達温度が600 °Cである滑り面試料についても分析を行い，加熱実験試料のデータと比較することで，GC/MS分析及びメチルナフタレン指標が新たな断層の温度指標となり得るかについても考察する．本発表では，以上の速報について報告する予定である．

S12－P02

砂層地盤における弾性波高周波成分の透過実験

#中山雅之[1]・川方裕則[1]・平野史朗[1]・土井一生[2]・高橋直樹[3]
1.立命館大学, 2. 京大防災研, 3. 三井住友建設(株)

Transmission experiment of high frequency elastic waves through a porous sand soil

#Masayuki Nakayama[1], Hironori Kawakata[1], Shiro Hirano[1], Issei Doi[2], Naoki Takahashi[3]
1. Ritsumeikan Univ., 2. DPRI, Kyoto Univ., 3. Sumitomo Mitsui Construction Co., Ltd.

はじめに

媒質中を透過する弾性波の伝播特性の時空間変化を利用して地盤内部をモニタリングすることは，地盤の状態を広域的に捉えることができる可能性があるため，地盤災害のリスクを減らすために有用である．しかしながら，軟弱地盤のような空隙率の高い媒質を透過する弾性波は減衰が強く，地盤内部の変化によって弾性波の伝播特性がどのように変化するのかということは良く分かっていない．

中山・他（2015，SSJ）では，矩形波を用い，深さの異なる場所に複数の高感度加速度計を埋設することで，注水時における砂層地盤内部を透過する弾性波の伝播特性の時空間変化を調べた．水分量の変化にともない弾性波速度と振幅に変化が見られたが，加速度計の設置場所ごとの差異は認められなかった．このことは，500 Hz 以上の高周波成分が検知できなかったことに起因する．透過弾性波速度がおよそ 200 m/s であると推定されたことから 500 Hz の波の波長はおよそ 400 mm と地盤の大きさと同程度となり，空間分解能が不十分であった．そこで本研究では，空間分解能を上げることを目的とし，砂層地盤において弾性波の高周波成分を透過させることを試みた．

実験・計測

中山・他（2015, SSJ）と同様に，空中落下法を用いて，アクリル容器内に珪砂 6 号（標準粒径 0.2-0.4 mm）からなる模型砂層地盤（乾燥密度 1.61 g/cm^3）を作製した（図 1）．地盤内には弾性波送信用の加振器（Shaker），高感度加速度計（1 V/g），間隙水圧計および地盤の飽和具合を調べるための電極を埋設し，加速度信号を 51.2 ksps で連続収録した．今回は，加振器への入力信号として，矩形波よりも高周波成分を強くすることができるスイープ信号を採用した．具体的には，100 Hz-10 kHz のスイープ信号を 500 ms 間隔で加振器に繰り返し供給した．地盤作製後，ポーラスストーン製の底板から水道水を浸透させたところ，およそ 1 時間後に地盤が水で飽和した．

結果・議論

加振器に取り付けた高感度加速度計（AC5）で収録された波形のランニング振幅スペクトルを調べたところ，地盤が乾燥状態から飽和状態に推移する時間帯全てにおいて 10 kHz までのスイープ信号が確認された（図 2 上）．同様に，受信側の高感度加速度計で収録された波形のランニング振幅スペクトルを調べたところ， AC2 は波形が収録されておらず解析には使用できなかったが，その他の高感度加速度計では全ての時間帯において少なくとも 5 kHz 程度までの信号を受信できていることが分かった（図 2 下）．5 kHz における透過弾性波の波長はおよそ 40 mm と地盤の大きさよりも 1 桁程度小さく，スイープ信号を採用することで十分な空間分解能が得られることが分かった．さらに，収録波形と間隙水圧計および電極のデータを組み合わせて考えることで，注水時における経路による透過弾性波の伝播特性の変化を捉えられる可能性があることが分かった．

謝辞：本研究は JSPS 科研費 JP15H02996 と 26750315 の助成を受けたものである．また，SMC テック株式会社の岸田貴兆氏には実験を行うにあたりご協力頂いた．ここに記して感謝の意を表する．

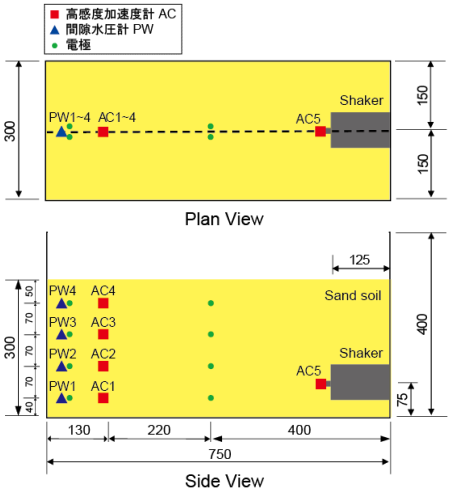


図 1. 模型砂層地盤の模式図．スケールは mm．■，▲，●はそれぞれ高感度加速度計、間隙水圧計，電極を表す．

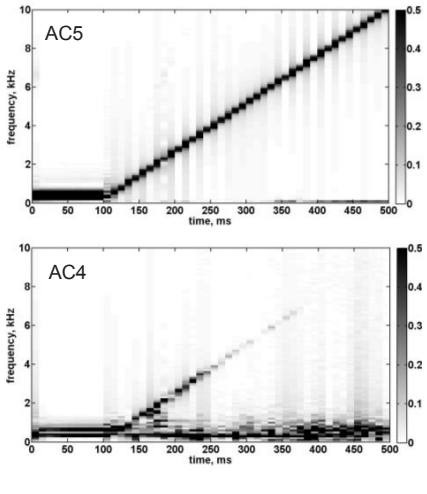


図 2. 乾燥状態におけるランニング振幅スペクトルの例．各時間帯におけるスペクトルに対して各々の最大振幅で規格化されている．

S15−P01

過去を起点とした確率論的地震動予測地図と歴史地震による最大震度地図の比較

#近藤利明・纐纈一起（東大地震研）

Comparison of Ground Motion Distributions of the Probabilistic Seismic Hazard Map and Historical Earthquake Data

#Toshiaki Kondo, Kazuki Koketsu (ERI)

地震調査研究推進本部地震調査研究委員会は2005年より全国地震動予測地図（確率論的地震動予測地図と、震源断層を特定した地震動予測地図）を公表してきた。この確率論的地震動予測地図及びそこで用いられている手法は土木・建築構造物の合理的な地震力設定や地震保険などの分野での活用が期待される一方、モデルや数値に対する批判の声が上がっており、重要な意思決定の場で用いられるためには十分な検証が必要である。

この全国地震動予測地図（確率論的地震動予測地図）の検証が行われた研究として、石川・他(2011)による、距離減衰式を用いて作成した過去の最大震度地図と、過去を起点とした確率論的地震動予測地図を比較した研究や、Miyazawa and Mori (2009)による、実際に観測された震度を空間補間して作成した最大震度地図と、全国を概観した地震動予測地図を比較した研究などが挙げられる。

本研究では石川・他(2011)による過去を起点とした地震動予測地図と、その期間に対応する実際に観測された震度を用いた最大震度地図を比較することで確率論的地震動予測地図の検証を試みる。最大震度地図の作成においてはMiyazawa and Mori (2009)によるデータを用いたが、より詳細な検討のためMiyazawa and Mori (2009)では考慮されなかった、よりマグニチュードの小さな地震を含めて、最大震度地図を作成し比較を行う予定である。

参考文献:
石川・他（2011、日本地震工学会論文集）、Miyazawa and Mori (2009, Bulletin of the Seismological society of America)

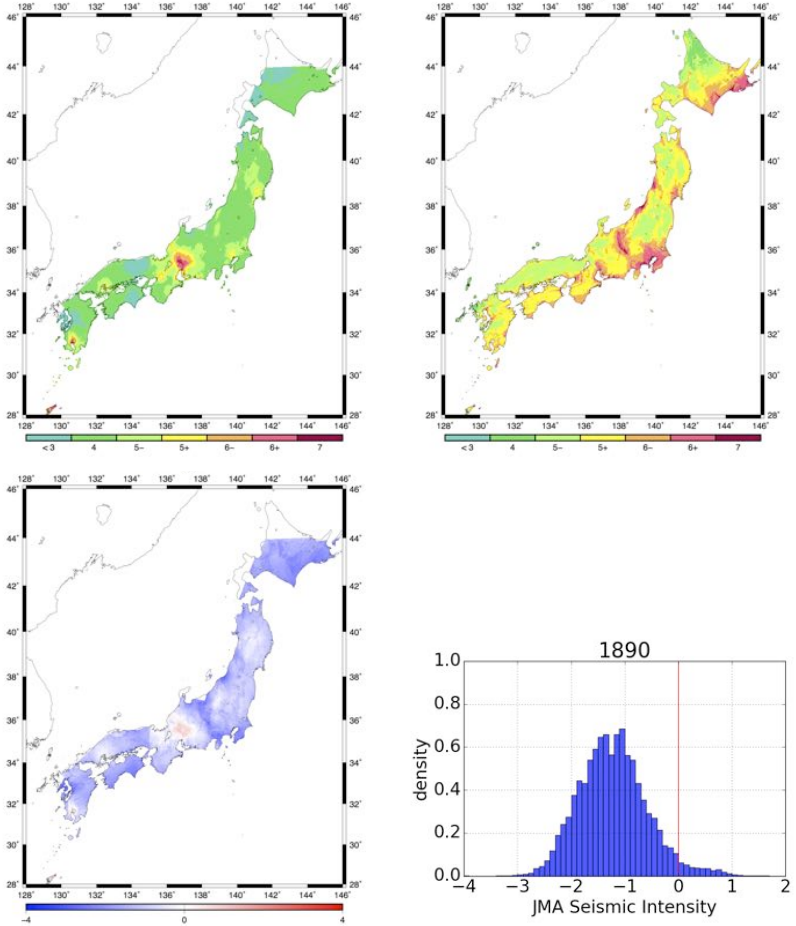


図1　歴史地震による最大震度地図（左上）、過去を起点とした30年超過確率3%の確率論的地震動予測地図（石川・他、2011）（右上）、差分（左上−右上）（左下）、差分の頻度分布（右下）。いずれも値は震度、期間は1890年1月1日～1919年12月31日

S15－P02

強震記録から求めた 2016 年熊本地震(Mj7.3)の運動学的震源モデル（その 2）

#吉田邦一・宮腰研・染井一寛（地域地盤環境研）

Kinematic Source Model of the 2016 Kumamoto Earthquake (Mj7.3) Inverted from Strong-Motion Records (ver. 2)

#Kunikazu Yoshida, Ken Miyakoshi, and Kazuhiro Somei (GRI)

■はじめに　2016 年熊本地震(Mj7.3)では，震源近傍で多くの強震動記録が観測された．この地震では，主に布田川断層沿いに地表地震断層が出現したことが多くの研究者により報告されており，前報（吉田・他，2016，JpGU）では，主要なすべりの見られた布田川断層に沿って断層面を設定したものの，断層面の南西側の観測点での記録の再現性に問題があった．本報では，日奈久断層にも沿って断層面を設定し，速度構造モデルを改良して解析した結果を報告する．

■断層面の設定　断層面の設定では，既存の活断層情報（例えば，産総研活断層 DB）や，地震直後の地表地震断層の調査結果を参考に，布田川断層および日奈久断層に沿うように，走向の変化を加味して 3 枚からなる断層面を設定した．断層の長さは，トリミングを前提に，東西に若干延長した．

■観測データ　防災科学技術研究所 K-NET および KiK-net の 22 観測点の加速度記録を用いた．KiK-net については，地中記録を用いて非線形応答の影響を少なくしている．

■速度構造モデル　グリーン関数の計算に用いた速度構造モデルは，K-NET および KiK-net の PS 検層，J-SHIS の各観測点直下の構造モデル，および地殻＋上部マントル構造モデルをつないで作成した．地殻＋上部マントル構造モデルには，1 次元モデルを仮定した．震源域およびその周辺で発生した余震の P 波，S 波を読み取り，気象庁一元化震源の震源位置および発震時から計算される理論走時との差が小さくなるように，焼きなまし法で各層の P 波，S 波速度および観測点補正値を求めて，それをもとに設定した．

■震源モデルの逆解析　震源過程のモデルを，マルチタイムウィンドウ法（例えば Hartzell and Heaton, 1983）により求めた．断層面上のすべりは，空間方向には走向方向 4 km×傾斜方向 2 km の小断層に，時間方向には 0.9 秒間隔に並べた幅 1.8 秒の 7 つのスムーズドランプ関数で離散化して表現した．観測加速度記録は積分して速度波形（周期 0.05～0.5 秒）として，主要動を含むよう P 波から 30 秒を解析対象とした．すべり量を平滑化するパラメータおよび第 1 タイムウィンドウの伝播速度 V_{FT} は，ABIC 最小となるものを選択した．V_{FT} は 2.8 km/s が最小値を示した．

■結果　得られた断層面の最終すべり分布およびモーメントレートを図 1 に示す．Somerville et al. (1999)の基準でトリミングすると，南西端の 4 km がトリミングされる．また，アスペリティは，主に布田川断層西端の浅部に同定され，その大きさは長さ 20 km×幅 10 km である．なお，日奈久断層（図 1 中 H セグメント）北東端にもある程度すべりがみられる．すべり時間関数は，浅部(図 1 中 1 の領域)で継続時間が長いが，深部（図 1 中 2 の領域）では，Kostrov 的であり，継続時間が短い．浅部で継続時間が長く，深部で短い傾向は，2008 年岩手・宮城内陸地震（吉田・他，2015）や，2014 年長野県北部地震（例えば，引間・他，2015）などと類似の傾向を示している．

謝辞　防災科研 K-NET, KiK-net の記録を使用しました．本研究は，平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（地震動評価における不確かさの評価手法の検討）事業による成果の一部である．

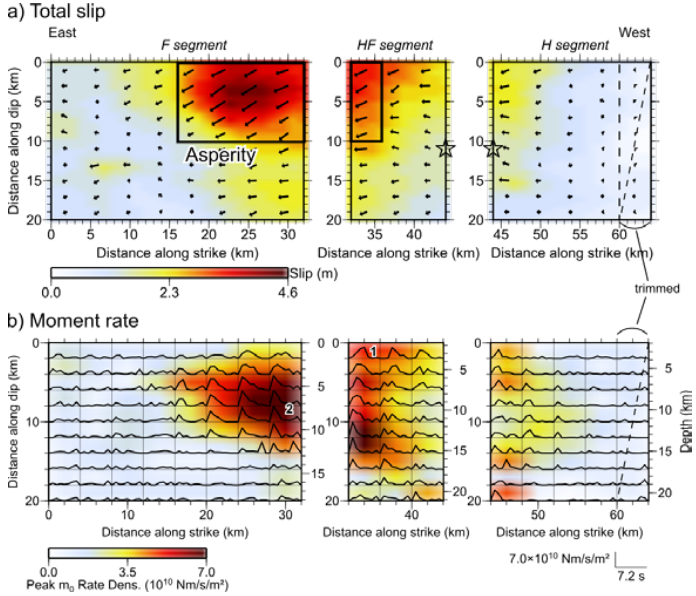


図 1　解析で得られた震源モデル．(a)すべり分布．(b)すべり時間関数．図中 1, 2 は本文を参照．

S15－P03

九州の応力降下量から考察する 別府－万年山断層帯の震源モデル化

#三宅弘恵（東大）・吉見雅行（産総研）・安藤亮輔（東大）・竹村恵二（京大）

Stress Drop in Kyushu Utilized for Source Modeling of the Beppu-Haneyama Fault Zone

#Hiroe Miyake (Univ. Tokyo), Masayuki Yoshimi (AIST), Ryosuke Ando (Univ. Tokyo), and Keiji Takemura (Kyoto Univ.)

別府－万年山断層帯は，主に正断層成分の複数のセグメントから構成されており，中央構造線の西縁に位置している．活断層調査からその重要性が指摘されているが，地震活動が極めて低調であり，これまでの重点的調査観測で積極的に利用されてきた地震活動や地震波トモグラフィーを，想定断層面あるいは断層周辺で活用することが難しい問題を抱えている．2016年熊本地震では，一部の誘発地震が阿蘇や別府で発生し，これまでの低調な地震活動では確認されていなかった別府－万年山断層帯の一部の断層幾何形状が明瞭となり（e.g., 安藤・他, 2016；内出・他, 2016），マッピングされていた活断層との定量的な比較が可能となった．しかし，依然として別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）における地震活動は気象庁一元化震源では殆ど確認されていない．

強震動予測を目的とした断層モデル構築においては，活断層調査・構造探査・重力探査・電磁気探査・地球化学的調査等の「場の調査」に加えて，広域な地殻変動や応力場が活用可能である．このうち，別府－万年山重点によって，応力場に関しては広域なものと局所的なものが推定されている．

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）では，これまでに地震調査研究推進本部や大分県によって強震動予測あるいは被害想定を目的とした北傾斜の断層モデルが構築されている．地震調査研究推進本部では，断層長さ約27 km，気象庁マグニチュード7.2程度とされており，その結果を受けて，モーメントマグニチュード6.7の断層モデルが一枚平面で構築されている．一方，大分県の想定は，活断層トレースに沿った屈曲面が設定されており，別府湾の地震として別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）を含む複数のセグメントの連動系として表現されている．

強震動予測の観点からは，地震動のパルス幅を規定するアスペリティの面積と，そのレベルを支配するアスペリティの応力降下量が，断層モデルの主要なパラメータとなる．前述の断層モデルでは，いずれもアスペリティの応力降下量は13-15 MPaとされている．九州地域においては，応力降下量あるいは短周期レベルが，日本国内の平均値に比べて相対的に低い（佐藤, 2010），同等（Somei *et al*., 2014），高い（Oth, 2013）と主張する論文がある．一方，正断層の応力降下量については，まだ地震数の蓄積が少ない状態である．

上記の様々な要素を勘案し，発表では，別府－万年山重点によって得られた成果を統合する形で，別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の断層モデルを提示する．

謝辞：本研究は，文部科学省が委託した「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）における重点的な調査観測」（研究代表者：竹村恵二）の一環として実施されています．

S15－P04

2014年長野県北部の地震（Mj6.7）における広帯域地震動評価のための特性化震源モデル

#倉橋奨・入倉孝次郎（愛工大）・宮腰研（地盤研）

Characterized source model for estimating broad-band strong ground motions during the 2014 Northern Nagano earthquake

#Susumu Kurahashi, Kojiro Irikura (AIT), Ken Miyakoshi (GRI)

１．はじめに

2014年長野県北部を震源としたMj6.7の地震が発生し、建物倒壊などの被害が発生した。この地震では、地表地震断層が確認されており、その位置は神城断層と調和的であることから、この断層の活動によるものと指摘されている。本地震では、この地表地震断層の近傍における強震動観測網（K-NET、KiK-net）の白馬観測点（NGN005、NGNH36）で強震動記録が観測されており、震源近傍の強震動記録による強震動生成メカニズムの解明にとって、非常に重要な地震である。本研究では、波形インバージョンにより長周期帯域の震源モデルを構築するとともに、経験的グリーン関数法（EGFM）により短周期帯域の震源モデルを評価し、最終的には広帯域地震動を対象とした震源モデル（特性化震源モデル）を構築する。

２．波形インバージョンによる長周期帯域の特性化震源モデル

波形インバージョン解析における対象周波数は、0.05Hz~1.0Hzとした。仮定する断層面は余震分布から走向：25度・傾斜角：50度、破壊開始点は酒井（2015）を引用した。各小断層のすべり速度関数は、ライズタイム1秒のすべり速度関数（smoothed ramp 関数）を0.5秒ずつずらして7個並べることで再現した。破壊伝播速度は、いくつかの破壊速度で検討をした結果2.3km/sとした。

各小断層からのグリーン関数の計算には、離散化波数法（Bouchon,1981）と反射・透過係数行列法（Kennett and Kerry, 1979）により、点震源として計算した。また、余震記録を用いて深部の地下構造モデルをチューニングした。波形インバージョンの解析対象波形は速度波形であるが、地表地震断層近傍に位置する白馬観測点については変位波形とした。

結果を図1に示す。すべりの大きな場所は、破壊開始点の北側で少し深い場所と、白馬観測点付近の浅い場所に推定され、Somerville et al.,(1999)による規範に基づいて、深部（ASP1）と浅部（ASP2）の2つのアスペリティが抽出された。一方、ピークモーメントレートの大きい場所を示すHigh Rate Area(HRA;吉田・他,2015)は、深部に位置するASP1にほぼ一致している。深部に位置するHRAのすべり速度関数は、kostrov型であるのに対し、浅部に位置するASP2は、ライズタイムが長くゆっくりとしたすべり速度関数になっている。以上から、短周期帯域の地震動は深部のHRA（ASP1とほぼ同様な場所）から生成されていることが示唆される。

３．EGFMによる短周期帯域の特性化震源モデル

短周期帯域（0.3~10.0Hz）については、EGFMにより強震動生成域（SMGA）震源モデルの構築を行った。対象観測点はKiK-netの地中記録6観測点とした。EGFMに用いた要素地震は、HRAの付近で発生した2014年12月22日1時17分の地震(Mj4.4)とした。

SMGA震源モデルの結果を図2に示す。SMGAの位置は、HRAと大きくは変わらないことが確認できる。また、応力降下量は9.4MPaとなった。なお、短周期地震動に対する浅部のアスペリティ（ASP2）の寄与について検討をしたところ、ASP2にSMGAを仮定した場合，近傍の白馬観測点の計算波形は過大評価となった。このことから、ASP2からは短周期帯域の強震動は生成されていないことが示唆される。

４．広帯域地震動評価のための特性化震源モデル

広帯域地震動の評価のための特性化震源モデルを図2に示す。この震源モデルの特徴として、短周期を含む広帯域地震動は破壊開始点付近のHRAから生成され、長周期地震動は浅部のASP2からも生成されたと考えられる。

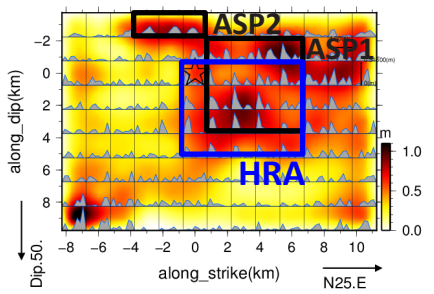


図１　震源インバージョン結果から抽出される ASP および HRA。背景はすべり分布。

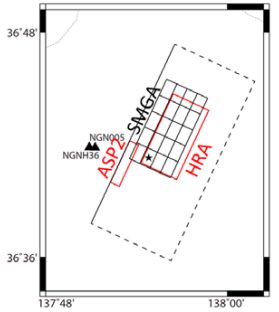


図２　広帯域特性化震源モデル（赤矩形）。SMGA も併記している。

謝辞：本研究は平成27年度原子力施設等防災対策等委託費（地震動評価における不確かさの評価手法の高度化）事業における成果の一部である。強震動データは防災科研の強震観測網の観測データを使用させて頂きました。ここに記して感謝いたします。

S15－P05

2014年長野県北部の地震（Mj6.7）の特性化震源モデルを用いた広帯域（0.1 ~ 20 Hz）地震動評価

#竹越美佳・高浜勉・松元康広（KKE）・宮腰研（地盤研）

Validation of simulation for broadband strong-ground motions using the characterized source model during the 2014 Northern Nagano Earthquake (Mj6.7)

#Mika Takekoshi, Tsutomu Takahama, Yasuhiro Matsumoto (KKE), Ken Miyakoshi (GRI)

■はじめに 近年、広帯域を説明できる地震動の評価手法としては、短周期側を統計的グリーン関数法、長周期側を理論的手法で評価して結合するハイブリッド合成法が広く用いられている。ハイブリッド合成法による地震動評価では、日本では一般に「レシピ」（地震本部, 2016）を活用して震源および地震基盤から地表までの地盤をモデル化し評価が行われているが、計算地震動の精度について、定量的に評価されている事例は少ない。そこで本研究では、2014年長野県北部の地震（Mj6.7）を対象に、その震源インバージョン結果や経験的グリーン関数法によるSMGAモデルに基づいた特性化震源モデル（倉橋ほか、2016）を用いて広帯域の地震動シミュレーションを実施し、その妥当性を検証した。検証には、震源断層を取り囲むKiK-net観測点（7地点）を対象とし、combined goodness-of-fit（以下CGOF, Dreger et al., 2015）を用い、計算地震動の観測記録に対する説明性の定量的な評価を行った。

■サイト増幅特性の推定 KiK-net地中地震計以浅の浅部地盤モデルを精度良く同定するために、余震記録のTransverse成分の地表／地中のスペクトル比を用いた。地盤同定では、地盤の初期モデルとしてPS検層結果を利用し、層厚は固定したまま地盤物性値（Vs, Qs）を変動させ、遺伝的アルゴリズムを用いて最適な地盤モデルを求めた。同定された地盤構造モデルによるサイト増幅特性の検証として、中小地震（Mj4.4）を対象に統計的グリーン関数法を用いた地震動評価を実施した。その結果、同定前に比べて、同定後の地盤モデルを用いることにより観測記録に近い結果が得られた。

■広帯域地震動シミュレーション 次に、倉橋ほか（2016）による特性化震源モデルを用いてハイブリッド合成法による地震動シミュレーション（0.1 ~ 20 Hz）を行った。ハイブリッド合成法では、高周波数側は統計的グリーン関数法、低周波数側は理論的手法（波数積分法（久田, 1997））を用いて地震動を評価した。

その結果、震源近傍の観測点NGNH36（白馬）では、時刻歴波形の振幅だけでなく継続時間も観測地震動をよく表現できた。フーリエスペクトルや応答スペクトル（RotD50, Boore, 2010）を比較すると、多くの観測点で観測地震動を良く説明できた（図1はNGNH36（白馬）とNGNH28（戸隠）における観測および計算応答スペクトルの比較を示す）。しかし、一部の観測点において、計算波形による観測波形の再現性は良好とは言えなかった。この要因として、糸魚川－静岡構造線を挟み東西で伝播経路の減衰傾向が異なることが示唆された。

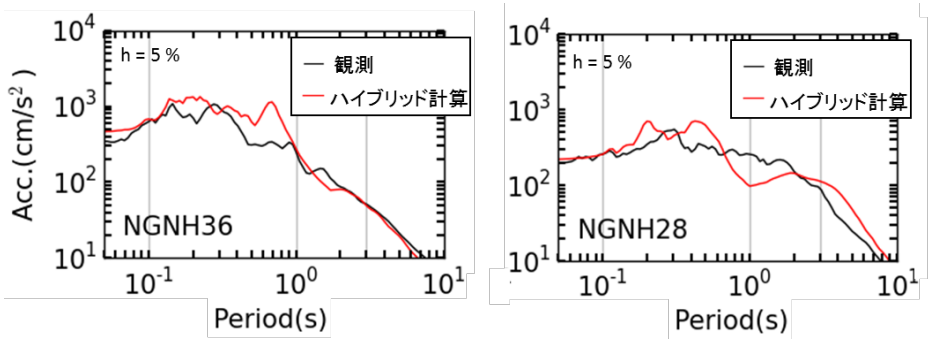


図1 NGNH36（白馬）とNGNH28（戸隠）における観測とハイブリッド計算の加速度応答スペクトルの比較例

■計算地震動のCGOFによる評価 観測地震動と計算地震動の加速度応答スペクトルの比を用いたCGOF指標を算出し、断層最短距離（0 ~ 70 km）・周期帯（0.05 ~ 10 s）の成績を判定する（指標値：CGOF≦0.35で良好）。本検討で特に断層最短距離が20 km以内の震源近傍観測点において、CGOF≦0.35となる計算結果が多く得られ、観測記録をよく説明できていることが確認できた。

謝辞：本研究は平成27年度原子力施設等防災対策等委託費（地震動評価における不確かさの評価手法の高度化）事業における成果の一部である。強震動データは防災科研の強震観測網の観測データを使用させて頂きました。ここに記して感謝いたします。

参考文献：倉橋ほか(2016), 日本地震学会2016年度秋季大会予稿集. Dreger et al.(2015), SRL, Vol.86, No.1, pp.39-47. 久田(1997), 日本建築学会構造系論文集, 第501号, 9-56. Boore(2010), BSSA, Vol.100, No.4, pp.1830-1835.

S15－P06

1847年善光寺地震の震源断層モデルの構築及び強震動シミュレーション

#松島信一（京大防災研）・吾妻崇（産総研）・野澤貴（鹿島）・市村強（東大地震研）

Construction of the Source Fault Model of the 1847 Zenkoji Earthquake and Strong Motion Simulation

#Shinichi Matsushima (DPRI, KU), Takashi Azuma (AIST), Takashi Nozawa (Kajima), Tsuyoshi Ichimura (ERI, UT)

The 1847 Zenkoji Earthquake occurred in the late Edo period and the epicenter is assumed to be around the city of Nagano and left 8174 casualties. We constructed a source model in order to simulate the strong motion during the earthquake. The length of the fault was estimated from previous studies, but we constructed a complex model to follow the curvature of the surface fault. We assumed a fault that is divided to three segments for the area shallower than 6 km and connected by a single segment in the deeper part. This model will be used for strong motion simulation of the 1847 event.

1847年善光寺地震は，江戸時代末期に発生した長野市付近を震央とする大地震である．地震が発生したときには善光寺の御開帳が行われていたために多くの人がこの地震の被害に遭い，死者は8174人に達したと言われている（宇佐美ほか，2013）．この地震の震源断層は，長野盆地西縁断層帯とされている．この活断層は長野盆地の西縁に沿って分布する西傾斜の断層面を持つ逆断層で，北端は飯山市，南端は長野市篠ノ井地区と推定されており，全体の長さは約60kmに達する．当時の記録から推定される地震に伴う地表変位の量は，最大約4.5mに及び，断層帯に沿った各所で2mを超える．変動地形学的には，断層帯北部の飯山地区においてはバルジ状の地形の高まりが認められる．

強震動シミュレーションのための震源断層モデルの構築のために用いる断層長と地表地震断層の位置は，活断層研究会編（1991）に基づいた．断層長は全体が約42kmになる．断層の一般走向は同文献に示されている地表地震断層の端点同士を結んだ直線の方向（N32° E）としたが，地表の断層線は東へ突出した弧を描いている．この分布形状にできるだけ合わせるため，断層を北部・中央部・南部に3区分し，中央部のみ断層浅部の傾斜角を低角にするモデルを設定した（図1）．すなわち，長野盆地の堆積盆の基底深度に相当すると思われる深さ6kmを境に，それより深部では全区間において断層面の傾斜角を50度（西傾斜）とするが，浅部では30度（西傾斜）を基本とするものの中央部では18.7度（西傾斜）とした．この中央部の傾斜角は，断層面の深部・浅部境界（断層面の傾斜角が変化する点）と中央部の地表地震断層の出現位置を結ぶような面を図面上で設定して，その傾斜角を求めた．強震動を計算する際の断層面の上端深度は2kmとする．アスペリティは北部・中央部・南部のそれぞれ深部（6km以深）に配置し，総面積に比例して中央部のアスペリティ面積が北部・南部の3倍となるように設定した．

このように設定した震源断層モデルに基づき，1847年善光寺地震による強震動のシミュレーションを行う．

謝辞：本研究は，東大地震研・京大防災研拠点間連携共同研究の課題募集型研究の一環として行った．

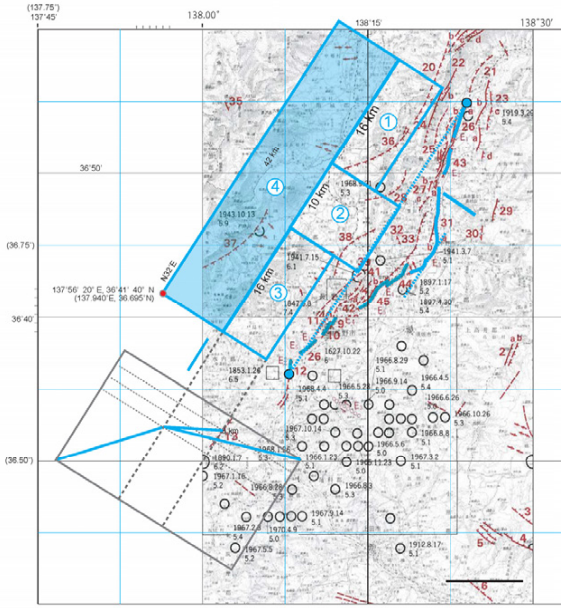


図1　1847年善光寺地震の震源断層モデルの地表投影面および断面図（活断層研究会編(1991)に加筆

S15－P07

強震動記録に基づく2010年Darfield地震（Mw7.1）の特性化震源モデルの構築

#松元康広・高浜勉（構造計画研）・入倉孝次郎（愛知工大）

Characterized Source Model of 2010 Darfield Earthquake (Mw7.1) Estimated from Strong Motion Records

#Yasuhiro Matsumoto, Tsutomu Takahama (KKE), Kojiro Irikura (AIT)

■はじめに

2010年9月3日16時35分（UTC）にクライストチャーチの西方約40kmに位置するダーフィールド近郊でMw7.1の地震（以降、2010年Darfield地震と呼ぶ）が発生した。この地震では、震源近傍で100cm/s程度の大速度が記録され、地表に最大約5m近くに達する右横ずれの変位が東西に約30kmにわたって現れた（Quigley et al., 2012）。このような大速度や地表変位が現れた地震の震源モデルを推定し、その知見を増やしていくことは、今後の強震動評価のために重要である。

本研究では、2010年Darfield地震の断層周辺の0.1～10秒の広帯域地震動を再現できる特性化震源モデルの構築を試みる。その際、はじめに2～10秒の長周期地震動を再現できる特性化震源モデル（以降、長周期モデルと呼ぶ）を構築する。次に、長周期モデルを参考に0.1～2秒の短周期地震動を対象にした特性化震源モデル（以降、短周期モデルと呼ぶ）を構築し、観測波形との比較を行う。

■特性化震源モデルの構築

長周期モデル（2～10秒）：長周期モデルを構築する際、Heyes (2010) の遠地記録を用いた震源インバージョン結果を参考に、断層周辺の特徴的な速度波形（震源近傍観測点の大速度振幅や、複数観測点で断層直交成分の最大速度が断層平行成分の2倍程度である）の再現性を重視した。合成波形は波数積分法（久田, 1997）で評価を行い、地下構造モデルはGuidotti et al. (2011) の1次元モデルを全観測点で共通とした。長周期モデルの各パラメータは試行錯誤により調整した。図1にアスペリティの位置と、図2に観測波形と合成波形の比較の一例を示す。特徴的な波形は概ね再現できている。なお、長周期モデルのアスペリティ総面積は全破壊域（全破壊域はHeyes (2010) のすべり分布からSomerville et al., (1999) の規範によりトリミングした）の19%であった。

短周期モデル（0.1～2秒）：長周期モデルを参考に短周期モデルを構築し、経験的グリーン関数法により短周期地震動の評価を行った。経験的グリーン関数（EGF）は2010年9月6日15時24分（UTC）の地震記録を用いた。短周期モデルのパラメータは長周期モデルとほぼ同様であるが、ライズタイムのみが異なる（短周期モデルの方が短い）。短周期モデルの各アスペリティの平均応力降下量は18.6MPaで、入倉・他 (2014) による既往の内陸地殻内地震の平均応力降下量と同程度である。図3に観測波形と合成波形の比較の一例を示す。モデルの調整やEGFのパラメータの精査等は今後必要ではあるが、観測波形を概ね再現できている。なお、GDLCの水平成分の加速度波形については後述する。

■まとめと課題

2010年Darfield地震について、本研究で構築した特性化震源モデルを用いて観測波形を概ね再現できた。しかし、一部で再現性が芳しくない観測点もあり、その理由として、1)仮定した断層面の一部で地表変位や余震分布との乖離があるため、断層面の幾何形状が一部で適切でない、2)経験的グリーン関数法による加速度波形が水平成分で過大評価となっている観測点（図3右のGDLC）は、強震時に強い非線形性があった、等が考えられる。

また、本研究では長周期モデルと短周期モデルでほぼ同様のパラメータを用いた。周期帯に応じた特性化震源モデルの差異についての議論をするためには、同様の検討を蓄積していく必要がある。

謝辞：本研究は平成27年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業における成果の一部である。強震動データや震源カタログはGeo Netのデータを使用させて頂きました。記して感謝いたします。

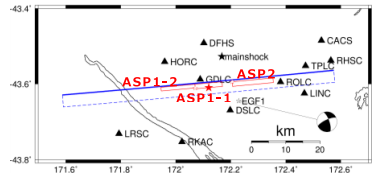


図 1 観測点とアスペリティの位置

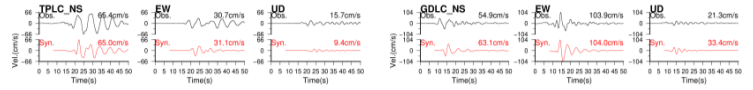


図2 長周期モデルによる観測波形と合成波形の比較（速度）

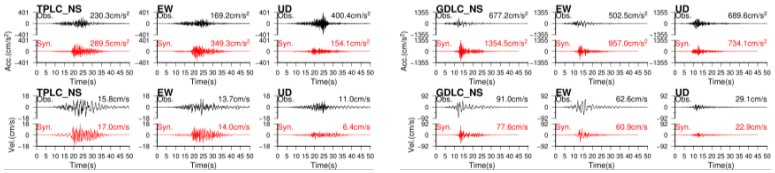


図3 短周期モデルによる観測波形と合成波形の比較（上：加速度、下：速度）

S15－P08

強震動生成領域におけるストレス・パラメータの深さ依存性に関する検討

#宮腰研（地盤研）・入倉孝次郎（愛工大）・釜江克宏（京大原子炉）

Examination of depth dependency for stress parameter in strong motion generation area (SMGA) of the inland crustal earthquakes in Japan

#K. Miyakoshi (GRI), K. Irikura (AIT), and K. Kamae (KURRI)

１．はじめに：Asano and Iwata (2011)は震源インバージョン解析結果に基づいて断層面上での応力降下量を推定し、アスペリティ領域における応力降下量の深さ依存性を指摘している。その際、彼らの用いた震源インバージョン解析の対象周波数は1Hz以下の主に低周波数帯域（T>1s；長周期域）である。そこで本検討では、主に周波数1Hz以上の高周波数帯域（T<1s；短周期域）の強震動加速度記録を対象にした経験的グリーン関数法(EGF)を用いて得られたSMGA（アスペリティ領域とほぼ同じ領域と仮定）の応力降下量を文献から調べ、その応力降下量の深さ依存性について検討を行う。

２：応力降下量の深さ依存性：本研究で収集・整理したEGFフォーワード・モデリングの結果は1995～2014年に国内で発生した19個（横ずれ断層：9個、逆断層：9個、正断層：1個）の内陸地殻内地震(M_W5.4～6.9) の強震動記録を用いて解析されたものである。図1にSMGAにおける応力降下量の深さ分布を示す。SMGAの応力降下量はバラツキが大きく、明瞭な深さ依存性は確認できなかった。参考のため、Asano and Iwata (2011)によって提案されている国内の内陸地殻内地震におけるアスペリティ領域の応力降下量の深さ依存式（$\Delta\sigma_a$[MPa]=1.10×h[km]＋4.2）を図中に破線で示す。

３．加速度レベルの深さ依存性：次に、応力降下量と SMGA の大きさ（等価半径）の積の関係で示される加速度レベルに着目し、その深さ依存性について検討を行う。なお、加速度レベルは地震モーメントの 1/3 乗に比例する（壇・他、2001）。このため、本検討では各 SMGA の加速度レベルに対して、それぞれの SMGA の面積に応じて重み付けされた地震モーメントの 1/3 乗で規格化している（以下、規格化加速度レベル）。図 2 は各 SMGA における規格化加速度レベルの深さ分布を示しており、その深さ依存性が認められる。そこで、規格化加速度レベルに対して最小二乗法的に最適な回帰式を求め、それに基づいて応力降下量の深さ依存式を求めた。なお、規格化加速度レベルの回帰式を求める際、Asano and Iwata (2011)の深さ依存式における傾き(1.1MPa/km)を仮定するとともに、Somerville et al.(1999)による地震モーメントと断層面積の関係(S-Mo)、また、宮腰・他(2015)による断層面積に対するアスペリティ面積比(Sa/S=0.16)を仮定した。図 2 に規格化加速度レベルの回帰式、図 1 にその回帰式に基づいて得られる SMGA の応力降下量の深さ依存式（$\Delta\sigma_{SMGA}$[MPa]=1.10×h[km]＋7.1）をそれぞれ実線で示す。得られた応力降下量の深さ依存式は、Asano and Iwata(2011)に比べて、やや大きな結果が得られた。得られた応力降下量の深さ依存式に対して、今後、EGF フォーワード・モデリングや統計的グリーン関数を用いた地震動評価による検証が必要と考える。

謝辞:京大防災研・浅野准教授、岩田教授にはアスペリティ領域の応力降下量、愛工大・倉橋博士、長岡技術科学大・池田教授、防災科研・前田博士にはEGFフォーワード・モデリング結果をご提供頂きました。本研究は平成27年度原子力施設等防災対策等委託費（地震動評価における不確かさの評価手法の高度化）事業の成果の一部を取りまとめたものである。

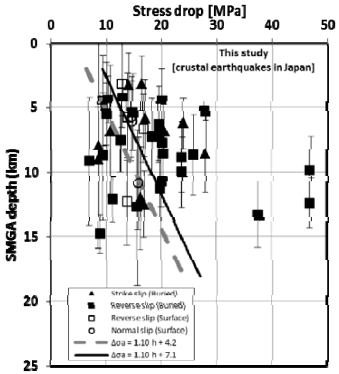


図 1　応力降下量の深さ依存性。実線：規格化加速度レベルの回帰式（図 2）に基づいた応力降下量の深さ依存式。破線：Asano and Iwata(2011)による深さ依存式。

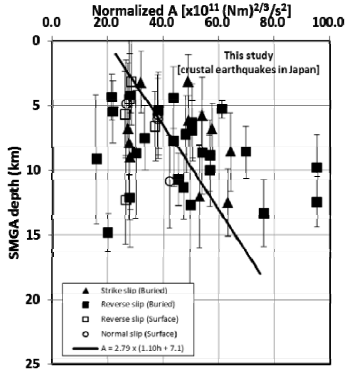


図 2　規格化加速度レベルの深さ依存性。実線：規格化加速度レベルの深さ依存式。

S15－P09

有限差分法を用いた地表及び潜在断層地震における地震波動伝播シミュレーション

#吉田昌平・香川敬生・野口竜也 （鳥取大学大学院工学研究科）

Simulation of Seismic Wave Propagation between Surface and Buried Rupture Earthquake Using Finite Difference Method

#Shohei Yoshida, Takao Kagawa, Tatsuya Noguchi (Tottori Univ.)

内陸地殻内地震における地表地震断層の有無は地震動特性に影響を与えることが知られている．Somerville(2003)は，M7 クラスの地震に着目して，スペクトル距離減衰式(Abrahamosn and Silva,1997)の算出値と観測値の比を取ることで各地震の地震動特性を評価している．その結果，地表地震断層の有無による地震動特性の違いとして，地表地震断層が出現した場合(地表断層地震)と出現しない場合(潜在断層地震)を比較すると，周期帯 0.3-3.0 秒程度で弱くなることが報告されている．また，国内で発生した地表断層地震(2008 年岩手宮城内陸地震，2011 年福島県浜通り地震，2014 年長野県神城断層地震，2016 年熊本地震)でも，特定の周期帯で地震動が弱くなることが確認されている(図 1 参照)．

最近では，2016 年 4 月に発生した熊本地震で地表地震断層の出現が確認されており，地震後の益城町内における現地調査から，地表地震断層直近において断層変位に起因した建物被害以外が極端に小さいことが報告されている(例えば，香川ほか，2016)．上述したとおり，地表地震断層を生じることによって特徴的な地震動特性および断層近傍の極端に軽微な建物被害がこれまで確認されてきた．

本研究では，地表地震断層の有無で異なる地震動特性を震源近傍の地震動を定量的に評価するために，有限差分法(FDM)を用いた 3 次元地震動シミュレーションによって地表面地震動を推定した．FDM の計算は，空間に対して 4 次精度，時間に対して 2 次精度の Staggered グリッドを用いた．地表及び潜在断層地震の震源断層のパラメータの違いは Kagawa et al.(2004)及び吉田ほか(2016)を参考に決定した．

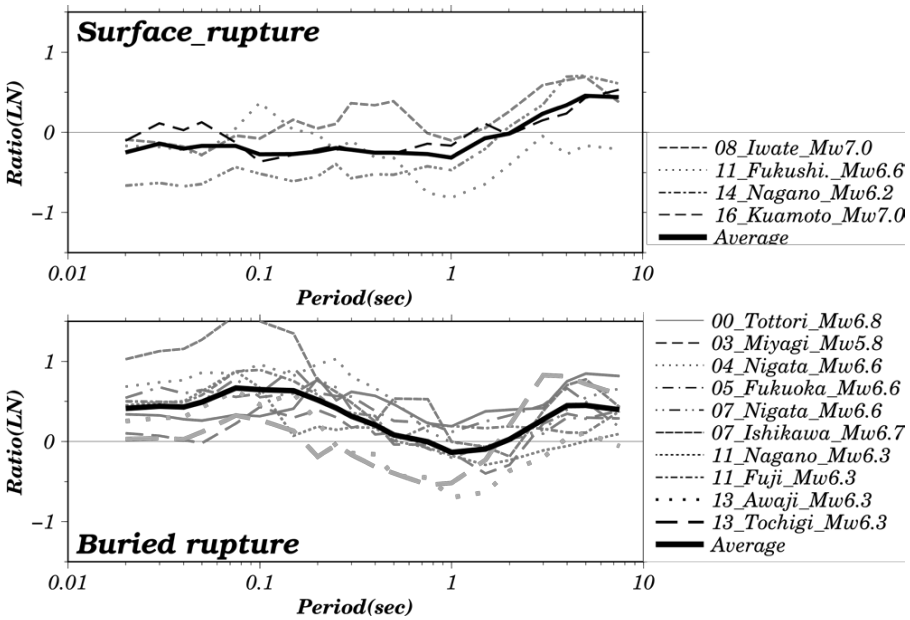


図 1 スペクトル距離減衰式の経験的応答スペクトルに対する観測値の偏差(縦軸：自然対数)，(吉田ほか，2016)

本発表では，FDM で算出された地表地震断層近傍の地震波形から極端に小さい建物被害の原因および地表及び潜在断層地震で異なる地震動特性についての考察を報告する．

[参考文献]

Somerville (2003): Physics of the Earth and Planetary and Interiors, 137, 201-202, . Abrahamson and Silva(1997)：Seismological Research Letter, Vol. 68, Number1, 94-127. 吉田ほか(2016)：日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集，SCG61-P03，香川ほか(2016)：日本地球惑星連合大会 2016 年大会予稿集，M-ISå34. Kagawa et al.,(2004)：Earth Planets Space, 56,3-14.

S15−P10

レプリカ交換モンテカルロ法を用いた首都圏地震動イメージング

#加納将行・長尾大道・伊藤伸一（東大地震研）・石川大智（東大情報理工）・酒井慎一・中川茂樹・堀宗朗・平田直（東大地震研）

Seismic wavefield imaging based on the replica exchange Monte Carlo method.

#Masayuki Kano, Hiromichi Nagao, Shin-ichi Ito (ERI), Daichi Ishikawa (IST, UTokyo), Shin'ichi Sakai, Shigeki Nakagawa, Muneo Hori, Naoshi Hirata (ERI)

将来発生することが予想されている首都直下地震に向けて、地震発生直後に建物や橋梁等の構造物の被害を、数値シミュレーションによって即時に推定する「応急評価」の技術開発が行われている。構造物の被害の推定は、構造物の応答解析によって得られるが、その際に各構造物の直下における地震動を初期条件として与える必要がある。すなわち、この入力地震動を地震観測網で得られた地震波形データから推定する「地震動イメージング」手法の技術開発が重要である。

関東地方では、地震時の地震動や建物の挙動の予測を通した首都圏の防災・減災への貢献を目的として、首都圏地震観測網（MeSO-net）が構築されている（平田ほか、2009）。MeSO-netでは、3成分の加速度計がおよそ2~5 kmの間隔で設置されており、世界的に見ても非常に高密度な観測網である。我々は、MeSO-netで観測された波形の使用を念頭に、さらに密度の高い首都圏の100万オーダーの構造物に対する入力地震動のイメージング手法の開発を行ってきた。

これまでに我々は、Group lasso（Yuan and Liu, 2006）やKriging法（Matheron, 1963）を用いたデータ駆動型モデリングによる地震動イメージング手法を構築し、約5秒より長周期の地震動に対して、有効であることを示した（例えばMizusako et al., 2014, AGU, 加納ほか, 2015, 地震学会など）。しかしながら、これらの観測データのみから地震動を推定するイメージング手法は、特に高周波域において有効でない。そこで、本研究では、より高周波の地震動イメージングに向けて、新たに地下構造と波動方程式の物理条件を導入する。

具体的には、1次元の地下構造を仮定し、各層のパラメータ（地震波速度および層厚）に関する事後確率密度分布を、レプリカ交換モンテカルロ法（REMC、例えばSwendsen and Wang, 1986）によって推定する手法を提案する。REMCは、目標とする確率密度分布からサンプリングを行うマルコフ連鎖モンテカルロ法（MCMC）の一種であり、一般的なMCMCで用いられるメトロポリス法などに比べて、大域的な探索を行うことで、多峰性のある確率分布からでも効率的にサンプリングを得ることを可能とする。

はじめに、地下構造を仮定して生成した擬似データに対して適用する双子実験により、提案手法の性能評価を行い、1)REMCがメトロポリス法に比べて、事後分布から大域的かつ効率的にサンプリングを得るのに有効であること、2)得られたサンプルを用いて推定したイメージング結果は、仮定した真の波動場に類似していることを確認した。一方で、観測データのみを用いた古典的な空間補間法であるクリギング法では0.30Hz以下の低周波域においても、仮定した波動場をきちんと再現できなかった。この結果は、地震動イメージングの高度化には、物理的な拘束条件の導入が必要不可欠な要素であることを示している。

次に、更なる地震動イメージングの高度化に向けて、震源位置を推定パラメータに含めた地震動イメージングを検討した。地震発生時には気象庁から震源が位置座標として公表されるが、この推定震源位置は少なくとも数kmの不確定性を含むと考えられる。そこで、震源位置の事前分布を、平均を気象庁震源、標準偏差を10 kmとする正規分布として考慮し、新たに震源位置を推定パラメータとして加えた地震動イメージング手法を開発した。数値実験の結果、観測波形を説明する震源位置は点ではなく、ある一定の“雲”のような領域を持つことが分かった。提案手法をMeSO-netで観測された2014年9月16日に発生した茨城県南部地震の地震波形に適用してみたところ、少なくとも5秒より長周期の観測波形を再現した地震動イメージング結果が得られたことが分かった。現在、より高周波の地震動イメージングに向けた検討を行っている。

謝辞：本研究では首都圏地震観測網（MeSO-net）の地震波形データを使用させていただきました。また、本研究は文部科学省受託研究「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」の一環として行われています。

S15−P11

マルチスケール波形インバージョンによる南海トラフ付加体の三次元速度構造の推定

#郭 雨佳・纐纈一起（東大地震研）

A Multiscale Waveform Inversion for the 3-D Velocity Structure of the Accretionary Wedge along the Nankai Trough

#Yujia Guo and Kazuki Koketsu (ERI, Univ. Tokyo)

南海トラフ地震による周期 2-20 秒程度の長周期地震動の生成・伝播過程に大きな影響を及ぼす要素として，海域浅部に 6 km 以上にも及ぶ最大厚さで堆積する付加体（図 1）の存在が挙げられる (e.g., Yamada and Iwata, 2005)．正確な付加体の三次元速度構造モデルは，精度の良い長周期地震動の予測のみならず，地震波の長周期成分を用いた正確な震源過程解析にとって必要不可欠である．しかしながら，海域浅部の速度構造に対する既存のモデルは，地震波形の観測記録に対する説明性が陸域に比べて不十分であり，特に周期 10 秒以下の帯域で良好な精度を有していない (Nakamura *et al.*, 2015)．そこで，地震波形そのものを使用した三次元速度構造のインバージョンを行うこととした．郭・纐纈 (2016) は地震波形の振幅および位相を説明可能な三次元速度の層構造をマルチスケール波形インバージョンによって推定する手法を提案した．本研究では，この手法を東南海沖の付加体の三次元速度構造の推定に適用した．

マルチスケール波形インバージョンは速度構造を変化スケールの長いものから短いものへ逐次的に求めていく手法で，モデルパラメータに関する偏微分係数に必要なフォワード計算の回数を大幅に削減し，付加体のような初期モデルの精度が良好でない場合でもグローバルな最適解へ収束しやすいなどの利点がある (e.g., Bunks *et al.*, 1995)．

インバージョンに使用する初期モデルは Guo *et al.* (2016) の 3 層からなる付加体モデルである．モデルの x-y 平面にグリッド節点を配置し，各グリッド節点における第 1 層および第 2 層の層厚をモデルパラメータとした．層境界は，曲率最小化アルゴリズム (Smith and Wessel, 1990) でグリッド節点を結んで表現した．観測波形と理論波形の差を最小とする非線形最小二乗問題に対して線形近似を行い，イタレーションでモデルパラメータを求めた (e.g., Aoi, 2002; Iwaki and Iwata, 2011)．ヤコビ行列に必要な偏微分係数は差分近似で求め，その際の波形計算は Koketsu *et al.* (2004), Ikegami *et al.* (2008) によるボクセル有限要素法を使用した．また，各イタレーションにおいて，インバージョンを安定に行うためのダンピングおよびモデルパラメータに課す非負条件（纐纈, 1989）を導入し，それらの強さを決める係数は試行錯誤的に決定した．インバージョンには，2016 年 4 月 1 日に発生した三重県南東沖の地震 (M_j 6.5, M_w 6.0) の際に海陸域 23 観測点（図 1）で得られた速度波形の，S 波到達約 4 秒前から 30 秒間の部分を使用した．波形に対して 0.08-0.125, 0.08-0.25 Hz の二つのバンドパスフィルターをかけ，0.08-0.125 Hz の帯域からインバージョンを開始し，得られた暫定解を 0.08-0.25 Hz の帯域のインバージョンにおける初期解として利用した．インバージョンのグリッド節点間隔は，0.08-0.125 Hz では 14 km, 0.08-0.25 Hz では 7 km に設定した．各帯域でイタレーションを 3-4 回繰り返すと，残差の減少が小さくなったのでそこで収束とした．

構造探査等による二次元断面イメージ (e.g., Moore *et al.*, 2009) では，付加体速度構造モデルの第 1 層に相当する部分の最大厚さが熊野海盆において約 2,500 m であるのに対して，本研究の三次元インバージョンではそれよりもやや厚い 3,000 m ほどに求まった．発表では，インバージョンで求まった速度構造モデルを示すとともに，他の地震の記録などを用いてモデルの妥当性の検証を行う予定である．

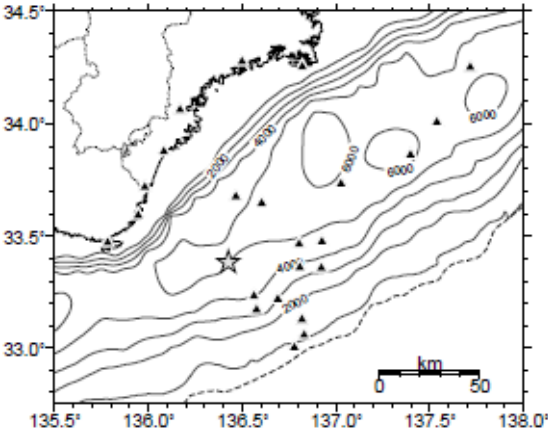


図 1　本研究の対象領域．☆は地震の震央，▲は速度構造インバージョンに使用する観測点，コンターは付加体厚さを表す．

謝辞　K-NET/KiK-net, DONET1 および東南海ケーブル式常時海底地震観測システムの波形記録を使用しました．これらの観測網の構築ならびに維持に係わる防災科学技術研究所・海洋開発研究機構・気象庁の方々に記して感謝いたします．

S15－P12

実被害との対比に基づく木造建物の層剛性モデルの設定

飯山かほり・上野翔太・山崎義弘・#盛川仁・坂田弘安・廣瀬壮一（東工大）・後藤浩之（京都大）

Modeling of story stiffness for wooden structure based on comparison to actual damage

Kahori Iiyama, Shota Ueno, Yoshihiro Yamazaki, #Hitoshi Morikawa, Hiroyasu Sakata, Soichi Hirose (TIT), and Hiroyuki Goto (Kyoto Univ.)

1．はじめに

近年，日本各地で想定を上回るような規模の地震が頻発している。直近では2016年熊本地震があり，建築年代の古い建物のみならず新耐震基準を満たす木造建物にも倒壊の被害が見られ，顕著な被害が特定の地域に集中していたことなども指摘された（例えば国総研2016）。強震動を受ける建物は，その建築年代，種別，構造の違い，また地盤構造の局所的な変化に伴う地盤震動の違いといった複合的要因から，狭い区域内であってもその被害が大きく分かれることがある。このような被害について分析するには，シミュレーションベースの方法が有効である。

シミュレーションベースの方法では，より実際に近い物性値や仮定を導入することが肝要であり，建物に関していえば形状データや設計値があればモデルを設定しやすい。しかし，たとえ設計値が既知であっても非構造部材まで緻密に反映するのは容易でないこと，部材の非線形挙動は多分に不確実さを伴うことなど，モデル設定における課題は少なくない。特に木造建物に関しては，動的試験の実績自体も少なく，建物の大振幅時の挙動をある程度簡便なモデルでも再現できるかは不明である。逆に，特定の建物を精確にモデル化したとしても，これを一般化できる保証はない。このような状況を鑑みれば，実被害との照合に基づき，合理的・実用的なモデルを経験的に模索する試みには大きな意義がある。

そこで本研究では，東北地方太平洋沖地震後の建物被害分布が既知の地区に着目し，建物形状データや設計基準を参考に木造建物の層剛性モデルを作成，地震応答解析を行い，解析結果を実被害と対比させることで，合理的な建物モデルの設定について考察を加えた。

2．実被害との比較に基づくモデル設定

宮城県大崎市古川地区では，東北地方太平洋沖地震により1300棟超の建物が被害を受けた。特に数km^2という狭い地域の中でも被害の度合いが大きく異なり，木造家屋の局所的な被害集中も見られた。そこで，主に木造建物を対象に，各層に1つの質点とせん断バネを有する簡易モデルを次のように作成した。1）建物の建築年代は明らかでなかったことから，国土地理院提供の航空写真に基づき対象地域内の建物の建築年代を判別した。また，地震直前の調査に基づく住宅デジタルデータから地震時の建物種別・面積・高さを取得し，これらを各建物モデルに反映した。2）木造家屋が該当する年代の建築基準法に従って建設されたと仮定し，各基準法に見られる壁倍率や強度，層間変形角等の変遷を考慮して層剛性の骨格曲線（層せん断力係数―層間変形角の関係）を設定した（喜々津ほか，2015，日本建築学会,1981）。履歴曲線はバイリニアスリップ型でモデル化した。

入力地震動は，対象地域内で観測された2つの本震記録（JMA大崎市古川およびK-NET古川）を利用して対象地域内の地盤構造の空間変化（後藤ほか，2016）に基づき補間（盛川ほか，2016）した結果を用いた。非線形時刻歴応答解析から最大層間変形角を算出してこれを損傷度合いに換算することで，実被害状況と照合した。この結果，解析から得られた応答が実被害に対してその殆どが過大評価となり，また2階建てモデルでは2階部分が1階に先行して倒壊に至るなど，全体として設計基準ベースのモデルは建物強度を過少評価する傾向が示唆された。そこで，充足率等の建物耐力に関連する特性に着目したパラメータスタディを行い，耐力に関連する項目を調整することで設計基準ベースの質点系モデルでも実被害をある程度良好に再現することを示した。

参考文献

喜々津仁密・中川貴文・奥田泰雄・坂田弘安(2015)日本版改良藤田スケールの開発 -木造戸建て住宅の DOD と推定風速の概要-，平成27年度日本風工学会年次研究発表会，117-118.

国土技術政策総合研究所・建築研究所 平成28年(2016年)熊本地震による建築物等被害第二次調査報告（速報），2016年5月2日，http://www.kenken.go.jp/japanese/contents/topics/2016/02-kumamoto-1.pdf

Goto, H., Mitsunaga, H., Inatani, M., Iiyama, K., and Morikawa, H. (2016) “Shallow subsurface structure estimated from dense aftershock records and microtremor observations in Furukawa district, Miyagi, Japan”, JPGU, May 23-28.

日本建築学会(1981)建築耐震設計における保有耐力と変形性能，39-56.

盛川仁・飯山かほり・後藤浩之(2016)大崎市古川地区における2011年東北地方太平洋沖地震の本震記録を用いた地震動分布の簡易推定，日本地震学会秋季大会（投稿中）

S15－P13

小規模高密度微動アレイ記録を用いた回転成分の推定

#堀家正則（阪神コンサルタンツ）・羽田浩二（ニュージェック）

Rotation Inferred from Microtremor Recorded by a Small Dense Array

#Masanori Horike (Hanshin Consultants CO., LTD.), Koji Hada (NEWJEC Inc.)

１．はじめに

回転成分推定に関する研究は多くないため、適切な推定法に関する議論が充分なされていない。ここでは、（１）どのような観測（アレイ構成）が適切であるのか、（２）テーラー展開の次数はいくらがよいのか、（３）剛体を仮定した推定法と弾性体を仮定した推定法の関係、について小規模高密度微動アレイ記録により検討する。

２．小規模高密度微動アレイ観測

この研究のゴールは地震動の回転成分の推定であるので、地震動アレイ記録を用いるのがよい。しかし、地震動観測は微動観測に比較して長期間（数ヶ月から数年）の維持が必要となるがその維持は容易ではない。さらに適切なアレイ設置場所を見つけることも容易でない。ここでは、観測の比較的容易な小規模高密度微動アレイの記録を用いた検討を行う。アレイの観測点は、中心（基準点）と異なる 5 つの半径の円周上の 3 地点からなる。最大半径は 20m で観測点間の角度はほぼ 120 度である。

３．アレイの構成とテーラー展開の次数

回転成分は、複数の観測点の記録と基準点の記録の差（以後、差動）を最小にする空間 2 方向に関する偏微分係数を求め、それらの 1 階偏微分値から推定される。差動記録を見ると、基準点に近い観測点では低周波数成分が少なく、遠くになれば低周波数成分が比較的豊富になることがわかる。つまり、差動は基準点からの距離に依存し、半径の大きい観測点ほど時間領域の振幅が大きくスペクトルも低周波数成分が増える。このため、異なる円周上の差動を用いると基準点から遠い観測点の影響がより強い回転成分を推定することになる。これを避けるには、同程度の距離の観測点のみから回転成分を推定する必要がある。ほぼ同じ距離の観測点を利用することは、回転成分が基準点からの距離に依存することを意味する。

地盤を弾性体として 1 次のテーラー展開を用いて、同じ円周上の 3 観測点の記録から回転成分を推定（以後、1 次弾性体法）する。この際得られた偏微分値を用いて差動が計算でき、以後これを計算差動と呼ぶ。計算差動と観測された差動（観測差動）を比較すると、計算差動は高周波成分が不足し振幅が小さい。これは、1 次弾性体法では各時間の瞬間毎に地表面を平面と仮定するため、短波長成分（言い換えると、高周波数成分）を考慮できない（或いは、高周波成分をスムースする）ためである。短波長成分を考慮できるようにするには、テーラー展開を 2 次や 3 次にする必要がある。テーラー展開を 2 次とした場合（2 次弾性体法）は、計算差動と観測差動の一致はかなり改善され、推定した回転成分にも高周波数成分が増える。

以上の議論をアレイ内の観測点配置の視点からまとめると、同じ半径の円周上に 2 次弾性体法では 5 点以上さらに 3 次弾性体法では 9 点以上をバランスよく設置したアレイが最も適切なアレイ構成である。なお、観測点数 m とテーラー展開の次数 n の関係は、$n(n+3)/2 \leq (m-1)$である。

４．剛体を仮定した推定法と弾性体を仮定した推定法の関係

１次弾性体法では、瞬間毎に平面を仮定する。これは、地表面を剛体とみなすことと同じである。従って、利用する複数観測点の範囲を剛体と仮定して推定（以後、剛体多点法）した回転成分と、1 次弾性体法で推定した回転成分は同じになるはずである。基準点から同じ距離にある 3 点の記録を用いて、1 次弾性体法と剛体多点法により推定した回転 3 成分は一致した。これにより両手法が同じであることを確認した。

剛体を仮定すると、基準点ともう 1 観測点があれば回転成分を計算できる。具体的には、水平 2 成分それぞれの基準点に対する差動を求め、それらを基準点と観測点を結ぶ直線に直交する直線に投影したものを 2 点間の距離で割れば、ねじれ回転成分を推定できる。この手法を剛体単点法と略する。

剛体を仮定する二つの手法は、観測点数が少なくてよいという特徴を有しているが、当然推定された回転成分の波形としては正しくない。しかし、すでに述べたように、剛体多点法は 1 次弾性体法と同じく、低周波数成分しか考慮できない。つまり、剛体多点法による回転成分の自乗平均平方(RMS)振幅は真の回転成分の下限値である。一方、剛体単点法はテーラー展開を使用していない（或いは、全次数のテーラー展開の使用）ため高周波数を考慮できており、RMS 振幅の上限値を与えていると理解できる。

Determination of Earthquake Magnitude for Early Warning from Time-Dependence of P-Wave Amplitudes

#Shunta Noda (RTRI), William L. Ellsworth (Stanford Univ.)

To improve the speed of determination of earthquake magnitude (M) for earthquake early warning (EEW), we propose a method that utilizes the time-dependence of P-wave displacement, which enables us to estimate it before the arrival of the peak amplitude. Typically, M is determined from observed displacement amplitude using a relation between M and P-wave displacement. For example,

$$\log Ad_C = \log Ad + \alpha \times \log R = \beta \times M + \gamma \qquad (1)$$

where, Ad is displacement amplitude, Ad_C is displacement amplitude corrected by distance, R is hypocentral distance and α, β, and γ are coefficients determined for the relation. The conventional approach in EEW algorithms uses a single formula in which the coefficients α, β, and γ are constant [e.g. Kuyuk and Allen, 2013]. Consequently, the final M cannot be estimated until the peak amplitude is observed. Recently, Noda and Ellsworth [2016, submitted] demonstrated, by examining the averaged absolute displacement derived from the K-NET dataset, that the initial P wave for $4.5 \leq M_W \leq 9.0$ started self-similarly. Noda and Ellsworth also found a scaling relation between M_W and the breakdown time (T_{bd}) of the self-similarity, for the range of $4.5 \leq M_W \leq 7$:

$$M_W = 2.29 \times \log T_{bd} + 5.95 \qquad (2)$$

Because T_{bd} occurs before the completion of rupture, it is unnecessary to wait for the arrival of the peak amplitude to estimate the final size of earthquakes.

Based on this, we determine the coefficients (α, β, and γ) of the equation (1) from the same dataset analyzed by Noda and Ellsworth [2016, submitted]. Only data from the initial 4 s is used. First, we determine α, which is associated with the geometrical spreading. We choose the median of the α values determined from the absolute displacement averaged in bins partitioned by M_W and R. The coefficients β and γ are determined from examining the temporal evolution of the relationship between M_W and the maximum absolute displacement corrected by R (Ad_C). The β value adjusts the correlation between Ad_C and M_W. β is small for early times, suggesting that P wave begins self-similarly. Then it increases with time (i.e. the correlation between Ad_C and M_W becomes stronger) and converges to a constant value. For the M determination, we propose to: 1) use the constant β because the scaling relation between M_W and T_{bd} (equation (2)) demonstrates that only earthquakes that have passed T_{bd} are significant in terms of the correlation between M_W and Ad_C: 2) set the intercept, γ, a function of time because Ad_C grows as time increases. Therefore, we select the β value at T = 4 s and $\gamma(T)$ is determined only from the significant data in terms of the correlation.

Retrospective application of the proposed approach provides faster determination of M than the conventional approach without loss of accuracy. Figure 1 illustrates this showing the time evolution of the M estimate for the 2016 Kumamoto earthquake (M_W 7.1; M_J 7.3). By the way of comparison, we show the estimate based on the constant γ as an example of the conventional method (blue) in addition to the one from the time-dependent γ (red). We conclude that the proposed approach is useful to gain the longer lead time and to reduce the blind zone for EEW.

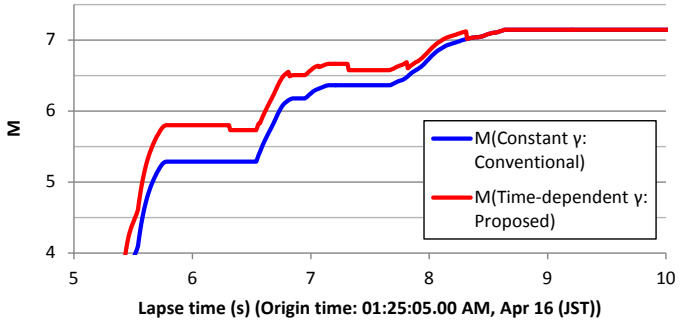


Figure 1. The time evolution of M for the 2016 Kumamoto earthquake. The horizontal axis shows the lapse time from the initiation. Blue and red lines show the estimates using the constant γ (conventional) and the time-dependent γ (proposed), respectively.

S15－P15

稍深発地震のためのオンサイト地震警報基準の検討

#山村紀香・林能成（関西大社会安全）

Examination of Onsite Early Warning Criteria for Intermediate-depth earthquake

#Norika Yamamura, Yoshinari Hayashi (Kansai Univ.)

オンサイト地震警報システムとは，Ｐ波をいち早く検知し，その初動から地震動の強弱を推定し，各観測点周辺に知らせるシステムである．震央に近い場所で有効であるため，震央に近い場所で警報が間に合わない緊急地震速報と組み合わせることにより，予測の精度向上と早期化が期待され[1)]，台湾などで研究開発が進められている．

オンサイト警報で使われるPd法[2)]は，台湾，カリフォルニアなどでの使用を考えて開発されたものである．これらの地域では，震源の浅い地殻内地震の活動は活発であるが，スラブ内で起こる稍深発地震は少ない．日本では，1993年釧路沖地震や2001年芸予地震といった被害をもたらす稍深発地震が発生しており，Pd法がそのまま適応できるのか検証する必要性がある．

対象とした地震は，地殻内地震の熊本地震前震（2016年4月14日，Mj6.5，深さ11km）と熊本地震本震（2016年4月16日，Mj7.3，深さ12km），稍深発地震の芸予地震（2001年3月24日，Mj6.7，深さ51km）と駿河湾地震（2009年8月11日，Mj6.5，深さ23km）である．

図１に対象４地震の各観測点（震央距離Δ≦30km）の上下動の波形から計算されたPdとτcを示す．Pdは Ｐ波検知後３秒間の最大変位，τcは３秒間の地震波形から推定される卓越周期で地震の規模を表している．τcが0.6s以上かつPdが0.2cm以上の象限は，大きな地震が近くで発生していることを示し，危険な地域（警報レベル３）である[3)]．図２では，図１の各プロットを地殻内地震と稍深発地震に分け，その割合を示した．(a)の地殻内地震では，レベル３の割合は62.5%であるのに対し，(b)の稍深発地震では47%に減少している．これは，稍深発地震では，τcは0.6秒以上に求まるが，Pdが0.2cm以下になる観測点が多いためである．稍深発地震は震源が深いために震源距離が遠く，その結果Pdが小さくなる場合があるが，それら観測点でも被害を生ずるような地震動が観測されている．このような場合でも“見逃し”を起こさないようなPdに代わる指標が必要である．

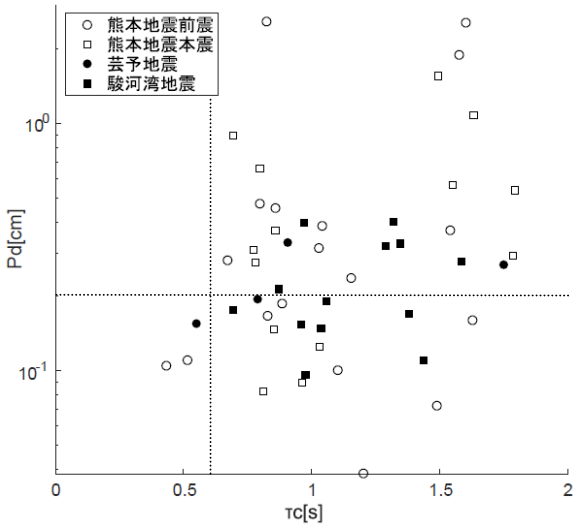


図１　対象４地震のτcとPd

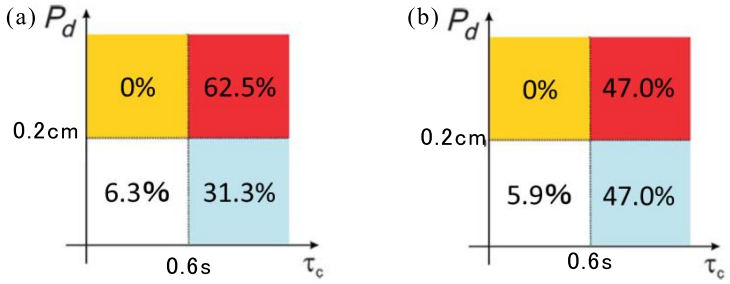


図2　(a)地殻内地震の分布割合，(b)稍深発地震の分布割合

参考文献

1) 鷹野（2010），緊急地震速報とオンサイト地震警報システムの現状と課題，地震研研究集会資料．
2) Wu and Kanamori (2005), Bull. Seism. Soc. Am. 95, 347-353.
3) Colombelli et al. (2012), Bull. Seism. Soc. Am. 102, 1266-1275.

謝辞

本研究では，防災科学技術研究所のK-Net，KiK-Netの加速度波形記録を利用しました．記して感謝致します．

S19−P01

深発地震に見られる初動極性異常の「非対称」な分布について

#堀貞喜（防災科研）

“Asymmetric” distribution of polarity anomaly of the first motions from deep earthquakes

#Sadaki Hori (NIED)

As the number of observation stations increases, the focal mechanism solutions become well determined by use of first motion polarity data and the uniqueness of the solution has been drastically developed. On the other hand it has been observed more than a few earthquakes with considerable number of polarity anomalies, which are inconsistent with the obtained mechanism solution. In most cases the anomaly data are distributed around the nodal plane on the focal sphere. It may be explained as due to the incompleteness of the model of the source process or the structure of the Earth. However polarity anomalies away from the nodal plane are still observed in some cases. To make clear the origin of such anomalies we investigate many mechanism data given both from the Hi-net and F-net catalogs. As a result of various analyses we found that the polarity anomalies observed for deep earthquakes are predominant in the compressional region of the focal sphere, i.e., dilatational P wave first motions observed in the compressional region estimated from the mechanism solution. Such “asymmetric” nature is hardly recognized in the polarity anomalies for shallower events. We also found that a small and slower onset of down-going first motion is sometimes observed just before the clear and sharp up-going ground motion at stations in the compressional region. It might be suggested that an implosive source caused by the phase transformation triggers the brittle fracture occurring as a main part of the total source process.

地震観測網の拡充に伴いP波初動極性データを用いた発震機構解の決定精度は格段に向上してきた。その一方で、地震の中には発震機構解から推定される押し引きと矛盾する（極性不一致となる）データが少なからず観測される例も散見されるようになってきた。多くの場合、極性不一致となるデータは発震機構解の節面近傍に分布しているが、これは解を推定するために用いた地下構造等の不完全性によるものとして説明できる。ところが、中には節面から離れた場所に「異常な」極性データが相当数プロットされる地震が存在することも事実である。図1にその一例を示す。

本研究ではこうした初動極性が「異常」となる原因を調べるために解析を行った。用いたデータは、Hi-netのイベントカタログとF-netのメカニズム解カタログで、双方でメカニズム解が精度良く求められているイベントを対象とした。極性の「異常度」を見積もるためのパラメータとして、発震機構解から求められる放射パターン係数を用いた。この「異常度」と震央距離、観測点マグニチュード、走時残差、震源の深さ、Hi-netとF-netでの解の違い等との関係を詳細に調べた結果、いずれも放射パターン係数の値に関して「非対称」となる傾向が認められた。特に震源の深さとの関係ではこの傾向が顕著で、浅い地震では放射パターン係数の正負でほぼ対称な分布を示すのに対し、深発地震では明らかに正の領域に「異常」データが多く分布している（図2）。また、こうした地震では比較的ゆっくりした小振幅かつ下向きの初動に引き続き明瞭な上向きのフェーズが現れるケースが少なからず観測される。このように解の押しの領域に極性が引きとなるデータが存在するのは、地震の始まりにおいて、例えば媒質の高圧相への転移のように体積の減少を伴う事象が起きていることによると考えることができるかも知れない。

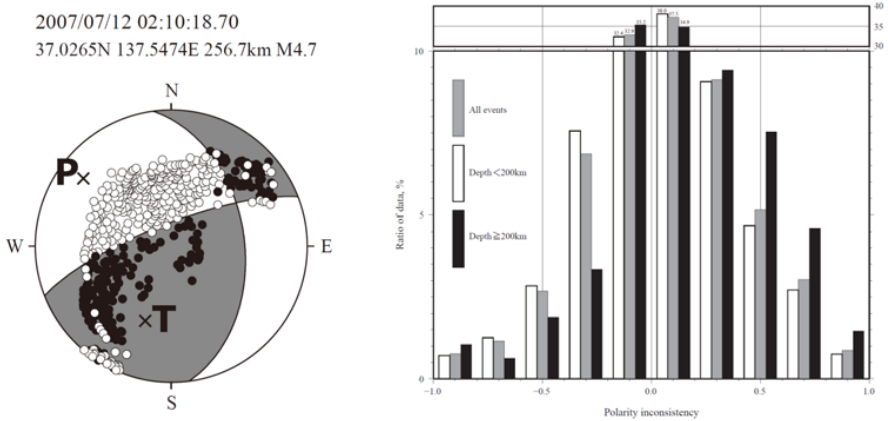


図1（左） 初動極性異常の多いメカニズム解の例。
図2（右） 極性異常度の頻度割合分布。横軸は異常データの放射パターン係数で、白、黒、及び灰色の棒グラフはそれぞれ震源の深さが200km未満、200km以深、及び全データの頻度割合を表す。

S19−P02

長距離伝播水中音波記録でみる海底斜面効果

#山田知朗（東大地震研）・ハララボス ジオルジオス・ザンポーリ マリオ（CTBTO）・ハーニー ケビン（オアシス社）

Near-source bathymetric slope effects on long range hydroacoustic propagation

#Tomoaki Yamada (ERI), Georgios Haralubus, Mario Zampolli (CTBTO), Kevin Heaney (OASIS Inc.)

Underwater explosions above a landward slope zone of the Japan Trench are clearly recorded by water-column hydrophones at HA03 Comprehensive nuclear test ban treaty (CTBT)/International Monitoring System (IMS) hydroacoustic station in Chile. The received sound pressure levels strongly correlate with sea depths below the explosions. Figure 1 shows an example of water column records from a landward slope of the Japan Trench. The maximum sound pressure level (4-20 Hz, 10 s) is 110 dB re. 1 micro Pa, while minimum one is 93 dB re. 1 micro Pa. This pattern is consistent with signals from another explosion acquired by OBS located at different depths.

* CTBTO: Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization

海域地震やスラブ内地震の発生に伴い、沿岸部の地震観測点を中心としてしばしばT相が観測される。T相は地震波が海底で水中音波に変換され海中を伝搬したのち、沿岸部等で地震波に再変換したものであるが、水中音波が海中に広く存在する低速度層域に捕捉されることで、効率よく長距離伝搬することがある。このような伝搬が可能かどうかは、震源要素や観測環境の他、伝播経路上の速度・減衰構造に依存するが、この中で、水中音波が低速度域に効率よく捕捉されうるかがどうかは一つの重要な要素である。従来から、海底が傾斜している領域においては、海底面と海面間の多重反射により、傾斜方向に向かって波が水中低速度域に捕捉されやすく、そのような位置関係において明瞭なT相が観測されることが知られている（例えばJohnson *et al.*, 1963）。一方、実際に海底斜面の効果を観測データから見積もる場合、通常のT相を利用すると地中での伝播効果や地震・水中音波変換点など多様なその他の影響との分離する必要があり、高精度の評価は容易ではない。そこで、本研究では変換点付近の海底地形がもたらす影響について調べるため、水中音波のみで長距離伝播した波の海中観測データに着目する。利用したデータは、全国の大学が共同で構造探査のために実施した複数の海中制御震源記録と、包括的核実験禁止条約機関国際監視局が核実験監視のために展開しているチリ沖ロビンソンクルーソー島沖の水中ハイドロフォン記録である。この水中ハイドロフォンは水中低速度域に3点、水平方向にそれぞれ2 km間隔で設置されており、250 Hzでデータサンプリングされている。図1に日本海溝陸側斜面、宮城沖海溝直交方向の測線上で実施した50発からなる発破記録を示す。発破はいずれも薬量40 kg、海面深度60 mであり、発破直下の水深は686 mから3,564 mである。発破地点からハイドロフォンまでの震央距離は16,000 km超であるが、地震記録が混入しているものを除き、いずれも明瞭な記録をとらえている。しかし受信音圧レベルは系統的に変化しており、3点の平均最大音圧レベル(4-20 Hz, 10 s)が110 dB re. 1 micro Paに対して最小音圧レベルは93 dB re. 1 micro Paであり、その差は17 dBに達する。 最大値をとる発破地点直下は、一般的な水中低速度層軸部より若干浅い場所に位置しており、このような受信強度と低速度域との対応関係は、単一の発破と水深の異なる複数地点の海底地震観測記録においても認められる。

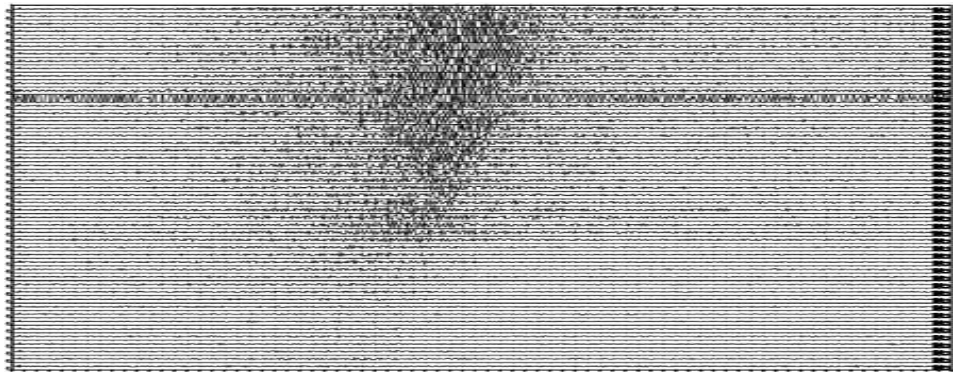


Figure 1
50 underwater pressure records at H03N2 of the IMS hydroacoustic during 15 seconds around theoretical arrival times. The top time series is from an explosion above the shallowest bathymetric point (686 m) while bottom one is from above the deepest (3,564 m) point. All yields are 40 kg and the source depths are 60 m below sea surface. The shot interval is 3 km.

S19－P03

中国江蘇省東海深さ5000mボアホールにおける地震観測と研究

徐紀人・趙志新（中国地質科学院地質研）・#石川有三（産総研）・尾池和夫（京都造形芸術大）

Seismic Observation and Analysis on the 5000m depth borehole in the Donghai of Jiangsu province, China

Xu Jiren, Zhao Zhixin(CAGS), #Yuzo Ishikawa(GSJ,AIST), Kazuo Oike (Kyoto Univ. of Art & Design)

The Donghai 5000m borehole geophysical observatory was constructed in 2011 in Donghai County, Jiangsu Province, China. Its purpose is to reduce the interfering noise from the earth surface, improving signal-to-noise ratio and to obtain the observation data further more probably achieving zero noise data, which may greatly help to advance geophysical studies, earthquake prediction and so on.

Two sets of three-component seismometers with different frequency bands and one geothermal instrument were installed at four different depths of 544.5 m (L1), 1,559.5 m (L2), 2,545.5 m (L3) and 4,050 m (L4) in the borehole, respectively. A fluid pressure meter was located at the 3,500 meter deep. In addition, a broadband three-component seismograph was placed on the ground (L0). These above instruments are all high-precision digital ones. The temperature can be up to 142.4°C and the pressure up to 500 bars in the bottom of the borehole.

Since recent years, the seismographs at the borehole observatory have recorded many small and micro earthquakes in and around the Donghai region , with the magnitudes of earthquakes mostly being 0 or 1, and even smaller magnitudes being minus (e.g. -1), which were not recorded by the surface broadband seismograph at the Donghai observatory or other seismographs at the conventional stations near Donghai. The seismic waveforms are so clear in the seismograms recorded in the borehole that it is possible to obtain zero noise data. Both the initial and subsequent seismic wave phases are clear and sharp, as a result, it is easy for us to identify and detect the wave phases either by computer or the naked eye. Now the accurate digital waveforms without noise can obtain from borehole seismographs, which could help to improve monitoring and prediction of earthquakes in and around the Tanlu fault.

This study investigated the signal-to-noise ratios of waveforms by calculating the waveform amplitudes, and then according to the ratios, quantitatively evaluated the observation capabilities of seismographs installed at the different depths. The average signal-to-noise ratio detected by the borehole seismograms is 4-5 times greater than by the surface seismograms-even ten times for some microearthquakes. This result was demonstrated by numerical simulations of seismic waveforms. The borehole seismographs has significantly improved the accuracy of waveform measurement. The borehole seismic network observations can effectively eliminate surface noise, and provide the micro seismic information with high precision from the earth's interior. Usually, the ratios always vary with the depth of the borehole. The average signal-to-noise ratio for seismograms from the L1, L2 and L3 seismographs gradually increases with the depth of the instrument placed. In generally, the deeper the borehole instrument installed, the stronger the ability to eliminate noise. However, the signal-to-noise ratios from some seismograms in the lowest strata are always not greater than those in the upper strata, which indicates that there are nonlinear effects of the rock amplification ratios in the Donghai region.

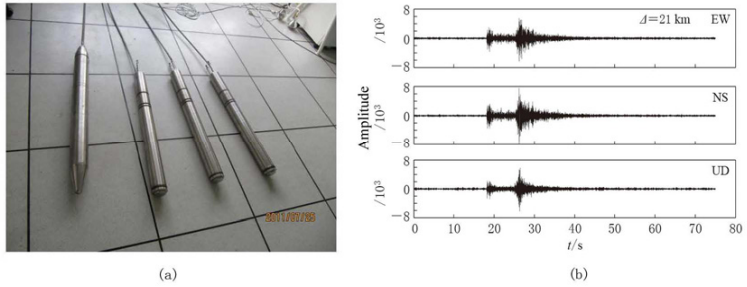


Fig. Borehole seismographs and the recoded seismograms. (a) Borehole seismographs L4, L3, L2 and L1 lined with the armour (from left to right) ; (b) Waveforms of the 12 June 2013, Lianshui Jiangsu, China M_L 0.3 event recorded by L3 with main frequency 4.5 Hz.

ポスター会場

(2 日目)

S03, S06, S08, S13, S17

S03－P01

重力で地震発生を捉える(3)

－重力変化と重力勾配変化の理論記象のモーメントテンソル表現－

#木村将也・亀伸樹(東大地震研)

Detecting Gravity Change due to Earthquake Dynamic Rupture (3)

- Moment tensor representation of seismic gravitogram and gravitogradiogram -

#Kimura, M., Kame, N. (ERI)

１．はじめに　Harms *et al*. (2014)は、断層の動的破壊に伴う過渡的な重力変化について考えた。無限等方均質媒質中に置かれた x_1-x_3 軸方向のダブルカップル震源による変位場 $\boldsymbol{u}(\boldsymbol{x}, t)$のポテンシャル表現からスタートし、その結果として生じる密度変化場$\delta\rho(\boldsymbol{x}, t)$の評価を経て、重力ポテンシャル変化$\delta\psi(\boldsymbol{x}, t)$=-4πρG$\phi(\boldsymbol{x}, t)$を導いた。すなわち、動的破壊に起因する密度変化からもたらされる重力ポテンシャルの変化は、地震波の（P 波）スカラーポテンシャル$\phi(\boldsymbol{x}, t)$と等価（定数倍異なる）になる。この関係式は弾性体の運動方程式を満たす任意の波動場で有効であり、「スカラーポテンシャルが既知の波動場においては、ただちに重力応答を評価できる」ことを意味する。本研究ではこの性質を利用して、任意の震源に対する重力変化の理論記象の表現を導く。

２．重力変化理論記象のモーメントテンソル表現　我々は、一般的な震源の記述方法であるモーメントテンソル震源 M_{pq}(t)から放射される地震波の問題を考える(Aki & Richards, 2002)。弾性波動場のポテンシャル表現に立ち戻り、対応する重力の時間変化の解析解、すなわち重力変化$\delta g_n(\boldsymbol{x}, t)$の理論記象（ベクトル 3 成分）を導いた（右辺第一項は $t=0$ から立ち上がる即時項、他は遅延項)。

$$\begin{aligned}\delta g_n(\boldsymbol{x},t) = \;& 4\pi\rho G[M_{pq} * G^{\phi}_{pq,n}] \\ = \;& -(15\gamma_n\gamma_p\gamma_q - 3\gamma_n\delta_{pq} - 3\gamma_p\delta_{qn} - 3\gamma_q\delta_{np})\frac{G}{r^4} I_2[M_{pq}](t, \frac{r}{\alpha}) \\ & +(6\gamma_n\gamma_p\gamma_q - \gamma_n\delta_{pq} - \gamma_p\delta_{qn} - \gamma_q\delta_{np})\frac{G}{\alpha^2 r^2} M_{pq}(t - \frac{r}{\alpha}) \\ & +(\gamma_n\gamma_p\gamma_q)\frac{G}{\alpha^3 r}\dot{M}_{pq}(t - \frac{r}{\alpha}) \quad ,\end{aligned}$$

$$I_2[M_{pq}](t, \frac{r}{\alpha}) = \int_0^{r/\alpha} \tau M_{pq}(t-\tau)\, d\tau \quad .$$

３．重力勾配変化理論記象のモーメントテンソル表現　重力ひずみ計や重力勾配計で計測可能な重力勾配に対して、理論記象（$\nabla\mathbf{g} = \ddot{h}(\mathbf{x},t)$：ひずみ加速度。3x3 のテンソル）の各成分は以下の表現となる（右辺第一項が即時項、他は遅延項)。

$$\begin{aligned}\ddot{h}_{mn} = \;& \frac{\partial\delta g_n}{\partial x_m} = (4\pi\rho G)(M_{pq} * G_{np,qm}) = (-4\pi\rho G)u^{\phi}_{n,m} \\ = \;& \Big[R_5 \times \frac{G}{r^5} I_2[M_{pq}](t, \frac{r}{\alpha}) + R_3 \times \frac{G}{\alpha^2 r^3} M_{pq}(t - \frac{r}{\alpha}) \\ & + R_2 \times \frac{G}{\alpha^3 r^2}\dot{M}_{pq}(t - \frac{r}{\alpha}) + R_1 \times \frac{G}{\alpha^4 r}\ddot{M}_{pq}(t - \frac{r}{\alpha})\Big],\end{aligned}$$

$$R_5 = 105\gamma_n\gamma_p\gamma_q\gamma_m - 15(\delta_{mn}\gamma_p\gamma_q + \delta_{mp}\gamma_q\gamma_n + \delta_{mq}\gamma_n\gamma_p) - 15(\delta_{pq}\gamma_n\gamma_m + \delta_{qn}\gamma_p\gamma_m + \delta_{np}\gamma_q\gamma_m) +$$

$$3(\delta_{pq}\delta_{nm} + \delta_{qn}\delta_{pm} + \delta_{np}\delta_{qm}), R_3 = -45\gamma_n\gamma_p\gamma_q\gamma_m + 6(\delta_{mn}\gamma_p\gamma_q + \delta_{mp}\gamma_q\gamma_n + \delta_{mq}\gamma_n\gamma_p) +$$

$$6(\delta_{pq}\gamma_n\gamma_m + \delta_{qn}\gamma_p\gamma_m + \delta_{np}\gamma_q\gamma_m) - (\delta_{pq}\delta_{nm} + \delta_{qn}\delta_{pm} + \delta_{np}\delta_{qm}), R_2 = -10\gamma_n\gamma_p\gamma_q\gamma_m + (\delta_{mn}\gamma_p\gamma_q +$$

$$\delta_{mp}\gamma_q\gamma_n + \delta_{mq}\gamma_n\gamma_p) + (\delta_{pq}\gamma_n\gamma_m + \delta_{qn}\gamma_p\gamma_m + \delta_{np}\gamma_q\gamma_m), R_1 = -\gamma_n\gamma_p\gamma_q\gamma_m \quad .$$

４．等方爆発を例に　等方爆発により引き起こされる重力変化を考える。モーメントテンソルは $M_{11}=M_{22}=M_{33}=M_0(t)$であり、問題の対称性より、結果は震源距離と動径方向ベクトルのみに依存する。密度変化は

$$\delta\rho(\boldsymbol{x},t) = -\delta(r)\frac{M_0(t)}{\alpha^2} + \frac{1}{4\pi\alpha^4 r}\ddot{M}_0(t - \frac{r}{\alpha}) \quad ,$$

となる。また、対応する重力変化は

$$\delta\boldsymbol{g}(\boldsymbol{x},t) = \frac{G}{r^2}\frac{M_0(t - \frac{r}{\alpha})}{\alpha^2}\boldsymbol{e_r} + \frac{G}{r}\frac{\dot{M}_0(t - \frac{r}{\alpha})}{\alpha^3}\boldsymbol{e_r}$$

となる。密度変化は震源で質量 M_0/α^2 の吸い込みとなる一方、同量の正の密度変化が P 波として放射される。重力応答は即時項 $I_2[M_{pq}](t)$ を含まず P 波遅延で伝わる。なぜなら、P 波到着前には震源での質量の吸い込みと P 波の球対称な正の密度変化が打ち消し合い、P 波フロントの外側から見たときの実効的な質量変化がゼロであるからである。P 波通過後は、吸い込みからの斥力と P 波からの引力が重力変化を担う。この例のように、我々のモーメントテンソル表現は、地震・火山現象に起因する過渡的な重力・重力勾配のデータを解析して理解する際の基準となり、今後の重力観測に依拠した研究に資すると考える。

S03－P02

3 軸精密可動台を用いたキネマティック GNSS 測位精度評価

#今野美冴，太田雄策，木戸元之，本荘千枝 (東北大)

Accuracy assessment of Kinematic GNSS positioning using a 3 axis precisely controlled movable table data

#Misae Imano, Yusaku Ohta, Motoyuki Kido, Chie Honsho (Tohoku Univ.)

1. 研究背景・目的

係留ブイを用いたリアルタイム GPS/A 連続観測 (Takahashi et al., 2014) では，リアルタイムキネマティック PPP 解析で海上局 (係留ブイ) の位置を推定し，音響測距データと統合して海底地殻変動測位を行う．海上局位置の水平成分の推定誤差は，1 σ を 2 cm (太田・他, 2006) とすると，GPS/A 海底水平地殻変動観測の最終結果にそのまま等倍 (2 cm) で反映される (Kido et al., 2008)．一方，鉛直成分の推定誤差は，1 σ を 4 cm (太田・他, 2006) とすると，半径 ~4 km 内の係留ブイ振れ回り幅で GPS/A 観測をした場合，10-20 cm の誤差 (今野・他, 2016) として反映される．一般に，移動体に対するキネマティック解析は 1 エポックごとに位置座標値を推定するため，スタティック解析のように推定する座標値が動かないことを前提にした統計処理を行うことができず，その精度評価が難しい．特に海上の移動体に対してはセンチメートルオーダーの測位誤差を評価する客観的な比較対象が存在しない．そこで，東北大学は移動体の精度評価の指標となる，入力変位を精密に再現できる 3軸可動台 (以下，可動台) を開発した．本講演では，可動台を用いて海上の移動体を想定したキネマティック GNSS 測位の精度評価を行ったので，それについて報告を行う．

2. 実験内容・解析方法

可動台は，x軸 (水平 1 方向)，θ軸 (鉛直軸まわりの回転, heading)，α軸 (x 軸に直交する軸まわりの回転, roll) に対して，それぞれ分解能 0.01 mm, 0.02°, 0.0036° の動きを与えて，精密に可動させることができる．この可動台を東北大学地震・噴火予知研究観測センター屋上に設置した.まず天頂大気遅延等の誤差がほぼないと考えられる超短基線で，単純な運動をする可動台各軸の測位精度評価を行うために，1軸ごとに等速運動する入力波形を用いて実験を行った．x軸単軸試験は可動範囲 20 cm 内を 4 cm/s，θ軸単軸試験は ±100° 内を10 °/s，α軸単軸試験は ±20° を 5 °/s で等速運動させ，可動台に設置した GNSS アンテナの測位 (10 Hz サンプリング) を行った．

実験で得られた可動台のデータは，RTKLIB Ver. 2.4.2 (Takasu, 2006) を用いて基線解析を行った．解析に用いた基準局は東北大学 地震・噴火予知研究観測センター屋上に設置された固定点 AOBLであり，基準局と可動台の基線長は約 10 m と極めて短基線である．基線解析で得られた測位解は，入力データ (x軸，θ軸，α軸) を fix 解の平均値を原点として東西・南北・上下成分に変換した理論波形と残差をとり，両者の残差 1 σ を測位精度として評価した．

3. 結果

本稿では x軸単軸等速度運動実験について結果を述べる．x軸入力変位を東西・南北・上下 3成分に分けた理論波形と測位解を図 1 に示す．実験時間 1 時間の x軸単軸等速度運動において，測位精度 (1 σ) は東西/南北/上下 が 2.0/2.3/4.0 mm であり，短基線解析の測位結果と可動台の動きは，両者ともに水平 2 mm，上下 4 mm の精度で一致していることがわかった．

4. 今後の実験予定・本学会報告内容

係留ブイの動きを模した入力データを用いた実験と PPP 解析を行う．係留ブイの動きを再現する入力波形は，東北大学が 2011 年に実施した曳航ブイ GPS/A 定点観測時の水平成分，姿勢 (5 Hz サンプリング) をもとに，可動台のスケールに合わせて作成する．本発表では，3軸精密可動台を用いた単軸実験結果の総括と，係留ブイを想定した実験に関する東西・南北・上下成分の GNSS 測位精度評価について報告を行う．また，可動台に MEMS ジャイロ (xsens) を設置し，1 アンテナと加速度，ジャイロから 3軸の姿勢を推定する GNSS 受信機 Septentrio AsteRxi-I HDC で内部計算された姿勢が入力データをどの程度再現できるか評価を行う．加えて，本荘・他 (2015) が開発した 1 アンテナと MEMS ジャイロから姿勢を推定するアルゴリズムを用いて，姿勢推定精度評価を行う．さらに，本研究で評価した測位精度をもとに，現状の係留ブイ位置推定誤差が，係留ブイ GPS/A 測位の最終結果の誤差にどの程度寄与しているか定量的な値を示す．

謝辞：本研究はJSPS科研費15K13556および15H03713の助成を受けたものです．

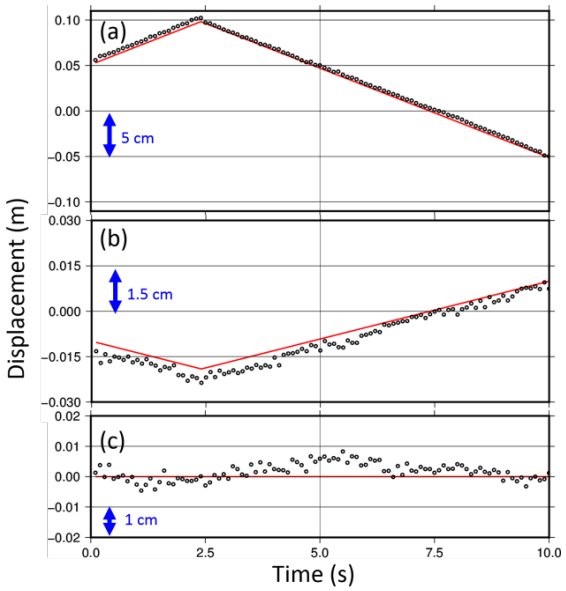


図 1：x 軸単軸等速度運動実験（10 秒間抜粋）の理論波形（赤線）と測位結果（丸印）．(a) 東西，(b) 南北，(c) 上下成分．

S03－P03

全地球規模でのプレート運動速度のクラスター解析への試み－角速度空間における定式化－

#岡崎智久・高橋温志（京大理）

Toward Clustering of the Plate Motion Velocities in a Global Scale -Formulation in Angular Velocity Space-

#Tomohisa Okazaki, Atsushi Takahashi (Kyoto Univ.)

地球表面は相対運動するいくつかのブロック（プレート）に分かれて剛体的に移動していると考えられている．各ブロックの境界は断層などの地質構造に基づいて推定されてきたため，統一的な分類基準が定まらず研究によって異なっていた．近年，GNSSの速度データを統計的に解析することによって，極力任意性を排除しつつ，空間的に相関をもって運動する地域を抽出する研究が成果を挙げている．

Simpson et al. (2012)はアメリカ西海岸のサンフランシスコ・ベイエリアのGNSS速度場をクラスター解析することによって，活断層とクラスター境界の高い相関を示し，ブロック的な構造の抽出に有効であることを示した．Savage and Simpson (2013)ではSimpson et al. (2012)と同様に速度空間上でクラスタリングを行った後，ブロックの移動がオイラー回転であることを考慮して，クラスターのミスフィットをイテレーションによって修正する方法を考案した．一連の研究で，ブロック的な地体構造を考える方法論が確立された．

これらの手法は，まず速度データに基づきクラスタリングしており，狭い地域では比較的高い精度を誇るが，速度による比較が意味を成さない全地球規模では適用できない． 例えばSavage and Wells (2015)はアメリカ西海岸全域を先行研究の手法で解析したが，回転の影響が強いため，速度空間上のクラスタリングには限界があることがわかってきた．

そこで本研究では，全地球規模で適用可能な方法として，各ブロックのオイラー・ベクトルを，角速度空間において直接クラスタリングを行うことを目指す．

本研究では，ある観測点の地球上での地理座標と，そこで観測された速度の情報から，オイラー・ベクトルが存在しうる範囲を求める数学的な定式化を行った．その結果，任意の観測点での任意の運動を説明しうるオイラー・ベクトルの存在範囲は，角速度空間上において直線として表せることが導出された．これにより，観測点ごとにオイラー・ベクトルの存在候補を示す直線を求めることができる．ある地域がブロック的に運動しているとすると，同じオイラー・ベクトルによって表せる．したがって，得られた直線の会合点がその地域の運動を表すオイラー・ベクトルの値に対応する．以上の定式化によって角速度を基に直接性の高い分類が可能になった（図 1）．

本研究では，会合点をとらえる方法として凸クラスタリングアルゴリズムと，八分木法の二つの手法を適用した．中でも凸クラスタリング 法は，イテレーションの初期値に依存せず、クラスター数が自動的に決定されるなど，任意性が少ないという利点がある．唯一の任意性として，凸クラスタリングには予めデータの分散を与える必要があるが，観測データに適用する際はデータから与えられる値なので，極力任意性を排除することができる．ただし，この手法は本来，点データを対象としているので，本研究で直線データに適用できるよう独自に若干の修正を加えた．

本手法を全球でのプレート運動を表現する模擬データに適用し，手法の評価を試みた．現実には存在する，ブロックの内部変形や速度データの誤差を考慮して，分散値の違いが分類へ及ぼす影響を評価し，実データへの適用可能性を議論・検討する．

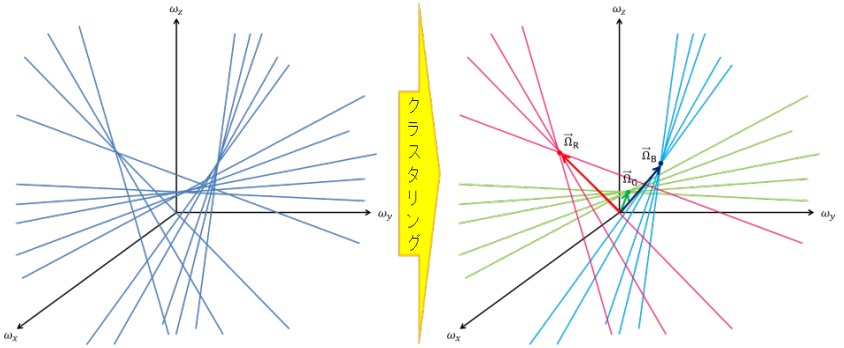


図1　角速度空間におけるオイラー･ベクトルのクラスタリングの概念図

S03－P04

海底観測によるヒクランギ沈み込み帯で発生するスロースリップイベントの検出

#村本智也・伊藤喜宏(京大防災研)・稲津大祐(東京海洋大学)・
日野亮太・鈴木秀市(東北大理)・Stuart Henrys・Stephen Bannister・Laura Wallace (GNS Science)

The detection of slow slip event in Hikurangi subduction zone by ocean bottom geodetic measurements

#Tomoya Muramoto, Yoshihiro Ito (Kyoto Univ. DPRI),
Inazu Daisuke (Tokyo University of Marine Science and Technology),
Ryota Hino, Syuichi Suzuki (Tohoku Univ.),
Stuart Henrys, Stephen Bannister, Laura Wallace (GNS Science)

はじめに

スロースリップイベントは通常の地震と比べてゆっくりと破壊が進行する現象であり、数多くの観測事例が世界中で報告されている(例えば Yoshioka et al., 2004)。2011 年東北地方太平洋沖地震(M9.0, 以下東北沖地震)直前にもこの現象は観測されており、スロースリップ域が本震時に再び大きくずれ動くことで甚大な津波被害の一因になった（例えば Ito et al., 2013)。一般に、沈み込み帯浅部（海溝付近）で発生するスロースリップイベントの検出は陸域の観測点のデータのみでは困難であり、沈み込み帯の浅部で発生するスロースリップイベント活動の詳細は不明瞭である。ニュージーランド北島東方沖のヒクランギ沈み込み帯では、太平洋プレートが 3-6cm/年の速度で陸側のオーストラリアプレートの下に沈み込んでおり、この沈み込みに伴いプレート境界付近ではスロースリップが約 1-2 年周期で発生している(Wallace et al., 2016)。これまでニュージーランドの陸上に設置されている GEONET 観測点でスロースリップイベントは観測されていた(例えば Wallace et al., 2010)が、スロースリップイベントのすべり域のほとんどが海底下にあるため、その詳細については十分知られていない。

日本、ニュージーランド、アメリカの 3 カ国における研究機関によって発足した国際共同研究プロジェクト“Hikurangi Ocean Bottom Investigation of Tremor and Slow Slip”(HOBITSS)により 2013 年から現在まで継続して海底観測が行われている。2015 年に回収された圧力計の記録から、2014 年 9 月にスロースリップイベントが発生し、それによって海底が数センチ単位で隆起したということがわかっている。また、このスロースリップイベントは海溝軸の近くで発生しており、算出された地殻変動量からスロースリップの空間分布をモデリングした結果、主なすべり域(すべり量 10-20cm)は海底下 4-7km のプレート境界と推定された(Wallace et al., 2016)。

本研究では 2015 年 6 月から 2016 年 6 月にヒクランギ沈み込み帯に設置された海底圧力計の記録からスロースリップを検出することを目的とする。

データおよび解析結果

本研究は 2015 年 6 月から 2016 年 6 月の期間でニュージーランド北島の東方沖に設置された海底圧力記録を解析する。海底鉛直変位を検出するための海洋モデル(稲津他., 2012)を適用し検出を行う。ここでは、ゆっくりとした地殻変動を抽出する目的で潮汐成分と気圧と風（大気擾乱）で駆動される非潮汐海洋変動成分を求め観測データから除去した(Inazu et al., 2012)。さらに各観測点で記録された 2 つの観測点間で圧力データの差をとって比較し、陸上の GNSS 観測点記録からスロースリップの発生が確認されている期間について検討を行った。この解析手法により、ヒクランギ沈み込み帯で発生しているスロースリップ、特に、陸上の GNSS 観測点のデータのみでは検出が困難な海溝軸近傍のスロースリップの検出を目指す。

S03－P05

Lithosphere-Asthenosphere Rheology Model based on Postseismic Deformation following the 2012 Indian Ocean Earthquake

#Cecep Pratama, Takeo Ito, Ryohei Sasajima (Nagoya Univ.), Takao Tabei (Kochi Univ.)

Seismic moment released by great earthquake cause long lasting and extensive postseismic deformation within and beneath rupture area. Postseismic motion, which could be detected by geodetic observation, may reflect large contribution of viscoelastic relaxation in the asthenosphere. That could explain rheological properties under the plate, which is fundamental to understand Plate Tectonics. On April 11, 2012, a great oceanic earthquake (Mw 8.6) struck off the west coast of northern Sumatra about 100-300 km west of the Sunda trench and was followed by a great (Mw 8.2) aftershock approximately two hours after the main shock. This sequence, which is the largest intraplate earthquake in history of instrumentally recorded event, yielded a total seismic moment about 12-13 x 10^{21} N m and 2-3 x 10^{21} N m for main shock and aftershock, respectively. Thus, the 2012 Indian Ocean Earthquake, providing a key and unique opportunity to study rheological properties under the Indian Ocean.

Since the oceanic rheological structures under the Indian Ocean are still poorly understood, we attempt to obtain rheological model beneath Indian Ocean. We consider developing a numerical systematic test and time evolution process due to complexity of the fault rupture area as well as subduction region. In that sense, we conduct three-dimensional inhomogeneous realistic earth structure including subducting slab, three-dimensional earth velocity structure, real topography and bathymetry using finite element method. We used reported coseismic slip distribution by Hill et al. (2015) during estimation of rheology model. Since the afterslip may exist, we estimate stress-driven afterslip that constitutes the response of coseismic stress change and exclude the afterslip effect from postseismic displacement. In order to estimate the rheology model, which are including Oceanic Lithosphere Thickness, Oceanic Asthenosphere Thickness and Oceanic Asthenopshere Viscosity, we consider grid search method to obtain the minimum residual misfit between finite element modeling and postseismic displacement based on near-field continuous GPS observation in northern Sumatra.

As preliminary result, observed post-seismic uplift and landward horizontal motion required 70 km oceanic lithosphere thickness, 145 km oceanic asthenosphere thickness with bi-viscous burgers 5 x 10^{17} Pa s and 5 x 10^{18} Pa s for Kelvin and Maxwell viscosity, respectively.

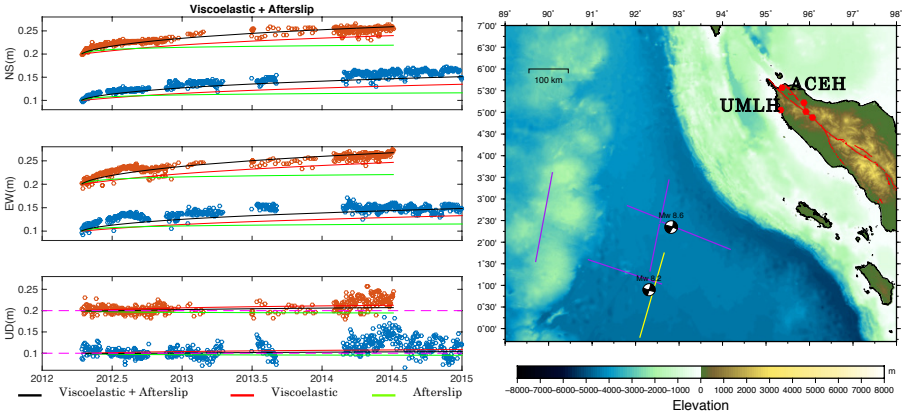


Figure 1. (Left figure) Detrended postseismic displacement time series at UMLH (red) and ACEH (blue) site during 2012.27 to 2015 periods. Solid line indicates estimated model while dashed line as zero line. (Right figure) GPS site and fault line position due to mainshock Mw 8.6 (purple) and aftershock Mw 8.2 (yellow).

S03－P06

東北日本の巨大地震サイクルモデル：地学的ー測地学的上下変動の矛盾について

#橋間昭徳（東大地震研）・佐藤利典（千葉大理）

A megathrust earthquake-cycle model for Northeast Japan: Addressing the mismatch between geological uplift and geodetic subsidence

#Akinori Hashima (ERI, Univ. Tokyo), Toshinori Sato (Chiba Univ.)

東北日本では、地殻変動に関して地質学・地形学による見積もりと、測地観測との間に不一致があることが知られていた。河成・海成段丘の高度分布からは、東北日本が最終間氷期（12.5 Ma）以降、0.2~0.4 mm/yrの速度で隆起していることがわかっている。一方、過去100年あまりの水準測量は、長期変動とは逆に、特に太平洋岸において一貫して3~6mm/yrもの沈降速度が観測されてきた。したがって、長期的な収支の観点から、巨大地震とそれにともなう大きな隆起が見込まれていた。しかし、実際は2011年東北沖地震において陸域で最大1.2 mのさらなる沈降が観測された。地震後、現在まで5年間の余効変動は40 cmの隆起を示しているが、今後どのようなメカニズムのもとで地震前と地震時の沈降をまかなっていくのかはわかっていない。

本研究では、この不一致を説明するために、東北日本における巨大地震サイクルの単純な力学モデルを構築した。まず、リソスフェアーアセノスフェア構造として、厚さH kmの弾性的表層と粘弾性的半無限空間からなる二層構造媒質を仮定する。プレート境界面形状としては、東北沖地震の震源付近のプレート境界面の垂直断面をCAMPモデルからとり、これを2次元化したものを用いた。プレート間相互作用は、プレート境界における変位の食い違い運動により表現する。プレート境界面は定常すべり領域と巨大地震の破壊領域に分けられる。定常すべり領域にはプレート相対速度（8 cm/yr）のすべりを与え、破壊領域は500年に一度破壊されると仮定する。簡単のため、破壊領域は海溝からある深さd kmまでの水平500 kmの長方形の領域とし、地震時のすべり分布は領域内で一様とした。また、長期的な変動を説明するため、構造侵食の効果を取り入れた。構造侵食は、陸側プレートの下面の侵食にともなうプレート境界面の移動によって表現した。地表面における地震間の上下変動は、構造侵食の効果、地震間の固着、過去の巨大地震による粘弾性緩和の3成分に分解できる。計算は、弾性的リソスフェアの厚さ、破壊領域の深さ、アセノスフェアの粘性率に様々な値を与えて行なった。

計算の結果、モデルの振る舞いは巨大地震の破壊がリソスフェアを完全に断ち切った場合と、破壊がリソスフェアの中にとどまった場合で異なることが示された。リソスフェアを完全に断ち切った場合、粘弾性的効果によって地震サイクル後期でも島弧域は隆起してしまう。上下変動の不一致は、破壊がリソスフェアの中にとどまった場合において説明することができた（図1）。地震サイクルの初期100年においては、巨大地震に対する粘弾性緩和の影響が卓越し、地震サイクル後期と地震時の沈降をまかなう。一方、地震サイクル後期（300年以降）においては固着の効果が支配的となる。地震サイクル後期の陸域の沈降は、破壊領域の下部の定常すべりにより引き起こされる。また、構造侵食の効果は、島弧地形を陸方向に移動させることで、陸域に長期的な隆起を引き起こす。

計算結果は、海溝からの距離により上下変動の時間変化のパターンが著しく異なることを示す。特に太平洋側の海域における長期地殻変動観測の重要性を示している。

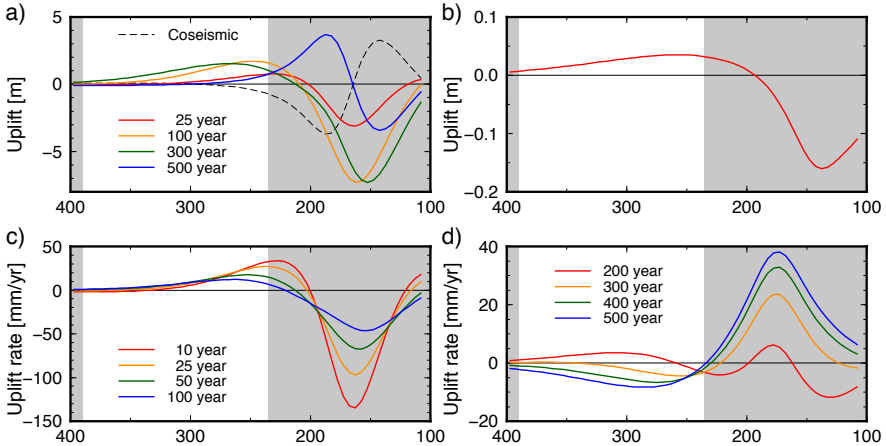


図1 d=25 km, H=35 kmの場合の海溝からの距離に対する上下変動分布。白の領域は陸域を表す。a) 累積変位 b) 1回の地震サイクルを経た後の変位 c) 地震サイクルの最初の100年の変位速度 d) 地震サイクル200-500年の変位速度

謝辞：本研究は文部科学省「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」の一環として行われた。記して感謝の意を示す。

S03－P07

東海地域の長期的ゆっくりすべりの推移
～やや鈍化傾向か～

#宮岡一樹（気象研）・木村久夫（気象庁）

Temporal changes of Tokai slow slip event.

#Kazuki Miyaoka (MRI), Hisao Kimura (JMA)

１．はじめに

東海地域では 2013 年のはじめ頃から長期的ゆっくりすべりが発生していることが指摘されている．宮岡・木村（2016）はひずみ計データにスタッキング法（宮岡・横田, 2012）を適用し，このゆっくりすべりを検出している．発生の開始から 3 年以上が経過した現在も継続していると考えられるものの，やや鈍化しはじめた様子も見られている．ボアホール型のひずみ計は計器の設置後，多くの観測点で埋設工事の影響による長期の緩和的な変化が観測される．この様な変化によって長期的ゆっくりすべり発生中にもトレンドが変わっている可能性が考えられる．木村ほか（2016）はこの長期間の緩和的変化に指数関数を当てはめ，これの補正を行った．本講演では，この補正済みデータを用い，長期的ゆっくりすべりのモーメント解放量の時間変化を求めたので報告する．

２．データと手法

ここでは木村ほか（2016）による指数関数の当てはめによる補正を行った各観測点・成分のデータを用いた．その補正方法等については，上記（木村ほか，2016．本大会での講演）を参照されたい．このデータを，東海地域ゆっくりすべりを検知するための組合せでスタッキングを行い（宮岡・木村，2016），以下の解析を行った．

観測データ $\boldsymbol{d}$ と未知のパラメータ $\boldsymbol{m}$ があるときの観測方程式は

$$\boldsymbol{d} = \boldsymbol{G}\boldsymbol{m}$$

で表される．$\boldsymbol{G}$ はグリーン関数である．プレート境界上にグリッド状に小断層を配置した場合，各小断層の位置，走向，傾斜はプレート形状から，すべり角はプレートの運動方向から規定され，モーメント量が未知数となる．ここでは小断層の大きさをグリッド間隔から 20km×20km とし，各小断層でのすべり量を $\boldsymbol{m}$ に設定した．またスタッキングデータに現れた変化量を読みとり，観測データ $\boldsymbol{d}$ とした．個々の観測点データではなく，複数の観測データのスタッキングによる SN 比の良いデータを用いる．

観測データ（$\boldsymbol{d}$）は図 1 の黒枠内（南西端 3 グリッドは分解能がないため除外）のグリッドに対応するスタッキングデータの変化量を用いた．またスタッキングデータに大きな変化が現れている領域（赤枠）内の 6 つの小断層のすべり量を未知数とした（$\boldsymbol{m}$）．

2013 年 1 月 1 日からの変化量を 1 ヶ月毎に読み取り，観測データに最も適合する 6 つの小断層のモーメントを求め，その合計を全体のモーメント解放量とした．

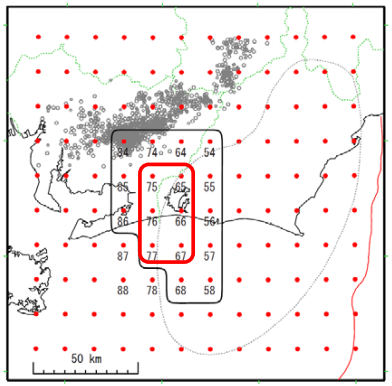


図１　スタッキング法に用いたグリッド
赤枠内の小断層のすべり量を求めた

３．結果

2013 年 1 月から 1 ヶ月毎に求めたモーメント解放量の時間変化を図 2 に示した．2016 年 7 月までのモーメント解放量は 1.7e+19Nm（Mw 換算 6.75）程度となった．またその変化には 2015 年後半から鈍化，もしくは停滞傾向が見られている．

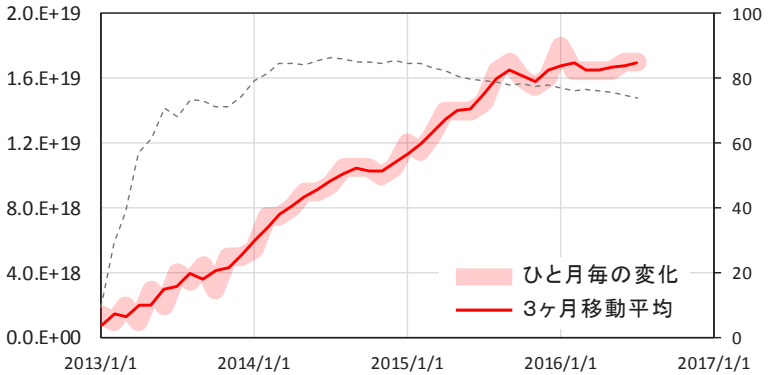


図２　モーメント解放量の時間変化

S03－P08

ひずみ計による長期的ゆっくりすべりの観測

#木村久夫・舟越実（気象庁）・宮岡一樹（気象研）

Observation of the long-term Slow Slip Event by Strainmeters

#Hisao Kimura, Minoru Funakoshi (JMA), Kazuki Miyaoka (MRI)

The long-term slow slip event (SSE) has been observed by GEONET in Tokai region since 2013 (Ozawa et al., 2016). It would be very difficult to detect SSE by strainmeters. However, several developments of analytic methods, precipitation correction by the tank model and stacking method, make us to detect SSE by strainmeters (Miyaoka and Kimura, 2016). As a strainmeter changes its trend gradually, it affects stacking data. We apply exponential function to fit the gradual change of trend to reduce such an effect.

東海地方では，プレート境界が数年かけてゆっくりすべる現象（長期的ゆっくりすべり，以下長期的SSEと呼ぶ）が繰り返し発生している．現在も，2013年はじめ頃から長期的SSEが発生しており，GNSSにより観測されている．（例えば，Ozawa et al.，2016や木村（久）・他，2015）

気象庁では，東海地方の27ヶ所にひずみ計を設置し（静岡県整備の2点を含む），地殻変動の監視をしている．ひずみ計の観測データは長期の安定性が悪く，長期的SSEのような期間の長いイベントを捉えるには不向きであると考えられてきたが，降水補正の改良（木村（一）・他，2015）やスタッキング法の開発（宮岡・横田，2012）等の技術進展により，ひずみ計でも長期的SSEを検出することができるようになった．（宮岡・木村（久），2016）

GNSSとひずみ計の解析結果は，概ね同じような変化傾向を示していたが，2015年の後半頃から，GNSSでは変化が緩やかになってきているように見える一方，ひずみ計ではそのような傾向が見えず，矛盾が生じていた．これについて，改めてひずみデータを確認したところ，非常に長いスケールで見ると，そのトレンドに経年変化の影響があることがわかった．ひずみ計は，埋設直後の状態からテクトニックなトレンドに安定するまで，10年以上の長期にわたり緩和的な変化をすることが知られている．今回の解析に用いた観測点は，埋設から10年以上経過し，その変化はかなり小さくなっており，2，3年程度の現象を見るのであれば気にする必要はないが，より長期の変化を見る際には，その影響が無視できなくなることがわかった．この緩和的な変化については，経験的に指数関数でよく近似できることが知られている．そこで今回，2006年から2010年のデータから指数関数成分を推定し，それを観測値から差し引くことで，トレンドの経年変化の影響を補正した．この補正により，2011年以降のデータについても，緩和的にトレンドが変化する傾向はなくなり，2013年頃から始まった長期的SSEによるシグナルが明瞭になった．このデータで見ると，シグナルが明瞭な掛川富部や浜松宮口では，2015年後半あたりに変化が緩やかになってきているのがわかる．スタッキング結果においても，GNSSの解析結果との齟齬は概ね解消した．今回開発した手法により，ひずみ計によるプレート境界の長期的SSEの検出能力が大幅に向上したと言える．

気象庁は，本手法により解析したひずみ計データを毎月の地震防災対策強化地域判定会に報告し，東海地方における地殻活動の異常監視に役立てていく予定である．

【参考文献】

木村一洋・露木貴裕・菅沼一成・長谷川浩・見須裕美・藤田健一(2015): タンクモデルによる体積ひずみ計データの降水補正について，験震時報，78，93-158.

木村久夫・沼野あかね・宮岡一樹 (2015): 東海地域のゆっくりすべり検出を目指したGNSSスタッキング法の開発，日本地震学会2015年度秋季大会予稿

Ozawa, S., M. Tobita, H. Yarai (2016): A possible restart of an interplate slow slip adjacent to the Tokai seismic gap in Japan, Earth, Planets and Space, DOI 10.1186/s40623-016-0430-4.

宮岡一樹・横田崇(2012): 地殻変動検出のためのスタッキング手法の開発－東海地域のひずみ計データによるプレート境界すべり早期検知への適用－，地震2，65，205-218.

宮岡一樹・木村久夫（2016）：ひずみ計によるスタッキング法を用いた長期的ゆっくりすべりの検出，験震時報，79，15-23.

S03－P09

南海トラフ沿い長期的スロースリップの客観的検知

#小林昭夫（気象研）・木村一洋（気象庁）

Detection of long-term slow slips along the Nankai Trough

#Akio Kobayashi (MRI), Kazuhiro Kimura (JMA)

南海トラフ沿いの長期的スロースリップ（SSE）は、将来に大地震を発生させると考えられている固着域周辺で発生しており、スロー地震の中でも規模が大きい。GNSSが整備されてから、豊後水道や東海地域などで長期的SSEの発生が観測されてきた。この他にも小規模な長期的SSEの可能性がいくつか指摘されているが、いずれも個別に検出されたものである。Nishimura et al. (2013) は、南海トラフ沿いの短期的SSEについて客観的な検知を行った。長期的SSEの過去からの履歴を均質的に把握することは、プレート境界の特性の時空間分布に関する理解をもたらすことが期待される。ここでは、GNSS座標データにより、南海トラフ沿いの長期的SSEの客観的検知について試みる。

GEONETのF3解座標値を用い、各点について一次トレンド、アンテナ交換などによるオフセット、地震によるオフセットの補正を行う。次に、長期的SSEの影響がほぼ見られない中国地方の観測点について1日ずつの領域内中央値を求め、各点の座標値から領域内中央値を差し引く。この領域固定により、Wdowinski et al. (1997) の空間フィルターと同じ効果が期待できる。各点の水平成分からフィリピン海プレートの沈み込みと逆方向の成分を計算し、南海トラフ沿いのプレート等深線25kmに設定した経度0.1度間隔の地点を中心とする50×100kmの矩形範囲内の各点の平均値を求める。最後に、任意の傾斜期間を持つランプ関数との相互相関を求め、時空間の相関値の分布を作成する。このとき、対象期間の前後のデータによる変化量も考慮する。

傾斜期間1年について、相関係数0.8以上、変化量2mm以上の相関値分布を図1に示す。豊後水道では、1997年、2003年、2010年の長期的SSEの他に、2014年の小規模なSSEも見られる。東海地域では2000年伊豆諸島北部の地殻変動と2000-2005年の長期的SSE、および2011年東北地震の余効変動とその後の長期的SSEが見られる。紀伊水道では1996-1997年や2014年からの長期的SSEの他に、2000-2003年頃にも相関の高い時期が見られる。その他、四国中部の2005-2010年、2013年頃にも相関の高い時期が存在している。また、Ozawa et al. (2007) により1997年の豊後水道SSEが南西に移動したことが指摘されているが、図1でも同様の傾向が読み取れる。なお、この手法は、傾斜期間を変えることで、短期的SSEなど任意の現象に対しても同様の解析が可能である。

既に述べたように、2011年東北地震や、2004年紀伊半島南東沖の地震の余効変動による影響が見られる。余効変動の除去をはじめ、傾斜期間を変えて異なる帯域の現象やそれらの相互関係について今後検討を行いたい。

謝辞

国土地理院のGEONET座標値、オフセット値を使用させていただきました。

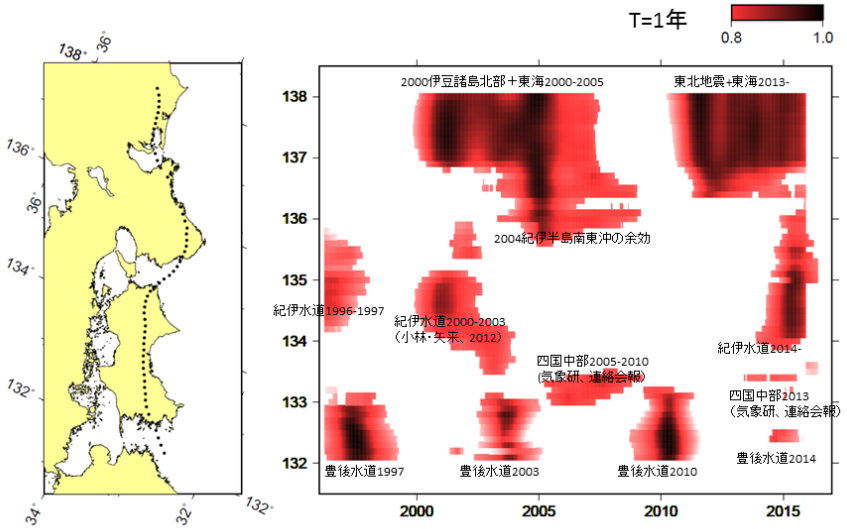


図1　推定された南海トラフ沿い長期的スロースリップの時空間分布

S03－P10

2013年以降の南海トラフ沿いの非定常地殻変動

#小沢慎三郎・矢来博司（国土地理院）

Transient deformation along the Nankai trough

#Shinzaburo Ozaa, Hiroshi Yarai (GSI)

要旨
南海トラフ沿いの 2013 年以降の非定常地殻変動データを解析し、プレート境界のカップリングの状態を推定した．その結果、東海、紀伊水道、四国・九州で長期的なスロースリップが発生していることがわかった．これらの結果は、南海トラフ沿いのプレート間のカップリングが長期的スロースリップ領域で弱まっていることを示しており今後の監視が重要と考えられる．

はじめに
南海トラフ沿いのプレート境界では、長期的スロースリップが東海（Ozawa et al., 2002）、紀伊水道（Kobayashi et a. 2014）、豊後水道 (Hirose et al. 1999)、宮崎北部（Yarai 2015）、日向灘（Yarai and Ozawa 2013）で繰り返し発生している．これらの長期的なスロースリップは、南海トラフ沿いの海溝型地震の発生を考える上で詳細に監視していく必要がある．本研究では、2013年以降の南海トラフ沿いのGNSSの地殻変動データから、東海、紀伊水道、四国、九州の３領域での非定常地殻変動を抽出し、長期的スロースリップ領域でのプレート間の滑りの時空間変化を推定した．

データと解析手法
データとしては、2013 年以降の西南日本の GNSS 観測点の東西、南北、上下の地殻変動時系列データを用いた．地殻変動時系列データから非定常地殻変動を抽出するために、各種イベントの発生していない時期を用いてトレンド成分を取り除いている．東海地方に関しては、2009 年 1 月～2011 年 1 月まで、紀伊水道では、2012 年 1 月～2014 年 1 月まで、四国・九州では 2012 年 1 月～2013 年 1 月までの時系列データからトレンドを推定し、元データから周期成分と共に取り除き非定常地殻変動データを作成している．作成された非定常地殻変動データを用いて、東海、紀伊水道、四国・九州の３領域を個別に解析した．解析手法としては、時間依存のインバージョンを用いて、非定常時系列データからプレート境界の滑りを推定している．プレート境界のモデルとしては、弘瀬他 2005 の結果を用いている．SN をよくするために、３日平均のデータを作成した．計算負荷が大きいため、３日毎のデータを用いて解析を行っている．

結果
東海では、浜名湖付近を中心としたスロースリップが 2013 年以降発生しているように見える．紀伊水道の長期的スロースリップは、2013 年末から四国東部で発生し、時間と共に東側の紀伊水道に滑りの中心が移動する結果が得られた．四国・九州では、2013-2014 年頃に日向灘、宮崎北部でスロースリップが発生し（Yarai 2015）、2015 年半ば頃から日向灘のスロースリップが始まった．その後に豊後水道でスロースリップが発生し、続いて 2016 年 2 月頃から宮崎北部でスロースリップが発生している様子が推定された．これらのスロースリップは 2016 年７月時点でまだ継続している．ただし、宮崎北部のスロースリップは、2016 年４月の熊本地震の余効変動のために、その発生状況が不明になっている．東海、紀伊水道、四国・九州での長期的なスロースリップにより、南海トラフ沿いのプレート間カップリングが弱まっているため、今後のスロースリップの推移を注意深く監視する必要がある．

S03−P11

1944年及び1946年の南海トラフ地震の余効変動から推定した粘弾性構造

大間 俊樹 (新日鉄)・ #伊藤 武男 (名大環)

Estimated viscosity structure from post-seismic deformation due to the 1944 and 1946 Nankai earthquakes

Ohoma Toshiki (NS Solutions), #Takeo Ito (Nagoya Univ.)

1　はじめに

西南日本では南海トラフからフィリピン海プレートがアムールプレートの下に沈み込んでおり、大地震が発生している。多くの先行研究では、1944年昭和東南海地震及び1946年南海地震の余効変動の解析が弾性層と粘弾性層で構成される成層構造で、粘弾性層には一様な粘性率を仮定し行われてきた [例えばThatcher and Rundle (1984), Ito and Hashimoto (2004)]。しかし、成層構造ではこのようなスラブの沈み込みは考慮しておらず、粘性率は温度と圧力に依存することからも、成層構造では実際の地下構造を適切に近似していない可能性がある。これらの問題を評価するより現実的なモデルとしてYoshioka and Suzuki (1999) やKatagi et al. (2008) はスラブの影響や不均質な粘弾性モデルの評価を行っているが、三次元地震波速度構造を考慮した不均質な弾性パラメター、地形、地球の球面は考慮されていない。そこで本研究では、上記の指摘を考慮した地下構造モデルを構築し、地下構造モデルの違いによる粘弾性応答と観測データを比較し、より適切な粘性モデルを求めた。

2　手法

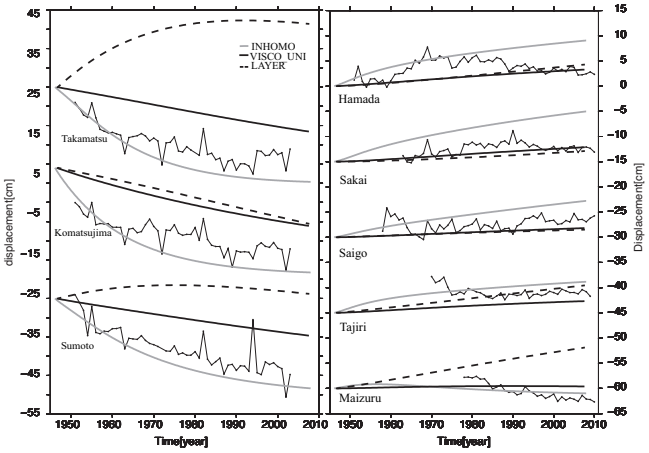
本研究では三次元有限要素法を用いて、日本列島全域の地形、三次元地震波速度構造を考慮した不均質な弾性パラメター、沈み込むスラブ、深さ依存粘性率を考慮したモデルを構築し、南海トラフ地震による粘弾性応答の計算を行った。深さ依存粘性率はChristensen (1996) による温度・深さ依存粘性率を求めた式を簡略化のためマントル内の温度は一定であると仮定した上で用いた。また、沈み込むスラブ及び深さ依存粘性率の粘弾性応答への影響を評価するため、以下の３つの地下構造モデルを構築した。

- INHOMO [スラブあり、深さ依存粘性構造]
- VISCO_UNI [スラブあり、一様粘性構造]
- LAYER [スラブなし、一様粘性構造]

粘性モデルを求めるために，日本海側及び瀬戸内海の30〜50年間の検潮データと南海トラフ地震による粘弾性応答の時間発展ついて比較した。まず、日本海側の検潮所（場）では南海トラフでのプレート間固着による弾性的な影響は0.5mm/year以下であることを確認し、海況の影響を低減するために舞鶴の検潮所に対する各検潮所（場）での、相対的な上下変位の時系列を作成した。また、海水温から海水の膨張を考慮することで、長期的な海水面変動を考慮し、粘性構造の推定と比較を行った。

3　結果と考察

INHOMOモデルとVISCO_UNIモデルによる粘弾性応答の時間変化は検潮データをよく説明できる。この２つのモデル間での顕著な違いは地震発生直後であるが、検潮データがないことから、有意に決定することは難しい。一方、LAYERモデルは検潮データを説明できず、特に瀬戸内海でその違いは顕著であることがわかった。この結果は、粘弾性応答の計算を行う際に沈み込むスラブや深さ依存粘性構造を考慮することの必要性を示唆している。



左図は西南日本の1978年から2010年の海水面変動データと３つの粘弾性応答の時系列を示しており、瀬戸内海と日本海側の検潮所（場）でグループ分けをしている。

S03−P12

四国地方の遷移領域における固着速度と微動発生レート

#落唯史・武田直人（産総研）

Coupling and tremor rate in the transition zone around the Shikoku region

#Tadafumi Ochi, Naoto Takeda (GSJ, AIST)

プレート沈み込み境界で発生する長期的・短期的スロースリップと深部低周波微動活動の時空間変化の関係はよく議論される。ただしスロースリップの発生域はプレート境界のごく限られた場所であり，ほかの大部分では固着が進行している。確かにスロースリップは固着によって蓄積した応力の一部を解放する現象として有効であるが，固着が時間変化するのであればそのモニターも重要な地震予測である。

この観点から Ochi and Kato (2013)や Ochi (2015)は固着とスロースリップを同時推定し，固着の時間変化があり得ることを示した。Ochi (2015)によると紀伊水道から九州東方沖の領域の固着は，室戸岬付近の強い固着はほとんど時間変化しないものの，いわゆる遷移領域の固着には時間的な揺らぎが見られる。特に豊後水道ではこの揺らぎが大規模であり，1997 年，2003 年，2010-11 年には長期的スロースリップとして検出されたが，遷移領域ではそのほかの部分にも揺らぎは見られる。

一方，この遷移領域は深部低周波微動の発生域としても知られる。図 1 に産総研が決定した深部低周波微動カタログ（Imanishi et al., 2011）から 2010 年 7 月から 2011 年 6 月の活動を抽出したものを示す。X, Y で示した領域はいずれも微動発生域の上限付近に位置し，特に X は豊後水道の長期的スロースリップのすべり領域の下端と一致する。図 2(X), (Y)はそれぞれ図 1 X,Y 領域における 2008 年から 2014 年までの固着速度と微動発生レートの時系列である。固着速度の推定には GEONET F3 解の日々の座標値を使い，年周変動と地震によるステップを取り除いた後の時系列に 1 年ごとの折れ線を当てはめる方法を用いた。ここに示す固着速度は固着のない状態をゼロとしたもので，正の値が固着の進行を，負の値がスロースリップの進行を表している。図 2(X)には 2010-11 年の長期的スロースリップと，それに同期した微動活動の活発化が現れている。一方，図 2(Y)にはスロースリップは現れていないが，固着速度には揺らぎが見られる。固着速度は 2011 年から 2012 年にかけて遅くなり，逆に 2012 年から 2013 年にかけて速くなっている。これと同期して微動発生レートは 2011 年から 2012 年にかけて増加し，逆に 2012 年から 2013 年にかけて減少している。さらに 2014 年から 2015 年にかけても図 2(Y)には固着速度の減少と微動レートの増加が見られるが，これは上述した 2 つの活動ほど顕著ではない。またこの活動と 2014 年の長期的スロースリップとの関係性も現段階ではわからない。

本発表では遷移領域のその他の場所の固着速度の時間変化をもとに，微動レートとの関係を議論する。

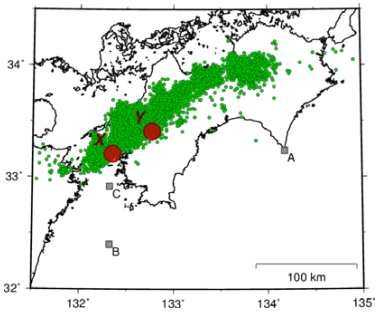


図 1　2010 年 7 月から 2011 年 6 月までの深部低周波微動の震源分布

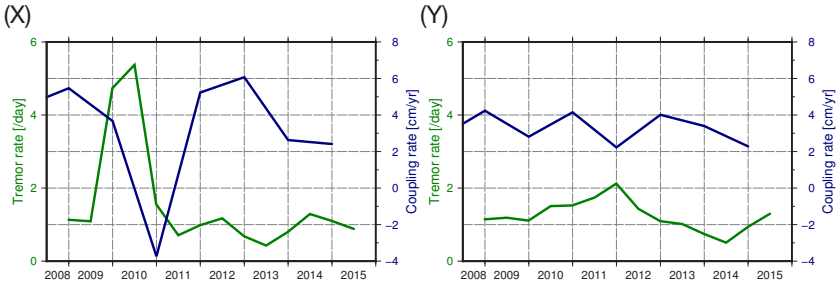


図 2　図 1 X, Y 領域における固着速度（青）と微動レート（緑）の時間変化

S03－P13

傾斜・ひずみデータの統合解析による四国地域の短期的スロースリップイベントのすべり分布推定

#木村武志[1]・板場智史[2]・松澤孝紀[1]・木村尚紀[1]
（1：防災科研，2：産総研）

Slip distribution of short-term slow slip events in Shikoku, Japan, estimated from tilt and strain data

#Takeshi KIMURA[1], Satoshi ITABA[2], Takanori MATSUZAWA[1] & Hisanori KIMURA[1] (1: NIED, 2: AIST)

はじめに

近年，世界のさまざまな地域でスロー地震が検出されている．その中で，西南日本の東海～四国地域は，稠密かつ多項目の測地・地震観測網による豊富なデータセットを利用して，スロー地震の研究を最も詳細に行える領域の一つである．これらの地域では，沈み込み帯のプレート境界のうち固着域から深部側に位置する，安定すべり域との遷移領域で短期的スロースリップイベント（SSE）・深部低周波微動・深部超低周波地震のスロー地震が同期して繰り返し発生している［例えば，Obara, 2002; Obara et al., 2004; Ito et al., 2007］．遷移領域でのすべり過程を把握するためには，これらスロー地震のうち最大規模の短期的SSE時のすべり量を適切に推定し，他のスロー地震との関係を明らかにする必要がある．これまでの西南日本の短期的SSEの研究では，防災科研Hi-net併設の高感度加速度計による傾斜データや国土地理院GEONETのGNSSデータなどから，すべり量一様の矩形断層で短期的SSEをモデル化することが多かった［例えば，Obara et al., 2004; Nishimura et al., 2013］．しかしながら，このような単純な震源モデルでは各短期的SSEのすべりの不均質性を評価できず，遷移領域内でのすべり過程を詳細に把握することが困難になっている．

本研究では，短期的SSEの自動検出手法［Kimura et al., 2011］をHi-net傾斜データと産総研運用のひずみ計データに適用し，SSEのすべり分布を推定する．

手法

Kimura et al. [2011]によるHi-net傾斜データを用いた短期的SSEの自動検出手法を，以下の3点で改良した．１）傾斜データに加えて産総研ひずみ計データへも適用する．２）すべり量一様の矩形断層モデルによる検出・モデル推定ではなく，プレート境界［Shiomi et al., 2008］上のすべりを1次のスプライン関数で展開し，水平方向に0.3°ごとに配置した各knotでのすべりを検出・推定する．３）1つの解析time-windowに対して複数のknotのすべりを検出・推定する際には，すでに検出されたknotのすべり量は固定ではなく可変とする．1により傾斜データに比べてS/N比のよいひずみ計データが利用可能になり，2・3により空間的に連続したすべり分布を適切に推定できるようになった．

結果

図に2014年5月に四国中西部で発生した短期的SSEの検出・断層モデル推定結果を示す．すべりの検出された領域は微動の発生域とよく対応しており，全体の規模（Mw 6.3）は手動解析結果（Mw 6.2）と調和的である．また，すべりの検出されたknotのうち図のAでは約3cmのすべり量であったのに対しBでは約1cmであり，他のknotは2cm程度であった．

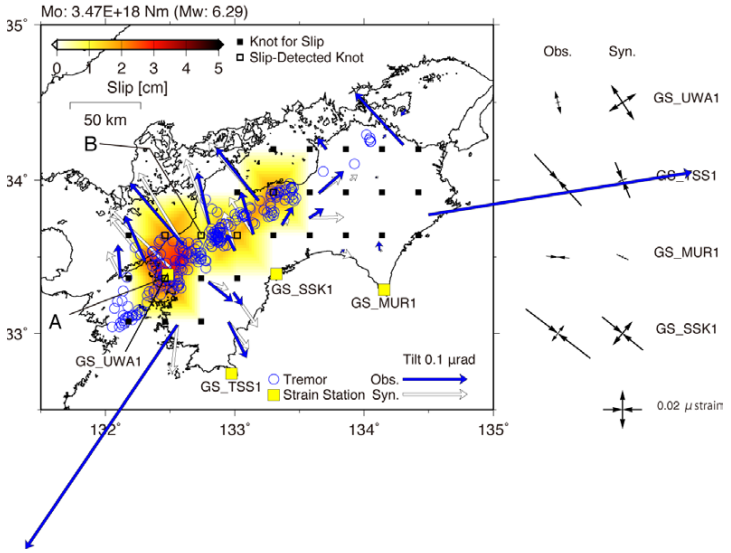


図 2014年5月に四国中西部で発生した短期的SSEのすべり推定結果．短期的SSE発生中の微動分布［Maeda & Obara, 2009; Obara et al., 2010］，傾斜・ひずみの観測・理論変動の比較を合わせて示す．

S03－P14

箱根火山活動時の GNSS 地殻変動とその圧力源モデルの推定

#原田昌武・道家涼介・板寺一洋・里村幹夫（温地研）

GNSS crustal movements observed by volcanic activities of Hakone Volcano and estimated its pressure sources

#Masatake HARADA, Ryosuke DOKE,
Kazuhiro ITADERA and Mikio SATOMURA (HSRI)

近年の箱根火山では、しばしば火山活動が活発化し群発地震活動が起こっている。群発地震活動は 2001 年に発生した後、2006 年、2008 年から 2009 年にかけて、2013 年、2015 年と、比較的規模の大きな活動が起こっている。これらのうち 2001 年と 2015 年の活動では、噴気地帯である大涌谷において噴気量の増大や火山ガス濃度の上昇などの明瞭な噴気異常が確認され、また、2015 年の場合にはごく小規模な水蒸気噴火に発展した。

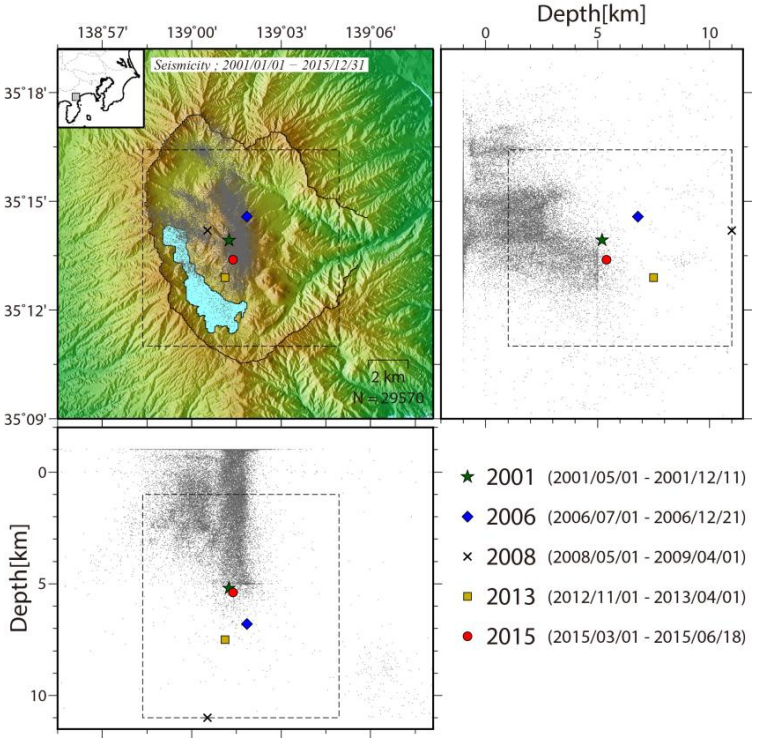
これらの群発地震活動の際には、箱根火山を中心とした放射状に広がるような山体膨張が GNSS によって観測されている。そこで、本研究では、GNSS データを使用して、これら 5 回の圧力源モデルを推定し、それぞれの膨張源の位置を比較する。

解析に用いた GNSS データは箱根火山周辺に国土地理院が設置している GEONET 観測点のデータ（固定点を含めて 10 点）で、5 回の活動ともに同一の観測点を使用した。圧力源の推定には MaGCAP-V（福井ほか，2010 など）を使用し、球状圧力源 1 つを仮定してグリッドサーチによって計算した。サーチ範囲は、カルデラ内を包含するように緯度・経度・深さの全ての方向で 10km の領域を設定し、それぞれの方向を 100m 間隔のグリッドで区切った。また、体積膨張量（ΔV）は、0.0～1.0×10^7 m^3 の範囲を 1.0×10^5 m^3 刻みで計算した。

推定されたそれぞれの活動時の圧力源をまとめて図に示す。これらのうち、2008 年から 2009 年にかけて観測された変位ベクトルを用いて推定された圧力源は、サーチ範囲の下端に求まり、最適な結果ではない可能性がある。そのため、その他の 2001 年と 2006 年、2013 年、2015 年の圧力源の位置関係を見ると、2006 年と 2013 年についてはそれぞれ深さ 6.8km（ΔV は 6.5×10^6 m^3）、7.5km（ΔV は 4.3×10^6 m^3）と推定された。

一方、噴気異常が確認された 2001 年と 2015 年はそれぞれ深さ 5.2km（ΔV は 8.2×10^6 m^3）、5.4km（ΔV は 5.5×10^6 m^3）と、箱根火山における震源域の下端付近に求まった。また、それらの圧力源は 2006 年や 2013 年の活動時に比べて、相対的に浅くなっている。

謝辞：本研究の一部は，文部科学省の「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」による支援を受けました。また、国土地理院による GNSS データを使用しました。ここに記して感謝いたします。



図．推定された圧力源の位置と震源分布（灰色のドット）。破線の矩形は、圧力源のグリッドサーチの範囲を示す。圧力源の推定に使用した変位ベクトルは、前後の各日付を先頭とした 10 日間の平均座標値を使用した。

S03－P15

ALOS-2/PALSAR-2データによる 箱根火山2015年水蒸気噴火に伴う地殻変動

#道家涼介・原田昌武・本多 亮・行竹洋平・萬年一剛・竹中 潤（温地研）

Crustal deformation associated with the 2015 phreatic eruption of the Hakone Volcano inferred from ALOS-2/PALSAR-2 data

#Ryosuke Doke, Masatake Harada, Ryou Honda, Yohei Yukutake, Kazutaka Mannen and Jun Takenaka (HSRI)

はじめに

神奈川県西部に位置する箱根火山では，2015年4月下旬より地震活動が活発化し，6月29日～7月1日にかけて小規模な水蒸気噴火が発生した．2015年6月29日の午前7時32分頃からは，火山性微動が観測され（気象庁，2015），午前7時33分頃からの約1分間で，開口割れ目の形成を示唆する傾斜変動が観測されるなど（本多ほか，2015），同時間帯における熱水の突発的な貫入が示唆されている．

地震活動の活発化以後，ALOS-2/PALSAR-2による緊急観測が，高頻度で実施されており，水蒸気噴火の発生を挟む短期間の干渉ペアによる地殻変動データが取得されている．また，干渉SARでは地表面の変動を面的に捉えられることから，多数の変位データを用いることにより，詳細な変動源モデルが推定可能となることが期待される．本発表では，干渉SAR解析により推定された水蒸気噴火に伴う地殻変動と，解析結果のインバージョンより推定した開口割れ目について報告する．

使用データおよび解析方法

ALOS-2/PALSAR-2データについては，水蒸気噴火を挟む干渉ペアの内，観測間隔が短く，衛星視線方向が異なる以下の2ペアを選択した．

(1) 2015/6/18 – 2015/7/2 Path:18 南行軌道・右観測 オフナディア角38.2°
(2) 2015/6/7 – 2015/7/5 Path:125 北行軌道・右観測 オフナディア角29.1°

干渉SAR解析にはsarmap社製のSARscapeソフトウェアを用い，国土地理院による10mDEMデータを使用し解析を行った．また，同ソフトウェアのモデリングツールを使用し，Okada（1985）による開口割れ目断層をインバージョンにより推定した．インバージョンの際，噴火を挟む期間の長さを考慮し，(1)と(2)の各データの重みを2:1とした．加えて，大涌谷においては局所的な隆起が認められることから，その変動を含む範囲のデータは，モデルの推定からは除外した．

結果および考察

(1)のペアでは，大涌谷から南東方向に1.5～2kmの直線を境とする変位が推定され，その東側で衛星視線方向に4～6cm近づく変位が観測された（図1）．また(2)のペアでは，大涌谷の東から南の範囲で全体として衛星から遠ざかる変位が推定された．

インバージョンによって推定された開口割れ目は，大涌谷付近を北端とする長さ1320m，幅292m，上端の標高約863m，走向319.9°，傾斜82.2°，開口量約14.5cmであり，その体積変化量は，約5.6×10^4 m^3であった（図2）．

開口割れ目が推定された位置は，過去の活動により形成された火口様の凹地が集中して分布する位置（小林，2008）と概ね対応する．加えて，箱根火山で現在活発な噴気地帯である大涌谷，早雲山，湯ノ花沢が，この開口割れ目の近傍に分布することから，北西－南東走向の既存の構造に熱水や水蒸気が入り込んだことにより，地表面の変位がもたらされたと考えられる．さらに，その北端に位置する大涌谷の浅部の膨張源を励起し，6月29日からの水蒸気噴火に至ったと考えられる．

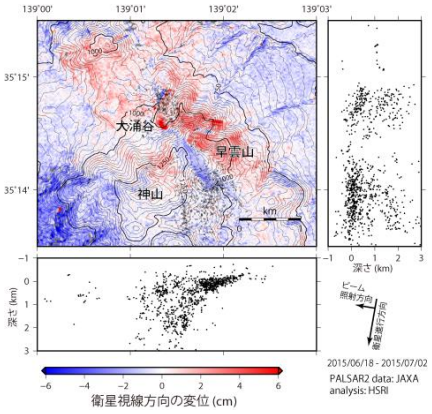


図１　2015年６月18日と７月２日のペアの干渉SAR解析結果．正の値が衛星に近づく変位を示す．震源の分布は，行竹ほか(2015)による．

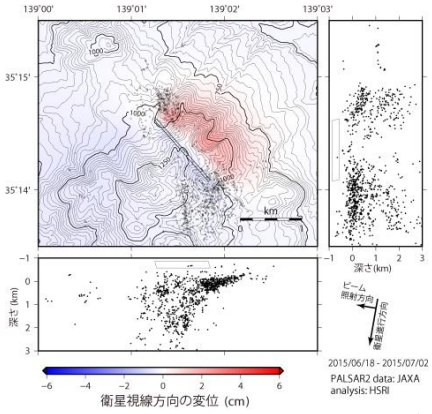


図２　単一の開口割れ目を推定したモデル．図中の四角形が開口割れ目を示す．図の背景色はモデルから計算される理論的な変位量を示す．

ALOS-2/PALSAR-2データは火山噴火予知連絡会衛星解析グループを通してJAXAよりご提供頂きました．データの所有権はJAXAにあります．本研究は，文部科学省の「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」による支援を受けました．ここに記して感謝します．

S06－P01

レシーバ関数解析から推定された日本列島の地殻・最上部マントル構造

#五十嵐俊博・飯高隆（東大地震研）

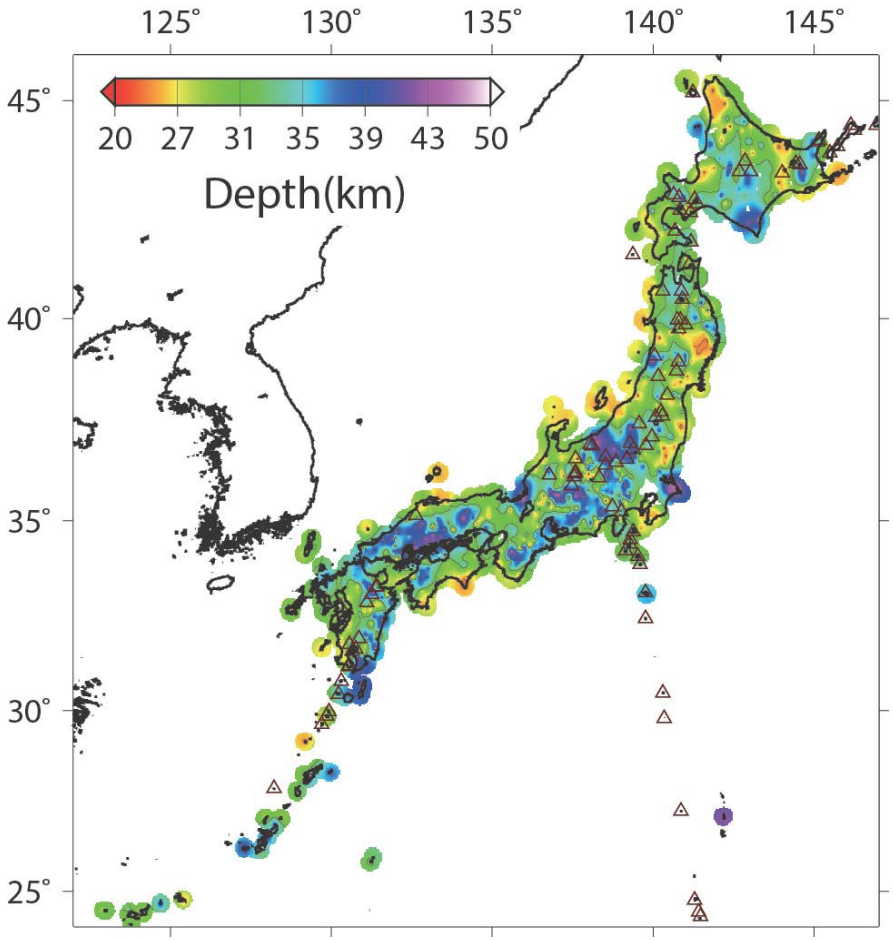
Crust and uppermost mantle structure beneath the Japanese Islands from receiver function analysis

#Toshihiro Igarashi, Takashi Iidaka (ERI, Univ. of Tokyo)

1. はじめに. 近年，日本列島の広域にわたる地殻・マントルの地震波速度構造が地震波走時トモグラフィ解析等により推定されるようになってきた．しかしながら，これらの解析では比較的長波長の不均質構造が抽出されており，広域にわたる速度不連続の空間分布の情報はまだ十分ではない．そこで本研究では，レシーバ関数解析を行い，日本列島全域にわたる地殻および最上部マントルの地震波速度構造・速度不連続の推定を行った．

2. 手法・データ. 本研究では，五十嵐・他(2011)と同様に，理論構造から得られたレシーバ関数と，各観測点で得られたレシーバ関数記録との間で最も適合する解を，グリッドサーチ法を用いて推定した．理論レシーバ関数の計算に用いる構造モデルは，地表面付近の堆積層，上部地殻，下部地殻，マントル最上部，上部マントルからなる構造を想定した．マントル最上部層は，日本の地殻―マントル境界近傍において構造が不均質である可能性を考慮し，低Vs，高Vp/Vs値を取り得るようにした．本解析では，防災科学技術研究所，気象庁および東京大学地震研究所によって設置されたテレメータ地震観測点を使用した．波形データは，1989年9月から2016年2月までの間に発生した震央距離30度から90度の範囲にある地震のうち，P波初動部分のS/Nが良い記録を選び出して使用した．

3. 結果. 本解析により得られた地殻構造は，五十嵐・他(2011)の結果とおおむね一致していた．地表面付近では，平野部や盆地の分布に対応した低速度堆積層の存在を確認する事ができ，地殻内では，火山周辺や新潟―神戸歪集中帯において，その周辺地域よりも低速度となっていた．一方，推定されたモホ面の分布は，山地で増加し，海岸線に近づくにつれて浅くなる傾向を同様に見ることができるが，その深さは全体的に浅くなった（図）．一方，モホ面下のS波速度不連続の深さ分布が，五十嵐・他(2011)によるマントル最上部の深さ分布と類似していた．このことは，マントル最上部のS波速度分布が不均質であることを示唆している．



図．レシーバ関数のグリッドサーチ解析により推定されたモホ面深度分布．

謝辞．本研究では，国立研究開発法人防災科学技術研究所および気象庁の地震波形データ，アメリカ地質調査所および気象庁の地震カタログを使用しました．また，文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援および，JSPS科研費 26400446 の助成を受けました．記して感謝申し上げます．

S06－P02

陸海統合データを用いた
海域下の地震波速度構造の推定に向けて

#松原 誠（防災科研）

Estimation of seismic velocity structure beneath the ocean using seismic stations offshore and on lands

#Makoto Matsubara (NIED)

（1） はじめに

海域には地震観測点が少ないので震源の深さの不確定性が大きいため，通常のトモグラフィー法（Zhao et al., 1992）による海域の下の速度構造の解明は困難な面がある．そのため pS 変換波を用いて震源の深さを求める解析や(例えば Zhao et al., 2007)や信頼度の高い防災科学技術研究所（防災科研）の広帯域地震観測網（F-net）のモーメントテンソル（MT）による震源の深さに固定した解析（Matsubara and Obara, 2011）などが行われてきた．2016 年 3 月からは、防災科研による日本海溝地震津波観測網（S-net；金沢・他，2012；植平・他，2015）の運用が開始された．まだ、データの蓄積が少ないため解析に用いることはできないが，仮想的な走時データにより解像度について調べることは可能である．本研究では，2011 年東北地方太平洋沖地震（東北沖地震）の余震も含めたデータを用いて Matsubara and Obara (2011)の手法で東北沖の海域下の地震波速度構造を解析すると共に，S-net における走時データが存在した場合に期待される解像度の向上について探る．

（2） データ・方法

解析範囲は北緯 20～48°，東経 120～148°であり，防災科研 Hi-net・気象庁・大学などの機関の約 1300 観測点において読み取られた 2000 年 10 月～2014 年 12 月の 79679 個の地震からの 4693781 個の P 波，2342621 個の S 波の到達時刻データを用いて詳細な三次元速度構造を求めた．Zhao *et al.*（1992）のトモグラフィー法に観測点補正値とグリッド間の速度に相関（スムージング）を導入した手法（Matsubara *et al.*, 2004; 2005; 2008）を適用した．陸域の地震については速度構造を推定しつつ震源再決定も行った．海域の地震については，防災科研 F-net や高感度加速度計も用いた CMT 解（Asano et al., 2011）で決められた震源情報を初期値として用い，解析の際には深さは固定して水平方向には震源再決定を行った（Matsubara and Obara, 2011）．

次に F-net 等の海域下の地震から S-net の観測点での読取値が存在すると仮定した．その上でチェッカーボードによる解像度のテストを実施した．

（3） 結果・議論

東北地方太平洋沖地震の震源域の速度構造の鉛直断面を図 1 に示す．東北沖地震の余震も分布する東経 144° 付近まで速度構造が推定できるが，海域の地震から陸上の観測点までの波線はマントルや沈み込むプレートを主に通って伝わるため，深さ 20km より浅い領域の解明は難しい．

S-net 観測点でデータが存在する場合の結果を図 2 に示す．海域下の浅部を波線が通るため，深さ 10km 程度の領域に置いても解像度が良くなることが分かった．

今後，S-net のデータの蓄積および観測点補正値等の精査の上で，海域下浅部の地震波速度構造の解明に結びつくことが可能と考えられる．また，地震波速度構造や震源分布から沈み込む太平洋プレートの形状を推定することにより，津波シナリオ作成のために用いられたプレート境界モデルの検証にも役立てられることになる．

謝辞：本研究の一部は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施された．

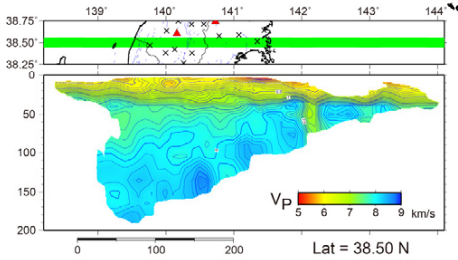


図 1 北緯 38.5° における P 波速度構造．

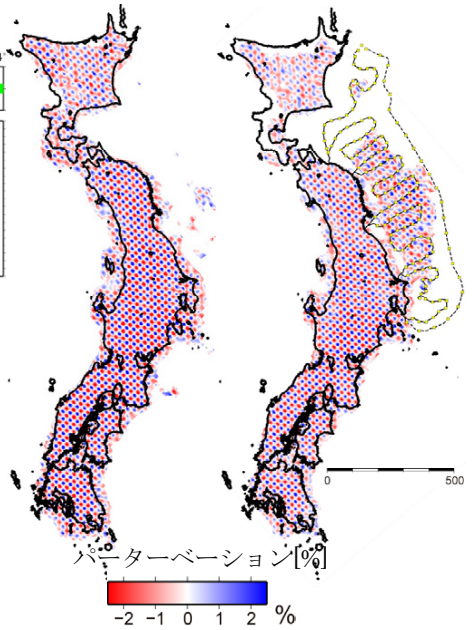


図 2 深さ 10km におけるチェッカーボードテストの結果．
（左）S-net のデータがない場合
（右）S-net のデータがある場合
●：S-net 観測点分布

S06－P03

北海道内浦湾下の地震波速度構造

#椎名高裕・高橋浩晃（北大理）

Seismic velocity structure beneath the Uchiurawan-bay in Hokkaido, northern Japan

#Takahiro Shiina, Hiroaki Takahashi (Hokkaido Univ.)

2016 年 6 月 16 日 14 時 21 分に北海道南茅部付近の内浦湾を震源とする地震（M 5.3）が発生し，函館市で最大震度 6 弱が観測された．南茅部周辺では，これまでにも活発な地震活動が知られている．加えて，そのやや深部域では低周波地震が発生している．また，内浦湾周辺では，南茅部以外の複数の地域で群発地震，あるいは深部低周波地震の活動が報告されている(e.g., 高橋・宮村, 2009)．一方，これまでに北海道西部下における地震波の不均質構造は明らかになりつつある(e.g., Kita et al., 2010; Niu et al., 2016)が，内浦湾周辺部の不均質構造についてはあまりよくわかっていない．このため，内浦湾周辺部の地殻内地震活動や深部低周波地震の発生メカニズムを理解するためには，地下の不均質構造を明らかにすることは重要である．

そこで本研究では，北海道西部内浦湾付近における島弧地殻内部での地震活動と不均質構造の関係解明を目的として，詳細な地震波速度構造の推定を試みた．解析では，2003 年から 2016 年 6 月 15 日までに発生した地震の読み取り記録へ Double-difference tomography 法 (Zhang and Thurber, 2003)を適用し，P 波および S 波速度構造を推定した．解析領域の範囲内において上期間中に発生した地震は 17,330 個であり，使用した読み取り記録は P 波で 251,050 個，S 波で 185,694 個である．最終的に残差は P 波，S 波でそれぞれ 0.29 秒から 0.14 秒へ，0.57 秒から 0.23 秒へ減少した．

推定された P 波速度および S 波速度の分布は，より広域的な不均質構造推定を目的とした既往研究(e.g., Kita et al., 2010; Niu et al., 2016)とほぼ同じ特徴を示す．さらに，これらの地震波速度構造は，6 月 16 日の地震および南茅部付近の群発地震の震源域が P 波・S 波の高速度異常域に対応すること，およびそのやや深部における低周波地震の活動域が低速度異常域と高速度異常域の境界部に対応することを示している．

深部低周波地震の活動は，南茅部周辺の 2 つの火山（北海道駒ケ岳，恵山）下でも観測されている．本解析の結果は，これらの低周波地震の活動域周辺も地震波の低速度域であることを示す．一方，両火山下では，南茅部に比べて低速度域がより浅部まで分布しているようにみえる．深部低周波地震の発生には流体やメルトなどの寄与が考えられており，南茅部周辺部における地震波の不均質構造と内陸地震活動や深部低周波地震活動との対応は，同地域において地震活動と火山活動が密接に関係していることを示している可能性がある．今後は，地震波速度構造をより精査し，内浦湾周辺で発生する群発地震活動や深部低周波地震と不均質構造との関係を明らかにしたいと考えている．また，マントルウェッジおよび太平洋スラブの不均質構造やそれらと浅部の不均質構造や地震活動との関係についても検討する予定である．

謝辞：
本研究では，気象庁一元化震源カタログの震源データを使用させていただきました．また，P 波および S 波の到着時刻は気象庁の検測値および東北大学地震・火山噴火予知研究観測センターでの読み取り値を使用させていただきました．記して感謝いたします．

S06－P04

東北地方におけるP波異方性トモグラフィー

#山下 慧・趙 大鵬・豊国源知（東北大予知セ）

P-wave anisotropic tomography of the Northeast Japan arc

#Kei Yamashita, Dapeng Zhao, Genti Toyokuni (Tohoku Univ.)

1. はじめに

2011 年 3 月 11 日に，沈み込む太平洋スラブと大陸プレートの境界領域で *Mw* 9.0 の東北地方太平洋沖地震が発生した．このような巨大地震の発生に至るまでのメカニズムを解明するには，沈み込み帯の詳細な構造を推定することが重要になる．

地震波の伝播速度には方向依存性があり，これを地震波速度異方性と呼んでいる．地震波の異方性は，マントルの内部では，マントル対流に伴ってオリビンなどの鉱物の結晶格子が特定の方向に選択的に配列することによって生じ，リソスフェアではプレート運動による応力場が反映される．異方性の一つに S 波のスプリッティングがあげられるが，深さ方向に解像度があまりないため，本研究では P 波方位異方性に注目した．

2. データ・手法

本研究では P 波方位異方性トモグラフィー法（*Wang and Zhao*, 2008, 2013）を用いて，東北地方太平洋沖地震域の 3 次元速度構造と方位異方性を推定した． 観測領域を北緯 36°‐41°，東経 138°‐145°に設定し，516 点の地震観測点を使用した．3 次元速度構造を推定するためのグリッドは，等方性成分では 0.3° 間隔，異方性成分では 0.5° 間隔で配置し，深さ方向については等方性成分，異方性成分ともに，深さ 10, 25, 40, 65, 90, 120, 160, 200 km，太平洋スラブ内ではスラブ上面から深さ 5, 25, 50 km に配置した．地震波走時データは，国立大学，気象庁，防災科学技術研究所による Hi-net の観測網により記録されたものを使用した．また，太平洋と日本海における海底地震については，sP depth phase を使って震源再決定を行った（*Huang and Zhao*, 2013）．その海底地震の内，東北地方太平洋沖地震の余震も多く含まれたので，海域におけるトモグラフィーの解像度が改善された．

3. 結果・考察

得られたトモグラフィーの結果は，先行研究の *Huang and Zhao* (2013) よりも海域を中心に異方性速度異常領域が明瞭に示された．宮城沖の海溝軸付近には高速度異常の卓越した領域が確認され，東北地方太平洋沖地震によるすべり量が大きい領域と一致することがわかった（*Zhao et al.*, 2011; *Huang and Zhao*, 2013）．M 9 の巨大地震が起こった Megathrust zone では，スラブの沈み込みと asperity の存在による複雑な応力場による異方性が確認された．マントルウェッジでは，スラブの脱水と高温のマントル上昇流による顕著な低速度異常がイメージングされ，P 波速度の速い方向（fast-velocity direction, FVD）は海溝軸に直交する方向に卓越していることがわかった．一方で，沈み込む太平洋スラブ内部では FVD が海溝軸に平行な方向に卓越し，プレートが生まれた時に生じた fossil 異方性を反映するものと思われる（e.g., *Wang and Zhao*, 2008; *Zhao et al.*, 2016）．

参考文献

Huang, Z., D. Zhao (2013) Mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (*Mw* 9.0) and tsunami: Insight from seismic tomography. *J. Asian Earth Sci.* **70**, 160-168.

Wang, J., D. Zhao (2008) P-wave anisotropic tomography beneath Northeast Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.* **170**, 115-133.

Wang, J., D. Zhao (2013) P-wave tomography for 3-D radial and azimuthal anisotropy of Tohoku and Kyushu subduction zones. *Geophys. J. Int.* **193**, 1166-1181.

Zhao, D., Z. Huang, N. Umino, A. Hasegawa, H. Kanamori (2011) Structural heterogeneity in the megathrust zone and mechanism of the 2011 Tohoku-oki earthquake (*Mw* 9.0). *Geophys. Res. Lett.* **38**, L17308.

Zhao, D., S. Yu, X. Liu (2016) Seismic anisotropy tomography: New insight into subduction dynamics. *Gondwana Res.* **33**, 24-43.

S06－P05

日本海溝軸近傍で得られた高分解能反射法データに対する重合後深度マイグレーションの適用

#中村恭之・小平秀一・三浦誠一・山下幹也・藤江剛・尾鼻浩一郎
（JAMSTEC）

Post-stack depth migration imaging using high-resolution seismic data obtained in the Japan Trench axis region

#Yasuyuki Nakamura, Shuichi Kodaira, Seiichi Miura, Mikiya Yamashita, Gou Fujie, Koichiro Obana (JAMSTEC)

海洋研究開発機構では、2011年東北地方太平洋沖地震発生以降、日本海溝の海溝軸近傍を対象とした稠密測線での2次元反射法探査を実施してきた．これまでに5回の航海によって福島県沖から岩手県沖の日本海溝軸をカバーする113測線でのデータを取得した（図1）。調査には、320ないし380inch^{3}のクラスターガンおよび最長1200m・192チャンネル(グループ間隔6.25m)のストリーマーケーブルで構成される可搬式MCSシステムを用いたため、海底下約1km以浅ではあるが比較的分解能の高いデータが得られており、重合後時間マイグレーションによって得られた時間断面には海溝軸近傍の堆積層の変形構造などが明瞭にイメージされている。これらの断面を元に、日本海溝軸近傍の構造は、海溝軸に沿って南北に大きく変化していることなどが明らかになってきた。しかし、調査で用いられたケーブルの長さや音源のサイズなどの条件から、得られたデータを元に正確な速度を推定することは不可能であった。堆積層の厚さ分布や、折れ曲がり断層の比高などは、時間断面や深度変換断面からもある程度推定することができるが、深度マイグレーション断面を用いる方がより適切である。

そこで我々は、日本海溝で得られた高分解能反射法探査データを用いて深度マイグレーション断面の作成を試みた。上記したように、CMP/CRPギャザーを用いた速度解析から精度よく速度モデルを構築することは困難である。このため、以下のような方針のもとに速度モデルを構築し、重合後深度マイグレーション断面を作成することとした。

・速度構造は海水層、堆積層1（主に半遠洋性堆積物からなる層）、堆積層2（チャート層）、玄武岩層の4層からなる。

・上部の層より順に速度を決定する。

・速度の評価は、対象となる層のマイグレーション断面におけるイメージング結果を元にして行う。

・対象となる層のイメージングが改善するような速度モデルを試行錯誤によって決定する。その際、過度に不均質性が大きい速度モデルにならないようにする。また、隣接する測線の速度モデルとも大きな相違がないように留意する。

初期的な速度モデルとしては、長いストリーマーケーブルや海底地震計と大容量エアガンを用いて近傍で実施された構造調査の結果等を参照にし、海水層は1525m/s、堆積層1は1700-2000m/s、堆積層2は3000m/s、玄武岩層は5000-6000m/s を用い、マイグレーションの結果を元に逐次速度モデルを修正した。発表では、得られた深度マイグレーション断面とそれらから得られる構造の特徴を紹介する。

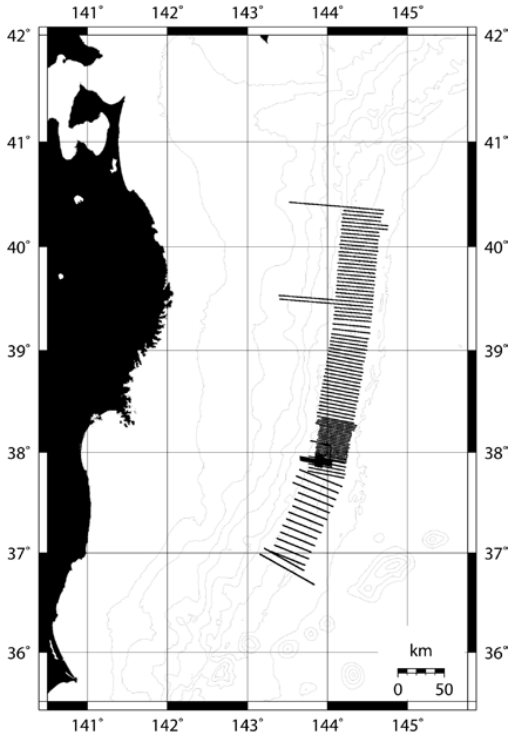


図1 日本海溝軸近傍で実施された反射法探査測線

S06－P06

エアガン–海底地震計探査による日本海溝アウターライズ東麓における海洋性地殻の構造

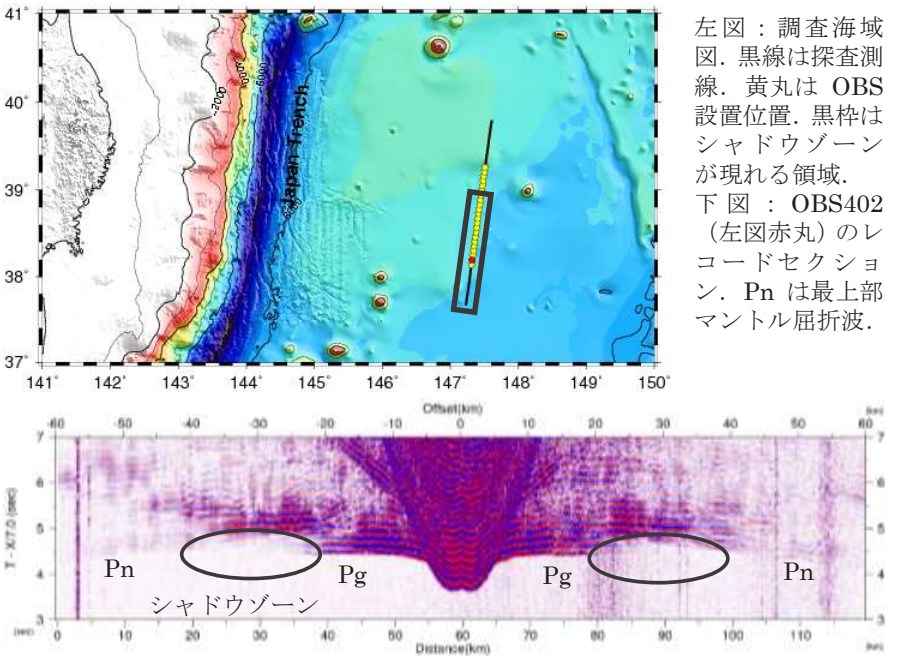
#大友周平・東龍介・日野亮太（東北大理）・藤江剛・小平秀一（JAMSTEC）

Crustal structure beneath the eastern foot of the Japan Trench outer rise by Airgun-OBS exploration

#Shuhei Otomo, Ryosuke Azuma, Ryota Hino (Tohoku Univ.), Gou Fujie, Shuichi Kodaira (JAMSTEC)

海洋性地殻の地震波速度構造は，比較的均質性が高いと考えられるが，海洋性地殻下部から最上部マントルに複雑な構造をもった反射面が認められることがある．こうした地殻深部・マントルにみられる不均質構造は，海洋プレートの形成・発達の過程を記録したものと考えられ，たとえば，千島海溝沖の北西太平洋の最上部マントルに認められる反射構造は，プレート運動に伴って形成されたリーデル剪断と解釈されている．本研究では，日本海溝アウターライズの東麓において実施したエアガン–海底地震計（OBS）構造探査で取得したエアガン波形記録を解析し，地殻・マントル内の地震波反射構造からこの領域の海洋プレートの形成・発達過程を解明することをめざす．我々はこれまでに，OBS による広角反射法地震探査記録に地震波干渉法を適用して合成した稠密な仮想観測点における地震波形に反射法的処理を施すことで，海洋プレート内反射構造のイメージングに取り組んできた．その結果，モホ面に対応すると考えられる連続性の良い地下深部からの反射信号を抽出することに成功した（大友・他，JpGU，2016）．一方で，構造イメージの質を向上させるためには，地殻内の構造不均質に起因する走時揺らぎを適切に考慮する必要があることから，OBS の記録に表れる屈折・広角反射波の走時解析から地殻内の地震波速度構造モデルの構築を行っている．

本研究で用いるエアガン—OBS 探査データは，2010 年に北西太平洋において取得された．本探査では， 6 km 間隔で設置した OBS23 台からなる測線沿いに，エアガン発振を 0.2 km 間隔で 1199 回行った．測線南部の観測点で得られた探査記録を見ると，初動振幅が顕著に小さくなるシャドウゾーンが認められる．シャドウゾーンが現れ始めるまでの初動は海洋性地殻第３層からの屈折波(Pg)と解釈され，海洋性地殻深部ないしモホ面の直上にシャドウゾーンに原因となる構造が存在すると考えられるが，こうしたシャドウゾーンは測線北側の OBS の記録では認められず，地殻深部に顕著な水平方向の不均質があることを示唆する．２次元波線追跡法を用いて試行錯誤的に構造モデルの検討を行った結果，海洋性地殻第３層下部に負の速度勾配を持つ低速度層が存在し，その勾配が測線に沿って変化していると仮定すると，観測記録の特徴をおおむね再現することができた．



左図：調査海域図．黒線は探査測線．黄丸は OBS 設置位置．黒枠はシャドウゾーンが現れる領域．
下図：OBS402（左図赤丸）のレコードセクション．Pn は最上部マントル屈折波．

S06－P07

長岡地域における震源分布と速度構造（その2）

#関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博（地震予知振興会）

Earthquake Distribution and Velocity structure in Nagaoka Region

Sekine Shutaro, Sawada Yoshihiro, Kasahara Keiji, Sasaki Shunji, Tazawa Yoshihiro (ADEP)

1. はじめに

新潟県長岡地域はひずみ集中帯の上にあり，中越地震や中越沖地震も発生してきた地域でもある．この地域には，2010年11月より地震予知総合研究振興会が稠密観測網（AN-net）を展開しており，そのデータを用いて速度構造等を求めた[関根・他(2014)]．本研究では， AN-netで観測されてきたデータおよび過去の一元化処理震源の検測値を用いることにより，長岡地域の詳細な震源分布および速度構造を求めることにする．

2. データおよび手法

速度構造の計算には，二重走時差トモグラフィ法（Double Difference tomography）（以降，tomo-DD 法とする）を用いた．解析範囲は，水平方向には，37.5N, 138.75E を中心として，N35E 方向に回転した±100km と，そこに直交する±90km の領域であり，水平方向には 5km 間隔のグリッドを，また深さ方向は，0km から 35km までは 2.5km 間隔，その下は，10km 間隔で 100km まで配置した．読み取りデータとしては AN-net で読み取られた 2010 年 10 月 1 日から 2016 年 1 月 31 日に発生した地震のうち，震源の再決定を行った後の地震および 1997 年以降 2014 年 9 月までに発生した地震のうち，M2.0 以上で観測された周辺域の地震，計 13353 個の地震を用いた．なお，解析領域内における観測点の数は 159 点である．走時の総数は，絶対走時として，P 波 241,626 本，S 波 216,802 本，相対波線の組は P 波 993,390 組，S 波 858,086 組を用いている．

3. 結果および考察

図に深さ2.5kmから15kmまでにおけるP波及びS波の各グリッド面内の速度構造トモグラフィの結果を示す．この図の中においては，速度の絶対値がプロットされており，暖色ほど速度が遅い事を示す．深さ2.5kmをみると，角田山，弥彦山や米山が位置する領域では，周囲より高速度で推定されている．一方，長岡平野の内部においては非常に速度が遅い事が見て取れる．この低速度の影響は場所によっては7.5kmのグリッドにおいても残っており，長岡平野が非常に厚い堆積層である事が推定される．また，堆積層内は，一様な盆地構造ではなく，深い部分が2個存在するような構造に推定された．これらの浅部の構造は，ひずみ集中帯プロジェクトによる速度構造の結果やブーゲー異常の分布と調和的である．

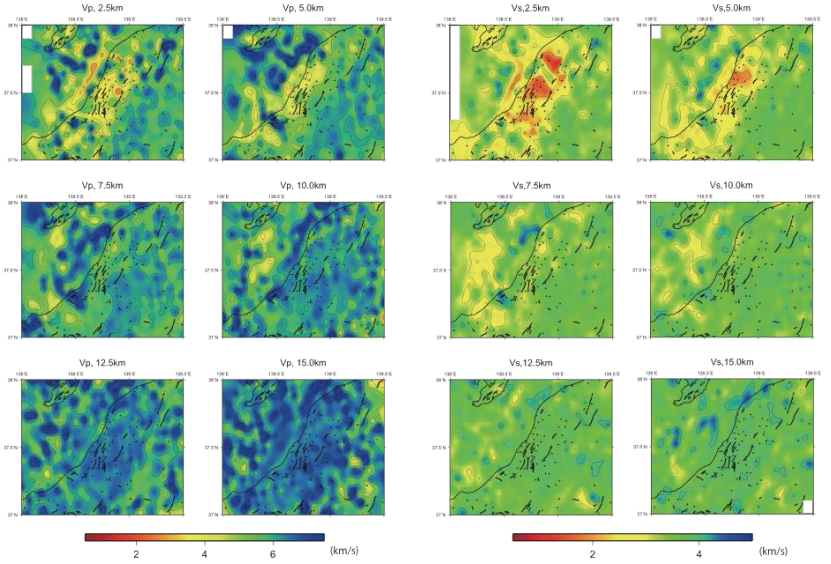


図 トモグラフィによるP波およびS波の速度構造の計算結果．左側2列がP波速度構造，右側2列がS波の速度構造を示している．

謝辞

本研究では，気象庁，防災科学技術研究所，東大地震研究所，東北大学，京都大学の観測点で観測された波形を用いております．また，気象庁一元化処理震源のカタログに載っている検測値を用いております．記して感謝いたします．

S06－P08

新潟－神戸歪集中帯北東部の coda Q の空間分布から推定される歪集中帯の成因

#道場正伸・平松良浩（金沢大学）

Origin of the high strain rate zone inferred from a spatial variation in Coda Q in the northeastern NKTZ

#Masanobu Dojo, Yoshihiro Hiramatsu (Kanazawa Univ.)

はじめに：内陸地震の発生過程の解明のために新潟から神戸にかけての歪集中帯(新潟－神戸歪集中帯)(Sagiya et al., 2000) が注目されている。Jin and Aki (2005)では新潟－神戸歪集中帯が1-4 Hzの低coda Q領域とほぼ一致することを報告している。Hiramatsu et al. (2013) やTsuji and Hiramatsu (2014) は跡津川断層帯や濃尾地震震源域周辺における coda Q の空間分布から、下部地殻の変形速度が周辺領域より速いことが歪集中帯の成因であると考察している。道場・平松(2016:連合大会）ではM2.0以上の地震のみが解析対象であったため、広範囲の空白域を伴う信頼性の低い部分があった。本研究ではM1.8以上の地震のcoda Qの解析を行い、より信頼性の高いデータに基づき新潟－神戸歪集中帯北東部での歪集中帯の成因を考察する。

データ・解析方法：本研究の解析領域は北緯36°-38°、東経137.5°-140°である。この解析領域で2012年1月から2014年10月までの期間に発生し、震源が30 kmより浅く、M1.8よりも大きな地震を解析対象とする。防災科学技術研究所のHi-net、気象庁、国立大学の観測点を使用する。震央から30 km以内の観測点のデータからcoda Qを求め、coda Qの空間分布図を作成した。

結果：coda Qの空間分布は、低周波数帯(1-2 Hz, 2-4 Hz)、中周波数帯(4-8 Hz 8-16 Hz) 、高周波数帯(16-32 Hz)でパターンが異なる。coda Qと差歪速度の空間分布を比較すると低周波数帯より中周波数帯で負の相関があった。また、低周波数帯の coda Q の空間分布は深さ25 kmのS波速度構造(Nakajima and Hasegawa, 2007)と正の相関が見られ、中周波数帯では深さ10 kmのS波速度構造と正の相関が見られた。

考察・まとめ：本解析領域の結果から、低周波数帯のcoda Qは下部地殻の不均質構造を、中周波数帯のcoda Qは上部地殻の不均質構造を示し、歪集中帯北東部では中周波数帯のcoda Qが歪速度の集中と関連すると考えらえる。したがって、歪集中帯中部では下部地殻の高い変形速度を歪集中帯の成因であると考察されたのに対し、北東部は新潟平野が堆積盆地であり周囲より強度が弱いため上部地殻の変形速度が速くなり、結果的に大きな歪速度が観測されている可能性がある。これは、糸魚川-静岡構造線の西側では下部地殻に、東側では上部地殻にS波の低速度領域が存在することと調和的である。ただし、本研究領域では2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動による歪速度変化が大きいため、今後2011年以前のデータについて解析を進める必要がある。

謝辞：本研究を遂行するにあたり防災科学技術研究所、気象庁、東京大学地震研究所、東北大学地震・噴火予知研究観測センター、京都大学防災研究所地震予知研究センターより地震波形データを提供していただきました。京都大学の西村卓也准教授には歪速度データ、東京工業大学の中島淳一教授には地震波トモグラフィーデータを提供していただきました。また、図の作成にはGMTソフトウェア(Wessel and Smith, 1998)を使用しました。本研究はJSPS科研費JP261090003の助成を受けたものです。ここに記して感謝いたします。

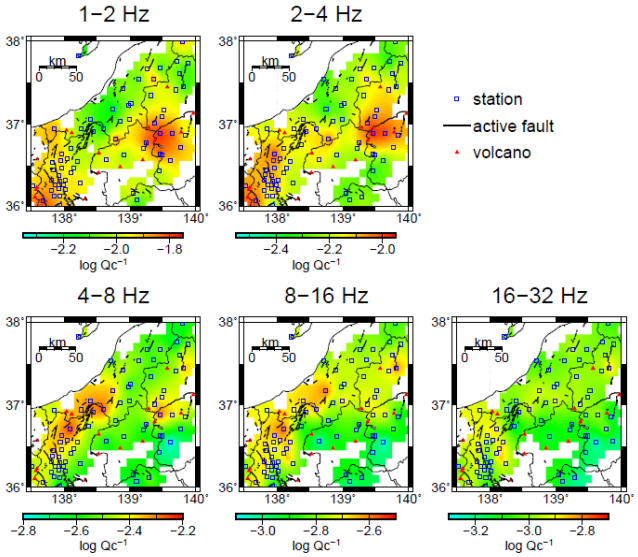


図1　2012年から2014年の新潟―神戸歪集中帯北東部のcoda Qの分布図。

S06－P09

房総沖スロースリップイベント周辺域の速度構造

#河野昭博・佐藤利典（千葉大・理）・篠原雅尚・望月公廣・山田知朗（東大地震研）・植平賢司・眞保敬（防災科研）・町田祐弥（JAMSTEC）・日野亮太・東龍介（東北大・理）

Seismic velocity structure near the main slip area of the Boso Slow Slip Event, revealed by an ocean bottom seismographic experiment

#Akihiro Kono, Toshinori Sato(Chiba Univ.), Masanao Shinohara, Kimihiro Mochizuki, Tomoaki Yamada (ERI), Kenji Uehira, Takashi Shinpo (NIED), Yuya Machida (JAMSTEC), Ryota Hino, Ryousuke Azuma (Tohoku Univ.)

1.はじめに

房総半島沖には、太平洋プレート（PAC）、フィリピン海プレート（PHS）、本州島弧（HIA）が接し合う三重会合点が位置している。PACは日本海溝でHIAとPHSの下へ沈み込み、PHSは相模トラフでHIAの下へ沈み込んでいる。この2つの海洋プレートの沈み込みによって様々な地震学的イベントが発生しており、それらを理解するために関東周辺の地下構造を知る事は重要である。

自然地震、人工地震を用いた探査が過去に実施されているものの、依然として明らかになっていない領域が多いのが現状である。この状況を改善するため、2009年7月から8月にかけて、房総半島沖に3つの測線（M、S2、S5; 図1）と、それら測線上に合計25台の海底地震計（OBS）が設置され、エアガンを用いた構造探査が実施された。

2015年10月の日本地震学会秋季大会(S06-11; 河野他)では最も長い測線Mの2次元地震波速度構造と、PHS上面の反射波強度分布について発表し、PHS上面の深さ分布、房総半島南端部に沈み込む海山、PHS上面反射波強度が測線に沿って変化する様子を明らかにした。今回房総沖スロースリップイベント（房総沖SSE）発生域周辺に設置された残る2つの測線について解析を進め、房総沖SSE発生域周辺の地震波速度構造を明らかにする。

2.手法

2次元地震波速度構造は、取得されたエアガン発震データから漸進的モデル改良法（Sato and Kenett, 2000）と屈折波初動トモグラフィー（FAST）（Zelt and Barton, 1998）を用いて求める。更に、反射波と思われるフェイズの走時をピックし、その走時データにTraveltime mapping手法（Fujie et al. (2006)）を適用して反射面の位置の推定を行う。

3. 結果

最も長い測線Mの解析結果から、房総沖SSE周辺においてPHS上面から比較的強い反射波が見られた。残る2つの測線S2、S5の速度構造、反射面分布については現在解析中である。

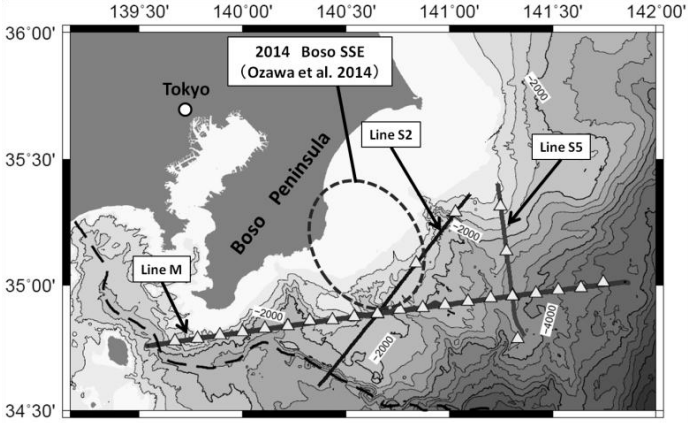


図1.
房総沖に設置された測線M、S2、S5の配置図。△シンボルは設置されたOBSの位置を示す。点線で囲まれた領域は2014年房総沖SSE推定滑り領域（Ozawa et al. 2014）を表す。

謝辞: 本研究の遂行にあたり、2009 年7 月から8 月にかけて実施された洋上構造探査に白鳳丸を使用させて頂きました。船長以下乗組員の方々に感謝いたします。またその翌年OBS の回収を行った（株）新日本海事（現（株）深田サルベージ建設）の新潮丸の船長以下乗組員の方々にも心から御礼申し上げます。また、本研究は文部科学省による「地震及び火山噴火予知のための観測計画」の支援、および科研費（25287109）の補助を受けました。

S06－P10

位相差スペクトルを用いて推定した異方性構造の特徴について

#本多亮・行竹洋平（温地研）・酒井慎一・森田裕一（東大地震研）

Anisotropic structures revealed from phase difference spectrum.

#Ryou Honda, Yohei Yukutake (HSRI), Shin-ichi Sakai, Yuichi Morita (ERI)

箱根カルデラ内の異方性構造の特徴を調べるために、マグニチュード0以上の地震について、2-8Hzのバンドパスフィルタをかけた速度波形を用いてS波スプリッティング解析を行い、分離したS波の時間差Dtと速いS波の振動方向LSPDを推定した。得られたパラメータについて、Mizuno et al (2001)の手法を用いてパラメータの周波数帯域での信頼区間を推定する。具体的には、得られたパラメータ（LSPDおよびDt）を生波形に適用してスプリットしたS波をスプリットしていない状態に戻し、二つの波形の位相差スペクトルを計算した。DtとLSPDが共通である周波数帯においては、位相差が十分に小さくなるはずである。この周波数帯を、解析の信頼区間とする。また、クラックサイズ<<波長であるとすれば、信頼区間の高周波側の限界からクラックサイズの上限についての推定が可能である。位相差の10ptごとの移動平均を計算し、±0.25rad以下、かつその窓での分散が0.1rad以下である場合、十分に位相差が小さいとした。スプリッティングパラメータが得られたすべてのイベントについて解析を行った結果、推定された信頼区間はほとんどの観測点で解析周波数よりも高周波側まで広がっている。特に元箱根と小塚山では高周波側への広がりが顕著で、湖尻・駒ヶ岳でも同様の傾向が見える。

個別の特徴として、大涌谷と金時を除く観測点では5Hz付近をピークに10Hz程度まで信頼区間が広がっているが、大涌谷と金時では、ピークが２つできる。大涌谷観測点では位相差が8Hz付近で大きくなり、9～11Hz付近で再び位相差が小さくなる。金時観測点では、他に比べて信頼区間の高周波側への広がりが小さいが、10Hz 付近に位相差の小さな周波数帯がある。LSPDによる違いを調べてみると、北西ー南東に近いLSPDをもつ地震のデータのみから信頼区間を推定すると、金時・大涌谷観測点では８Hz付近で位相差が大きくなった後、9～11Hz付近で再び位相差が小さくなる。一方、東西のLSPDが卓越するデータからは、そのような現象が見えなかった。

本研究の一部は，文部科学省の「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」による支援を受けました。

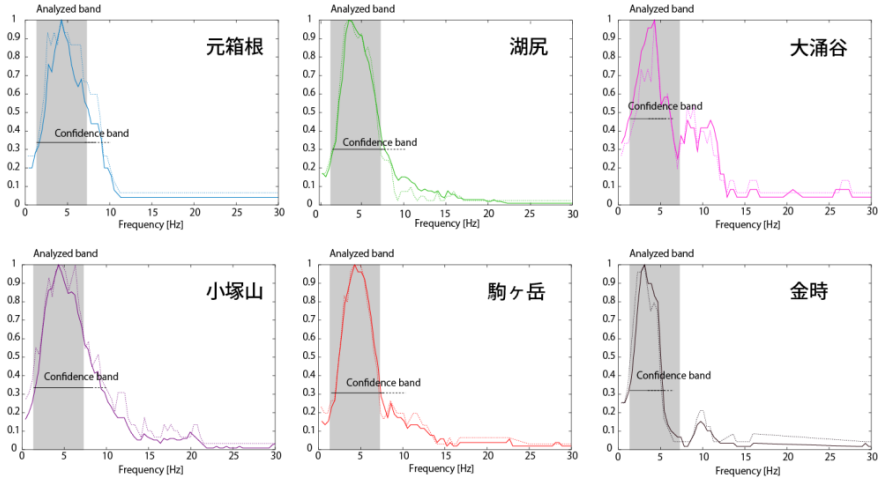


図１　：　位相差スペクトルから推定した信頼区間の分布（実線：全期間、点線:2014年まで）。

S06−P11

レシーバ関数のインバージョン解析から推定した富士山下のS波速度構造

#木下佐和子(産総研)・西田究・五十嵐俊博・青木陽介・武尾実(東大地震研)・上田英樹(防災科研)

S-wave velocity structure below Mt. Fuji revealed by inversion of receiver functions

#Sawako Kinoshita(AIST), Kiwamu Nishida, Toshihiro Igarashi, Yosuke Aoki, Minoru Takeo (ERI, Univ of Tokyo), Hideki Ueda (NIED)

富士山は日本の代表的な活火山であり、太平洋プレートの沈み込みによってできた伊豆ボニンマリアナ島弧(IBM)が衝突して沈み込む、非常に複雑な場所に位置している。富士山には、マグマの噴出量が高いことと、玄武岩質のマグマを噴出する、という2つの特徴があり、マグマ供給系が通常の島弧火山とは異なる可能性がある。先行研究では、富士山直下20km以深の詳細な地震波速度構造は求められておらず、富士山周辺のIBM構造と富士山下にある低速度領域の分布を求めるために、レシーバ関数のインバージョン解析を行った。

本研究では、レシーバ関数のインバージョンをする際、速度の絶対値を安定させるため、先行研究による表面波分散曲線(Nishida et al. 2008)と一緒にインバージョンを行った。富士山周辺の158点の観測点において、2002年10月から2010年12月までに得られた遠地地震波形からレシーバ関数を計算し、インバージョン解析を実施したところ、以下に挙げる3つの特徴が得られた(図1参照)。1) 先行研究による沈み込む前のIBM島弧の速度構造と比較すると、伊豆半島では、IBM弧の地殻の厚さは約40kmの厚さまで成長している。2) 通常の海洋プレートが沈み込む場所では、先行研究のトモグラフィの結果と整合的な場所にS波低速度領域があり、これは沈み込む海洋性地殻を表している。3) 富士山の下には横方向に約40km、深さ方向に約20kmの大きさのS波低速度領域が存在する。

上記の解析における問題点は、顕著な低速度領域が求まった富士山周辺の観測点において、表面波の分散曲線の残差が大きい、ということである。富士山の周辺の観測点では、レシーバ関数の2〜3秒付近に顕著な負の振幅があり、その振幅を説明するためには、約20kmの深さにS波低速度層が必要である。ところが、本研究で採用している表面波のモデル(Nishida et al. 2008)には、局所的に存在する顕著な低速度領域は含まれていないため、深い領域に感度があるレーリー波の分散曲線が、インバージョン結果と合わなくなる。そこで、浅い部分に感度が大きいラブ波の分散曲線のみを使用して、レシーバ関数と同時にインバージョン解析を実施したので、本発表では、その結果を報告する。

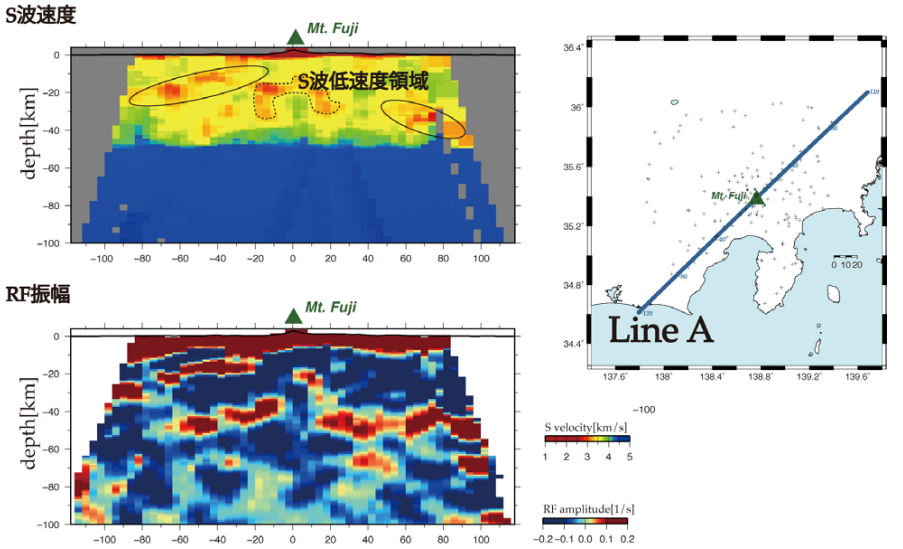


図1 インバージョン解析によって求まった富士山下のS波速度構造とレシーバ関数の振幅断面

S06－P12

弾性波アクロスによるP波およびS波速度変化観測から推定される地下坑道閉鎖に伴う地下水とクラックの挙動

#國友孝洋（名大・東濃地震研）・山岡耕春・渡辺俊樹（名大）
浅井康広・石井紘（東濃地震研）

Groundwater and crack behaviors associated with underground gallery closure inferred from observation of temporal velocity change of P and S waves by the seismic ACROSS

#Takahiro Kunitomo (Nagoya Univ, TRIES), Koshun Yamaoka, Toshiki Watanabe (Nagoya Univ.), Hiroshi Ishii, Yasuhiro Asai (TRIES)

＜はじめに＞東濃鉱山（日本原子力研究開発機構）では、閉山措置の実施に伴い、2012年3月から地下坑道の充填作業が開始された。2014年3月には、東西に延びる本延坑道（GL-125m）の東端から北方向に延びる北延上盤・下盤坑道の充填作業が完了した。その後、本延坑道や立坑などの充填作業が進められ、2014年12月9日には排水ポンプを停止、2015年3月には坑道の閉鎖が完了した。東濃鉱山敷地内、本延坑道の西側には、弾性波アクロス土岐送信所があり、2002年から現在に至るまで送信が継続されている。アクロス信号の観測は、送信点のほぼ真下にある98SE-01号孔（GL-203m）の加速度計により行われ、充填坑道の再冠水に伴うS波の顕著な走時変化が検出された[國友・他（2015）地震学会]。走時は、充填坑道内の地下水位の上昇とともに遅延し、約4か月後SV波(走時0.165s)およびSH波(走時0.16s)が、ともに4ms程度遅延したところでほぼ安定した。走時変化の原因は、上位の瑞浪層群（厚さ約90mの堆積岩）内ではなく、下位の土岐花崗岩内のS波速度低下であることが、多重反射波の走時解析から判明している。本研究では、東濃地震科学研究所（以下、TRIES）のボアホール観測網のデータを用いて、弾性波アクロス信号のS波のみならずP波の走時変化について報告する。そして、地震波速度変化やS波偏向異方性変化の方位による違い、充填期間中のP波速度変化、それらの原因であると考えられる地下水とクラックの挙動について議論する。

＜解析＞TRIESボアホール観測点のうちサンプリングクロックの問題がなかった4観測点について2013年1月1日から2015年12月31日までのデータを解析した（図1）。それぞれの観測点で1日毎の6成分グリーン関数を計算した後、クロススペクトル法によりP波およびS波（SV波、SH波）の走時変化を推定した。クロススペクトルを計算するための基準グリーン関数には、2014年4月の1ヶ月間スタッキングデータを用いた。

＜結果と議論＞結果の一例として、SV波とP波の走時変化を図2に示す。排水ポンプ停止した後、地下水位の上昇とともにS波およびP波の走時が遅延し、msオーダー遅延した後にほぼ安定するという現象が全ての観測点で観測された。これは、充填坑道内の地下水位の上昇により間隙水圧が上がったために土岐花崗岩中のクラックが開口し、地震波速度が低下したためと考えられる。走時遅延の大きさに方位依存性があるのは、坑道の配置が開口したクラックの空間分布を支配していることやクラックの異方性が原因と考えられる。HYSでは、P波の走時が、2014年の半ば頃から早くなり、排水ポンプの停止後に遅くなる変化をしている。走時が早くなったのは、北延坑道充填後に下盤坑道からの排水が停止し、土岐花崗岩中に（被圧していない）地下水が浸潤し、P波速度が大きくなったためとみられる。本発表では、HYSのP波走時の変化と月吉断層との関係、S波偏向異方性の変化の空間分布などについても議論する。

＜謝辞＞ 弾性波アクロス土岐送信所の稼働には、国立研究開発法人 日本原子力研究開発機構の関係者の方々の多大な協力を得ました。また、充填後の地下坑道の水位データを頂きました。合わせて感謝致します。

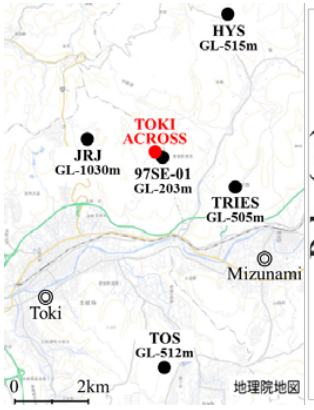


図1. 実験位置図

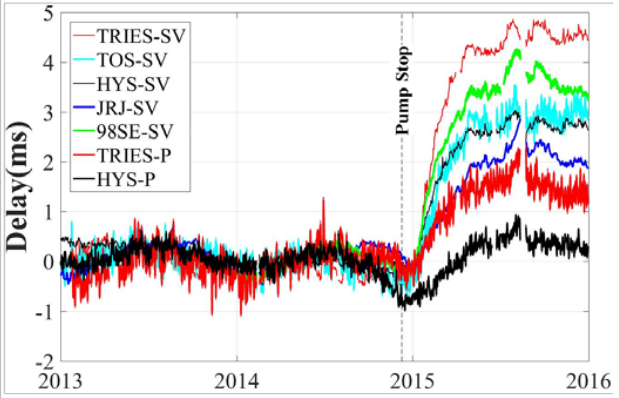


図2. SV波およびP波の走時変化

S06－P13

PL波の観測される地域の推定

#村上理・石井紘・浅井康広（東濃地震研）

Estimation of PL wave observable region

#Osamu Murakami, Hiroshi Ishii, Yasuhiro Asai (TRIES)

東濃地震科学研究所（TRIES）では，歪計や応力計を含むボアホール型の地殻活動総合観測装置（Ishii et al., 2002）を開発し，岐阜県東濃地域にアレイ展開している．これらのボアホール観測点における歪地震動や応力地震動において，P波直後から始まる長周期変動が観測された．

2015年5月に宮城県沖で発生したMw6.8の地震では，この長周期な変動が際立っており，卓越周期が約30秒の長周期地震動がP波とS波の間で観測されている．この地震と震源とメカニズム解が類似したM6程度の他の地震でも同じく卓越周期が30秒程度の長周期な波が観測されており，この長周期な波の卓越周期は，イベントの規模には依存しないことが分かった（Murakami et al., 2016）．しかしながら，別のイベントたとえば2014年長野県北部の地震では，卓越周期10秒程度の長周期な波がTRIESの観測網で観測されており，卓越周期は2015年宮城県沖の地震のものとは異なっている．

このP波直後から始まる長周期な波は，DC成分まで応答がフラットな歪計や応力計であるからこそ観測が容易となるが，広帯域地震計でも観測されている．Lodge et al. (1999)やVackar et al. (2014)では，このようなP波とS波の間の長周期地震動をPL波（cf. Su and Dorman, 1965; Yoshii, 1970など）によるものであると解釈している．

そこで，本研究ではP波とS波の間で観測される長周期地震動が観測される地域のマッピングを行うことで，これらの長周期な波の地域的特徴の抽出を試みる．予備的解析として，2015年宮城県沖Mw6.8の地震による，F-netの速度波形のRadial成分を図1に示す．図より，東濃地域のボアホール歪計で観測されたP波とS波の間の長周期な変動は，震央距離300km以上のF-net観測点のRadial成分でも観測されていることが明らかである．特筆すべきは，Transverse成分では，これらの長周期な成分はほとんど見られないことである．このことは，これらの長周期な波がSu and Dorman (1965)などにより提唱されているPL波であることを示唆している．また，Radial成分に見られるP波直後から始まる長周期な波は，遠い観測点ほど周期が長くなっており，これはShaw and Orcutt (1984)による指摘と調和的である．

本研究では，TRIES観測網のボアホール型歪計・応力計により観測された波形とF-netの観測波形を合わせ，PL波が顕著に観測される地域を推定する．

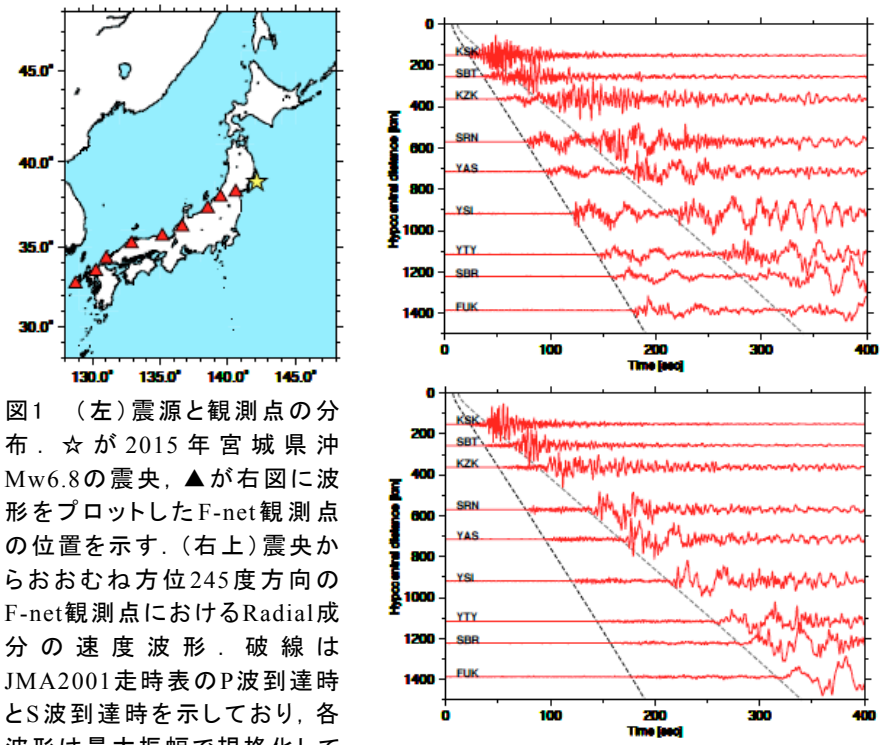


図1　（左）震源と観測点の分布．☆が2015年宮城県沖Mw6.8の震央，▲が右図に波形をプロットしたF-net観測点の位置を示す．（右上）震央からおおむね方位245度方向のF-net観測点におけるRadial成分の速度波形．破線はJMA2001走時表のP波到達時とS波到達時を示しており，各波形は最大振幅で規格化してある．時刻ゼロは，2015/05/13 06:12:58 JST．（右下）同じ観測点におけるTransverse成分の速度波形．

謝辞：本研究では，防災科学技術研究所のF-netのデータを使用させていただきました．

S06－P14

地表散乱波に対する地震波干渉法解析を通じた稠密反射記録の再構築による地殻構造イメージング

#阿部進(石油資源開発(株))・清水英彦・東中基倫(地球科学総合研)・
岩崎貴哉・飯高隆・蔵下英司・佐藤比呂志(東大地震研)

Reconstruction of reflection data with dense spatial sampling by deconvolution interferometry using free-surface backscattered waves

Abe, S. (JAPEX), Shimizu, H., Higashinaka, M.(JGI, Inc.)
Iwasaki , T, Iidaka, T., Kurashimo, E., Sato, H. (ERI, Univ. of Tokyo),

1. はじめに

陸境界域を含む国内陸域における反射法による深部地殻構造のイメージングでは、不規則な発震点分布、様々な波長を伴う標高及び表層構造の不規則変化、測線の屈曲による反射点の拡散及びアジマス変動、発震及び受振カップリングの空間変動、高いノイズレベル、さらには海陸境界域における受発震区間の欠落等が課題となってきた。近年の反射法地震探査では、有線テレメトリー方式の陸域及び浅海域における受振システムと独立型データ収録システムの併用による稠密展開を伴う多チャンネル長大測線の設定が可能となっているが、発震点設定に関しては、地形変化及び保安要件確保等の制約を大きく受けている。

2. 地震波干渉法によるデータ内挿技術

本研究では、地表散乱波の抽出を通じて、全受振点位置における稠密発震記録を再構築し、不規則発震点分布による'Footprint'の回避及び発震記録内挿に関して考察を行った。地表散乱波の抽出に関しては、波動場外挿によるモデリング法、あるいは地震波干渉法イメージング法が存在するが、後者は先験的速度情報を必要としないため、有効な手法であると判断された。この地震波干渉法では、トレース間の'Deconvolution'あるいは'Cross-Correlation'処理に準拠し、総ての震源に対する干渉結果の総和による停留点時刻における振幅強調を通じて、擬似発震記録が合成される。図1に、広角反射記録に含まれる'Surface-related Multiples'を用いて、稠密発震記録を再構築する模式図を示した(白石他(2011)に加筆)。一般に、'Deconvolution'型処理では、震源関数の影響が除去されると共に、擬似震源側のグリーン関数応答による正規化を通じて、広帯域化が実現される。但し、生成された擬似発震記録では発震-受振系の対称サンプリングが自動的に実現されているものの、後方散乱波の信号レベルは低く、近軸波線理論を前提としたMDRS(Multi-dip Reflection Surface)法を含めた最適化重合処理(例えば、Aoki et al.(2010))が望まれる。また、屈折波については、相対的に小さいオフセット距離の屈折データについて、相互相関とコンボリューションの重複使用によって、長大オフセット屈折波記録のS/N向上が可能である。こうした波動場外挿後のデータを入力として、初期モデルランダム化法による屈折波トモグラフィー解析の高精度化が期待される。

本講演では、主に三成分長大稠密展開データに関わる合成地震記録を用いて、多様なモードを含む地表後方散乱波による地殻構造イメージングの可能性に関して、制御震源による反射法・広角反射法及び屈折法データを用いた統合解析の解析手順を提示する。

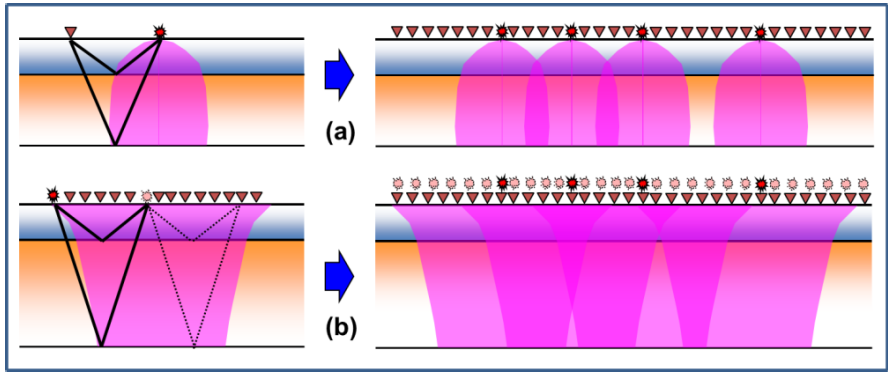


図 1 地震波干渉法によるデータ再構築模式図
(a) 広角反射法による発震記録
(b) Surface-related Multiples を用いて再構築した稠密発震記録

参考文献

Aoki, N. et al.(2010): SEG Expanded Abstract.
白石他(2011): 物理探査学会第 125 回学術講演会講演論文集.

S06－P15

地震波干渉法による2006年紀伊半島東部構造探査の再解析

#岩崎貴哉・飯高隆・蔵下英司 （東大地震研）・
阿部進（石油資源開発（株））・横田健・東中基倫（地球科学総合研）・
片尾浩（京大防災研）・仲西理子（海洋研究開発機構）・
金田義行（危機管理機構，香川大）

Reprocessing for 2006 Seismic Experiment Data in the Eastern Part of Kii Peninsula, SW Japan by Seismic Interferometry

#Iwasaki , T, Iidaka, T., Kurashimo, E. (ERI, Tokyo Univ.),
Abe, S. (JAPEX), Yokota, K., Higashinaka, M. (JGI, Inc.),
Katao, H. (DPRI, Kyoto Univ.), Nakanishi, A. (JAMSTC)
and Kaneda, Y. (IECMS, Kagawa Univ)

1. はじめに

2006 年 11 月 6 日に紀伊半島東部で屈折・広角反射法地震探査が行われた．この探査は，文部科学省による“東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究”の一環であり，同調査計画で海洋研究開発機構が実施した 1944 年東南海地震震源域及びその周辺海域における構造調査測線の陸域延長部にあたる．この探査の陸域測線は．紀伊半島東部を北西−南東方向に切るもので，全長 87.8km である．この測線上の 5 箇所のダイナマイト発震点と 519 点の観測点（受振点）が設けられた．

２．これまでの結果と問題点

(1)MTL の北側は，厚さ 1-2km，速度 5.0-5.4km/s の表層の下に，5.6-5.8km/s の基盤がある．この部分の構造は，単純である．
(2)MTL の南側は，北側と比較して複雑な構造を持つ．波長にして 5-10km で構造が変化している．MTL のすぐ南の三波川帯の最表層速度は 5.5km/s で．周辺より低い値を示す．
(3)MTL 自体は，北に 45 度程度で傾斜する反射面として，深さ 15-20km まで確認できる．
(4)地殻内（深さ 5-20~30km）には，幾つかの反射面が存在する．
(5)沈み込むプレートは，測線南部では，深さ 21-25 km で，北に緩やかに傾斜する強い反射面（その最上部に厚さ 1km 以下，速度差 1.5-2km/s の低速度層が存在する）として捉えられる．一方，測線中部～北部では，プレートの上部から島弧側マントルにかけて深さ 25-30km に数 km の厚さで反射体群が分布している．低周波地震(LFE)の分布域は，この反射体群のよい一致を示す．一元化震源によるその深さは，反射体群より数 km 深い．

しかし，上記の解析では，以下の 2 点において課題が残されている．
課題 1: この探査は，発震点が少ないために，得られる構造の解像度が上がらない．
課題 2: 構造が複雑故に，これまで用いてきた波線計算 program, 特に振幅計算に不安定な面が残されている．

3. 再処理の概要

3.1 干渉法による擬似発震記録の生成

課題 1 の問題の解決を図るため，地震波干渉法による擬似発震記録の生成を試みた．即ち，ある発震点の記録に対して，擬似発震点に対応する受振点の記録とその他の受振点における記録に関する’Deconvolution’を計算し、震源関数の影響を除去すると共に，擬似震源側のグリーン関数応答による正規化を通じて、広帯域化を試みた。また、擬似発震記録は、総ての発震点から生成された擬似記録の総和として計算し、偽像抑制を図った。

本解析対象地域では、地表近傍における後方散乱波の減衰度が低く、地震波干渉法に基づく処理は極めて有効であり，擬似発震点から 30~40km の距離まで初動及び後続波と見られる波群を明瞭に確認することができる．これらの擬似発震記録に対し，CRS/MDRS Stacking（Common Reflection Surfaces/Multi-dip Reflection Surfaces 処理）を適用し，重合後マイグレーション及び深度変換を行って，反射断面を作成した．これまでの結果によれば，MTL の南部に，北傾斜の反射群が明瞭な形で確認できる．

*3.2 安定的波線追跡 **program** の開発*

これまで用いてきた波線追跡 program (Iwasaki, 1989,Cerveny & Psencik, 1983)は，極めて複雑な構造に対する計算の安定性（特に振幅計算において），稠密な発振点/受振点分布に対する計算効率の面で問題があることがわかってきた．そこで，Iwasaki (1988)の program を大幅に改訂し，且つ dynamic ray-tracing の routine を組み込むことによって振幅計算を可能にした．更に，paraxial ray approximation による走時及び振幅計算の機能も付加した．この改訂 program を用いて，振幅再解析が進行中である．

S06－P16

山陰地方の下部地殻における 3 次元地震波速度構造

＃津田寛大・飯尾能久・澁谷拓郎（京大防災研）

3D seismic velocity structure in the lower crust beneath the San-in district

#Hiroo Tsuda, Yoshihisa Iio, Takuo Shibutani (DPRI)

下部地殻の構造が内陸地震の発生に重要な役割を果たすのではないかという提案がされている（Iio & Kobayashi, 2002, Nakajima & Hasegawa, 2008 など）。それらにならい、内陸地震の発生過程を議論する上で、下部地殻の構造を考慮することが必要であると考えている。

山陰地方では、東西に長大な帯状の地震分布がみられる。また、この地震帯上で 2000 年鳥取県西部地震（M_j=7.3）等の内陸大地震も多数発生している。そこで、地震波走時トモグラフィー解析により、山陰地方の下部地殻における 3 次元地震波速度構造を高分解能で推定し、速度構造と地震帯や内陸大地震の関係を検討する。その上で、内陸地震の発生過程を考察することが本研究の目的である。

地震波走時トモグラフィーのプログラムには、FMTOMO (Rawlinson et al., 2006)を用いた。解析領域は図 1 に示した。解析に使用したデータは、気象庁の一元化震源 11,318 個（図 1）とそれらの P 波の観測走時 316,599 個である。速度グリッドの間隔は、水平方向に 0.1 度、鉛直方向に 10km で行った。初期速度構造には、JMA2001（上野・他, 2002）を用いた。

チェッカーボードテストを行ったところ、下部地殻の深さまで、高解像度で速度構造を推定できることが分かった。また、解析の結果、山陰地方の地震帯直下の下部地殻に P 波の低速度域が存在することが分かった。

ただし、本解析には、考慮すべき問題がある。フィリピン海スラブ（以下、PHS）内で発生した地震も解析に使用しているので、山陰地方の速度構造の推定結果には、PHS 内の速度構造が影響を与えるはずである。そのため、PHS 内の速度構造を考慮する必要があるが、このデータセットで PHS 内の速度構造を推定することはできない。そこで、まず図 2 に示した広い領域で、深い地震（図 2）も使用したトモグラフィーを行い、PHS 内の速度構造を推定し、それを本解析の初期速度構造として使用することで、上記の問題に対処する。

S 波の速度構造も同様に解析し、内陸地震の発生過程を考察する。

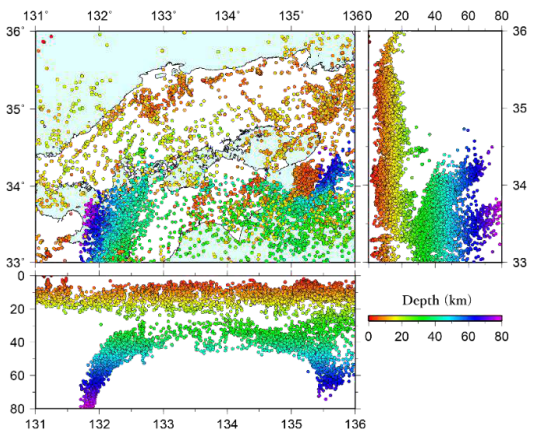


図 1 解析領域と使用した地震
(2001/01/01~2015/07/31, $M_j \geq 2$)

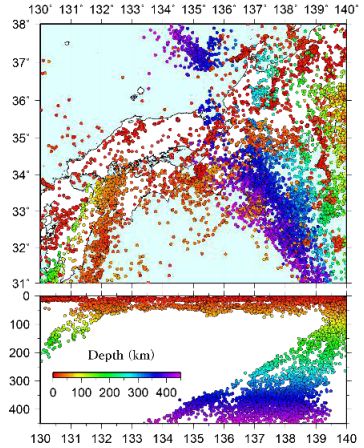


図 2 PHS 内の速度構造解析の領域と使用した地震

謝辞 本研究では、気象庁の一元化震源および P 波・S 波の検測値を使用させていただきました。ここに記し、感謝申し上げます。

S06－P17

四国沖フィリピン海プレートの構造不均質

#仲西理子・山下幹也・山本揚二朗・藤江剛・三浦誠一・小平秀一（JAMSTEC）・金田義行（香川大）

Structural variation in the Philippine Sea plate along the Nankai Trough off Shikoku

#Ayako NAKANISHI, Mikiya YAMASHITA, Yojiro YAMAMOTO, Gou FUJIE, Seiichi MIURA, Shuichi KODAIRA(JAMSTEC), Yoshiyuki KANEDA (Kagawa Univ.)

1．はじめに

近年，日本海溝域では，これまでほとんど把握されていなかった沈み込む海洋プレートの含水量等の不均質をターゲットとした研究が進められている[Fujie et al.,2013]．南海トラフ域で想定されている海溝型巨大地震の発生も，水の存在と密接に関わっていると考えられている．さらに，西南日本の深部低周波微動（地震）の発生にも，沈み込むプレートの脱水反応によって生成する水の存在が関与していると考えられているが[例えば，小原，2007]，その実態は解明されていない．

海洋研究開発機構では，2013 年度より文部科学省の受託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の一環として日本海溝でも実績がある[Nakamura et al.,2013]可搬式システムを用いて，南海トラフ軸周辺に稠密な測線を設定し反射法地震探査を実施している．また広域的には既存測線（図 1 白線）も多数存在する．2014 年度には，四国沖トラフ海側において屈折法・広角反射法地震探査をトラフに平行な測線で実施した（図１）．本研究のねらいは，南海トラフ域の海溝型巨大地震や深部低周波微動（地震）の発生と構造との関連に着目し，反射法地震探査測線に沿って得られた反射断面に基づき堆積層の層厚分布などを把握するとともに，屈折法・広角反射法地震探査データから地震波速度構造を推定することにより，沈み込むフィリピン海プレートの特徴を明らかにすることである．

2．地震探査

図１に調査測線図を示す．反射法については，2013 年 8 月～9 月，2014 年 5 月～6 月，高知沖～紀伊半島沖の範囲で海洋調査船「かいよう」による可搬式システム（380cu.in.エアガン，192ch ストリーマー）を用いた高分解能地震探査を実施した．調査は継続中であり，現在まで計 23 測線，総延長約 1500 km のデータ取得を行った． 屈折法・広角反射法については，2014 年 5 月,変形フロントより 50～60km 海側の四国沖においてトラフ平行測線で実施した．約 360km の測線上に 10km 間隔に 35 台の海底地震計(OBS)を設置後，深海調査船「かいれい」の 7800 cu. in. のチューンド・エアガンアレイを 200m 間隔で発振した．この測線では，高分解能反射法地震探査も実施した

3．結果

反射法探査測線の密度が高い紀伊半島沖から足摺沖にかけて時間断面の層厚について既存測線データも含め評価を行った．トラフ軸の充填堆積物は東西方向にはほとんど変化が見られないのに対して，その下の四国海盆の堆積層は拡大軸方向に数 10 kmスケールで変化しており，海洋性地殻上面の形成時の凹凸が大きく影響していると考えらえる．

トラフ海側のトラフ平行測線については，得られた反射断面から堆積層と基盤の構造不均質が図中の白矢印で示す付近で認められる．特に東側の基盤形状の凹凸周期は深部低周波微動の活動度の東西変化[Obara,2010]と類似しているように見える．さらに，OBS による P 波走時データと反射法による往復走時データを用いた走時インバージョンにより P 波速度構造を推定し，同一測線の反射断面と比較した結果，基盤直下の P 波速度も基盤の構造変化に対応して，西から東に向かって速度が増大する様子が得られた．これらの構造不均質は，四国海盆の形成過程に関係していると考えられ，西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートはトラフ軸に沿い不均質であり，持ち込まれる水の量も場所によって異なる可能性を示唆している．

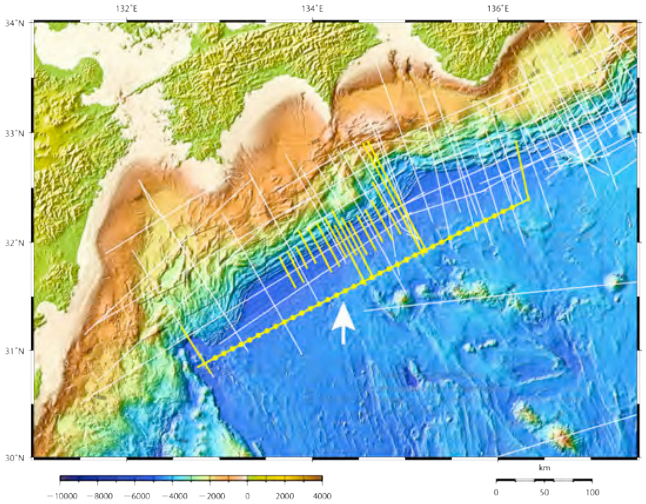


図1　調査測線図．OBS(黄丸)がならんでいるのが平行測線．

S06－P18

アクロスを用いた桜島での2015年8月15日マグマ貫入イベントに伴う伝達関数の変化

#渡邊将史・山岡耕春・前田裕太・國友孝洋（名大）・宮町宏樹・八木原寛（鹿大）・生田領野(静大)・為栗健・井口正人（京大）・清水洋（九大）

Clear Change in transfer function with an intrusive event in Sakurajima volcano on August 15, 2015

#Masashi Watanabe, Koshun Yamaoka, Yuta Maeda, Takahiro Kunitomo(Nagoya Univ.) Hiroki Miyamachi, Hiroshi Yakiwara(Kagoshima Univ.) Ryoya Ikuta(Shizuoka Univ.)Takeshi Tameguri, Masato Iguchi(Kyoto Univ.), Hiroshi Shimizu(Kyushu Univ.)

1.はじめに

我々は2012年9月よりアクロス震源を桜島北西山麓に設置し観測を行っている。九州南部に位置する桜島火山は2015年に入り火山活動が一旦沈静化していたが、8月15日に急激な火山性地震の増加と山体の膨張が確認され、だいち2号によるSAR干渉解析結果から岩脈状のマグマが昭和火口直下に貫入したことが明らかになった (Hotta et al.,2016)。このようなマグマ貫入イベントは従来、地殻変動や地震活動のような受動観測によって捉えられ、解析が行われてきた。今回のマグマ貫入イベントは火山における能動的・連続的な構造変動観測が初めて経験した大きな火山活動である。そこで本研究では桜島に設置してあるアクロス（精密制御定常信号システム）の記録を解析し、8月15日に発生したマグマ貫入イベントに伴う伝達関数の変化を明らかにした。

2.手法

2015年における一日ごとの伝達関数の計算を行ったところ8月15日の前後で大きな変化が明らかになった(Yamaoka et al.,2016, JPGU)。そこで今回は8月15日に発生したマグマ貫入イベントによる伝達関数の詳細な時間変化を調べるために、全26観測点において時間分解能を上げて伝達関数の計算を行った。時間分解能をあげるため従来の一日ごとにスタックした波形を用いるのではなく、おもりの回転方向を逆転させる時刻の前後1時間ずつを組み合わせ、2時間毎に計算した伝達関数を用いた。またマグマ貫入イベント前後での伝達関数の変化に着目するため、大きな変化の見られる時刻を境としてイベント前後の伝達関数をスタックし、比較を行った。

3.結果と考察

島内外合わせて26点の観測点と震源との間の伝達関数を計算したところ、多くの観測点で8月15日9:00の前後で初動と後続波に変化が見られた。たとえば震源から600m離れた京大春田山抗道観測点では8月15日9:00を境に初動付近で大きな振幅の変化がみられた。このような振幅の変化は後続波にも現れており、後続波ではフェイズの出現や消失といった特徴的な変化がみられる。このような変化は震源から3.5km離れたSFT2観測点等の反対側の東側山麓でもみられ、桜島全体における地下構造変動をとらえたものであると考えられる。

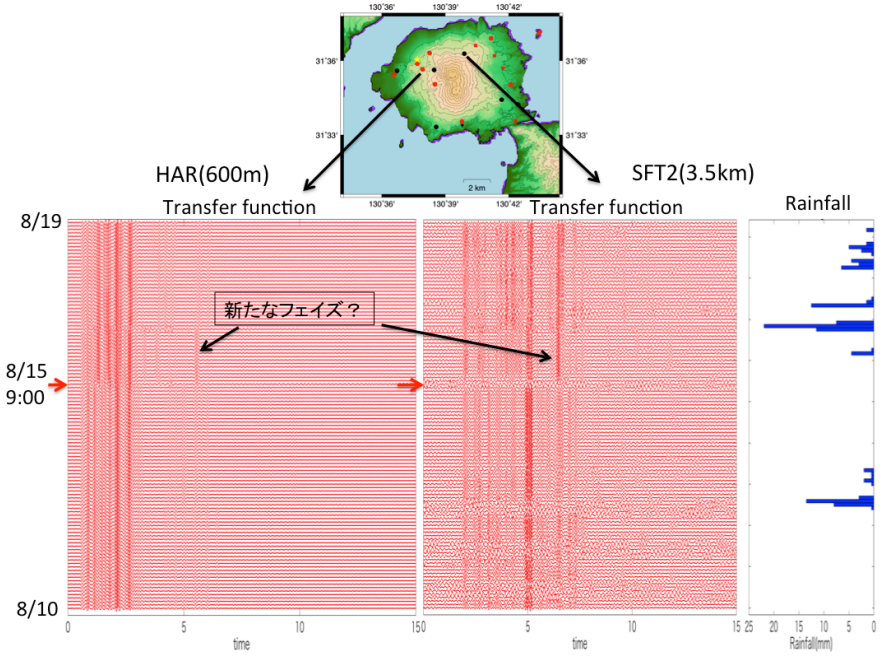


図　アクロス震源と島内の観測点間の伝達関数
島内の代表的な2観測点(HAR,SFT2)について伝達関数(左)と鹿児島気象台における降雨量(右)をプロットした。伝達関数は横軸に走時をとり、8月10日から19日までの時間領域の波形を示した。地図には桜島の震源と観測点位置を表しており、黄色の星マークが震源、黒丸が気象庁の観測点、赤丸が京大観測点、黒三角が鹿児島大学観測点の位置を示す。

S06－P19

沖縄トラフ北端部における地殻構造

#岡田千明・西澤あずさ・金田謙太郎・及川光弘・堀内大嗣・
藤岡ゆかり（海上保安庁海洋情報部）

Crustal Structure at the northernmost Okinawa Trough

#Chiaki Okada, Azusa Nishizawa, Kentaro Kaneda, Mitsuhiro Oikawa,
Daishi Horiuchi, Yukari Fujioka (JHOD)

1.はじめに

南西諸島の島弧- 海溝系の背弧にあたる沖縄トラフでは，大陸性地殻が引き伸ばされるリフティングが進行しており地殻が薄化しつつあると考えられているが，その影響が海底地形や地殻構造にどのように反映されているかはまだ十分に解明されていない．沖縄トラフ北端部の海域では，すでにIwasaki et al.(1990)やNakahigashi et al.(2004)において地震波速度構造調査が実施され，トラフ軸に沿って南西方向に島弧下部地殻（Vp = 6.4-7.1 km/s）よりも上部地殻（5.7-6.2 km/s）が薄くなる初期リフティング構造を推定している．しかしながら，受振器である海底地震計（OBS）の間隔は平均10-15 kmであったため，上部地殻構造の分解能は十分であるとはいえない．さらに密にOBSを設置することで得られる，上部地殻構造を含めた海底下のより詳細な地殻構造の情報が，沖縄トラフの発達過程を考察する上での大きな手がかりとなると考えられる．

2.調査概要

海上保安庁海洋情報部では，2012年に沖縄トラフ北部海域におけるリフティングと地殻構造の関連を調べるために，長崎県五島列島沖から男女海盆を経て鹿児島県沖永良部島沖へと向かう長さ約560 kmの測線で，屈折法地震探査およびマルチチャネル反射法地震(MCS)探査を実施した(図1)．屈折法地震探査では，総容量6,000(1,500×4) inch^3 (約98 L)のエアガンアレイの発振を約5 km間隔で配置したOBSで記録した．またMCS探査では，総容量1,050(350×3) inch^3 (約17 L)のトリガンと240 ch. ストリーマーケーブル(全長3,000 m)を使用した．

3.結果

測線上の海底地形にはいくつかの小規模な地形の高まりがあり，それらに対応するようにMCS記録では多くの貫入構造が見られ，貫入構造の間には変形を受けた堆積層が分布している．OBSのレコードセクションにおいて，初動が検出できる距離および見かけ速度は浅部構造の不均質性を反映してOBSによってそれぞれ異なるが，距離150 km程度までPmPを含めていくつかの反射波が明瞭に記録されている．地殻内反射波の同定は難しいが，測線南西端や一部の領域を除いて，上部／中部地殻境界からの反射波を検出することにより，中部地殻（6.0-6.5 km/s）の存在を推定し，この領域の島弧地殻の詳細なイメージを得ることができた．測線に沿って中部地殻の速度および厚さ分布は大きく変化し，北部沖縄トラフにおけるリフティング初期段階の島弧地殻の薄化を単純に上部地殻の厚さの変化だけでは説明できないことを示唆する．

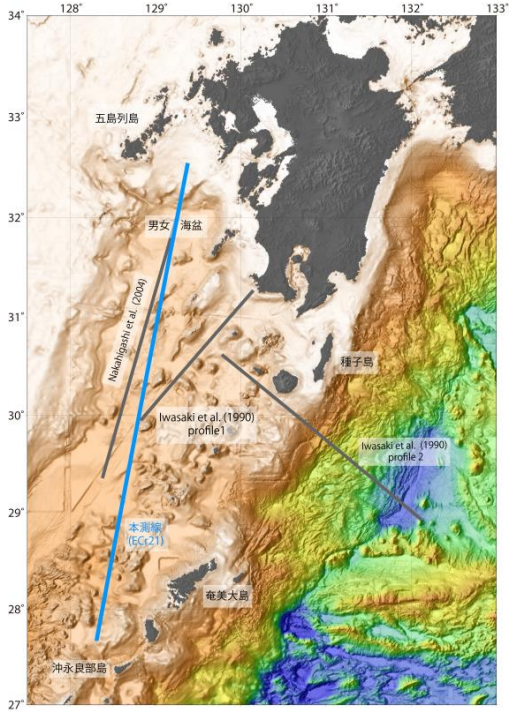


図 1　沖縄トラフ北端部の海底地形と本発表で報告する測線の位置．青色は海上保安庁海洋情報部が調査した測線で，灰色は Nakahigashi et al.(2004)と Iwasaki et al. (1990)で調査した測線を示す．

南西諸島の広帯域地震波形データを用いた S-wavevector レシーバ関数解析

#村越匠（防衛大）・竹中博士・小松正直（岡山大）・山田伸之（福岡教育大）

S-wavevector Receiver Function Analysis for Broadband Seismic Stations in Ryukyu Arc

#Takumi Murakoshi (NDA), Hiroshi Takenaka, Masanao Komatsu (Okayama Univ.), Nobuyuki Yamada (Fukuoka Univ. of Edu.)

レシーバ関数は，観測点下のモホ面やプレート境界面などの地震波速度不連続面を検出することができ，深度変換して測線に沿って並べることで地下構造のイメージングに用いられている．本研究では，通常のレシーバ関数に比べて堆積層によるゴーストを弱めて明瞭な Ps 変換波を検出することができる手法である Takenaka and Murakoshi (2010, AGU) の S-wavevector レシーバ関数（SWV-RF）を用いて，南西諸島の地殻および最上部マントルの構造について解析を行った．観測データには，南西諸島にある F-net 6 観測点（図 1 の●）と，気象庁の津波地震早期検知網の広帯域地震計の設置されている 3 観測点（図 1 の▼）の合計 9 観測点の遠地地震波形を解析に利用した．観測データの期間は，2004 年 4 月から 2015 年 11 月とした．南西諸島では沖縄トラフ，琉球弧，琉球海溝の背弧海盆－島弧－海溝系が形成され，琉球海溝を挟んで南東側にあるフィリピン海プレートが北西側にあるユーラシアプレートに向かって沈み込んでいる．村越・他（2014，JpGU）では，南西諸島の南大東島（MINAM2）などの観測点において，モホ面，PHS 上部での Ps 変換波が到来方向による影響を受けている可能性があることが確認できた．

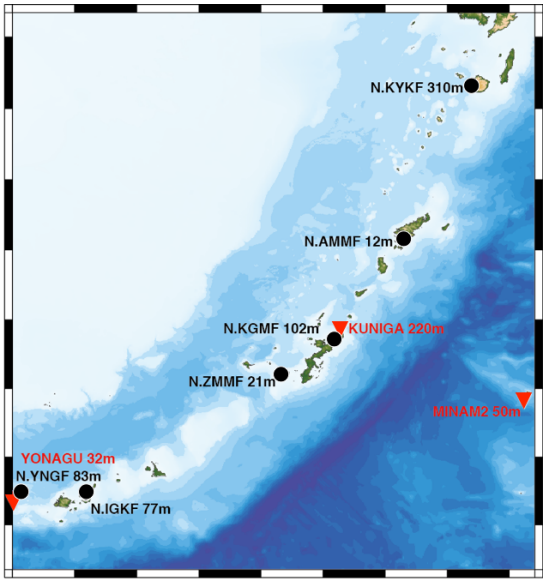


図 1　南西諸島の広帯域地震観測点

SWV-RF 解析では観測点直下か近傍での地表から地震基盤までの信頼性の高い情報があることが理想的となる．南西諸島では，山田・竹中（2014，地震学会・他）の微動観測により座間味島（N.ZMMF），南大東島（MINAM2），与那国島（YONAGU）の 3 観測点については観測点近傍の地盤構造が明らかとなっている．本研究では，N.ZMMF，MINAM2，YONAGU については山田・竹中（2014，地震学会・他）の地震基盤までの構造を用いることで観測点を仮想的に地震基盤内に置き，そこでの地震波形を計算して SWV-RF を求めた．本発表では，村越・他（2014, JpGU）と比べて解析する遠地地震波形のイベント数を増やし，南西諸島の各観測点下のおけるモホ面や PHS 上面の方位別の深さや形状について報告する．

謝辞　解析には防災科学技術研究所の F-net，気象庁の津波地震早期検知網の地震波形記録を利用しました．地下構造モデルには J-SHIS の深部地盤モデル，JMA2001 モデルを利用しました．記して感謝致します．

S06－P21

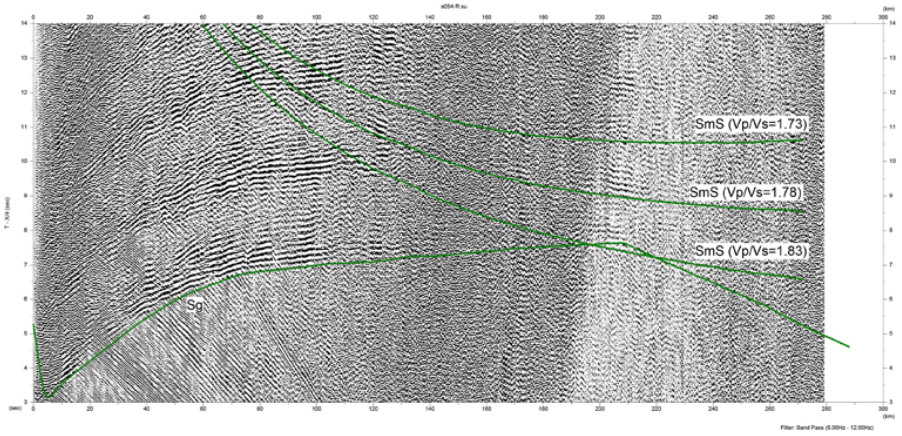
オントンジャワ海台の Vp/Vs 構造

＃三浦誠一・藤江剛・白井太朗・野口直人*・小平秀一
（海洋研究開発機構）・
コフィン-ミラード（タスマニア大学）・
カワグル-サイモン（パプアニューギニア大学）・
ヴェラヴ-ロナルド（パプアニューギニア鉱物資源庁）
*（現、日本海洋事業株式会社）

Vp/Vs structure of the Ontong Java Plateau

Seiichi Miura, Gou Fujie, Taro Shirai, Naoto Noguchi*,
Shuichi Kodaira, (JAMSTEC), Millard F. Coffin (Univ. of Tasmania),
Simon A. Kawagle (Univ. of PNG),
Ronald T. Verave (Mineral Resource Authority, PNG)
*(present, Nippon Marine Enterprises, Ltd)

オントンジャワ海台（OJP）は西太平洋に位置する世界最大級の海台である。概ね水深 4000m 等深度線によって縁どられ、その面積は 1.6ｘ10 の 6 乗平方キロメートルとされる（Mahoney et al. 2001）。水深 2000m 以浅の範囲が多い High Plateau、東側に広がった Eastern Salient など OJP 内でも地域名がついている。深海掘削の結果から、OJP の基盤岩は概ね 120Ma の玄武岩となっており（Shipboard Scientific Party, 2001）、広大な OJP がほぼ同時期に形成されていたことがわかっている。このような海台の形成メカニズムは通常のプレートテクトニクス理論では説明がつかないが、統一的な形成メカニズム確定には至っていない。形成メカニズムを明らかにするためには深部構造が重要な情報の一つとなる。水深の浅さから地殻が厚いことは想像されるが、観測手法によって地殻の厚さが異なっているなど深部構造も確定していなかった。そのため大規模稠密人工地震探査を 2010 年に実施した（Miura et al., 2011）。一番厚い地殻と考えられる High Plateau において高信頼性の深部構造を求めるため、大容量エアガンと海底地震計（OBS）100 台を用いた。初動走時が 300 km以上確認できるほど高品質なデータであり、その初動走時およびモホ面からの反射波（PmP）を用いたインバージョン解析（Fujie et al., 2013）によって P 波速度構造を求めた（例えば三浦ほか、2014、2015）。OBS には水平動データも記録されており、OJP の S 波変換屈折波およびモホ面からの S 波反射波（SmS）も認められている（図参照）。これらを用いて OJP 地殻の Vp/Vs 構造について求めることは、地殻物質の推定に大きく貢献すると思われ、形成メカニズムを考えるうえで重要と考えられる。



図：水平動データ例（OBS054）、縦軸は 4km/s でリデュースした走時（秒）、横軸は OBS からの距離（km）。Sg：地殻内屈折波、SmS：モホ面反射波。

S06－P22

The Lord Howe Rise: newly-acquired multi-channel and wide-angle seismic data to study an enigmatic continental ribbon

#Flora Gallais (JAMSTEC, Japan), Shuichi Kodaira (JAMSTEC, Japan), Seiichi Miura (JAMSTEC, Japan), Gou Fujie (JAMSTEC, Japan), Yasuhiro Yamada (JAMSTEC, Japan), Saneatsu Saito (JAMSTEC, Japan), Kazuya Shiraishi (JAMSTEC, Japan), Brian Boston (JAMSTEC, Japan), Yasuyuki Nakamura (JAMSTEC, Japan), Ron Hackney (Geoscience Australia, Canberra, Australia), Scott Nichol (Geoscience Australia, Canberra, Australia), George Bernardel (Geoscience Australia, Canberra, Australia), C. Mitchell (Geoscience Australia, Canberra, Australia) and IODP 871-CCP Proponent Team, KR16-05 Scientists.

The Lord Howe Rise (LHR) is located to the east of Australia in water depths up to 3,000 m. The LHR is a 600 km wide and 1,600 km long continental ribbon that detached from eastern Gondwana by the Late Cretaceous. The driving forces that led to the breakup between the LHR and eastern Gondwana are not fully understood, but span two end-member processes: (1) slab rollback associated with back-arc extension; (2) a plume impinging the lithosphere.

To better understand the driving mechanism, a large set of marine geophysical data were acquired onboard the JAMSTEC vessel R/V *Kairei* in March–May 2016, in collaboration with Geoscience Australia. These data include:

- A 680 km long east-west oriented profile at ~27.2°S along which wide-angle seismic refraction data (~100 ocean-bottom seismometers (OBS)) were acquired conjointly with multi-channel seismic (MCS) reflection data;
- ~600 km of high-resolution 2D seismic reflection data at seven sites being considered for IODP drilling;
- Multibeam bathymetry, gravity and magnetic data.

We present preliminary results obtained from a combined interpretation of OBS modeling and MCS along the east-west profile. The MCS profile produced a good image of the rift-fill sedimentary deposits and the acoustic basement from the Tasman Sea across the Dampier Ridge, the Middleton, Capel and Faust basins and the Lord Howe Platform to the east. With the OBS data, clear reflected arrivals from the basement and the mantle (Pn) are recorded at a very large offset (up to 250 km), with a strong Moho reflected arrival (PmP). Preliminary interpretation of these datasets suggests that the nature of the basement varies from oceanic crust to (thin?) continental crust, in agreement with previous geophysical studies of the area.

Further processing and modeling of the data will constrain the geometry of the main sedimentary basins and the nature of basement. This ongoing work is in support of an IODP proposal to drill through a rift basin and into the basement of the LHR. The processes of LHR crustal ribbon development will be investigated using rock cores recovered from up to 3,500 m below the seafloor.

S08－P01

2016 年 4 月 1 日三重県南東沖の地震の震源過程

小林励司（鹿大理工）・荒木英一郎（JAMSTEC）

Source process of the 2016 Southeast off Mie Prefecture Earthquake

#Reiji Kobayashi (Kagoshima Univ.), Eiichiro Araki (JAMSTEC)

はじめに 2016 年 4 月 1 日、三重県南東沖で M_{JMA}6.5 の地震が発生した。この震源は 1944 年東南海地震の震源に近い。巨大地震の発生につながることが懸念されたが、予稿執筆現在にいたるまで発生していない。この 4 月 1 日の地震が、なぜ巨大地震につながらなかったのか、また、巨大地震発生サイクルにおいてどのような意味を持つのか、ということを知ることは重要である。

本研究の目的は、4 月 1 日の地震の震源過程を調べ、その滑り分布と余震分布の関係、および 1944 年東南海地震の滑り分布との関係を知ることである。また、解析に地震・津波観測監視システム DONET1 および NanTroSEIZE 長期孔内観測システムの観測点 C0002 の強震計記録を使い、これらの有用性を確かめた。

手法とデータ 手法は Yoshida et al. (1996) をもとに、平滑化に関して Hikima and Koketsu (2005) と同様に改良した。震源は DONET のみで決定したものを用いた。断層面については、気象庁の CMT 解（速報値）のうち低角の節面を採用し、大きさは 10 km×10 km とした。速度構造については、構造探査の結果をもとに 1 次元構造を作った。

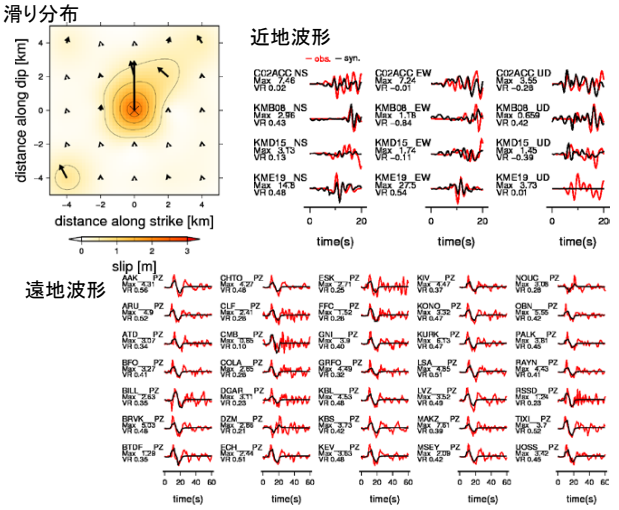
DONET の一部の波形記録で、未固結な地盤による非線形の影響が見られた。特に振幅が大きい場合に顕著であった。そこで、非線形の影響がほとんどないとみられる、比較的振幅の小さい記録を使った。しかし、非線形の影響の判断は難しい。そこで、遠地記録も同時に用い、遠地での観測波形と計算波形とを比較確認しながら、近地の記録を加えるという方針をとった。なお、DONET 観測点では振幅が合わないことが多く、計算波形の振幅を調整している。

遠地のデータは IRIS からダウンロードした広帯域地震計の上下動成分を使用した。近地のデータは先述の通り DONET と孔内観測点の強震計記録で、3 成分とも使用した。

結果と議論 暫定的な結果を図に示す。震源で大きな滑りが得られた。震源以外のところでも小さな滑りが見られるが、近地記録の追加・除外やパラメーターの変更などで変化するため、ロバストではない。最大滑り量は 2.4 m、M_W は 5.9 である。

余震は大きな滑りの領域から離れたところで発生している。余震に関しては、本震発生から余震発生まで少し間があったり、マグニチュードが小さいものばかりであったりと、通常の余震とは異なる特徴がある。

1944 年東南海地震に関して、山中 (2006) や Tanioka and Satake (2001) による滑り分布と比較すると、2016 年の滑り領域は 1944 年に少し滑った領域にある。1944 年以前にも滑っていたか、それともずっと滑り遅れが続いているのか不明である。もし、1944 年以前に少し滑っていたとすると、2016 年のような地震もあったのかもしれない。



図：2016年4月1日三重県南東沖の地震の滑り分布（左上）、および近地（右上）と遠地（下）での観測波形と計算波形の比較。滑り分布のコンターは0.5 mごと。矢印は上盤側の滑りの方向と量を示す。波形は赤が観測波形、黒が計算波形を示す。

S08－P02

三重県南東沖の海溝軸付近で発生する低周波地震活動について

#案浦理・橋本徹夫・鎌谷紀子
気象庁 地震火山部 地震予知情報課

Low frequency earthquakes near the trench off southwest Mie prefecture

#Satoshi Annoura, Tetsuo Hashimoto and Noriko Kamaya
Earthquake Prediction Information Division, Seismology and Volcanology Department, Japan Meteorological Agency

1. はじめに

本研究では三重県南東沖に展開された DONET の波形記録の解析から、この地域の海溝軸付近で発生する低周波地震（以下、本現象）の活動の特徴を明らかにすることができた。本現象は 21 世紀になってから相次いで発見されたスロー地震の一種である可能性が高く、2004 年の三重県南東沖の地震後に同地域で観測された超低周波地震 [*Obara and Ito*, 2005] と関連のある現象と考えられる。震央は東南海・南海地震の過去の破壊開始点に非常に近接することから、南海トラフ巨大地震発生の過程を監視する上で重要な地球物理学的現象となりうる。

2. 手法

本現象は低周波成分が卓越し，通常の地震とは異なる紡錘状の波形を示す。そのため，通常の震源決定法で震源を求めることは難しい．本研究では DONET の連続地震波形から３成分合成のエンベロープ波形（バンドパス帯域 2-10 Hz）を作成し，エンベロープ相関法 [*Obara*, 2002; *Annoura et al.*, 2016] を用いて低周波地震の震央を決定した。エンベロープ相関法とは、エンベロープ波形の観測点間の相互相関のラグタイムを S 波走時差として読み取り，複雑な地震波形を示すイベントの震央を決定する手法である．

3. 結果

2015 年９月１日～2016 年４月 30 日の期間について解析を行ったところ、求められた震央は海溝軸付近に集中した。2016 年４月１日の三重県南東沖の地震（M6.5）の２日後の４月３日からまとまった活動が開始し，18 日頃まで継続していることが分かった．同様のまとまった活動は 2015 年 10 月 24 日～10 月 28 日にも発生していることが分かった。2016 年４月の活動では、震央が東方向に移動していくマイグレーションがみられた。また、４月 16 日の熊本地震（M7.3）の直後からそれまでの活動領域の東側を中心とする活動が活発化し、遠地地震波によってトリガリングされる様子も確かめられた。

これらの特徴は、これまでに知られているスロー地震と同様であるため、本現象はスロー地震の一種である可能性が高い。これまでの研究によりスロー地震は、蓄積されたひずみを解放する現象であり、地球潮汐等のわずかな応力変化にも影響を受けることが知られている。本現象を監視することで、破壊開始点の近傍における巨大地震発生に至る微弱な地殻応力状態の変化を追跡できる可能性がある。

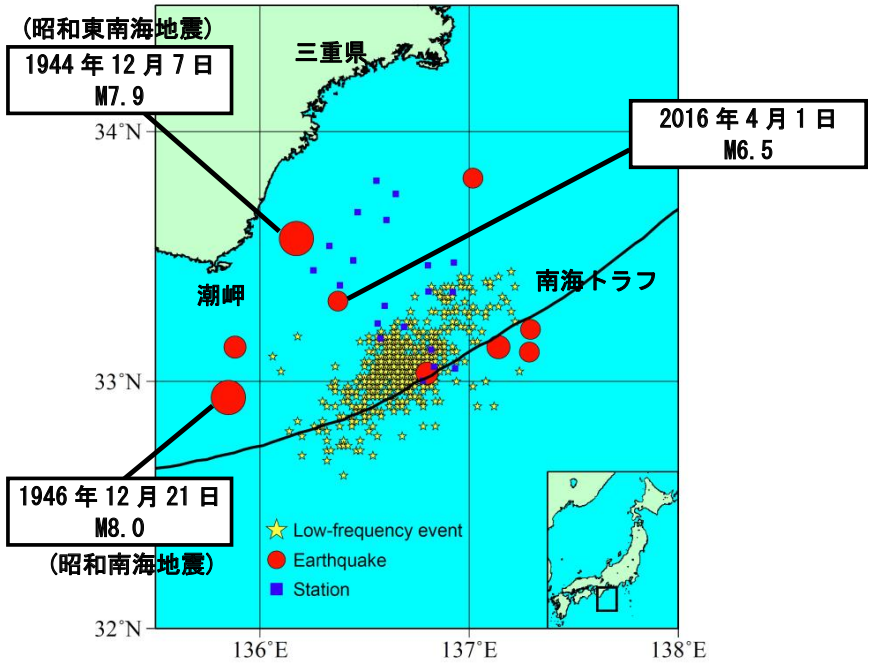


図: 海溝軸付近で発生する低周波地震の震央分布（2015 年９月１日～2016 年４月 30 日）と，周辺海域の M≧6.5 の地震（1923 年以降の気象庁一元化震源）の分布

謝辞:国立研究開発法人防災科学技術研究所・海洋研究開発機構の DONET 連続波形データを使用させていただきました。

S08－P03

紀伊半島南東沖の地震（2016年4月1日，M6.5）が南海トラフ巨大地震に与える影響評価

#弘瀬冬樹・前田憲二・藤田健一（気象研）

Evaluation of the Influence of the Earthquake off Southeast of the Kii Peninsula (2016/04/01, M6.5) on the Great Earthquakes along the Nankai Trough

#Fuyuki Hirose, Kenji Maeda, and Ken'ichi Fujita (MRI)

1. はじめに

2016年4月1日に紀伊半島南東沖でMj6.5の地震が発生した．この付近のプレート境界の深さは約10 km，傾斜角は約10°である[Hirose et al., 2008, JGR]．気象庁CMT解は深さ12 kmの低角逆断層型であるが，防災科研MT解は深さ14 kmの高角逆断層型で，両者は異なる．また，これらCMT解およびMT解の規模は共にMw5.8でMjと大きく異なる．応力擾乱のソースとして，規模の違い（Mj6.5とMw5.8）とメカニズム解の違い（低角逆断層型と高角逆断層型）によるばらつきを考慮しつつ，この地震が南海トラフ沿い巨大地震にどのような影響を与えるか，地震シミュレーションを用いて評価した．

2. 手法

スケーリング則（logL = 0.5M - 1.8, W = L/2, logD = 0.5M - 1.3）[宇津，1987，地震の事典]から，Mj6.5の場合は長さ28 km×幅14 kmの領域が0.9 mすべり，Mw5.8の場合は長さ14 km×幅7 kmの領域が0.4 mすべると仮定した．規模とメカニズム解の組み合わせからプレート境界面に与えるせん断応力擾乱を6パターン計算しておく（図1に1例を示す）．ここで高角逆断層型を想定する場合はソース中心の深さを14 km（防災科研MT解より），南東または北西傾斜の断層とし，低角逆断層型を想定する場合はプレート境界面上に沿わせた．

1944年東南海地震・1946年南海地震では東海地域まで破壊が進展しておらず，東海地域は割れ残っている状態と考えられている．最初に，東海割れ残り地震と全域破壊地震が約112-115年間隔で交互に発生する単純なモデルを作成する[Hirose & Maeda, 2013, JGRのCase 10]．ここではこれを基本モデルと呼び，東海が割れ残った後のサイクルについて考える．次に，基本モデルで擾乱なしの場合の巨大地震間の時間間隔（~115年）を100%とした場合に，30，40，…，90%のタイミングで応力擾乱を与え，応力擾乱がない場合に比べて，地震が早まるか遅れるかに注目する．

3. 結果

結果は以下の通りである．高角(A)は南東傾斜（走向64°，傾斜角55°，すべり角107°），高角(B)は北西傾斜（走向215°，傾斜角38°，すべり角66°）を示す．

低角・Mj6.5（図2）：サイクル中盤に擾乱を投入すると，ソース周辺でM6クラスの中規模地震やSSEを誘発するが，巨大地震にはほとんど影響なし．
サイクル終盤に擾乱を投入すると，擾乱の半年～1年以内に巨大地震を誘発．規模は若干小さくなる．

高角(B)・Mj6.5：ソース周辺で擾乱投入直後にM6未満の中規模地震が発生するが，巨大地震にはほとんど影響なし．

その他の組み合わせ：ほとんど影響なし．

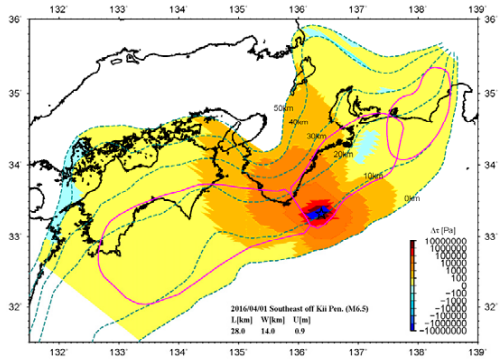


図 1．プレート境界面に与えるせん断応力擾乱（低角・Mj6.5 の場合）．星は紀伊半島南東沖の地震，紫線は東海・東南海・南海地震の想定震源域，破線はフィリピン海プレートの等深線．

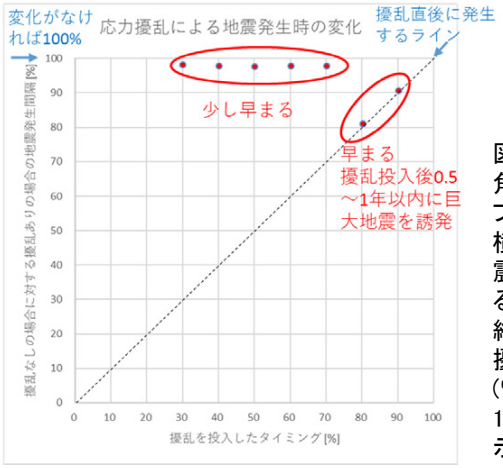


図 2．紀伊半島南東沖の地震（低角・Mj6.5 の場合）による南海トラフ大地震の地震サイクルの変化．横軸は擾乱なしの場合の巨大地震間の時間間隔（~115 年）に対する擾乱を投入したタイミング（%）．縦軸は擾乱なしの場合に対する擾乱ありの場合の地震発生間隔（%）．100%より小さければ早まり，100%より大きければ遅れることを示す．

S08－P04

熊野海盆下の南海トラフ地震震源域のバリア領域仮説

#兵藤　守・堀　高峰（海洋研究開発機構）

Source region of Nankai Trough earthquakes beneath the Kumano basin may act as a barrier of ruptures

#Mamoru Hyodo, Takane Hori (JAMSTEC)

はじめに

南海トラフでは，古文書などの歴史記録からM8級の巨大地震が90～200年程度の間隔で繰り返し発生してきたことが知られている．現在，前回の巨大地震(1944年東南海・1946年南海地震)からの経過時間が，南海トラフ地震の歴史記録での最小再来間隔(90年)に近づきつつあり，次の南海トラフ巨大地震の発生が懸念されている．しかしながら，過去発生した南海トラフ巨大地震からは，繰り返しごとに発生間隔のみならず，破壊様式も様々であったことがわかっており，過去の発生履歴のみから次の地震がいつ発生し，どういった破壊様式を伴った地震になるかを決定論的に事前に知ることは困難である．このため，次の南海トラフ巨大地震による被害軽減には，南海トラフ地震の繰り返しを模擬する何某かのモデルを使って，過去の発生履歴と矛盾しない複数の発生シナリオを導出し，それらシナリオについての複数の防災・減災対策を事前準備しておくことが望ましいと考えられる．

我々は，プレート運動とすべり速度・状態依存摩擦則に基づく地震の繰り返し発生シミュレーションを地震発生の数理モデルの一つとして南海トラフに適用し，起こり得る様々なシナリオを検討している(例えばHori, 2006等)．

これまでに行ってきたシナリオ検討では，我々は駿河湾から四国沖にかけての南海トラフ沿いで，プレート境界面の等深線に沿った帯状の強い固着域が生じ，数百年内の再来間隔でM8以上の巨大地震が主に熊野灘から様々な様式での破壊が発生するような前提条件を摩擦則のパラメタに課した上でシナリオ検討を行ってきた．これは，駿河湾から四国沖の南海トラフ域では，地震間の地震活動が低調なことから固着が強く，蓄積した歪はM8以上の巨大地震が発生することによってのみ解消されると考えてきたためである．

南海トラフでの海底観測から得られた最近の知見

最近，Yokota et al. (2016) によって，南海トラフ地震震源域直上の海底変動と陸域の変動をカップルした解析がなされた．それによると，南海トラフ沿いのすべり欠損の現在の蓄積状況は，従来考えられていたような帯状の分布でなく，四国沖と遠州灘沖の強い固着の領域があり，紀伊水道や熊野灘では，四国沖や遠州灘に比べると固着域の空間サイズ・すべり欠損量ともに小さくなるといった，トラフ軸方向の不均質分布示している．

また，我々がM8以上の巨大地震のみを発生する場であると考えていた，熊野灘下のプレート境界付近において，2016年4月1日にM6の地震が発生した．その地震から数日後に，トラフ軸により近いところで浅部VLF活動が活発化しているが，その間に，DONET水圧計などで余効変動が観測されている．これらは，4月1日の地震の余効すべりが数日かけてVLF発生域まで伝搬した可能性を示唆している．

熊野灘のバリア領域仮説

我々は，これまで熊野灘をM8級南海トラフ地震の破壊開始位置の一つと考え，そこでは地震間に強い固着が生じていると仮定しシナリオ検討を行ってきた．しかしながら，前述のYokota et al. (2016)の解析結果および，4月1日の地震後の余効すべり伝搬は，そこでの現在の固着がそれほど強くないことを示している．

さらに，熊野灘での過去の地震時すべりを振り返ると

- 昭和では，地震性すべりが1m以下（Ichinose et al., 2003; 山中, 2004）で，低速すべりは2-3m（Sagiya and Thatcher, 1999）
- 安政では，東海地震では津波を生じる程度のすべりは生じず，南海地震の際に西側の一部ですべりが生じた可能性（今井, 私信）がある．

といったように，単純に地震性すべりをしていたとはいえない．こういった複雑な振る舞いを再現するには，従来の単純な地震発生帯(A-B<0,すべり弱化距離小)としての扱いでは不十分であって，A-B<0でその東側(四国沖)・西側(遠州灘)よりもすべり弱化距離が大きいことで破壊エネルギーが大きな領域、すなわちバリア領域（Aki, 1979）としてのモデル化が適している可能性がある．この場合，熊野灘は破壊の開始位置になることもあれば，伝播してきた破壊を止めるバリアとしても振舞うことになり，従来よりも多様なシナリオを生じることが期待され，過去に見られた多様性の理解が進む可能性がある．さらに重要なことは，バリア仮説が妥当であれば，この領域では今後，4月1日のような中小規模の地震によって，あるいは自発的に，ゆっくりしたすべりが様々な時空間スケールで生じることが期待され，それをDONETの水圧計や孔内観測等の海底地殻変動リアルタイム連続観測によってとらえることで，摩擦特性を拘束するための情報を得つつ，来るべき南海トラフの巨大地震に向けた準備状況や発生に至る先行的な現象をより的確に把握できると期待される．

S08－P05

三陸沖から房総沖にかけての準動的地震発生サイクルシミュレーション（その 2）

#藤田健一・弘瀬冬樹・前田憲二(気象研)

Simulation of Recurring Earthquakes along the Japan Trench : Part2

#Kenichi Fujita, Fuyuki Hirose, Kenji Maeda(MRI)

1. はじめに

三陸沖から房総沖にかけては規模(M)7-8 クラスの地震が各領域で繰り返し発生しており、さらに 2011 年東北地方太平洋沖地震(以下、東北沖地震)が発生したことで M9 クラスの地震も同様に繰り返し発生している可能性があることが分かった。東北沖地震の際には、最もすべり量が大きいとされる海溝軸付近に加えて、宮城県沖や三陸沖南部海溝寄りなどの M7-8 クラスの地震が繰り返し発生していた領域も含めコサイスミックに破壊されたと考えられている。さらに本震から約 20 分後には岩手県沖で、本震から約 30 分後には茨城県沖でそれぞれ M7-8 クラスの余震が発生した。また、東北沖地震から約 5 年が経過し、GPS や GPS/Acoustic のデータを使用した解析が行われ、東北沖地震に伴うプレート境界面上の余効すべりが観測された(Yamagiwa et al.(2015, GRL)ほか)。

本研究では、観測されている東北沖地震に伴うコサイスミックなすべり(岩手県沖及び茨城県沖での M7-8 クラスの余震を含む)及び余効すべりを再現する地震発生シミュレーションモデルの作成を試みたのでその結果を報告する。ここでは、Yamagiwa et al.(2015)の解を目標とする。

2. 解析方法

地震発生サイクルをシミュレートするモデルには、地震波放射を考慮した弾性論(Rice (1993, JGR))から導かれる運動方程式及びすべり速度・状態依存摩擦構成則(Dieterich(1979, JGR))とその発展則 Composite-law(Kato and Tullis (2001, GRL))を用いた。解析領域は、M9 クラスの地震のアスペリティが十分に含まれるように三陸沖から房総沖にかけての領域を設定した。三次元プレート境界の形状は、Nakajima and Hasegawa(2006, GRL)に従い 1 辺が約 5 km の三角形セル 17,507 個で表現した。陸に対する太平洋プレートの沈み込み速度は、Wei and Seno (1998)等を参考に北から南まで同じ速度(8.5cm/year)となるよう設定した。アスペリティの領域は中央防災会議(2005)で設定された断層モデル等を参考に設定した。摩擦パラメータ(A, B, L)は、東北地方の沈み込み帯域における岩石摩擦すべり実験(Sawai et al.(2016, GRL))の結果等を参考に試行錯誤的に設定した。

3. 解析結果

現時点で、東北沖地震に伴うコサイスミックなすべり及び余効すべりを最も良く再現できたモデルの特徴を以下に示す。コサイスミックなすべりによる地震の規模~8.9、宮城県沖の海溝軸付近の最大すべり量~30m、地震の周期~550 年であった。このとき、岩手県沖で M7 クラスの地震がほぼ同時に発生した。これらの結果は、東北沖地震に伴うコサイスミックなすべりを概ね再現している。ただし、北緯 39° より北側の海溝沿いや茨城県沖におけるコサイスミックなすべりは再現できていない。一方、余効すべりについては、コサイスミックなすべりを取り囲むように広がっている。この結果は、岩手県から福島県にかけての太平洋沿岸付近で観測されている余効すべりを概ね再現している。ただし、北緯 39° より北側の海溝沿いや北緯 37° 付近の福島県沖ではすべり過ぎており再現できていない。なお、今回試行錯誤した背景領域(アスペリティ周囲)における摩擦パラメータの範囲(0.15≦A≦0.45、0.15≦B≦0.45)では、摩擦パラメータ L を特定の値(L=6m)付近に設定しないと余効すべりの領域の広がり及び量が再現できなかった。

今後は、アスペリティの大きさや位置及び背景領域を含めた摩擦パラメータの値等を試行錯誤することで、今回再現できなかった北緯 39° より北側の海溝沿いや茨城県沖のコサイスミックなすべりの再現を目指す。また、M8 クラスの繰り返し地震が発生している三陸北部にもアスペリティを設定し、東北沖地震が三陸北部の繰り返し地震の発生周期等に与える影響を調査したい。

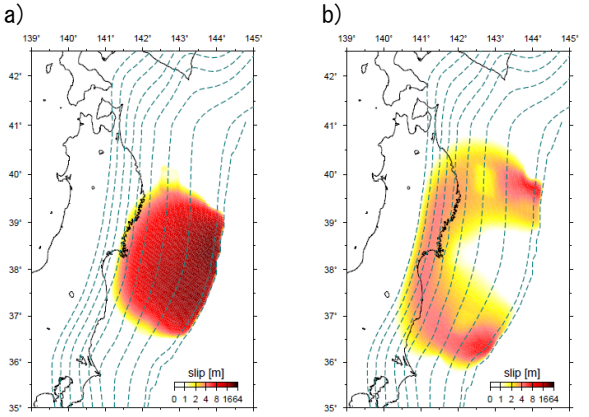


図 1 a)M~8.9 の地震に伴うコサイスミックなすべり分布. b)M~8.9 の地震に伴う余効すべり(本震後、約 0.05 年から約 2.50 年の間のすべり量を積算).

S08－P06

2011 年東北地方太平洋沖地震の余効変動の物理モデル

#福田淳一 （東大地震研）・ Kaj M. Johnson (Indiana Univ.)

A coupled model of stress-driven afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Tohoku-oki earthquake

#Jun'ichi Fukuda (ERI, Univ. Tokyo), Kaj M. Johnson (Indiana Univ.)

Previous studies have shown that postseismic deformation following the 2011 M9 Tohoku-oki earthquake can be modeled as the sum of contributions from viscoelastic relaxation of coseismic stress changes in the upper mantle and afterslip on the plate interface surrounding the coseismic rupture [e.g., Hu et al., 2016]. In order to investigate the frictional properties on the plate interface, upper mantle rheology, and relative contributions from the viscoelastic relaxation and afterslip to the overall postseismic deformation following the 2011 Tohoku-oki earthquake, we develop a three-dimensional coupled model of stress-driven frictional afterslip on the plate interface and viscoelastic stress relaxation in the upper mantle.

We assume that afterslip is governed by the rate-strengthening friction law, $\tau = \tau_* + (a-b)\sigma \ln(V/V_*)$, that is characterized with a friction parameter $(a-b)\sigma$, where $a-b$ represents the rate dependence of steady-state friction and σ is the effective normal stress. Afterslip is driven by coseismic stress changes and postseismic stressing due to viscoelastic relaxation and postseismic slip. Viscoelastic relaxation of the upper mantle is modeled with a transient Burgers rheology that is characterized with the steady-state Maxwell viscosity η_1 and transient Kelvin viscosity η_2 and is calculated by a method developed by Pollitz [2014]. Viscoelastic relaxation is driven by stress changes due to the mainshock and afterslip. We use slip distribution of the mainshock obtained by Hooper et al. [2013] to calculate coseismic stress changes. Slip rate on the plate interface immediately after the mainshock, V_0^+, is calculated as $V_0^+ = V_0^- \exp[\Delta\tau/(a-b)\sigma]$, where V_0^- is slip rate before the mainshock and $\Delta\tau$ is stress change on the plate interface due to the mainshock. We solve for the evolution of afterslip and stressing rate due to viscoelastic relaxation.

Figure 1 shows the evolution of afterslip calculated from our model for $(a-b)\sigma = 0.4$ MPa, steady-state viscosity $\eta_1 = 2.2\times10^{18}$ Pa s, and transient viscosity $\eta_2 = 2.2\times10^{17}$ Pa s. We compare observed surface postseismic displacements with the model prediction and examine ranges of the parameters $(a-b)\sigma$, η_1, and η_2 that can fit the observations. Johnson et al. [2012] showed that afterslip following the Tohoku-oki earthquake likely overlaps regions that ruptured seismically during M6.3-7.2 earthquakes from 2003 to 2010. We will thus examine if overlaps between M9 afterslip and the rupture area of the M6.3-7.2 earthquakes are required to fit the surface observations.

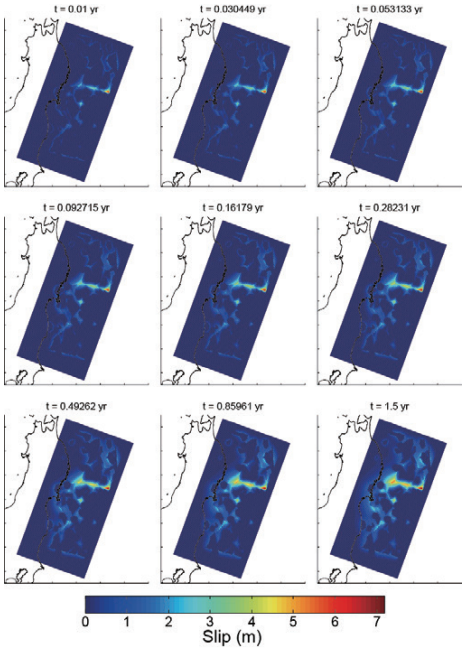


Figure 1: The evolution of cumulative afterslip calculated from our model assuming $(a-b)\sigma = 0.4$ MPa, $\eta_1 = 2.2\times10^{18}$ Pa s, and $\eta_2 = 2.2\times10^{17}$ Pa s.

S08－P07

潮汐を考慮した四国地域における短期的スロースリップイベントの数値シミュレーション

#松澤孝紀（防災科研）・田中愛幸（東大地震研）・
芝崎文一郎（建築研）

Numerical Simulation of Short-Term Slow Slip Events in the Shikoku Region, Considering Tidal Stress

#Takanori Matsuzawa (NIED), Yoshiyuki Tanaka (ERI, Univ. of Tokyo), Bunichiro Shibazaki (BRI)

1. はじめに

短期的スロースリップイベント(SSE)の発生において，地球潮汐が影響を与えていることが指摘されている（例えば，Nakata et al., 2008; Tanaka and Ide, 2014; Yabe et al., 2015）．また，数値シミュレーションにおいても，SSE 発生時の潮汐の影響について研究が行なわれている(Hawthorne and Rubin, 2013)．我々はこれまで，平板モデルにおいて，M2 分潮による応力擾乱のみが作用する場合の SSE 発生への影響について，数値シミュレーションを試みている(Matsuzawa et al., 2016, 連合大会)．本研究では，四国地域を対象として実際のプレート沈み込み形状を考慮し，その面上での潮汐による応力擾乱を与え，短期的 SSE の発生挙動への影響の評価を数値シミュレーションによって試みた．

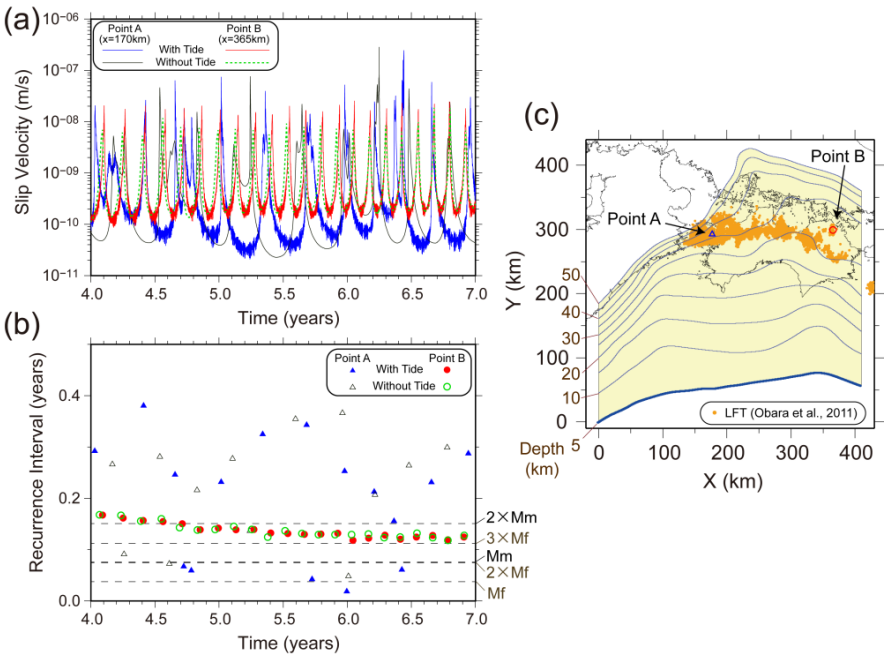
2．数値モデル

数値モデルとしてMatsuzawa et al. (2013)と同様に，三角形要素で沈み込むプレート形状を表現し，摩擦則としてカットオフ速度をもったすべり速度・状態依存則を用いた数値シミュレーションを行った．短期的SSE領域以深では，カットオフ速度が遅く($10^{-6.5}$ m/s)，有効法線応力が低くなるパラメター分布を仮定した．以下では，現実的なプレート形状における潮汐による応力変化をYabe et al. (2015)と同様に計算し，主要な10分潮(K1, K2, M2, N2, O1, P1, Q1, S2, Mf, Mm)の周期で代表させて応力擾乱を与え，プレート面上でのすべりの時間発展を計算した．

3．プレート境界すべりのモデリング

図に数値シミュレーション結果の例を示す．図(c)に示すA点およびB点ともに，短期的SSEが繰り返し発生している．図(a)および(b)に見られるように，短期的SSE領域が比較的孤立しているB点付近では，潮汐の有無に関係なく発生間隔がほぼ一定となる．すべり速度のピーク値については，潮汐の効果を考慮した場合の方が大きくなる傾向がB点でみられるが，A点ではとくに明確ではない．

Matsuzawa et al. (2009)では，SSEの発生間隔が地震サイクル間で短縮する可能性を指摘している．一方，例えば平原(2016)は，周期的な外力と地震発生の間隔の同期現象が見られる可能性を指摘している．点Bでは徐々に発生間隔の短縮がみられる中で．6年目付近からMfの3倍の周期に，発生間隔が若干近づく傾向がみられる（図(b)）．潮汐との関連性について，より詳細な検討が必要であるが，この結果はSSE発生領域が比較的孤立している場所では，大地震発生サイクルの時間スケールで，潮汐がSSEの発生挙動に影響を与える可能性を示唆する．



図．(a)各点におけるすべり速度の時間変化．青線，黒線は図(c)に示す A 点における，潮汐を考慮した場合およびしない場合の結果をそれぞれ示す．赤線，緑点線は B 点における結果を同様に示す．(b)各点における短期的 SSE の再来間隔．青および中抜き黒三角は，潮汐を考慮した場合およびしない場合の A 点での間隔．赤丸，緑中抜き丸は B 点での結果を同様に示す．仮定した潮汐の周期のうち，長周期のものについて，その整数倍の周期をいくつか破線で示した．(c)仮定したプレート形状のモデル．橙点は実際の微動分布．

S08－P08

南海トラフ沈み込み帯におけるスロースリップイベント
～歪計による分析～

#菊地淳仁・井出哲（東大理）・松本則夫（産総研）

Slow slip events in the Nankai trough subduction zone
- Analysis with strainmeter -

#Junji Kikuchi, Satoshi Ide (EPS, UTokyo), Norio Matsumoto (AIST)

日本の南西部、紀伊半島から四国地方にかけての沈み込み帯ではスロースリップイベント（SSE）が度々発生している。SSEはプレート境界の摩擦特性が変わる遷移領域で発生しており、その振る舞いを知ることは、プレートの挙動を考える上で非常に重要である。

CascadiaではPlate Boundary Observatoryの歪計データを用いた統計解析により、SSEが潮汐応答を示すことが知られている[Hawthorne & Rubin, 2010]。そこで本研究では、微動カタログ[Idehara et al., 2014]を用いて検出した豊後水道での短期SSEに対して、産業技術総合研究所の地下水等総合観測網、西宇和観測点で観測された歪計データを用いて、Hawthorne & Rubin (2010)と同様の統計解析を試みたところ、先行研究と同様に、SSEの潮汐応答が確認できた。

南海トラフ沈み込み帯の微動発生域では微動活動の活発化に伴って SSE が起きていることが知られている[Hirose & Obara, 2006]。そこでこの SSE と対応する歪変化が、微動活動のみによって説明可能か検討した。Nishimura et al. (2013) の GNSS データを用いたインバージョンにより推定された SSE の地震モーメント 1.60×10^{18} Nm（Mw 6.07）を、同時期に発生した 715 個の微動で解放すると仮定すると、個々の微動は 2.24×10^{15} Nm (Mw 4.17) となる。それぞれの微動を Mw 4.17 の断層運動として、Okada [1992]の方法で観測点での歪を計算して累積し、SSE 期間中の歪変化を計算した。断層パラメタは大局的なプレート運動方向とした。計算歪と観測歪を比較すると両者の変動パターンは定性的には類似している（図1）。これは、微動活動と SSE の挙動の一致を定量的に示すものであり、先行研究[Hirose & Obara, 2006]と整合的である。

一方、三重県中部の SSE に対して同様の解析を試みたところ、理論歪と観測歪の対応は顕著ではない。微動活動と SSE の挙動が必ずしも一致しないことを示唆している。

今後、様々な地域で解析を行い、その振る舞いを比較することで、沈み込み帯における地域的特性の情報を得られる可能性がある。

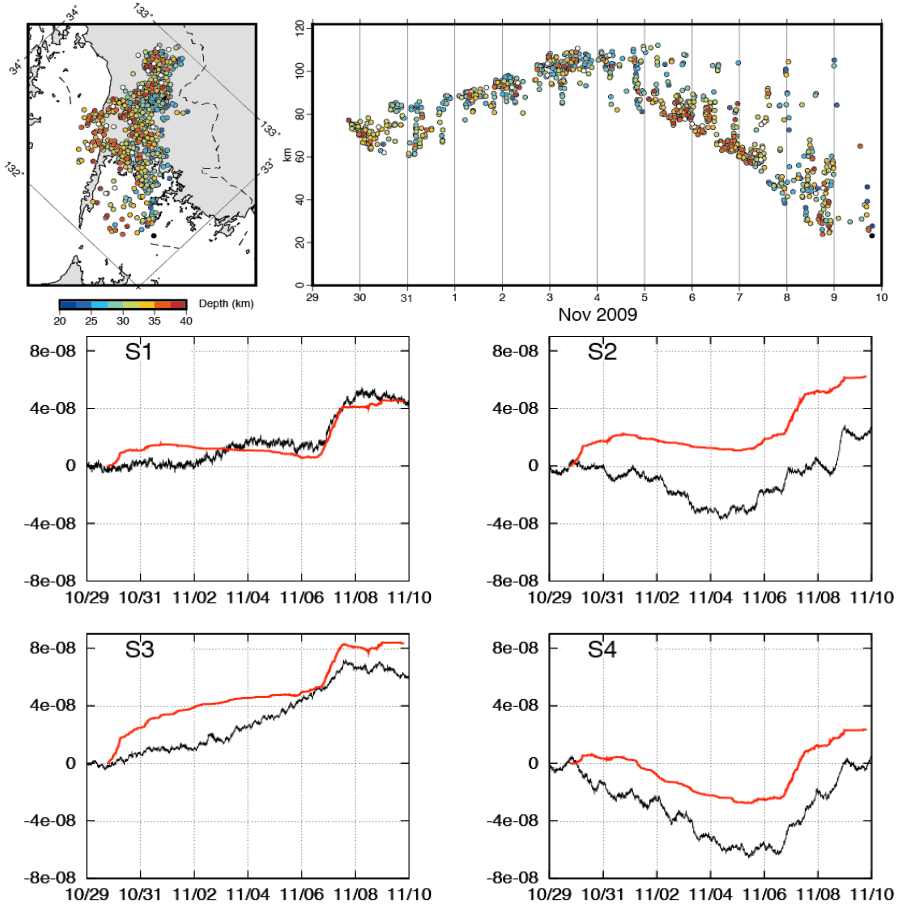


図1　2009年11月の豊後水道でのSSE。微動の空間・時間分布（最上段）と水平歪み四成分（黒線：観測歪、赤線：理論歪）

S08－P09

西南日本下のプレート境界遷移領域における平均すべり速度の再推定

#大工草見子・平松良浩(金沢大)・松澤孝紀(防災科研)

Re-estimation of average slip rate at the transition zone on the plate interface beneath southwest Japan

#Kumiko Daiku, Yoshihiro Hiramatsu (Kanazawa Univ.),
Takanori Matsuzawa (NIED)

はじめに

西南日本の南海トラフ沈み込み帯におけるプレート境界面上の固着域と安定すべり域の間に位置する遷移領域では，長期的スロースリップイベント（SSE）や短期的 SSE，非火山性深部低周波微動（以下，微動）が発生し，微動活動は短期的 SSE と時空間的に同期する［e.g. Obara, 2004］．プレート境界遷移領域における長期的な平均すべり速度はそれらのサイズの比例関係に基づいて微動を用いて推定されており［e.g. Hiramatsu et al., 2008］，フィリピン海（PHS）プレートの収束速度とすべり欠損速度の差と概ね一致する［e.g. Hirose et al., 2010］．

しかしながら，Ishida et al. [2013］は，推定された紀伊南部のすべり速度についてプレートの収束速度とすべり欠損速度の差との不一致を報告している．先行研究で用いられてきた短期的 SSE は防災科学技術研究所（NIED）の高感度地震観測網（Hi-net）の高感度加速度計（傾斜計）で検出されたものである．大工・他（2015，地震学会）では，先行研究結果［Hirose et al., 2010; Ishida et al., 2013］と国土地理院の全世界的衛星測位システム（GNSS）で検出された SSE を用いて平均すべり速度を再推定したが，紀伊南部での速度間の不一致は解消されなかった．

本研究では，解析期間を 2013 年まで延長し，NIED が決定している微動の震源カタログの移行に伴い，新しい震源カタログを参照して微動イベントを決定し直した．そして，新しく決定した微動のリストと傾斜計，GNSS で観測された SSE を用いて西南日本下の平均すべり速度の再推定を行った．

データ・解析手法

本研究では東海地方，紀伊半島，四国地方において 2002 年 4 月から 2013 年 7 月まで，Hi-net 観測点で記録された微動を解析した．微動の決定の際には，ハイブリッド法［Maeda and Obara, 2009］およびハイブリッドクラスタリング法［Obara et al., 2010］による震源カタログを参照した．微動のサイズをエンベロープ振幅の時間積分で定義し，傾斜計［Sekine et al., 2010; 地震予知連絡会会報］, GNSS［Nishimura et al., 2013］で検出された短期的 SSE の地震モーメントとの比例関係から，微動の疑似モーメントを地震モーメントに換算した．傾斜計と GNSS 両方で検出された SSE についてはそれらの地震モーメントの平均値を用い，片方のみで検出された SSE については，各地域での平均値のトレンドに合うように地震モーメントの補正を行った．微動の疑似モーメントから換算して求めた解析期間中の累積地震モーメント解放量から，$\dot{M}_0 = \mu \dot{U} S$（$\dot{M}_0$：地震モーメント解放速度，$\mu$：剛性率，$\dot{U}$：すべり速度，$S$：断層面積）を用いて平均すべり速度を計算した．

結果・考察

東海，紀伊北部，紀伊中部・南部，四国東部，四国中部・西部の 5 区分で求めた微動のモーメントから地震モーメントへの換算率を用いて平均すべり速度を推定した．すべり速度は PHS プレートの収束速度とすべり欠損速度の差と概ね整合的であり，Ishida et al. [2013］で報告された紀伊南部での速度間の不一致は本研究で新たに求めた換算率 4.8 ± 0.3 [$\times 10^{16}$N/m/s］を用いることにより解消された．このことから西南日本下のプレート境界遷移領域において，プレートの沈み込みで蓄積した歪は SSE によって定常的に解放されていると考えられる．

また，微動と SSE のモーメントの比である換算率の大小には地域性が見られ，特に紀伊半島で小さい．また，紀伊半島下では PHS プレートの急傾斜，異常な低温領域が報告されている［Ji et al., 2016］．以上のことから，プレートの沈み込みに伴うプレート境界面やスラブ内の温度構造と SSE による微動の励起効率間の関係性が示唆される．

謝辞: 解析には防災科学技術研究所の Hi-net の連続地震波形記録を使用させて頂きました．西村卓也准教授には GNSS による解析結果を提供して頂きました．記して感謝いたします．

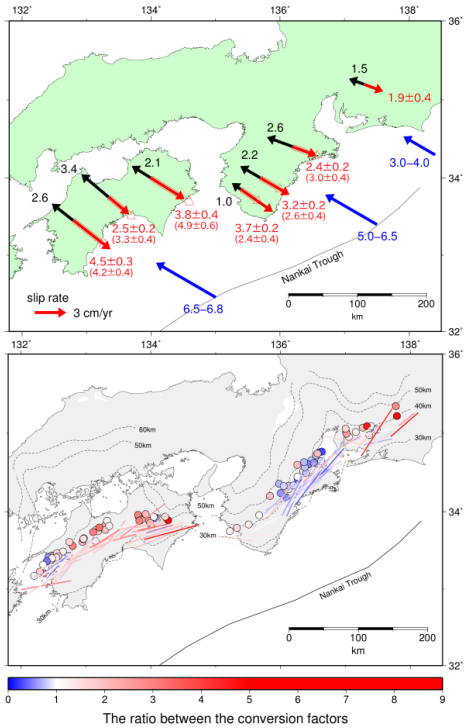


Fig. 1
(上図）矢印は本研究で推定したすべり速度（赤），先行研究のすべり速度（白抜き），PHS プレート収束速度（青），すべり欠損速度（黒）を示す．
(下図）各 SSE で求めた換算率について，全地域の SSE から求めた換算率 4.0 ± 0.2 [$\times 10^{16}$N/m/s］との比の空間分布を示す．丸印と実線は SSE 断層面の中心と上端，等深線は PHS プレートのモホ面を示す［Shiomi et al., 2008］．

S08−P10

浅部超低周波地震のCMT解とその安定性

#竹尾明子・前田拓人・小原一成（東大地震研）

CMT solution and its robustness of shallow very low frequency earthquakes

#Akiko Takeo, Takuto Maeda, Kazushige Obara (ERI, UTokyo)

はじめに

超低周波地震は主に沈み込み帯において周期10-100秒で観測されるM3-4級の地震であり(Obara and Ito 2005)，スロー地震の一種として考えられている(Ide et al. 2007)．震源の深さ30–40kmの深部超低周波地震についてはプレート境界滑りと矛盾しないCMT解が安定して求まっている(Ito et al. 2007; Ide and Yabe 2014)．一方で海溝沿いの深さ5–10kmで発生する浅部超低周波地震については様々なCMT解が求まっており，震源断層がプレート境界にあるのか分岐断層なのかについても議論の余地がある(Ito and Obara 2006; Sugioka et al. 2012)．本研究ではCMT解析の安定性を検証するため，実データのCMT解析と３次元構造を用いた数値計算を行った．

CMT解析

解析領域を日向灘に絞り，地震波形記録としては西南日本のF-net広帯域地震計記録および四国西部の臨時広帯域観測点３点を用いた(図)．まず，2015年1月から2016年6月の周期20–50秒の波形に対して，1次元構造の波形によるCMT解析とマッチドフィルター解析を組み合わせたイベント検出を行い，水平方向の相対位置を決定した．次に，最も震央が集中する点から半径20km以内のイベントについて，その発生時刻前後の波形を観測点・成分毎にスタックしてCMT解析を行った．その結果，周期40–80秒や50–100秒の長周期においてはCMT解が安定して求まり，断層面はほぼ水平もしくは垂直と推定された．一方の周期20–50秒においてはCMT解の走向や傾斜角がスタック数やスタック領域に依存して変化し，安定性が低くなった．

数値計算

浅部超低周波地震の波動場は海水や付加体などの不均質構造の影響を受けていると考えられる．そこで，3次元構造として全国１次地下構造モデル(Koketsu et al. 2012)を用いた3次元差分法 (Maeda et al. 2014)で波形計算を行った．震源としては，CMT解析で得られた超低周波地震のうち代表的なものを用い，傾斜角は10度を仮定した．その結果，観測波形の分散性を定性的に説明可能な波形が得られた(図)．得られた陸上波形を観測データとして1次元構造波形によるCMT解析を行った結果，周期40–80秒や50–100秒の長周期においては仮定した震源を復元できた．一方の周期20–50秒においては傾斜角が20度以上と求まり，このような短周期帯では通常の1次元構造によるCMT解析で断層面を推定するのは不適切であることを示した．

まとめ・今後の展望

以上の結果により，日向灘の超低周波地震のCMT解析は周期40秒以上が適切であり，得られるCMT解はほぼ水平なプレート境界面の滑りと矛盾しないことが示された．一方で周期20–50秒帯域はS/Nが高く，個々のイベントのCMT解析には必須である．今後は短周期の分散性を3次元構造による数値計算でより正確に再現し，3次元構造に基づくCMT解析(Sugioka et al. 2012)を定常解析として実現する必要がある．

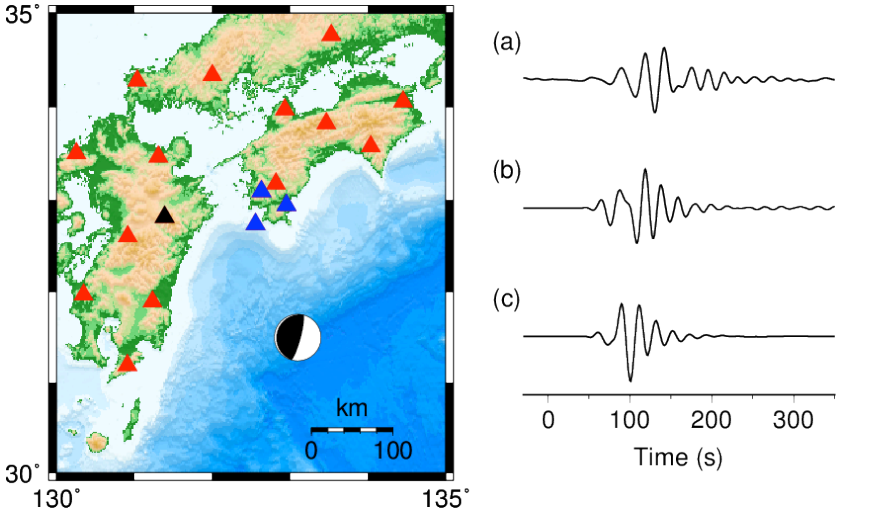


図 使用したF-net観測点（赤三角）と臨時観測点（青三角）および３次元波形計算で仮定したCMT解．波形はF-netのTKD観測点（黒三角）上下動の周期20-100秒の(a)観測速度波形例，(b)3次元構造による数値計算波形，(c)1次元構造による数値計算波形．

S08－P11

地震・超低周波地震の長周期/短周期エネルギー比とその分布

#浅野陽一・松澤孝紀（防災科研）

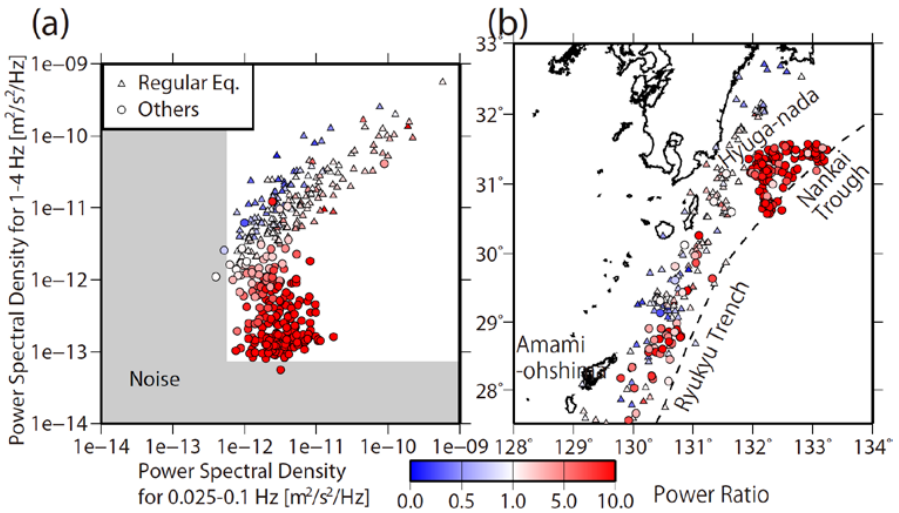
Long- to short-period power-spectral ratios of interplate events in and around the regular to very-low frequency earthquake transition zone in southwestern Japan

#Asano, Y., T. Matsuzawa (NIED)

日向灘から南西諸島北部域においてはプレート間の地震・超低周波地震活動が比較的活発であり，しかもそれらは比較的近接した場所で発生している．このような場所における地震と超低周波地震との棲み分けや，両者の中間的な震源スペクトル特性を持つようなイベントの有無を調べることは，プレート間すべりの多様な振る舞いを理解する上で重要と考えられる．そこで我々は，この地域で発生するイベントを短周期成分と長周期成分のエネルギー比という簡易な指標で評価し，その分布の特徴を調べたので報告する．

解析には，広帯域地震観測網（F-net）および防災科研・鹿児島大学の合同観測による臨時点の 2014 年 5 月から 2016 年 7 月の広帯域速度記録を使用した．まず初めに，通過帯域 0.02～0.05 Hz のバンドパスフィルタを通した記録波形に浅野・他（2015）の手法を適用し，発生時刻と位置が既知の地震・超低周波地震をテンプレートとして，これらと類似した波形を持つ未知イベントの探索と位置推定を行った．次に，検出されたイベントについて，震央距離 400 km 以内の観測点の原記録から該当する位相を含む 120 秒間を切り出してパワースペクトルを評価した．そして，短周期成分（1 - 4 Hz）および長周期成分（0.025 – 0.1 Hz）それぞれの平均パワースペクトル密度を全観測点について平均した後に，長周期成分の平均パワースペクトル密度／短周期成分の平均パワースペクトル密度（以下，パワー比）を評価した．直前のノイズ部分についても同様の解析を行い，ノイズ部分に対して十分な S／N 比に達しないイベントは除去した．このようにして，最終的に 391 個のイベントについて結果を得た．このうち，高感度地震観測網（Hi-net）によるルーチン処理震源カタログ上の通常の地震と対応するイベントは 178 個であった．

解析の結果，地震と対応するイベントの多くはパワー比が 1 前後またはそれ以下，超低周波地震とみられるそれ以外のイベントの多くはパワー比が 5 以上となり，パワー比が地震・超低周波地震の分類に有効であることが分かった（図）．分布の特徴は従来の結果［例えば，浅野・他（2015）］とほぼ整合的であるが，奄美大島北東沖では北緯 29 度付近を境にして北側では地震が，南側では超低周波地震が発生している．また，その遷移域付近にはパワー比が 2 ～ 5 といった中間的な値のイベントも分布している．詳細には各種減衰を考慮した丁寧な検討が欠かせないものの，上述の中間的な振幅比は地震と超低周波地震との中間的なイベントを見ている可能性がある．



図．（a）長周期成分および短周期成分の平均パワースペクトル密度とパワー比，（b）検出されたイベントの震央分布と各イベントのパワー比．三角印はカタログ上の通常の地震と対応するイベント，丸印はそれ以外を表す．カラースケールはパワー比を表す．

S08－P12

東北沖地震で誘発された山形-福島県境群発地震の震源域における応力降下量およびb値の時間変化と摩擦強度

#吉田圭佑・齊藤竜彦・浅野陽一（防災科研）・長谷川昭（東北大予知セ）

Temporal variation of stress drop, b-value and frictional strength in the Yamagata-Fukushima border earthquake swarm

#Keisuke Yoshida, Tatsuhiko Saito, Youichi Asano (NIED),
and Akira Hasegawa (Tohoku University)

2011 年東北沖地震後に山形-福島県境付近で活発化した群発地震活動（図 1)には、その発生に、深部から上昇してきた流体による摩擦強度の低下の影響が深く関わっている可能性が指摘されている。その根拠は次のようである：1）東北沖地震による Δ CFF が、大半の地震に対して負であるにも拘わらず活発化している（Terakawa et al., 2013), 2) 東北沖地震発生から活発化までの間に 7 日間の遅れが見られる, 3）震源が migration している（Okada et al., 2015), 4）震源域がカルデラ直下に位置する（吉田・ほか, 1999)。

震源域における摩擦強度の情報をより直接的に引き出す目的で、吉田・長谷川（2015, SSJ), Yoshida et al. (2016, submitted)は、メカニズム解の多様性を基に強度の相対値の時間発展の推定を試みた。その結果、活動開始時に大きく低下した強度が徐々に増加していく傾向を得た（図 2)。このことは、東北沖地震後に深部から供給された流体により減少した強度が、拡散に伴い回復してきたことを意味すると解釈できる。

地球内部の摩擦強度を反映する可能性がある独立なパラメータとして、地震の応力降下量と b 値がある。応力降下量が強度と直接関係するかどうかは必ずしも定かではないが、少なくともその上限は強度により規定されると考えられ、強度との間に何らかの関係を持つ可能性がある。実際、カリフォルニアにおいて、応力降下量が高間隙水圧の予想される熱水地域に近づくほど低下すると言う報告がなされているし（Chen and Shearer, 2011)、2008 年岩手・宮城内陸地震震源域においても、独立に推定された強度との間の相関関係が見出されている（吉田・ほか，2014, JpGU)。b 値についても、自然地震に見られるばらつきの意味の理解は簡単でないものの、岩石実験および理論的考察により応力と逆相関する性質を持つことが指摘されている（Scholtz, 1968 and 2015)。

本講演では、山形-福島県境付近で発生した群発地震活動において、強度との対応をみるために、応力降下量・b 値の時間発展を調べたので、その結果を紹介する。

最初に、地震の震源速度スペクトルを推定し、得られたコーナー周波数を用いて応力降下量を求めた。震源速度スペクトルを求める具体的な手順は、Takahashi et al. (2005) に従った。まず、震源域周辺の Hi-net 観測点 29 点と、震源域で発生した M_{JMA} 3.5~4.5 の 19 個の地震を用いて、コーダ規格化法（Aki, 1969 ; Aki & Chouet, 1975; Philipps & Aki, 1986)に基づき、サイト増幅特性と S 波エネルギーの距離減衰を求めた。次に、M_{JMA} が 2.0-3.0 の 1,581 個の地震の 3 成分 S 波波形を用いて震源速度スペクトルの推定を行い、得られたスペクトルに対して Brune (1970)による ω^{-2} モデルのフィッティングを行い、543 個の地震のコーナー周波数を求めた。そして、得られたコーナー周波数と、気象庁マグニチュードから見積もった地震モーメントを用いて、Sato and Hirasawa (1973), Eshelby (1957)による関係式に基づき、応力降下量を求めた。得られた応力降下量の平均値の時間変化を求めると（図 3)、活動開始直後に最も低く、それが増加する傾向が得られた。

次に、震源域での b 値の時間発展を調べた。G-R 式のフィッティングに基づいて、下限マグニチュード Mc=2.0 の下で catalogue completeness に問題が無いことを確認した後、b 値の時間変化を求めた（図 4)。得られた b 値は、活動初期において、b=2 程度の高い値を示すが、それが時間と共に減少して、b=1 程度に落ち着く。

結果、応力降下量、b 値、そして地震のメカニズム解から求めた摩擦強度の全てが、顕著に時間変化する傾向が得られた。それぞれの振る舞いは、震源の migration から示唆されるような強度の時間変化を反映していると考えることにより、統一的に理解できる。このことは、地震のメカニズム解・応力降下量・b 値が、それぞれ地球内部の摩擦強度の情報を含み、それらから強度の情報が抽出され得ることを示唆する。

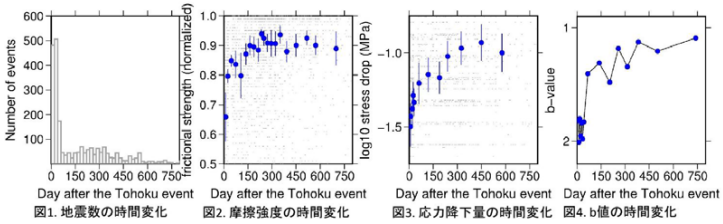


図1. 地震数の時間変化　図2. 摩擦強度の時間変化　図3. 応力降下量の時間変化　図4. b値の時間変化

S08－P13

応力場の時間変化に基づく御嶽火山のモニタリング

＃寺川寿子・山中佳子・前田裕太・
堀川信一郎・松廣健二郎・奥田隆（名大環境）

Monitoring eruption activity from temporal stress changes at Mt. Ontake volcano

#Toshiko Terakawa・Yoshiko Yamanaka・Yuta Maeda・
Shinichiro Horikawa・Kenjiro Matsuhiro・Takashi Okuda (Nagoya Univ.)

火山噴火は，たとえ小規模であっても大災害を引き起こすことがある．2014 年 9 月 27 日の御嶽山噴火は，火山学的にはそれほど大きくない中規模噴火であったが，秋の行楽シーズン中の晴天に恵まれた土曜日正午近くに発生したこともあり，過去 90 年で国内最悪の火山災害となってしまった．火山の観測を通じて噴火予測に貢献する手法の確立が望まれる中，地震観測を通じて火山の状態を把握する研究が数多くなされてきた．しかし，火山性地震の種類/活動度の推移の傾向から大まかな噴火過程の予測は行われているものの，不確定性が大きいのが現状である．そこで，我々は，地震のメカニズム解から御嶽山直下の局所応力場の時間変化を定量的に評価するという試みで，火山活動と応力場の関係を明らかにし，火山噴火の予測に役立てることを目指している．

火山直下の局所応力場は，一般に，プレート運動に起因する広域応力場と火山活動に起因する応力変動場との重ね合わせである．数週間から数年といった中短期的時間スケールでは，広域応力場は時間変化しないと思ってよい．したがって，火山直下の局所応力場が時間変化すれば，それは火山活動と直接結びつく．この考えに基づき，我々は，御嶽山周辺域の広域応力場を基本応力場とし，火山構造性地震（VT イベント）のメカニズム解のミスフィット角を計算し，局所応力場の広域応力場からのずれを測る指標とした．ミスフィット角を用いると，2 階のテンソル量である応力場の時間変化を（簡易的ではあるが）スカラー量で定量的に評価することができる．この方法で局所応力場の時間変化を調べたところ，噴火前の約 2 週間には火山活動の活発化により広域応力場を乱す東西引張の応力変動場が形成されていたことや，噴火後は広域応力場に支配されて地殻が収縮することなどがわかった（Terakawa et al., 2016）．

本研究では，2014 年の噴火から約 2 年間に亘って VT イベントのメカニズム解を推定し，局所応力場の時間変化を調べた．この結果，2014 年の噴火以降にも，複数の期間で火山活動による有意な応力変動場が形成された可能性があることがわかった．これらの具体的な期間は，2014 年 11 月，2015 年 1～2 月, 2015 年 6～7 月, 2015 年 10～11 月, 2016 年 1～3 月頃（2016 年 4 月以降のデータは順次解析中）である．このデータ解析期間内で，気象庁により微動が報告された時期は， 2014 年 11 月 21～23 日，2015 年 7 月 20 日（，2015 年 5 月 19 日）のみである．どちらの微動の発生時期も，火山活動による応力変動場が小さくなる時期と重なる．微動は噴火と深い関係があると考えられ，両者が同じ時期に観測された点は重要である．更に，2015 年 7 月 20 日には，気象庁により傾斜計の山上がりの変動が観測された．これらの観測事実は，2014 年の噴火後も，山体内部において何らかの膨張・減圧過程が繰り返し起きていた可能性があることを示している．今後は，テンソル量としての局所応力場変化を捉え，理論モデルとの比較を通じ，噴火に至る条件の理解を目指す．

1. Terakawa, T., A. Kato, Y. Yamanaka, Y. Maeda, S. Horikawa, K. Matsuhiro, and T. Okuda, Monitoring eruption activity using temporal stress changes at Mount Ontake volcano, Nature Communications, 7, doi:10.1038/ncomms10797, 2016.

S08－P14

2009年箱根群発地震における応力降下量の時空間分布と地震発生メカニズム

#藤岡実悠・金亜伊（横浜市大）・行竹洋平（温地研）

Spatio-temporal stress drop variation revealed the generation and migration process of the 2009 swarm activity at Hakone volcano

#Miyu Fujioka, Ahyi Kim(Yokohama City Univ.),
Yohei Yukutake(HSRI)

1. はじめに

箱根火山は約40万年以上前から活動を始めた活火山である．現在でも火山活動が活発であり，しばしば有感地震を伴う活発な群発地震が観測される．こうした背景から，群発地震の発生メカニズムを明らかにすることは，火山防災の観点からも重要な意義がある．2009年8月4日から12日にかけて箱根で発生した群発地震は，高圧な流体が断層破砕帯内に貫入・拡散することによって誘発されたことが，高精度に求められた震源の時空間分布から定性的に示された．[Yukutake *et al.*, 2011]．本研究では，この群発地震の応力降下量を求めることで，群発地震発生プロセスと流体との関連性について議論する．

2. 解析手法

対象領域は火山地帯のため地殻構造が複雑であり，かつ地形の効果を考慮に入れる必要があるため理想的なグリーン関数の計算が困難である．そのため応力降下量の推定には経験的グリーン関数法を用いて震源時間関数を見積もり，断層半径に換算する手法を用いた．本研究では，経験的グリーン関数の選出条件をモーメントマグニチュードの差が1以上，波形の相互相関係数が0.6以上とした．

3. 結果

見積もられた応力降下量は一般的な地殻内地震と比べ低い値を示した（図1）．この結果から流体の貫入による有効法線応力の低下による群発地震発生プロセスが示された．さらに，応力降下量の値に時空間変化が見られ，震源の拡散とともに応力降下量の値が徐々に大きくなっていることがわかった（図2・3）．このことから断層帯内への流体の貫入に伴う間隙水圧の上昇が主要因となり，その後は流体の拡散に伴い間隙水圧が低下する一方で初期に発生した群発地震による応力変化が関係している可能性が示唆され，Yukutake *et al.*, 2011で示された群発地震発生プロセスと調和的であった．

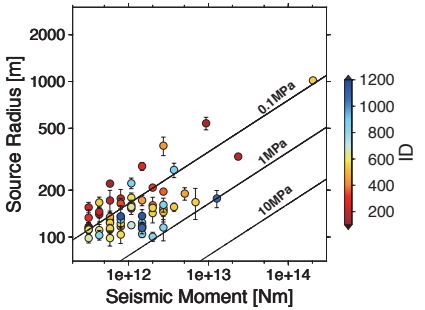


図1．見積もられた応力降下量

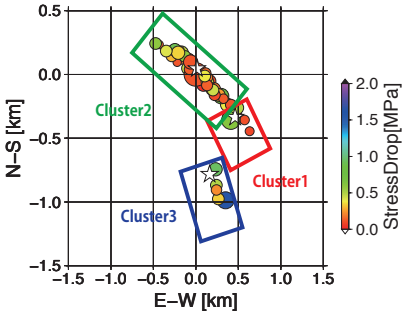


図2．震源分布

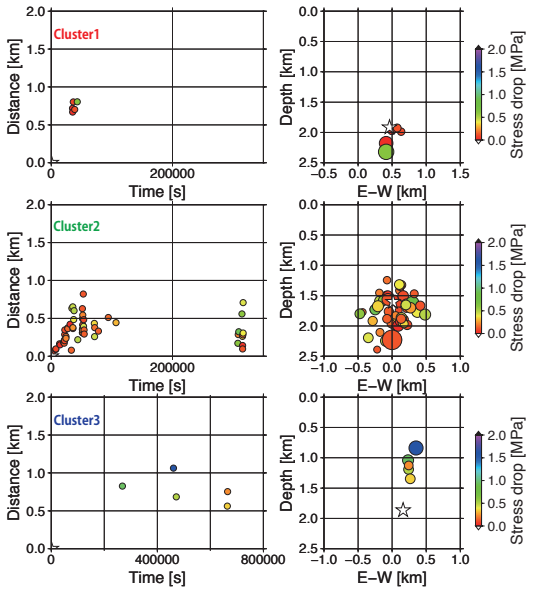


図3．各Clusterごとの時空間分布と深さ分布

S08－P15

2011年に観測された黒部湖周辺における地殻構造変化と活発化した地震活動の関係

#佐藤和悦・金亜伊（横浜市大）・大見士朗（京大防災研）

Did the temporal crustal structure change cause the Oct. 2011 Kurobe Reservoir seismicity?

#Takanobu Sato, Ahyi Kim (Yokohama City Univ.),
Shiro Ohmi (DPRI, Kyoto Univ.)

１．はじめに

2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震直後より飛騨山脈の大部分で地震活動が活発化し，一ヶ月以上継続した．しかし同年 10 月には富山県東部の黒部湖周辺で 3 月の活動以上に活発な地震活動が観測された．この活発化の範囲は限定的で，その他の地域では見られなかった．また黒部湖周辺に活断層は認められておらず，Mj5.0 以上の地震が発生したのは 1960 年代に行われた黒部湖への貯水に伴う地震活動以来約 50 年ぶりである．そこで本研究では黒部湖周辺における地殻構造変化について調査し，活発化した地震活動との関係性を明らかにしていく。

２．解析手法

黒部湖周辺で発生した地震のうち 2011 年 3 月から 9 月の間に発生した Mj1.0 以上の地震と、10 月に発生した Mj1.5 以上の地震、計 264 個を解析対象とした。hypoDD[Waldhauser, 2001]による相対震源決定を行った後、P 波初動極性から HASH[Hardebeck and Shearer, 2008]を用いて発震機構解の計算を行った。以降の解析で使用する波形は東京大学地震研究所黒四観測点(E.KYJ, 高感度速度型地震計 3 成分)の波形である。

始めに S 波スプリッティング解析を行った。MFAST [Savage, *et.al.*, 2010]を使用して各イベント波形に対して 0.2-0.8Hz のフィルタをかけた後、グリッドサーチから極性方向 ϕ と S 波遅延時間 δt を求めていく。

続いて P 波初動パルス幅の測定を行った。各イベント波形における P 波到着後の半周期を P 波初動パルス幅 τ とし、減衰係数 Q を含む cQ^{-1} を見積もる。ここでは cQ^{-1} の大きさと震央方位について議論する。

最後にクーロンの破壊応力変化(ΔCFF)の計算を行った。Mw4.7 の 2 つの地震により生じた ΔCFF を、得られた震源情報および発震機構解を用いて Coulomb3.3[Lin and Stein, 2004; Toda *et.al.*, 2005]から計算する。

３．結果

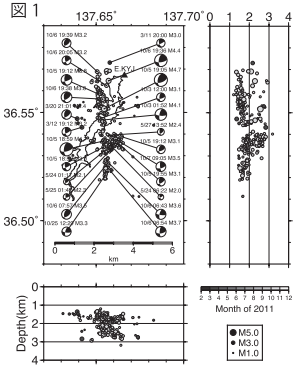
図 1 は震源決定結果および発震機構計算結果である。震源は黒部湖を跨ぐように南北に 6km、深さ 1-3km に分布した。震源分布と発震機構解から、黒部湖周辺には南北方向に走向を持つ断層帯の存在が示唆された。

図 2 は S 波スプリッティング解析結果であり、9 月以前(A)と 10 月(B)に分けて表示してある。断層帯を通過してきた場合、極性方向は断層の走向方向を示し、9 月の結果は南北の走向方向と調和的である一方、10 月は 90 度回転する結果となった。90 度回転の要因としては、水の浸透に伴う間隙水圧の上昇がある。

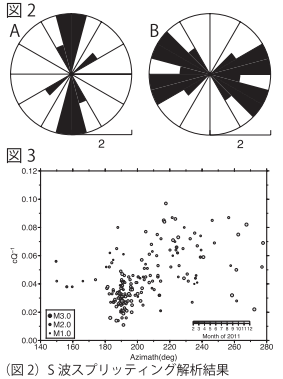
図 3 は P 波パルス幅から見積もった cQ^{-1} を、震央方位でプロットしたものである。震央方位 180-200 度は cQ^{-1} が小さいため経路内の減衰が弱く、震央方位 200-240 度は cQ^{-1} が大きいため減衰が強い結果となった。

図 4 は ΔCFF の計算結果のうち、多くの地震が発生した深さ 1.5km の横断面である。この結果から 10 月の地震活動は、Mw4.7 の 2 つの地震の破壊域に加えて ΔCFF が増加した領域で発生したものであった。

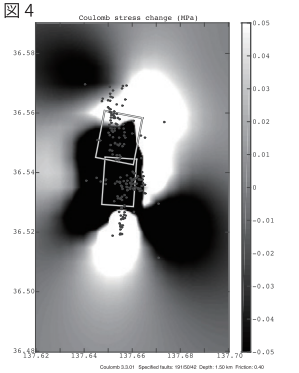
以上から、2011 年 10 月までに黒部湖直下で水の浸透に伴う間隙水圧の上昇が起こり、地震が発生しやすい環境が整ったのだと考える。



（図 1）震源決定結果および発震機構計算結果



（図 2）S 波スプリッティング解析結果
A：2011 年 9 月以前　B：2011 年 10 月
（図 3）cQ^{-1}の震央方位依存性



（図 4）ΔCFF 計算結果

S08−P16

Spatio-temporal foreshocks distribution of the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on the OBS observation

#Debebe Kifle Atnafu, Ryota Hino, Yusaku Ohta, Ryosuke Azuma (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara (ERI) and Yoshihiro Ito(DPRI)

Preceding the 2011 Tohoku-Oki earthquake on March 11 2011, clear foreshock activities recognized in several previous studies (e.g. Kato et al., 2012, Ohta et al., 2012, Ito et al., 2013). In this study, we report the detail temporal and spatial characteristic of the foreshock activities deduced from the Ocean Bottom Seismometer (OBS) network deployed in the area of the foreshock seismicity.

We used the offshore data obtained from the 18 OBSs for the arrival time data of P and S wave. Those data were analyzed by two different hypocenter relocation methods, a conventional inversion of absolute arrival times using a Bayesian most likelihood algorithm (HYPOMH, *Hirata and Matsu'ura*, 1987) and the double-difference method (hypoDD, *Waldhauser and Ellsworth*, 2000) successively to have more improved and reliable distribution of the foreshock activities.

Initially, there were 1,416 total of events, including the mainshock, M 9.0 recorded by the 18 OBS stations. The targeted foreshock events were selected according to the catalog provided by *Kato et al*. (2012) based on the event detection using the onshore seismic network. 1,307 of the earthquakes in the catalog could be detected by the OBS data and 1,108 of them were relocated by HYPOMH with enough reliability to discuss about their distribution. In the second round hypocenter determination, using hypoDD method, the total number of successfully determined earthquakes was 1,102. In the relocated results, in particular after applying the hypoDD technique, the focal depth distribution could be significantly improved. We show the hypocenter distribution determined by hypoDD technique in Figure 1.

Before the occurrence the largest foreshock (M 7.3) on March 9, the epicenters were mainly concentrated in the up-dip portion of the foreshock zone and outside of the co-seismic slip zone of the M 7.3 largest foreshock. These foreshocks were found to be located in the zone of the slow slip event (SSE) (*Ito et al*., 2013), which occurred during the similar time period to the foreshock activity.

After the occurrence of the largest foreshock, a large number of earthquakes occurred in the up-dip, northeastern side of the co-seismic slip distribution of the largest foreshock, whereas some occurred in the southwestern side, mostly in the down-dip side of the post-seismic slip of the M 7.3 largest foreshock. Based on time-space analyses of the foreshock epicenter distribution, a migration sequence was identified in the foreshock in the southwestern area. Initially, the activity migrated towards south almost along the trench strike direction but the direction eventually changed to more down-dip. We speculate that the migration process was caused by growth of aseismic slip, which triggered not only small but also large earthquakes and that mainshock could be one of them, however the speculation must be examined by more detailed future studies.

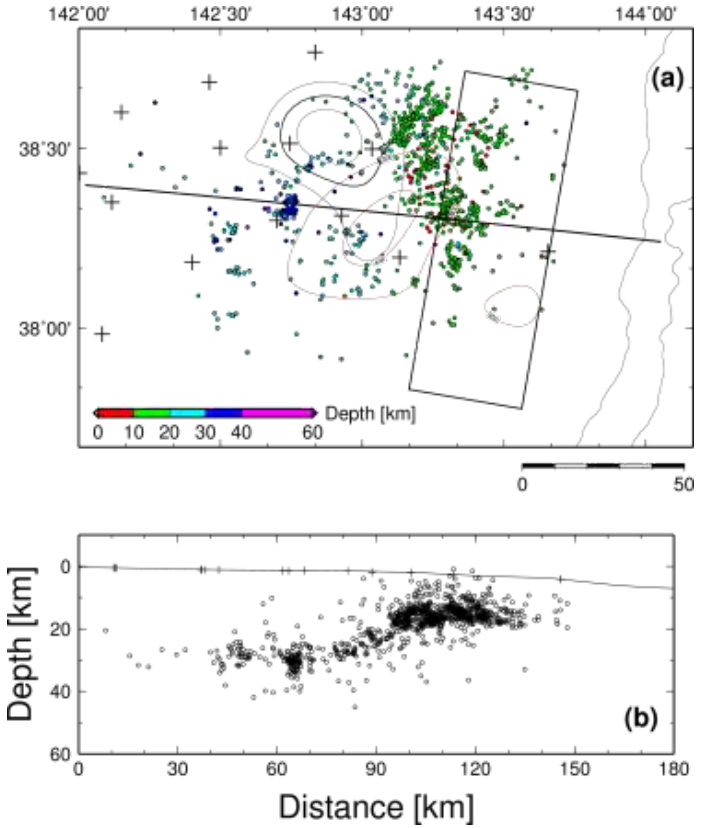


Figure 1 (a) Relocated hypocenter distribution of the entire foreshock activities before the 2011 Tohoku-Oki earthquake obtained from hypoDD technique. The red and black contours denoted the co and postseismic slip distribution of the largest foreshock, respectively. The rectangle denotes the fault of the slow slip event. (b) Vertical cross section of the relocated hypocenter distribution along the line in figure 1(a).

S08－P17

大型二軸摩擦実験において観察された前震の特徴

#山下太・福山英一・徐世慶・（防災科研）・川方裕則（立命館大）・
溝口一生（電中研）・滝沢茂（防災科研）

Characteristic activity of foreshocks observed in large scale biaxial experiments at NIED

#Futoshi Yamashita, Eiichi Fukuyama, Shiqing Xu (NIED), Hironori Kawakata (Ritsumeikan Univ.), Kazuo Mizoguchi (CRIEPI), Shigeru Takizawa (NIED)

はじめに

近年，巨大地震に先行し，その震源域でスロースリップや前震活動が観測されている（例えば，Bouchon *et al*., 2011, Science; Kato *et al*., 2012, Science; Ito *et al*., 2013, Tectonophysics）．また，プレート境界型地震の約70%では，地震前に地震活動が活発化しているとの報告もなされている（Bouchon *et al*., 2013, Nature Geoscience）．このような活動は来たるべき巨大地震の情報を我々に提示するものであり，防災上，極めて重要であるものの，その発生メカニズムは必ずしも明らかとはなっていない．防災科学技術研究所では，これらのメカニズム解明を目的の一つとし，所有する大型二軸摩擦試験機を用いたスティックスリップ実験がおこなわれている．これまでの実験により，高垂直応力下ではスロースリップが，低垂直応力下では前震活動が卓越する傾向にあることが示されている．一方で，どちらの活動がより卓越するかは模擬断層面が過去に受けてきたダメージや摩擦すべりによって生成されるガウジに依存することも明らかになってきた（Fukuyama *et al*., 2014, AGU fall meeting）．本研究では，断層面上のダメージと前震活動との関係についてさらに調査を進めた．

実験方法

岩石試料として接触面が長さ1.5 m，幅0.1 mとなる二つの直方形の変はんれい岩を用いた．当初，模擬断層面は起伏が10 μm以下となるように成形されたが，複数の実験を同じ岩石試料を用いて繰り返しおこなったため，断層面の粗さは摩擦すべりによって発達していった．垂直応力6.7 MPa，載荷速度0.01 mm/sの条件下において3回1組で連続した実験をおこない，各組の実験の間には，断層面の成熟度を加速させるための高速かつ長距離の摩擦すべり実験をおこなった．各実験後，断層面上に分布したガウジおよび条線分布を調べるための写真撮影をおこない，その後，全てのガウジを回収した．さらに，感圧紙（Fujifilm PRESCALE LW）を用いて断層面上の初期圧力分布を記録した．下側の岩石試料側面には，断層に沿って40 mm間隔でピエゾ圧電素子を貼り付け，摩擦すべりに伴う微小破壊（AE）を観測した．観測点数は片面32点ずつ，計64点であり，全信号を10 MS/sで連続収録した．

解析結果

断層面の成熟度を加速させるステージを二度経験したLB12-012を対象とし，摩擦実験によって生成されたガウジおよび条線の分布と，ピエゾ素子を用いて観測した前震の震源分布とを比較した．LB12-012では，巨視的には117個のスティックスリップイベントが発生したのに対し，前震は400個以上が確認された．AE波形が最初に到達した観測点は断層の両端近くに加え北側の側面に集中していた．これらの領域では感圧紙を用いた調査により初期圧力が比較的高かったことが示されており，さらに実験後の観察から，実験中に生成されたガウジがより多く生成されたことが明らかとなっている．したがって前震は，摩擦すべりによって断層面から岩石粒子が引きはがされ，それが粉砕されることによって発生していることが示唆される．

ガウジと前震活動の関係をさらに調査するため，直前の実験で生じたガウジを取り除かずに実験を実施したLB12-011の前震活動と比較をおこなった．LB12-011の実験条件はLB12-012と同じであったにも関わらず，倍以上の数の前震が確認され，より大きな前震イベントが発生していた．既存のガウジ層の存在により前震活動が活発化する傾向は，同試験機を用いた先行研究でも確認されている（Tsujimura *et al*., 2016, JpGU）．また，本震である巨視的なスティックスリップイベントの応力降下量も，LB12-012に比べ明らかに大きかった．断層中央部の6つの観測点において観測された前震のAE波形振幅と発生数とを調べ，その規模別頻度分布の特徴を示す石本-飯田式のm値を推定したところ，LB12-011のm値の方が小さい傾向が示された．すなわち，同じ力学的条件下にあっても，断層面上にガウジが存在することによって，より大きな前震および本震が発生しやすい環境にあることが示唆された．LB12-012では，断層に沿って設置されたひずみゲージアレイにより，本震に先行するスロースリップの発生も確認されている（Yamashita *et al*., 2015, AGU fall meeting）．引き続き，前震とスロースリップの関連について調査を進める予定である．

2次元動的破壊問題で必要となるXBIEM核関数の全導出

#日下部哲也・亀伸樹（東大地震研）

Derivation of all the XBIEM kernels for 2D dynamic problems

#Tetsuya Kusakabe, Nobuki Kame (ERI)

１．はじめに

最先端の地震観測研究は、地下深部の不均質構造における地震の動的破壊の開始から停止までの全過程を明らかにしつつある(例えば、南アフリカ金鉱山における極至近距離での地震観測の成功、Naoi et al., 2011)。一方、地震破壊の理論的研究は、解析の数学的困難さから、その枠組みが均質媒質中に限られてきた。媒質不均質を取り扱う地震破壊理論研究の立ち上げは急務の課題である。

２．拡張境界積分方程式法（eXtended BIEM : XBIEM）

我々は、不均質媒質中において形状自由な動的破壊解析を可能にする拡張境界積分方程式法を提案してきた（Kame and Kusakabe, 2012）。これは、従来、均質媒質中で広く応用されてきたBIEMを、媒質境界をもつ不均質構造に拡張するものである。境界を考慮した表現定理（e.g., Aki and Richards, 2002）に立ち返ると、

$$
\begin{aligned}
u_q(\boldsymbol{x},t) \;=\; & \int_0^t d\tau \int_\Gamma d\Gamma(\boldsymbol{\xi})\; \Delta u_i(\boldsymbol{\xi},\tau) n_j(\boldsymbol{\xi}) c_{ijkl}(\boldsymbol{\xi}) \frac{\partial}{\partial \xi_l} G_{qk}(\boldsymbol{x},t-\tau;\boldsymbol{\xi},0) \\
& + \int_0^t d\tau \int_S dS(\boldsymbol{\eta})\; T_p(\boldsymbol{\eta},\tau) G_{qp}(\boldsymbol{x},t-\tau;\boldsymbol{\eta},0), \\
& - \int_0^t d\tau \int_S dS(\boldsymbol{\eta})\; u_i(\boldsymbol{\eta},\tau) n_j(\boldsymbol{\eta}) c_{ijkl}(\boldsymbol{\eta}) \frac{\partial}{\partial \eta_l} G_{qk}(\boldsymbol{x},t-\tau;\boldsymbol{\eta},0)
\end{aligned}
$$

である。BIEMでは断層面のすべりが震源になる（右辺第1項）のみであるが、XBIEMでは媒質表面でのトラクション（右辺第2項）及び変位（右辺第3項）が新たに震源になる。境界での変位に関する項は従来のBIEM核関数を用いて表すことができるので、XBIEMではトラクションが震源になる項を新たに求める必要がある。

３．2次元の面外・面内変形における全てのXBIEM核関数の導出

2次元の面外・面内変形において、時空間4半象限で単位トラクション入力に対する媒質内部の変位及び応力の応答関数（XBIEM核関数）を導出する。核関数を系統的に導出するための基本となる応答関数として、時空間4半象限の単位トラクションレート入力に対する変位応答関数

$$
I^{u_q:\dot{T}_p}(x_1,x_2,t) = \int_0^\infty ds \int_0^t d\tau\; \tau H(s) H(\tau) G_{qp}(x_1-s,x_2,t-\tau)
$$

を考える。この基本応答関数において、2重積分は解析的に評価でき結果は初等関数で表される。本研究では、破壊解析に必要となる全てのXBIEM核関数（及び、従来のBIEM核関数）が、この基本関数の微分操作のみにより導出できることを示す。これにより、既往の面外核関数に加えて、面内核関数の解析表現式を完全に得られることになる。

４．Hirano and Yamashita (2015)との比較

Hirano and Yamashita (2015)は、二層媒質中の面外変形に対する弾性波応答（グリーン関数）を考え、媒質境界を横切る動的破壊問題（破壊速度が運動学的に与えられる）に取り組んだ。彼らの解析解と我々のXBIEM核関数を用いた数値解との比較はよい一致を示している。

References

Aki, K. and Richards, P., Quantitative Seismology, 2nd. Ed., pp. 700, University Science Books, Sausalito, California

Hirano, S. and Yamashita, T., 2015, Dynamic antiplane rupture propagation crossing a material interface: modeling with BIEM, Geophys. J. Int., 200(2), 1220-1223, doi: 10.1093/gji/ggu471.

Kame, N. and Kusakabe, T., 2012, Proposal of Extended Boundary Integral Equation Method for Rupture Dynamics Interacting With Medium Interfaces, *Journal of Applied Mechanics*, doi: 10.1115/1.4005899.

Naoi, M., Nakatani, M., Yabe, Y., Kwiatek, G., Igarashi, T. and Plenkers, K., 2011, Twenty thousand aftershocks of a very small (M2) earthquake and their relation to the mainshock rupture and geological structure, Bull. seism. Soc. Am., 101(5), 2399-2407

S13－P01

昭和南海地震の際の熊本県での温泉異常

#加納靖之（京大防災研）

Hot Spring Anomaly Observed Around Kumamoto Prefecture Associated with the 1946 Nankai Earthquake

#Yasuyuki Kano (DPRI, Kyoto Univ.)

大地震が発生すると，震源の近傍あるいは遠くはなれた場所で，地下水や温泉の異常が観察されることがある．あらわれる異常はさまざまで，水位（水圧）の上昇・下降や流量変化，温度変化，あるいは色や成分の変化などが生じる．水路局（1948)は，昭和南海地震の際，伊勢湾から九州東岸および瀬戸内海の沿岸などの各地で，井戸水（地下水）の変化があったことを報告している．ここでは，昭和南海地震の際に，熊本県において発生した温泉異常と，その発生メカニズムについて検討する．

『熊本県災異誌』[熊本測候所(1952)]では，「地震の部」の「242 昭和二十一年十二月二十一日（1946年)」の項に「南海道大地震、震源紀州南方沖、（中略）温泉地下水には異常をきたした所が多い。(後略)」と記録されており，温泉の異常は表にまとめられている．異常等が報告されている温泉は，現在の人吉市，熊本市，天草市，八代市，玉名市，水俣市，小国町に位置している．15か所の温泉について，湧出量，色，温度の状態（変化）とその開始日・終了日が記されている．これらの異常が報告された日時は温泉によって異なるが，同年12月23日から翌1947年1月6日であり，地震発生後数日から半月程度の変化を報告したものである．

湧出量の変化を図にまとめる．湧出量が増加した地点に黒丸，減少に白丸，変化なしに×を描いた．地震当日の12月21日に変化がおこり，10日以上まで継続したものが多い．色の変化については15か所のうち10か所で変化が報告されている，地震時あるいは直後に，変色（薄茶色，乳白色，サビ色，赤土色，黒色）あるいは濁り，地震後に元にもどった1か所を除き，10日以上継続したものが多い．

地震による地下水の異常は，断層運動による静的なひずみ変化か，動的なひずみ変化によって説明されることが多い．Sagiya and Thatcher（1999）の断層モデルを参考に，各温泉での静的なひずみ変化を計算したところ，体積ひずみにして，10^{-7}前後の伸びであり，一般的な間隙弾性的なふるまいをする岩盤であれば，水位変化にして最大 50 cm程度の減少が予想される[たとえば，Kinoshita et al.(2016)]．地下水位が増加すれば湧出量は増加するはずであるが，『熊本県災異誌』の記録では湧出量の増減が入りまじっており（図)，静的ひずみによる間隙弾性的な効果だけで説明することは困難である．動的なひずみ変化（簡易的な指標として震度に着目すると，南阿蘇村中松，熊本市京町，人吉市城本町で震度4）によって局所的に岩盤の透水性が変化し，地下水圧や流量が変化したために温泉の湧出量が変化した可能性も検討する必要がある．

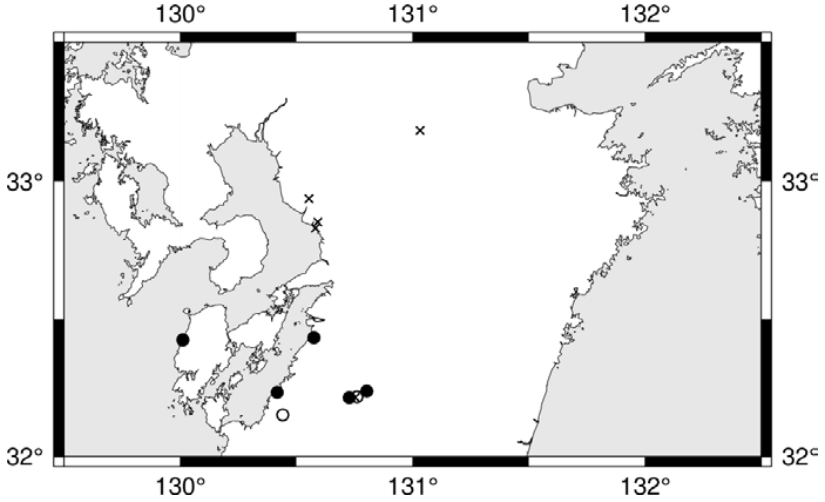


図.『熊本県災異誌』に記録された温泉の湧出量の増減.

謝辞：『熊本県災異誌』は九州大学附属図書館の蔵書を借用し閲覧しました．震度データは気象庁の「震度データベース検索」から取得しました．

参考文献：Sagiya and Thatcher, 1999, JGR. Kinoshita et al., 2016, GRL. 熊本測候所, 1952, 熊本県災異誌. 水路局, 1948, 水路要報増刊号.

S17−P01

1741年渡島大島の津波への簡易予測式の適用性について

#中田健嗣・勝間田明男・小林昭夫（気象研）

Application of simple predictive equations to the Oshima-oshima tsunami in 1741.

#Kenji Nakata, Akio Katsumata, Akio Kobayashi (MRI)

1741年の渡島大島の噴火の際に山体崩壊により津波が発生したと考えられており、これまで、Satake and Kato (2001, GRL) や Satake (2007, EPS) による山体崩壊の範囲の特定とkinematicモデルによる津波解析や、二層流モデルを用いた地すべりと津波の連動した解析 (松本・他, 1998, 海岸工学, Kawamata et al., 2005, Springer) などがある。これらは、北海道・東北沿岸等での古文書の記録を基にした津波高さや、海底地形を基にした堆積範囲等との比較が行われ、モデルの妥当性が評価されている。一方で、波源付近の崩壊物質の物理過程について詳細な解析をせず、理想的な条件で多数の数値実験を行い実験と整合するようにして作られた予測式で津波を予測する方法が、Watts et al. (2005, ASCE) により提案されている。この予測式によれば、海底地すべりにより発生する津波について、波源付近での最大水位沈降量や、現象を特徴的づける波長が算出できるとされており、簡易的に即時的な津波の予測には有効である。しかし、この予測式が広範囲に適用できるかについての検討は、Watts et al. (2005) や、文屋・他 (2013, 海岸工学) 等により行われているが、1741年の渡島大島の津波への適用の検討はされていない。そこで、今回、この予測式を1741年渡島大島の津波へ適用し、どの程度評価が可能かを探ることにした。

山体崩壊の発生場所や範囲の想定は、Satake and Kato (2001) によるものを用い、その想定を基に、予測式に地すべり塊の長さ、厚さ、発生場所の水深等として、平均的に与えることにした。Satake and Kato (2001) によると、崩壊した渡島大島の2.4km^{3}のうち、海面上の部分は0.4km^{3}であり、多くの部分は海面下の部分が崩壊したものとされている。そのため、今回対象とするのは、山体崩壊の岩屑なだれ現象ではあるが、Watts et al. (2005) による海底地すべりのslideモデルの予測式が近似的に適用できる可能性があると考えた。表1にパラメータと算出値の例を示す。予測式で得られた結果を初期水位として与え、水平二次元伝播計算し、Satake (2007) で示されている津波高さの観測値を参照して比較した。

表1　Watts et al. (2005) の slide モデルの予測式に与えたパラメータと算出値の例

地すべり塊長さ　b [m]	1500
地すべり塊厚さ　T [m]	150
初期の地滑り塊位置の水深　d [m]	250
斜面の角度　θ [deg]	25
地すべり塊比重　γ [-]	2.4
付加質量係数　Cm	1
抗力係数　Cd	1
摩擦角　ψ	0
初期加速度　a0　[m/s^2]	1.7
終端速度　ut [m/s]	117
特性距離　S0 [m]	8007
特性時間　t0 [s]	69
特性津波波長　λ 0 [m]	3392
地すべり塊幅　w [m]	1500
最大水位沈下量　η 0,3D [m]	29

S17－P02

1741 年渡島大島山体崩壊に伴う津波

伊尾木圭衣(産総研) ・ 谷岡勇市郎(北大) ・ 川上源太郎・加瀬善洋・仁科健二・廣瀬亘・石丸聡(道総研 地質研) ・ 柳澤英明(東北学院大)

Tsunami of the 1741 Oshima-Oshima sector collapse

#Kei Ioki (AIST), Yuichiro Tanioka (Hokkaido Univ.), Gentaro Kawakami, Yoshihiro Kase, Kenji Nishina, Wataru Hirose, Satoshi Ishimaru (GSH), Hideaki Yanagisawa (Tohoku-gakuin Univ.)

1741 年北海道渡島大島噴火による山体崩壊に伴い津波が発生した．この津波は渡島半島や津軽半島の日本海沿岸に大きな被害をもたらした．また新潟県や島根県などの日本海沿岸でも津波の被害が記録された．

渡島大島山体崩壊による地すべりと，それに伴う津波のシミュレーションをおこない北海道沿岸における津波の高さについて考察した．海底地形は渡島大島北側の海底地形調査データ(Satake and Kato, 2001)を用い，崩壊前の山体地形の復元，山体崩壊堆積物の分布，山体崩壊堆積物の体積の再見積もりをおこなった．これらの見積もりをもとに，地すべり・津波統合モデル(柳澤他, 2014)を用いて地すべり・津波シミュレーションをおこなった．その結果，計算による崩壊堆積物の分布と，海底地形データから判読した崩壊堆積物の分布は，比較的良い一致を示す．計算による崩壊堆積物の厚さは，判読した厚さより下流側(北側)に多くみられる．

また北海道奥尻島南部沿岸と檜山沿岸における津波の高さを，津波堆積物や歴史記録と比較した．計算された津波の高さは，津波堆積物が確認された高さや歴史記録による津波の高さと，比較的合う結果となった．

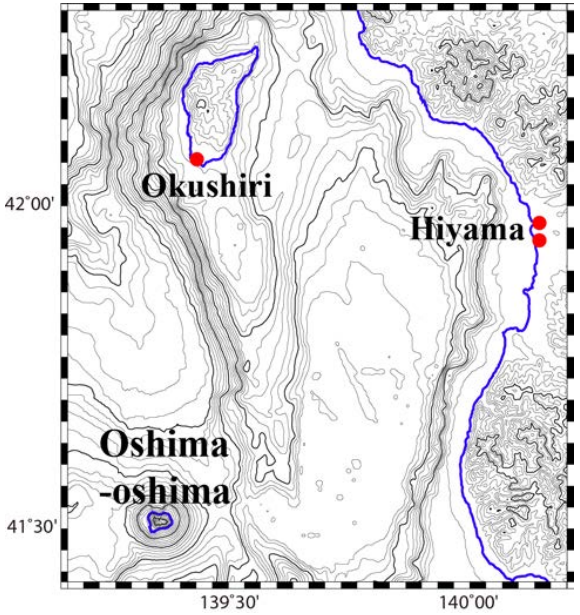


図 1　北海道渡島大島付近の計算領域．赤丸は 1741 年渡島大島噴火津波による津波堆積物が確認された地点．等高線および等深線の間隔は 100 m (黒太線は 500 m 間隔，青太線は 0 m).

S17−P03

北陸沖海域の活断層による日本海沿岸部の津波高

#Aditya Riadi Gusman・佐竹 健治（東大地震研）・室谷 智子（国立科学博物館）・石辺 岳男（地震予知振興会）

Tsunami heights along the Japan Sea coast due to off-Hokuriku faults

Aditya Riadi Gusman, Kenji Satake (ERI), Satoko Murotani (NMNS), and Takeo Ishibe (ADEP)

「日本海地震・津波調査プロジェクト」（以下，本プロジェクト）による海域構造調査や海陸統合構造調査で得られた北陸沖海域の断層モデルを用いて，シナリオ型津波シミュレーションを実施し，沿岸部における津波高分布を計算した．それぞれの断層が個別に活動する 35 ケースに，連動する可能性がある断層の組合せ 13 ケースを加え，合計 48 ケースを検討した．

入倉・三宅（2001, 地学雑誌）・Somerville *et al.* (1999, SRL) のスケーリング式を用い，断層面積から地震モーメントを推定し，Mw と平均すべり量を計算した．活断層長さから松田式（1975, 地震）と武村式（1990, 地震）を用いて地震モーメントと平均すべり量を推定する方法も検討した．実際の調査から得られた断層幅が 18〜20 km より小さい場合は後者によるすべり量が大きく，断層幅が大きい場合は前者によるすべり量が大きくなった．

図 1 は，本プロジェクトによる断層モデル（左）と「日本海における大規模地震に関する調査検討会」（以下 MLIT）による断層モデル（右）からの津波高を比較したものである．本プロジェクトによる断層モデルからの津波高は，日本海における最大クラスの津波断層モデルを想定した MLIT モデルに比べると小さくなった．

本プロジェクトの断層モデルについては，9 秒メッシュ（約 270 m）を用いて沿岸での津波高を計算した．沿岸の津波高は単独モデルではいずれも 2 m 未満だが，連動モデルでは最大 7 m を超える場所があった．図 2 に石川県・富山県・新潟県の 10 地点における 48 ケースによる津波高の頻度分布を示す．これらの断層における地震発生確率がすべて同じであれば，これらの頻度分布は各地点における津波高の頻度あるいは確率分布を示す．

9 秒メッシュによる沿岸での最大水位が 1 m 以上となったケースについて，3 秒メッシュ（約 90 m）を用いて陸上への遡上計算も行った．その結果，ほとんどのケースで陸上へは浸水せず，浸水したとしても沿岸域のごく一部に留まった．

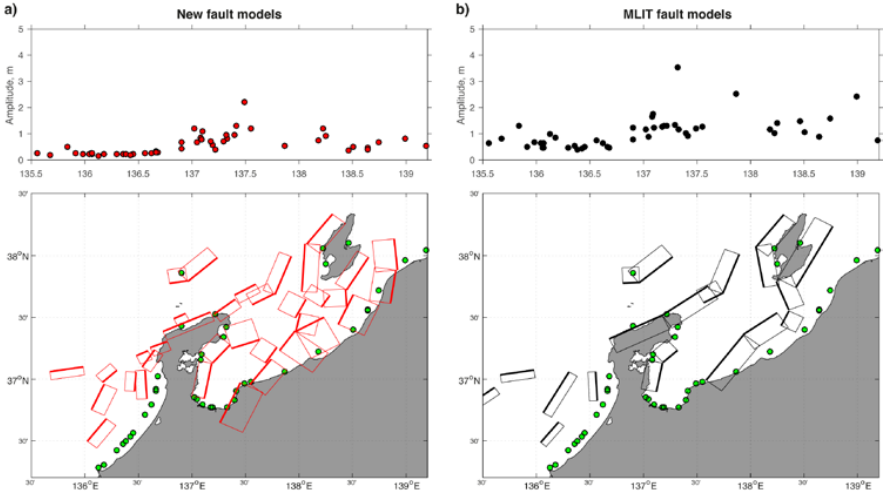


図 1. 本プロジェクト（左）と「日本海における大規模地震に関する調査検討会」（右）による断層モデルと，水深 50 m 地点（30 秒メッシュ）での津波高の比較．

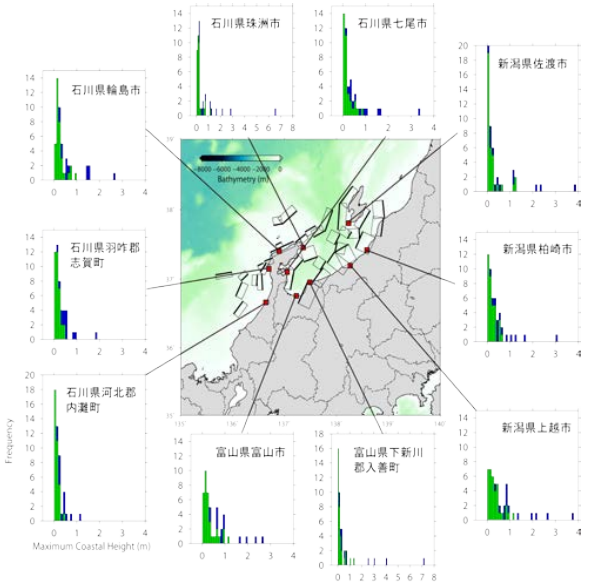


図 2. 48 ケースによる石川県から新潟県沿岸域における津津高の頻度分布．緑が単独 35 ケース，青が連動 13 ケースに対する津波高をそれぞれ表す．

謝辞：本研究は，文部科学省受託研究「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として実施されました．

S17－P04

Tsunami inversion for sea surface displacement using far-field DART data of the 2011 Tohoku earthquake

#Tungcheng Ho, Kenji Satake (ERI, Univ. of Tokyo)

We re-examined the 2011 Tohoku tsunami source using far-field DART data, which was not used in previous studies. Only near-field stations around Japan were used in most inversion studies of the 2011 tsunami. The number of available tsunami gauges such as tidal gauges, ocean-bottom pressure (OBP) gauges and DARTs increased after the 2004 Indian Ocean tsunami, and DART gauges in the deep ocean are particularly useful. For an accurate and reliable tsunami waveform inversion, the azimuthal coverage of stations is important. For a better station coverage, tsunami waveforms recorded at far-field stations must be utilized.

Problems that prevented to use far-field tsunami data in inversion were travel time-delay and polarity reversal of tsunami waveforms recorded at far-field stations. To solve those problems, a phase correction method proposed by Watada et al. (2014, JGR) is applied. Their method converts the tsunami waveforms of linear long wave into dispersive waveforms which accounts for the effects of elastic tsunami loadings on the Earth, compression of seawater, and gravitational potential change associated with tsunami propagation. With the phase correction method, the far-field stations can be utilized for waveform inversion, and we are able to attain more azimuthally complete result.

We use the phase-corrected far-field waveforms together with near-field waveforms in the inversion, and re-examined the result of 2011 Tohoku earthquake tsunami. The poor azimuthal coverage of near-field stations is replenished by far-field stations. We set four different combinations of stations in our inversion. Scheme of near-field stations (NS) uses only near-field stations. Scheme of DART stations (DS) includes only near- and far-field DART stations, and scheme of OBP stations (OS) adds seven near-field Japanese OBP-type stations to DS. Scheme of all stations (AS) considers all the available stations. Both single and multiple time window inversions are performed. The results show that the maximum displacement appears between the epicenter and trench rather than on the trench after we added the far-field data.

To further examine the inversion results, we perform the forward simulations using the inversed models and compared to observed waveforms by calculating their normalized root mean square (NRMS) misfit. Models from NS and AS both show good agreements with observed waveforms in near-field stations, but the model from AS fits better in far-field stations. In case of model from OS, the result fits slightly better than AS in far-field stations. It is noteworthy that this model shows better agreement than AS and NS at some near-field non-OBP-type stations.

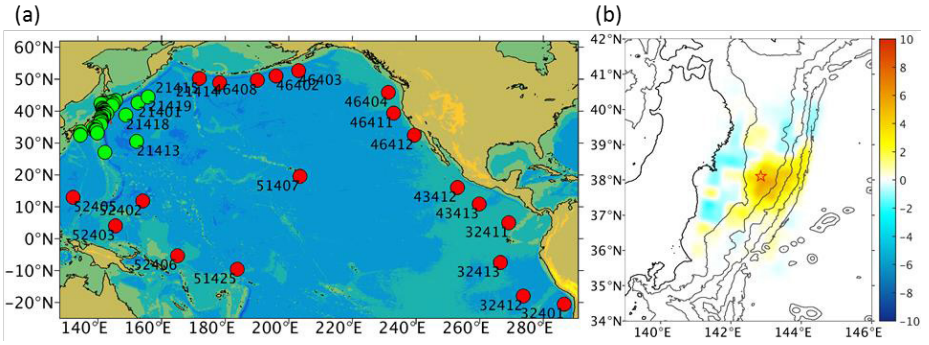


Figure 1. (a) Stations used in this research. Red dots are far-field stations, green dots are near-field stations. (b) Inversion result of simultaneous movement after adding far-field stations.

S17－P05

相模トラフ沿いで発生する地震による確率論的津波ハザード評価

#阿部雄太・是永眞理子・秋山伸一（CTC）・松山尚典（応用地質）・村田泰洋（国際航業）・平田賢治・藤原広行（防災科研）

Probabilistic Tsunami Hazard Assessment from earthquakes along Sagami Trough

#Yuta Abe, Mariko Korenaga, Shinichi Akiyama (CTC), Hisanori Matsuyama (OYO), Yasuhiro Murata (KKC), Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

防災科研において 2012 年度から開始した全国を対象とする津波ハザード評価業務「全国津波ハザード評価」の一環として、将来相模トラフ沿いで発生すると考えられる地震について、震源の多様性などの様々な不確実さを考慮した上で津波の危険性を定量的に評価するため、日本海溝(阿部・他, 2015, JpGU)及び南海トラフ(阿部・他, 2016, JpGU)と同様に確率論的津波ハザード評価を実施した。

本研究では、相模トラフ沿いで将来発生する地震として、M8 クラスの地震とM7クラスの地震を想定してハザード評価を行った。相模トラフの長期評価第二版（地震調査委員会, 2014a）では、相模トラフ沿いの M8 クラスの地震として、震源域の多様性を考慮してM7.9から8.6の地震が発生し得ると評価している。我々はこれを受けて、まずM8クラスの地震として地震調査委員会（2014a）が示した相模トラフの最大クラスの震源域を 5 つの地震活動領域に区分し、これらの組み合わせによりMw7.9 から 8.6 までの 10 種類の震源域を設定した。各震源域に対して複数個の不均質なすべりパターンを持つ特性化波源断層モデルを作成した。つぎにM7クラスの地震は震源をあらかじめ特定しにくい地震として、前述の地震活動領域を埋め尽くすように、Mw6.8～7.8 までの波源断層モデルを設定した。なお、本研究の震源域設定方針は、全国地震動予測地図 2014 年版（地震調査委員会, 2014b）における震源モデル設定方針に準拠した。

本研究では、現時点から今後30年間の津波の危険度を評価するための「現時点でのハザードモデル」と、数千年から数万年に1回程度の低頻度で発生する非常に大きな津波の危険度を評価するための「長期間平均ハザードモデル」の2モデルを構築し、ケーススタディを行った。現時点でのハザードモデルでは、M8 クラスの地震の 30 年発生確率として、相模湾の地形・地質データから BPT 分布を用いて推定された平均的な確率値 0.7%（地震調査委員会,2014b）を用いた。各震源域への確率分配は、地震調査委員会（2014b）が相模トラフの過去の歴史地震を元に設定した重みの値を参照し設定した。長期間平均ハザードモデルでは、M8クラスの地震の30年発生確率として、相模トラフの3つの歴史地震（1293年、1703 年、1923 年）の平均発生間隔 315 年から、定常ポアソン過程により求めた9%を用いた。各震源域への確率分配においては、数千年から数万年の再現期間の地震の平均発生間隔が G-R 則に従うものと仮定して設定した。これにより、現時点でのハザードモデルと長期間平均ハザードモデルの確率設定には、次のような違いが現れた。

・30 年発生確率の値は長期間平均ハザードモデルの方が大きい
・大正型関東地震やそれと同等規模の地震（Mw7.9～8.0）の確率は現時点でのハザードモデルの方が大きい
・元禄型関東地震（Mw8.2）や最大クラスの地震（Mw8.6）の確率は長期間平均ハザードモデルの方が大きい

M7クラスの地震については、現時点でのハザードモデルと長期間平均ハザードモデル共に、相模トラフの震源データを元に b 値 0.9 の G-R モデルを作成して平均発生間隔を算定した。ここで、南関東では西側と東側で地震活動度が異なることが指摘されていることから（地震調査委員会,2014b）、G-R モデルは南関東の東西で異なる a 値を設定することとした。

現時点でのハザードモデルの評価結果では、5m 未満の小さい津波高さでは大正型関東地震の寄与が大きく、5m 以上の津波高さでは元禄型関東地震や最大クラスの地震の寄与が高かった。最大クラスの地震は発生頻度は非常に低いものの、発生した場合には大きな津波を生じることが分かった。M7 クラスの地震は津波高さが小さく、発生頻度は高いものの津波ハザードへの影響は小さかった。

本研究は防災科研の研究プロジェクト「自然災害に対するハザード・リスク評価に関する研究」の一環として実施している。

S17－P06

相模トラフを対象とした確率論的津波ハザード評価のための津波予測解析

#齊藤龍（国際航業）・鬼頭直（応用地質）・橋本紀彦（CTC）・村田泰洋・井上拓也・高山淳平・村嶋陽一（国際航業）・松山尚典（応用地質）・秋山伸一（CTC）・中村洋光・平田賢治・藤原広行（防災科研）

Tsunami simulations for probabilistic tsunami hazard assessment in the Sagami Trough

#Ryu Saito(KKC), Kito Tadashi(OYO), Norihiko Hashimoto(CTC), Yasuhiro Murata, Takuya Inoue, Jyumpei Takayama, Yoichi Murashima(KKC), Naohisa Matsuyama(OYO), Shinichi Akiyama(CTC), Hiromitsu Nakamura, Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara(NIED)

防災科研は、日本全国の沿岸において想定される津波ハザードの確率論的な評価を行うための手法の検討を平成24年度から着手し（藤原・他、2013、JpGU）、日本周辺のいくつかの海域での評価結果を報告してきた（平田・他、2014、JpGU）。確率論的津波ハザード評価では、全国をいくつかの地域に分け、津波予測計算によって沿岸津波高さが計算され、ある沿岸津波高さを超える超過確率（ハザード）などが評価される。日本周辺海域で津波波源となる可能性のある地震をできるだけ網羅するため、地震調査委員会など公的機関が評価を定めていない地震検討対象に含めている。その評価作業の一環として、我々はすでに日本海溝沿いと南海トラフ沿いで発生する地震を対象にした津波予測解析の結果をとりまとめ報告した（高山、2016、JpGU）。今回は、相模トラフ沿いで発生する地震を対象にした太平洋沿岸の津波予測計算を実施し、計算結果として得られた沿岸津波水位のデータセットについて紹介する。

津波を起こし得る地震を対象にしているため、計算に用いた波源断層モデルは海域のものに限った。そのため、相模トラフから沈み込むプレート境界に沿って発生する地震や、その近くで発生する地震を主に扱うこととした。また、海域断層の地震については、海域断層の正確な位置や過去の活動が調べられていないものが多いため本検討の対象外とした。相模トラフ沿いで設定する将来の地震の震源域については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）(地震調査委員会、2014a)」で設定された5領域に基づき組み合わせた約10領域とし、地震の種類については、「震源をあらかじめ特定できる地震」と「震源をあらかじめ特定しにくい地震」の2つとした。

長期評価によって「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」として評価されている地震を、震源をあらかじめ特定できる地震として扱うこととし、震源域の大きさ・位置・形状を変化させつつ、大すべり域などの位置も変化させ、計130個程度の特性化波源断層モデルを構築した(鬼頭・他、2016、JpGU)。その中に、全国地震動予測地図2014年度版（地震調査委員会、2014b）で検討された「元禄関東地震(1703年)－大正関東地震（1923年）」と「元禄関東地震(1703年)」に相当するモデルも含まれている。また、長期評価によって「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」として評価されている地震を、震源を特定しにくいものとして扱うこととし、およそ930個の特性化波源断層モデルを構築した（鬼頭・他、2016、JpGU）。

これらの特性化波源断層モデル計1063個を使い、確率論的津波ハザード評価に必要な津波予測解析を実施した。計算領域は、震源域から沿岸域までを一括して計算するため、外洋から陸域に近づくほど細かい格子間隔となるように領域を細分化し、各計算領域の格子間隔を外洋部から順に1350m、450m、150m、50mで接続した。50m格子の計算領域は鹿児島県から青森県までの太平洋沿岸と伊豆・小笠原諸島に設定した。津波伝播解析の支配方程式として海底摩擦及び移流を考慮した二次元非線形長波理論式を考え、Staggered grid, Leap-frog差分法で解いた。陸域では遡上境界条件、海域では完全無反射の透過境界条件を設定した。初期水位は、Okada（1992）の手法により波源断層モデルから算出される海底地殻の鉛直方向と水平方向の変動成分を与えることで求めた。確率論的なアプローチでは水位は平均海面付近で時間変動する確率変数であると考えるため、潮位基準はT.P.+0mとした。

津波予測解析で得られた元禄関東地震(1703年)に相当する計算結果を既往研究（首都直下地震モデル検討会、2013）と比較することにより、津波の規模が妥当であることを確認した。計算で得られた津波の影響範囲は、主に鹿児島県東部から宮城県までと伊豆諸島の沿岸となった。特に房総半島や伊豆諸島の沿岸で局所的に20mを超える大きな水位上昇量となった。これらの津波予測解析の結果を、太平洋沿岸の最大津波水位のデータセットとして整備した。データセットは、不確実性を考慮した沿岸の津波ハザード評価の検討（阿部・他、本大会）で利用されるなど、確率論的な基礎研究などへ貢献できる。

本研究は、防災科研の研究プロジェクト「自然災害に対するハザード・リスク評価に関する研究」の一環として実施した。

S17－P07

南海トラフ巨大地震による津波の東京湾と相模湾における波形類似性

#大石裕介（富士通研）・古村孝志（東大地震研）・今村文彦・山下啓（東北大災害研）・菅原大助（ふじのくに地球環境史ミュージアム）

Tsunami Waveform Similarity between Tokyo and Sagami Bays for the Nankai-Trough Earthquake Scenarios

#Yusuke Oishi (Fujitsu Lab.), Takashi Furumura (ERI), Fumihiko Imamura, Kei Yamashita (IRIDeS), Daisuke Sugawara (Museum of Natural and Environmental History)

南海トラフ地震による東京湾内への津波の到達時間には，およそ１時間以上の猶予がある．そこで本研究では，南海トラフで発生した津波が，東京湾に到達するまでに複数の観測点を通過する（図１）ことに着目し，それらの観測データを用いた東京湾内での津波波形の予測可能性について検討した．

遠地津波に関する東京湾と相模湾の津波波形の類似性については以前より指摘されている（今井ら，2014）．南海トラフ巨大地震に関しても同様の類似性が見られる場合，到達時間の早い相模湾での観測から東京湾での津波を予測できることが期待できる．そこで，南海トラフ巨大地震の想定 11 ケース（内閣府）を波源として津波伝播シミュレーションを実施し，東京湾の湾口部に位置する第二海堡の海底設置式波浪計（国交省）と，相模湾の中心部付近に位置する海底水圧計 VCM3（防災科研）での波形を比較したところ，いずれのケースについても，津波の第１波と第２波の前半の波高や波形に関して高い類似性が確認できた（図２，３）．また，津波の第２波の後半以降ではそれぞれの観測点で位相や卓越周期の異なる湾水振動が見られ，波形の類似性が崩れることがわかった．

津波波形の類似の普遍性を確認するため，ガウス関数型の海面変動を波源と仮定し，津波が様々な方向から相模湾・東京湾に到来するケースについて検証した結果，津波の入射方向に関わらず，VCM3 と第二海堡との第１波の波形相関は良い（波高の相関係数は 0.951）ことが確認できた．これはいずれの波源においても，第１波に関しては，相模湾の津波振幅が正の際には東京湾湾口に振幅が正の波が入射し，相模湾の振幅が負の際には東京湾湾口に振幅が負の波が入射していることから，相模湾での津波によって東京湾の津波の挙動が決まっていることが原因と考えられる．

さらに，ガウス関数型波源の波長を変化させた場合でも相模湾と東京湾では第１波の相関が良く，また入射波の波長によらず常に 60～80 分程度の周期成分が顕著に現れる傾向が見られた．ここで規定された第１波の周期特性は，東京湾周辺の地形によるものと考えられる．そこで，東京湾周辺の地形を仮想的に変更した解析を実施した．(A) 伊豆半島無しケース（伊豆半島周辺の深さ 500m 以浅の海洋部と陸域を水深 500m とした）と(B) 房総半島無しケース（房総半島周辺で，(A)と同様の処理）との 2 ケースを試した．その結果，いずれのケースでも第１波の周期が短くなる結果が得られた．相模湾と東京湾の津波の挙動において，伊豆半島や房総半島までを含めた相模湾周辺の地形的な特徴が，第１波で卓越する津波周期を決めていることが分かった．

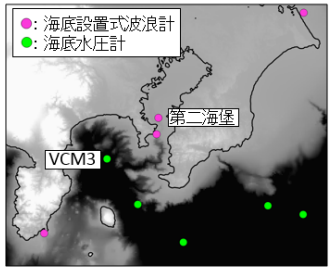


図1：相模湾と東京湾の観測点

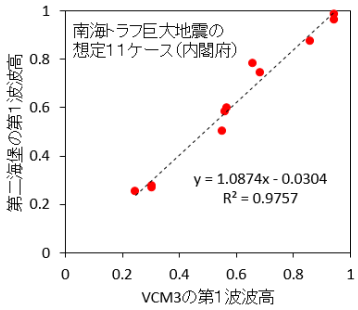


図2：相模湾（VCM3）と東京湾（第二海堡）での津波第１波の波高比較

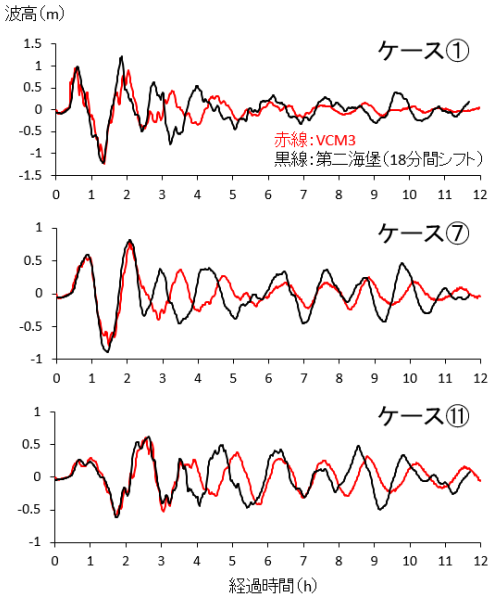


図3：南海トラフ巨大地震モデル（内閣府想定ケース①，⑦，⑪）に対する相模湾（VCM3；赤）と東京湾（第二海堡；黒）の津波波形

S17－P08

局所細分化適合格子を用いた津波シミュレーション

#前田宜浩・青井真・岩城麻子（防災科研）・早川俊彦（三菱スペースソフトウェア）

Tsunami Propagation Modeling based on the Adaptive Mesh Refinement

#Takahiro Maeda, Shin Aoi, Asako Iwaki (NIED), Toshihiko Hayakawa (MSS)

津波伝播シミュレーションの精度向上のためには、地形データと初期波高（波源モデル）を高精度にモデル化する必要がある。このうち、初期波高については偶然的ばらつきが大きいと考えられ、津波のハザード評価においては、波源モデルの多様性を考慮することが重要である。さらに、多様性を考慮して設定した多数の波源モデルに対して、計算コストの高い津波遡上シミュレーションを行うためには、計算の効率化が必須となる。

計算の効率化を図る上で格子数の低減は有効な手段である。格子の大きさは津波の伝播速度に依存するため、海底地形に応じた最適な格子間隔を設定し、それらを適切に接続する必要がある。多くの津波シミュレーションでは、格子間隔の異なる複数の領域を接続する手法としてネスティングが用いられているが、格子間隔が変化する境界の設定に任意性があり、海底地形に対応した最適な格子配置とするのが困難である。そこで、我々は、局所的な速度等に応じて構造格子の細分化、あるいは集約化を行う局所細分化適合格子法（Adaptive Mesh Refinement法：AMR法）に基づいた最適格子モデルの自動作成と、それを用いた津波伝播計算コードの開発を行っている（前田・他，2015）。

局所細分化適合格子の作成は、CFL条件等に基づいて自動的に行われる。また、格子の細分化では多分木構造格子を用いており、ひとつの格子を2×2の4つの格子に分割する四分木構造格子と、3×3の9個の格子に分割する九分木構造格子の2種類を採用している。なお、九分木構造格子では、ネスティングで一般的に用いられる3：1の格子サイズ比で作成された地形データを直接利用できるという利点がある。

津波伝播計算コードは、線形長波理論、非線形長波理論に基づいた2種類あり、計算スキームは2次のLeap-Frog、計算格子にはStaggered Gridを用いている。非線形長波理論の移流項は数値分散を解消するため風上差分として処理している。海陸境界条件は、線形長波理論に基づく場合は全反射とし、非線形長波理論に基づく場合は粗度係数を用いた遡上計算を行う。外海側の境界条件はImamura et al.(2006) に基づいて計算し、各領域境界における外海の判定は自動的に行っている。格子間隔の異なる格子間における水位と線流量の接続計算は、対象とする格子が計算領域の境界に接している場合には隣接格子との線形補間を用い、その他の格子に対しては隣接する3格子による2次のLagrange補間を用いている。なお、仮想の地形、断層モデルに対して、2階層の局所細分化適合格子を用いた津波計算を行い、均一格子を用いた既存の津波計算コードによる計算と比較し、結果がほぼ一致することを確認している(前田・他，2015)。

計算の効率化においては、計算の並列化も有効である。九分木構造格子による格子サイズを2階層（450/1350m）、3階層（150/450/1350m）、4階層（50/150/450/1350m）としたモデルを1～24並列で計算し、並列化コードの性能評価を行った。計算は防災科研のスーパーコンピュータで行った。2階層の線形長波理論の場合、並列化効率は5並列までは1程度であるが、それ以上では単調減少し、24並列で0.7程度となっている。非線形長波理論の場合も並列化効率は5並列までは1に近く、それ以上で減少するが、10並列以上では0.8～0.85の範囲に収まっている。3階層の場合、線形長波理論では、単調に並列化効率が低下し、24並列で0.6程度となっている。非線形長波理論では、並列化効率は4並列までは1に近く、それ以上で減少するが、10並列以上では0.8程度となっている。4階層の場合、線形、非線形ともに並列化効率は3並列で0.8程度となっている。4並列以降は、線形長波理論では24並列で0.5程度、非線形長波理論では24並列で0.7程度まで単調に低下している。また、いくつかの並列数で極端に性能が悪い場合があり、並列計算のために計算領域を分割する際に、通信効率の悪い分割形状が存在する可能性が示唆される。また、2階層から4階層までのいずれのケースでも、非線形の方が線形よりも並列化効率の低下幅は小さい。これは、非線形の方が線形よりも計算量が多いためと考えられる。

今後は、計算コードをGPUに適用し、更なる効率化を図る予定である。

謝辞：本研究は，総合科学技術・イノベーション会議のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施されました。

参考文献：Imamura et al., UNESCO Tsunami modeling course (UNESCO), 2006；前田・他，日本地震工学会年次大会，2015.

S17－P09

津波数値計算に基づく沖合から沿岸への津波高増幅率の周波数特性の推定

#対馬弘晃（気象研）

Frequency-dependent tsunami-amplification factors derived from tsunami numerical simulations

#Hiroaki Tsushima (MRI)

はじめに

津波即時予測をより正確にするには，津波波源や沖合での津波波動場の推定を高精度化するとともに，沿岸での津波挙動を正確に再現することが重要である．後者を実現するためのアプローチの1つが沿岸の津波挙動を模した応答関数の利用である．応答関数を事前準備できれば，観測や波源推定等によって得られる沖合津波波形に畳込積分することで，リアルタイムに沿岸の津波挙動を予測値に反映させることができる．Baba et al. [2004, GRL; 2013, MGR]やHayashi [2010, EPS]は沖合から沿岸への津波増幅率の開発・高度化を行った．また，遠藤ほか[2016, 海洋学会春季大会]は，過去津波の実測データを用いて沖合から沿岸への応答関数の推定を行っている．本研究は，波源の位置や規模を変えながら津波数値計算を多数行い，その結果を利用して周波数特性を考慮した津波増幅率を推定する．数値計算であれば波源や観測点を自由に設定できるため，網羅的な調査が可能である．

解析手順

千島・日本海溝沿いを対象海域とした．北海道から千葉県にかけての沖合26地点にMw7.5, 7.8, 8.1, 8.4, 8.7のプレート境界地震 (計130個)を仮定し，それらに伴う津波をJAGURS [Baba et al., 2015, PAGEOPH]によって数値計算した．中央防災会議 [2003]の地形データを用い，1350 mから50 mまで3:1接続した3段階の入れ子構造とした．積分時間は4時間とした．非線形長波理論，線形長波理論に基づく津波計算の両方を行い，非線形項の影響を考察できるようにした．

観測される津波波形は，波源S，波源から湾外(沖合)までの伝播経路T，湾外から湾内(沿岸)までの伝播経路Gを時間領域で畳込積分することで表現できる．沖合と沿岸の地点については波源Sと伝播Tは両者共通とみなせる．ここでは，両地点の津波高スペクトルを計算しそれらの比をとることで，沖合から沿岸への津波高増幅率の周波数特性を求めた．

結果と考察

岩手県宮古に着目し，湾外の仮想沖合地点FP_IWT4(水深148 m；図1の青丸印)から湾内の仮想地点MYK20(20 m；赤三角印)，MYK10(10 m；赤三角印)への津波高増幅率の特徴を述べる．非線形津波計算から得られた地点MYK20の増幅率は，仮定する断層によってばらつきはあるものの(図2aの黒線)，平均的には類似した形状を持ち，共通する周波数(約40分と約20分)にピークを持つ(赤線)．この傾向は線形計算結果についても同様であるが，短周期側に多数のピークが認められる点が非線形結果とは異なる(図2b)．両スペクトル比の平均を比較すると，2つのピーク周波数における増幅率は，非線形計算時のほうが線形計算時よりも小さい(図2c)．これは，海底摩擦項等の非線形効果により湾内での津波高が減衰したためと考えられる．こうした一連の傾向は地点MYK10についても同様である(図2d，e，f)．一方で，MYK20とMYK10の増幅率を比較すると，形状が大きく異なり，特にMYK20にみられる周期20分のピークがMYK10にはみられない(図2c，f)．すなわち，たとえ同じ湾内でも場所によって増幅率の周波数特性が異なりうることを示している．今後は，ここで求めた増幅率に，Hoshiba [2013]が地震動即時予測のために提案した手法を適用して，リアルタイムに適用可能な津波高増幅率デジタルフィルタを設計するとともに，その性能を評価していく．

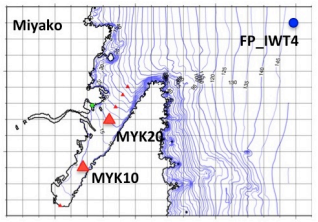


図1 沖合地点FP_IWT4と沿岸地点MYK10，20の位置．

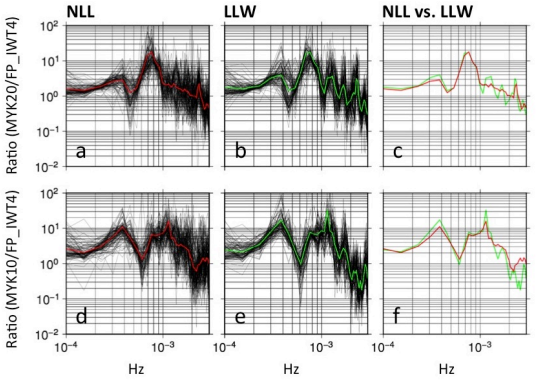


図2 各地点・各計算条件下で得られた津波高スペクトル比．黒線は各津波についての比，赤線は非線形長波(NLL)計算結果の平均，緑線は線形長波(LLW)計算結果の平均を示す．

S17－P10

津波ハザードステーション（仮称）の開発

#中村洋光・藤原広行・大角恒雄・平田賢治・森川信之・河合伸一（防災科研）

Development of Japan Tsunami Hazard Information Station

#Hiromitsu Nakamura, Hiroyuki Fujiwara, Tsuneo Ohsumi, Kenji Hirata, Nobuyuki Morikawa, and Shinichi Kawai(NIED)

1. 全国を対象とした津波ハザード評価と利活用

防災科研では、2011 年東北地方太平洋沖地震による津波被害を踏まえ、全国を対象とした津波ハザード評価に向けた取り組みを 2012 年度より開始した[1]。この津波ハザード評価では日本全国を対象として津波波源となる可能性のある全ての地震について考慮した確率論的な津波ハザード評価と、特定の地震に対するシナリオ型の津波の詳細解析も併せて実施する。

上記評価によって得られる津波ハザード情報が、減災に資する情報として利活用されるよう、利活用する側の立場からのニーズを調査し、それらを満たすために提供されるべき情報の内容や、具体的な利活用の可能性について検討することを目的として防災科研では、2013 年度より「津波ハザード情報の利活用に関する委員会」を立ち上げ、3 カ年の議論を重ね、津波ハザード情報の利活用に関する提言をとりまとめた[2]。その提言の中で、津波リスク評価等を実施する専門家に対して、ハザード評価の前提条件等を含む多様な津波ハザード情報を利活用できる公開システムの必要性が謳われている。

本研究では、この提言を受け、津波ハザード評価に係わる多様な情報を利活用可能とすることを目的として開発に着手した津波ハザードステーション（仮称）の概要について報告する。

2. 開発中の津波ハザードステーション（仮称）の概要

開発中の津波ハザードステーション（仮称）はブラウザで操作可能であり、主に以下の4つの情報で構成されている。

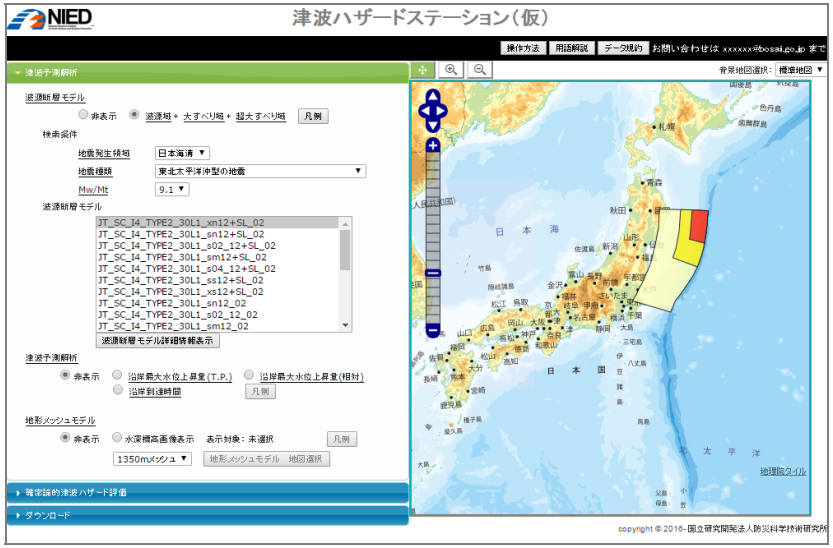
- 波源断層モデルに関する情報
- 海底地形や陸域地形のモデル化に関する情報
- 津波予測解析に関する情報
- ハザードカーブに関する情報

波源断層モデルについては、日本海溝沿いの地震を対象として津波ハザード評価を行った 1890 波源断層モデルについて検索可能であり、発生確率を含む断層パラメータ等を数値や地図表示可能としている（図）。また、選択した波源断層モデルに対する津波予測解析結果（沿岸最大水位上昇量、沿岸到達時間）を、任意の沿岸ハザード評価地点上に表示することができる。確率論的な評価結果として、地図上の沿岸ハザード評価地点を選択することによるハザードカーブの表示、沿岸最大水位上昇量を固定した超過確率分布、超過確率を固定した沿岸最大水位上昇量の分布を表示することができる。これらの結果は画像及び数値データとしてダウンロード可能である。

3. おわりに

津波ハザードステーション（仮称）は開発に着手した段階で外部への公開は現時点で行っていない。今後、検討を進めている南海トラフや相模トラフの地震による津波ハザード情報の追加、及び公開を見据えた開発の検討を進める。

参考文献：1）藤原・他，2013，SSS35-14，JpGU．2）津波ハザード情報の利活用に関する委員会,2016，防災科研研究資料 406 号（印刷中）．



図．津波ハザードステーション（仮称）のイメージ

S17－P11

津波避難完了率予測手法のための地域特性の抽出

髙橋郁夫・#藤原広行・中村洋光（防災科研）・時実良典・小丸安史・
若浦雅嗣・清水智（応用 RMS）・早川譲（応用地質）

Study on Local Characteristics for Prediction Method of Tsunami Evacuation

Ikuo Takahashi, #Hiroyuki Fujiwara, Hiromitsu Nakamura(NIED),
Yoshinori Tokizane, Yasushi Komaru, Masatsugu Wakaura,
Satoshi Shimizu(OYORMS), and Yuzuru Hayakawa(OYO)

はじめに

最近の津波による人的被害の推定手法の多くは、浸水域内の滞留者が浸水開始までに避難完了するか否かを判定し、避難完了者と未完了者数を推定したのちに、避難未完了者数に人的被害関数を適用して被災者数を予測している。このため、人的被害を予測するためにはまず避難完了者・未完了者数を精度よく推定することが重要である。地域における津波からの避難完了者数は、避難開始に影響を与える住民の避難に対する意識や、地域内の避難所の整備状況、地形などの地域特性によって大きく左右されると推測されるため、人的被害を予測する際にはそういった地域特性を反映させることが重要となる。それらの地域特性の影響を最も精度よく反映できる手法としては津波避難シミュレーションがあるが、この手法は様々な地域に応じてパラメータを適切に設定するのが困難であるほか、計算に時間がかかるため即時的に被害を推定する目的には適さない。そのため、避難猶予時間や地域特性から簡便に避難完了者数を推定する手法が必要である。本研究ではこうした推定の即時性を考慮した津波被災者数の簡便な評価手法開発にあたり、まず多種多様な地域特性のうち、どの要因が避難完了率に影響するかを明らかにすることを目的に、津波避難シミュレーションで得られた避難猶予時間別の避難完了率と様々な地域特性の相関を調べ、避難完了率に影響のある地域特性を特定する。更に、上記で特定した地域特性を説明変数とした回帰分析を行って避難完了率の予測式を試作するとともに、予測式の適用にあたっての課題について検討する。

避難成否に影響を及ぼす地域特性項目の検討

本研究では、避難完了率に影響を与える地域特性を明らかにするために、各種のパラメータを変更することにより、仮想的に住民の避難意識や地震発生時刻を変化させて避難状況を再現する津波避難シミュレーションを実施し、地震発生からの経過時間ごとの避難完了率と地域特性項目の関係を統計分析によって検討する。具体的には、津波避難シミュレーションを実施するにあたって、地域内の道路をノードとリンクでモデル化した歩行空間を、設定されたルールに基づいて移動するエージェントシミュレータを作成する。そして、東北地方太平洋沖地震時の津波による避難実態が明らかになっている岩手県陸前高田市中心部と名取市閖上地区を対象として津波からの避難を再現するシミュレーションを実施し、避難実態と比較してシミュレータの妥当性を検証する。設定するパラメータは、①避難手段分担率、②避難者の発生パラメータ、③避難者の移動速度の3項目である。次に、住民の避難意識や地震の発生時刻が変化した場合の避難完了率がどのように変化するかを明らかにするとともに、避難完了率に影響のある地域特性項目を特定するための統計分析に使用することを目的として、避難意識や発生時刻を変化させた場合を仮想した津波避難シミュレーションを実施する。避難意識の高・低は、避難しようとする人の割合や、避難開始の早い遅いとして避難開始のパラメータを変化させることによって反映し、地震発生時刻(昼夜間)の違いは中央防災会議(2012)を参考に、徒歩避難者の移動速度が昼間の 80%になるものとして設定する。避難シミュレーションは、避難意識が高い場合と低い場合、発生時刻が昼間の場合と夜間の場合を組み合わせた4パターンを考慮する。

避難完了に影響を及ぼす地域特性項目の抽出と避難完了予測式の試作

避難完了に影響を及ぼす可能性のある地域特性を抽出し、地域特性の項目のうち避難完了率に関係があるものを抽出することを目的として、津波シミュレーションを実施し、避難完了率と、地震発生からの経過時間、地域特性等の各項目との相関関係を導く。これによって、避難完了率の説明変数を抽出し、これらの説明変数とする避難完了率予測式を試作する。さらに、陸前高田市中心部および名取市閖上地区に試作した予測式を適用してその適用性について検討する。最後に、試作した予測式の適用性に当たっての課題について検討する。

謝辞

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施された。

S17−P12

津波シミュレーション結果からの特徴抽出

山本剛靖（気象研）

Feature Extraction from Result of Tsunami Simulation

Takeyasu Yamamoto (MRI)

津波伝播シミュレーションによって得られた結果を，等高線やそれに類する方法以外で視覚的に表示・認識する方法について検討している．前報（山本，2016，JpGU）では，津波伝播シミュレーションによって得られた津波高の格子データに画像解析の手法を適用することによって，波峰線を抽出する方法を比較検討した．その結果，対象点を中心とした3×3近傍のメディアンフィルターの残差が正となる点を抽出する方法は，3×3近傍の4方向の勾配のゼロクロス点を抽出する方法と同じ結果を与えること，3×3近傍のラプラシアンが極小となる点を抽出する方法は，津波の高さが極大となる位置という意味での波峰線からはずれた点を抽出してしまうことなどが判明し，最終的に，対象点を中心とした5×5近傍のデータを用いて8方向の勾配のゼロクロスを抽出する方法が、計算量をそれほど増やすことなく，最も誤抽出と抽出漏れが少なくなるように波峰線を抽出できることがわかった．こうして抽出された波峰線を基にして，今回は，それに直交する線（直交線）を抽出することについて検討した．

波峰線上にある対象点における直交線の方向を得るには，その対象点を中心とした一定の領域内に含まれる波峰線の構成格子から接線方向を得ることになる．当然，3×3近傍のような小さい領域内データにあてはめを行っても得られる方向角が限られることは自明である．一方，領域が大きすぎると領域内の波峰線の形状が複雑になり，やはりあてはめがうまくいかなくなるおそれがある．そこで，直交方向を得るのに必要な領域サイズを決めるため，領域サイズを3×3近傍（対象点±1格子）から41×41近傍（±20格子）まで変化させて，波峰線上の28点について接線方向を得て直交方向角を求めた．その結果，本事例では，概ね21×21近傍（±10格子）より大きな領域で，直交方向角が±1° 以内に収束し安定して求められた（図1）．

ある津波伝播シミュレーション結果について，地震発生後300秒後の波峰線上の約10 km間隔の点（28点）を始点とし，領域サイズを21×21近傍として直交線を求めた．それぞれの始点とその600秒後の波峰線への到達点において津波高データから直接求められた倍率に対して，直交線間隔から求められた倍率の方のばらつきが大きいことから，求められた直交線方向に数度程度の誤差が含まれている可能性があり，より正確な直交線を得る方法について検討が必要である．

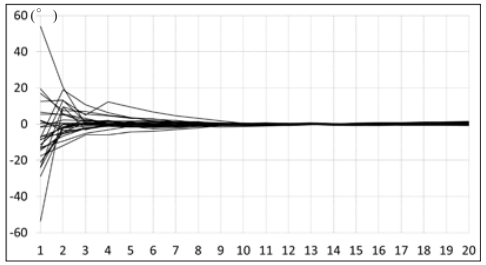


図1　直交線計算に使用した近傍サイズと直交方向角残差の関係．

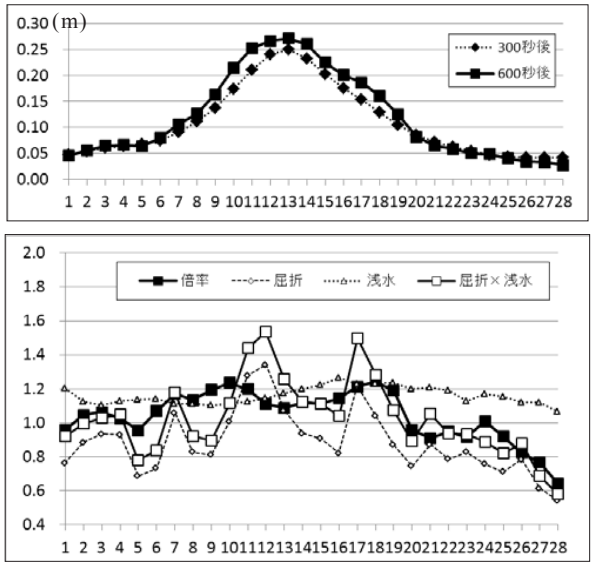


図2（上） 地震（津波）発生300秒後と600秒後の波峰線における津波の高さ．（下） 300秒後に対する600秒後の波峰線における津波の高さの倍率，直交線位置から求められた浅水係数，直交線間隔から求められた屈折係数，それらの積．

ポスター会場

(3 日目)

S01, S04, S14, S16, S18, S21

S01－P01

地震波速度変化に対するコーダ波のベクトル感度カーネルの定式化：3次元1次等方散乱の場合

#中原　恒・江本賢太郎（東北大・理）

Formulating vector sensitivity kernels of coda waves due to velocity changes for the 3D single isotropic scattering case

#Hisashi NAKAHARA and Kentaro EMOTO (Tohoku Univ.)

はじめに　コーダ波干渉法に基づき地震波速度変化の空間分布を調べるには，感度カーネルを考慮したトモグラフィーを行う必要がある．コーダ波が卓越する短周期帯域においては，感度カーネルの計算は地震波散乱モデルに基づいて行われ，これまではスカラー波が仮定されていた（Pacheco and Snieder, 2006）．中原・江本（2016，連合大会）は，2次元1次等方散乱の問題を考え，エネルギー粒子の観測点への入射方向を基準に，振動エネルギーを直交２成分に射影するというアイデアで近似的にベクトル波を扱うことに成功した．本研究では，この定式化を3次元問題に拡張したので，その結果について報告する．

ベクトル感度カーネルの導出　震源経過時刻tにおける波群の到達時刻がδtだけ変化した場合，以下の式により，その変化をある場所の地震波速度変化率$\delta v / v(\mathbf{x})$と関係づけることができる（たとえば，中原・江本，2016）：

$$\delta t_c(t) = -\int_V K_c(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_g, \mathbf{x}, t) \frac{\delta v}{v^2}(\mathbf{x}) dV(\mathbf{x}). \quad (1)$$

ここで，$\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_g$は震源と観測点の位置，$\mathbf{x} = (x, y, z)$は地震波速度が変化した場所である．また$K_c$がベクトル感度カーネルであり，$c$は成分を表す．以下の導出では，震源での等方エネルギー放射，1次等方散乱，P波とS波の間の変換散乱は無視する，という仮定を用いる．この場合，3次元スカラー波の1次等方散乱モデル（Sato, 1977）に基づき観測点までエネルギー粒子を追跡する．そして最後に観測点で，P波の場合は振動方向が観測点への入射方向と平行である（S波の場合は直交である）として，直交座標の3成分に振動エネルギーを配分する．この手順に基づけば，ベクトル感度カーネルを次のように解析的に求めることができる：

$$K_x(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_g, \mathbf{x}, t) = \frac{1}{2\pi h^2} \frac{1}{\left[\left(\frac{1+\varepsilon_0^2}{2\varepsilon_0}\right)^2 K(\varepsilon_0) - \frac{1+\varepsilon_0^2}{2\varepsilon_0^2}\right]} \frac{1}{\varepsilon_0^2 - 1} \left[\frac{\left(1 - \frac{x_{bs}}{h}\right)^2 \frac{r_s}{s}}{\left(\varepsilon_0 - \frac{x_{bs}}{h\varepsilon_0}\right)^3 \left(\varepsilon_0 + \frac{x_{bs}}{h\varepsilon_0}\right)} + \frac{\left(1 - \frac{x_{bg}}{h}\right)^2 \frac{r_g}{g}}{\left(\varepsilon_0 - \frac{x_{bg}}{h\varepsilon_0}\right)^3 \left(\varepsilon_0 + \frac{x_{bg}}{h\varepsilon_0}\right)} \right] \quad (2)$$

$$K_y(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_g, \mathbf{x}, t) = \frac{1}{\pi h^2} \frac{1}{\left[-\left(\frac{\varepsilon_0^2 - 1}{2\varepsilon_0}\right)^2 K(\varepsilon_0) + \frac{1+\varepsilon_0^2}{2\varepsilon_0^2}\right]} \frac{1}{\varepsilon_0^2 - 1} \left[\frac{\left(\frac{y_{bs}}{h}\right)^2 \frac{r_s}{s}}{\left(\varepsilon_0 - \frac{x_{bs}}{h\varepsilon_0}\right)^3 \left(\varepsilon_0 + \frac{x_{bs}}{h\varepsilon_0}\right)} + \frac{\left(\frac{y_{bg}}{h}\right)^2 \frac{r_g}{g}}{\left(\varepsilon_0 - \frac{x_{bg}}{h\varepsilon_0}\right)^3 \left(\varepsilon_0 + \frac{x_{bg}}{h\varepsilon_0}\right)} \right] \quad (3)$$

$$K_z(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_g, \mathbf{x}, t) = \frac{1}{\pi h^2} \frac{1}{\left[-\left(\frac{\varepsilon_0^2 - 1}{2\varepsilon_0}\right)^2 K(\varepsilon_0) + \frac{1+\varepsilon_0^2}{2\varepsilon_0^2}\right]} \frac{1}{\varepsilon_0^2 - 1} \left[\frac{\left(\frac{z_{bs}}{h}\right)^2 \frac{r_s}{s}}{\left(\varepsilon_0 - \frac{x_{bs}}{h\varepsilon_0}\right)^3 \left(\varepsilon_0 + \frac{x_{bs}}{h\varepsilon_0}\right)} + \frac{\left(\frac{z_{bg}}{h}\right)^2 \frac{r_g}{g}}{\left(\varepsilon_0 - \frac{x_{bg}}{h\varepsilon_0}\right)^3 \left(\varepsilon_0 + \frac{x_{bg}}{h\varepsilon_0}\right)} \right] \quad (4)$$

ここで，$\varepsilon_0 = v_0 t / 2h$，$h$は震源―観測点間距離の半分，$v_0$は背景媒質の地震波速度である．また，$r_s, r_g, s, g$，$\mathbf{x}_{bs}, \mathbf{x}_{bg}$は中原・江本（2016）と同様である．また$K$はSato (1977)のK関数である．図1にz＝0の面上でのベクトル感度カーネルの計算例を示す．ベクトル感度カーネルは，散乱シェル内で値をもち，震源と観測点付近に鋭いピークをもつ．また，ある特定の経路に沿ってカーネル振幅が0になり，そのような経路は成分ごとに異なることが分かる．

まとめ

本研究では，3次元1次等方散乱モデルに基づき，ベクトル感度カーネルの解析的導出に成功した．ベクトル感度カーネルは散乱シェル内で値をもち，特に震源と観測点において鋭いピークをもつこと，特に振幅がゼロになる経路が存在し，その経路は成分ごとに異なることが分かった．今回導出したカーネルは解析的に表現できる点がメリットである．今後，差分計算との比較を進め，適用性に関する検討を行う予定である．

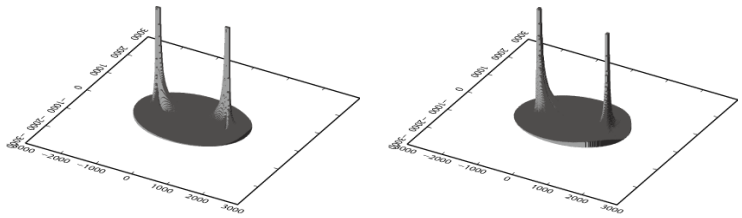


図1　ベクトル感度カーネルの計算例　（h=1000m, v0=6000m/s, t=0.5s, z=0の面）．x成分（左），y成分（右）．

S01－P02

西南日本の地殻内における内部減衰と散乱減衰の推定 -3 次元地震動シミュレーションによる検討-

#小林学[1]・武村俊介[2]・吉本和生[1]（[1]横浜市大，[2]防災科研）

Intrinsic and Scattering attenuations within the crust in southwestern Japan based on numerical simulation of seismic wave propagation

#M. Kobayashi[1], S. Takemura[2] and K. Yoshimoto[1] ([1]Yokohama City Univ., [2]NIED)

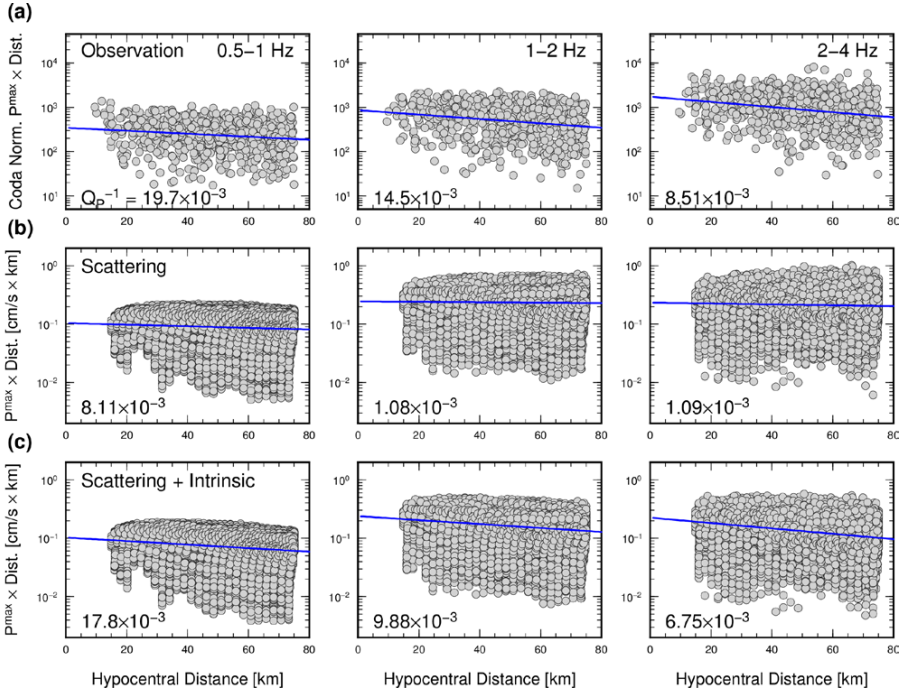
1. はじめに　地震波の減衰には内部減衰と散乱減衰の 2 つの要因がある．内部減衰は波動エネルギーが摩擦等により熱エネルギーに変換されることに起因し，散乱減衰は地球内部構造のランダム不均質性による地震波散乱に起因する．これまで内部減衰と散乱減衰の分離には Multiple lapse time window analysis が適用されてきた（例えば，Fehler et al. 1992; Hoshiba 1993; Calcoré and Sato 2010）．本研究では，3 次元差分法による地震動シミュレーションと観測記録の直接比較から内部減衰と散乱減衰を分離測定する方法を提案するとともに，同測定方法の有効性の検証を行った．

2. 解析手法　中国地方の地殻内で発生した横ずれ型の地震の Hi-net 速度波形記録を用いて，P 波振幅と S 波振幅の震源距離変化を調べた．0.5-1 Hz，1-2 Hz 及び 2-4 Hz のフィルターをかけた震源距離 75 km 以下の波形について，コーダ規格化した 3 成分合成最大 P 波及び S 波振幅（以下，単に P 波振幅，S 波振幅）を評価した．

次に Takemura et al. (2015)に基づき，$200 \times 200 \times 120$ km^3 の領域を 0.1 km 間隔で離散化し，差分法による地震動シミュレーションを実施した．計算領域の中央の深さ 10 km に横ずれ型のダブルカップル点震源を配置した．西南日本の中国地方の上部地殻における地震波伝播を模擬するために，背景の地震波速度構造には 1 次元構造モデル（鵜川・他 1984）を採用し，その上に指数関数型の自己相関関数で表されるランダム不均質性を重畳させた．相関距離とゆらぎの強さは Kobayashi et al. (2015)に従い，それぞれ 1 km と 0.03 とした．内部減衰については単一の Zener Body（Robertsson et al. 1994）を採用し，基準周波数 1 Hz，$Q_{P\_int}^{-1} = 0.01$, $Q_{S\_int}^{-1} = 0.01$ を仮定した．（1）内部減衰を考慮しないシミュレーションと（2）内部減衰を考慮したシミュレーションを行った．

3. 観測結果とシミュレーション結果の比較　観測された P 波振幅（図 a）は震源の輻射特性と地震波散乱の影響で大きくばらつくものの，震源距離を乗じても明瞭な距離減衰のトレンドを示す．また，見掛け減衰の大きさの指標 Q_P^{-1} は周波数の増大により小さくなり，周波数依存性を示す．内部減衰を含まないシミュレーションから得られる見掛け減衰は，観測された P 波の見掛け減衰よりも著しく小さく，散乱減衰だけでは観測結果を説明できない．一方，内部減衰を含むシミュレーションでは，観測された P 波の見掛け減衰と同程度の減衰率を再現することができる．

発表では，S 波の地震動シミュレーションの内部減衰の推定結果についても報告し，P 波と S 波の相違，内部減衰と散乱減衰の比率や周波数依存性について議論する．



図（a）観測された P 波振幅の震源距離変化．**（b）**内部減衰を含まない地震動シミュレーションによる P 波振幅の震源距離変化．**（c）**内部減衰（中心周波数 1 Hz，$Q_{P\_int}^{-1} = 0.01$, $Q_{S\_int}^{-1} = 0.01$）を含む地震動シミュレーションによる P 波振幅の震源距離変化．青色実線は P 波振幅の距離減衰のトレンドを示す．図中左下の数値は見掛け減衰の Q_P^{-1}．

謝辞

本研究では防災科学技術研究所（NIED）の高感度地震観測網 Hi-net, 広帯域地震観測網 F-net の波形記録，Hi-net 震源カタログを使用しました．地震動伝播シミュレーションには東京大学地震研究所の EIC 計算機システムを利用しました．

S01－P03

地震活動域の能動監視のための自然地震と規則的人工シグナルの分離

#前田裕太・山岡耕春・渡辺俊樹（名大）

Separating natural and regular artificial signals for an active monitoring of an active seismic region

#Yuta Maeda, Koshun Yamaoka, Toshiki Watanabe (Nagoya Univ.)

地震活動の活発な地域において人工震源を用いて地下構造の時間変化を調べようとする際に生じる、人工震源起源のシグナルが自然地震を覆い隠してしまう問題への対策を検討したのでそれについて報告する。

野島断層や東海スロースリップ域などの地下構造変化の能動的監視のためにアクロスと呼ばれる人工震源装置が用いられている。同装置では精密に制御された変調波を連続的に放射する。近隣の観測点におけるアクロス起源のシグナルを震源時間関数でデコンボリュージョンすればグリーン関数が求まり、その変化から地下構造の時間変化を推定しうる。地下構造変化は地震活動の活発な地域でこそ期待される一方で、そのような地域でアクロスを稼動すると小規模な地震のシグナルが覆い隠されてしまい震源決定など通常の監視業務に支障を来す恐れがある。アクロスが放射するのは精密に制御された規則的なシグナルであるので、その規則性を用いて連続地震波形からアクロス起源の振動を除去することが原理的には可能であると思われる。その具体的な方法を検討した先行研究にTakanashi and Kato (2014, Soc. Petrol. Eng.)がある。彼らはアクロスシグナルを含まない周波数チャンネルのみを逆フーリエ変換する方法とノイズレベルで重み付き平均したアクロスシグナルを差し引く方法を試し、前者ではデータサンプル数の減少に伴い偽のシグナルが生じるため後者の方法が良いと結論付けた。しかし除去性能については少数のサンプルが示されるに留まっており、実用化に向けてより系統的な除去性能の評価と最適な平均の取り方の検討が必要である。

本研究では小規模な地震が極めて高い頻度で発生している九州南部の桜島火山において、連続地震波形からのアクロスシグナルの除去手法を検討した。アクロス震源装置から600 m離れた京大春田山坑道観測点における2012年9月20日～30日の11日間の連続波形データ(火口を基準としたL成分)を使用した。同期間内に震源装置、観測点のいずれにも停止や異常は無い。

同火山のアクロスは周波数の変調周期が50秒であり、位相まで含めてきっかり400秒周期で同じ波を放射している。そこでまずは観測波形を400秒ごとに区切ってスタックした波形を平均的なアクロス起源の波であると見なし、観測波形からこれを差し引いてみた。除去の成功度合を定量化するため、400秒波形を50秒ごとに区切ってエンベロープ波形相関を計算した。アクロス起源の波は50秒周期で振幅変動するので、これを完全に除去できれば相関係数は0となるはずである。除去前の波形では相関係数が平均0.48であったところ、除去後の波形では相関係数を0.07まで下げることができた。しかし時間帯によっては相関係数が0.5を超えることもあり、アクロス起源の波を除去できたとは言い難い。このことは震源で放射された波は同一であっても日周変動、降雨の影響、噴火の影響などによってグリーン関数が時間変化することに対応すると思われる。

そこで次に、差し引く基準波形を様々に変えて試行錯誤した結果、400秒波形の2時間分の平均を差し引いた場合に生波形からは50秒周期の振幅変動をほぼ完璧に除くことが出来た(相関係数の平均値:-0.0008)。このことは地下構造変化が比較的ゆっくりとした時間スケールで起こり、2時間程度の短い時間の間であればあまり変化していないことを示唆する。アクロス起源の波が特に大きな振幅を持つ10-15 Hzの周波数帯で見るとこの手法においても50秒周期の振幅変動を除き切れていないが(相関係数の平均値:除去前0.92→除去後0.06)、これまでに試した方法の中では50秒周期の振幅変動が最も小さい。

ところで桜島火山のアクロスは回転式であり、2時間ごとに回転方向を反転させてそれらを合成することでシングルフォース震源を模擬している。上で2時間分の平均と書いたのは同じ方向に回転した2時間という意味である。この2時間分の平均を差し引く方法では2時間待たないとモニタリングに使えるデータが得られないので、実用を考えるとアルゴリズムにもう少し工夫が要る。簡単な方法として、各時刻から遡って4時間のうちの回転方向が同じ2時間分の平均を差し引いてみたところ、生波形で見る限りほぼ完璧にアクロス起源の波を除去できたが(相関係数の平均値:0.0006)、10-15 Hz帯で見ると50秒周期の変動が残ってしまった(相関係数の平均値:0.31)。日周変動の補正や、アクロス起源の波の時間変化を外挿して2時間平均波形を予測する手法を試したが、改善されなかった。

以上まとめると、これまでに試した中では回転方向が変わらない2時間分の平均を差し引く方法が最良であり、リアルタイム処理では各時刻から遡って4時間のうちの回転方向が同じ2時間の平均を差し引くのが良い。これによって生波形からはほぼ完璧にアクロスのシグナルを除けるが、10-15 Hz帯ではアクロスのシグナルが残ってしまう。また回転方向を反転させる時間帯の処理も今後の課題である。

S01－P04

地震波干渉法と地震波勾配法による任意地点間のグリーン関数抽出：数値実験による検証

#前田 拓人・西田 究（東大地震研）

Retrieving the Green's function between arbitrary places by seismic interferometry and seismic gradiometry: A numerical experiment

#Takuto Maeda and Kiwamu Nishida (ERI, UTokyo)

■はじめに　脈動などからなる長時間のノイズの相互相関によって，観測点の間を伝播する地震波のグリーン関数が得られる地震波干渉法が広く用いられている．地震波干渉法は地震がなくとも地震動の応答を抽出できる強力な手法であるが，それによって推定できるのは観測点と観測点の間のグリーン関数に限られていた．一方，近年提案された地震波勾配法（seismic gradiometry）によると，稠密な観測網で囲まれてさえいれば，観測点以外の任意地点の波形とその水平方向の微分係数を求めることができることがわかってきた．

本研究では，地震波干渉法と地震波勾配法を組み合わせて任意地点間のグリーン関数を抽出することを考え，それを2次元SH波の数値計算によって検証した．

■数値実験　まず，数値計算によりノイズ波形を生成した．数値モデルとしてS波速度3.5 km/sの一様均質な面積1000 km^{2}の領域を設定し，その中心から半径400 kmの円周上に角度1度ごとに震源を設定した．各震源から周期5秒以上で白色応答となるランダムな震源時間関数をもつ互いにインコヒーレントな地震波を輻射させ，差分法による2次元SH波数値計算を行った．この数値計算をサンプリング周期0.1 sで約9.7日分行い，平均25 km間隔でランダムに配置した観測点位置において記録したものをノイズ波形データとした．

次に，地震波勾配法によって観測点周辺の任意の場所のノイズ波形を合成した．合成を行う対象点位置から半径50 km以内の観測点を用い，それらの観測点位置から対象点への波形の2次元テイラー展開によって，対象点位置の波形とその空間微分に関する観測方程式を構築した．複数観測点のデータを用いて最小二乗法によって解くことで，対象点のノイズとその空間微分を合成した．最小二乗推定の際には，対象点を中心にしたガウス関数型の重み関数を採用した．ところで，地震波勾配法には観測点間隔よりも波長が十分長くなければならないという制約がある．その条件を満たすために，再現する波形の周期帯を20-50 sに制限した．

最後に，地震波勾配法で再構築された異なる場所のノイズ波形同士の相互相関をとることで，任意の二点間のグリーン関数を推定した．本数値実験では，ある固定された場所（図中丸印）に仮想震源を，周辺領域に10 km間隔の仮想観測点を設定し，仮想震源からすべての仮想観測点へのグリーン関数を計算した．

■結果と展望　図(a)に再構築された波動場の時刻 t=50 sにおける空間スナップショットを示す．仮想震源から同心円状に広がるスカラー波が再現されていることが確認できる．また，別の数値計算から，この波動場が真の波動場によく一致していることも確認され，本提案手法の有効性が確かめられた．

地震波勾配法では，任意地点の地震波のみならずその空間微分をも推定可能である．これを用いると，グリーン関数の空間微分，すなわちモーメントテンソル震源に対する応答も推定可能である．合成された波動場の震源における空間微分（図b）も，別途行ったモーメントテンソル震源の数値計算とよく一致した．

このように，地震波干渉法と地震波勾配法を組み合わせることで，観測点位置以外の点においてもグリーン関数を抽出できることが確かめられた．これは，適用可能な周波数帯に制限があるとはいえ，従来の地震波干渉法の制限を取り除くものである．今後，連続的なノイズやコーダ波の記録から，任意点間のグリーン関数と表面におけるモーメントテンソル応答の一部を面的に抽出できる可能性がある．

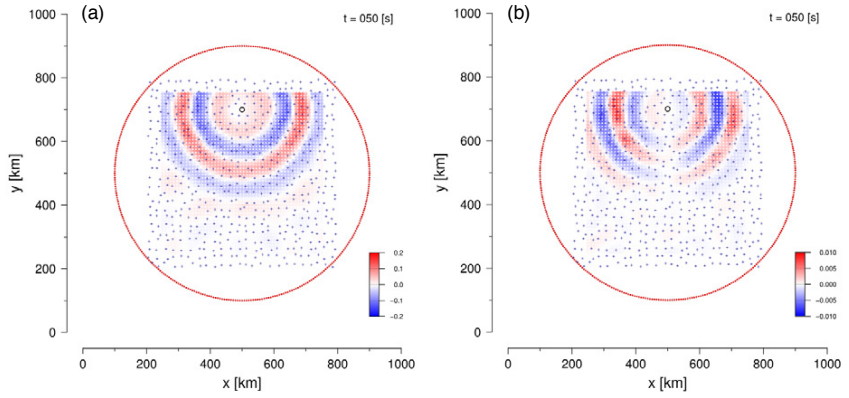


図.（a）地震波勾配法と地震波干渉法により再構築された，周期 20-50 秒帯域における仮想点（〇印）を震源とする地震波動場の空間スナップショット．（b）同じく地震波勾配法により再構築された地震波動場の，震源位置における x 方向微分．赤点がノイズ源を，黒点が波動場の再構築に用いた観測点位置を示す．

S01－P05

常時微動を用いた地震波干渉法による

スロースリップに伴う地震波速度変化の検出の試み

植村美優(京大院理)・伊藤喜宏・太田和晃(京大防災研) ・日野亮太(東北大理)・篠原雅尚(東大地震研)

A trial for detecting temporal variation in a seismic velocity field accompanied with slow slip event, using a seismic interferometry

 # Uemura Miyuu, Ito Yoshihiro , Kazuaki Ohta(DPRI), Ryota Hino (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara (ERI)

1. はじめに

巨大地震前後あるは、巨大地震に先行する地震波速度の変化を検出する一つの手法として常時微動を用いた地震波干渉法が有効である. これまでに複数の先行研究において, 地震発生前後（例えば、Wegler et al., 2009；Yamada et al., 2010）および地震発生前に地震波速度が低下するという結果が得られている(例えば、Lockner et al., 1977；Yoshimitsu et al., 2009). 一方, スロースリップに伴う地震波速度変化はほとんど知られていない.

2011 年 3 月 11 日に発生した東北太平洋沖地震発生前の同年 1 月末から 3 月 9 日の最大前震発生までの間にスロースリップおよび低周波微動が宮城沖で観測された（Ito et al., 2013; Ito et al.,2015;Katakami et al., 2016）本研究では常時微動を用いた地震波干渉法を, 2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前から震源域直上に設置された海底地震計に適用し, 本震に先行して発生したスロースリップに伴う地震波速度変化の検出を行った結果について報告する.

2. データ

解析には 2010 年 11 月から 2011 年 4 月頃まで宮城沖に設置された自己浮上式海底地震計(固有周期 4.5Hz)の記録を用いた. 本研究では, 上下動および水平動2成分の解析を行うため, はじめに海底地震計の水平動の設置方位の推定を, 自然地震の直達 P 波の振動軌跡を用いて推定した. 全観測点の上下成分に加えて, 方位が決定できた観測点については Radial 成分, Transverse 成分についても地震波干渉法による解析を行った.

3. 解析および結果

はじめに, 連続波形データに 0.25～2.0Hz のバンドパスフィルタをかけ, その後 1bit 化処理を行う(以後, この処理を行った波形を 1bit 化波形と呼ぶ). 次に、2つの観測点（或いは1観測点）の 1bit 化波形を用いて, ラグタイムが-30～30 秒に 0.1 秒刻みで、5 秒間時間窓を用いて相関係数を計算し、相互相関関数, 或いは自己相関関数を計算する. 最後に, 1 時間分(5 秒間の 1bit 化波形が 708 本分)の相互相関関数(或いは自己相関関数)をスタックして 1 日の相互相関関数, 或いは自己相関関数を求めた.

予察的に幾つかの観測点について相互相関および自己相関解析を行った結果、得られた相互相関関数および自己相関関数について、スロースリップが発生している期間の前後で相関関数に若干の変化は見られた. しかしながら, 現在の解析では, 連続波形データに自然地震による波形が含まれるため, 地震活動の変化を含む周囲のノイズ場の変化を見ている可能性を否定できない. 今後は、自然地震を解析から除去し, さらに解析を進める予定である.

S01－P06

ウェーブレット解析による火山下の深部低周波地震のスペクトル構造

#鵜川元雄（日大文理）

Spectral structure of the deep low frequency earthquakes beneath volcanoes by applying wavelet analysis

#Motoo Ukawa (Nihon Univ.)

火山下で発生する深部低周波地震は、続発的に発生し、周波数が1～数Hzの低周波成分に10Hz程度の比較的高周波の波動が重畳するという特徴を有している。高周波成分と低周波成分の強度の時間的推移は、深部低周波地震の発震機構と関係していると考えられるが、フーリエ窓変換によるランニング・スペクトル解析では低周波成分の検出のために数秒以上の窓の時間幅が必要であり、高周波成分の励起に関する時間的な情報が大きく損なわれてしまう。またバンドパス・フィルターによって励起された周波数成分の時間変化を見ることもできるが、いくつかの帯域によるフィルター波形を比較することが必要である。一方、1980年代から発展してきたウェーブレット解析では、信号の特徴的な周期に応じた時間精度で局所的な波動を検出することができ、深部低周波地震のように周波数が大きく異なる波動で構成される時系列の解析に適していると考えられる。本研究では、ウェーブレット解析を日本の約10火山で発生した深部低周波地震に適用し、スペクトル構造を推定した結果について述べる。

本研究ではMorletのウェーブレットを使い、計算方法はTorrence and Compo(1998: Bull. Amer. Meteorol. Soc)に従った。対象とした深部低周波地震は、北海道駒ヶ岳、岩手山、富士山、箱根山、阿蘇山など約10火山で、数分から10分程度続発する低周波地震のなかの最大地震がM1.5程度の地震活動を選択した。波形データは防災科学技術研究所におるHintとVnetの3成分速度型短周期地震計による観測データを使用した。観測点は、できるだけ震央に近い2～3観測点を選んだ。データ長は地震活動によって異なるが、5分間～15分間である。

図1に示した解析例は、2007年9月5日05時20分頃に阿蘇山で発生した深部低周波地震（気象庁による震源の深さは15～18 km、最大地震のマグニチュードはM1.6）をHint観測点ASVHの上下動地震計で観測したものである。この地震では4個の波群が明瞭に識別できる。grayスケールで表示されたスペクトル強度から、主要なスペクトル成分は約1Hzの波動であること、前半に発生した2つの地震には10Hz以上の比較的高周波成分が含まれているが、後半の地震では5Hz以上の周波数成分の強度が弱いこと、4つの波群のなかで3つめの波群が最も低い周波数の低周波成分を含むことなどが読み取れる。

今回解析した深部低周波地震では、主要なスペクトルは約1Hz～3Hzの範囲にあること、ほとんどの地震群に5Hz～十数Hzの比較的高周波の波動が重畳し、続発する地震の前半の地震に高周波成分が顕著に現れる傾向があることが分かった。ウェーブレット解析はこのような時間変化するスペクトル解析に適している。

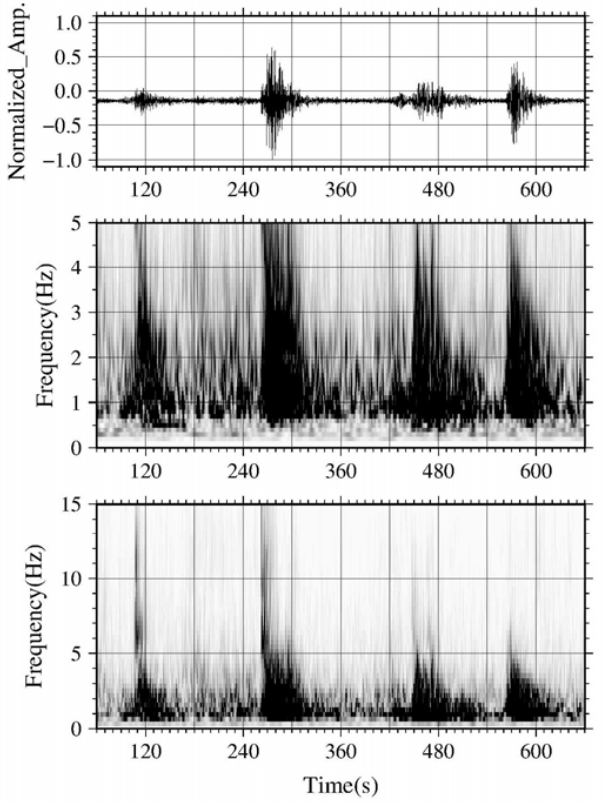


図1　ウェーブレット解析による深部低周波地震のスペクトル例。2007年9月5日05時20分頃に阿蘇山直下で発生した地震をASVH観測点で観測した上下動成分。
（上段）地震波形
（中段）0-5Hzのスペクトル強度
（下段）0-15Hzのスペクトル強度

【謝辞】防災科学技術研究所のHintおよびVnetデータを使用した。また作図にはGMTを使用した。ここに謝意を表します。

S01－P07

リソスフェア内のランダム不均質性とみかけの鉛直異方性：表面波位相速度への影響

#吉澤 和範（北大理）

Random heterogeneity in the lithosphere and apparent radial anisotropy: Effects on surface wave phase speeds

#K. Yoshizawa (Hokkaido Univ.)

1. はじめに

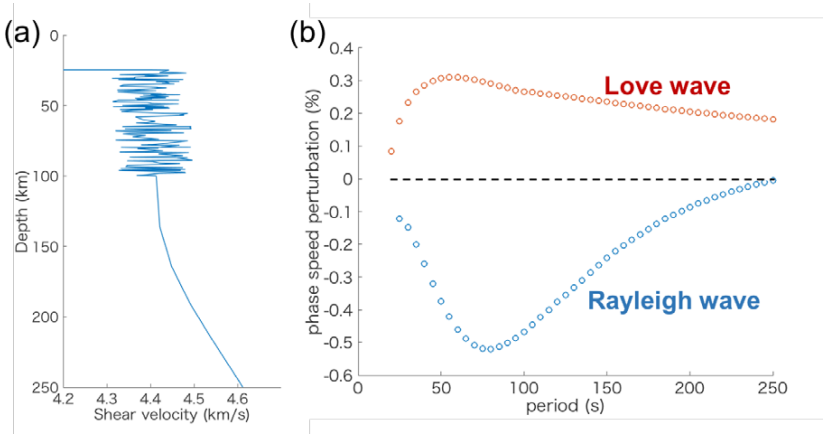
近年の高密度な広帯域地震観測網を利用した長周期表面波トモグラフィーから，リソスフェア浅部やアセノスフェア内部での強い鉛直異方性（SH>SV）の存在が示唆されている（e.g., Yoshizawa, 2014, PEPI）．特に大陸リソスフェア浅部（深さ 90km 以浅）の異方性については，S 波レシーバー関数で観測されるリソスフェア内不連続面（e.g., Ford et al., 2010, EPSL）との関係も示唆されている．一方で，最近のより高周波での散乱波の研究を通じ，大陸や海洋域のリソスフェア内部におけるラミナ状ランダム不均質性の存在が報告されている（e.g., Kennett & Furumura, 2008; Kennett et al., 2013, 2014, GJI）．このような微細スケールの水平互層構造が存在する場合，媒質に固有の異方的性質に加え，ラミナ状の水平互層構造から生じるみかけの異方性が，長周期表面波の位相速度に影響を与えることが考えられる．そこで本研究では，1次元モデルの浅部にランダムな不均質性を加えた場合の表面波位相速度への影響について検証する．

2. 方法

まず，等方的な1次元標準地球モデル（PREMを一部改良）に対し，上部マントルの特定の深さ範囲に，ラミナ状不均質性を模したランダム不均質性（平均 0.5 km 間隔で，−2.0～2.0%のランダムな速度摂動）を加えたモデルを大量に作成し，それらのモデルに対しノーマルモードを計算して，基本モードおよび 4 次までの高次モードのラブ波およびレイリー波の分散曲線を計算する．さらに，標準的な等方モデルでの位相速度c_0に対して，ランダム不均質モデルから推定されるラブ波およびレイリー波の位相速度の速度摂動$\delta c/c_0$を求め，微細な不均質性の影響を検討する．

3. 結果と考察

ここでは，モホ面から深さ 100km までの間に，平均 0.5km 間隔で−2.0%～+2.0%のランダムな速度摂動を与えた等方的な S 波モデルを 620 パターン合成し，各モデルに対してノーマルモードを計算した例を示す．図（a）は，その典型的な1次元モデルの一例である．そのうち，安定して位相速度を計算できた 246 モデルに対する基本モードの位相速度摂動を図（b）に示している．ランダム不均質性を含まない等方モデルの場合には，この摂動はゼロとなるが，図のように，ラブ波の平均位相速度は等方モデルよりも高速に，レイリー波は低速になることがわかる．媒質は等方性を仮定しているので，これら位相速度の系統的な変化は，水平互層構造から生じるみかけの異方性の影響を示している．この影響は基本モードで特に顕著であり，高次モードへの影響は比較的小さい． この結果は，上部マントルに微細スケールのラミナ状不均質性が存在する場合，表面波位相速度の観測データから求めた鉛直異方性（SH・SV 波速度）モデルには，みかけの異方性（SH>SV）の影響も含まれていることを示唆しており，その定量的な解釈には注意を要する．



図：(a) 等方的な1次元モデルに平均 0.5 km 間隔で−2.0～2.0%のランダムな速度摂動を加えた互層構造モデルの一例．(b) (a)と同様の 246 種のランダム不均質モデルに対する基本モードのレイリー波及びラブ波の摂動の平均値．

S04－P01

海陸統合地震観測データから見る 2011 年東北沖地震震源域における地震発生前後の *b* 値の時空間変化

#仲谷幸浩・望月公廣・篠原雅尚・山田知朗・塩原肇（東大地震研）・日野亮太・東龍介（東北大）・伊藤喜宏（京大防災研）・村井芳夫（北大）・佐藤利典（千葉大）・植平賢司・眞保敬・平田賢治（防災科研）・八木原寛（鹿大）・小平秀一・尾鼻浩一郎・町田祐弥（JAMSTEC）・対馬弘晃（気象研）

Spatiotemporal variation of the *b*-value along the plate interface before and after the 2011 Tohoku earthquake

#Y. Nakatani, K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Yamada, H. Shiobara (ERI), R. Hino, R. Azuma (Tohoku Univ.), Y. Ito (DPRI), Y. Murai (Hokkaido Univ.), T. Sato (Chiba Univ.), K. Uehira, T. Shimbo, K. Hirata (NIED), H. Yakiwara (Kagoshima Univ.), S. Kodaira, K. Obana, Y. Machida (JAMSTEC), H. Tsushima (MRI)

地震のマグニチュードと発生数の関係を表す Gutenberg-Richter 則の *b* 値は，領域の差応力と負の相関をもつと考えられている（*Schorlemmer et al., 2005* など）．この性質を利用し，海陸プレート境界面での *b* 値の空間分布から，プレート間の応力不均質を議論することができる（*Ghosh et al., 2008*）．2011 年東北沖地震の震源域では，その発生前後で地震活動度が数倍～数十倍増えた．これに対応する *b* 値の時空間変化は，地震前後の応力状態を評価するための指標となる．震源域における地震前後の *b* 値研究は既に行われている（*Tormann et al., 2015*; *Nanjo et al., 2012*）．しかし，海域の地震に対する既存地震カタログの地震検出能と震源深さ精度の問題から，プレート境界面での *b* 値の時空間変化についてはまだ議論の余地がある．本研究では，東北沖地震前後に展開された海底・陸上地震計を用いてプレート境界面周辺で発生した地震の検出・震源決定を行い，得られた *b* 値の時空間変化から，震源域での応力状態の評価を試みる．

まず，海陸地震観測データからプレート境界面付近の地震を自動的に検出および震源決定する手法を構築した．使用データは Hi-net（陸上）/日本海溝・千島海溝 RR（地震前）/海底余震観測（*Shinohara et al., 2011, 2012*）/宮城県沖繰り返し観測/海溝海側海底観測である．ノイズレベルの高い東北沖地震直後のデータでも高い検出能を保つために，波形相関と統計量に基づく手法を適用した（*Nakatani et al., 2015; Poiata et al., 2016*）．その結果，東北沖地震後３ヶ月間でのコンプリートネスマグニチュード（Mc）は，先行研究（Mc~4）に比べ約 2 改善した．

次に，得られたプレート境界面付近の地震活動・*b* 値の空間的特徴について議論する（以下は地震後３ヶ月間の結果）．地震活動度分布からは，余震活動域と本震時大すべり域が互いに相補的な関係にあることが明らかになった．この結果は，中規模のプレート境界型余震を陸上観測から調べた既存結果（*Kato and Igarashi, 2012*）を支持する．*b* 値の空間分布からは，震源域内で一様な応力解放（＝高 *b* 値）を示した既存結果と異なり，プレート境界面構造（流体の存在, *Mochizuki et al., 2005*）を反映した応力状態であることがわかってきた．

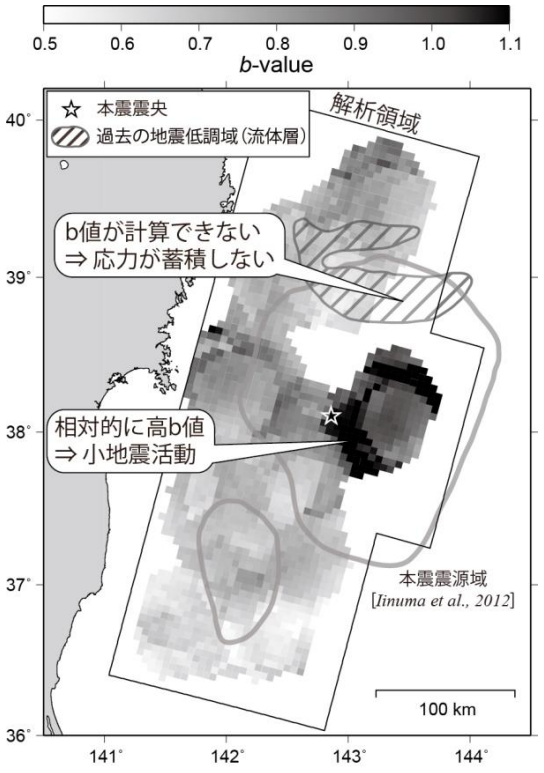


図 プレート境界面での *b* 値の空間変化（本震後）

S04－P02

近地津波および遠地地震波による 2012年東北沖スラブ内地震 (Mw 7.2) の破壊過程

#久保田達矢・日野亮太・太田雄策・鈴木秀市（東北大理）・
稲津大祐（東大海洋アライアンス）

Rupture process of Tohoku intraslab earthquake jointly based on near-field tsunami and far-field seismic records

#Tatsuya Kubota, Ryota Hino, Yusaku Ohta,
Syuichi Suzuki (Tohoku Univ.), Daisuke Inazu (UTokyo Ocean Alliance)

はじめに

2012 年 12 月 7 日，宮城沖の海溝軸付近の太平洋プレート内で 2 つのサブイベントからなる地震 (Mw 7.2, Global CMT) が発生した．この地震は先行した深さ約 60 km の逆断層型の地震 (イベント 1) とその 12 秒後に約 20km の深さで発生した正断層型地震 (イベント 2) からなる．震源域周辺では浅部・深部のそれぞれで東西伸張・圧縮の応力場が発達し [e.g., Gamage et al., 2009, JGR]，その間には応力の中立域があると考えられている．我々は，2 つのサブイベントの破壊の深さ方向の広がりから，2011 年東方沖地震後のスラブ内応力中立域の深さを拘束できると考え，本地震の震源断層モデルの詳細な推定を試みてきた．久保田ほか [2016, JpGU] は，近地津波波形と余震分布 [Obana et al., 2015, AGU] に基づいて，浅部で発生し津波を効率的に励起したイベント 2 の断層モデルを明らかにした．しかし，スラブ内深部で発生したイベント 1 による海底上下変動量はイベント 2 より小さく，津波波形だけでその震源モデルを制約することは難しかった．

遠地実体波を用いた深部逆断層型イベントの震源断層モデル推定

Lay et al. [2012, PEPI] はこの地震について遠地実体波を用いて解析を行っているが，2 つのサブイベントからの波形が重畳した遠地実体波の記録から震源断層モデルを推定した場合，特にイベント 2 のモデル構築に難があるものと考えられる．そこで，本研究では，津波解析で推定が困難であったイベント 1 に絞ってその断層モデルを遠地実体波記録から推定し，津波解析から制約されたイベント 2 のモデルと総合することで，この地震の全体像を復元することを試みた．

IRIS-DMC から取得した遠地実体波記録を Kikuchi and Kanamori [2003] の手法により逆解析し，すべり分布を推定した．その際，イベント 2 による地震波が含まれず，かつ解析に十分な長さが確保できるよう，P 波到達時刻から 15 秒間の波形を切り出して使用した．得られたすべり分布とそれをもとに計算された海底上下変動場を図 1a に示す．

議論

図 1b に本解析で得られたイベント 1 による海底変動分布と津波解析により得られたイベント 2 による海底変動分布を重ね合わせたものを，図 1c にはそこから計算される津波波形を実際の観測波形と比較したものを示す．計算波形は観測波形の特徴をよく説明しており，津波データだけからではその震源断層モデル推定の精度が低かったサブイベント 1 の断層モデルを遠地実体波解析で推定することにより，この複合地震の震源像に迫ることができた．このことは，各サブイベントのモデル化に有効な異なる種類のデータを組み合わせることが，複雑な破壊過程をもつ地震の震源断層モデル推定に有効であることを示す結果と言える．

今後は，得られた複合破壊のモデルによって，近地津波波形だけでなく，遠地地震波形も説明できるか，特に 2 つのサブイベントからの波形が重畳した部分に注目して検証するとともに，遠地実体波と近地津波の同時逆解析から，双方をよく説明する震源断層モデルを構築することを通して，この地震の震源近傍におけるスラブ内の応力場について詳細に考察する．

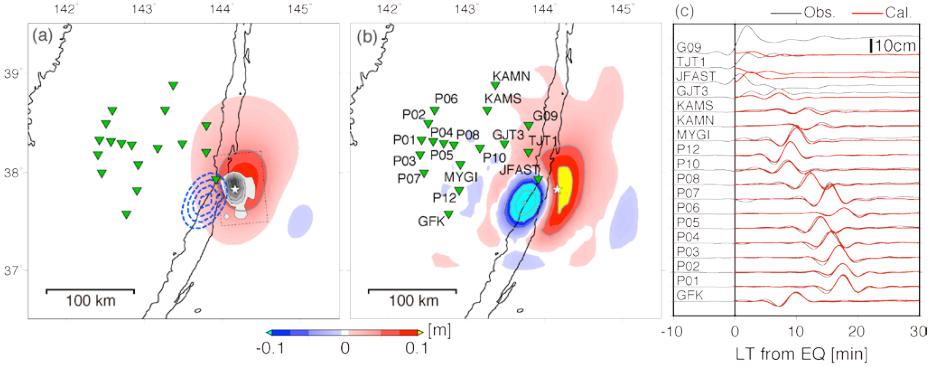


図1(a) 遠地実体波から得られたイベント1の地震時すべり分布 (図中灰色コンター)と，それに伴う海底の上下変動場．また，久保田ほか [2016, JpGU] で得られたイベント2に伴う海底沈降場を青破線コンターで示す．(b) 図1aで示された2つの海底変動場の重ね合わせたもの．(c) 図1bの変動場から計算される津波波形 (赤線)，および実際の観測波形 (灰線) の比較．

S04－P03

プレート境界断層の平均応力降下量を拘束条件とした1703年元禄関東地震の滑り分布の推定：海底面形状の効果

#小森純希・安藤亮輔（東大理）・宍倉正展（産総研）

Source fault model of the 1703 Genroku earthquake with the constraints of average stress drop: Effects of Seafloor geometry

#Junki Komori, Ryosuke Ando (Tokyo Univ.), Masanobu Shishikura (AIST)

巨大地震が発生する際，断層面のずれに伴って，地表面で隆起や沈降などの地殻変動が観測される．この際に観測される地殻変動分布から，震源断層の破壊領域やすべり量をインバージョン解析によって求める手法が広く用いられている．近年発生した地震など，詳細な地殻変動分布や地震波形データが豊富に集まっている場合は，かなり精密に断層面分布を見積もることができる．一方で，古地震研究の分野でも，歴史記録の解析や残存する隆起痕跡の高度などから地殻変動分布を求め，同様の手法で震源断層分布が解析されているが，データの分布がまばらであったり偏在したりしているために，現実の滑り分布を推定することには，相当程度の困難を要する．1703年元禄関東地震では，房総半島南東方沖の領域が破壊したことが津波記録のみに基づいて推定されている（Matsuda et al., 1978; 行谷ほか，2011）が，地殻変動解析からはその評価は定まっておらず，長期的な発生予測と規模評価の観点から，大きな問題となっている．

Kanamori and Anderson (1975)は，巨大地震ではその地震の規模によらず断層面上の平均的な応力降下量が1から10 MPa程度の範囲内の値を示すことを，観測データから示した．応力降下量は断層面の形状や大きさとすべり量を関係づける物理量であるため，この事実は，断層サイズ-滑り量のスケーリング則として知られるように，実際の地震時の破壊領域と滑り量との間に重要な関係性を与える．しかしながら古地震研究の分野では，過去の地震断層を数値計算で再現する際にも，この応力降下量の概念は考慮されてこなかった．

小森ほか(2016)では，宍倉(2003)が推定した離水段丘高度をデータとした元禄地震震源断層のインバージョン解析を，一様な応力降下量を制約条件として導入して行った．その結果，地上の隆起分布を再現するためにも，従来津波の発生源としてのみ想定されていた南東沖海底下の断層面が必要となることを．また，元禄地震時の房総南端部で観測された隆起の傾斜は，一様な応力降下量条件の下で予想される値に比べ過大であることが示唆された．

小森(2016)のモデルでは，地表面を解析的に求められグリーン関数（Meade, 2007）を用いて平面として表現していたが，海底面の凹凸のためにモデル化したプレート境界とトラフの位置が一致しなかったり，海底面が断層によって切れた効果の解明が十分でないというような問題があった．応力境界条件により滑り分布を計算すると，自由表面と断層面との相互作用が効くため，滑りや地表変形の分布に対する，そのような浅部での幾何形状の違いの効果は自明ではない．

本研究では，プレート境界面およびトラフ付近の詳細形状を導入して，物理的に合理的なモデルによる，元禄地震地表変動分布の再現を試みた．本研究では，元禄地震の際に発生した地殻変動量として，宍倉(2003)が周辺地域に残されている離水段丘の高度から推定した値を用いた．プレート境界面と海底面・地表面を三角形食い違い要素の集合として離散化し，断層面では，一様な応力降下量を仮定するとともに，地表面と海底面は自由表面となるように条件づけた．そのようなモデルに対し，隆起分布をデータとして考慮することで，最適な断層の位置と大きさ，滑り量をグリッドサーチによって推定した．さらに，地震破壊が自由表面まで到達した場合での解析を行い予備的な結果を得た，今回の発表では，地表面が切れていない場合との比較を行った結果などを報告する予定である．

S04－P04

沈み込み帯における流体の3次元的な移動による スロースリップの空間変化

#森重学（京大地熱研）・Peter E. van Keken（カーネギー研究所）

Spatial variation in slow slip events caused by 3D fluid migration in subduction zones

#Manabu Morishige (IGS, Kyoto Univ.), Peter E. van Keken (Carnegie Institution for Science)

In Cascadia and Southwest Japan, where relatively dense seismic and geodetic observations are available, we can see a good correlation between the geometry of subducting slab and Slow Slip Events (SSEs). For example, the total slip by SSEs is large at the bend of the slab in Cascadia and in Ise Bay, whereas it is very small in Kii Channel (Schmidt and Gao, 2010; Nishimura et al., 2013). Considering that fluids play a critical role in generating SSEs probably through increasing pore-fluid pressure, these observations may reflect the along-arc variation in fluid flux caused by complex slab geometries. In this presentation, we will show how fluids migrate in 3D due to complex slab geometries and discuss how the spatial variation in fluid flux is related to the observed SSEs.

We construct 2D and 3D numerical models of subduction zones based on a theory of two-phase flow (e.g., McKenzie, 1984; Spiegelman, 1993). The model domain is divided into three regions: continental crust, mantle wedge, and subducting slab. We assume a thin serpentinite layer just above the slab from 30 to 70 km depth. For 3D cases, we consider the slab geometries similar to Cascadia and Kii Channel. The fluids are assumed to migrate in the serpentinite layer in the direction subparallel to slab surface by the effects of permeability anisotropy (Kawano et al., 2011). In 3D, we assume that permeability is the same in any direction parallel to slab surface (Okazaki et al., 2013). Fluid source is set around the region where slab surface temperature reaches 600C.

Results of 2D cases show that we need relatively strong permeability anisotropy (permeability in the direction parallel to slab surface is 50 times higher than that in the direction normal to slab surface) to make the fluids reach the region of SSEs. In 3D, we find that fluids migrate in the maximum-dip direction of the slab. As a result, fluid paths concentrate where slab geometry is convex and porosity increases there. When slab geometry is concave, fluid paths diverge and porosity decreases. If we simply assume that pore-fluid pressure increases where porosity is high, our models can explain the observed large total slips by SSEs in Cascadia and Ise Bay. An exception is Kii Channel, where the total slip is very small although slab geometry is convex. Possible explanations for it will be (1) slab does not exist in a deep part in this region so that the total amount of fluid source is less than what we expect from our numerical models, (2) slab tear exists (Ide et al., 2010), and (3) the incoming oceanic crust lacks the quantity of hydrous minerals (Seno and Yamasaki, 2003).

S04－P05

ダイク貫入に伴うRift-parallel motion: 2005-2010年エチオピア・Afar

#姫松裕志・古屋正人（北大理）

A Rift-parallel motion at the graben floor during the 2005-2010 Afar rifting event

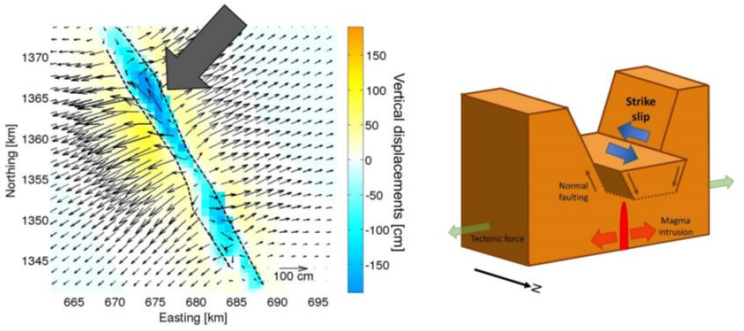
#Yuji Himematsu, Masato Furuya (Hokkaido Univ.)

群発的な正断層地震やマグマの貫入を伴うダイク貫入イベントは大規模な地殻変動を伴い，陸域ではプレート発散境界である東アフリカ地溝帯やアイスランドでしばしば発生する．2005-2010年にわたって発生した東アフリカ地溝帯の最も北に位置するエチオピアのAfar盆地でダイク貫入イベントでは，このイベントに伴う地殻変動がGNSSや合成開口レーダ (SAR)を用いて既に明らかにされており，観測結果を再現する断層モデルも示されている (e.g., Wright et al. 2005).

一方，東アフリカ地溝帯で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動の興味深い挙動としてHimematsu and Furuya (2015) が指摘したグラーベンの沈降領域におけるRift-parallel motionがある．ダイク貫入イベントに伴う地殻変動は主に，プレートの拡大軸と一致する方位に走向を持つ正断層型地震や弱線に沿って鉛直開口するマグマ貫入によって生じる．そのためプレートの拡大軸と一致する方位への地殻変動はこれまで注目されてこなかった．Himematsu and Furuya (2015) は2007年タンザニア北部で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動の中に，グラーベンの沈降領域において およそ南北にのびるプレートの拡大軸の方位と一致する南南西方向への水平変動 (Rift-parallel motion) の存在を明らかにした．しかしRift-parallel motionを説明する断層モデルは示されたものの物理的なメカニズムの解明には至っていない．そこで本研究では同じ東アフリカ地溝帯に位置するエチオピアのAfar盆地で発生したダイク貫入イベントに注目し，Rift-parallel motionがダイク貫入時には普遍的に起こるものなのか，2007年タンザニアの事例で特異的な現象なのかを検証した．本研究では2005-2010年のイベント期間のうち，十分なデータを取得できたALOS/PALSARの運用期間に限って解析を行った．

PALSARデータにピクセルオフセット法 (画像相関による変位抽出法) とMultiple Aperture Interferometry (MAI) を適用した結果，エチオピアの事例においても特にグラーベンの沈降領域の北半分の領域において最大100cmを超えるRift-parallel motionを示すシグナルを検出した．このRift-parallel motionは横ずれの断層運動によって説明できるものの，イベント期間中 (2005-2010年) における地震波観測の結果は，いずれも正断層ずれやマグマの貫入を示唆する非ダブルカップル成分を含むメカニズム解のみを示している．したがってRift-parallel motionは非地震性滑りによって生じた結果であると推測される．ダイク貫入イベントに伴う3次元地殻変動を再現する断層モデルの構築に取り組み，グラーベンの沈降領域におけるRift-parallel motionを含むシグナルをおおむね再現する計算結果が得られた．特にRift-parallel motionを再現する断層すべり分布の横ずれ成分に注目すると，西落ち断層の深さ1kmで最大1.7mの右横ずれのすべり分布が明らかになった．

Rift-parallel motionの発生メカニズムとしてBookshelf faultingによる変位やDog-bone seismicity，マグマ供給源の体積変化に伴う変位などを考察してきたが，Rift-parallel motionを引き起こした決定的要因が不明である．新たな可能性としてKoptev et al. (2015, Nat. Geo.) が示したリフト帯形成を再現する数値シミュレーションの結果に注目した．彼らのモデルはマントルのPlumeがリフトの拡大軸方向へ地殻の下端に沿って水平方向に円筒状のプルームの経路 (Channelized flow) を形成し，これが地表において拡大軸と平行する方位に水平変位を伴うことを示した．本講演ではダイク貫入イベントを引き金として，Channelized flowによる蓄積されたひずみがRift-parallel motionを引き起こした可能性について議論する．



(左図) ALOS/PALSAR データの解析により得られた 2007-2010 年に発生したダイク貫入イベントに伴う累積の 3 次元変位．上下成分をカラースケールで，水平成分はベクトルで示した．黒点線は変位の不連続の位置を示した．太矢印でグラーベンの沈降領域における Rift-parallel motion が起こった位置を示した．(右図)　グラーベンの沈降領域における Rift-parallel motion の模式図.

S04－P06

富士山、なぜそこにあるのか

＃　橋場　明

Mt.Fuji, why is there.

＃Akira Hashiba

日本一の独立巨峰、富士山がなぜそこにあるか考えてみる。火山が連なる場所ではない。そこで日本列島の南岸で海中に連なる南海トラフについて考えて見る。私はトラフがプレートに入った面外せん断亀裂による逆断層と考えている。亀裂は無限に続くのではなく、陸に上がったらどこかで終わる筈です。亀裂は東海トラフ、駿河トラフと続き、駿河湾から陸に上る。ここで止めるのがストップマウンテン富士山です。亀裂の先端はクサビのような鋭角ですが陸に上がると円形のストップホールを形成し止まり、上向きの筒を作る。ここをマグマが通って地上に上り、噴火となり富士山を形成したと推定します。

ここで南海トラフの反対方向はどうなるでしょうか。南西に向かって亀裂は沖縄トラフとなり、中国大陸とぶつかる。ここで大陸に直接ぶつからず、台湾と言う島を形成し、島に新高山と言う、ストップマウンテンを形成したと考えられます。新高山は富士山より高い独立巨峰です。このように、プレートに入った亀裂（トラフ）は両端に独立巨峰を持つのが特徴です。

同様な例は、アフリカに見られる。有名なエチオピアの大地溝帯はアフリカプレートに入った亀裂で、北に向かって紅海を通って、イスラエルのヨルダン渓谷を通ってレバノンにある独立巨峰ヘルモン山で止まる。南に向かってはケニアにあるキリマンジャロ山で止まる。キリマンジャロ山は典型的な独立巨峰である。

もう一つの例は身近なフィリピン海溝である。これもトラフと見られる亀裂で、北に向かってルソン島で巨大噴火を起こしたピナツボ山で止まり、南に向かってはインドネシアイリアンジャヤにあるジャヤ山で止まる。ジャヤ山は５０００m級の巨峰である。

このようなトラフと両端の独立巨峰は他にも存在するかも知れません。

以上

S14－P01

日本海溝地域における地震発生予測の試み
—2011 年東北地方太平洋沖地震前後で検証—

#中田令子・兵藤守・堀高峰（JAMSTEC）

Validation of earthquake forecasting method by the 2011 Tohoku-Oki Earthquake

Ryoko Nakata, Mamoru Hyodo, Takane Hori (JAMSTEC)

はじめに

宮城県沖では、1978 年宮城県沖地震（M7.4）のような地震が 30～40 年の再来間隔で繰り返し発生している。2011 年 1 月の時点では、地震調査研究推進本部による M7.5 前後の 30 年以内の地震発生確率は 99%であった。しかし、2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震時に、過去の宮城県沖地震震源域を含めた広い領域で、M7 クラスの地震時よりも大きくすべり、余効変動も続いているため、2016 年 1 月の時点では、地震調査研究推進本部は宮城県沖で今後 30 年以内に M7.4 前後の地震が起こる確率を「不明」としている。そこで本研究では、地震発生サイクルの数値シミュレーションを行い、過去の事象をある程度再現できたシナリオを用いて、M9 地震発生後の宮城県沖での応力蓄積・解放過程を調べた [Nakata et al., 2016]。

さらに、地震発生サイクルシミュレーションモデルの高度化と並行して取り組んでいる、逐次データ同化手法を用いた解析についても紹介する。これまでに、南海トラフ地震を対象として、地殻変動観測データと、地震発生サイクルシミュレーションで得られた M8 クラスの地震発生に至る多数のシナリオ（シミュレーションデータベース）に対して、プレート境界での固着・すべりの推移予測の試行実験を行ってきた [Hori et al., 2014; 兵藤他, 2013]。本研究では、同様の手法を日本海溝地域に適用し、M7 クラスの前震発生から M9 クラスの本震に至る過程について、数値実験を行う。

地震発生サイクルシミュレーションにもとづく長期予測

地震発生サイクルの数値シミュレーション [Nakata et al., 2016]では、日本海溝を対象とし、3 次元のプレート境界面上に大地震の震源域を円や矩形で近似して周囲よりも不安定な摩擦条件（A-B<0, L 小）を仮定し、aging law を用いた。摩擦パラメタ分布を様々に仮定して計算を行い、121 モデルで M9 クラスの地震とその余効すべり、および宮城県沖における M7 クラスの地震に関しても、観測されている特徴を半定量的に再現することができた。福島県沖・茨城県沖における M7 クラスの地震（最大余震を含む）に関しても観測と調和的な特徴を示すシナリオもあった。さらに、M7 クラスの前震の発生とその余効すべりの伝播から M9 クラスの地震をトリガーする、という 2011 年の事象と類似したシナリオまで再現できたモデルもあった。これらのシナリオを詳しく解析したところ、121 シナリオのうち 60%に相当する 73 シナリオでは、M9 地震後に宮城県沖で M7 クラスの地震が発生するまでの期間は、M9 地震が発生する前の平均繰り返し間隔の半分よりも短くなっていた。

地殻変動データの逐次同化にもとづく推移予測

2011 年東北地方太平洋沖地震では、M9.0 の地震（本震）の 51 時間前に本震時のすべり域内で M7.3 の前震が発生した。前震から本震発生までの期間には、ゆっくりすべりや地震活動度の変化が観測されている [e.g., Ando & Imanishi, 2011; Kato et al., 2012]。このように、前震だけでなく、固着のはがれやゆっくりすべりなどの発生を経て巨大地震発生に至る場合、その過程が地殻変動データとしてとらえられると期待される。こうした地殻変動をモニタリングしつつ、その後の推移を予測するため、地殻変動観測データを、あらかじめ計算した様々なシナリオと比較して、各シナリオの尤度を評価する。

シナリオは、Nakata et al. [2016]によるもののうち、より多くの特徴について観測と整合性のある 50 シナリオを用いる。ただし、三陸沖南部海溝寄りの地域で M7 クラスの地震（前震とみなす）が発生してから M9 クラスの地震（本震）が発生するまでの時間差は 1 日以内から 50 年以上まで様々である。地殻変動観測データは、そのうちの 1 シナリオから計算されたデータセットを模擬観測値として用いる。今回は、上下動成分のみを使い、前震が発生する 1～9 年前から本震発生までの期間を扱う。

50 シナリオに対して、陸域と海域における任意の地点で地殻変動を計算し、粒子フィルタの一種である逐次重点サンプリング (Sequential Importance Sampling; SIS) と呼ばれる逐次データ同化手法を適用して各シナリオの尤度を計算する。地殻変動データのサンプリング間隔や同化する期間、使用する観測点、模擬観測データに用いるシナリオの前震と本震の時間差などについて、どのような場合にどのような推移予測を行えるのか、検証を進めている。

謝辞：本研究は文科省の「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」の補助を受けて行われました。地震発生サイクルの数値計算には海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました。

S14－P02

確率予測の採点式「拡張ブライアスコア」とその適用例

#林 豊（気象研）

The scoring rule "Extended Brier's Score" for a stochastic prediction and an example of application of the rule

#Yutaka Hayashi (MRI)

1. はじめに

地震の発生などの予測手法の開発・改良において，複数の予測手法による予測値と実測値から指標値を算出・比較し，より高スコアを得る手法や最大スコアを得るパラメータを選択する手順が，一般に用いられる．しかし，不適切な指標が利用価値の低い予測に高スコアを与えることがあるため，この手順は採点環境に最も適合する手法を発見できても，必ずしもより優れた予測手法を選択できるわけではない．採点方法の適切さは重要な問題である．

そこで，平常の活動等から容易に推測しうる当たり前の予測との比較によってスコアを求める仕組みを持ち，かつ，予測手法が予測者の信念を曲げて採点方法におもねることができない仕組みも併せ持った，確率予測のための適切な採点方法を検討した．本稿ではその採点手法の概要と適用例を示す．詳しくは，大会での発表および別稿（地震予知連会報投稿中）で述べる．

2. 拡張ブライアスコア

確率予測のための採点方法が満たすべき条件として知られる「適正な採点ルール」（Murphy and Epstein, 1967 ; (a)）を拡張して，次の条件を設けた．

(a) 自分の判断通りに予測しなければ，高い点数が得られない，
(b) 基準予測（平常の活動等から容易に推測できる予測値など基準となる予測）のスコアが一定値である（例．0 点），
(c) 基準予測に関する対称性，
(d) 難易度に関する正当な序列

導出などは省くが，(a)～(d)を同時に満たす採点式の一般解は導ける．その解の中に，業務的に行われる確率予報の採点等に広く採用されているブライアスコア（*BS*）を拡張した形のものがある．この「拡張ブライアスコア」とよぶべき採点式は，予測値を *f*，基準予測値を *c*，予測対象事象の発生の有無を *i*（事象が発生すれば 1，発生しなければ 0），スコアを *XBS* として，

$$XBS_i(f,c)=\frac{(i-c)^2-(i-f)^2}{c(1-c)} \quad (1)$$

で表される．基準予測値が 1/2 の時，ブライアスコアの一次関数

$$XBS_i(f,1/2)=1-4BS_i(f) \quad (2)$$

で表せる．拡張ブライアスコアは次の特徴を持つ．

- 尤度などと違い，予測値が 0 や 1 であっても安定に計算可能である．
- ブライアスコアなどと違い，任意に定めた基準予測との比較を織り込んだ採点式である．
- 基準予測のスコアは 0 点，完全な予測（予測値が常に 0 か 1 で，かつ，すべて的中）のスコアの期待値は 1 点．基準予測より悪い予測は，スコアは負になる．

3. 適用例

日本周辺の相似地震（波形が極めて類似する小繰り返し地震）の予測実験の確率予測値（Okada et al.,2012）と，予測期間の地震カタログに当該地震が含まれているか否か（これを正解とする）を用いて，ブライアスコア，尤度，拡張ブライアスコア，尤度差の各々の式で採点した．採点の適用対象とした当予測実験は，相似地震が系列毎に独立な更新過程で，地震の発生間隔が対数正規分布に従って発生すると仮定し，両確率モデルパラメータの確率分布を系列毎にベイズ推定するモデルに基づくもので，相似地震系列毎に，2006～2010 年に 4 回の予測時点から 3 か月・6 か月・1 年以内に当該系列の地震が発生する確率がそれぞれ予測されている．なお，予測対象の系列は平均繰り返し間隔が 1～2 年のものが過半であった．また，採点に際して，尤度や尤度差を定義不可能な予測値があり，比較のためには当該予測値を採点対象から除外して適用せざるを得なかった．

採点の結果，尤度とブライアスコアからでは 3 か月予測が 1 年予測に比べて好成績だったが，採点対象の予測実験に用いられた手法が 3 か月予測向きだと結論してはならない．基準予測値として，統計期間内の平均地震発生頻度を生起率とするポアソン過程を仮定して求められる単純な予測を採ったが，3 か月予測は基準予測と同程度のスコアであり，1 年予測の方が基準予測からの改善が大きいからである．

一方，3 か月予測の拡張ブライアスコアの平均値はほぼ 0，1 年予測でスコアが高くなる．このように，尤度などと違い，拡張ブライアスコアは予測値によらず安定してスコアを計算でき，基準予測と比較して判明する予測手法の性質を単独のスコア計算だけから適切に把握できるメリットもある．

S14－P03

最大瞬間風速からの地震予知（11）
―三重県南東沖地震の予知―

＃猿渡　隆夫（なし）

Earthquake prediction from peak gust (11)
－Prediction of Mie-ken southeastern offing earthquake－
#Takao Saruwatari (none)

1.2015 年 7 月 19 日にブログにて三重県南東沖地震の予知公開
2015 年 7 月 16 日の台風 11 号による大地震の可能性
http://blogs.yahoo.co.jp/saruwatari314/13276010.html

2.ブログに公開した三重県南東沖地震の予知を抜粋

2.1 地震の予知方法
多くの大地震を解析した結果、台風から温帯低気圧になる時と低気圧が発達する時の下降気流の強風が地殻に衝突し、数か月して、衝突地点で大地震が起こることが分かった。この下降気流の強風は衛星画像においてドライスロット(雲のない領域）として見ることができる。そして、その先端（あるいは根本）が震央になっていることが分かった。ドライスロットの先端の幅が震源域の大きさを示している。すなわち地震の大きさを示している。

2.2　2015 年 7 月 16 日の台風 11 号の解析から三重県南東沖地震の予知
台風 11 号が 2015 年 7 月 16 日午後 11 時頃、高知県の室戸市付近に上陸した。台風の上陸は今年初。
台風 11 号は午前 9 時の時点で、室戸岬の南約 260km を北上。
中心気圧 960hPa、最大風速 40m/s、大型で強い勢力。
そして、16 日 14 時から 21 時ごろの衛星画像の紀伊半島沖にドライスロットが見つかった。図 1 の画像の緑色の枠内の雲の無い領域がドライスロットと考えられる。
矢印の先端付近を震央としてマグニチュード 7 クラスの大地震の発生の可能性が大きいと考えられる。発生時期は 1 週間後から 7 か月後、平均的には 3 か月後、すなわち 2015 年 7 月 23 日～2016 年 2 月中旬、平均的には 2015 年 10 月中旬頃と予想される。

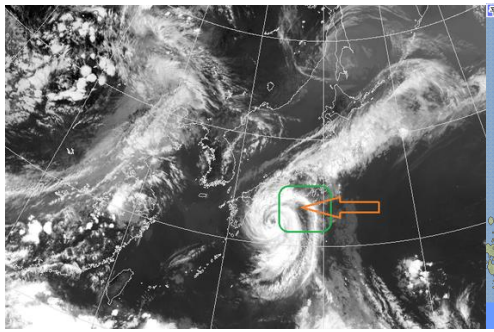


図 1. 2015 年 7 月 16 日 15 時の衛星画像

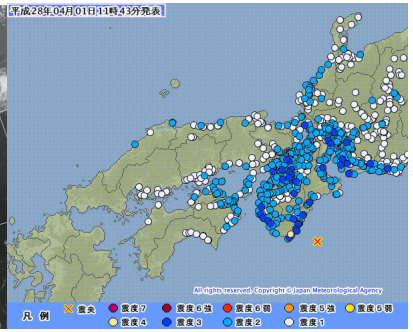


図 2. 2016. 4. 1 三重県南東沖の地震

3. 2016 年 4 月 1 日三重県南東沖の地震M6.5（図 2）
発生日：2016 年 4 月 1 日
震源地：三重県南東沖（北緯 33.4 度、東経 136.4 度）で、震源の深さは約 10km
地震の規模：M6.5
発震機構（CMT 解）が北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型

4.まとめ
発生場所はぴったり一致。地震の大きさは予想Ｍ７クラスに対し M6.5 と少し小さかったがほぼ一致。発生時期は１週間後から７か月後が 8.5 ヶ月後と少し遅れた。風向（矢印の先端付近の風向は南東）がメカニズム解の圧力軸の方向（南東―北西）と一致した（一致する確率 1/8)。以上から 4 月 1 日の三重県南東沖の地震の予知はほぼ予想通りであった。
多くの予知例・解析例があり、この予知方法によって地震予知が可能であることが実証されている。
多くの研究者が、プレートテクトニクスは地震の季節性・地域性に矛盾することは分かっていながら、それに代わる理論を出せず、またあまりにも有名になったプレート理論をおいそれと否定できなかったと推察する。
「地震の原因は下降気流の強風である」を提唱している。地震予知が可能であるとともに地震の季節性や地域性などを矛盾なく説明できる。風速の下降成分が、多くの観測所で測定されさらに衛星画像上で分かるように表示されれば予知の確度・精度が大きくアップするものと期待される。

S14－P04

ＡＩが、前兆現象で地震を予知する

#河野順一（コモンブリッジ）

ＡＩis, to predict the earthquake precursory phenomenag

#Junichi Kono (Common Bridge Co)

Making full use of AI, overall activity report in order to take advantage of the multi-faceted research on earthquake precursory phenomena.

・地震予知の早期実用化を図るため、AIを駆使し、地震前兆現象に関する多角的な研究成果を総合的に活用するための活動報告。

・『 AIで、前兆現象から地震を予知する』

『地震は、単独では発生しない』。 地球規模で起きている様々な現象と連動しており、数多くの前兆現象が存在していることは広く知られている。

これらの前兆現象を解析し予知につながる研究は、個別の領域で実用性が予見されているが、総合的な判断を必要とする本格的な実用化への対策が欠けており、この分野の研究者が安心して研究に専念し、観測態勢の整備と、AIを駆使して前兆を予知に導くことができる総合的な前兆研究の運営組織設立が必要である。

これまでの前兆現象の科学的かつ客観的評価から判断すると、前兆現象の連続的・自働的観測体制が整備され、人工知能による大量かつ多角的データ処理による総合的な判断ができるようにすれば、前兆現象を予知情報として活用することが可能であると考えた。

[ICT]の進歩により、厳選された信頼性の高い前兆現象がもたらす地震予知情報を、過去、数万件の地震発生パターンデータと比較・解析することで、全国および地域ごとに、前兆データにより予知判断をするために必要な、数多くの基準パターンを作成することが可能になり、前兆現象との照合結果を基に確度の高い予知を行うことが可能になった。

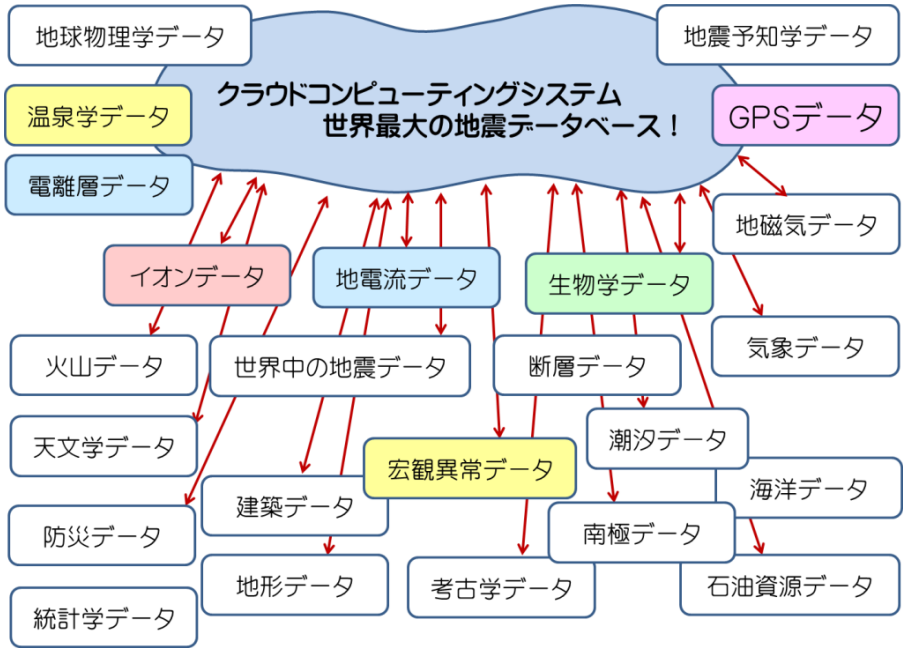


図1.地震予知を取り巻くデータ(作図・河野順一)

S16－P01

関東堆積盆地における長周期地震動の震央方位特性

#鍛治川謙吾[1]・武村俊介[2]・吉本和生[1]（[1]横浜市大，[2]防災科研）

Characteristics of the long-period ground motions in the Kanto sedimentary basin due to epicentral directions

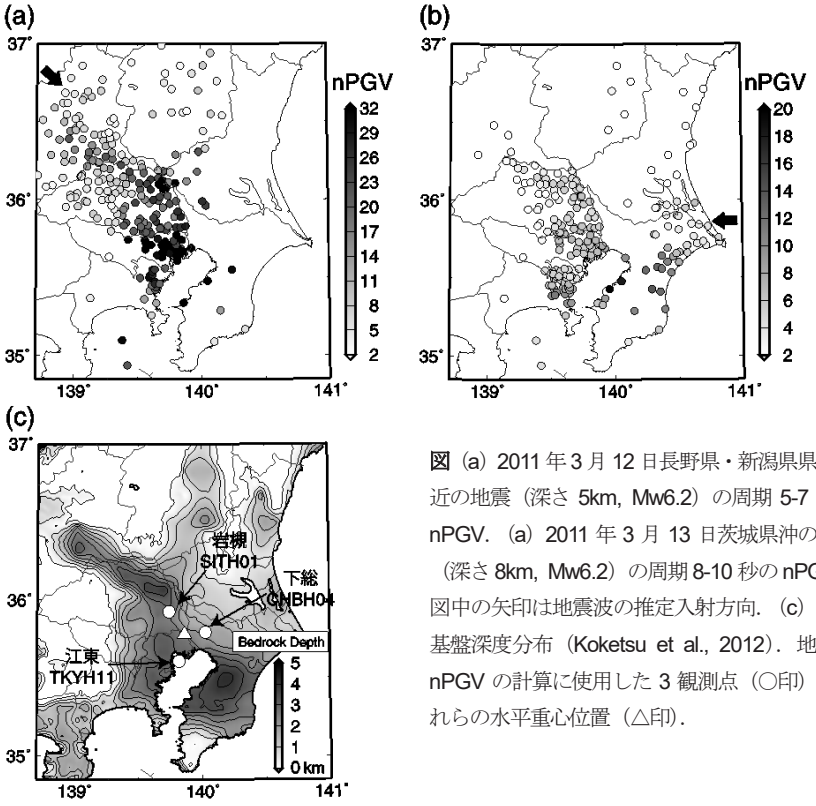
#K. Kajikawa[1], S. Takemura[2] and K. Yoshimoto[1] ([1]Yokohama City Univ., [2]NIED)

1. はじめに　関東堆積盆地では周期数秒以上のやや長周期地震動（以下，単に長周期地震動）が頻繁に観測され，その卓越周期は観測地点下の地震基盤の深度と関係があることが指摘されている（例えば，Yoshimoto and Takemura, 2014）．また，複雑な地震基盤構造（図 c）の影響で震央方位により長周期地震動の発現に差異（震央方位依存性）があることが報告されている（例えば，湯沢・南雲，2012）．そこで本研究では，中規模（Mw 5.8-6.9）の浅発地震の波形を解析し，関東堆積盆地における長周期地震動の水平成分の最大地動速度振幅（PGV）の震央方位特性について詳しく調べた．

2. データ解析　防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET/KiK-net および首都圏強震動総合ネットワーク SK-net の強震記録を解析に使用した．地震の規模および震央距離による距離減衰の違いを補正するために，津野・他（2012）を参考にして規格化を行った．具体的には，まず，平野中央部に位置する KiK-net 地中 3 観測点（図 c○印）で得られた地震波形の PGV の平均値を求め，3 観測点の水平重心位置（図 c△印）における地中の PGV とした．この値を用いて地表観測点の PGV を除し，距離減衰（表面波の幾何減衰を仮定）を補正することで規格化 PGV（以下，nPGV）を求めた．規格化に用いる３観測点でデータが取得されている地震について，十分な記録長の観測点のみを使用し，周期 3-5, 5-7, 8-10 秒の帯域において解析を行った．

3. 長周期地震動の震央方位特性　nPGV の空間分布には，周期による大きな震央方位特性の差異が見られた．周期 3-5 秒では，nPGV の大きさの空間的なばらつきが大きく，震央方位による明瞭な地域変化が見られなかった．この結果は浅部地盤構造の地震動増幅特性の影響を強く受けているためと考えられる．周期 5-7 秒（図 a）では，北方向で発生した地震において関東堆積盆地の北部および地震基盤深度の大きい地域で大きな nPGV が観測された．この結果は，堆積盆地端での Love 波の励起と伝播過程における振幅の増幅により説明できる．周期 8-10 秒（図 b）では，特に東西方向で発生した地震において東京湾周辺で他地域と比べて大きな nPGV が観測された．この結果は，東京湾周辺における周期 9 秒程度の長周期地震動の発生の報告（例えば，鍛治川・他 2016 JpGU）と整合し，1944 年東南海地震について報告（古村・中村 2006）されている東京湾周辺における長周期地震動の長周期化とも定性的に調和する．

図 ab 以外の方位で発生した地震の nPGV の周期特性の特徴とその解釈については，発表において詳述する．



図（a）2011 年 3 月 12 日長野県・新潟県県境付近の地震（深さ 5km, Mw6.2）の周期 5-7 秒の nPGV.（a）2011 年 3 月 13 日茨城県沖の地震（深さ 8km, Mw6.2）の周期 8-10 秒の nPGV. 図中の矢印は地震波の推定入射方向.（c）地震基盤深度分布（Koketsu et al., 2012）．地中の nPGV の計算に使用した 3 観測点（○印）とそれらの水平重心位置（△印）.

謝辞　本研究では防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET/KiK-net の強震記録, F-net の MT 解を使用しました．また，首都圏強震動総合ネットワーク SK-net の強震記録を使用しました．

S16－P02

関東平野南部における長周期地震動シミュレーション：東京湾とその周辺の3次元地盤構造モデルの検討

#増田啓[1]・鍛治川謙吾[1]・吉本和生[1]・武村俊介[2]（[1]横浜市大, [2]防災科研）

Simulation of long-period ground motion for southern part of the Kanto basin using 3D subsurface structure model

#K. Masuda[1], K. Kajikawa[1], K. Yoshimoto[1] and S. Takemura[2] ([1]Yokohama City Univ., [2]NIED)

1. はじめに　首都圏における長周期地震動の正確な評価のためには，関東堆積盆地の精緻な地震波速度構造モデルが求められる．特に，東京湾とその周辺の地震波速度構造モデルの精緻化は，同湾岸に集積する高層ビルや石油化学コンビナートの被害予測のため喫緊の課題である．本研究では，近年構築された関東堆積盆地の地震波速度構造モデル（例えば，SBVSM: 増田 他, 2014; Takemura et al., 2015）を用いて関東南部で発生した中規模地震の長周期地震動シミュレーションを実施し，主に関東堆積盆地南部の東京湾周辺で観測された長周期地震動（周期 4-20 秒）の再現性について検討した．

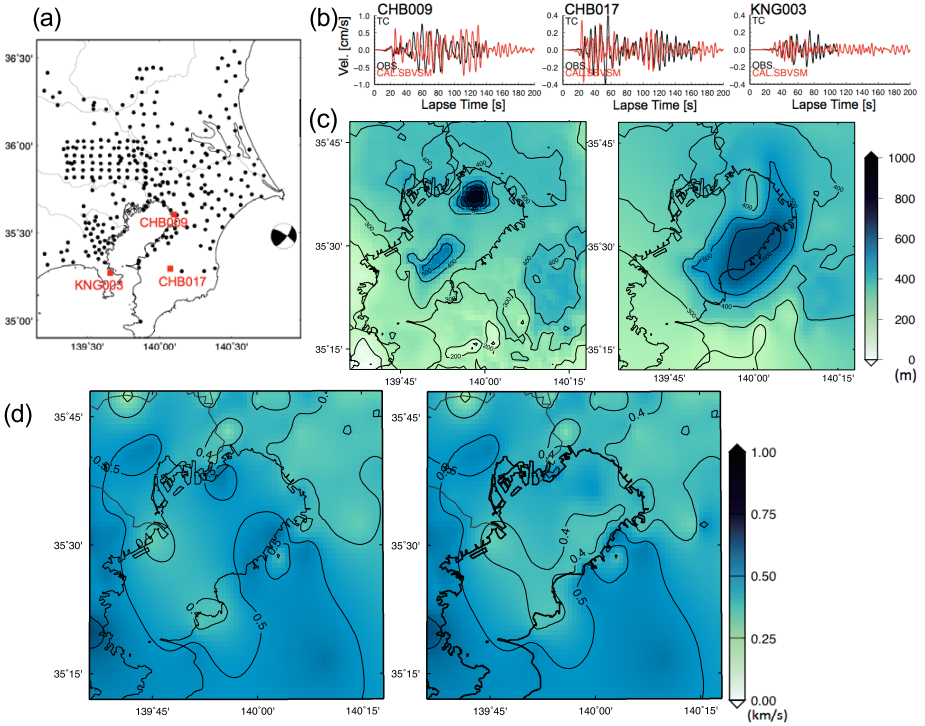
2. 長周期地震動シミュレーション　関東平野南部周辺で発生した 2011 年 4 月 12 日千葉県東方沖の地震（深さ 26 km，Mw 6.3）などを対象として３次元差分法による長周期地震動シミュレーションを行った．発震機構解には F-net による MT 解を採用し，震源には点震源モデルを仮定した．その他の技術的な詳細は Takemura et al. (2015) と同様である．シミュレーションの結果は，東京湾周辺で観測された長周期地震動との比較に使用した．

3. 東京湾周辺の長周期地震動の再現性と浅部地盤構造　図 b にシミュレーションの結果と観測波形の比較の例を示す．SBVSM によるシミュレーションでは，房総半島で観測された長周期地震動の振幅レベルと包絡線形状を概ね再現できた（図 b 左側：CHB009, 017）．一方で，東京都および神奈川県の東京湾周辺では後続の表面波の過小評価が見られた（図 b 右側：KNG003）．この結果は，地震波の伝播経路にあたる東京湾下の地盤構造モデルの不正確さに起因すると考えられる．実際，SBVSM では地盤構造モデルの構築において東京湾内の情報が取り込まれていない（図 a）．

そこで，千葉県（2004）による東京湾とその周辺の地盤構造モデル（図 c 右側）を参照して SBVSM を改変することにした．千葉県（2004）の地盤構造モデルでは，例えば全国１次地下構造モデル（図 c 左側）と比べても，浅部堆積層（S 波速度 0.5 km/s）が厚くなっている．図 d に SBVSM の改変前後の地表 S 波速度の空間分布を示す．改変した SBVSM（図 d 右側）では，東京湾北東で 0.1 km/s 程度の速度低下が見られる．

発表では，改変した SBVSM を用いた地震動シミュレーションの長周期地震動の再現性と今後の研究課題について議論する．

謝辞　本研究では防災科学研究所の K-NET/KiK-net 強震記録ならびに F-net の MT 解を使用しました．また，首都圏強震動総合ネットワーク SK-net の強震記録を使用しました．地震動シミュレーションには東京大学地震研究所の EIC 計算機システムを使用しました．



図（a）関東平野南部を含む地図：●と■は SBVSM の構築に使用された局所地盤構造の地点と図（b）に波形を示した強震観測点．図（b）2011 年 4 月 12 日千葉県東方沖の地震の周期 4-20 秒の Transverse 成分の長周期地震動．黒線は観測波形，赤線は計算波形．図（c）浅部堆積層（S 波速度 0.5 km/s）の底面深度分布．左側が全国１次地下構造モデル（Koketsu et al. 2012），右側が千葉県（2004）の地盤構造モデル．図（d）SBVSM の改変前後の地表 S 波速度の空間分布．左側が改変前，右側が改変後．

S16－P03

大崎市古川地区における 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震記録を用いた地震動分布の簡易推定

盛川仁・飯山かほり (東工大土木)・後藤浩之 (京大防災研)

An Estimation of Ground Motions during 2011 Tohoku Earthquake in Furukawa Area, Osaki City, Japan

#Hitoshi Morikawa, Kahori Iiyama (Tokyo Tech), Hiroyuki Goto (Kyoto Univ.)

1. はじめに

宮城県大崎市古川地区は 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震動によって大きな被害を受けた地域の一つである。古川地区においてもその被害は一様ではなく，構造物の建築年代の空間的な偏りはもとより，地震動の空間変動もその要因であったと考えられる。そのため，地震動の空間分布を詳しく知るために，2011 年より古川地区において超高密度地震観測を行ってきた (Goto et al., 2012)。得られた多数の余震観測記録から地盤構造のモデル化を行い (稲谷ほか，2013)，さらに，非常に高密度で微動 3 成分の単点観測，地区内の代表的な場所での微動アレー観測などの物理探査結果を用いて表層の地盤構造の詳細なモデル化を行った (後藤ほか，2016)。

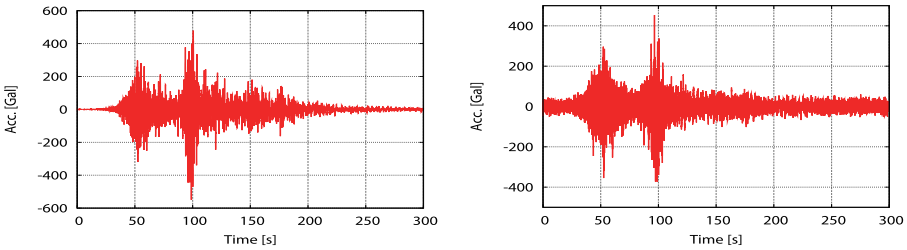
地震動による被害を高精度に推定するためには地震動の空間分布を正しく評価した上で構造物の応答を求めて被害に至るかどうかの判定が必要となる。それぞれの評価のステップごとに適切なモデル化 (地盤モデルや，構造物のモデル，破壊形態のモデルなど) が必要となり，少しずつでもこれらのモデルの精度を高めていくことが肝要である。古川地区での被害状況は行政による被災度判定によりある程度明らかとなっているため，これらのモデル化によって被害分布をどの程度再現できるかを明らかにすることは今後の地震防災を考える上で重要であろう。

盛川ほか (2016) は後藤ほか (2016) によって作成された詳細な表層地盤モデルの工学的基盤面にホワイトノイズを入力して非線形応答解析を行い，地表での地震動を求め，それを用いて飯山ほか (2016) は木造構造物の地震動応答解析を実施し，被害が発生する地域の空間分布の傾向が実際のそれと比較的よい対応を示していることを指摘している。その一方で，地盤構造の影響のみでは構造物被害の空間分布を十分には説明できないことも明らかとなった。そこで，本研究では本震時の地震動分布をより精度よく評価するために本震記録を用いて地表面での地震動の空間分布を推定する。

2. 工学的基盤面での地震動の推定

本震時の古川地区における地表での地震動は，最大加速度が 500 Gal を超えており，地盤の非線形応答の影響が含まれていると考えられる。そのため，本震時の地表面での地震動を推定するためにはいちど工学的基盤面での地震動を推定した上で，地盤の非線形応答を考慮して任意の地点での地表面での地震動を求めることが適切である。

そこで，最初に，本震の記録から工学的基盤面での地震動を推定する。等価線形化法を用いると，非線形応答している地表での地震動から工学的基盤面での地震動を近似的かつ容易に求めることができる。しかし，SHAKE に代表される等価線形化法は土質材料のひずみが大きくなるような地震動ではあまりよい精度が得られない。そのため，地盤の非線形地震応答解析に用いる解析手法を反映して工学的基盤面での地震動を推定することが望ましい。そのような手法には種々の方法が提案されているが，本研究では振動数領域で振幅と位相を調整しながら工学的基盤面での波形を推定する手法を採用する (Morikawa and Iiyama, 2016)。後藤ほか (2016) によるモデルを用いて，JMA 古川直下の工学的基盤面での地震動を推定した例を図 1 に示す。



(a) JMA 古川における本震記録 (NS 成分)　(b) 推定された工学的基盤面での波形

図 1: JMA 古川における本震記録と推定された工学的基盤面での地震動波形

3. 地表面での地震動の空間分布

古川地区では図 1 に示した JMA 古川のほかに K-NET 古川 (MYG006) においても本震が記録されている。これら二ヶ所は 1.5km 程度しか離れていないため，推定された工学的基盤面での波形は両者で大きな違いはないが，同じではない。そのため，工学的基盤面での地震動の空間分布を推定するためにはなんらかの補間が必要となる。補間にあたっては，Kameda and Morikawa (1994) を用い，任意の地点のスペクトル特性は，Morikawa and Kameda (1997) を用いるが外挿となる部分については極端な値とならないよう，人為的な調整を行う。

参考文献

Goto, H., Morikawa, H., Inatani, M., Ogura, Y., Tokue, S., Zhang, X.-R., Iwasaki, M., Araki, M., Sawada, S., and Zerva, A. (2012) "Very dense array observation in Furukawa district, Japan," *Seismological Research Letters*, **83**(5), 765–774.

後藤浩之・満永仁志・稲谷昌之・飯山かほり・盛川仁 (2016) 高密度余震観測と常時微動測定に基づいた大崎市古川地区の浅層地盤構造のモデル化，日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集，SCG61-P05.

飯山かほり・山崎義弘・後藤浩之・盛川仁・坂田弘安・廣瀬壮一 (2016) 東北地方太平洋沖地震における被害状況に基づく大崎市古川地区内木造構造物のモデル化，日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集，SSS33-11.

稲谷昌之・後藤浩之・ 盛川仁・小倉祐美子・徳江聡・ZHANG Xin-rui・岩崎政浩・荒木正之・澤田純男・Aspasia Zerva (2013) 大崎市古川高密度地震観測を利用した表層地盤構造の推定，土木学会論文集 A1 特集号，**69**(4) (地震工学論文集，第 32 巻)，I_758–I_766.

Kameda, H. and Morikawa, H. (1994) "Conditioned Stochastic Processes for Conditional Random Fields," *Journal of Engineering Mechanics*, ASCE, **120**(4), 855–875.

Morikawa, H. and Kameda, H. (1997) "Stochastic Interpolation of Earthquake Ground Motions under Spectral Uncertainties," *Structural Engineering and Mechanics*, **5**(6), 839–851.

盛川仁・飯山かほり・後藤浩之・満永仁志・稲谷昌之 (2016) 大崎市古川地区における表層盤の動的応答特性の空間分布の推定，日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集，SCG61-P06.

Morikawa, H. and Iiyama, K. (2016) "A Method to Find an Appropriate Input Signal Satisfying Output from a Nonlinear System," *Extended Abstract for Regional Conference on Natural Disaster, 2016*, September 6–7, 2016, Kuala Lumpur, Malaysia.

S16－P04

東北地方太平洋沖地震および福島県浜通り地震による地震波速度の経年変化

#磯野卓也(茨大院・理工)・山田卓司・河原純(茨大・理)

Temporal velocity change associated with the 2011 Tohoku and Fukushima earthquakes

#Takuya Isono, Takuji Yamada, Jun Kawahara(Ibaraki Univ.)

1. はじめに

2011 年 3 月 11 日に Mw9.0 の東北地方太平洋地震が発生し、同年 4 月 11 日には福島県浜通り地方を震源とする Mw6.6 の地震が発生した。これらの地震により、太平洋沿岸地域の地下構造に影響が及ぼされたとみられ、福島県および茨城県で数%の地震波速度変動があったという報告がされている(Minato et al., 2012)。本研究では、地震波干渉法(Wapenaar et al., 2010)を用いて Hi-net 観測点の微動波形の自己相関関数を計算し、東北地方太平洋沖地震および福島県浜通り地震による地震波速度の経年変化を解析した。

2. 解析手法

観測波形の上下成分に 1~3Hz　のバンドパスフィルタをかけ、1 ビットノーマライズ処理を施した。その後、1 分波形の自己相関を計算し、その 24 時間分の平均を計算することにより、各日の自己相関関数とした(Fig.1)。自己相関関数上に現れる位相の揃った波群は、地下からの反射波であると考えられる。次に、観測点ごとに設定した時間窓内で自己相関関数が極大となる時刻を読み取り、地震前の 2010 年 4 月 1 日の自己相関関数を基準として、その基準からの時間のずれを推定した。最後に、反射点が時間変化していないと仮定し、先ほどの時間のずれから、各日の地震波速度の変化量を推定した。

3. 結果および考察

Fig. 2(a),(b)は茨城県の大子(N.DGOH)と十王(N.JUOH)観測点における速度変化の結果である。dv/v が負の領域にある場合、速度の減少を表す。2011 年 3 月 11 日を境に 3%程度の速度減少があり、さらに、時間の経過とともに回復している傾向がみられる。しかし、データのばらつきが大きい。今後は、解析期間を増やして水平成分の解析を進めるとともに、東北地方太平洋沖地震のみならず、2011 年 4 月 11 日の福島県浜通り地震による速度変化の検出を目指して、観測点間の相互相関解析も進める予定である。

謝辞：本研究では、防災科研 Hi-net の波形データを使わせていただきました。記して感謝いたします。

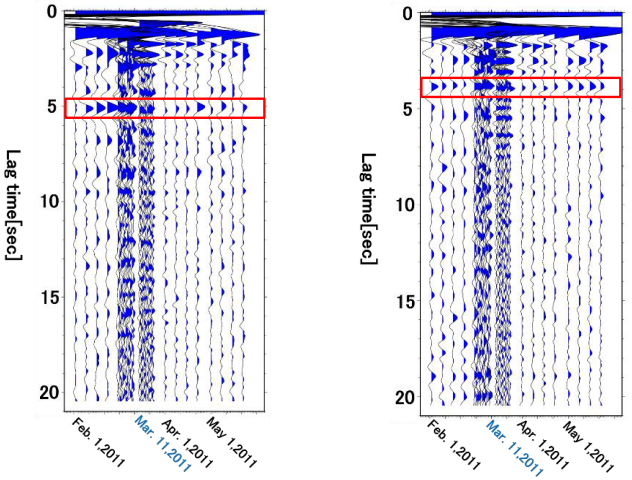


Fig. 1 Auto-correlation functions at (left) N.DGOH and (right) N.JUOH in Ibaraki Prefecture. Red rectangles indicate time windows used for estimating the velocity change (see Fig. 2).

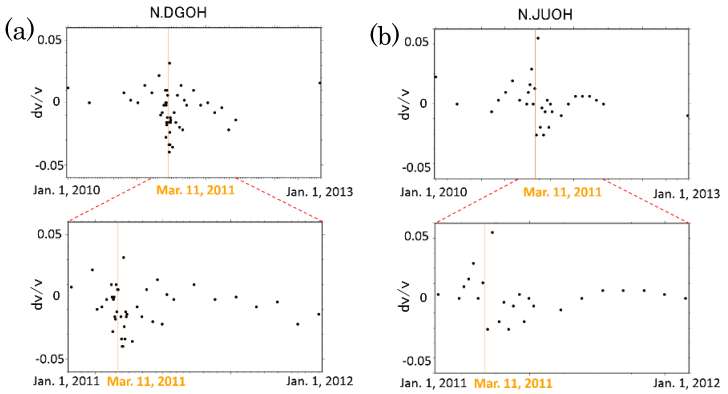


Fig. 2 Relative velocity change at (a) N.DGOH and (b) N.JUOH.

S16－P05

2011 年東北地方太平洋沖地震による宮城県内の地震波速度変化：Hi-net 連続波形の自己相関による推定

#沼澤雄也（茨大院理工）・山田卓司・河原純（茨大理）

Subsurface velocity change due to the 2011 Tohoku earthquake inferred from the auto-correlation functions of Hi-net waveforms

#Yuya Numasawa, Takuji Yamada, and Jun Kawahara (Ibaraki University)

1.はじめに

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震（以下、2011 年東北地震と記す）は日本の本州東部に強い揺れをもたらした。本研究では、防災科学研究所の高感度地震観測網(Hi-net)で観測された微動波形の上下動成分について自己相関関数を計算し、宮城県における 2011 年東北地震前後での地震波速度構造変化を定量的に検討した。

2.解析手法

微動波形に地震波干渉法を適用し、自己相関関数の時間変化を解析した。具体的な処理は、次のとおりである。まず、観測された微動波形に 1.0～3.0Hz のバンドパスフィルターを適用した。次に、自然地震などの振幅が大きい信号の影響を低減するために 1 ビットノーマライズ処理(Bensen *et al.*, 2007)（以下、ノーマライズと記す）を施した。最後に、ノーマライズ後の波形を用いて自己相関関数を計算し、時系列順に並べたものの中で位相がそろった部分に着目して、ピーク部の時刻から速度変化を推定した。

波形データは 2011 年 2 月 1 日から 4 月 30 日のうち、各日午前 2 時から 1 時間分を使用した。

3.結果・議論

Fig.1 は白石観測点で得られたデータの解析結果である。地震前後で lag time 4s 付近の反射波の到達時刻に変化が見られた。振幅が最大となる時刻 tm の時間変化を Fig.2 に示す。地震波反射面の深さが不変であると仮定すると、tm の 2 月および 4 月の平均値を比較することにより、地震波速度が 2.5%減少したことがわかる。

謝辞：本研究では、防災科研 Hi-net 観測点の地震波形データを使わせていただきました。記して感謝いたします。

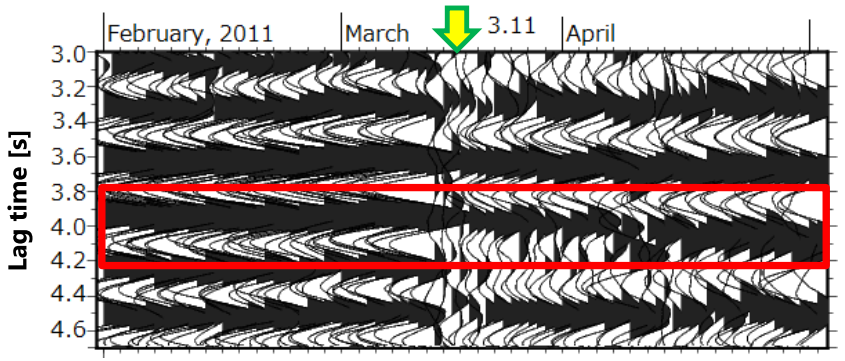


Fig.1 Calculated ACFs at Shiroishi station (N.SISH). Horizontal axis indicates dates from February 1 to April 30, 2011. Vertical one shows lag times of ACFs.

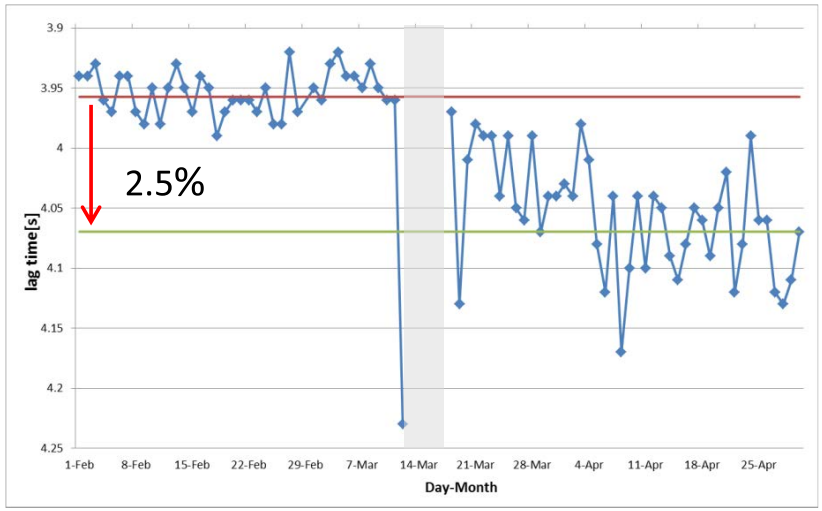


Fig.2 Variation of lag times at the station (N.SISH). Red and green lines show the average values of lag times in February and April, respectively. No data were available during the shaded period.

S16－P06

地震波干渉法による浅部地盤の平均Qs値構造の推定

#赤澤隆士（地盤研究財団）・入倉孝次郎（愛工大）

Estimation of Average Qs Structure in Shallow Layer Using Seismic Interferometry

#Takashi Akazawa (GRI), Kojiro Irikura (AIT)

浅部地盤の地震波減衰特性は増幅特性を決定付ける重要な要素であり，その高精度化は強震動予測の高精度化に大きく資する。同特性を評価する方法として，地震波干渉法の考え方に基づき，鉛直アレイを構成する2台の強震計で得られた地震観測記録をデコンボリューションする方法がある。中原・他(2014)は，その方法を利用して浅部地盤（地中－地表強震計間の地盤）の地震波減衰特性を評価するための手法を提案し，防災科研のKiK-net観測点を対象にQs値を推定した。しかし，同手法は，利用可能な観測点や地震観測記録に関する制約が必ずしも少なくない。本研究では，少ない制約のもとで，地震波干渉法を利用して浅部地盤の平均的なQs値を評価することができる新しい手法を提案する。そして，KiK-net観測点を対象に，提案手法を利用してQs値の推定を試みる。

以下に，本研究で提案する手法のフローを示す。まず，【手順1】近地地震の地中観測記録のTransverse成分からS波初動を読み取り，その1秒前から長さ20.48秒間の時間窓をとって，周波数領域で地中観測記録を地表観測記録でデコンボリューションする。この計算方法は，中原・他(2014)に準じている。次に，【手順2】複数の地震を対象に手順1を利用して計算されたデコンボリューション波形をアンサンブル平均する。この操作は，ノイズを除去し，入射波と地表面反射波を抽出する効果を有する。次に，【手順3】手順2で算出された波形から推定された地中－地表強震計間のS波の往復走時 $t_d\,(=2t_0)$ を次式に代入し，各 m に対応する周波数 f_m を算出する。

$$f_m = \frac{m}{t_d} \quad (m = 1,2,3,\cdots) \tag{1}$$

そして，【手順4】手順2で計算された波形を，低域遮断周波数を $(m-0.5)f_1$，高域遮断周波数を $(m+0.5)f_1$ とするBPFに通す。最後に，【手順5】手順4で算出された波形を対象に，次式を利用してQs値を抽出する。

$$Qs^{-1} = \frac{1}{\pi m} \ln \frac{A^I}{A^R} \tag{2}$$

ここで，A^I と A^R はそれぞれ時刻 $-t_0$（入射波）と t_0（地表面反射波）の振幅である。提案手法の特徴は，入射波と地表面反射波が完全に分離している必要は無く，地中－地表強震計間のS波の走時，およびBPFを通したデコンボリューション波形における時刻 $\pm t_0$ の振幅が分かれば良い点である。また，アンサンブル平均によりノイズが除去されるため，利用する地中観測記録に入射波と地表面反射波が明瞭に見える必要は必ずしも無い。

本検討では，KiK-netのCHBH17観測点を対象に，提案手法を利用してQs値の推定を試みる。CHBH17観測点は，地中強震計が深さ822 mの比較的深い位置に設置されており，中原・他でも浅部地盤の平均的なQs値が評価されている観測点である。図1に，一例として，手順4に従い，手順2で計算されたデコンボリューション波形を m=1と2に対応するBPFに通して得られた波形を示す。波形は，いずれも，最大振幅の時刻がラグタイム0秒を中心に左右対称かつ $\pm t_0$ 付近に現れている。ここで，図中に示す地中－地表強震計間のS波の走時 t_0 は，手順2で計算された波形から，別途0.83秒と判断した。手順5に従い，$\pm t_0$ における振幅を(2)式に代入した結果，m=1の場合 $Qs^{-1}=0.09$ が，m=2の場合 $Qs^{-1}=0.05$ が，それぞれ得られた。これらの値は，中原・他(2014)で推定された結果とも調和的である。

参考文献

中原・他(2014)，KiK-net記録のデコンボリューション解析による地盤の地震波減衰特性の推定，第14回日本地震工学シンポジウム論文集，pp.1022-1027.

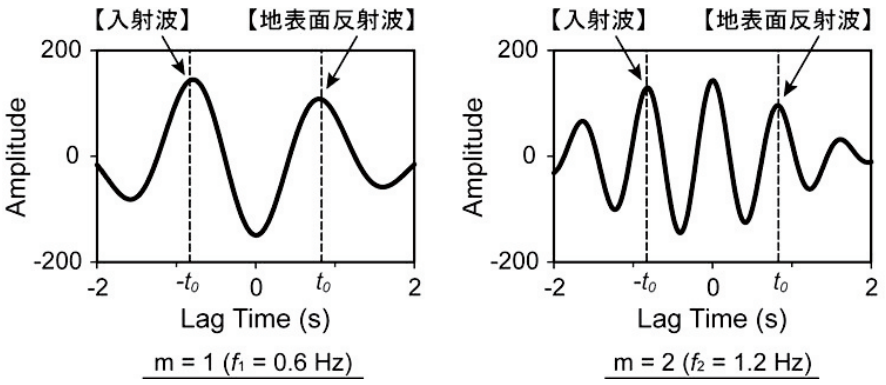


図1 BPF透過後のデコンボリューション波形（CHBH17観測点）

S16－P07

二つの最尤法を用いたf-kスペクトルによる水平成分位相速度の比較

#土田琴世・堀家正則・伊藤信一（阪神コンサルタンツ）・
羽田浩二（ニュージェック）

Comparison of two horizontal phase velocities by the f-k spectrum estimated using two different maximum-likelihood methods

#Kotoyo Tsuchida[1], Masanori Horike[1], Shinichi Ito[1], Hada Kouji[2],
1. Hanshin Consultants CO., LTD. 2. NEWJEC Inc.

1. はじめに

微動アレイ記録を用いた位相速度の推定法は、上下動では複数の信頼性の高い方法（MLM法、SPAC法など）により実用化されている。一方で、水平動では、信頼性の高い手法はなく、実用化されていない。

本研究では、水平2成分を用いたf-kスペクトルの推定法の比較を行う。微動アレイの水平2成分記録を用いて、新たな推定法（以下、MLMt）と斉藤（2007）の推定法（以下、MLMs）から、radial, transverse成分の位相速度及び到来方向をそれぞれ求め、比較する。さらに、上下動成分を用いて、Capon(1969)のMLM法から推定した位相速度及び到来方向とも比較を行う。

2. 二つの最尤法

最尤法によるf-kスペクトルは、注目している波数(k_x, k_y)で、①進行波をゆがませない、②パワーを最小にする、という2つの条件を満たす空間フィルターを設計することで得られる（Lacoss, 1971）。本研究では、①の条件を2つの考え方により実現する。一つは、式（1）に示すように水平2成分u_{xj}, u_{yj}に異なるフィルター係数をかける方法である（斉藤, 2007）。もう一つは、式（2）に示すように、水平2成分をradial成分またはtransverse成分にして空間フィルターをかける方法である。

$$\varpi(\omega) = \sum_{j=1}^{N}\left[a_j u_{xj}(\omega) + b_j u_{yj}(\omega)\right] \quad (1)$$

$$\varpi(\omega) = \sum_{j=1}^{N} c_j\left[\frac{k_x}{k} u_{xj}(\omega) + \frac{k_y}{k} u_{yj}(\omega)\right] \quad (2)$$

この2つによるf-kスペクトル$P(\omega, \mathbf{k})$は、式（3）のようになる。

$$P(\omega, \mathbf{k}) = 1/\{e\}^T [S]^{-1} \{e\}^* \quad (3)$$

ここで、$\mathbf{r}$は観測点座標、Nは観測点数とすると、radial成分では、

MLMsの場合、

$$\{e\} = \left[\left(k_x/k\right)e^{-ik\cdot r_1}, \left(k_x/k\right)e^{-ik\cdot r_2}, \cdots, \left(k_x/k\right)e^{-ik\cdot r_N}, \left(k_y/k\right)e^{-ik\cdot r_1}, \left(k_y/k\right)e^{-ik\cdot r_2}, \cdots, \left(k_y/k\right)e^{-ik\cdot r_N}\right]$$

$$[S] = \begin{bmatrix} E[u_{xj}\bar{u}_{xl}] & E[u_{xj}\bar{u}_{yl}] \\ E[u_{yj}\bar{u}_{xl}] & E[u_{yj}\bar{u}_{yl}] \end{bmatrix} \quad (\mathrm{j}=1,\cdots,\mathrm{N},\ \mathrm{l}=1,\cdots,\mathrm{N})$$

MLMtの場合、

$$\{e\} = \left[e^{-ik\cdot r_1}, e^{-ik\cdot r_2}, \cdots, e^{-ik\cdot r_N}\right]$$

$$[S] = \left[\left(k_x^2/k^2\right)E[u_{xj}\bar{u}_{xl}] + \left(k_x k_y/k^2\right)E[u_{xj}\bar{u}_{yl}] + \left(k_x k_y/k^2\right)E[u_{yj}\bar{u}_{xl}] + \left(k_y^2/k^2\right)E[u_{yj}\bar{u}_{yl}]\right] \quad (\mathrm{j}=1,\cdots,\mathrm{N},\ \mathrm{l}=1,\cdots,\mathrm{N})$$

となる。

3. 観測概要

大阪市内にある城北公園において、計17点から成るアレイ観測を行った。観測点間隔は、最大でおよそ60m、最小でおよそ2mである。3成分の加速度型地震計で、サンプリング周波数100Hz、24bit、およそ30分間連続収録を行った。

4. 結果

まず、MLMsとMLMtで推定された位相速度及び到来方向を比較する。最大アレイの場合、およそ1.6～7.0Hzの範囲で、両手法とも位相速度、到来方向の推定値に多少のバラツキはあるが、ほぼ同じ値となった。一方で、アレイを小さくした（およそ25m以下）場合、radial成分では、位相速度、到来方向ともに、MLMtよりもMLMsの推定値の方が、バラつきが大きい。したがって、radial成分の場合、MLMsよりもMLMtの方が、比較的精度よく位相速度、到来方向を推定できた。

次に、上下動成分と、水平成分（radial成分）の位相速度及び到来方向を比較する。最大アレイで推定された位相速度は、周波数によっては、やや水平成分の方が低速度を示したが、両成分でおおよそ同じ値であった。また、到来方向もおおよそ同方位であった。したがって、最大アレイで推定された位相速度及び到来方向は、両成分で信頼性があると考えられる。一方で、アレイを小さくした（およそ25m）場合、およそ3～6Hzの範囲で、位相速度は上下動成分より水平成分の方が50m/sほど速く推定された。また、到来方向は両成分異なる方位に推定された。

5. まとめ

以上より、推定方法を比較すると、アレイが小さい（25m以下）場合、MLMsよりもMLMtの方が、比較的精度よく位相速度及び到来方向を推定した。しかし、上下動成分と水平成分の位相速度を比較すると、水平成分の位相速度は、上下動成分の精度はなく、更なる検討が必要であることが分かった。

S16－P08

横須賀市北部における常時微動観測

#前田直樹（関東学院大理工）・浦谷優樹（関東学院大院工）

Microtremor Observation at a North Area of Yokosuka City

#Naoki Maeda, Yuuki Uratani (Kanto Gakuin Univ.)

はじめに

横須賀市の臨海部では，かつては海であった場所が埋め立てなどにより陸地となっている場所が多い．これらの場所では地震の際に大きな揺れが大きくなる可能性がある．今回は，横須賀市北部にある追浜周辺において常時微動の観測を稠密に行い，卓越周期やH/V比[1)]を求めたので，その結果について報告する．

観測

観測点の配置は，地図上に100m間隔のグリッドを設定し，1つのグリッドの中に1つの観測点が入るように設定した．観測は2014年10月19日，20日，27日に行われ，計63の地点で行った．常時微動の測定には，サーボ型速度計(VSE15D)，増幅器(AV200)，記録器(GRAPHTEC midi LOGGER GL900)を使用し，サンプリング間隔0.01 sで5分間記録した．

解析

今回の解析では，速度波形を用いた．観測された波形を1024個の区間に分け，区間ごとにFFTによりフーリエ振幅を求めた．そして，それぞれの区間ごとに求めたフーリエ振幅を平均した．今回の解析では，ノイズを省くことをしていない．

結果

解析の結果得られたH/V比のデータから，周期0.1 sから1.0 sの間で，H/V比が最大となる周期(卓越周期)とそのときのH/V比の値を読み取った．

図１に卓越周期におけるH/V比の値を示す．図１に示したTの領域でH/V比が大きくなっている．また，この領域では，卓越周期の長くなっている．この領域は，鷹取川の河口から南西に延びる領域となっている．

考察

地理院地図による明治期の湿地帯を見ると海岸線は，Tの領域の奥深くまで入り込み，Tの領域の大部分は入江の状態になっている． 表層の軟弱な堆積層の厚さが厚くなっており，長い卓越周期，大きなH/V比の原因となったと考えられる．

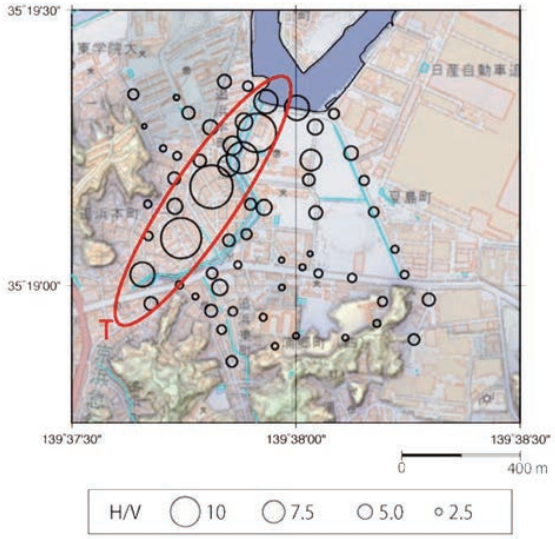


図1 卓越周期におけるH/V比の値（地理院地図[2)]，『スーパー地形』アプリ[3)]を使用）

おわりに

今回の解析では，ノイズの部分も含めて解析を行っている．そのため，ノイズの影響も入っている可能性がある．今後，ノイズの除去についての解析方法を検討していきたい．

謝辞

観測，データ整理に際し，伊藤大樹氏，佐藤雅俊氏，濱田幸晃氏の協力を得た．また，作図にはGMT[4)]を使用している．記して感謝の意を表する．

参考文献

1） 中村豊，上野真，1996，第7回日本地震工学シンポジウム
2） 国土地理院，地理院地図，http://maps.gsi.go.jp/
3） スーパー地形，http://www.kashmir3d.com/online/superdemapp/
4） Wessel,P. et al., 2013, EOS Trans. AGU, 94, 409-410.

S16－P09

福岡市東区志賀島－西戸崎間の地盤震動特性

#山田伸之（福岡教育大）

Characteristics of microtremor between Shikanoshima and Saitozaki, Fukuoka city

#Nobuyuki Yamada (Univ. of Teacher Education Fukuoka)

1. はじめに

2005 年福岡県西方沖の地震（M7.0）の際には，福岡市内外周辺部での被害が多数みられた．今回の対象地域である福岡市東区の志賀島では，震源近傍でもあり，強い揺れによる道路の損傷やがけ崩れなどの被害が生じ，また，西戸崎周辺では，液状化現象が生じ，各種被害が発生した[福岡県(2005)]．

博多湾の沖約 10km に位置する志賀島は，低地の少ない急峻な地形を呈する島であり，九州本土側の海の中道・西戸崎とは，砂丘でほぼ地続きになっている．図1に，周辺の地図を示す。志賀島の大部分は，花崗岩質の岩盤であるが，南東端（図 1 中●No.12 付近）から砂州を形成し，西戸崎・海の中道方向へ繋がり，海成の砂質地盤の地域となっている．なお，大岳付近（図 1No. 101～103 付近）では，古い地質が見られる．

こうした地域に対して，山田・竹中(2014)では，志賀島北端部や西戸崎での微動アレイ観測による深部構造探査を行い，最上層厚は，前者で Vs 1.2 km/s 層 250m，後者で Vs 0.97 km/s 層 320m が得られている．また，加野・他(2006)では，志賀島南部から海の中道にかけての極浅層の反射法地震探査が実施されている（海の中道測線）．これによると，志賀島の東約数百m（図1No. 18～25 付近）に段差構造があると推定している．

ここでは，加野・他(2006)での探査測線に沿った位置で密に常時微動の観測を行い，その観測記録の空間的な変動を抽出を試みた内容を報告する．

2. 微動観測と解析

図1に常時微動の観測点配置を示す．観測は，加野・他(2006)の海の中道測線に概ね沿う道路上で，各点 5 分間観測と移動を繰り返す形式をとり，2012 年（△）と 2013 年（●）の2回同様な観測を行った．2013 年実施分については，計 53 地点で砂州の部分をより高密に行うとともに，岩盤サイトとみられる No. 5 の金印公園に連続観測点を設けた．観測には，両年とも，ロガーに白山工業の LS8800 を，地震計にアカシの 6A3P の 3 成分の加速度計を用いた．こうして得られた加速度波形を速度波形に変換し，4 分間の記録を解析に使用した．その速度波形の例を図2に示す．No. 5 地点から東に移るにつれて，振幅が大きくなり，大岳付近で再び小さくなっていく傾向が見られた．一部，交通等によるノイズも多く含またが，概ね各地点で解析に使用可能なデータが得られた．

こうして得られた波形から 10.24 秒毎の区間ごとにノイズの多い区間を除いてフーリエスペクトルを算出した．図3は，2013 年実施の記録を用いて，連続観測点の No. 5 を基準にした地点毎のピーク値の比（上下動成分）の空間変動を示したものである．これによると，No. 16 付近から大きくなり，No. 26 付近でピークを迎え，No. 35～40 付近で一旦小さくなり，No .41 以東で再び大きくなる傾向が現れた．図4は，H/V 比のピーク周波数の空間変動を示すものである．両年の観測位置にいくらかのずれがあるが，2012 年実施分（ピークが読み取れたもの）と 2013 年実施分の両方を記載している．これによると，志賀島内では，比較的高周波数であったものが，No. 12～25 付近で低くなり，一旦，No. 35 付近で高くなり，再び低くなる傾向が見られた．なお，地点 No. 30 付近以東での値が 2 回の観測ともほぼ同じ結果であった点は，注目に値する．こうした特徴的な微動記録の変動の様子は，地下構造の空間的な形状，特に，加野・他(2006)で指摘されている段差構造の存在を示唆するものではないかと考えられる．



図1：観測点配置

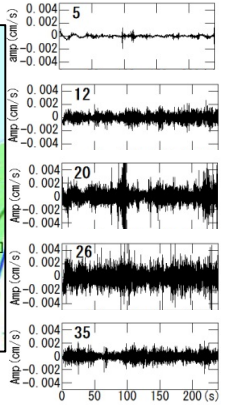


図2：速度波形の例

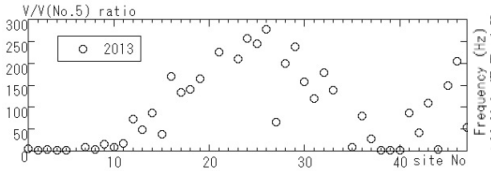


図3：No. 5 基準のスペクトル比の空間分布

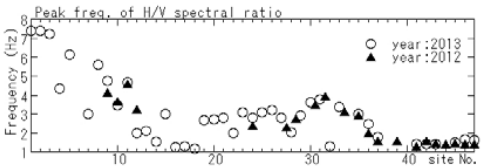


図4：H/V 比の空間分布

謝辞：本研究の微動観測には，福岡教育大学学部生の皆さんにご協力頂きました．なお，この報告は，新里 拓氏（沖縄県高等学校教諭）の 2012 年度福岡教育大学卒業論文および小柳遼太氏（福岡市小学校教諭）の 2013 年度福岡教育大学卒業論文を取りまとめたものです．関係者各位に記して，感謝いたします．

S16－P10

微動および地中レーダー探査による鹿野断層の地盤構造の把握

#野口竜也・上野太士・香川敬生・西田良平・吉田昌平（鳥取大）

Subsurface Structure of Shikano Fault in Tottori Prefecture based on Microtremor and Ground Penetrating Radar observation

Tatsuya Noguchi, Hiroshi Ueno, Takao Kagawa, Ryohei Nishida and Shohei Yoshida (Tottori Univ.)

1. はじめに

1943 年鳥取地震により鹿野・吉岡断層が生じ，トレンチ調査や踏査に基づく断層構造の調査[例えば 1)]があることから，鹿野断層とその周辺において重力探査や稠密微動探査を実施し地盤構造の推定を行っている [2)]。本研究では，鹿野断層において稠密微動探査および地中レーダー探査を実施し，ごく浅部までのより詳細な地下構造を推定し，地震被害が生じた地域の地盤震動特性の把握を行った。

2. 観測および解析

・稠密微動探査

鹿野断層の地表地震断層の断裂箇所およびその延長線上の道路において，8 台の微動計（JU410）を用いて，辺長 3～5m 程の正三角形アレイ（チェーンアレイ）に配置して観測を実施した。また，片側の三角形アレイ毎にアレイ半径 60cm の極小アレイ観測を実施した。解析としては，単体の 3 成分記録から H/V を求め，その形状の特徴の変化や卓越周期を調べた。アレイ観測の記録からは，CCA 法 [3)]，SPAC 法 [4)]により位相速度を求めた。得られた位相速度と H/V の特性の違いから断層に伴う地盤構造の特徴を調べた。

・地中レーダー探査

地中レーダー探査は SIR-3000 と 400MHz アンテナ（GSSI）を用いて測定を行った。反射画像図を基に距離補正，ノイズ除去処理，振幅調整等の処理を行い，反射パターンに基づき，深さ 2m までの断層による地質の断裂構造の判定を行った。

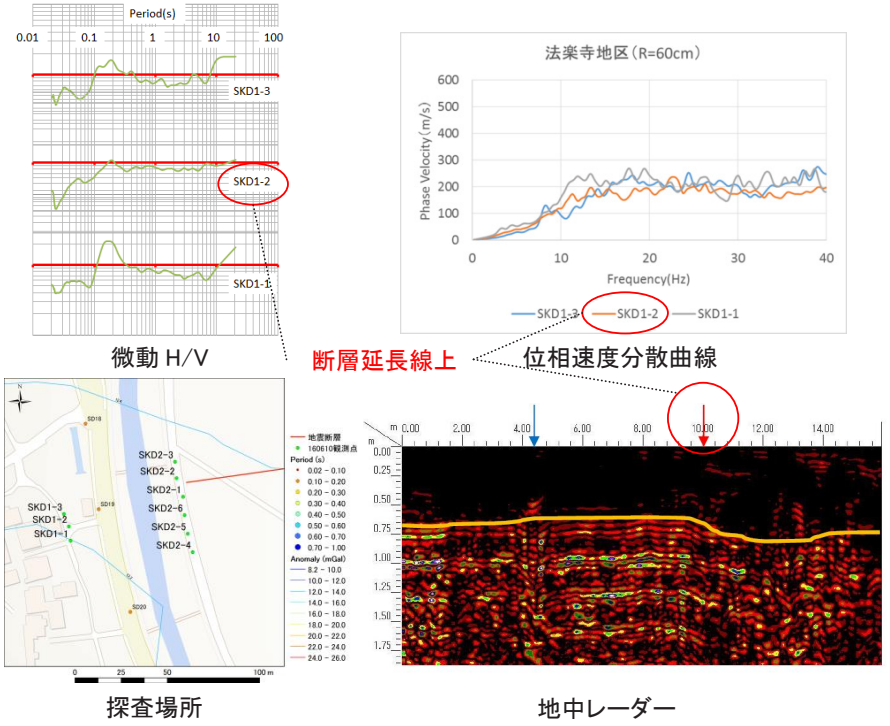


Fig. 1 地表断層横の微動および地中レーダー探査の結果

3. 断層に伴う地盤構造

微動の結果より，H/V は地表断層の延長線上でピークが不明瞭になり，特定の周波数帯で位相速度が若干遅くなる状況がみられた。また，地中レーダー探査より，反射断面からは断裂構造に伴う反射面の変化がみられた（Fig. 1）。

参考文献； 1)岡田・他;活断層研究,1986., 2)野口・他;日本地震学会秋季大会,2015., 3)cho et. al., J.G.R., 2007., 4)Aki, Bull.Earthq.Res.Inst.,1957

S16－P11

鳥取県の強震観測点におけるレシーバー関数による地盤構造の同定

#野口竜也（鳥取大）・西川隼人（舞鶴高専）・吉田昌平・香川敬生（鳥取大）

Determination of Subsurface Structure Using Receiver Function at Seismograph Observatory Site in Tottori Prefecture

Tatsuya Noguchi (Tottori Univ.), Hayato Nishikawa (NIT. Mizuru), Shohei Yoshida and Takao Kagawa (Tottori Univ.)

1. はじめに

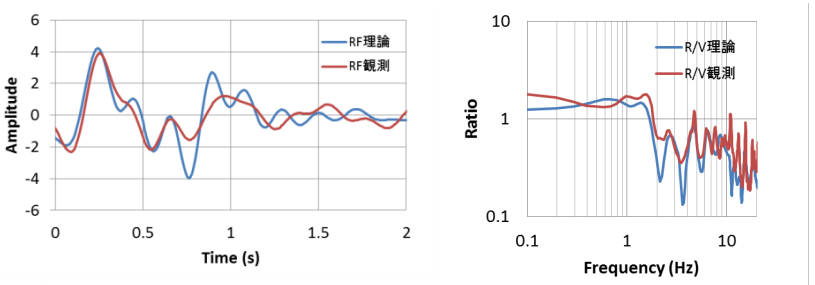
鳥取県では M7 クラスの 1943 年鳥取地震，2000 年鳥取県西部地震が発生しており，地盤震動の影響による地震被害の相違が報告されている。本研究では，鳥取県内の地震観測点の地震記録から得られたレシーバー関数 [1] を用いて，インバージョンにより地盤構造の推定を行った。

2. レシーバー関数の算出

各市町村 34 地点の震度観測点と，気象庁，K-NET，KiK-net の地震記録からレシーバー関数を求めた [1]。用いた地震は各観測点で 3～6 地点である。レシーバー関数の算出には小林ら [1] の手法を基に，P 波初動から 1～2 秒間を切出し，後続の 0 をつけ 10.24 秒間の記録とし，佐藤 [2] を参考に両端に cosine テーパ(0.5 秒間)を施し，1～5Hz のバンドパスフィルターを掛けレシーバー関数を求めている。

3. 地盤構造の推定

Haskell マトリックスに基づく 1 次元解析によりレシーバー関数および R/V の理論値を求め，粒子群最適化（PSO）法を用いたインバージョンにより各地点の地盤構造の同定を試みた。粒子群最適化法の目的関数はレシーバー関数と R/V の観測値，理論値から成るものとし，パラメータは P 波，S 波，密度，Q 値，各層の層厚，入射角とした。層数や速度モデル，密度については， PS



地盤モデル

層厚(m)	ρ (t/m³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)	Qp_0	Qs_0
22.9	1.6	1400	150	4	8
30.5	1.9	1850	500	12	25
40.5	2.1	2070	700	141	284
346.2	2.2	2960	1500	69	138
413.6	2.5	4500	2100	26	105
∞	2.6	5500	3000	323	912
入射角	51.4°				

Fig. 1 TTR002 の解析結果例

検層や既往の地盤構造モデル [4] を参考に決定し，目的関数が最小となる層厚と Q 値，入射角を求めた。Fig.1 に K-NET 鳥取のレシーバー関数，R/V の観測値と同定地盤構造による理論値，サイト増幅特性 [4] と理論 SH 波伝達関数，微動 H/V と表面波理論 H/V をそれぞれ比較したものを示す。観測値，理論値が良い一致を示しており，地盤構造は地震基盤までのモデルが得られている。他の地点も同様な状況であり，地震基盤までの地盤構造が得られた。

参考文献； 1) 野口・他；日本地球惑星科学連合大会，2016.，2)小林・他；日本建築学会，2008.，3)佐藤；日本建築学会，2005，4)野口・他，土木学会地震工学論文集，2016.

S16−P12

レシーバ関数を用いた京都盆地の地震基盤深度の推定

#下村智也・浅野公之・岩田知孝（京大防災研）

Estimation of seismic bedrock depth using receiver functions in the Kyoto basin

#Tomoya Shimomura, Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata (DPRI, Kyoto Univ.)

レシーバ関数解析は、遠地地震のデータを用いて地殻やマントルの速度構造を推定するために広く用いられてきた(例えば、Langston, 1979)。井上・赤松(1994)、Kurose and Yamanaka(2006)は、堆積層上の地表観測記録にレシーバ関数解析を適用して、直達P波と地震基盤でのP波からS波への変換波(Ps波)を検出し、観測点下の地震基盤の深さを調べた。

本研究では、京都盆地内及び周辺にある関西地震観測研究協議会、京都大学防災研究所、K-NET、KiK-net、気象庁、京都府、京都市の強震・震度観測点の全57点で得られた波形データの中から、P波部分が初動から記録されているものを選び、レシーバ関数解析を行った。この際、加速度記録は速度記録に積分し、速度記録の解析を行った。直達P波到達の1秒前からS波到達の1秒前までを切り出し、0.5～5Hzのバンドパスフィルタをかけた。レシーバ関数を安定して得るために、周波数領域での除算の分母にあたる波形の鉛直成分のスペクトルの下限を制限するウォーターレベル(Owens *et al.*, 1984)を、最大値の1%とするとともに、ガウシアンフィルタをかけた。

例として、図1にKiK-net観測点KYTH07(久御山)で得られたR/Vレシーバ関数を震央方位に従って示す。この観測点では$2.5 \leqq M_J \leqq 5.0$の85イベントを選んだ。これらの震央距離は7.9～156.3km、震源深さは3.2～67.2kmである。各々のR/Vレシーバ関数には共通した時刻に明瞭なピークが見られる。スタックしたR/Vレシーバ関数からは0.76秒、1.40秒にピークが見られた。既存の3次元地下速度構造モデル(京都府地震被害想定調査委員会, 2006)で、この地点直下の速度構造を用いて、直達P波と地震基盤で変換したPs波の走時差($T_{Ps\text{-}P}$)及び、PpPs波との走時差($T_{PpPs\text{-}P}$)を計算した。これらとの比較によって、0.76秒のピークはPs波、1.40秒のピークはPpPs波に対応していると考えられる。図1を見ると、これらのピークの走時には震央方位依存性があり、この地点では地震基盤が傾斜している可能性がある。

レシーバ関数から推定されたPs-P走時や、その震央方位依存性について地下速度構造モデルを参考に検討し、京都盆地の地震基盤の深度や基盤面形状について考察を行う。

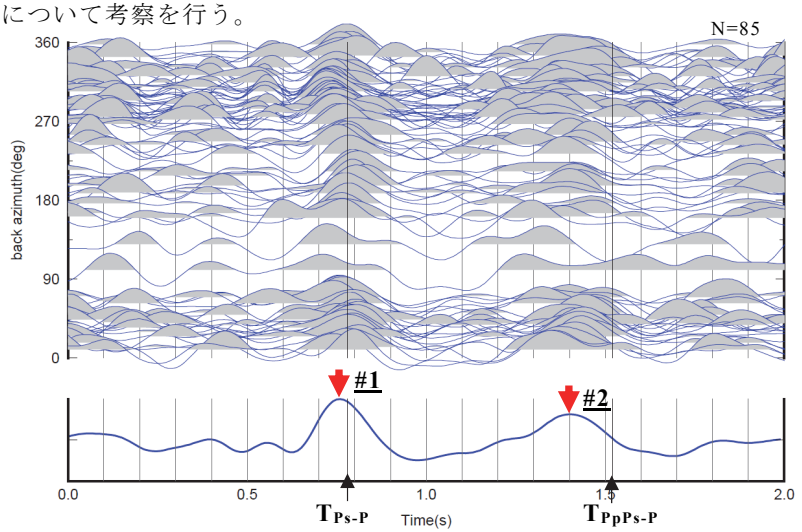


図1（上）KYTH07で得られたR/Vレシーバ関数と、（下）そのスタック。
#1, 0.76秒のピーク、**#2**,1.40秒のピーク。
$T_{Ps\text{-}P}$,モデルによる Ps-P 走時差、$T_{PpPs\text{-}P}$,モデルによる PpPs-P 走時差。

謝辞 関西地震観測研究協議会、K-NET、KiK-net、気象庁、京都府、京都市によって得られた強震波形データと、気象庁によって得られた震源情報を使用しました。また、京都府地震被害想定調査委員会によって作成された、地下速度構造モデルを使用しています。記して感謝致します。

引用文献

Langston(1979) J. Geophys. Res., 84, 4749–4762.
井上・赤松(1994) 日本地球惑星科学連合大会予稿集, F21-09.
Kurose and Yamanaka(2006) Exploration Geophysics, 37, 93-101.
Owens *et al.* (1984) J. Geophys. Res., 89, 7783–7795.
京都府地震被害想定調査委員会(2006) http://www.pref.kyoto.jp/kikikanri/tyousa.html

S16−P13

和歌山城近傍を横切るP波反射法地震探査

#上林宏敏・釜江克宏（京大原子炉）・山田浩二（阪神コンサル）・
岩田知孝（京大防災研）

P-wave seismic reflection survey near the Wakayama-jo Castle

#Hirotoshi Uebayashi, Katsuhiro Kamae(RRI, Kyoto Univ.), Koji Yamada(Hanshin Co., Ltd.), Tomotaka Iwata(DPRI, Kyoto Univ.)

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測（2013～2015年度）において、この断層帯による和歌山平野の強震動予測を行うため、同平野の地下速度構造探査が実施された。この内、本報では和歌山城近傍を東西に横切るＰ波反射法地震探査の結果について示す。

和歌山平野における反射法は、これまでMTLの断層面形状を調べる目的で実施されることが主であったため、探査測線が平野北部に集中している。一方、重力データ（図1のコンター図）によれば、紀の川河口付近より南側の範囲は基盤岩の露頭が見られる和歌山城（虎伏山、標高約49m）を頂点として、基盤岩が堆積層下に潜り込む様子が分かる。この範囲の詳細な基盤面形状及び堆積層速度構造を明らかにするため反射法地震探査を行った。

反射法測線（和歌山城測線）の位置は、和歌山県和歌山市南中間から和歌山市太田に至る県道和歌山野上線の約3kmである。現場での作業期間は2015年12月３～10日であった。標準発震/受振点間隔は10m、収録記録長3s、サンプリング間隔1msとした。受振器には固有周波数10Hzの速度型地震計(SM-4; I/O Sensor社製)、収録装置には24ビットのA/D変換器(GRS; OYO GEOSPACE社製)、震動源には中型バイブレーター(Enviro Vibe; IVI社製)を用いた。収録記録のデータ処理及び解析では、一般に多用される共通中間点(CMP)重合法によりSN比を高めた時間断面を作成した。速度解析結果等に基づき、マイグレーション処理を施し、時間断面中の反射面を正しい位置に戻した。さらに、深度変換により、時間断面を深度断面に変換した。

測線周囲の地表地質情報（図1の地図）を参考に作成した地質解釈図を図1下に示す。地質図に見られるように、和歌山城付近(水平座標950m)を頂部として東西方向に深くなる強い反射面が見られる。和歌山城とその南東に隣接する岡公園では、三波川変成岩（基盤岩）が露頭することより、この強い反射面が基盤岩の上面に対応する。これより、測線直下における基盤岩上面は、弱い起伏を伴いながら東西方向に深くなり、和歌山城の西側で深度約100m、東側の最深部で約300mと推定される。また、断面の東端では、基盤岩上面が測線のさらに東側にかけて浅くなる傾向があり、ブーゲー異常が低くなる傾向とも整合する。和歌山城付近より東側では、基盤岩を不整合に覆う堆積層の反射面が明瞭であり、西に微傾斜する。周辺の地表地質や既存の探査結果などより、鮮新・更新統の菖蒲谷層群(牧本ほか，2004)に対比される堆積層であるが、詳細な地質層準は不明である。断面図の水平座標2500m付近には基盤岩上面に落差30m程度の東上がりの小規模な逆断層が確認でき、その直上の堆積層にはこの変位に対応する撓曲が確認できる(反射面a)。しかし、深さ120～130m以浅の反射面(b)や反射面(c)には、明瞭な変形が認められない。これより、この小規模断層は反射断面に見られる菖蒲谷層群の上半部の堆積時には、殆ど活動していないと考えられる。次に、既に報告されている和歌山北測線の地質解釈図も参考までに図1左に示す。これとブーゲー異常の結果を併せて観察すると、基盤岩上面は紀ノ川大橋右岸(深度400m程度)から和歌山城西側へ緩やかな傾斜で浅くなると考えられる。

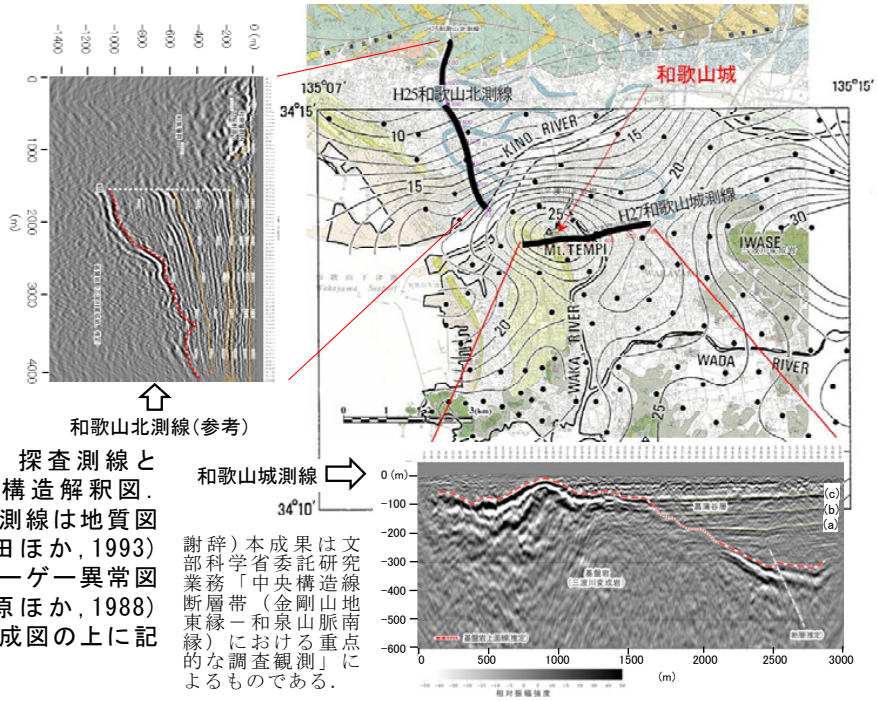


図１　探査測線と地質構造解釈図．探査測線は地質図（宮田ほか，1993）とブーゲー異常図（萩原ほか，1988）の合成図の上に記載

謝辞）本成果は文部科学省委託研究業務「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」によるものである．

S18－P01

高校生の地震研究を学校防災アドバイザーで活用する試み

＃岡本拓夫（福井高専）・斉川清一（福井県教育研）

Advices to School Disaster Prevention by using the Research Result of SSH.

#Takuo OKAMOTO (FNCT) and Seiichi SAIKAWA（R.C. of Edu., Fukui）

We have been doing the school advices for school disaster prevention from 2012. We have been teaching the studies in Super Science High School Program from 2010 too. So, students will get the high motivation to disaster prevention at school using the results of SSH.

はじめに

福井平野（福井県北部）には，福井平野東縁断層帯が存在し，その西側断層では福井地震（M7.1，1948）が発生した．現在でも，その余震活動と思われる地震活動の発生が認められる．最新の研究では（岡本他，2014），地震活動が東縁断層帯よりはみ出して存在し，広義の余震活動や未知の断層での活動の可能性が指摘されている．藤島高校（SSH指定校）のSSH研究では，福井平野東縁断層帯の地下構造を，独自の地震観測網のデータを用いて継続的に調べられ，結果は，SSH発表会や地球惑星連合大会の高校生の部門で発表されている（figure）．これらの結果を，現在，福井県で行われている学校防アドバイザー事業等に活用することで，児童や生徒の防災に対するモチベーションの向上に繋げていく試みについて，報告する．

データ・解析方法

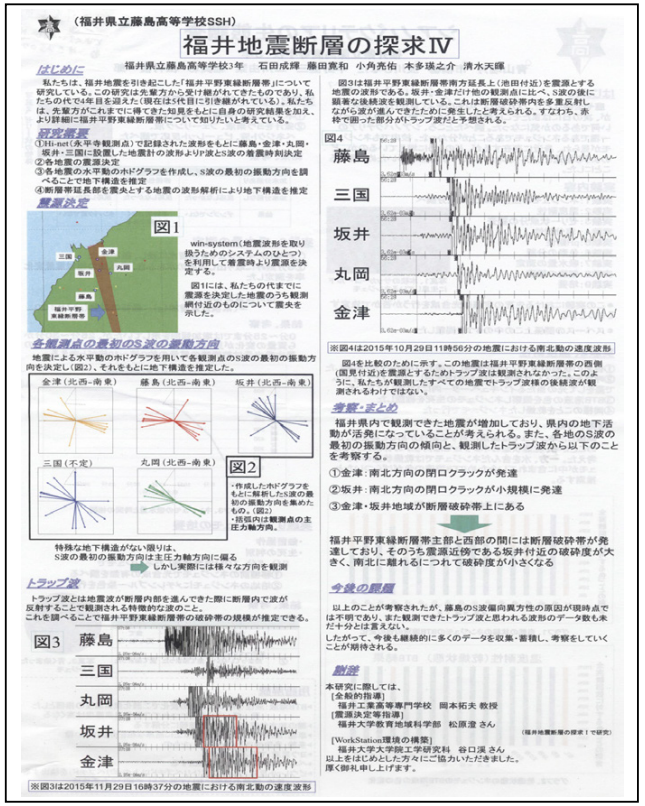
SSHで使用している地震計は満点システムで，基本的な解析は，Winシステムを利用している．処理には，エクセルを用いている．学校防災アドバイザーは，福井県の教育庁の養成で行っており，各学校の希望にそったアドバイスを行っている．他に，出前授業の養成に対応して，授業の一環として取り組んでいる．参考の震源として，京大北陸観測所のデータを利用しているが，処理の関係から2012年04月よりは，気象庁で一元化処理をされたデータを利用している．表示には，SEIS-PCを使用している．

まとめ

藤島高校の結果では，福井平野東縁断層帯に帯状に拡がる発生が認められるが，詳細は地震群が塊状に並び，地上の断層トレース上に線状に発生しているようには認められない．東縁断層帯内部の観測点での，特異な偏向異方性の現象やS波の後の後続波を捉えることができ，序報として報告されており（地球惑星科学連合大会），現在，詳細な解析中である．福井平野に存在している小・中・高等学校でアドバイスする時には，起震断層の一つとして福井地震断層を想定するので，その結果が子供達の励みとなる．今年度より，鯖江断層の長さの解析を武生高校のSSHの授業でも始めたので，丹南地区での学校防災アドバイスや出前授業に紹介を念頭に置き，取り入れたいと考えている．高校生達の研究は，子供達の防災や地学への興味のきっかけとなる。講演では，アドバイスや出前授業の様子を，詳細に報告する予定である．

謝辞

京大防災研，気象庁（福井地台），石川有三博士よりは，震度，波形，活動情報を頂いております。解析については，井元政二郎博士（元防災科研），古川信雄博士（建研），前田直樹教授（関東学院大），片尾浩准教授（京大防災研）にお世話になっています． SSH指定校の先生方や福井高専地球物理学研究会の諸氏には，全般にわたり協力を頂いています．以上の方々に，記して感謝致します．



S18－P02

地球物理学者による社会貢献の一形態
～国土科学と住み込み研究～

#林 能成 （関西大社会安全）

Case Histories of Land Planning and Participant Observation Research in Social Earth Science

#Yoshinari Hayashi (Kansai Univ.)

地球物理学は災害、資源、環境など社会性の高い課題と密接に関わっている。現在進行形の社会問題や、数十年先という近未来の予測を扱う問題が研究範囲に多く含まれるため、社会の期待や批判に直に接する機会が理学系の学問分野の中では格段に多い。地震学でも、政府や自治体の委員会に参加したり、記者の求めに応じて解説コメントを発表するといった形で、多くの研究者が社会との接点を持っている。

しかし委員会やマスコミ取材はいわば「受け身」の社会貢献であり、自らの研究活動を通じて社会に影響を与える「攻め」の姿勢は乏しい。ここでは地球物理学者が社会に積極的に関わる研究スタイルを実践した例として、中谷宇吉郎（北大教授・雪氷学）による「農業物理学」「国土の科学」と、島津康男（名大教授・地球科学）による「国土科学」「環境の現場監督」に注目して、その意義と地震学への応用可能性について考察する。

中谷は終戦直後の1946年2月に農業物理学研究所を設立した。この研究所は戦時中に設立された着氷研究施設を引き継いだもので、「北海道各地に普通農家一戸分の試験農場を作り、それぞれに研究者を住まわせて、その土地の農業上の特定問題を取り上げて研究する」という斬新な組織構造を持つ研究所であった。中谷は著書「国土の科学」の中で、「細かいことが、実際はことがらの本体なのであって、大所高所からの議論の方が実は空なものなのである」と述べており、高密度の観測で地域特性を明らかにすることなくしては農業や災害といった現実の問題は解決できないと考えていた。

島津は1974年に「国土科学」を著し、地域性を考慮した国土開発の重要性とシミュレーションにもとづく定量的な意思決定の可能性について論じた。公害問題の顕在化や新全総による大規模開発プロジェクトの進行といった社会背景を強く反映した内容になっている。島津はその後、地域性の強いテーマを重視した研究に力を注ぎ、「どうなるか」にとどまらず「どうするか」に踏み込んだ研究課題を設定する。その過程で学生が山村に住み込んで研究する3Aアプローチ（Assessment, Action, Appropriate)という手法も考案し学生らとともに実践した。

中谷、島津とも、このように「国土科学」を標榜した研究を行ったが、その中身は社会情勢の変化によりかなり違ったものになっていた。それ以上に違うのは、２人のその後の足取りである。中谷は日本の国際社会への復帰と歩調を合わせるように、地域密着のテーマからは離れていく。一方、島津は地域密着課題、特に環境問題における合意形成を重視し、日本における「環境アセスメント」のパイオニア的研究者となった。

表　中谷宇吉郎と島津康男による「国土科学」への取り組み

	中谷宇吉郎（1900～1962）	島津康男（1926～）
活躍時の身分	北海道大学教授	名古屋大学教授
社会的課題の研究	「国土の科学」（1948年）	「国土科学」（1974年）
主な内容	農業物理, 水害, ダム建設	生態システム, 工場立地, 環境保全
地域密着研究	農業物理研究所（1946年）	3Aアプローチ（1976年）
取り組み内容	道内各地に試験農場を作り、研究者を住まわせて、その土地の農業上の特定問題を研究。	地域に住みこみ、誰にでも出来る方法で調べ、成果を地域に還元し、意思決定のお手伝いをする。
その後	国際観測や社会評論などに移り、地域課題からは距離を置く。	「環境アセスメント」を研究の中心に据え、合意形成のための科学を進める。

S18－P03

埼玉県春日部市に残る1923年関東地震の記録

#荒井賢一・小林優介（栄東高等学校）・竹原輝（栄東中学校）・高木駿・山浦照良・安倍聡志・北廣創史（栄東高等学校）

The records of the 1923 Kanto Earthquake in Kasukabe City, Saitama Prefecture

#Ken'ichi Arai, Yusuke Kobayashi (Sakae Higashi High School), Aki Takehara (Sakae Higashi Junior High School), Syun Takagi, Tera Yamaura, Satoshi Abe, Soushi Kitahiro (Sakae Higashi High School)

We surveyed the records of the 1923 Kanto Earthquake in Kasukabe City, Saitama Prefecture. As a result, six memorial stones written about the earthquake were found in shrines and temples. We next read the memorial collection of composition consisting of four written by children suffered from the earthquake, and read the earthquake disaster photo album, stored up in the Kasukabe City Hometown Museum, respectively.

1923（大正12）年9月1日に発生した関東地震は、埼玉県内にも大きな被害をもたらした（建物の全壊9268棟、犠牲者316人）。本研究では、著者らが所属する栄東中学・高等学校の理科研究部の活動として、川口市（旧川口町）・幸手市（旧幸手町）と並んで三大被災地ともよばれる春日部市（旧粕壁町）に残る震災の記録を調査した。その結果、次のような記録を見つけることができた。

①寺社に建てられた石碑（5基）
②大震災記念児童文集
③大正12年粕壁町震災写真帳

①は現地を訪れ、碑文を正確に読み取り、必要に応じて解読をした。図1に示す石碑（裏面）には、「大正十二年九月一日大震／災ニ際シ本社建設物倒潰シ／茲ニ森泉恭発起者トナリ昭／和三年二月廿六日竣工ス」と記されている（／は改行部分を表す）。②と③は春日部市郷土資料館に収蔵されており、現物を調査させて頂いた。②は、当時の粕壁尋常小学校（現在の春日部市立粕壁小学校）の児童たちが，1923年の10月に書いたものである。地震当日から発生して数日後までの春日部市内や東京方面の様子が比較的詳しく書かれた1名の作文（図2）について、全文を読み取り考察をした。



図1　備後香取神社に建てられた復興記念碑
（春日部市備後東1-27-17）

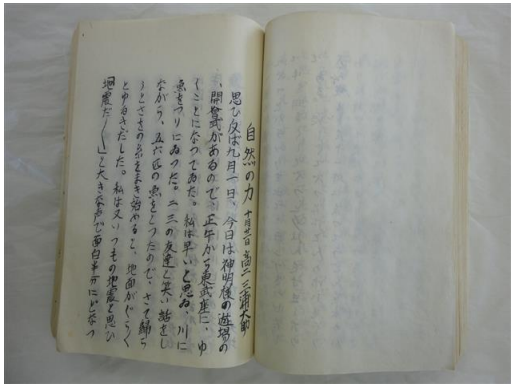


図2　大震災記念児童文集
（提供：春日部市郷土資料館）



図3．大正12年粕壁町震災写真帳
春日部駅近くの大通り「上町裏通り」
（提供：春日部市郷土資料館）

S21－P01

経験的グリーン関数法による2016年熊本地震の本震および前震の震源モデル

#芝良昭（電中研）

Source Modeling for the 2016 Kumamoto Earthquake and its Foreshock using Empirical Green's Function

#Yoshiaki Shiba (CRIEPI)

1．はじめに

2016年4月16日に発生した熊本地震本震(M7.3)と、同月14日に発生したM6.5の前震を対象として、経験的グリーン関数を用いた震源インバージョン解析を実施した。前報[1)]では、F-netのCMTメカニズム解を参考に、単純な一枚平面断層面モデルを仮定してすべり分布の推定を行ったが、詳細な余震分布や地表地震断層の分布などからは、いずれの地震においても断層面の屈曲や連動が生じていた可能性が指摘された。このため本稿では、より複雑な断層面モデルを仮定するとともに、経験的グリーン関数として用いる余震記録を選定し直し、すべり分布の再推定を行った。

2．震源断層面モデルと解析手法

4月14日21時42分に発生した前震と16日1時25分の本震の断層面モデルを図1に示す。前震のモデル化では前震発生直後から15日0時3分のM6.4の地震までの一元化震源要素に基づく余震分布を参考にし、本震についても発生後の余震分布から断層面モデルを設定した。両地震とも走向・傾斜角の異なる2枚の断層面で構成される。また日奈久断層帯では前震と本震の傾斜角が異なっており、両者は重ならない関係となっている。

震源インバージョン手法はShiba and Irikura (2005)に従った。まずKostrov型のすべり速度関数の形状を仮定したうえで、その振幅とライズタイム，およびすべりの開始時刻を未知数とし、断層面上のモーメント密度の時空間分布を焼きなまし法により推定する。地震波の伝播経路特性は各断層面の近傍で発生したMw4.1～4.3の余震（図1に震源球で記載）を経験的グリーン関数とし、Irikura (1986)の定式化に従って速度波形の合成を行った。対象周波数範囲は0.1～2Hzである。

3．推定震源モデル

図2に前震、図3に本震の推定されたモーメント密度分布を示す。前震では、破壊開始点から主に北部の断層面にすべりの大きい領域が広がり、断層南部のすべり量は相対的に小さい。前報[1)]では、4月15日0時3分のM6.4の地震において、前震とほぼ重なる断層面上で南側のみが大きくすべる解が得られており、今回推定された前震のすべり分布とは空間的に相補的な関係となる。さらに、震度7が観測された益城町の付近で断層浅部のすべり量が比較的大きい。一方、本震では、破壊開始点を含む南側断層の深部から、布田川断層帯に相当する北側断層に大きなすべりが続いているように見える。北部断層では、南西端の深部から北東方向に向けて、浅部にもすべりの大きい領域が広がり、地表地震断層の出現とも整合する。さらに、多数の地盤災害が発生した阿蘇カルデラ西部の直下でも相対的に大きなすべりが得られている。今後、特性化震源モデルの構築と広帯域シミュレーションを通して、地震被害を説明可能な震源像の解明を進める。

謝辞：解析には防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの観測記録、ならびに一元化震源カタログを使用しました．記して感謝いたします。

参考文献1) 芝良昭(2016)：地球惑星科学連合大会, MIS34-P66.

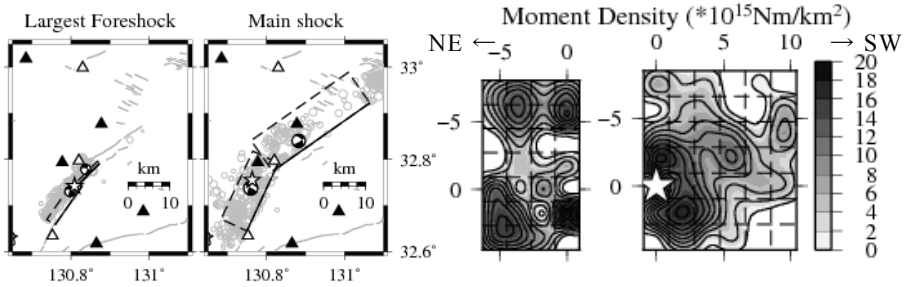


図1　前震(左)と本震(右)の断層面モデル

図2：前震の推定モーメント密度分布

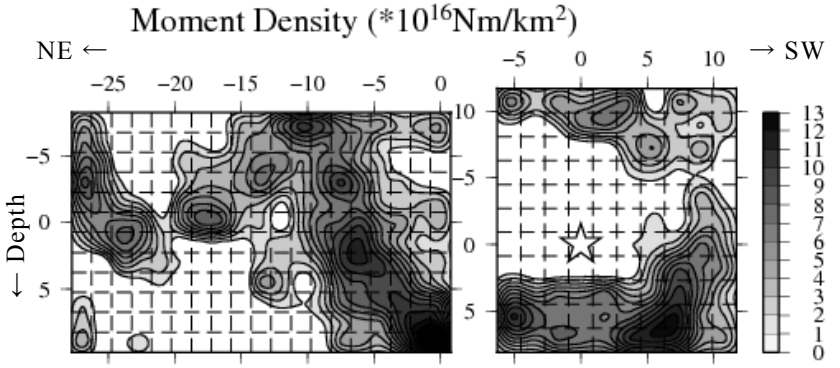


図3：本震の推定モーメント密度分布

S21－P02

経験的グリーン関数法に基づく熊本地震の強震動生成域の推定

#佐藤智美（清水建設）

Strong Motion Generation Areas Using the Empirical Green's Function Method for the 2016 Kumamoto Earthquake

#Toshimi Satoh(Shimizu Corp.)

経験的グリーン関数法(壇・佐藤,1998)に基づき、フォワードモデリングにより熊本地震(M_J7.3)の強震動生成域SMGAの推定を行う。

はじめに、スペクトルインバージョン解析(佐藤,2016)の再検討を行ない、本震を含む震源域の37個の地震の短周期レベルA、応力降下量を推定した。図1には、F-netのM_0と推定したAの関係を示す。本震のAは、壇・他(2001)のM_0-A関係よりやや小さく、佐藤(2010)の横ずれ断層のM_0-A関係よりやや大きい。次に、佐藤(2002)と同様の手法により、基準とする地震に対する他の地震の震源スペクトルの比に、fmaxを考慮したω^{-2}モデルの比が合うように、fmaxを推定した。fmaxより高周波数側での加速度震源スペクトルの傾きは、Boore(1983)の(4)式でs=2としている。図2には、M_0とfmaxの関係を示す。M_0が大きい地震ではfmaxが小さい傾向が見られる。本震のfmaxは5Hz弱で、既往の地殻内地震よりやや小さい。経験的グリーン関数法では、ここで推定した応力降下量、fmax及び、Q値(=$62f^{0.87}$)を用いる。

図3、4には、本震及び要素地震のメカニズム解、巨視的断層面、推定したSMGAとその破壊開始点、用いた強震観測点位置を示す。KiK-netは地中記録、K-NETはH/Vが本震と弱震動で違いがほとんどない地点の記録の周期0.1～5秒の速度波形と加速度波形を用いた。要素地震としては、南断層に4月14日22:38の地震(M_J5.0)、北断層に4月14日23:43の地震(M_J5.1)を用いた場合が波形の再現性が最も良かった。気象庁の震源位置からSMGAの破壊開始点に到達後、同心円状に破壊すると仮定した。破壊伝播速度は、SMGA到達までは2.5km/s程度で、SMGA内で3.0km/sとすることで、やや遠方での速度パルスの再現性が良くなった。このモデルは、北東側の観測点における、震源とSMGA2の破壊開始点からのP波の観測到達時間差をほぼ再現できる。SMGA1は日奈久断層の北側で、地表断層が出現している領域と対応する。最も応力降下量が大きいSMGA2は、KMMH16の北側から北東の深部に位置している。応力降下量がSMGA2の半分のSMGA3は、北東側は波形インバージョン(例えば、浅野・岩田,2016)ですべり量が大きい領域と対応する。KMMH16の波形には、SMGA2の寄与が大きいが、前半部にはSMGA1も寄与している。

謝辞：本研究は科学研究費補助金基盤研究(A)26242034(研究代表者川瀬博教授)による成果である。防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net強震記録、F-netのCMT解、気象庁の震源情報、95型震度計の記録を用いました。作図にはGMTを用いました。

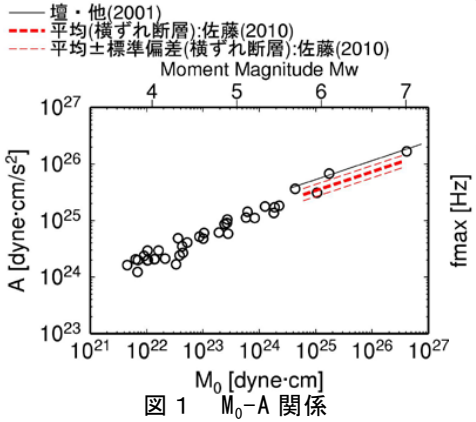


図 1　M_0-A 関係

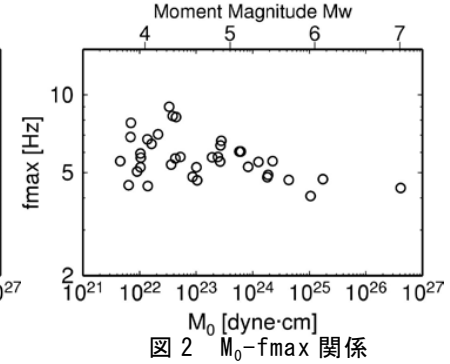


図 2　M_0-fmax 関係

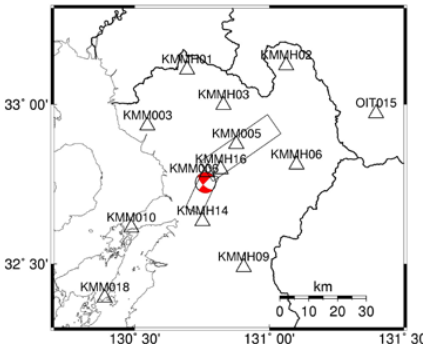


図 3　本震の F-net の CMT 解、浅野・岩田(2016)に基づく巨視的断層面(矩形)と強震観測点(△)

表 1　震源パラメータ

	S[km²]	Δσ[MPa]
SMGA1	69.12	12.6
SMGA2	69.12	15.8
SMGA3	138.34	7.9

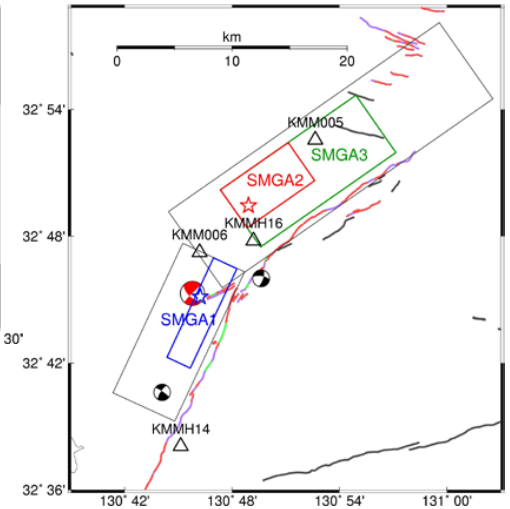


図 4　本震・要素地震の位置(気象庁)、F-net の CMT 解と SMGA(矩形)とその破壊開始点(☆)。活断層は中田・今泉(2002)。

S21－P03

強震波形を用いた2016年熊本地震の震源過程解析 ～M6以上の3地震の解析結果～

#引間和人（東京電力HD）

Source processes of the 2016 Kumamoto Earthquake analyzed by using strong motions ～Results of 3 events larger than M6 ～

#Kazuhito Hikima (TEPCO)

【はじめに】 2016 年熊本地震は，4 月 14 日 21:26 の M_J 6.5 の地震，約 2.5 時間後の 4 月 15 日 0:03 には M_J 6.4 の地震が立て続けに発生し，その後，4 月 16 日 1:25 に本震となる M_J 7.3 の地震が発生した．熊本地震で観測された強震動の要因を考える上で，これらの地震の震源過程を求めることは重要である．本発表では，M_J 6 以上の3つの地震の震源インバージョン結果を報告する．

【解析手順・使用データ】 震源過程解析に先立ち，気象庁一元化データの初動読み取りデータを使い，Double Difference 法[Waldhauser and Ellsworth (2000)]により震源再決定を行った．対象は熊本地方を含む九州北部で発生した 4 月 14 日から 3 週間分の地震としたが，解析時点で公開されている地震に限られている．以下の解析で用いる断層面は再決定された震源を基準とした．

震源インバージョン解析には，震源から概ね 60 km 以内の KiK-net，K-NET の観測点の解析記録を用いた．観測された加速度記録に 0.05～0.8 Hz のバンドパスフィルタを適用したのちに積分し速度波形とした3成分波形を解析対象とした．

グリーン関数の計算に使用する速度構造モデルは，「長周期地震動予測地図 2012 年試作版」で公開されている3次元速度構造モデルから各観測点直下の構造を抽出し，1次元水平成層構造としてモデルとし，さらに震源域で発生した小地震の観測記録を用いてチューニングを実施した．グリーン関数の計算は Kohketsu(1985)により行った．震源インバージョンにはマルチタイムウィンドウ法[Yoshida *et al.* (1996), 引間(2012)]を適用した．

インバージョンの際の断層面は，F-net のメカニズム解や気象庁による初動発震機構解を参考に設定した．なお，本震の断層面については，最初に阿蘇付近の余震域を含むような大きな断層面を設定して予備的解析を行ったところ，カルデラ内には大きなすべりが求まらなかった．そのため詳細な解析では，予備的解析により主要なすべりが得られた付近に限定し，さらにメカニズム解や地表地震断層の位置を考慮して断層面を設定し，すべり分布を推定した

【解析結果】 図に得られた最終すべり量の分布を示す．いずれも西に傾斜した断層であり，それぞれ右下が断層の上部である．矢印は上盤のすべり方向を示す．図右には震源時間関数をプロットした．4/14 と 4/15 の2つの前震は，最大すべり量は概ね同じであるが，4/14 の地震の継続時間が長く，比較的複雑な震源過程であったと推定される．本震は主に北東側に進展し，カルデラの外縁部で大きなすべりを生じている．また，破壊開始から大きなすべりを生じるまでにやや時間を要している．一方で，破壊伝播の様子を確認したところ，大きなすべりを生じた付近の破壊伝播速度は大きく，S 波速度に近い値が推定される．

【おわりに】 すべりの時空間分布は複雑である．余震分布からは複雑な断層面の存在が指摘されており，破壊過程はそれらを反映しているのかもしれない．

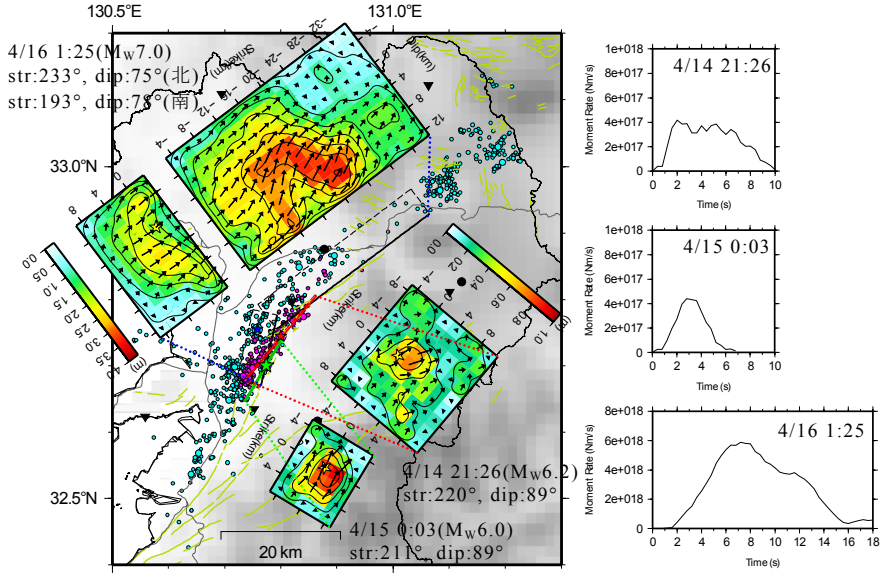


図　インバージョンにより求まったすべり分布と震源時間関数

謝辞：解析には防災科研 K-NET・KiK-net の波形記録，F-net のメカニズム解等を使用させて頂きました．また，気象庁一元化データを使用しました．関係諸機関に感謝いたします．

S21－P04

2016 年熊本地震の動的破壊伝播シミュレーション

#浦田優美・吉田圭佑・福山英一（防災科研）

Dynamic Rupture Simulations of the 2016 Kumamoto Earthquake

#Yumi Urata, Keisuke Yoshida, Eiichi Fukuyama (NIED)

(1) はじめに

2016 年 4 月 16 日 1 時 25 分に、熊本県の布田川-日奈久断層帯において、 M7.3 (本震) の地震が発生した。その前日と前々日には、M6 程度以上の前震が 3 回発生した。4 月 14 日 21 時 26 分の M6.5 (前震 1)、4 月 14 日 22 時 7 分の M5.8 (前震 2)、4 月 15 日 0 時 3 分の M6.4 (前震 3) である。気象庁によると、前震 1 と前震 3 のメカニズム解は、本震のメカニズム解によく似ており、前震 1 と前震 3 により、本震の断層面の広い範囲に stress shadow が形成されたと予想される。本研究では、なぜそのような応力下で本震の破壊が伝播できたのかを議論する。まず、余震分布を精密に求め、3 回の前震と本震の断層面を推定する。次に、3 回の前震による応力変化を見積もる。そして、その応力変化と広域応力場の和を初期応力として、本震の動的破壊伝播シミュレーションを行う。

(2) 断層面の推定

最初に、震源域周辺の地震の震源再決定を行った。まず、1997 年以降 2016 年 5 月 4 日までに発生した 11,154 個の地震について、気象庁一元化カタログおよび Hi-net ルーチンカタログに記載された P 波および S 波走時データを統合し、新たな P 波・S 波走時のデータセットを作成した。次に、それらのデータセットを用いて、九州大学のルーチン一次元速度構造を仮定して、single event location 法を用いて初期震源を決めなおした。最後に、それらのデータセットに Double Difference 法 (Waldhauser & Ellsworth, 2000) を適用し、震源再決定を行った。

前震 1~3 および本震の断層面を推定するため、余震分布の時間発展を詳細に調べた。全期間を①前震 1 の発生後から前震 2 の発生前、②前震 2 の発生後から前震 3 の発生前、③前震 3 の発生後から本震の発生前、④本震発生後の 4 つの期間にわけたところ、前震 1~3 および本震の発生に伴い、面状の余震分布の構造が順に現れた。そこで、得られた余震分布の構造と、対応する地震のメカニズム解を参考に、前震 1~3、本震それぞれの断層面を推定した (表 1)。なお、前震 1~3 の断層面は 1 枚の矩形、本震の断層面は 2 枚の矩形で近似した。

表 1: 推定された断層面

	断層中心の経度 (°)・緯度 (°)・深さ (km)			長さ (km)	幅 (km)	Strike (°)	Dip (°)
前震 1	130.7800	32.7317	7.97	15.8	7.9	215	75
前震 2	130.8300	32.7755	9.97	5.1	7.5	45	80
前震 3	130.7550	32.7007	7.97	14.1	9.1	200	75
本震	130.7725	32.7500	10.0	17.0	17.0	205	68
	130.9000	32.8700	10.0	20.0	14.0	235	60

(3) 前震による応力変化

前震 1~3 は、(2) で推定した断層面上の楕円クラックを仮定する。応力降下量を一定とし、Eshelby (1957) の解を用いてすべり分布を求めた。そのすべりによる本震断層面上での応力変化を、Okada (1992) により推定した。本震が横ずれ断層であると仮定すると、本震断層上の震源付近では ΔCFF は正、それより浅い領域では ΔCFF が負となった。前震が本震の破壊を開始させる駆動力となり得たといえる。また、広域応力が小さい場合には、前震による応力変化が、本震の震源より浅い領域の破壊伝播を妨げる可能性が示唆された。

(4) 動的破壊伝播シミュレーション

前震による応力変化と広域応力の和を初期応力として、本震の動的破壊伝播シミュレーションを行った。広域応力場の主応力軸の向きと応力比は、吉田・他 (2016, JpGU2016) による応力インバージョンの結果を元に設定した。断層面は、(2) で推定した 2 枚の矩形をなめらかにつないだ、1 枚の曲面とした。境界積分方程式法 (Hok & Fukuyama, 2011) を用い、摩擦構成則はすべり弱化則とした。本研究では、摩擦構成パラメータ (μs、Dc) や広域応力の大きさ等の未知数を変えた多数のシミュレーションを行い、本震の破壊過程を再現するための条件や前震による応力変化の影響などを議論する。

謝辞:余震分布の再決定においては、気象庁 1 元化震源及び Hi-net ルーチンカタログの読み取り値を用いた。ここに記して感謝する。

S21－P05

2016年熊本地震での益城町の強い断層平行地動について

#宮武隆（東大地震研）

A consideration on the strong fault parallel pulse at Mashiki

#Takashi MIYATAKE (ERI)

はじめに

横ずれ断層の地震では断層直交方向の強震動が生成されることは特に兵庫県南部地震などで破壊の指向性による強震動生成過程として注目された。ところが川瀬ほかにより、熊本地震において、断層直上付近の益城町にあるKMMH16観測点の地動加速度の解析や、その周辺の建築物の倒壊方向から、断層平行成分が卓越することの不思議さが報告された。本稿はこの問題を扱う。

震源過程と断層近傍地動の数値シミュレーション

筆者は、2000年に横ずれ断層の場合の震源過程と地動の関係を単純化して明解に説明することを試みた（Miyatake,2000,PAGEOPH,157,2063-2081;宮武、1999,地震、52,121-160）。その結果を熊本地震の震源過程に応用する。

数値シミュレーション結果の応用

地震発生後これまでに、地震波形インバージョンによって、さまざまな震源モデルが得られているが、使ったデータ、解析法、前処理、などなどにより、少しずつ結果は異なっている。しかし、ほとんどのモデルで、益城町と断層の関係は、図1のようになっている。最大のアスペリティではないが、観測点の真下には滑り量2−3mのアスペリティが存在していることは、モデルにかかわらず、ほぼ共通している。そして震源位置はそのさらに深部になる。益城町にとっては、破壊は益城町の南西側下部の震源から益城町に向かって上方に伝播することになる。この破壊に指向性は、図2の数値シミュレーションにより説明可能である。KMMH16地点では最大地動速度は断層平行方向で右ズレの方向になる。これは横ずれ断層で破壊が最深部から上方に伝播する場合の破壊の指向性により容易に説明可能である。

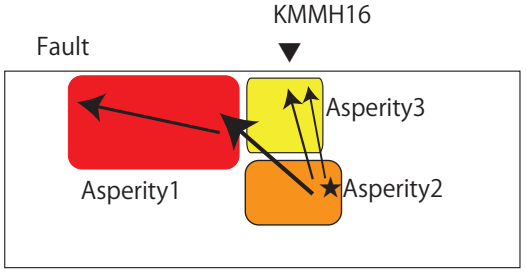


図１模式図

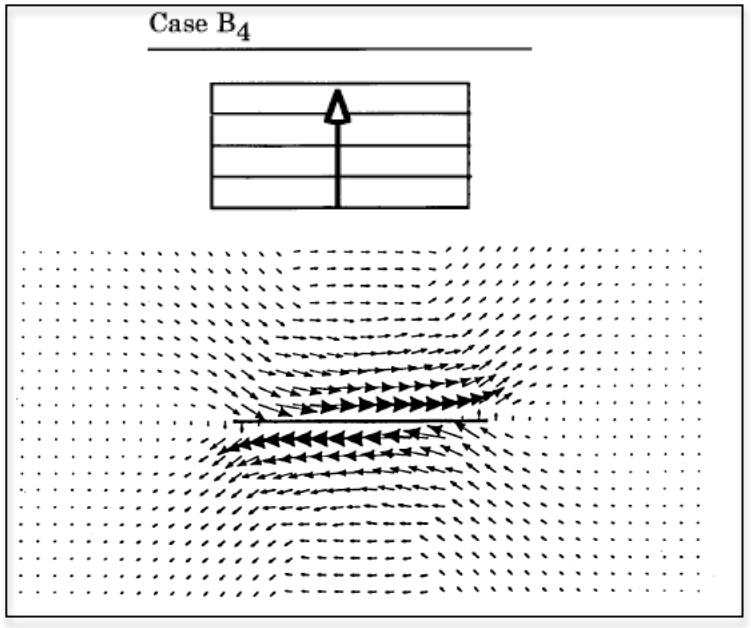


図２　上図は仮定した横ずれ断層の破壊過程、下図は最大地動速度分布（直線は断層）

S21－P06

経験的グリーン関数法を用いた2016年熊本地震の地震動シミュレーション

#染井一寛・宮腰　研・吉田邦一（地盤研）

Strong ground motion simulation for the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake by using the empirical Green's function method

#Kazuhiro Somei, Ken Miyakoshi, Kunikazu Yoshida (GRI)

2016年4月14日21時26分に熊本県熊本地方で発生したM_{JMA}6.5の地震（以降，最大前震）と，4月16日1時25分に同地方で発生したM_{JMA}7.3の地震（以降，本震）では，いずれも最大震度7を観測する他，周辺の強震観測点において，大きな加速度，速度記録が得られた．このような大きな地震動が生成された要因を理解するために，これらの地震の震源像を調べることは必要不可欠な課題の1つである．地震発生以降，1.0 Hzよりも低周波数側の近地強震波形を逆解析することで震源破壊過程を推定した結果が幾つか報告され，断層面上での不均質なすべり分布が明らかとなってきた（例えば，浅野・岩田，2016；吉田・他，2016a）．一方で，強震動生成領域（SMGA；Miyake et al., 2003）に着目して，1.0 Hzよりも高周波数側を含めた広帯域の観測波形を再現し得る震源モデルの推定も試みられている（例えば，倉橋・入倉，2016；染井・他，2016）．このようなSMGAから成る特性化震源モデルによって，今回の地震による震源近傍の地震動をシミュレーションし，その説明力を検証することは，強震動予測の観点からも重要であると考えられる．

前報の染井・他 (2016)では，本震のSMGAの位置は，観測波形と合成波形のフィットを目視で確認し，他の震源パラメタと共に試行錯誤的に決定していた．本報では，吉田・他 (2016b)による断層面上でのピークモーメントレート分布を参考にし，ピークモーメントレートが大きい領域（HRA；吉田・宮腰，2013）にSMGAを仮定することで本震の特性化震源モデルを作成した．また，断層面は吉田・他(2016b)と同様に3枚のセグメントを仮定した．SMGAは3枚のセグメントにそれぞれ1枚ずつ配置し（図1），各SMGAの応力降下量は16.2 MPaとした．ここで，背景領域は考慮していない．地震動シミュレーションは，経験的グリーン関数法を使用し，熊本県内のK-NET，KiK-net（地中記録）の計15地点（図1）の水平2成分と上下成分（0.2-10 Hz）を対象とした．なお，経験的グリーン関数（要素地震）には，2016年4月14日22時7分に熊本県熊本地方で発生したM_{JMA}5.8の地震を用いた．

シミュレーションの結果，SMGA1は，本震震央より南側の地点で観測されたパルス波形に寄与し，SMGA2とSMGA3は北東側の地点の観測波形に寄与した．特にSMGA2は，KMMH16（益城）の観測波形の主要動部分を生成することがわかった．このモデルによって震源近傍を含む，周辺の観測波形は概ね再現が可能ではあるが，今後，要素地震を変えたケースやより詳細なパラメタスタディを実施することでモデルの改良を図りたいと考えている．なお，本講演時には，最大前震の結果も報告する予定である．

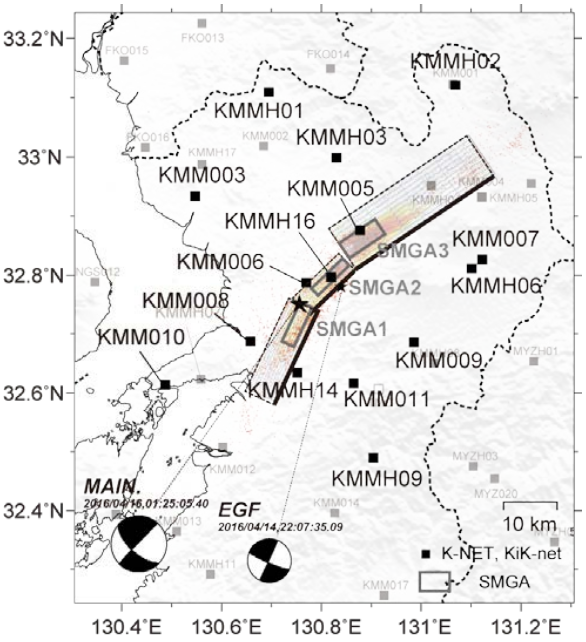


図1　SMGAの位置と使用した観測点（■）の分布．断層面の背景のコンタは，吉田・他(2016b)によるピークモーメントレート分布を表す．本震と要素地震の震央位置は星印で示し，それぞれのCMT解を図示している．

≪謝辞≫国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網K-NET，KiK-net，広帯域地震観測網F-netの強震記録，F-netのCMT解，及び気象庁一元化震源カタログの震源情報をそれぞれ使用しました．本研究は，平成28年度原子力施設等防災対策等委託費（地震動評価における不確かさの評価手法の検討）事業による成果の一部である．

≪参考文献≫

浅野・岩田 (2016), 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-P61.
倉橋・入倉 (2016), 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-P73
染井・他 (2016), 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-P67
Miyake et al. (2003), Bull. Seism. Soc. Am., 93, 2531-2545.
吉田・宮腰 (2013), 日本地球惑星科学連合2013年大会, SSS35-P03.
吉田・他 (2016a), 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-P64
吉田・他 (2016b), 日本地震学会2016年大会, 投稿中.

S21－P07

臨時・定常強震観測点を用いた2016年熊本地震の広帯域地震動シミュレーション

#三宅弘恵（東大）・地元孝輔・山中浩明（東工大）・津野靖士・是永将宏（鉄道総研）・山田伸之（福教大）・松島健（九大）・宮川幸治（東大）

Broadband Ground Motion Simulation for the 2016 Kumamoto Earthquake by Temporary and Permanent Strong Motion Stations

#Hiroe Miyake (Univ. Tokyo), Kosuke Chimoto, Hiroaki Yamanaka (Tokyo Tech), Seiji Tsuno, Masahiro Korenaga (RTRI), Nobuyuki Yamada (Fukuoka Univ. Education), Takeshi Matsushima (Kyushu Univ.), and Koji Miyakawa (Univ. Tokyo)

2016年熊本地震では，断層近傍を含む多くの定常強震観測点において，強震記録が取得された．また，地震直後から熊本市・益城町・西原村・南阿蘇村の被害域を中心として，臨時強震観測点が多数展開された（e.g.，地元・他，2016；津野・他，2016）．本研究では，定常強震観測点の中小地震記録を経験的グリーン関数とした2016年熊本地震の広帯域地震動シミュレーションを行い，周期0.1秒から5～10秒の帯域の波形を説明する強震動生成域を推定する．そして，推定された強震動生成域を用いて臨時強震観測点における地震動のシミュレーションを試みる．

被害地震直後の臨時強震観測は極めて有用であり，被害域の地震動特性の把握や，その地盤震動特性の推定が行われてきた（e.g.，Yamanaka *et al*.，2004，2005）．1995年兵庫県南部地震では，岩盤点において強震動生成域を推定した後，震災の帯における波形が再現あるいはシミュレーションされている（Kamae and Irikura，1998）．2005年福岡県西方沖地震では，玄界島において臨時強震観測点が展開されたが，主破壊域で発生した地震規模が大きな記録を得ることができず，結果として気象庁が島内に即時設置した臨時強震観測点の記録を用いて，広帯域地震動シミュレーションが行われた（Miyake *et al*.，2006）．

2016年熊本地震は，地震活動が活発であったため，主破壊域に発生した地震規模が比較的大きな記録が観測されている．また，今回の臨時強震観測点は，連続観測かつ定常強震観測点にも設置する方針であったため，有用な経験的グリーン関数が取得された．中小地震の選定にあたっては，中間周期帯の落ち込みを防ぎ，不必要に周期性が生じないように，fault dimension parameter の N = 4～10 程度に収めるため，対象とする地震の気象庁マグニチュードより約1.5小さな気象庁マグニチュードの地震を経験的グリーン関数として使用した．

2016年4月14日21:26 (M6.5) の地震では，熊本県自治体震度計を含む多くの観測点で少なくとも2つのパルスが確認されるため，2つの強震動生成域を設置した．ただし，西原村震度計や御船町震度計において，3つの波群が確認されており，これらの波群が震源起因かグリーン関数起因かを調べるため，複数の経験的グリーン関数を用いた検討を行っている．

2016年4月15日00:03 (M6.4) の地震は，単独の強震動生成域で広帯域の地震波形が説明可能と判断した．

2016年4月16日01:25 (M7.3) の地震では，自治体震度計の波形を使用するため，2016年4月14日22:07 (M5.8) の地震波形を経験的グリーン関数とした．M7クラス以上の地震規模になると観測波形から強震動生成域の位置や面積を独立に推定することは困難であるため，震源インバージョンの結果を参考に強震動生成域を設定している，そのため，現時点では任意性が大きい推定解となっている．

謝辞：防災科研K-NET/KiK-net/F-net，気象庁震度計，熊本県をはじめとする自治体震度計の波形を利用しました．記して感謝致します．本研究の一部は，科学研究費補助金「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」（代表：清水洋）によって実施されました．

S21－P08

減衰構造を取り入れた揺れから揺れの即時予測の試み：2016年熊本地震

#小木曽仁・干場充之（気象研）・志藤あずさ・松本聡（九大地震火山セ）

Real time ground motion prediction with heterogeneous attenuation structure: an example for the 2016 Kumamoto Earthquake

#Masashi Ogiso, Mitsuyuki Hoshiba (MRI), Azusa Shito, Satoshi Matsumoto (SEVO, Kyushu Univ.)

・はじめに

より精度の高い地震動即時予測を目指すにあたって、地下の不均質な速度や減衰構造を考慮することは重要である。Hoshiba and Aoki (2015, BSSA)では、波動場の伝播状況の把握と物理法則にしたがった地震動即時予測、すなわち「揺れの数値予報」が巨大地震とその後の活発な余震活動に対して非常に有効であることを示した。Hoshiba and Aoki (2015)では、地下構造の不均質を反映した波動場の実況値を得ることによって間接的に不均質構造の影響を取り込んでいるが、事前情報として減衰構造を考慮することにより、より早い段階から未来の実況値と整合する、すなわち精度の高い予測ができる可能性がある(干場・小木曽, 2015, 地震学会)。本発表では、実際の観測データから推定された西南日本の減衰構造を用いて平成26(2016)年熊本地震の地震動即時予測シミュレーションを行い、一様構造の場合との比較を通して減衰構造を取り入れることの効果を検討する。

・手法とデータ

地震動即時予測の手法は、Hoshiba and Aoki (2015)と同様、データ同化を用いた実況把握と輻射伝達理論に基づいた地震波エンベロープ計算とした。観測点は九州地方から関西地方にかけてのK-NET及びKiK-netの地表観測点の合計474点を使用した。輻射伝達理論においては、地震波の内部減衰に加えて地震波の散乱係数もパラメータとして必要である。九州地方の構造は、Multiple Lapse Time Window法を用いてこれらのパラメータを推定した志藤・松本(2015, 地震学会)の構造を用い、中国・四国地方の構造は同手法をHi-netの各観測点に用いて推定した。

・地震動予測に与える不均質構造の影響

均質構造(Q_i^{-1}=0.0033, g_0=0.004)で計算された各観測点の10秒前予測震度の最大値、及び不均質構造で計算されたそれと観測されたリアルタイム震度の最大値との残差分布を図に示す。震央に近い地域は波動場の正確な実況推定が原理上困難なので過小評価となる。震央からやや遠い地域で共通にみられる過大予測の傾向は、2次元空間で地震動予測を行っていることによる距離減衰項の影響である。志藤・松本(2015)では阿蘇・九重地域に強い非弾性・散乱減衰を推定しているが、地震波がこの地域を通過する国東半島付近や山口県南部の観測点にて過大な予測がやや解消されている。ただし、RMSで比較すると大きな改善がされたとは言い難く、今後、より詳細な検討が必要である。

謝辞

本研究にあたり、防災科研Hi-net、K-NET, KiK-netの波形を使用しました。また、本研究の一部は東京大学地震研究所共同研究プログラム、及び日本学術振興会の科研費(課題番号: 25282114)の助成を受けました。

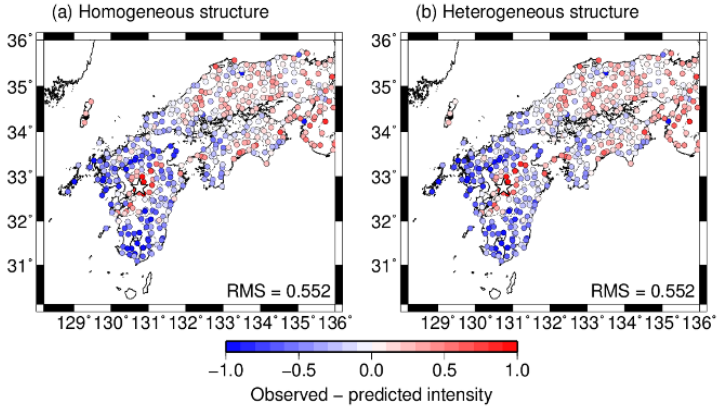


図1　(a)均質構造と(b)不均質構造を用いた場合の10秒前予測震度の観測値との残差分布。残差のRMSは震央距離が50km以上150km未満の観測点を用いて計算した。

S21－P09

2016年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査（その2）

#金田惇平,久田嘉章,寺本彩乃（工学院大学）

Investigation of Building Damage near the Surface Fault of the 2016 Kumamoto Earthquake

Junpei Kaneda,Yoshiaki Hisada,Ayano Teramoto (Kogakuin Univ.)

1. はじめに

2016年4月16日の熊本地震（本震）では,広範囲に地表地震断層が出現し,最大で2m近い右横ずれ・正断層がたのすべり変位が生じた。地表地震断層に起因する建物の被害性状には不明な点が多く,既往の地震では地表断層近傍の強震動はあまり強くない,断層直上のすべり変位に起因する地盤変状による被害が顕著になる調査事例がいくつも報告されている（例えば文献[1)]）。著者らは,地震後に地表地震断層が出現した近傍地域を中心に建物被害調査を実施し,その被害性状と今後の活断層対策に有益な情報を整理した。本報告（その2）では,地域ごとに特徴的な建物被害の具体例を紹介する。

2. 地表地震断層近傍の建物被害の特徴

図1に熊本地震で発生した地表地震断層近傍で行った悉皆調査の建物被害調査エリアを示す。高木エリアでは35棟の被害程度の内訳はD6（完全倒壊）が0棟,D5（一部倒壊）が1棟（非常に古い木造家屋）,D4（全壊）が5棟,D3（半壊）が9棟,D2（一部損壊）が7棟,D1（軽微）が10棟,D0（無被害）が3棟であった。例として地表地震断層直上の建物Aの被害状況を示す。（写真1，2）建物Aは築30年以上の非常に古い2階建ての準伝統木造住宅である。主な被害は1階に集中しており、特に約65㎝の右横ずれの地盤変状により大きく変形している。建物の傾斜（2°）を確認したが倒壊には至らなかった。一方,建物Bのように地表地震断層直上でも耐震性の高い基礎や耐力壁がしっかり入っていれば,ほとんど被害はなかった。（写真3）

3. おわりに

地表地震断層の近傍または直上で耐震性が著しく劣る建物でも殆ど被害が出ない事例が多かったことから、地表地震断層近傍ではあまり強震動は発生しないと思われる。また断層直上では地盤変状による建物の変形や傾斜が多く見られたため基礎への配慮やバランスよく十分に壁を配置することが被害の低減には重要である。

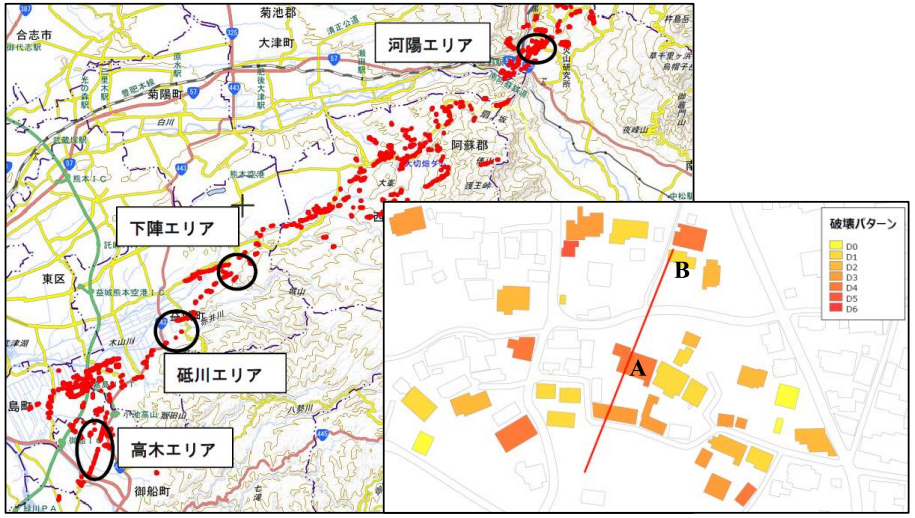


図1　建物被害調査エリア（高木エリア抜粋）と調査対象住宅
（赤線は明瞭に確認できた地表地震断層）



写真1 建物Aの南面



写真2 建物Aの北面



写真3 建物Bの南面

謝辞

本調査には著者の他、村上正浩・柳田悠太郎・新藤俊弥氏（工学院大）、境茂樹・森清隆・仲野健一・東條有希子氏（安藤ハザマ）、木本幸一郎氏（SAI構造設計）、大原美保氏（土木研究所）、小林亘氏（東京電機大）、鈴木 光氏（減災アトリエ）が参加しました。また本研究はJSPS科研費 JP16K06586の助成を受けています。

参考文献： 1）久田 ほか：2011 年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査、日本地震工学会論文集、Vol. 12 (2012) No. 4 p. 4_104-4_126

S21－P10

空中写真判読による熊本地震前震の益城町の建物被害推定

#中村洋光・門馬直一・藤原広行・佐伯琢磨（防災科研）

Building damage assessment of Mashiki town for the maximum foreshock of the 2016 Kumamoto earthquake by aerial photographs

#Hiromitsu Nakamura, Naokazu Monma, Hiroyuki Fujiwara, and Takuma Saeki(NIED)

1. はじめに

2016 年 4 月 14 日から熊本地方で発生した一連の地震活動は、熊本県益城町において前震、及び本震により震度 7 を観測する等の激震をもたらし、建物の倒壊や全壊等の被害、並びに建物倒壊による死傷等の人的被害、ライフラインの破損等の甚大な被害を及ぼした。この熊本地震では、震度 6 強から震度7に及ぶような強震動に複数回にわたり同一建物が影響を受けることにより、建物の耐震性が低下し、被害が発生した可能性があることが指摘されている。

一方、4 月 14 日発生した前震から、わずか 28 時間後に本震が発生してしまったために、前震を対象とした建物被害に関する現地調査は部分的に行われたものの、広域を対象とした網羅的な現地調査は行われていない。そのため、建物の耐震性の変化等を検証するための被害調査データが不足している。

そこで本研究では、熊本地震の前震から本震にかけての広域での個別建物の被害の変化を抽出することを最終的な目的に、前震直後に得られた空中写真を判読することにより、益城町の個別建物の被害レベルの推定を行った。

2. 益城町における建物被害の空中写真の判読

益城町における前震の建物被害の判読は、表に示す空中写真を用いて行った。判読は、正射画像から外形、屋根などが変状している建物を目視により抽出し、さらに斜め写真で外壁などの変状を確認し、建物被害をレベル 1～4 に区分した。レベル 4（被害大）は、建物が倒壊しているもの、建物の 1 階や 2 階が押しつぶされているもの、建物の位置がずれたり、建物の向きが変わっていたりするものである。レベル 3（被害中）は、建物の外形は残るが外壁が落下しているもの、屋根瓦の大半が落下しているものである。レベル 2（被害小）は、屋根瓦の一部が落下しているもの、ブルーシートが掛かっているものである。レベル 1 は、空中写真判読では被害が確認できないものである。

判読した被害レベルの分布を図に示す。判読範囲にある全建物棟数約 3,600 棟のうちレベル 1 が 2,800 棟、レベル 2 が 500 棟、レベル 3 が 250 棟、レベル 4 が 50 棟程度であり、レベル 3, 4 の被害レベルが高い建物は南側（県道 28 号線より南側）に比較的多く分布している。

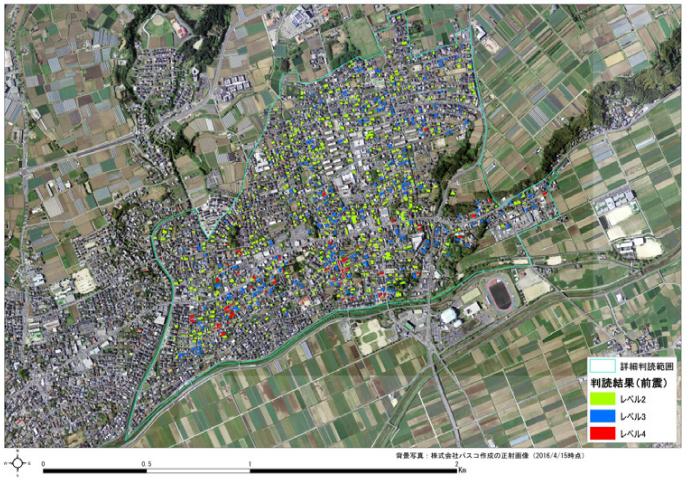
3. おわりに

今後、本震後の空中写真に対しても同様の判読を行い、現地調査結果との比較等により判読の検証を行うとともに前震から本震にかけての個別建物の被害の変化を調査する予定である。

謝辞：本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理法人：JST）によって実施された。

表．建物被害判読に用いた空中写真

写真	撮影月日	撮影範囲	撮影機材
正射画像	4月15日	益城町全域	航空機
斜め写真	4月15日	益城町市街地	ヘリコプター



図．熊本地震前震における建物被害空中写真判読結果

S21－P11

2016 年熊本地震における益城町での被害メカニズムの解明：その 1 建物被害調査

#山田真澄・Jim Mori・坂上啓(京大防災研)・林田拓己(建研)・山田雅行・羽田浩二・藤野義範・深津宗祐・西原栄子・大内徹・藤井章男(ニュージェック)

Investigation of the Damage Mechanism in the Mashiki-town for the 2016 Kumamoto earthquake: Part 1 Building Damage Survey

Masumi Yamada, Jim Mori, Hiromu Sakaue (DPRI, Kyoto Univ.), Takumi Hayashida (BRI), Masayuki Yamada, Koji Hada, Yoshinori Fujino, Sosuke Fukatsu, Eiko Nishihara, Toru Ouchi, Akio Fujii (NEWJEC Inc.)

2016 年 4 月 16 日、熊本地震（Mj7.3)が発生した。この地震では、断層近傍を中心に 30km 以上の広い範囲で震度 6 強を観測しているが、木造家屋の倒壊が多数発生したのは益城町だけである。このように建物被害が益城町に集中した一因は、益城町の地盤構造や強震時の地盤の非線形挙動にあると考えられる。益城町の中心部では、建物被害に著しい不均一性があり、東西を走る県道 28 号線とその南側を平行に流れる秋津川の間に被害が多く、倒壊建物が集中している。当該地域は盛土が多く、このような被害の不均一性をもたらした原因の一端は地盤の不均一性と強震時の非線形挙動にあると考えられる。我々のグループは、震度 7 相当の地震動を経験した益城町での被害メカニズムを解明するため、被害調査と地盤探査を行い、地盤特性の観点から建物の被害分布の原因解明を試みた。

我々は、6 月 10 日から 13 日の 4 日間、全壊建物の分布を調べるために悉皆調査を行った。ゼンリン住宅地図を参考にして、それぞれの建物の写真撮影をし、被害状況を記録した。調査した内容は、全壊（層崩壊、残留変形）かそうでないかの判定、周辺の地盤変状の様子、建物の用途（母屋、店舗、事務所、納屋、等）、建物構造種別などである。図 1 に木造建物の全壊率を示す。ここで全壊と定義しているのは、岡田・高井(1999)の被害パターンで D4 と D5 に相当するものである。それぞれの地点から半径 50m の円内に存在する木造建物を対象として、全壊率をプロットした。円内に存在する建物が 10 棟未満の場合は表示していない。図 1 より、倒壊建物の集中している地域は調査範囲の中で北半分と東側に集中しており、被害の程度は狭い範囲で急激に変化する。

山田ら(2016)は、16 日前後の空中写真の結果から、4 月 14 日の地震でもほぼ同じ領域に全壊建物が分布していることを確認し、全壊建物の数は 16 日の地震によって 3-4 倍に増加したことを明らかにした。このように被害が集中した原因としては、断層近傍で強い地震動を受けたことに加えて、宅地の開発プロセスによる建築年代の違い、表層地盤構造の違いなどが考えられる。

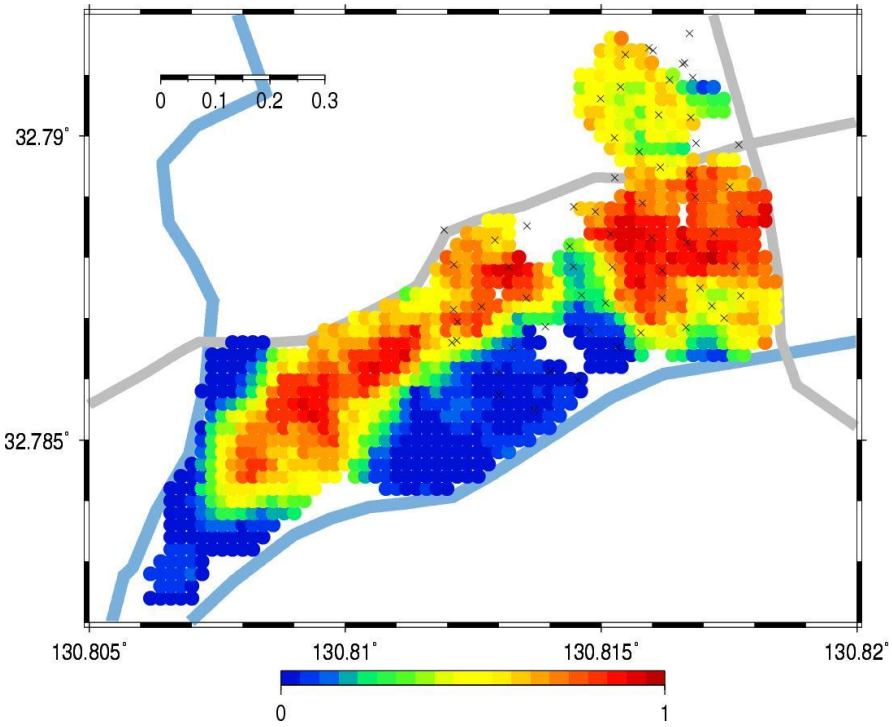


図 1　益城町役場南側での木造建物の全壊率（赤は全壊率 100%、青は 0%）

S21－P12

2016年熊本地震における益城町での被害メカニズムの解明：その2常時微動観測結果

#山田雅行(ニュージェック)・山田真澄・Jim Mori・坂上啓(京都大)・林田拓己(建研)・羽田浩二・藤野義範・深津宗祐・西原栄子・大内徹・藤井章男(ニュージェック)

Investigation of the Damage Mechanism in the Mashiki-town for the 2016 Kumamoto earthquake: Part 2 Microtremour Observation

#Masayuki Yamada (NEWJEC Inc.), Masumi Yamada, Jim Mori, Hiromu Sakaue (Kyoto Univ.), Takumi Hayashida (BRI), Koji Hada, Yoshinori Fujino, Sosuke Fukatsu, Eiko Nishihara, Toru Ouchi, Akio Fujii (NEWJEC Inc.)

平成28年熊本地震によって，熊本県益城町では二度の震度7が記録され，甚大な被害をもたらした．これほど多くの建物被害を生じた要因として，断層変位，揺れ，地盤変状や液状化，建物の強さなど，さまざまな要因が議論されている．本稿では，益城町での被害メカニズムの解明を目的として，同町中心部の揺れの違いを明らかにすべく，常時微動を用いた地盤調査を行った結果について報告する．

常時微動観測は，半径60cmの円に内接する正三角形の頂点と，その中心の合計4点に微動計を配置する極小アレイを基本と考えた．長ら[1)]によると，このように観測されたデータに，CCA法(Centerless Circular Array method)を適用することによって，波長が数10mから100m程度までの表面波位相速度を推定すること，すなわち，深さ数10m程度までの地盤構造の推定が可能とされている．著者らは，平成28年6月に，益城町中心部において，約60箇所の常時微動観測を行った．観測点は，将来的に地域防災計画にもご活用いただける可能性も考慮して，3次メッシュ(1kmメッシュ)を縦横16等分した約62.5mメッシュごとに配置した．

図1に観測データから算定した微動H/Vスペクトルのピーク周波数とピーク振幅分布を示す．図1を見ると，調査範囲の南西側(図の左下)にピーク周波数が低く，比較的ピーク振幅の大きい領域が見られた．一方，南東側(図の右下)や北側(図の上側)では，ピーク周波数が比較的高く，ピーク振幅の小さい傾向が見られた．

建物の被害調査結果などと対比し，その要因分析を進めていく予定である．

最後に，被災された益城町の方々にお見舞いを申し上げるとともに，被害調査や微動観測をお許しいただいたことに御礼申し上げます．

1)Cho, I., Tada, T. and Shinozaki, Y.: Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, J. Geophys. Res., 111, B09315, doi:10.1029/2005JB004235,2006.

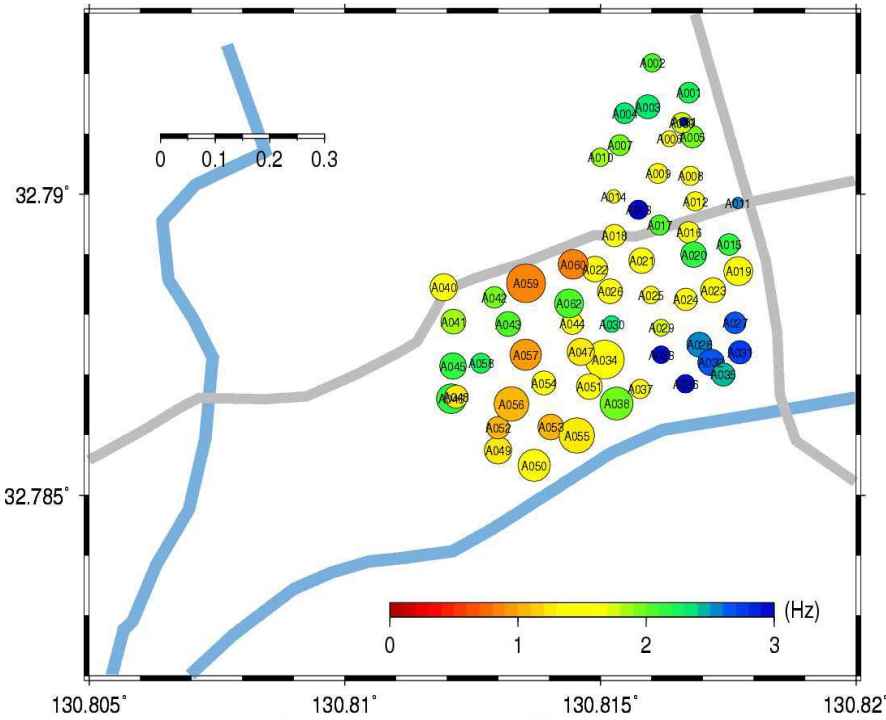


図1　微動H/Vスペクトルのピーク周波数とピーク振幅分布

S21－P13

2016年熊本地震における益城町での被害メカニズムの解明：その3余震観測

#林田拓己(建研)・山田真澄・Jim Mori・坂上啓(京都大)・山田雅行・羽田浩二・藤野義範・深津宗祐・西原栄子・大内徹・藤井章男(ニュージェック)

Investigation of the Damage Mechanism in the Mashiki-town for the 2016 Kumamoto earthquake: Part 3 Aftershock Observation

Takumi Hayashida (BRI), Masumi Yamada, Jim Mori, Hiromu Sakaue (Kyoto Univ.), Masayuki Yamada, Koji Hada, Yoshinori Fujino, Sosuke Fukatsu, Eiko Nishihara, Toru Ouchi, Akio Fujii (NEWJEC Inc.)

2016年熊本地震によって2度にわたり震度7の地震動を受けた熊本県益城町では，町役場南側の住宅街を中心に甚大な被害が生じた．地震による被害と地盤構造との対応を調査するため，我々は2016年6月10日~13日の4日間にわたり，益城町において建物被害，微動および余震の観測を実施した．本稿では，余震観測を通じて得られた記録の解析結果について報告する．

余震観測点は益城町役場敷地内を含む東西約500m，南北約750mの領域に8点(S1~S8)展開し，4日間の連続観測を行った．測定には(株)ミツトヨ(旧アカシ)製の過減衰型加速度計JEP-6A3および白山工業(株)製のデータロガーLS-8800を用い，200Hzサンプリングの連続観測とした．気象庁の震度データベースを参照し，測定期間内に観測された地震波形記録を抽出したところ，27個の余震(M_j1.7~4.3)によるシグナルを確認した．観測した余震の震央は主に日奈久断層帯の日奈久区間，布田川断層帯の布田川区間および宇土区間に対応した領域に分布しており，熊本県八代市で震度5弱を観測した余震(2016年6月12日：M_j4.3)を含む．本解析ではまず，取得した余震記録より地震動の経時特性および周波数特性の空間分布の比較検討を行った．防災科学技術研究所によって運用されているHi-net観測点(N.MSIH：KiK-net益城観測点KMMH16の地中に併設)を基準観測点と見なし，各観測点の余震記録のS波コーダ部分(10.24秒間)と同区間のHi-net観測点記録(機器特性補正後)とのスペクトル比を導出したところ，調査地域の南西側(観測点S1-S2, S4)ではピーク周波数が低く(1Hz前後)，南東側や北側(S5-S8)ではピーク周波数が高くなる(3Hz前後)傾向が見られた．これは微動アレイ探査記録に基づく傾向[山田(雅)・他，本大会]とも調和的である．

次に，連続観測記録の常時微動部分の上下動成分を用いることで，極小アレイ探査の対象よりも深い地盤構造推定のためのアレイ解析を試みた．本観測網のアレイ配置は任意形状であるが，ほぼ観測点間距離が等しい観測点のペアを複数有していることから，SPAC法およびF-K法を適用し，表面波位相速度の推定可能性について考察した．本発表では余震記録解析結果，極小アレイの結果および既往の地盤構造モデルとの整合性を比較しながら，地盤震動の空間特性について検討する予定である．

謝辞：本観測において，余震観測のための用地をご提供いただいた益城町の方々に心より御礼申し上げます．本観測に用いた測定機材の一部は国土技術政策総合研究所の小山信博士，京都大学防災研究所の浅野公之博士よりご提供いただきました．また，本解析においては，防災科学技術研究所Hi-netの観測記録および気象庁の震度情報ならびに一元化震源を使用いたしました．

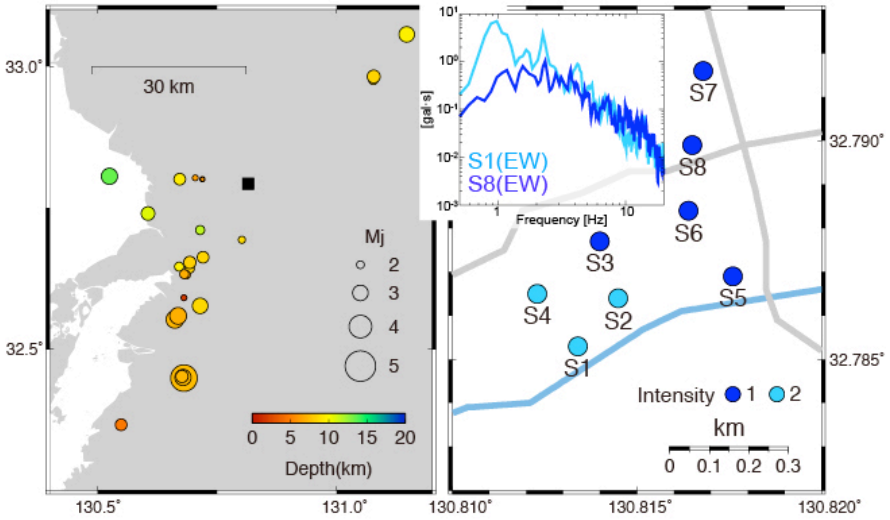


図1　観測した余震の震源分布(左図)および2016年6月12の地震(M_j4.3)記録より導出した計測震度相当値とフーリエスペクトルの例(右図)

S21－P14

熊本地震における地表断層ごく近傍の強震動調査
（その1：南阿蘇村河陽地区）

#郝（はお）憲生・内藤昌平・（防災科研）・吾妻崇（産総研）

Investigation of strong ground motion and damages on immediate vicinity of co-seismic faults during the 2016 Kumamoto earthquake (Case 1: Region Kayou in south village Aso)

#Ken Xiansheng Hao, Shohei Naito(NIED), Takashi Azuma (AIST)

熊本県内で2016年4月14日にM6.5の地震が、その2日後には近接する場所でその規模を上回るM7.3の地震が発生した。前者は日奈久断層帯の一部区間が、後者は布田川断層帯の一部区間が活動したと評価されている(第211回地震予知連絡会資料)。これらは地震調査研究推進本部によって長期評価および強震動評価がなされていた活断層であった。このように評価されていた活断層が活動した事例はまだ少なく、復興する前に素早い現地調査を通して詳細な地震動を把握し、従来の地震ハザード評価を検証することは今後のハザード評価の方向性を定める上で重要である。

本研究では、地震直後に観測記録、現地メディア報道、衛星航空写真判読などの資料を分析し、5月16-18日に地震地表断層全体長さ約30km区間を概観調査した後、6月7-10日に地表地震断層が通過したと推定される地区において詳細調査を行った。北東から南西方向の順に表示すると:

1) 阿蘇市湯山、内牧地区
2) 南阿蘇村河陽、立野、ファームランド周辺、東急GC周辺地区（その1）
3) 西原村星田、小森地区
4) 益城町杉堂、堂園、田中、灰塚、木山、宮園、安永、馬水、惣領地区（その2, 2016地震学会（秋）参照）

本報告（その1）は2）に示した地区にわたって地震地表断層の確認をした上で、南阿蘇村河陽地区（図1）を中心として、地表断層近傍約1kmの範囲内において地震被害、建物等構造物の状況を目視評価し、岡田・高井（1999）による木造建物、高井・岡田（2001）によるRC造建物のダメージレベルを用いて、DI値をD0（無被害）、D1（一部破損）、D2（一部破損）、D3（半壊）、D4（全壊）、D5（全壊）の5段階に分類した。周辺の建物被害については、本予稿執筆時点で調査済みの75棟のうち、D5が28棟(37%)、D4が10棟(13%)、D3が7棟(9%)、D2が11棟(14%)、D1が7棟(9%)、D0が12棟(16%)であった。D4～D5（全壊相当）は主に木造旧耐震基準の建物を中心に確認されたが、新耐震基準の建物やRC造の建物にも全壊が確認された。

これまでには、断層ごく近傍地域の広域な観測記録が極めて少ないため、現行のの強震動評価手法の検討が困難である。従って、本研究ではこのDI分布と地震動の分布の関係について検討し、断層ごく近傍を対象とした現行の強震動評価手法の課題に資する。今後熊本断層現れた全ての地区を含め、熊本地震により生じた他の断層近傍地域においても詳細な追加調査を行う予定である。

なお、本調査は平成28年熊本地震関連「国際緊急共同研究・調査支援プログラム(J-Rapid)」追加採択課題である「活断層ごく近傍の強震動調査に基づく地震ハザード評価の高度化」（研究代表者：郝（はお）憲生、Matt Gerstenberger）の一環として実施しました。

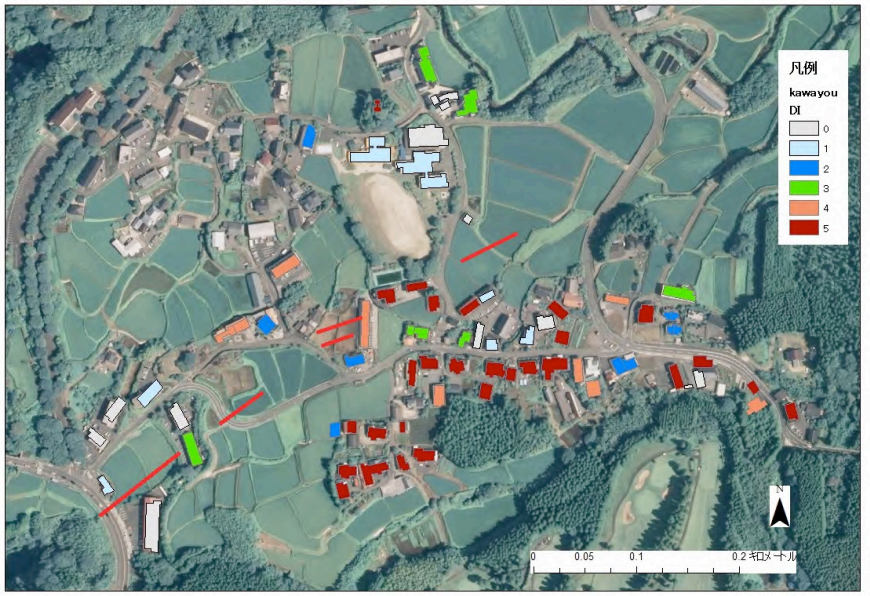


図1　河陽地区で確認された地表亀裂と建物の被害分布(国土地理院電子国土基本図（オルソ画像）を使用した。)

S21－P15

熊本地震における地表断層ごく近傍の強震動調査（その2：益城地区）

#内藤昌平・郝（はお）憲生（防災科研）・吾妻崇（産総研）

Investigation of strong ground motion and damages on immediate vicinity of the active faults during the 2016 Kumamoto Earthquake (Case 2:Region Mashiki-town)

#Shohei Naito, Ken Xiansheng Hao (NIED), Takashi Azuma (AIST)

熊本県熊本地方において2016年4月14日にM6.5の地震が、4月16日にはM7.3の地震が発生し、益城町役場に設置されている震度計では震度7を2回記録した。また、この地震により死者数69名、住家被害全壊8,050棟（6月30日消防庁資料）という甚大な被害が発生した。なお、これらの地震は調査研究推進本部によって長期評価および強震動評価がなされていた布田川・日奈久断層帯の一部区間の活動により発生した。

このように評価対象となっていた活断層が活動した事例はまだ少なく、現地調査を通して詳細な地震動を把握し、従来の地震ハザード評価を検証することは今後のハザード評価の方向性を定める上で重要である。

本稿では（その1）に引き続き、6月7日以降に熊本県益城町の灰塚、木山、宮園、安永、馬水、惣領の各地区について現地調査を行った結果について報告する。

現地調査は推定される地表断層のごく近傍（概ね1km以内）地域を対象として行った。被害状況の把握のため地表亀裂や建物等構造物の被害分布について調査し、木造建物については岡田・高井（1999）、RC造建物については高井・岡田（2001）のパターンチャートを利用し、外観目視によりD0（無被害）、D1（一部破損）、D2（一部破損）、D3（半壊）、D4（全壊）、D5（全壊）の5段階に分類した。

これらの地域ではN50° E～NS走向の地表亀裂を道路上の複数箇所で確認することができた。亀裂により生じた水平方向のずれは灰塚地区では最大50cm程度あり、亀裂周辺で沈下等の地盤変状が生じていることが確認できた。

周辺の建物被害については、本稿執筆時点で調査済みの1095棟のうち、D5が191棟、D4が157棟、D3が125棟、D2が103棟、D1が207棟、D0が312棟であった。D4～D5（全壊相当）は主に木造旧耐震基準の建物を中心に確認されたが、新耐震基準の建物やRC造の建物にも全壊が確認された。また、半数以上の建物が全壊相当の特に被害が多い地域が木山・宮園地区や安永・惣領地区の一部に帯状に分布している反面、馬水地区や安永地区の秋津川沿い等にはD0～D1程度の建物が大半を占める被害が小さい地域が分布していることを確認した（図1）。

建物被害の分布を国土地理院が提供している国土画像情報（第一期：1974～1978年撮影）と重ねて表示すると、1978年以降に宅地化された地域と被害が少ない地域の分布が概ね重なる。なお同様の指摘は山田ほか（2016, JPGU）等になされている。1981年の新耐震基準導入前後の建物自体の強度の差が大きな要因と考えられるが、断層近傍の強震動や地盤増幅による影響等、他の要因についても考察した上で局所的な被害の差が生じた原因について検討を進めていきたい。

また、今後は益城地区を含め、熊本地震により生じた他の断層近傍地域においても詳細な追加調査を行い、地表断層ごく近傍における強震動や地震ハザード評価の検証を実施していきたい。

なお、本調査は平成28年熊本地震関連「国際緊急共同研究・調査支援プログラム（J－RAPID）」追加採択課題である「活断層ごく 近傍の強震動調査に基づく地震ハザード評価の高度化」（研究代表者：郝（はお）憲生、Matt Gerstenberger）の一環として実施した。

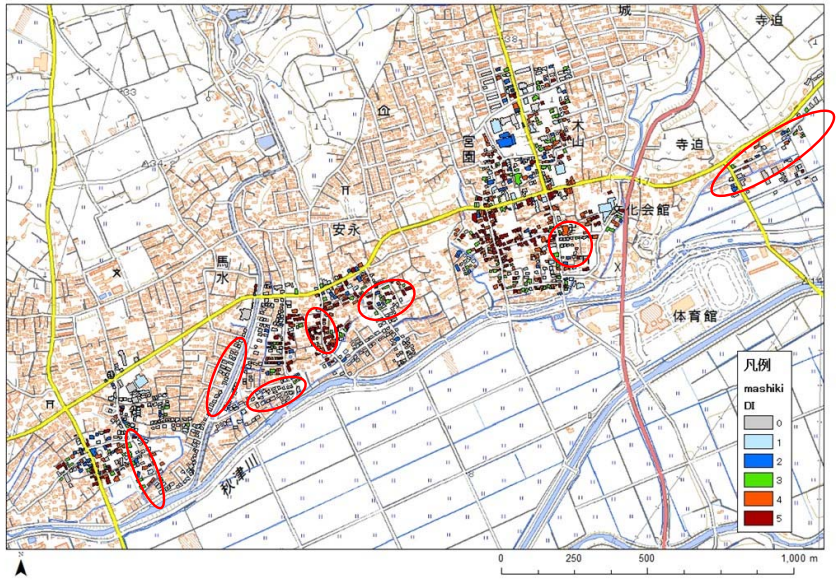


図1　益城町における建物被害調査（背景地図に地理院地図タイル標準地図を使用した。赤囲みは確認した地表亀裂のおおよその位置。）

S21－P16

2016年熊本地震で被災した益城町中心部における南北測線の微動特性

#香川敬生・上野太士・吉田昌平（鳥取大院工）

Microtremor Characteristics along North to South line in Severely Damaged Mashiki Downtown Area by the 2016 Kumamoto Earthquake

#Takao Kagawa, Hiroshi Ueno, and Shohei Yoshida (Tottori Univ.)

Microtremor observations were conducted in Mashiki town where severe damage spreads over due to the 2016 Kumamoto Earthquake. Our target of the observations is assessing the effect of surface geology and geographic transition on spotted damage distribution in downtown area.

平成28年熊本地震による益城町の被害を調査し，被害の大きかった中心部において，役場付近から秋津川左岸部まで，南北に約50m間隔の常時微動単点3成分探査を12点実施した．この他，益城町役場敷地内および防災科学技術研究所KiK-net観測点近傍でも観測をおこなった．益城町では，新しい建物に比べて建築年の古い建物の被害が目立ったが，新しい建物でも盛土や擁壁の崩壊による地盤変状の影響が見られた．このため，表層地盤による影響を見るためには，可能な限り高密度で，盛土や擁壁など局所的な地盤の違いを反映できる調査が重要と思われる．

図1に益城町南北測線の観測点位置と，各点で得られた微動H/Vスペクトルの卓越周期分布を示す．また，図2にはH/Vスペクトルの変化を示している．卓越周期は0.3から0.5秒程度であり，木造家屋の固有周期とほぼ対応しつつ，やや長い周期帯まで増幅させる可能性を秘めている．やや塑性化して固有周期の伸びた家屋にも影響を与えた可能性が示唆される．一方で，建物被害に影響が大きいとされる周期1～2秒の帯域の卓越はいずれの観測点でも見られず，その周期帯は震源から放射された地震動の影響が大きかったものと考えられる．

卓越周期と測線に沿った建物被害との明瞭な相関は見られないように思われるが，MSK011とMSK012の間約50mで卓越周期が0.3秒から0.4秒に変化しており，地盤構造の変化が示唆される．また，MSK013では，他の地点に比べてH/Vスペクトルのピークが明瞭に見えなくなっている．この地点には地表地震断層の存在が指摘されており，興味深い．このような傾向は益城町郊外の地表地震断層近傍（香川ほか，2016，本大会）や，1943年鳥取地震における鹿野断層付近で実施した高密度微動観測でも見られており（野口ほか，2016，本大会），今後検討したい事象のひとつである．

現状の観測結果では微動特性と被害との密接な相関は確認できていないが，50m間隔でも卓越周期やピークの形状に変化が見られている．道路沿いの観測では盛土や擁壁の影響が見え難いことも懸念されるので，より詳細な観測を追加実施する，あるいは他の観測事例を加えることで，より詳細な検討を進めたいと考えている．

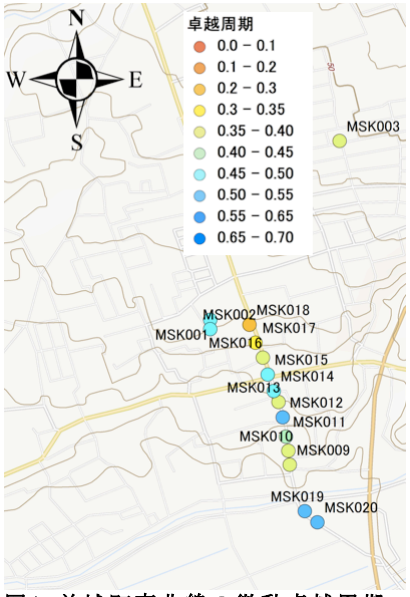


図1　益城町南北線の微動卓越周期

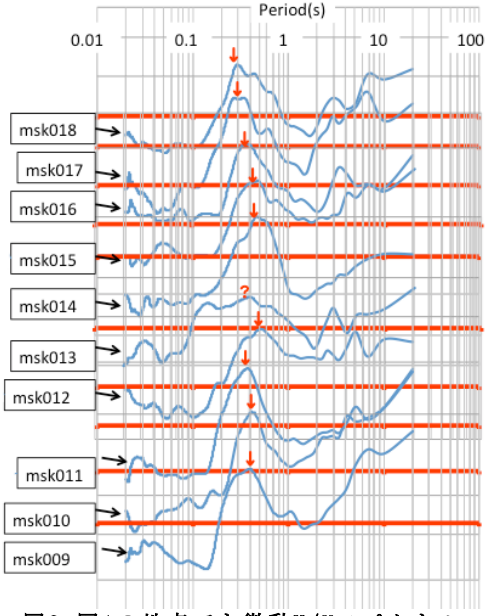


図2　図1の地点でも微動H/Vスペクトル

謝辞　調査の実施にあたり，観測場所や一時的な駐車スペースを快くお貸し頂いた現地の皆様に感謝します．観測には白山工業製のJU410を利用しました．

S21－P17

KiK-net益城サイトの非線形地盤応答特性

#後藤浩之（京大防災研）・秦吉弥（阪大工）・吉見雅行（産総研）・
吉田望（東北学大工）

Non-linear site response around KiK-net KMMH16 station

#Hiroyuki Goto (Kyoto Univ.), Yoshiya Hata (Osaka Univ.),
Masayuki Yoshimi (AIST), Nozomu Yoshida (Tohoku Gakuin Univ.)

平成28年（2016年）熊本地震では益城町において局所的に甚大な被害が生じた．Hata et al.(2016)の益城町臨時観測点における本震記録によると，被害エリア外のKiK-net益城に対して被害エリア内の加速度応答スペクトルは周期1.0秒付近で大きく上回るため，地盤震動の影響が示唆される．本研究は，本震における被害エリア内外の地盤震動の影響を評価することを念頭において，KiK-net益城の鉛直ボアホール記録による当サイトの非線形地盤応答特性を議論するもの．

益城町の本震記録において速度振幅の大きなフェーズの到来方向をセンブランス解析により分析すると，ピークが見かけ速度4km/sの円内に表れることから，主要な成分は概ね鉛直下方入射が仮定できると考えられる（**図1**）．この仮定に基づいて，KiK-net益城の地表記録と地中記録のS波部分を抽出し，複数のイベントについて地表／地中スペクトル比を描くと，概ね共通して1Hz弱，2Hz付近および5Hz付近に明瞭なピークが認められる（**図2**）．一方，前震および本震のスペクトル比では5Hz付近のピークが目立たなくなり，かつ2Hz付近のピークが低周波数側にシフトする傾向が見られる．この現象を説明するためには，地盤物性のひずみ依存性を考慮した分析が必要である．

KiK-net益城では深さ255mまでの土質情報と速度検層結果が得られているため，これを用いて理論スペクトル比をHaskell Matrix法により計算すると，ピークの表れる周波数が一致しない（**図2**）．また，地表ー地中間のS波走時も異なることから，速度モデルの再検討を行った．次いで，地盤物性のひずみ依存性をみるために，前震記録と本震記録をそれぞれ再現するような地盤モデルを線形応答を仮定して構築し，各層のひずみレベルに応じて整理した．最後に，Ramberg-Osgoodモデルを仮定し，せん断剛性と減衰のひずみ依存性を考慮した非線形地盤応答解析を行い，余震から前震，本震記録までを統一的に説明する地盤モデルを構築した．

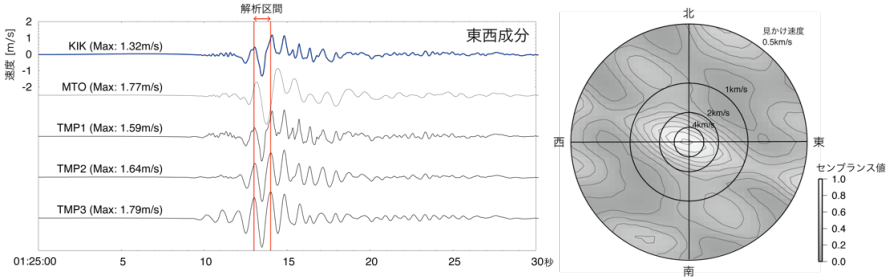


図1　益城町観測記録（本震）のセンブランス解析
（左：観測記録の速度波形と解析区間，右：センブランス値）

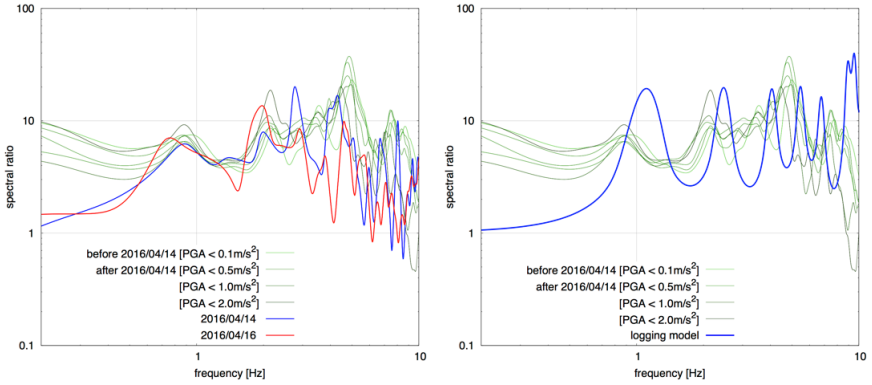


図2　地中記録のPGAで整理したKiK−net益城の地表／地中スペクトル比
（左：前震・本震スペクトル比との比較，右：速度検層モデルとの比較）

謝辞

本研究では，防災科学技術研究所KiK-net記録，および熊本県管理の震度計記録を利用しました．記して感謝申し上げます．

参考文献

Hata et al.: Preliminary analysis of strong ground motions in the heavily damaged zone in Mashiki town, Kumamoto, Japan, during the main shock of the 2016 Kumamoto earthquake (Mw7.0) observed by a dense seismic array, *SRL*, in printing.

S21－P18

2016年熊本地震の被害地域における臨時強震観測の余震記録の分析

#地元孝輔・山中浩明（東工大）・津野靖士・是永将宏・岡本京祐（鉄道総研）・三宅弘恵（東大）・山田伸之（福教大）

Aftershock records of the 2016 Kumamoto Earthquake observed at temporary strong motion stations in the damaged area

#Kosuke Chimoto, Hiroaki Yamanaka (Tokyo Tech.), Seiji Tsuno, Masahiro Korenaga, Kyosuke Okamoto (RTRI), Hiroe Miyake (Univ. Tokyo), Nobuyuki Yamada (Fukuoka Univ. Edu.)

2016年熊本地震では，熊本県から大分県の広域にわたって強い地震動が観測され，活発な余震活動によって被害が拡大している．そこで，余震による強震動を観測することを目的として，2016年4月15日から順次，臨時強震観測点の設置を開始し，各点でおよそ2週間から1か月の余震観測を実施した．一部では観測を継続している．おもに被害が甚大であったところを中心に観測を行い，益城町には13点，西原村では5点，阿蘇市と南阿蘇村には4点，熊本市から宇土市にかけて21点設置した．使用した機械は，ミツトヨ製加速度計JEP-6A3（感度は10V/Gまたは2V/G），白山工業製ロガーLS7000XTまたはLS8800である．100Hzサンプリングのオフライン連続観測とし，GPSによる時刻補正を行っている．

得られた強震観測記録には，M_{JMA}が 5 以上の余震，計測震度 4 程度の記録が含まれている．地元ほか(2016)では益城町内での強震記録の空間変化が大きいことを示した．本報では，新たに回収した西原村や南阿蘇村，熊本市における余震による強震観測記録について報告する．西原村では，本震を記録した西原村役場，布田地区，大切畑地区や断層の南側にも設置した．それらの記録の変化は大きく，西原村役場では周期 0.5 秒程度で卓越した地震動を観測し，被害が甚大であった大切畑では非常に大きな短周期の地震動が観測された．南阿蘇村では被害が甚大であった河陽地区や立野地区に設置し，河陽地区における余震による地震動が，周辺に比べても大きいことがわかった．熊本市ではおおよそ南北と東西方向に観測線を設け，マンションが大破した地点付近にも設置した．一部の観測点の記録は未回収であるが，熊本市の中心部の余震記録は，東部に比べて継続時間が長く長周期地震動が卓越している．

なお，臨時強震観測点のほぼすべての地点で微動アレイ探査を実施しており，引き続き一部継続している観測点の記録の回収および微動アレイ観測を行う．微動アレイ探査により地盤モデルを推定し，観測された地盤震動特性について検討する予定である．

謝辞：臨時強震観測にご協力いただいた皆様に感謝いたします．本研究の一部は，科学研究費補助金「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」（代表：清水洋）の支援によって実施されたものです．

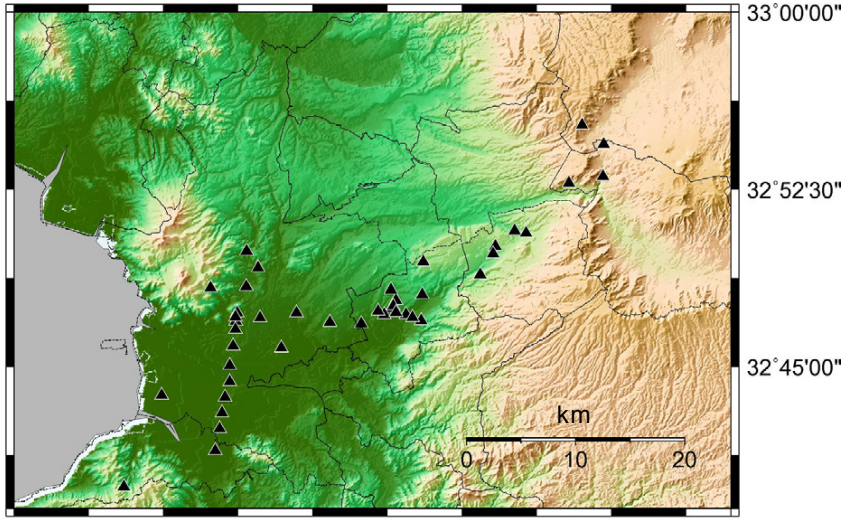


図1　臨時強震観測点の位置（▲）．

S21－P19

熊本平野南北測線での2016年熊本地震の余震観測と地震動特性評価

#是永将宏・津野靖士・岡本京祐（鉄道総研）・山中浩明・地元孝輔（東工大総合理）・松島健（九大島原）

Aftershock observation of the 2016 Kumamoto Earthquake and the ground motion characteristics along a north-south line at the Kumamoto Plain

#Masahiro Korenaga, Seiji Tsuno, Kyosuke Okamoto (RTRI), Hiroaki Yamanaka, Kosuke Chimoto (Tokyo Tech), Takeshi Matsushima (Kyushu Univ.)

平成28年（2016年）熊本地震では、上益城郡益城町と阿蘇郡西原村で震度7を記録するなど熊本県全域で大きな地震動が観測された。布田川－日奈久断層帯の西側に位置する熊本市においても、4月14日の地震（前震：Mj6.5）と4月16日の地震（本震：Mj7.3）でそれぞれ震度6弱と震度6強の揺れが観測されている。熊本市の南部は、熊本平野（阿蘇外輪山西斜面の洪積台地と白川や緑川が形成した沖積低地）内に位置していることから、軟弱な堆積層の影響により地震動が大きく増幅されると考えられる。一方、熊本市の北部～北西部にかけては、市北西部の金峰火山の噴火に起因する火山岩類や、阿蘇山に由来する火砕流堆積物が分布しており、市南部域とは異なる増幅特性を示すと考えられる。

そこで、熊本平野の南北測線における地震動特性を評価することを目的に、金峰山東麓から宇土半島に至る総長約15kmの15点において地震観測を実施した（図1）。観測には白山工業製ロガーLS8800とミツトヨ製加速度計JEP-6A3を使用し、地震計からの加速度信号を連続記録として100Hzサンプリングで収録した。測線北部の7点（延長約6km）では、2016年4月15日から4月16日にかけて地震計を設置し、約1カ月間の地震観測を実施した。また、測線南部の8点（延長約9km）では2016年7月4日から7月5日にかけて測定機器を設置し、現在も継続して地震観測を行なっている。

熊本平野南北測線のうち、測線北部の2地点において本震の地震動を収録している。2地点は直線距離にして600m程度しか離れていないにも関わらず、同地震の2地点間の地震記録は周期1～2秒で大きく異なることが明らかになっている（津野他、2016）。この2地点間の地震動の増幅特性の違いを評価するため、2地点間において約100m間隔で常時微動測定を行ない、H/Vスペクトル比を求めた（図2）。常時微動測定には100Hzサンプリングの加速度計を用い、約20分間の連続加速度データから比較的振幅の安定している10秒間のデータを複数切り出してH/Vスペクトル比を導出した。その結果、2地点（①、⑧）のH/Vスペクトル比はいずれも2Hz付近にピークがあり、地点間での明瞭なスペクトル形状の違いは見られなかった。しかし、北側の点（⑧：本震観測地点2）で見られたピークが、すぐ南側の微動測定点（⑥、⑦）では不明瞭となり、さらに南の微動測定点（⑤）で再度3Hz付近にピークが現れるなど、短い距離の中でH/Vスペクトル比の形状が変化しており、周辺での複雑な地震動増幅特性を示唆する結果となった。

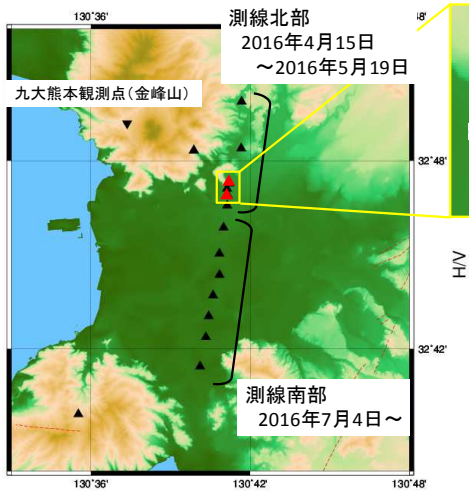


図1　熊本平野南北側線
（赤三角が本震を記録した地点）

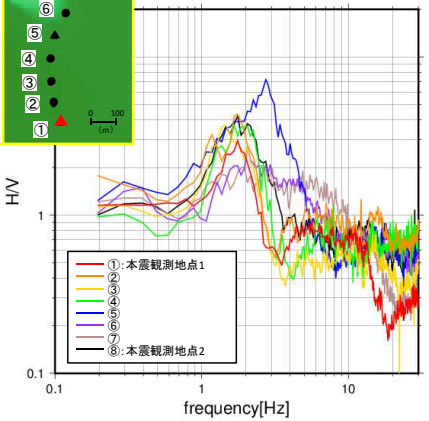


図2 微動のH/Vスペクトル比

S21－P20

平成28年（2016年）熊本地震に伴う阿蘇谷北西部における亀裂の分布と成因　－特異な地震波形記録との関連－

#土井一生・釜井俊孝（京大防災研）・村尾英彦（村尾地研）・久保久彦(防災科研)

Crack distribution and its generation mechanism in northwestern region of Aso Valley due to 2016 Kumamoto Earthquake -relation to peculiar seismic waveforms -

#Issei Doi, Toshitaka Kamai (Kyoto Univ.), Hidehiko Murao (Murao Chiken), and Hisahiko Kubo (NIED)

1．はじめに

防災科学技術研究所の阿蘇観測点における平成28年(2016年)熊本地震本震時のKiK-net 地表記録には、S波到達から4-6秒後に、ステップ関数状の特異な加速度が記録されている。本研究では、非線形的なプロセスが観測点に働いた可能性を考慮し、観測点周辺において踏査をおこない、特徴的な地盤変動があったかどうかを確認した。

阿蘇観測点の位置する阿蘇谷北西部黒川沿い低地においては、数km におよぶ範囲で主に東北東―西南西走向の亀裂が出現した（三田村、私信）。一部の家屋や橋梁が損壊し、田圃に水が張れないといった被害が生じている。

全国地質調査業協会連合会のボーリングデータによると、阿蘇市狩尾において、深さ16-60 m までの大部分においてN値が10以下の領域が見られる。Aso4（約9万年前）の噴火によって形成されたカルデラ内の凹地が湖となり、そこに分厚く堆積した泥の層を反映すると考えられる。西山ほか(2016)は、本震直後に当地域においていくつかの亀裂群について調査をおこない、グラーベン構造を呈した陥没帯が形成されているなどの特徴から、こうした変状が軟弱な地層に起因したノンテクトニックな断層の存在を示唆した。また、国土地理院のInSARによる観測によれば、当地域は地震後2週間における沈降域に該当する。

2．踏査による亀裂分布の把握

阿蘇観測点を含む広域（2 km程度）の地震に伴う変状を明らかにするため、2016年7月10日に熊本県阿蘇市狩尾の狩尾、下田代、小野、萱原、下ノ原、広瀬の各地区において亀裂の分布および変位量を網羅的に記録した。

下田代、下ノ原、広瀬の各地区においては、最大2 m 程度の比高を持つ大規模な開口段差亀裂がいくつも見られた。亀裂の長さは長いものでも 100 m 程度であり、亀裂の端では急激に段差が小さくなっていた。このような亀裂は雁行し、おおむね黒川に沿って東北東―西南西方向に 1 km 以上並ぶものの、数百mスケールでうねるように分布した。幅が数 m 程度で南落ちと北落ちの亀裂が対となり沈下帯を形成している領域もあれば、対となる亀裂が近くには存在せず、数百 m 程度の沈下帯を構成していると考えられる領域も見られた。このような分布の特徴から、西山ほか(2016)と同様、地表地震断層に相当するものではなく、脆弱な地盤によって生じた陥没帯である可能性が示唆された

3．防災科研阿蘇観測点周辺の変状

阿蘇観測点周辺数百mには、前項で記したような大きな亀裂は見られなかった。しかしながら、観測点建屋のすぐ東側に東南東―西北西走向の開口幅数cm、長さ数十 m 程度の亀裂が不明瞭ながら認められた。また、建屋に隣接する南側の田圃内に、円弧上の沈下領域が見られ、観測点建屋を包含するように位置した。一方、黒川に向かって落ちる重力性の地すべり・崩壊がいくつか見られたが、それらはその大きさから観測点建屋を巻き込んでいる可能性は低いと見積もられた。

4．考察・今後

阿蘇観測点を含む阿蘇谷北西部においては、広く開口亀裂が分布し、広域的に沈下帯が存在することがわかった。また、観測点建屋は小規模な地すべり、または、（不等）沈下域に位置することが分かった。阿蘇観測点は、これらの広域、および、ローカルな変動の影響を受けていることが示唆された。今後、より詳細な沈下の形態を把握し、強震時にどのような変状、運動が生じたかをさらなる現地調査、波形解析を通じて明らかにしたい。

謝辞：国土地理院の地図データおよび測地データ、および、全国地質調査業協会連合会のボーリング図を用いました。記して感謝いたします。

平成２８年熊本地震の液状化被害

＃ 先名重樹（防災科研）・若松加寿江・小澤京子・藤原広行（防災科研）

Liquefaction Damage of 2016 Kumamoto Earthquake

Shigeki Senna(NIED), Kazue Wakamatsu(Kanto Gakuin Univ), Kyoko Ozawa, Hiroyuki Fujiwara(NIED)

１．はじめに

平成28年（2016年）熊本地震では、4月14日21時26分頃、後に前震となる地震（M6.5）により、益城町で最大震度7が観測された。その後、4月16日1時25分頃の本震（M7.3）でも最大震度7が観測され、建物倒壊や土砂災害等の大きな被害が生じた。今回の地震は前震や余震を含めると、液状化の発生の可能性が予想される震度5強以上の地域が広域であることから、液状化発生地点の調査を平成23年東北地方太平洋沖地震で防災科研が展開した方法（現地調査、空中写真判読、自治体からの罹災情報の収集）で実施している。本報告では，2016年7月20日時点での液状化調査の結果を報告する．

２．液状化発生地点の確認と同定

現地調査に先立ち、地理院地図から公表されている地震後の空中写真（4月15日～4月20日撮影の正射画像）およびGoogle Earthの2016年4月15日・16日の画像（16日の画像は一部地域のみ）を用いて予察調査を行った。その後、4月28日～5月1日、5月11日～12日、5月21日～22日の3回、玉名市から八代市にかけての地域と、阿蘇市・南阿蘇村において現地調査を行い、空中写真判読で抽出した噴砂地点を中心に現地調査を行った。この後、熊本平野中心部と阿蘇地域について、国土地理院撮影の高解像度空中写真の判読により噴砂地点の抽出をより詳細に行った。図１に判明した噴砂地点の分布図を示す。

３．液状化発生地点の微地形区分

液状化が発生した場所の微地形区分は、玉名市、熊本市、宇土市、八代市の海岸部の干拓地や、熊本市南部を流れる白川・緑川およびその支流沿いの三角州、旧河道、後背湿地、自然堤防である。また、阿蘇地域は、阿蘇市の中心部を流れる黒川沿いの後背湿地、自然堤防である。特に、旧河道およびこれに沿った自然堤防や後背湿地には､顕著な噴砂や液状化による側方流動が見られた。熊本市を流れる白川南部の水路沿いの地域には帯状の液状化集中域がいくつか見られた。これらの地域には明瞭な旧河道は認められないが、水路に沿って連続して自然堤防が発達していることから、古い時代には川が流れており、水路はその名残と推測される。ただし、1901年測量の地形図では旧河道の存在を示唆する湿地などは見られないことから、かなり古い時代の河道と推測される。

４．まとめ

平成28年（2016年）熊本地震の液状化調査により、2016年6月末時点で以下のことが分かった。① 熊本県の広範な地域に液状化が発生した。液状化の発生が判明した市町村は18市町村で、約250m四方のメッシュでカウントすると約1,800メッシュになる。② 液状化による被害は、河川堤防、道路・農道、農地、農業用施設（水路、揚水機、ビニールハウスなど）に多く、熊本平野では住宅や外構の傾斜・沈下、杭基礎の建物の抜け上がりなど建物被害が多数認められた。③ 液状化は、本震や前震で推定計測震度が6弱以上の地域で多く発生していたが、熊本市南区の海岸部、宇土市、八代市では5強でも液状化が発生していた。震度5強以上という地震動強さの閾値は、2011年東北地方太平洋沖地震やそれ以前の地震と同様である。前震と本震の相次ぐ強い地震動の影響については今後の課題である。

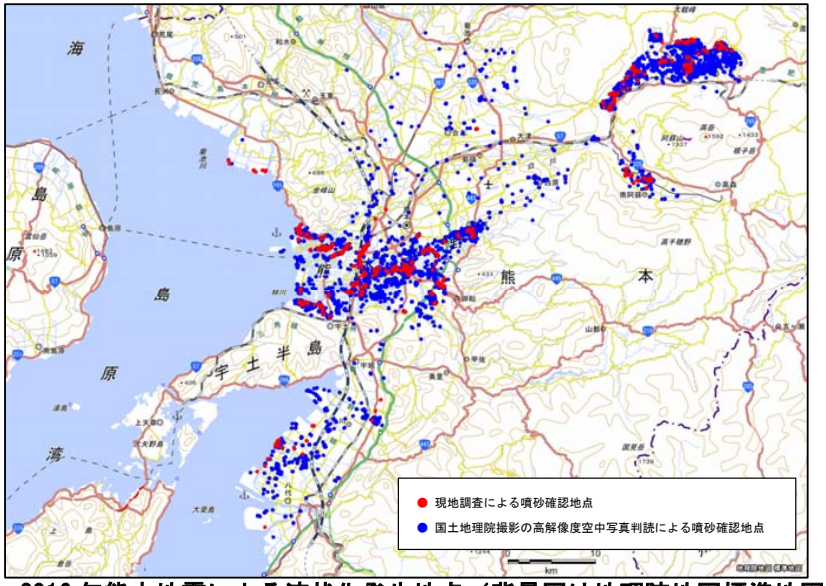


図１　2016 年熊本地震による液状化発生地点（背景図は地理院地図標準地図）

＜謝辞＞

現地調査を実施するにあたり、東京電機大学の安田進教授、九州工業大学の永瀬英生教授（地盤工学会九州支部）からは、液状化地点情報をご提供頂いた。ここに謝意を表します。

S21－P22

2016年熊本地震の際に観測された長周期地震動と石油タンクのスロッシング

#畑山健・西晴樹・徳武皓也（消防研）・座間信作（横国大）

Long-Period Strong Ground Motions and Liquid Sloshing of Oil Storage Tanks Observed during the 2016 Kumamoto Earthquake

#Ken Hatayama, Haruki Nishi, Koya Tokutake (NRIFD), Shinsaku Zama (YNU)

はじめに

気象庁発表の長周期地震動に関する観測情報によれば，2016年熊本地震本震（Mj7.3）では，関東・新潟地方以西の広い範囲で長周期地震動階級1から4の大振幅の長周期地震動が観測された．大振幅の長周期地震動は，消防研究センターが大阪湾岸，東京湾岸，新潟地域等の長周期地震動が発達しやすいとされる地域に存する石油コンビナート等特別防災区域（特防区域）に設置している速度型強震計でも観測された．

階級3の長周期地震動が観測された大分県中部地域に存する大分特防区域では，浮き屋根式石油タンクにおいて，スロッシングの影響によるものとみられる浮き屋根の損傷及び浮き屋根上への油のにじみ等が発生した．

本予稿では，大分特防区域において観測された長周期地震動の特徴を述べるとともに，石油タンクに発生したスロッシング高さの実測結果等を報告する．

発表ではこれらに加えて，各地の特防区域で観測された長周期地震動の特徴を示すとともに，今回観測されたものの既存の長周期地震動経験的予測式（座間，2000）による予測可能性について検討する．

大分特防区域において観測された長周期地震動

図1に本震の際に大分特防区域内強震計（消防研究センター設置のものではない）で観測された地震動の疑似速度応答スペクトル（Oita PC，水平2成分の幾何平均，減衰0.5%）及び周辺観測点（大分地方気象台：JMA Oita，K-NET大分）におけるそれを示す．黒線は，消防法令において大分特防区域に対して定められている「液面揺動の設計水平震度（Kh2）」に相当する速度応答である．今回大分特防区域で観測された長周期地震動のスペクトルは，周期4.3，4.9，6.3，7.7秒付近にピークがあり，周期4.3秒と4.9秒のピーク値はKh2相当値を上回った．大分特防区域内強震計と大分地方気象台の距離は約7.3km，大分地方気象台とK-NET大分の距離は約2.5kmである．大分地方気象台とK-NET大分のスペクトルはよく似ているが，大分市中心部のこれら2地点と大分特防区域内強震計では周期7.7秒付近のピークの有無や周期4.3，4.9秒の鋭いピークの有無などの点で異なる．今後，他の地震記録の参照等を通じて，大分市中心部と大分特防区域における長周期地震動特性の相違の系統性について調べる．

大分特防区域内の石油タンクに発生したスロッシング

著者らは，本震発生後現地調査を行い，大分特防区域内に立地する浮き屋根式タンクに発生したスロッシングの高さ（浮き屋根外周上における最大液面上昇量）を，ゲージポール等についた擦過痕の長さの計測等により実測した．図2に実測結果と大分特防区域内強震記録と本震発生時の貯蔵量等から推計されるスロッシング高さを比較したものを示す．全ての浮き屋根式タンクについて実測ができているわけではないが，最大で1.6m程度のスロッシングが発生したことが把握できた．スロッシングの高さの推計結果は実測値とよく合っており，サイトの地震動が正確に把握できればスロッシング高さは高精度で予測できることが改めて確認された．

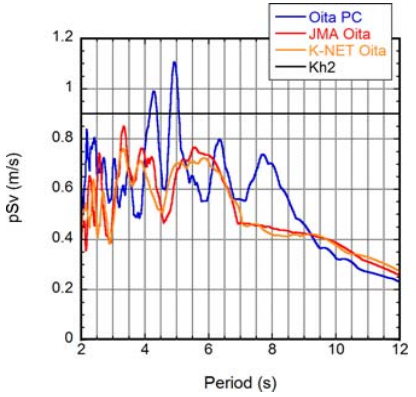


図 1　本震の際に観測された地震動の疑似速度応答スペクトル

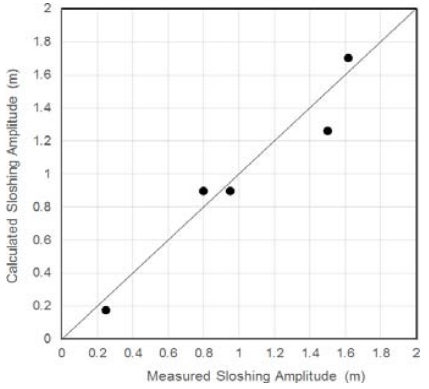


図 2　スロッシング高さの実測値と推計値の比較．

S21－P23

2016 年熊本地震の断層ごく近傍長周期地震動

古村 孝志（東大地震研）

Very near-fault long-period ground motions
from the 2016 Kumamoto earthquake

Takashi FURUMURA, ERI, The Univ. of Tokyo

１．熊本地震の断層近傍強震動

2016 年４月 16 日に未明に発生した熊本地震の本震（M7.3）では、震源断層沿いの益城町や西原村で震度７の激しい揺れを観測したほか、布田川断層沿いには熊本から阿蘇の 30 km の区間にわたって変位量が最大 2 m の横ずれを伴う明瞭な地表地震断層が現れた。震源断層に近い、西原村や益城町の震度計（加速度計）と KiK-net 益城観測点（KMMH16）の加速度記録には、強い揺れの時間は十数秒と短いものの、１G を超える激しい強震動が確認された。これらの強震動の速度応答スペクトルには、木造家屋に大きな被害をもたらす、周期１～２秒の地震動成分が強く（>200 cm/s）、そのレベルは、西原村では 1995 年兵庫県南部地震（M7.3）の鷹取地点や 2004 年新潟県中越地震（M6.8）の小千谷地点と同程度、益城町ではこれらを大きく上回っていた。

２．熊本地震による長周期地震動

熊本地震の本震では、熊本と阿蘇地方において気象庁長周期地震動震度階級４（最大ランク）が発表された。益城町や西原村の疑似速度応答スペクトル（右図）には、前述の短周期強震動に加え、固有周期３秒～10 秒の長周期帯でも強い応答レベルが確認できる。これは、2003 年十勝沖地震（M8.0）において石油タンクがスロッシング被害を起こした苫小牧地点（HKD129；図 a）のレベル（固有周期７秒前後で 120 cm/s）の２倍以上になる。熊本地震では、長周期地震動が原因と考えられる被害は報告されていないが、仮に布田川断層沿いに長大構造物があったならば、大きな影響を受けた可能性が高い。

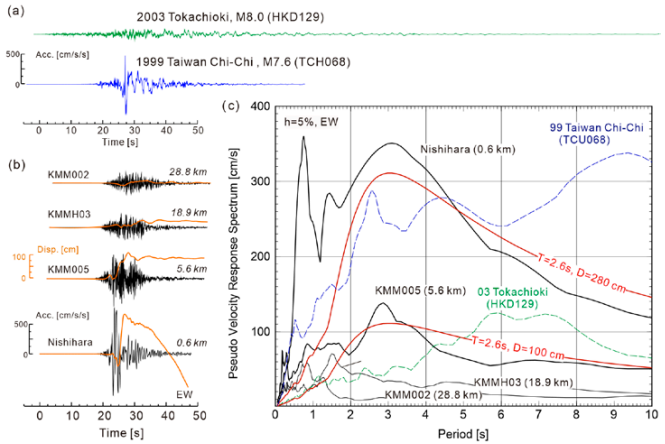
３．断層運動による静的変位が作る長周期地震動成分

布田川断層近傍の４観測点での加速度記録を積分して地動変位を求めると、断層ごく近傍の西原村と KMM005 観測点で１～２ mの大きな静的変位が得られた。それは地表地震断層のズレの大きさに相当し、時間変化は立ち上がり時間が 2.6 秒のランプ関数で良く近似できる。そして、強震記録に見られた周期約２秒以上の長周期地震動の大部分がランプ関数の疑似速度応答スペクトル（図、赤線）で説明できることがわかる。

断層運動に伴う短周期地震動（Far-field term；遠地項）が断層距離（D）とともに緩やかな幾何減衰 D^{-1} で弱まるのに対し、静的変位（Near-field term；近地項＋Intermediate term;中間項）は D^{-2} の距離減衰で急激する（たとえば、Aki and Richards, 2002, Chap.4）。このため、断層近傍で見られた大きな長周期成分の距離減衰は大きく、断層からやや離れた KMMH03（D=18.9 km）や KMM0002 地点（D=28.8 km）では短周期地震動（T<2 s）に比べてずっと小さくなる。

４．内陸活断層地震による、断層ごく近傍長周期地震動の課題

これまで長周期地震動の問題として、たとえば南海トラフ巨大地震(M8－9)地震における関東平野、濃尾平野、大阪平野などの大規模平野で数分間にわたって長く続く揺れをイメージすることが多かった。だが、今回の内陸 M7 級地震で観測された、断層ごく近傍での長周期地震動は、揺れの継続時間は十数秒と短いものの、周期３～１０秒以上の広い帯域で強烈なパワーを持つものであった。断層ごく近傍では、断層運動に伴う地震波放射の Directivity による断層直行方向の強震動だけでなく、断層の動き自体が作る断層平行成分も強いことに注意が必要である。こうした長周期地震動成分は、変位量が 10 m を超える横ずれを伴う地表地震断層が現れた 1999 年台湾集集地震（M7.6）の石岡ダム（TCU068）地点でも観測された。だが、この地震は規模が大きく、かつ断層滑り速度が遅かったため、長周期地震動のピークはより長周期側（9.5 s）に現れた。



図：a. 2003 年十勝沖地震 HKD129 地点，1999 年台湾集集地震 TCU068 地点での加速度波形、b. 断層近傍強震動（黒：加速度、オレンジ：変位）、c. 断層近傍記録、及びランプ関数の疑似速度応答スペクトル（赤）。十勝沖地震（緑点線）、台湾集集地震（青点線）の疑似速度応答スペクトル。

謝辞：　熊本県・気象庁震度計データ、防災科研 K-NET, KiK-net データを使用しました。

S21—P24

Effect of radiation pattern on long-period ground motion intensity from the 2016, Mw 7.1 Kumamoto earthquake

#Yadab P. Dhakal, Wataru Suzuki, Takeshi Kimura, Takashi Kunugi, Shin Aoi (NIED)

In this paper, we analyze the Japan Meteorological Agency (JMA) long-period ground motion intensities (LPGMIs) for the Mw 7.1 Kumamoto earthquake, which is the largest inland earthquake to occur after the dense installation of K-NET and KiK-net strong-motion stations. LPGMIs are predicted using the ground motion prediction equations and site factors proposed by Dhakal et al. (2015). We found that the observed intensities are generally reproduced well by the predictions within the epicentral distance of about 250 km except at few sites at distances of about 100 km in the south of the epicenter, where intensities are overestimated (Fig. 1). On the other hand, the observed intensities, which are mostly one, are systematically underestimated in the north-east region beyond 250 km. We found that the observed absolute velocity response spectra are systematically higher at longer periods (7.5 s ~ 10 s) in the region of underestimation. The underestimation in the north-east and overestimation in the south coincide with the regions of strong and weak radiations for SH-wave computed for the source fault using the focal mechanism by F-net and JMA 1D velocity model (Ueno et al., 2002) (Fig. 2). The overestimation at few sites in the south is due to the site factors estimated using few available recordings at the sites in Dhakal et al. (2015). A record section of radial and transverse component velocity seismograms (Fig. 3) at selected sites in the azimuth of about 45° from the epicenter clearly shows the dominance of long-period ground motions to long-distances on the transverse components. These findings suggest that it is important for the improved prediction of LPGMIs to consider radiation patterns from the specific source fault to sites located at long distances.

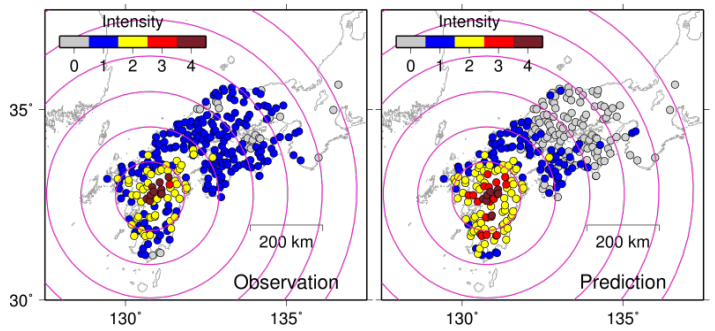


Fig. 1 Observed (left) and predicted (right) JMA long-period ground motion intensities at the K-NET and KiK-net stations.

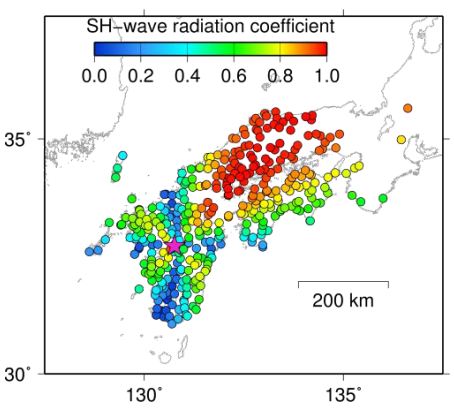


Fig. 2 Radiation coefficients for SH-wave.

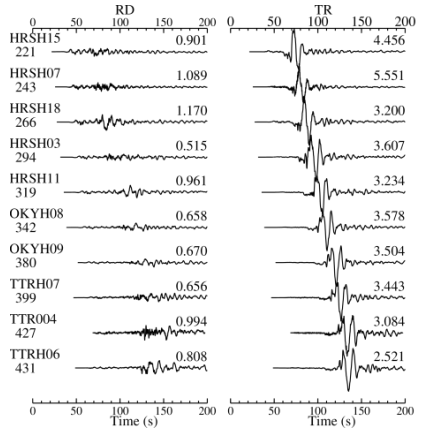


Fig. 3 Record section for amplitude normalized radial (left) and transverse (right) component waveforms. The site codes, distances in km, and peak amplitudes in cm/s are indicated near the traces.

References

Dhakal *et al.* (2015), Journal of Japan Association for Earthquake Engineering 15 (6), 91-101.

Ueno *et al.* (2002), Quarterly Journal of Seismology 65,123-134.

S21－P25

2016 年熊本地震震源域における稠密余震観測

#蔵下英司・酒井慎一・加藤愛太郎・飯高 隆・岩崎貴哉・平田 直（東大地震研）・2016 年熊本地震合同地震観測グループ

A dense aftershock observation in and around the focal area of the 2016 Kumamoto Earthquake

#Eiji Kurashimo, Shin'ichi Sakai, Aitaro Kato, Takashi Iidaka, Takaya Iwasaki, Naoshi Hirata (ERI, Univ. Tokyo) , Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

2016 年熊本地震では，4 月 14 日 21 時 26 分に M_j 6.5 の地震が発生した後，4 月 16 日 1 時 25 分に M_j 7.3 の地震が発生し，その後，活発な余震活動が続いている．4 月 14 日の M_j6.5 の震源付近には日奈久断層帯が，4 月 16 日の M_j7.3 の震源付近には布田川断層帯が位置している．これら一連の地震活動と活断層帯との関係を明らかにすることは，熊本地震の活動様式を考える上で必要である．特に，日奈久断層帯と布田川断層帯の接合部における詳細な地殻構造や震源断層の深部形状に関する知見は重要である．また．布田川断層帯の東方延長上には，阿蘇山が位置している．熊本地震の地震活動による阿蘇山の火山活動への影響を考える上で，布田川断層帯から阿蘇山に至る地域の地殻構造に関する知見は重要である．そこで，詳細な余震分布や地殻構造解明を目的とし，熊本地震震源域において稠密余震観測を実施した．

稠密余震観測測線は，日奈久断層帯の北部から日奈久断層帯・布田川断層帯の接合部を経て阿蘇山北側に至る約 65km の区間に設定し，観測点を 250m-500m 間隔で 225 箇所に設置した．また，測線周辺の 25 箇所にも面的に配置した．観測は，2016 年 4 月 30 日～5 月 29 日まで実施し，各観測点では，固有周波数 4.5 Hz の地震計によって上下動及び水平動の 3 成分観測を行った．収録は，Geospace 社製の独立型レコーダである GSX-3 を用い，サンプリング周波数は，測線上の 225 観測点では 500Hz，測線周辺の 25 観測点では 250Hz に設定して連続収録を行なった．

気象庁一元化震源リストによると，観測期間中に余震域を含む研究対象地域（緯度 32.6°-33.2°N：経度 130.5°-131.3°E）では M_j1.0 以上の地震の震源が 920 個決定されている．稠密余震観測で得た連続記録から，これら地震の震源時刻に従って，イベント毎へのデータ編集を実施した．測線上における観測波形の一例を図 1 に示す．得られた記録は良好で，初動が明瞭に観測されている．

本講演では，稠密余震観測の概要と，各観測点で得た稠密余震観測データに対して，トモグラフィー解析を行うことによって得た詳細な震源分布と地震波速度構造について報告する．

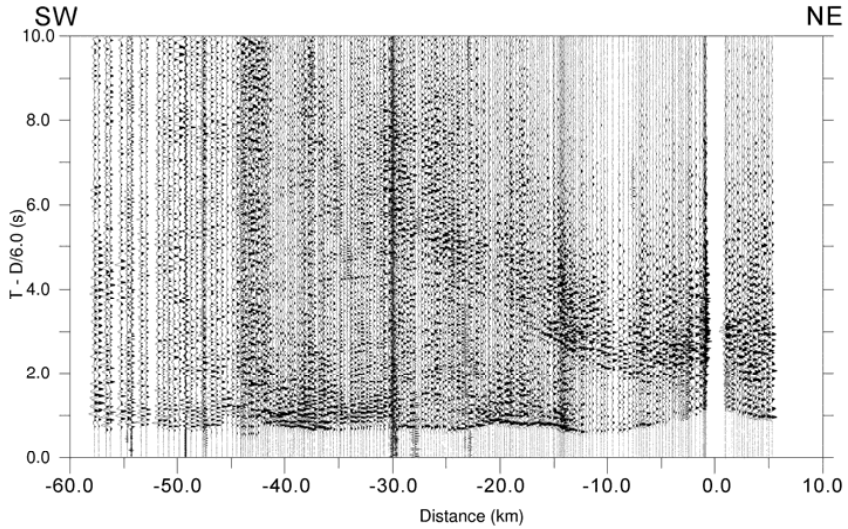


図 1：観測波形例（上下動成分）．（震源時：2016/5/5 3:17:10.23，Latitude: 33.0335 °N　Longitude: 131.1548 °E　8.8 km deep，M_{JMA} =3.4）．横軸は震央距離，縦軸の時間は原点が震源時に対応する．振幅はトーレスごとに最大振幅値で規格化して示してある．波形記録にはフィルター処理を施していない．

謝辞：本研究を実施するにあたり，科学研究費補助金「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」（代表:清水 洋）の支援を受けました．ここに記して深く感謝の意を表します．

S21－P26

稠密観測データによって再決定された余震分布から推定される平成28年(2016年)熊本地震の断層構造

#山下裕亮（京大防災研）・松本聡・中元真美（九大地震火山セ）・宮崎真大（京大防災研）・松島健・清水洋（九大地震火山セ）・飯尾能久（京大防災研）・2016年熊本地震合同地震観測グループ

Fault structure of the 2016 Kumamoto earthquake based on the distribution of aftershocks relocated by dense seismic observation data.

#Yusuke Yamashita (Kyoto Univ.), Satoshi Matsumoto, Manami Nakamoto (Kyushu Univ.), Masahiro Miyazaki (Kyoto Univ.), Takeshi Matsushima, Hiroshi Shimizu (Kyushu Univ.), Yoshihisa Iio (Kyoto Univ.), Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

・はじめに

平成28年(2016年)熊本地震では，2016年4月14日のMj 6.5 および4月16日のMj 7.3 の地震によって最大震度7を2度記録するなど，熊本・大分両県を中心に大きな被害をもたらした．地震発生以降，前震・本震震源域から離れた場所で発生した誘発地震を含む非常に多くの余震が発生していることが，今回の熊本地震の特徴の1つである．余震分布は大局的に見ると布田川・日奈久断層帯の地表での走向に沿って分布しているが，深さ方向により細かく見ると複雑な断層が形成されている．これらの断層構造は，熊本地震の起震応力場の理解や，前震・本震の断層面すべり分布推定などの基礎となる重要な情報である．

九州大学では，熊本地震発生前より布田川・日奈久断層帯においてオンライン・オフラインの臨時地震観測を継続してきた．また，熊本地震の発生を受け，全国の大学および関係機関合同の臨時観測が実施されており，オンラインでの観測も実施されている．本研究では，気象庁・防災科学技術研究所・大学等の定常地震観測網に，臨時観測点のデータを加えた，現時点で最も質・量ともに充実したデータセットを用いて，熊本地震の断層構造を明らかにすることを目的とした．

・データ解析

本研究では，九州大学による手動検測カタログに加え，自動処理による検測（株式会社ホームサイスモメーター）を取り入れ，大量の余震データを用いて断層形状推定を行う．自動処理は，2016年4月14日～21日の約1週間の連続地震波形データ（4月21日までに立ち上げたオンライン臨時点と，4月21日までに回収したオフライン臨時点のデータを含む）に対して行い，約1万4千個のイベントを処理した．このうち，すでに手動検測が済んでいる約2000個のイベントを取り除いた約1万2千個のイベントを自動検測カタログとして用いた．自動検測の精度については，すでに手動検測が行われているイベントとの比較を行った．その結果，P波初動の検測は概ね手動検測と同等であったが，S波初動の検測は手動検測に対して全体として0.1～0.2秒ほど遅れる傾向にあり，そのばらつきも大きいため，現時点ではS波検測値は使用しないこととした．

手動検測・自動検測が行われたイベントは，九州大学の1次元速度構造をもちいたHYPOMH [Hirata and Matsu'ura, 1987] による震源決定を行い，これらを初期震源として tomoDD [Zhang and Thurber, 2003] のコードを用いた3次元速度構造 [Saiga *et al.*, 2011] を反映させた相対震源決定を行った．相対走時は，カタログ値に加え，波形相関処理による値も用いている．

暫定結果では，本震・前震の初動解から推定される初期破壊面およびCMT解から推定される主破壊面に対応する断層面の他にも，複数の断層面が推定されている．これらの断層面と余震の発震機構などを今後比較し，熊本地震の詳細な断層構造を決定する予定である．

・謝辞

被災された関係各自治体および住民の皆さまには，復旧作業中にもかかわらず，臨時観測に際しご理解・ご協力を賜りました．本研究の一部は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援及び科学研究費補助金「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」(代表:清水 洋)によって実施されました．また，東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助をうけました．ここに記して感謝の意を表します．

S21－P27

震源の4次元可視化ツール開発

～熊本地震の理解を深める教育教材として～

#庄司真史・小林佑介（㈱ライブ・アース）・河合研志（東大理）

Development of 4D Earthquake Visualizer
-To deepen the understanding of Kumamoto Earthquake-

#Sanefumi Shoji, Yusuke Kobayashi (LiVEARTH, Inc.), Kenji Kawai (Univ. Tokyo)

Earthquake is a slip movement accompanied by destruction occurred at underground fault. While on-the-ground fault is readily witnessed, underground fault plane is physically invisible and therefore difficult to grasp. Our team developed a 4D earthquake visualization tool that enables users to intuitively understand the underground fault planes. Furthermore, we actually introduced this tool in the freshmen/sophomore Earth Science classroom of the University of Tokyo for students to analyze recent Kumamoto Earthquake, and positive results and feedbacks were obtained.

地震は地下の断層で起きる破壊を伴うすべり運動（破壊すべり）である。このすべり運動が断層のずれとして地表面に現れた場合は明確に把握できるが、地下断層面は物理的に見えないため直感的に理解することが困難である。地上に現れる断層面は、長年の地表踏査による活断層マッピング等により公知のものとなっており、防災分野で広く活用されている。一方、地下断層面は地表踏査では特定するのが困難であるため地球物理学的手法が必要であり、反射波を用いた特定や余震分布を用いた本震のすべり面の特定が行われてきたが、地球科学の初学者にとっては理解するのが難しいという側面があった。そこで、私たちは、余震分布は本震のすべり面であるとの仮定のもとに、震源データを3次元的に可視化し、可動の時間軸を付加することで、地下断層面を直感的に把握できる地震の4次元可視化ツールを開発した。そして、熊本地震を例にとり、本ツールを東京大学教養学部の惑星地球科学実習で使用したところ、学生の地下断層面の理解の一助となることが確認された。また、本ツールは、学習用だけでなく、付加価値のある分析ツールとして、広く一般の方々や研究者にも使っていただけると考える。

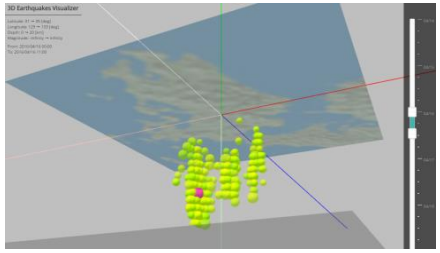


図1　本震後の余震分布のギャップが確認できる

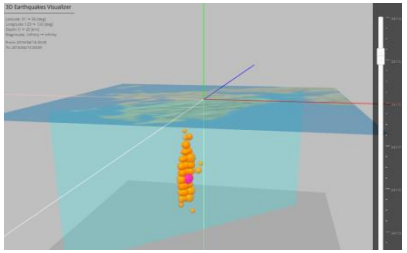


図2　4/14の前震の余震分布の近似平面

従来の地震分析においても、技術力の優れたソフトウェア・ベンダーの3次元データ可視化技術が活躍している中で、今回私たちが開発したツールの新規性は、「様々なデジタルデバイスで閲覧可能」「指を使った直感的な操作」「時間軸の操作」「即時性とアーカイブ」「アウトリーチ拡大」の5点である。

第一に、従来の高価な高度分析ソフトウェアを計算機のローカル環境に設定する形式と異なり、私たちは、教材として地震を直感的に把握する目的に必要十分な機能を絞り込み、分析ツールのクラウド化を実現した。これにより、3次元CG表示標準仕様WebGL対応のブラウザから特定のURLにアクセスすることで、スマートフォン/タブレット/PC等のデバイスの機種依存性なく、いつでも、どこでも、手軽に本ツールを使用できる。第二に、デバイスの情報処理速度向上やマルチタッチ機能等のハードウェア進化と、WebGL等のソフトウェア進化により、本ツールでは、プログラムではなく指を使ってアングル/ズームイン・アウトを容易に切り替えられ、直感的な操作が可能となった。第三に、タイムスライダ（時間軸）を指で動かしながら震源を観察することにより、例えば、特定の地震イベントの前後では、震源集合の位置が遷移するなどの挙動変化が発見できる可能性も高まる。第四に、本ツールは、気象庁等が配信する地震データを準リアルタイムで取得する機構を持っており、インターネットと連携したことにより、地震直後に、迅速に地下断層面を分析できる。また、本ツールは、気象庁等の信頼性の高い情報発信元より、一貫性のあるデータ形式で、統一的に最新の情報及び過去アーカイブを取得できる。第五に、本ツールは社会における地震分野のアウトリーチ拡大に寄与すると考える。2016年7月4、5日の2日間にわたり、東京大学教養学部の惑星地球科学実習という実際の教育現場で本ツールを活用してみた結果、授業中並びに後日提出のレポートにおいて、学生から興味深い分析が多く報告された。本ツールは授業のみならず、広く一般の方々にも、地震をよりよく理解する一助になると期待している。

S21－P28

2016年熊本地震震源域の3次元地震波速度構造

#志藤あずさ・松本聡・清水洋（九大地震火山セ）・2016年熊本地震合同地震観測グループ

Three-dimensional seismic velocity structure in the source region of the 2016 Kumamoto earthquake

#Azusa Shito, Satoshi Matsumoto, Hiroshi Shimizu (SEVO, Kyushu Univ.), and Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

はじめに

2016年熊本地震は、熊本県熊本地方で2016年4月14日に発生したMj=6.5・深さ約11 kmの地震と2016年4月16日に発生したMj=7.3・深さ約12 kmの地震およびそれらの余震を含めた一連の地震活動である。2つの主要な地震は、それぞれ別府島原地溝帯の西部に位置する日奈久断層と布田川断層に沿って発生した横ずれ断層型の浅い地震である。熊本地震には、(1) 隣接する二つ断層帯が連動することで大地震が連続して発生した、(2) 余震域が100 km以上にわたる、などこれまでの内陸地震にはない特徴がある。本研究の目的は、これらの地震の発生メカニズムを震源近傍の3次元地震波速度構造の観点から検討することである。

手法とデータ

3次元地震波速度構造の推定にはdouble-difference tomography法[Waldhauser and Ellsworth, 2000; Zhang and Thurebr, 2003]を使用した。この手法では、絶対走時に加えて近接する地震ペアから同一観測点への絶対走時差を使用することで共通誤差を排除し、震源域近傍での速度構造推定および震源決定がより高い精度で可能となる。

解析には熊本地震震源域周囲の50 kmの地震（1996年1月から2016年6月まで、m > 2.5、深さ< 30 km）を使用した。使用した地震の数は2479個、P波絶対走時は60663個、S波絶対走時は43856個である。

初期速度構造モデルには、九州大学地震火山観測研究センターがルーチン震源決定処理に使用しているものを使用した。解析対象領域は、本震の震源周辺25 km、グリッド間隔は対象領域中央で水平方向に5 km、深さ方向に2.5 kmとした。

結果

解析対象領域内において、主要な二つの地震の震源や余震の震源は、P波S波ともに高速度領域に位置していることが明らかになった。またこの高速度領域は、震源域では周囲と比較してより深部まで達していることがわかった。なお、チェッカーボード解像度テストにより、熊本地震震源域において深さ約10 km までの3次元地震波速度構造が回復された。発表では、より詳細に速度構造と熊本地震発生メカニズムについて議論する予定である。

謝辞

本研究では，気象庁、防災科学技術研究所、京都大学、鹿児島大学、九州大学の観測点によって記録された波形データを使用しました。また、本研究の一部は、JSPS科学研究費補助金(15J40067) 、文部科学省科学研究費補助金「2016 年熊本地震と関連する活動に関する総合調査」、および東京大学地震研究所共同研究プログラムの助成を受けました。記して感謝いたします。

S21－P29

2016 年熊本地震震源域の P 波と S 波トモグラフィー

#山下 慧・趙 大鵬・豊国源知（東北大予知セ）

P and S wave tomography of the source zone of the 2016 Kumamoto earthquake

#Kei Yamashita, Dapeng Zhao, Genti Toyokuni (Tohoku Univ.)

1. はじめに

2016 年 4 月 16 日 01:25 (JST) に, 布田川 – 日奈久断層帯の破壊により M 7.3 の熊本地震本震が発生した. この本震の直前には, 2016 年 4 月 14 日 21:26 と 4 月 15 日 00:03 にそれぞれ M 6.5 と M 6.4 の前震が起こり, 6 月 30 日までに M 1.0 – 5.9 の余震が 2000 回以上発生した. 地震の活動域は, 熊本県から大分県の別府－万年山断層帯にわたる別府－島原地溝帯の大部分であり, 広域にわたり地震活動が活発になった. また, 別府－島原地溝帯は多くの活断層と阿蘇山, 九重山, 鶴見岳といった活火山が存在し, 熊本地震による火山活動への影響も懸念される. そこで, 本研究では九州地方に研究領域を設定し地震波トモグラフィーの解析を行い, 別府－島原地溝帯の 3 次元地下構造を推定し, 熊本地震の発生機構について解明を試みた.

2. データ・手法

本研究では, 研究領域を九州地方の北緯 31° ～ 34°, 東経 129.5° ～ 132° に設定し, 地震波トモグラフィー法 (*Zhao et al.*, 1992) を用いて大量の P 波と S 波走時データを解析した. 三次元速度構造を推定するためのグリッドは水平方向に 0.25° の間隔で配置し, 深さ方向には, 深さ 10, 25, 40, 60, 80, 100, 120, 150, 180, 210 km に配置した. 使用した地震観測点は 174 点で, 震源データは防災科学技術研究所による Hi-net の観測網により得られたものを使用した.

3. 結果・考察

九州下では, フィリピン海スラブは年間 4 – 5 cm の速度で上盤のユーラシアプレートの下に沈み込んでいる. 沈み込んでいるスラブが高速度異常体として明瞭に映し出された. また, マントルウェッジには, 顕著な低速度異常がイメージングされた. これはスラブの脱水と高温のマントル上昇流によるものと思われる (e.g., *Zhao et al.*, 2011). 別府－島原地溝帯に沿う断面では, 熊本地震の前震と本震は上部地殻にある高速度異常領域に位置するが, その下の下部地殻と最上部マントルには低速度と高 Poisson 比の異常体が見られる. この結果から, フィリピン海スラブの脱水とマントルウェッジにある流体が上部地殻まで上昇し, 布田川 – 日奈久断層帯に浸入したことにより、2016 年の熊本地震を誘発したと考えられる (*Zhao and Liu*, 2016).

参考文献

Zhao, D., A. Hasegawa, S. Horiuchi (1992) Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.* 97, 19909-19928.

Zhao, D., W. Wei, Y. Nishizono, H. Inakura (2011) Low-frequency earthquakes and tomography in western Japan: Insight into fluid and magmatic activity. *J. Asian Earth Sci.* 42, 1381-1393.

Zhao, D., X. Liu (2016) Crack mystery of the damaging Kumamoto earthquakes. *Science Bulletin* 61, 868-870.

S21－P30

2016 年熊本地震前後における地震波速度構造変化

#上野友岳・齊藤竜彦・澤崎郁・汐見勝彦（防災科研）

Temporal velocity change of the subsurface structure after the 2016 Kumamoto earthquakes

#Tomotake UENO, Tatsuhiko SAITO, Kaoru SAWAZAKI, Katsuhiko SHIOMI (NIED)

2016 年 4 月 14 日および 16 日に，震度 7 を記録した熊本地震が発生した。特に 4 月 16 日の地震は規模が M7.3 におよんだ。この際，震源域から離れた大分県北部においても震度 6 弱の大きな揺れを観測している。この地震直後から活発化している余震ならびに誘発地震の活動域は，防災科学技術研究所が全国に設置している高感度地震観測網（Hi-net）によって容易に把握できるようになった。余震域は北東-南西方向に約 70 km あり，北東側は阿蘇火山まで，南西側は布田川・日奈久断層まで広がっていた。また，大分県北部では九重町から別府市にかけて誘発されたと考えられる地震が発生している。このような余震や誘発群発地震活動地域の地下構造の状態を調べるために，我々は Hi-net で記録されている雑微動から自己相関関数（ACF）を求め，地震波干渉法により同地域の地下の速度構造が地震前後でどのように変化したのか調査した。

地震波干渉法に用いた ACF は次のように求めた。連続波形記録を 1 時間毎に切り出す。その波形に対して 1－3 Hz の帯域通過フィルタを適用し，全ての振幅値を 1bit 化する。フーリエ変換でパワースペクトルを求め，スパイク状のノイズを除去するために中央値で平滑化する。逆フーリエ変換をし，ACF をもとめる。このような方法で 2013 年 1 月より 2016 年 6 月までの期間の ACF を求めた。これらの ACF から 1 週間の平均 ACF を 1 日ごとに求め，基準となる ACF との位相時間差をストレッチング法によって求め，地下の速度構造変化とした。この際，基準となる ACF は 2013 年 1 年間の平均値とした。

ACF のラグ時間 4−15 秒でストレッチング法を用いた結果，地震前後の速度変化は，震源域周辺の複数観測点で数%の速度低下が確認された。特に震源域北東側の阿蘇観測点は～6%の大きな速度低下を示した。また，震源域から離れた大分県北部の観測点でも 1%程度の速度低下を示す観測点があった。このような地震後の速度低下は，地震による地下の歪変化によるものと考えられており，先行研究においても，速度低下と地震動の最大速度と S 波速度の関係から導いた動的歪変化（剪断歪）や，断層モデルから推定される静的歪変化（体積歪）との比較がなされている（例えば, Hobiger et al., 2016; Sawazaki and Snider, 2013; Ueno et al., 2012）。そこで，本研究でも同様に速度変化と二つの歪変化を比較した。その結果，速度低下を示した観測点は，主に動的歪変化が 10^{-4} を超えていることが分かった。一方で，断層モデル（小澤・他, 2016）を仮定して静的歪変化（体積歪変化）を計算（Okada, 1992）すると，速度低下が見られた観測点は主に静的歪変化が 10^{-6} を超えていることが分かった。動的歪変化および静的歪変化ともに，ある値以上になると速度低下と関連しているように見えるが，歪の絶対量は動的歪変化が 100 倍程大きいこと，静的歪変化は圧縮と膨張領域のバターンがあるが速度変化は低下のみであったことなどを考慮すると，速度構造変化は動的歪変化の影響が強いことが考えられる。

一方で，同地域の観測点の中には，4−15 秒のラグ時間では ACF が不安定な観測点もあり，地震後の速度構造変化が求まってない観測点もあった。そこで，比較的安定していたラグ時間 1−5 秒を用いて速度変化を計算すると、断層近傍の体積圧縮域に位置する益城観測点で 6%の速度上昇を検出した。短いラグ時間の ACF は観測点近傍のローカルな速度変化を反映するため、この速度上昇は観測点周辺の局所的な圧縮歪場などの変化を反映している可能性がある。

S21－P31

2016 年熊本地震の活動と静的応力変化

#田中佐千子・浅野陽一（防災科研）

Seismic activity of the 2016 Kumamoto earthquake sequence and its relation to static stress changes

#Sachiko Tanaka, Youichi Asano (NIED)

はじめに　2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分に熊本県熊本地方で Mj 6.5 の地震（地震 A）が発生し，その約 1 日後の 16 日 1 時 25 分には Mj 7.3 の地震（地震 B）が発生した．地殻変動や強震記録の解析から，これらの地震は日奈久断層及び布田川断層に沿った右横ずれの断層運動によるものと推定されている．また，これらの地震以降，熊本県熊本地方から阿蘇地方，さらには大分県中部にかけての広い範囲にわたり，地震活動が活発となった．本研究では，活発化した地震活動について，地震 A 及び地震 B の影響を検討するため，各地震の発震機構解を考慮し，それらの節面に対して静的応力変化を評価した．

データ・解析方法　解析に用いた発震機構解は，防災科研高感度地震観測網 Hi-net による P 波初動解（2012 年 1 月 1 日から 2016 年 5 月 13 日まで，M2.0 以上，深さ 20 km 以浅）である．各初動解の 2 つの節面に対し，半無限均質弾性体を仮定し，Okada（1992）の方法を用いて，静的なクーロン破壊応力（ΔCFS）を計算した．摩擦係数 μ は，0.0 から 1.0 まで，0.1 刻みで変化させた．地震 A 及び地震 B の震源断層モデルは，国土地理院（2016a, 2016b）による矩形断層モデルを採用した．ポアソン比は 0.25，剛性率は 32GPa とした．得られた ΔCFS に基づき，Hardebeck et al.（1998）に従い，ΔCFS が正となる節面の割合を示す Coulomb Index（CI）を評価した．

解析結果　地震 A の発生後から地震 B の発生前までの期間（期間 1，図 1b，N = 280）における CI を図 2a に黒四角で示す．ΔCFS は地震 A による影響のみを考慮した．この期間，地震活動は長さ 40 km，幅 15 km にわたる領域（図 1b 内領域 a）で活発化した．得られた CI に摩擦係数による差異はほとんど見られない．概ね 70%程度の値をとり（68～70%），ΔCFS が正となる節面が卓越していたことがわかる．一方，同領域内での地震 A 発生前の期間（期間 0，図 1a，N = 45）における CI を灰四角で示す．得られた CI は 50%前後の値をとり（49～59%），正の節面の卓越は，地震 A の発生後にのみ確認できる．同様に，地震 B の発生後の期間（期間 2，図 1c，N = 1829）における CI を図 2b に黒四角で示す．ΔCFS は地震 A 及び地震 B の影響を合算した．この期間，地震活動は長さ 180 km，幅 60 km にわたる領域（図 1c 内領域 b）で活発化した．この場合も，得られた CI は摩擦係数にほとんどよらず，70%程度の値をとる（66～70%）．この値は，期間 1 の活動に対して得られた CI（図 2a，黒四角）と同程度である．領域 b についても，期間 0（N = 421）における CI（図 2b，灰四角）は概ね 50%程度であり（44～52%），正の節面の卓越は，地震発生後に現れていたことがわかる．

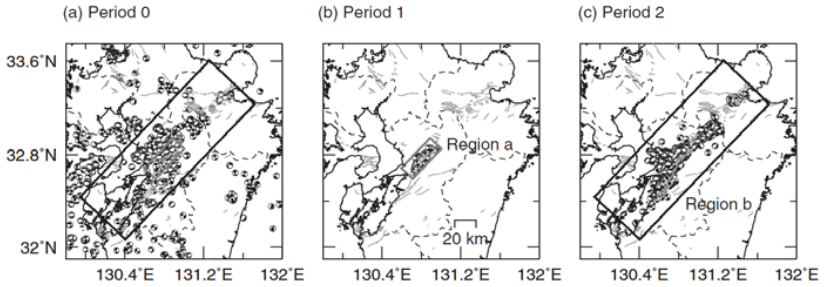


図 1. 解析に用いた Hi-net による P 波初動解．（a）期間 0（2012 年 1 月 1 日から地震 A の直前まで），（b）期間 1（地震 A の直後から地震 B の直前まで），（c）期間 2（地震 B の直後から 2016 年 5 月 13 日まで）．

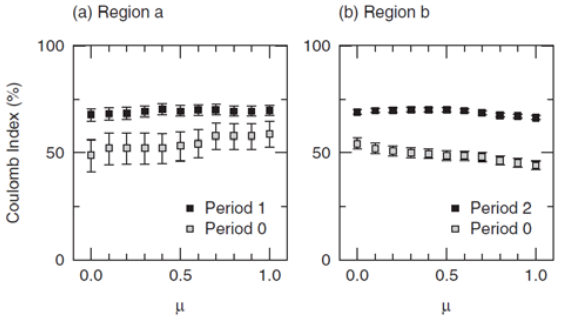


図 2. 摩擦係数 μ に対する Coulomb Index．（a）領域 a，（b）領域 b．縦棒は 1000 回のブートストラップサンプル（Efron and Tibshirani, 1998）による標準偏差．

S21－P32

2016年熊本地震の前兆的活動（潮汐相関）の調査

#弘瀬冬樹・前田憲二（気象研）

Investigation of the Precursory Activity of the 2016 Kumamoto Earthquake: Correlation between Seismicity and Tide

#Fuyuki Hirose and Kenji Maeda (MRI)

1. はじめに

2016年熊本地震は，前震－本震－余震型の活動様式であった．最大前震（M6.5）は4月14日21時26分，本震（M7.3）は4月16日1時25分に発生し，いずれも最大震度7を観測した．本震に対する前兆的活動としては前震活動が挙げられるが，最大前震の前兆的活動はあったのだろうか．手がかりを探るため，本研究では，最大前震以前の通常の地震活動と潮汐との相関について調査した．

2. 手法

地下の潮汐応答は，固体地球潮汐と海洋潮汐荷重効果の和で表現される．前者についてはearthtide mod［小沢, 1974, 測地学会誌; 中井, 1979, 緯度観測所彙報］を，後者についてはGOTIC2 [Matsumoto, et al., 2001, 測地学会誌] をベースに改造したプログラム［Kamigaichi, 1998, PMG; Hirose et al., in preparation］をそれぞれ用いて，各イベントの位置における体積歪ΔV（膨張を正，収縮を負）の時系列を算出した．時系列についてイベント前後の極小値の位相を±180°，極小値間の極大値の位相を0°と定義し，その間は等分割してイベントの位相角を決定した．地震と潮汐（位相角）との相関度はp値［Schuster, 1897, PRSL］で評価した．p値は0-100%の値をとり，小さいほど位相の集中が顕著で，イベントと潮汐との相関が高いことを示す．p値の時間変化については，個数窓20個ごとに計算し，1イベントずつずらした．

3. データ

データセットA, B共通

気象庁一元化震源（確定・暫定，フラグ無視，低周波以外）

深さ：30 km以浅

データセットA（広域，長期間）

領域：北緯31.75-34°／東経130.0-131.6°

期間：1990/01/01-2016/04/13 24:00

規模：M3.0以上　／　地震数：1091個

データセットB（狭域）

領域：北緯32.5-33°／東経130.5-131°

期間：1998/01/01-2016/04/13 24:00

規模：M2.0以上　／　地震数：902個

4. 結果

データセットA（広域，長期間）を用いた場合，最大前震直前のp値は90%以上を示し，潮汐との相関は見出せなかった．このデータセット内には，2016年熊本地震のほかにも，大きめの地震－例えば，1997年鹿児島県北西部の地震（M6.6）や2005年福岡県西方沖の地震（M7.0）など－が含まれているが，それら大きめ（M5.0以上）のイベントについても低p値との対応関係は見出せなかった．

一方，データセットB（狭域）を用いた場合，最大前震直前の2016年3月20日（M2.3の地震）以降にp値が5%以下となり，潮汐（体積膨張）との相関が高いことが示唆される（図1）．ただし，その他の通常時についてもp値が5%以下となる期間（図1(b)の赤期間）は散見される．また，個数窓を30個に変更した場合，大局的には同様のパターンを示すが，最大前震直前でもp値は10%以上である．

これらのことから，地震予測という観点では，p値に基づいた予測モデルは必ずしも有効ではないといえる．

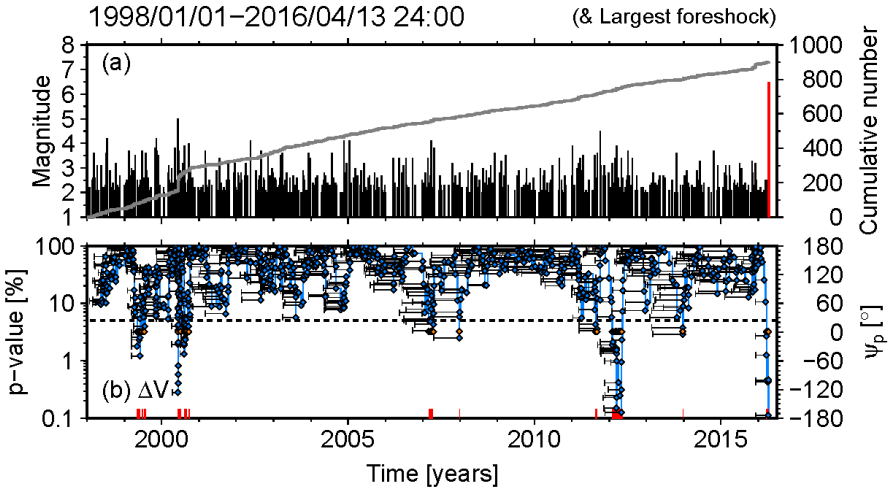


図 1.　(a)M−T 図（左縦軸）および回数積算図（右縦軸）．赤棒は最大前震（p 値の解析には用いていない）．(b)p 値の時間変化（◆左縦軸）．破線は p=5%を，赤は p≤5%の期間を，その期間内の位相角のピークを◆（右縦軸）で示す．

S21－P33

ALOS-2 による 2016 年熊本地震に伴う様々な地表変位の詳細な計測

#森下遊・藤原智・矢来博司・小林知勝・中埜貴元（国土地理院）

Detailed Measurement of Various Surface Displacements Associated with The 2016 Kumamoto Earthquake by ALOS-2

#Yu Morishita, Satoshi Fujiwara, Hiroshi Yarai,
Tomokazu Kobayashi, Takayuki Nakano (GSI)

1. ALOS-2 干渉 SAR による地表変位計測

ALOS-2（だいち2号）は2014年5月24日に宇宙航空研究開発機構（JAXA）によって打ち上げたられたLバンド合成開口レーダー（SAR）衛星であり，着実に観測データを蓄積してきている．2回の観測データを使用したSAR干渉解析により，観測の間に発生した地表変位の衛星－地表視線方向成分を，十数m～数十mの高空間分解能かつ数cm以上の高精度で計測することができる．また，ALOS-2では，従来の多くのSAR衛星とは異なり，衛星進行方向に対して左側の観測が可能となった．これにより，北行/南行，右側/左側の組み合わせによる4方向の干渉SARの結果を得ることができ，東西/南北/上下の3次元地表変位量成分を算出することも可能となった．これらの高い観測能力により，これまで2015年4月25日のネパール地震や2015年8月15日の桜島火山活動などにおいて詳細な地表変位を明らかにし，変動源の推定や地殻活動の評価に役立てられてきた．

2. 2016 年熊本地震に関する地表変位の検出

2016年熊本地震の発生に伴い，直後からALOS-2による多数の観測が実施された．4月16日の本震発生後からわずか2日後にはSAR干渉解析の結果が得られ，地震に伴う変位の大部分は明らかとなった．また，高空間分解能とLバンドによる高い干渉性のおかげで，多数の細かな線状の変位（リニアメント）を検出することができた．これらの細かなリニアメントは，地表付近まで断層運動があったことを示唆するものである．地表断層は地震活動を評価する上で重要な情報となり得るものであり，干渉SARで得られた情報を参考にして現地調査を行うことで，効率的かつ効果的に地表断層を発見・確認することが可能となった．また，現地調査で確認できる地表断層は，変位量がある程度大きい，または人工構造物を横切るようなものにほぼ限られてしまうが，干渉SARでは変位量が小さいものや人工構造物のない地域などでも数多く検出できた．これらのことから，干渉SARは，広域的な変位から地上の調査では確認することができないほどの小さな断層運動まで網羅的に検出することができる強力なツールであるといえる．

3. 干渉 SAR の問題点

しかし，通常の干渉SARによって得られた結果には，次のような問題があった．まず，変位勾配が非常に大きいと干渉性が低下してしまうため，断層近傍においては有意な変位情報は得られていなかった．また，1方向のみでは変位の水平/上下成分の内訳を知ることができず，詳細な運動のメカニズムを推定することは難しい．3方向以上の結果を組み合わせることで変位の3次元成分を算出することは可能であるが，そのためには位相変化のアンビギュイティを決定する位相アンラップという処理が必要となる．多数のリニアメントが分布する領域においては，位相アンラップが困難を極め，3次元成分の算出には至っていなかった．

4. 本研究で用いた手法と効果

本研究では，これらの問題を解決するため，以下の手法を適用した．

まず，断層近傍の変位量が非常に大きな領域においては，Multiple Aperture Interferometry（MAI）及びPixel Offsetという解析手法を適用した．これらの手法は，干渉SARに比べて空間分解能や計測精度は劣るが，変位勾配が大きくても有意な情報が得られるという特長があり，断層近傍の非常に大きな変位も計測することができた．また，干渉SARでは得られない衛星進行方向の変位量も検出できるため，2方向の結果から3次元の変位量を算出することが可能である．

次に，細かなリニアメントについては，高い空間分解能が必要であるため，干渉SARの結果を利用する必要があった．困難である位相アンラップは，複数方向の結果を統合的に処理する手法を導入することにより，大幅な効率化が実現できた．また，4方向以上の結果から3次元成分を重み付最小二乗法により算出し，得られた解と元の干渉SARの位相アンラップ結果との残差を確認することで，特定の干渉SAR結果に含まれる位相アンラップエラーを検出し，効率的に修正することが可能となった．これらの手法により，エラーのない位相アンラップ及び変位の3次元成分を算出することが可能となった．

本発表では，上述の手法及び手法の適用により得られた2016年熊本地震に伴う詳細な地表変位について報告する．

謝辞：本研究で使用したALOS-2データの所有権は，JAXAにあります．これらのデータは，国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて，JAXAから提供されたものです．

S21－P34

ALOS-2による2016年熊本地震に伴う非造構性地表変位の詳細　-主に阿蘇谷での変位-

#藤原智・森下遊・矢来博司・小林知勝・中埜貴元（国土地理院）

Detailed Non-tectonic Surface Displacements Caused by the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence Revealed by ALOS-2 –Mainly in Aso Valley-

Satoshi Fujiwara, Yu Morishita, Hiroshi Yarai, Tomokazu Kobayashi, Takayuki Nakano (GSI)

平成28年熊本地震では地表の広範囲で地殻変動による変位が生じており、筆者らはALOS-2のSARを用いてその変位を面的に検出している。これらの地表変位の大部分は震源断層の断層運動で説明できるものの、地表にはより小さく複雑な変位が数多く現れている。特に数多く現れた地表断層のリニアメントについてはJpGU2016年大会で報告済みである（藤原他 2016）。

本報告では、複数画像の解析による3次元の変位量等を用いて、主に阿蘇谷において下記に示す非造構性と推定される変位の詳細を取り扱う。

（１）　阿蘇谷北西部のカルデラ壁に沿った大きな変位

阿蘇山中央火口丘と北部のカルデラ壁にはさまれる阿蘇谷北西部の内牧、狩尾及び赤水の3地区に独立した大きな変位が存在している（図）。内牧では変位が及ぶ領域が直径2.5km程にもなり、領域の中心で北西方向に1m以上変位している。これらの変位は上下成分がほとんどなく、ほぼ水平でカルデラ壁側に一様に向かうように変位しており、変位が遠方に及んでいないこと、また、変位の北西側に圧縮、南東側に伸張による亀裂が数多く分布していることから、地すべり時に斜面で見られるような変位分布を示している。

この地域には数千年前まで阿蘇谷湖が存在したことが知られており、湖底堆積物に広く覆われている。湖底堆積物の深さは数十m以上であり、熊本地震の強震動に伴い、水分の多い湖底堆積物が液状化を起こし、その下面付近をすべり面として側方流動が発生し、各地区の領域が一様に変位したと推測される。

（２）　阿蘇谷北東部の液状化等に伴う変位

上記地域ほど顕著ではないが、阿蘇市黒川、役犬原及び一の宮町周辺において、数百m～1.5kmの範囲で液状化に伴うと推定されるSAR干渉画像上のランダムな地表変位や地盤沈下が見られる地域が散在している。

（３）　阿蘇山中央火口丘での地すべり的変位や小崩壊

杵島岳・往生岳・米塚・蛇ノ尾といった比較的新規の山体の玄武岩のスコリア丘において地すべりや小規模な崩壊が生じている。また、米塚からの溶岩流地域には斜面に沿った移動や沈下に伴う変位が見られる。

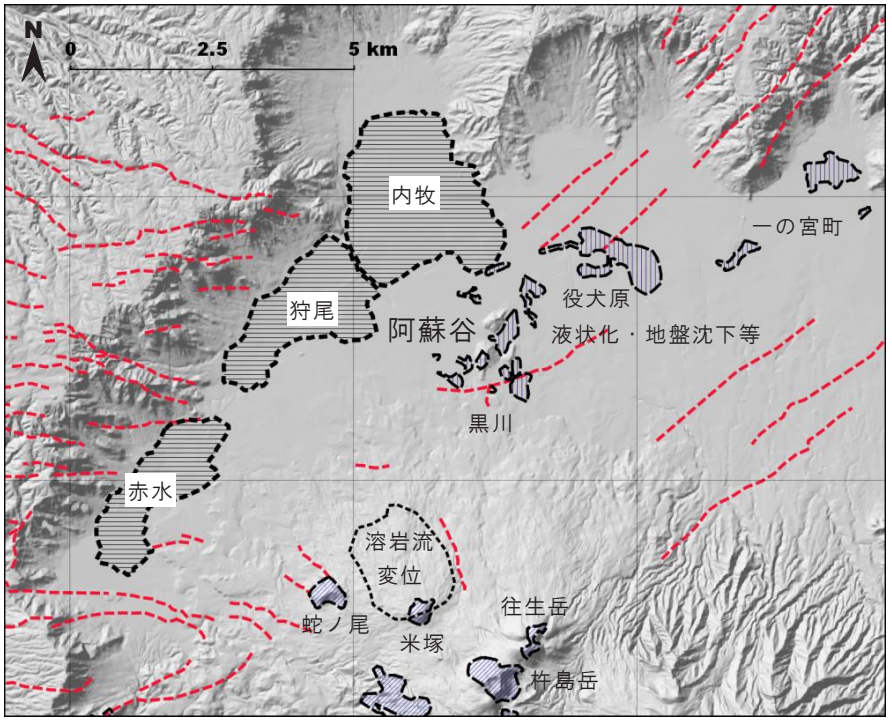


図　阿蘇谷周辺の地表変位地域　赤破線は地表断層のリニアメント

謝辞　本研究で使用したALOS-2データの所有権は、JAXAにあります。これらのデータは、国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて、JAXAから提供されたものです。

S21－P35

SAR ピクセルオフセット解析で見る 2016 年熊本地震に伴う大規模変位

#小林　知勝（国土地理院）

Large displacement associated with the 2016 Kumamoto Earthquake mapped by SAR pixel offset analysis

#Tomokazu Kobayashi (Geospatial Information Authority of Japan)

1．背景

熊本地震に伴い大規模な地表変位が発生した．大変位は東西約30ｋｍにもおよび，その一部は地表地震断層としても目視観測できた．このような広大な領域の変位を知る上でSARデータは有効である．しかし，狭い領域内でメートル級の地殻変動を起こす内陸地震ではしばしば，震源断層近傍で干渉性が著しく劣化し，SAR干渉での計測が不可能となる場合がある．今回の熊本地震における標準的なSAR干渉解析でも，布田川断層近傍では干渉性が著しく低下し，地表変位を計測することができなかった．断層の食い違い運動を反映する地表変位の不連続・急変は，震源断層の動きや位置を特定する重要な基礎的情報である．そこで本研究では，局所的な大変位を抽出可能な解析技術であるピクセルオフセット法を適用し，断層近傍の変動を抽出することを目的とした．

2．解析結果

解析には，2016年4月15日と2016年4月29日に北行及び南行軌道で観測されたALOS-2衛星データを用いた．ピクセルオフセットでは，衛星視線方向および衛星進行方向の直交2成分の変位が得られる．解析結果からは，布田川断層をはさんで，北側と南側で変位に不連続が生じていることが明瞭に確認できる．布田川断層に沿って北西－南東に延びる変位の急変線は，布田川断層と日奈久断層が接続する領域でその方向を変え，日奈久断層に沿うものとなる．この変位境界は，破壊が布田川断層のみならず，日奈久断層でも進行したことを強く示唆している．変位の不連続は，既知の布田川断層の東端（阿蘇カルデラ西縁）よりさらに東に延び，阿蘇カルデラ内でやや北側にシフトしており，布田川断層の本体とは別の断層セグメントが動いた可能性を示唆している．さらに，布田川断層の南側にある出ノ口断層及びその東では，断層を挟んで北側の地盤の沈降と西方向への変位が見られ，北落ちを伴う左横ずれ運動が確認できる．両軌道の解析から得られた変位を用いて作成した3次元変動図を図1に示す．

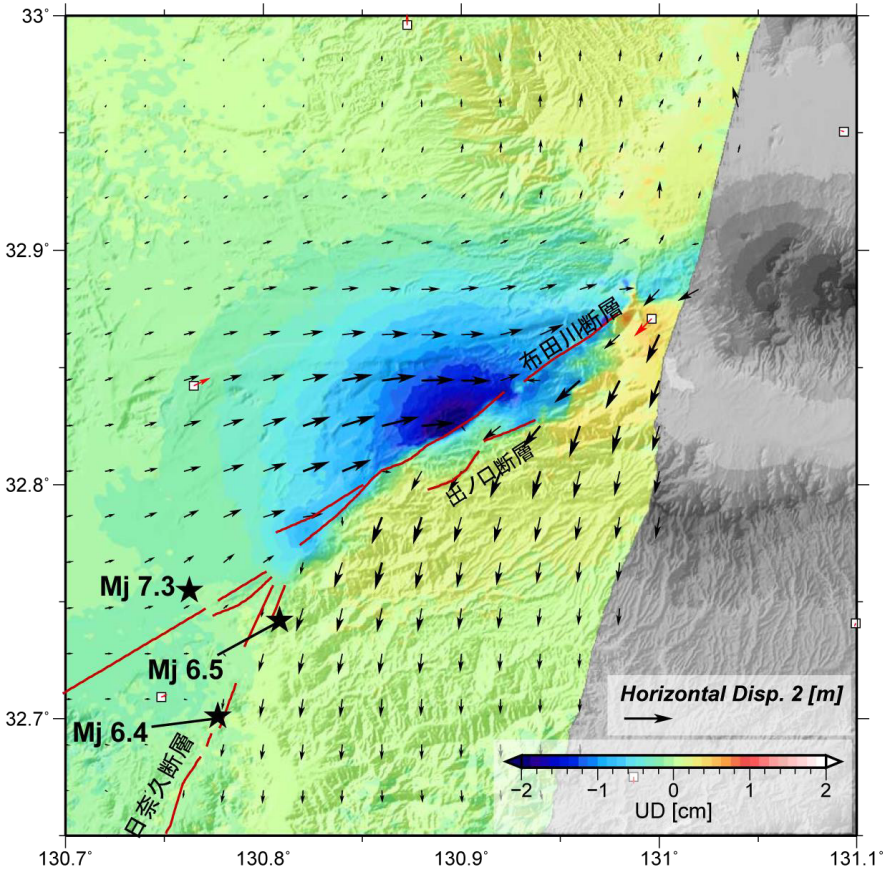


図１．ピクセルオフセット法により作成した３次元変位布図．矢印は水平変位，背景色は上下変位を示す．赤線は活断層．2016 年 4 月 15 日と 2016 年 4 月 29 日のデータを使用．

謝辞：本研究で使用したALOS-2データの所有権は，JAXAにあります．これらのデータは，国土地理院とJAXAの間の協定及び地震予知連絡会SAR解析ワーキンググループの活動に基づいて，JAXAから提供されたものです．

S21－P36

2016年熊本地震に伴う地表地震断層とその特徴

#白濱吉起・吉見雅行・粟田泰夫・丸山正・吾妻崇・宮下由香里（AIST）・森宏（信州大）・今西和俊・武田直人・落唯史・大坪誠・朝比奈大輔・宮川歩夢（AIST）

2016年4月16日にMj7.3の地震を含む一連の地震が熊本県を中心とする九州中部地域に発生し，布田川・日奈久断層帯やこれまで断層が認められていなかった木山平野北縁，布田川断層帯の北側延長の阿蘇カルデラ内などに地表地震断層が生じた．地震断層は主として右横ずれ成分を有し，一部に正断層，逆断層成分を持つ断層がみられた． 産総研地質調査総合センターでは本震後から約3週間かけて緊急調査を実施し，熊本地震に伴う地表地震断層の調査と変位量の計測を行った．我々の調査結果は地表地震断層の状態，位置，形状，変位の経時変化，複雑な分布を詳細に明らかにした．地表地震断層の特筆すべき特徴は以下のようにまとめられる．

1） 地表地震断層は主として様々なスケールの左雁行配列を呈していた．
2） 右横ずれの最大変位量は断層帯の中央部分に位置する堂園にて約2.2mと計測された．この位置と変位量はInSARによって観測された結果とよく一致していた．
3） これまで断層が認められていなかった沖積低地に右横ずれ量1mを越える断層が生じた．
4） 滑りは左雁行配列するESE方向の右横ずれ断層と，それらをつなぐように伸びるNW方向の左横ずれ断層といった複雑な地表地震断層によって生じている．
5） 斜めの滑りによってスリップパーティショニングが生じ，ほぼ並行して走る北側の右横ずれ断層と南側の正断層による広い地溝帯が構成されていた．
6） 住民の証言と地震後の複数回の計測により，日奈久断層帯に沿った地表での滑りが4月14日の前震（Mj6.5）と本震（Mj7.3）の間に生じていたことと，本震後にも継続して生じていたことが明らかとなった．
7） 阿蘇カルデラ内における東急GC付近で，EW方向の地溝帯が生じるとともに，阿蘇カルデラの北西縁に沿う形で地表地震断層が確認された．

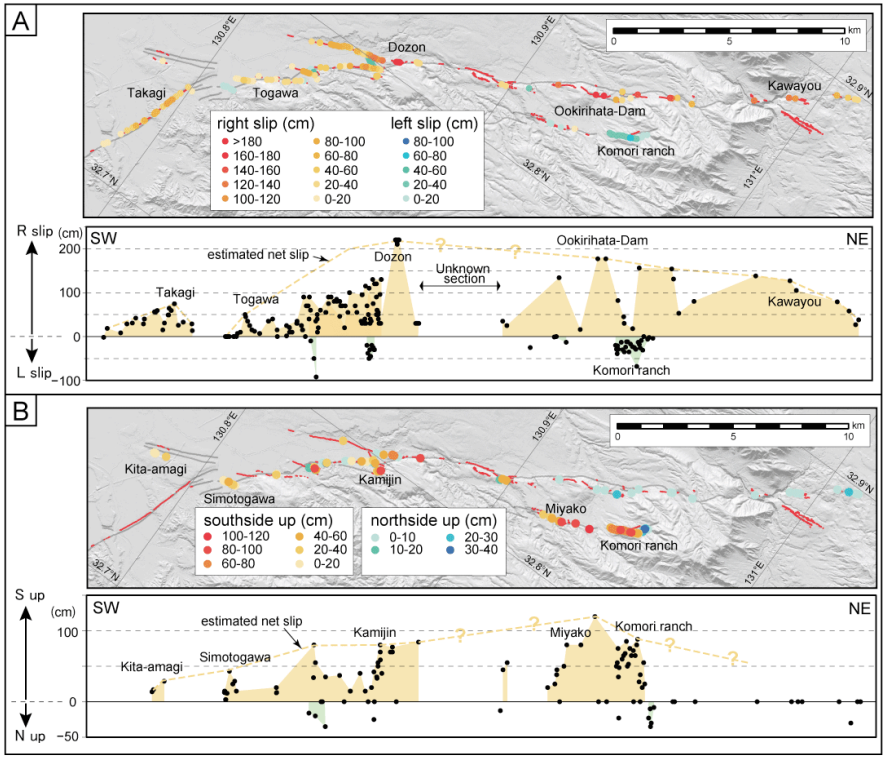


図1 地表地震断層の変位量分布図
（A）計測された右横ずれ変位量の空間分布（上段）とNE-SW方向の面に投影した断面図（下段）を示す．上段の赤線は地表地震断層，ポイントは計測地点，ポイントの色は変位量を示す．下段のプラスは右横ずれ量，マイナスは左横ずれ量を示す．推定される断層沿いの全変位量は黄色の点線で示した．（B）計測された垂直変位量の分布を示す．詳細は図1Aと等しい．下段のプラスは南上がり量を示し，マイナスは北上がり量を示す．

S21－P37

2016年熊本地震の余効変動

#矢来博司・小林知勝・川元智司・宗包浩志（国土地理院）

Postseismic deformation of the 2016 Kumamoto Earthquake

Hiroshi Yarai, Tomokazu Kobayashi, Satoshi Kawamoto, Hiroshi Munekane (GSI)

はじめに

平成28年（2016年）熊本地震では、4月14日のM6.5、4月15日のM6.4の前震に引き続き、4月16日のM7.3の本震に伴い、GNSS連続観測点網（GEONET）で顕著な地殻変動が観測された。これらの地震に伴う地殻変動から、前震では日奈久断層帯に沿った高角の右横ずれ断層、本震では布田川断層帯に沿ったやや高角で正断層成分を含む右横ずれ断層と日奈久断層帯に沿った高角の右横ずれ断層が推定されている。

観測された余効変動

4月16日のM7.3の本震後から、GEONETにより九州の広い範囲で余効変動が観測されている（図1）。本震時に最大変位（南西に約98㎝）を示した長陽観測点では、本震後の2ヶ月間で本震時と同じく南西方向に約4㎝の変位が観測された。余効変動で観測されている各観測点の変動方向は、概ね本震時の地殻変動と同様の傾向を示しており、本震時で主要な滑りを生じた布田川断層帯で余効滑りが生じていることを示唆している。

その中で、熊本観測点では、本震時の地殻変動（東北東方向）とは異なり、北北西方向への変動が観測されている。これは、4月14日のM6.5の前震時の変動と類似しており、日奈久断層帯でも余効滑りが生じている可能性が考えられる。

余効滑りの断層モデル

観測されている余効変動が全て余効滑りで生じていると仮定し、予察的に矩形断層で推定を試みた。上述のように、布田川断層帯だけでなく日奈久断層帯でも余効滑りが生じていると考えられることから、これらの断層帯に沿って断層面を2枚設定し、断層面の位置・形状（長さ・幅・走向・傾斜）・滑り量を推定した。

推定された断層面は、布田川断層帯、日奈久断層帯のそれぞれと平行な走向であるが、布田川断層帯沿いの断層面は断層帯のやや北側に求まった。日奈久断層帯沿いは断層帯とほぼ一致する。断層の傾斜角はいずれもほぼ垂直で、深さは前震および本震の断層面よりも深い位置に求まった。従って、地震時の滑り域よりも深い領域で余効滑りが生じていると考えられる。

今回の結果は予察的な結果であり、今後さらに検討を進め、前震、本震と余効滑りの滑り域の比較等を行う予定である。

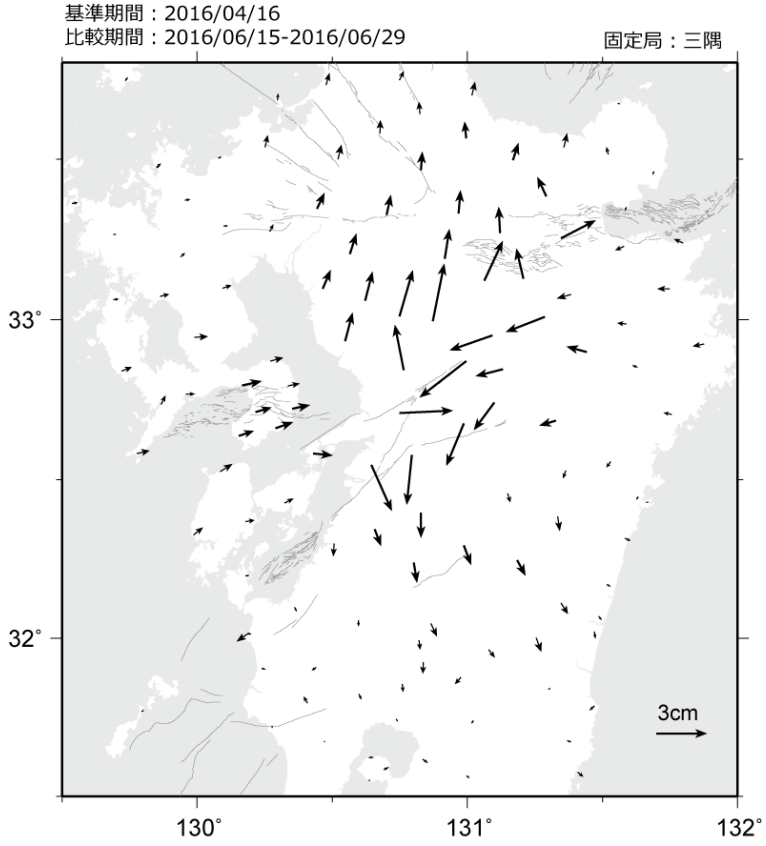


図1　熊本地震の余効変動

S21－P38

1Hz キネマティックGNSS解析にもとづく 2016年熊本地震による動的ひずみ場の特徴

#太田雄策(東北大院理)・大園真子・高橋浩晃(北大院理)・日野亮太(東北大院理)

Characteristic of the dynamic strain field of the 2016 Kumamoto earthquake based on the 1Hz GNSS data analysis

#Yusaku Ohta (Tohoku Univ.), Mako Ohzono, Hiroaki Takahashi (Hokkaido Univ.), and Ryota Hino (Tohoku Univ.)

2016年4月16日に発生した2016年熊本地震(Mj7.3)は，熊本県から大分県の広い範囲で活発な余震活動を引き起こした．このような広範囲にわたって励起された地震活動の原因を知ることは，群発的に連鎖するような地震発生過程の理解において重要である．こうした背景のもと，本研究では1Hz GNSSデータ解析にもとづいて九州全域における動的変位場とそれから推定した動的ひずみ場の特徴について調べたので，その結果について報告を行う．

データには国土地理院GEONET観測点154点を使用し， 1Hzサンプリングデータを解析に用いた．解析にはGIPSY-OASIS Ver. 6.4を用い，精密単独測位法(PPP) で1秒毎の変位時系列を推定した．解析にはGPS衛星のみを用いた．PPP解析に必要な衛星の軌道・時計補正情報にはCODEが提供するプロダクトを用い，時計補正情報には5秒毎に推定されたものを用いた．対流圏遅延およびその勾配の推定は，ウィーン工科大が提供するVMF1GRIDによる6時間毎の客観解析データを先験情報として用いて1秒毎に推定した．またマルチパス起因の座標値擾乱を低減するために，前日の座標値をGPS衛星の周回周期に合わせて差し引くsidereal filter処理を行った．図1に1Hz GNSS時系列の変位ペーストアップを示す．震源から100km程度離れた地域でも地震波の通過にともなって水平成分で5cmを超えるような変位が明瞭に確認できる．

次に地震にともなう静的な永久変位として地震発生100秒後の変位量とし，動的な変位の大きさの指標として地震発生から900秒後までの最大変位量 (PGD) を求め，それらの各観測点における三次元変位ベクトルの長さから計算した変位量分布を図2に示す．地震発生後の静的変位は最大で1m程度であり，その広がりが震源域近傍に限定されるのに対して，PGDはより広範囲にわたって0.1mを超えるような大きな変位が観測された．さらに，震源域の西側と東側でPGDが非対称に分布していること，別府付近の活発な地震活動域では静的変位量は0.1m以下と小さいものの，PGDでは0.2mを超える傾向が認められた．講演では得られた変位場による動的なひずみ場および余震活動の比較結果などから，地震動による動的なひずみ変化の遠隔地での地震活動への影響について，より詳細な議論を行う．

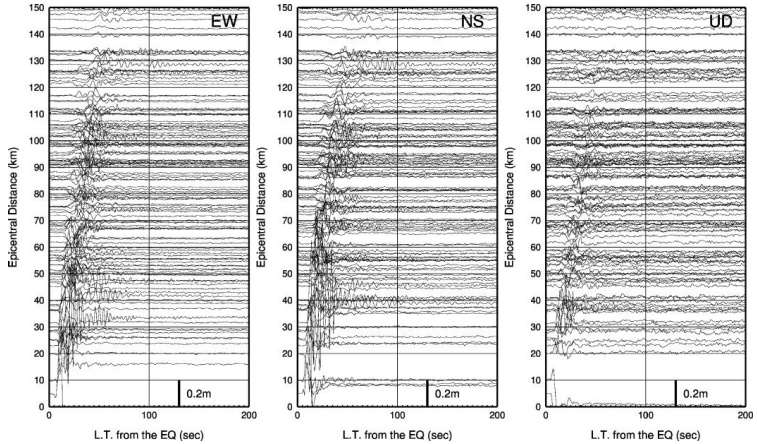


図1．1Hz キネマティックPPP解析によって得られた変位時系列のペーストアップ．震源域近傍では地震に伴う永久変位成分が含まれている．

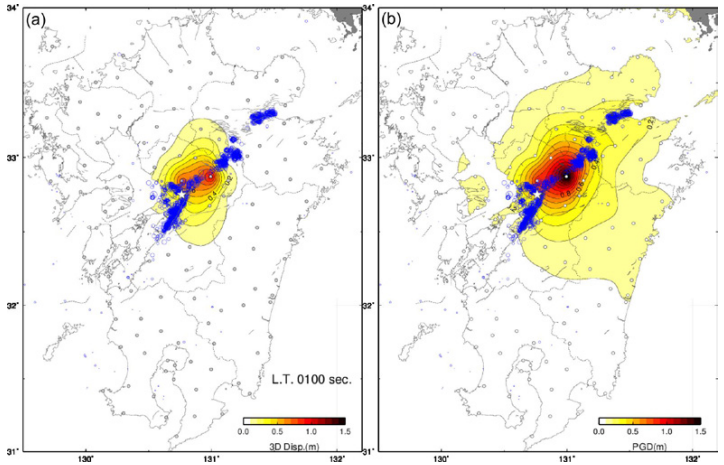


図2．(a) 2016年熊本地震（Mj7.3）発生後100秒時点における永久変位量．(b) 地震発生から900秒後までの間の最大変位量(PGD)．青色丸印は気象庁一元化震源(Mj7.3本震発生から2016年5月4日の期間)による震央分布．星印はMj7.3本震の震央を示す．

S21－P39

744年天平肥後地震と869年貞観肥後風水災について

#石橋克彦（神戸大名誉教授）・原田智也（東大地震研）

On the 744 Tenpyo Higo Earthquake and the 869 Jogan Higo Storm-flood Disaster

#Katsuhiko Ishibashi (Kobe Univ.), Tomoya Harada (ERI)

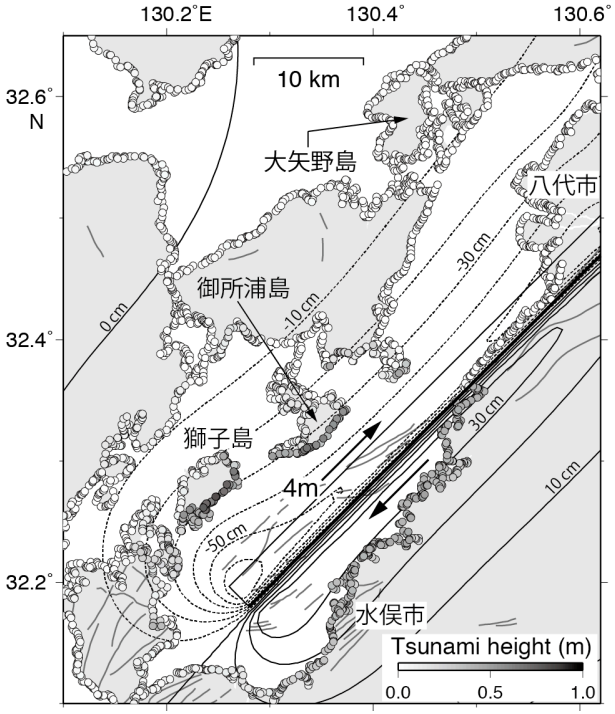
熊本県（肥後国）には歴史地震が多いが，本報では古代の2事象を検討する．なお以下に関する原史料は，[古代・中世]地震・噴火史料データベース（β版）（2016年5月4日最終更新；http://sakuya.ed.shizuoka.ac.jp/erice/db/） を参照．

1．744（天平十六）年の肥後の雷雨・地震災害

六国史（8,9世紀に編纂された6つの勅撰史書）第2の『続日本紀』の天平十六年五月庚戌の条に「肥後国雷雨地震」とある（五月に「庚戌」はなく，庚辰（十八日）かと言われる．その場合はユリウス暦744年7月2日）．八代・天草・葦北3郡（ほぼ，熊本市の南方～水俣市～天草市）で，官舎，田290余町（約290ha），民家470余区，人1520余人が水をかぶり漂没した．山崩れ280余ヵ所，圧死40余人で，救援がなされた．宇佐美・他（2013）は「山崩れを地震によるとするとM≒7.0となるか」という．松田（1999）は，日奈久断層の活動で八代海沿岸の広域が沈降したのではないか，大矢野島周辺（上天草市）の古代海底遺跡はそれを示唆するのではないかと述べた．地震調査委員会（2013）は，日奈久断層帯八代海区間（高角で北西側沈降を伴う右横ずれ）の最新活動はこの地震の可能性があるとしている．しかし，遺跡の考古学からは744年の地震沈降は否定された（上天草市史編纂委員会，2007）．静的断層モデルを仮定した計算でも，広域の沈降は大きくない（**図**）．保立（2012）は「有明海（八代海の誤記か？）沿岸を襲う津波が発生したことは確実」としたが，最大級の津波の数値計算の結果（**図**），津波高は獅子島や水俣市付近の一部で50cm以上になるが，八代海沿岸のほとんどで20～30cm以下である．地震のMは7未満かもしれず，広範囲の冠水は梅雨時の集中豪雨が主因だったのではなかろうか．

2．869（貞観十一）年の肥後の大風雨災害は地震を伴ったか？

六国史最後の『日本三代実録』の貞観十一年七月十四日（869年8月25日；陸奥巨大地震津波の約2ヵ月後）の条に「（京都で）風雨．是日肥後国大風雨」とある．続けて，瓦が飛び樹が抜け，官民の建物の顛倒多く，人畜の圧死無数，海水・陸水が漲り溢れて6郡を漂没させ，官庫の稲の過半が失われ，海から山まで数百里の田園が海になったと記す．十月廿三日条には，肥後国の「迅雨」災害の被災者に太宰府をして救済なさしめよという勅宣が掲げられている．いっぽう保立（2012）は，清和天皇が十二月十四日以降に，外敵の侵略，蝦夷の叛乱，各種災害などが起きないように願って各地の神社に捧げた告文（こうもん）に「肥後国に地震風水の災ありて」とあることに注目し，大地震・津波があったことは確実とした．保立（2016）は，869年陸奥巨大地震津波と約2ヵ月後の肥後地震，2011年東北地方太平洋沖地震と5年後の熊本地震の類似性を重要視している．しかし，大地震が事実だった場合，編纂開始が892年で記事が正確（国史大辞典）といわれる『三代実録』において，当日（七月十四日）の条に「地震」と書かれていないのは不思議である．前述の十月の勅宣にも，十二月十七日の記事（「肥後国風水，陸奥国地震」ほかの災いがあったので五畿七道諸国に奉幣を勅命した）にも「地震」の字はない．『三代実録』の編纂にも関わった菅原道真の『類聚国史』巻百七十一「災異部五 地震」（日本最古の地震カタログ）もこの事象を載せていない．天皇の心情を吐露した告文では，陸奥大地震の影響で肥後にも「地震」が紛れ込み，『三代実録』はそれを原文どおりに載せたということはないだろうか．本報では強大台風だけだった（当日の記事は台風被害としてリアル）という立場をとるが，『三代実録』の編纂過程などについてさらなる歴史学的検討が望まれる．



図：日奈久断層の断層モデル（走向230°,傾斜80°,幅15km,すべり角-165°,すべり量4m）による地殻上下変動と津波（4時間内の最大高）．右上～左下が八代海．津波計算には，Satake（1995）の非線形長波式を用い，海底摩擦力と海岸における完全反射を仮定．

S21－P40

陸海統合3次元構造モデルにもとづく 2016年薩摩半島西方沖地震のシミュレーション

#岡元太郎（東工大）・竹中博士（岡山大）・中村武史（防災科技研）

Simulation of The 2016 West Off Satsuma Peninsula, Kyushu, Japan, Earthquakes by Using 3D Structure Model Including Land-Ocean Topography and Ocean Water Layer

#Taro Okamoto (TokyoTech), Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.), Takeshi Nakamura (NIED)

1. はじめに

2016年4月14日の地震（M6.5）に始まった布田川－日奈久断層帯における熊本地震の活動に伴って、阿蘇山や別府湾地域でも多くの地震が発生した。さらに5月6日以降に、断層帯を南西側に延長した沖縄トラフ北端付近に位置する薩摩半島西方沖の海域でもM5以上の地震を伴う地震活動が発生した（2016年の薩摩半島西方沖での地震活動：図1）。

一方、上述の5月以降の地震活動域のさらに西側海域では、2015年11月14日にM7.1の地震が発生しており（2015年薩摩半島西方沖地震、図1）、地震に伴う津波も観測されている（中之島、0.3m）。このように薩摩半島西方沖もM7程度の大地震や津波の発生域となり得る地域であることが明らかになりつつある。そのため、この海域の地震による九州各地や島嶼地域への地震動等の影響評価や、上述の地震活動を踏まえた広域地震活動・テクトニクスの検討が必要である。この際、地震波の評価では、地震発生域が海域であり、地震波や津波の影響範囲に島嶼地域も含まれることから、海水を含めた構造モデルのもとで検討を行うべきであると考えられる。その意味で、今回の地震活動で得られる地震波データは、計算地震波の再現性を検討するうえで重要な意義を持つ。

そこで本発表では、この2016年の薩摩半島西方沖で発生した地震を中心に、陸海統合3次元構造モデルのもとでの地震波伝播シミュレーションによる震源パラメータ解析を実施して地震動・地震活動等の検討を行う。

2. 地震波データと構造モデルほか

本研究ではK-NETとKiK-netの強震動波形データを利用する。陸海統合3次元構造モデルは海域を含む東経128度以東・北緯30度以北の九州地方に対して設定する（図1）。陸上・海底地形データとして岸本（2000）の地形モデル、地盤構造モデルとしてJ-SHIS深部地盤データV2（藤原・他、2009）、コンラッド面・モホ面形状と下部地殻・マントルの物性値は全国一次地下構造モデル（暫定版）（地震調査研究推進本部、2012）のものをそれぞれ利用した。ただし全国一次地下構造モデルの定義範囲は東経129度以東であるので、東経128度～129度の間のコンラッド面とモホ面の形状を、隣接地域での構造探査結果（Iwasaki et al., 1990）を参考にして外挿することにより作成した。

地震波シミュレーション手法はHOT-FDM（Nakamura et al., 2011,2012）であり、本研究ではマルチGPU対応プログラム（Okamoto et al., 2010, 2013）を利用する。計算には東工大TSUBAME-2.5を利用する。図1には暫定的な計算対象領域も示した（256km×320km×93km、格子間隔100m、GPU 240個、上限周波数1.08Hz）。発表では、生成したグリーンテンソル波形を用いた逆問題手法（Okamoto et al., 2009）により最適震源パラメータ（モーメントテンソル・震源時間関数・震源位置）を推定し、波形再現性ほかを議論する。

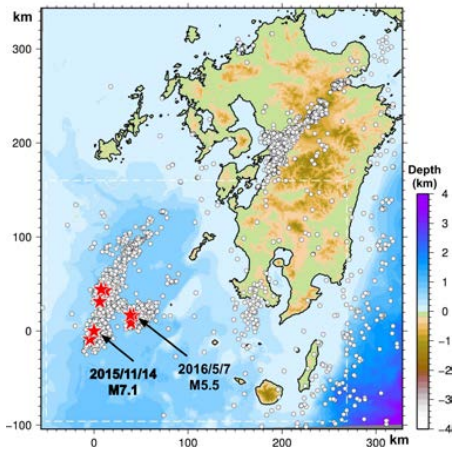


図1：2015年11月11日～2016年7月3日のM2以上の震央分布（気象庁）。星マークは対象地域でのM5以上の地震である。点線の枠が暫定的な計算領域を示す。

謝辞 データ・構造モデルを提供くださった各機関に感謝いたします。本研究の一部には科研費（26282105）とJHPCN（jh160029-NAH）の支援を受けました。

発表者索引（*は招待講演）

あ

青木千夏……S03-04
赤澤隆士……S16-P06
浅野公之……S21-34
浅野陽一……S08-P11
麻生尚文……S08-03
阿部邦昭……S17-12
阿部信太郎……S10-09
阿部進……S06-P14
阿部雄太……S17-P05
荒井賢一……S18-P03
荒木英一郎……S02-05
安藤亮輔……S08-20
案浦理……S08-P02

い

飯尾能久……S08-21
飯田昌弘……S16-01
飯高隆……S06-02
飯沼卓史……S03-15
伊尾木圭衣……S17-P02
五十嵐俊博……S06-P01
生田領野……S03-12
石井透……S15-01
石井紘……S08-26
石川有三
……S19-02，S19-P03
石田寛史……S02-01
石橋克彦
……S21-01，S21-P39
石原靖……S02-P14
石原吉明
……S02-09，S02-P15
石辺岳男……S09-11
泉宮尊司……S17-08
磯野卓也……S16-P04
一柳昌義……S09-P17
一瀬建日……S07-07
井出哲……S09-12
伊藤亜妃……S09-P09
伊藤忍……S06-18
伊藤武男……S03-P11
伊東優治……S03-03
稲崎富士……S11-02
今井健太郎……S10-05
今西和俊……S08-04
今野美冴
……S03-10，S03-P02
井元政二郎……S14-06
入倉孝次郎……S15-05
岩城麻子……S15-07
岩崎貴哉……S06-P15
岩瀬良一……S02-P10
岩田貴樹……S01-02

う

植竹富一……S16-02
上野友岳……S21-P30
上林宏敏
……S15-14，S16-P13
植平賢司……S02-08
植村美優……S01-P05
鵜川元雄……S01-P06
宇佐美貴政……S21-38
内田康人……S10-08
内出崇彦……S09-16
梅田康弘……S14-04
浦田優美……S21-P04

え

榎本祐嗣……S11-01
江本賢太郎……S01-06

お

大石裕介……S17-P07
大久保慎人……S01-01
大久保祐一……S09-P22
大島光貴……S02-P04
大園真子……S03-05
太田和晃……S04-01
太田雄策……S21-P38
太田裕……S15-19
大竹和生……S02-10
大出晃弘……S05-01
大友周平……S06-P06
大堀道広……S15-15
近江崇宏……S09-P21
岡崎智久……S03-P03
岡田成幸……S15-18
岡田千明……S06-P19
岡田知己……S09-15
尾形良彦……S21-11
岡本拓夫……S18-P01
岡元太郎……S21-P40
小木曽仁……S21-P08
奥田貴……S09-P13
小沢慎三郎……S03-P10
落唯史……S03-P12
尾鼻浩一郎……S06-06
小村健太朗……S12-03
織原義明……S14-11

か

香川敬生
……S21-31，S21-P16
筧楽麿……S15-12
笠松健太郎……S16-06
鍛治川謙吾……S16-P01
片上智史……S09-06
勝間田明男……S02-P06
勝俣啓……S08-05
加藤愛太郎……S21-10
加藤研一……S15-10
金木俊也……S12-P01
金田惇平……S21-P09
加納将行……S15-P10
加納靖之
……S10-03，S13-P01
河合研志……S08-13
川崎一朗……S09-09
川村光……S08-11
川元智司……S21-16

神田克久……S15-17

き

菊地淳仁……S08-P08
菊池年晃……S02-P01
北佐枝子……S08-28
北川有一……S13-01
木下佐和子……S06-P11
木下正高……S05-03
木村武志……S03-P13
木村恒久……S02-04
木村俊則……S06-15
木村治夫……S10-12
木村久夫……S03-P08
木村将也
……S03-01，S03-P01

く

日下部哲也……S08-P18
葛葉泰久……S09-P25
楠本聡……S17-21
國友孝洋
……S02-11，S06-P12
久保久彦……S16-03
久保田達矢……S04-P02
熊谷博之……S09-13
熊澤貴雄……S09-01
蔵下英司
……S06-01，S21-P25
倉橋奨……S15-P04
栗原亮……S08-08

こ

小泉尚嗣……S21-18
纐纈一起……S15-06
河野昭博……S06-P09
河野順一……S14-P04
小菅正裕……S06-04
小平秀一……S06-08
小寺祐貴……S21-15
後藤浩之……S21-P17
小林昭夫
……S03-P09，S10-P02
小林知勝
……S21-24，S21-P35
小林学……S01-P02
小林励司……S08-P01
小松正直……S21-03
小森純希
……S04-P03，S10-P07
是永将宏……S21-P19
近藤利明……S15-P01

さ

齊藤竜彦……S17-05
齊藤龍……S17-P06
境有紀……S21-29*
榊原良介……S09-P01
鷺谷威……S03-07
篠島僚平……S04-02
佐藤和悦……S08-P15
佐藤壮……S06-09
佐藤利典……S03-16
佐藤智美……S21-P02
猿渡隆夫……S14-P03
澤崎郁
……S20-01*，S21-14
三反畑修……S17-11

し

椎名高裕……S06-P03
汐見勝彦……S06-13
志藤あずさ……S21-P28
篠原雅尚……S02-06
芝良昭……S21-P01
澁谷拓郎……S06-12
下條賢梧……S09-07
下村智也……S16-P12
庄司真史……S21-P27
白石和也……S06-16
白濱吉起……S21-P36
眞保敬……S02-P09

す

水藤尚……S03-06
杉憲子……S18-03
鈴木健介……S09-P05
鈴木貞臣……S08-06
鈴木岳人……S08-15
鈴木康弘……S21-07
鈴木裕輝……S07-04
鈴木亘
……S17-03，S20-03*
須田直樹……S08-07
住田達哉……S10-13

せ

関口渉次……S02-P07
関根秀太郎……S06-P07
先名重樹……S21-P21

そ

曽田英揮……S09-P15
染井一寛……S21-P06

た

大工草見子……S08-P09
髙川智博……S17-09
高木涼太……S06-03
鷹野澄……S15-22
高橋馨子……S02-P03
高橋努……S06-07
高橋成実……S17-04
高橋浩晃……S09-03
高橋雅紀……S04-05
高濱聡……S09-P18
滝沢茂……S12-02
竹内希……S07-02
竹尾明子……S08-P10
竹越美佳……S15-P05

武　村　俊　介……S06-11
武　村　雅　之……S10-01
田　中　佐千子……S21-P31
田　中　　聡……S07-P05
田　中　信　也……S15-09
田　中　昌　之……S09-P08
田　中　美　穂……S21-36
田　中　愛　幸……S03-02
谷　岡　勇市郎……S17-13
田之口　英　史……S10-11
溜　渕　功　史
……S02-03，S09-P19
地　元　孝　輔……S21-P18

ち

長　　郁　夫……S21-32

つ

佃　　為　成……S14-02
辻　　健……S21-26
対　馬　弘　晃……S17-P09
津　田　寛　大……S06-P16
土　田　琴　世……S16-P07
土　田　真　愛……S07-P02
筒　井　　稔……S14-08
都　筑　基　博……S17-19
坪　井　誠　司
……S02-P12，S19-01
鶴　　哲　郎……S04-04

て

寺　川　寿　子……S08-P13

と

土　井　一　生……S21-P20
藤　　亜希子……S09-P06
道　家　涼　介……S03-P15
道　場　正　伸……S06-P08
遠　田　晋　次……S21-05
徳　永　旭　将……S02-P02
利根川　貴　志……S09-P03
土野池　直　哉……S12-01
富　田　史　章……S03-11
豊　国　源　知……S19-03
豊　本　　大……S09-P14

な

内　藤　昌　平……S21-P15
中　尾　　茂……S21-17
長　坂　陽　介……S21-35
中　嶋　唯　貴……S21-33
中　島　淳　一……S08-09
中　田　健　嗣……S17-P01
中　田　　高……S21-04
中　田　令　子……S14-P01
仲　谷　幸　浩……S04-P01
仲　西　理　子……S06-P17
中　野　　優……S09-P04
中　原　　恒……S01-P01
中　東　和　夫……S07-P04
中　村　武　史……S21-22
中　村　洋　光
……S17-P10，S21-P10
中　村　不二夫……S14-03
中　村　　衛……S09-04
中　村　恭　之……S06-P05
中　村　亮　一……S15-11
中　山　雅　之……S12-P02
行　谷　佑　一……S17-22
成　田　　涼……S07-06
名　和　一　成……S01-03
楠　城　一　嘉……S14-10

に

西　川　友　章……S09-08
西　澤　あずさ……S06-19
西　田　　究……S01-04
西　村　卓　也……S03-14
西　村　太　志……S09-14

ぬ

沼　澤　雄　也……S16-P05

ね

根　本　泰　雄……S18-01

の

野　口　科　子……S09-P16
野　口　竜　也
……S16-P10，S16-P11
野　田　俊　太……S15-P14
野　田　利　弘……S15-20
野　津　　厚……S15-16
野　村　俊　一……S09-17

は

橋　場　　明……S04-P06
橋　間　昭　徳……S03-P06
畑　山　　健……S21-P22
服　部　健太郎……S10-04
浜　田　広　太……S07-P03
林　　豊……S14-P02
林　　能　成……S18-P02
林　田　拓　己……S21-P13
原　田　智　也……S10-P06
原　田　昌　武……S03-P14

ひ

引　間　和　人……S21-P03
久　田　嘉　章……S21-30
姫　松　裕　志
……S04-P05，S21-25
兵　藤　　守……S08-P04
平　井　　敬……S10-P03
平　田　賢　治……S17-01
平　原　和　朗……S08-18
廣　瀬　　郁……S06-17
弘　瀬　冬　樹
……S08-P03，S21-P32

ふ

深尾良夫……S17-10
深畑幸俊……S21-23
福田淳一……S08-P06
福山英一……S21-37
藤井中……S15-02
藤井雄士郎……S17-18
藤江剛……S06-05
藤岡実悠……S08-P14
藤田健一……S08-P05
藤原智……S21-P34
藤原広行
……S15-04, S17-P11
古舘友通……S02-P11
古村孝志……S21-P23

へ

日置幸介……S21-08

ほ

干場充之……S21-20
干畑まい……S01-09
堀貞喜……S19-P01
堀高峰……S14-01
堀内明子……S17-07
堀内茂木……S02-02
堀川晴央……S10-P04
堀家正則……S15-P13
本多亮……S06-P10

ま

前田憲二……S21-09
前田純伶……S08-22
前田宜浩
……S15-08, S17-P08
前田拓人
……S01-P04, S17-06
前田直樹……S16-P08
前田裕太……S01-P03
前原博……S14-09
増田啓……S16-P02
町田祐弥……S02-12
松浦充宏……S08-30
松浦律子……S10-02
松澤孝紀……S08-P07
松澤仁志……S01-05
松島信一
……S15-P06, S16-05
松原誠……S06-P02
松本聡……S21-02
松元康広……S15-P07

み

三浦誠一……S06-P21
美澤綾子……S18-02
光井能麻……S08-14
三井雄太
……S09-P02, S20-02*
宮岡一樹……S03-P07
三宅弘恵
……S15-P03, S21-P07
宮腰研……S15-P08
宮澤理稔……S21-19
宮武隆……S21-P05
宮本彩加……S08-25

む

村井芳夫……S09-P10
村上理……S06-P13
村岸純……S10-P01
村越匠……S06-P20
村本智也……S03-P04
室谷智子……S10-P05

も

望月将志……S02-07
元木健太郎……S16-04
森岡英恵……S01-08
森川信之……S15-03
盛川仁
……S15-P12, S16-P03
森重学……S04-P04
森下遊……S21-P33

や

八木勇治……S08-01
八木原寛……S09-P11
安田健二……S03-13
矢部優……S08-10
山岡耕春……S21-28*
山形直毅……S09-19
山崎雅……S04-03
山下慧
……S06-P04, S21-P29
山下純子……S10-07
山下太……S08-P17
山下裕亮
……S09-P07, S21-P26
山田正太郎……S15-21
山田卓司……S08-29
山田知朗……S19-P02
山田伸之……S16-P09
山田雅行……S21-P12
山田真澄
……S08-12, S21-P11
山村紀香……S15-P15
山本剛靖……S17-P12
山本直孝……S17-02
山本麦……S09-P20
山本揚二朗……S09-P12
山谷里奈……S07-05
矢来博司
……S21-27*, S21-P37

よ

横井佐代子……S09-P23
横田崇……S10-06
横田裕輔……S03-09
吉川澄夫……S09-18

吉　澤　和　範……S01-P07
吉　田　邦　一……S15-P02
吉　田　圭　佑……S08-P12
吉　田　昌　平……S15-P09
吉　田　真　吾……S21-21
吉　田　康　宏……S14-07
吉　村　令　慧……S06-14
吉　本　和　生……S01-07
吉　本　昌　弘……S17-20
米　田　　明
……S07-01，S07-P01
蓬　田　　清……S01-10

わ

和　田　弘　人……S10-P08
渡　邊　将　史……S06-P18
渡　辺　満　久……S10-10

A－Z ほか

郭　　雨　佳
……S15-13，S15-P11
庄　　建　倉……S21-12
趙　　大　鵬……S08-27
は　お　憲　生……S21-P14
プリードネルソン……S21-39
ヤノトモコエリザベス……S09-02
林　　愛　明……S21-06
Borgeaud Anselme F. E.
……S07-03
Chou Yahsuan ……S02-P08
Chung Tae Woong……S06-10
Dhakal Yadab P.……S21-P24
Enescu Bogdan……S09-10
Gallais Flora……S06-P22
Gusman Aditya Riadi
……S17-17，S17-P03
Han Peng……S14-05
Heidarzadeh Mohammad
……S17-16
Ho Tungcheng ……S17-P04
Ji Yingfeng……S05-02
Kifle Atnafu Debebe……S08-P16
Meneses-Gutierrez Angela
……S03-08
Mori James……S08-23
Nguyen Quoc Cuong……S09-P24
Noda Shunta……S08-17
Noisagool Sutthipong……S02-P13
Peng Wei……S21-13
Pratama Cecep……S03-P05
Sementsov Kirill……S17-15
Tu Yoko……S09-05
Uenishi Koji……S08-19
Wang Dun
……S02-P05，S08-02
Wu Yifei……S17-14
Xu Shiqing……S08-16
Yoshimitsu Nana……S08-24

出展団体広告

リモートセンシングデータを活用してみませんか？

ENVI　SARscape

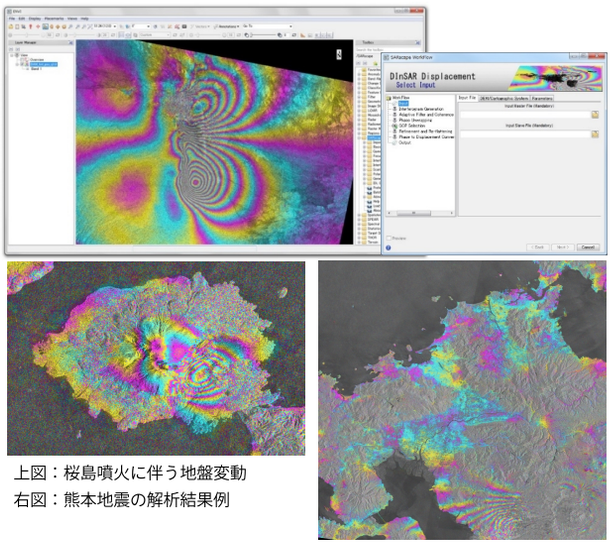
「リモートセンシングのデータも使ってみたいけど、解析ソフトウェアの使い方が難しそう」と思われていませんか？
リモートセンシング解析の統合パッケージソフト「ENVI」やSARデータ解析用オプションの「SARscape」は、
シンプルなGUIとステップバイステップ形式のワークフロー機能の搭載により、
「誰でも簡単にリモセン解析ができる環境」の実現を目指し、進化を続けています。

■ **地震発生時の速やかな情報把握**
- 広域の地形変動情報把握（SAR画像）
- 局所的な地形変動情報把握（LiDAR、ドローン）
- 被災状況把握（光学衛星画像、LiDAR、ドローン）

■ **地盤変動情報のモニタリング**
- 干渉SAR時系列解析の応用など
  - 都市域、火山帯、社会インフラ監視など

各種事例紹介、製品詳細資料をご用意しております。
是非、Exelis VISブースへお立ち寄り下さい。

無償評価ライセンス制度あります



上図：桜島噴火に伴う地盤変動
右図：熊本地震の解析結果例

製品について・無償評価版利用のお問い合わせは

HARRIS

Exelis VIS株式会社（エクセリス ブイアイエス）
東京本社 TEL：03-6801-6147 / 大阪オフィス TEL：06-6441-0019
sales_jp@exelisvis.co.jp　http://www.exelisvis.co.jp

Clover tech

世界の高性能計測機器を、日本のお客様へ提供させていただきます。
ご用途にあわせた特注品対応についても、ご遠慮なくご相談ください。

Nanometrics INC
SEISMOLOGICAL INSTRUMENTS

広帯域地震計・データロガー

lennartz electronic　Quality exists when the price is long forgotten.

短周期地震計・地震計検定台

GWR INSTRUMENTS, INC.

超伝導重力計 iGrav™

日本総販売代理店　クローバテック株式会社

http://www.clovertech.co.jp　TEL0422-37-2477　FAX0422-37-2478

日本地震学会 2016 年秋季大会企業展示ブースでは、
地震観測用機材をご紹介しています。
ぜひ、弊社展示ブースへお立ち寄りください。

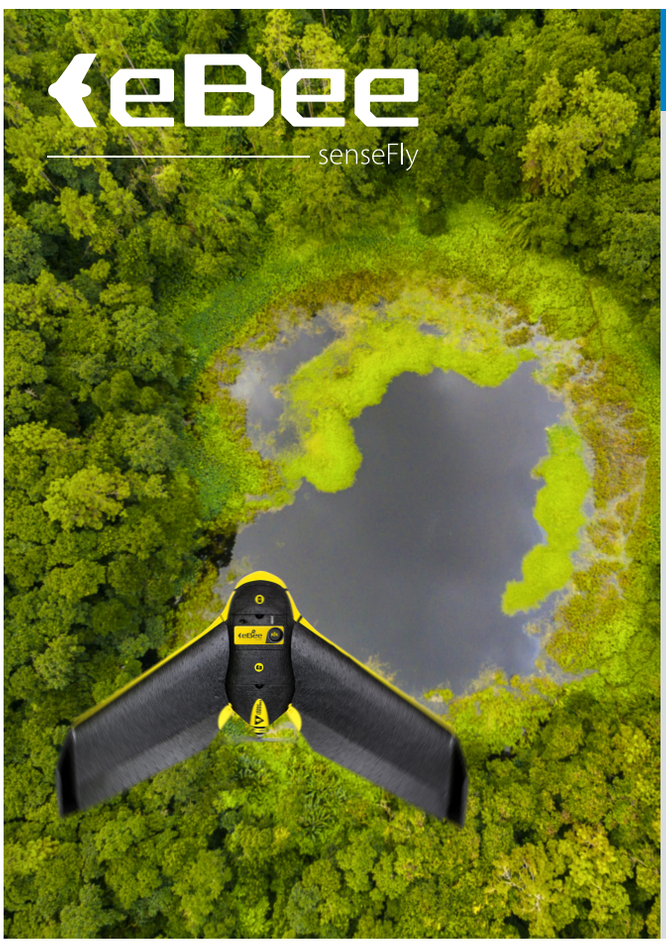


お問い合わせは…

株式会社 近計システム
kinkei

〒559-0031大阪市住之江区南港東 8-2-61
TEL : 06-6613-2331　　FAX : 06-6613-5872
URL　http://www.kinkei.co.jp
MAIL info@kinkei.co.jp

eBee
senseFly



固定翼だから可能なフライトがあります！

固定翼ドローンをご覧になったことがありますか？

スイスsenseFly社の固定翼ドローンeBee、その最長飛行時間は50分、1回のフライトでの最大飛行範囲は12km²、12m/sまでの風速でフライトが可能です。そして最高で1.5cmのGSD（地上解像度）で撮影を行い、水平:3cm、垂直:5cmの精度を得ることができます。さらにeBeeRTKなら、GCP（対空標識）が必要ありません。その実力は数々の現場で証明されています。

スイスのシンボルでもある標高4,478mのマッターホルン、初日に標高3260mのキャンプでフライト計画を作成、2日目に2チームで11回のフライトを実施。3億点の点群データで構成される2800ヘクタールの地形図を作成しました。

オーストラリアのTalawanaトラック道路、路線長250km、路幅400mのエリアを3週間で撮影、フライト回数は254回。10cm精度の地形図を作成しました。

カナダの精密農業サービス会社は、65ヘクタールの圃場をたった30分のフライトで撮影、3時間の画像解析処理で、迅速に農家へ植生情報を提供しています。

ジオサーフは、これまでの経験に基づいた技術サポートでみなさまのフライトをバックアップします。

FIND OUT MORE

call:03-5419-3761
email:info@geosurf.net
web:www.geosurf.net

GEOSURF CORPORATION
GEOSURF



swiss made

ジオサーフ株式会社は、スイスsenseFly社の正規代理店として、日本の電波法令で定めている技術基準に適合した製品を販売します。

Big Advances in Small Packages

Geospace Seismic Recorder (GSX)™



Cable-Free/Radio-Free Autonomous Data Recording

- 24bit Delta-Sigma A/Dコンバータ搭載
- GPSレシーバ内蔵
- 約30日間の連続観測
- アナログ地震計入力に対応
- 診断テスト用シグナルジェネレータ内蔵
- 1chモデル、3chモデル
- LEDランプで状態を通知
- Line Viewerで状況を確認
- 32GB 内蔵メモリにデータを保存

Specifications
Total Dynamic Range: 140 dB
Input Impedance: 20k Ohms/0.06μF Differential Mode
Dimension: 8.9cm W x 7.6cm H x 16.9cm L
Weight: 900g
Consumption Power: < 210mW



Line Viewerでの表示例

お問い合わせ先：株式会社ジオシス
東京都文京区大塚１−５−１８　電話：03 (5940) 5951 hanbai@geosys.co.jp

GEOSYS

測位衛星技術に関わる製品をお客様のニーズに合わせご提案致します。



測位衛星技術株式会社　〒160-0022 東京都新宿区新宿6-12-5 松喜ビル4F/5F
TEL：03-5312-4600　FAX：03-5312-4605

ＮＡＧ ＨＰＣチューニング サービス

ハードウェア資源を有効活用し、お客様プログラムの効率を改善します。

お客様のプログラム
Fortran,C,C++など

パフォーマンスの改善
アプリケーションの並列化
スケーラビリティーの改善
メニーコア・GPGPU対応

■NAG保有技術

・各種並列化技術（OpenMP、MPI、ハイブリッド）、GPGPU、メニーコア、組込みシステム
・HPC向け並列科学技術計算・統計解析ライブラリの開発
・各種環境に精通（Fortran、C/C++、Java、Python、MATLAB®、R、他）

■実績

英国スーパーコンピュータプロジェクトHECToR(2007-2014)、大学・研究所、金融・石油ガス・製造企業様向けの、電子状態計算、分子動力学、海洋気象学、地球物理、プラズマ物理、流体・乱流解析、心臓モデリング、金融工学等、７０以上の実績。

★お見積り無料です！
お気軽にお問い合わせ下さい
無償：ご相談→概略調査→仮見積り
↓小規模案件
有償：本調査→本作業お見積り
→本作業→アフターケア

お問い合わせ：
日本ニューメリカルアルゴリズムズグループ株式会社
コンサルティンググループ
電話：03-5542-6311、
mail：consul@nag-j.co.jp
フォーム：http://www.nag- j .co.jp/nagconsul/toiawase.htm

地震! →長期停電!! 備えは万全ですか？

観測機器の非常用電源に、三菱ガス化学の

直接メタノール燃料電池 をお勧めします！

- 250W出力の場合、燃料100Lで約8日の長期間バックアップ
- 燃料はメタノール水溶液、取り扱い容易で経年劣化なし、法対応不要
- 停電⇒自動で発電開始、瞬停無し



250W級電源装置
MGC-FC46

- 屋内外で使える静音電源
- コンパクトで設置が容易
- 遠隔モニタ、操作可能で無人環境対応
- 停電時はメールでお知らせ

スマホでも
ご覧頂けます

詳しくは製品HPをご覧ください。
http://www.mgc.co.jp/seihin/t/dmfc/index.html

MGC

三菱ガス化学株式会社

HAKUSAN

手軽に移動観測!!
ポータブル微動観測装置

DATAMARK JU410



高精度センサを搭載
内蔵センサは、堅牢で信頼性の高い日本航空電子工業製の
サーボ加速度計を搭載。

小型軽量2.98kg
筐体の内部にセンサ・プリアンプ・バッテリーをコンパクトに収納した、
可搬性に優れた一体型装置。

屋外の機動観測に最適
内蔵センサは、電圧感度に観測時の傾斜が影響しないタイプのため、
設置が容易に行える。

http://www.hakusan.co.jp/

お問い合わせ先 白山工業株式会社 support@hakusan.co.jp
〒183-0044 東京都府中市日鋼町1-1 Jタワー10F TEL.042-333-0080

日本地震学会　2016 年度秋季大会　講演予稿集

2016 年 9 月 16 日　印刷発行

編輯者
発行者　公益社団法人 日本地震学会

印刷所　〒116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16
創文印刷工業株式会社
電話　03－3893－3692

発行人　〒113-0033 東京都文京区本郷 6-26-12
東京 RS ビル 8 階
公益社団法人 日本地震学会
電話　03－5803－9570
Fax　03－5803－9577