日本地震学会講演予稿集

2018年度 秋季大会

PROGRAMME AND ABSTRACTS

THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

2018, FALL MEETING

日 程 2018年10月9日(火)~10月11日(木)

場 所 ビッグパレットふくしま (郡山市)

受付 :1階多目的展示ホール (A) 脇
 A会場:1階コンベンションホール (A)
 B会場:1階コンベンションホール (B)
 C会場:3階中会議室
 D会場:4階プレゼンテーションルーム
 授賞式および記念講演:1階コンベンションホール (A)
 ポスター会場・団体展示:1階多目的展示ホール (A)

公益社団法人 日本地震学会

日本地震学会 2018 年度秋季大会タイムテーブル

日程 2018年10月9日(火)~11日(木) 会場 ビッグパレットふくしま(郡山市南 2-52)

大会受付:1階多目的展示ホール(A)脇 A会場:1階コンベンションホール(A), B会場:1階コンベンションホール(B) C会場:3階中会議室, D会場:4階プレゼンテーションルーム 授賞式および記念講演:1階コンベンションホール(A) ポスター会場・団体展示:1階多目的展示ホール(A)

		A会場	B会場	C会場	D会場		
10月 9日 (火)	09:30~ 12:20	S14. 強震動・地震 災害	S13. 地震予知・予測 S24. 大阪府北部の地 震	 S17. 地震教育・地震学史 S12. 地球化学・地下水 S22. 2011 年東北地方太 平洋沖地震の地震学* 	S11. 岩石実験・地殻応力 S20. 伝える・伝わる地 震学		
	13:15~ 15:30		S19. 授賞式およ	び記念講演 (A会場)			
	15:55∼ 17:15	S14. 強震動・地震 災害	S24. 大阪府北部の地 震	S22. 2011 年東北地方太 平洋沖地震の地震学*	S20. 伝える・伝わる地 震学		
	17:15~ 18:45	ポス S12. 地球化学・地干 S22. 2011 年J	ターセッション コアタイ 「水,S13. 地震予知・予測 東北地方太平洋沖地震の5	'ム(会場:1階多目的展≂], S14.強震動・地震災害, 也震学─7年間の成果, S2	_{示ホール)} S17. 地震教育・地震学史, 4. 大阪府北部の地震		
10月 10日 (水)	09:00~ 12:00	S24. 大阪府北部の 地震† S23. 地震活動とそ の物理	S09. 活断層・歴史地震	S22.2011 年東北地方太 平洋沖地震の地震学* S15.地盤構造・地盤震動	S21. 地震波・地震動の理 論と解析 50 年		
	13:00~ 16:45	S23. 地震活動とそ の物理†	S18. 地震一般・その他 S08. 地震発生の物理	 S15. 地盤構造・地盤震動 S02. 地震計測・処理シス テム S04. テクトニクス 	S21. 地震波・地震動の理 論と解析 50 年 S06. 地殻構造		
	16:45∼ 18:15	ポスターセッション コアタイム(会場:1階多目的展示ホール) S02. 地震計測・処理システム,S04.テクトニクス,S06.地殻構造,S08.地震発生の物理, S09.活断層・歴史地震,S15.地盤構造・地盤震動,S18.地震一般・その他, S21.地震波・地震動の理論と解析50年					
	19:00~ 21:00	懇親会 (会場:郡山ビューホテルアネックス)					
10月 11日	09:00~ 10:30	S23. 地震活動とそ の物理	S08. 地震発生の物理	S03. 地殻変動・GNS S・重力	S06. 地殻構造 S10. 地震に伴う諸現象		
(木)	10:30~ 12:00	ポスターセッション コアタイム(会場:1階多目的展示ホール) S01. 地震の理論・解析法, S03. 地殻変動・GNSS・重力, S07. 地球及び惑星の深部構造と物性, S16. 津波, S23. 地震活動とその物理					
	13:15~ 17:00	S08. 地震発生の物 理	S23. 地震活動とその 物理	S16. 津波	S07. 地球及び惑星の深 部構造と物性 S01. 地震の理論・解析 法		

* S22. 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震学-7年間の成果, † 発表時刻に注意(詳細はプログラムを参照) S05 は発表なし. S10, S11, S19, S20 の各セッションは口頭発表のみ.

2018 SSJ Fall Meeting Timetable

Date: from Oct. 9th (Tue) to Oct. 11th (Thu), 2018 Place: BIG PALETTE FUKUSHIMA

2-52 Minami, Koriyama City, Fukushima

Registration: Beside Exhibition Hall A (1F)

Room A: Convention Hall A (1F)

Room B: Convention Hall B (1F)

Room C: Conference Room (3F)

Room D: Presentation Room (4F)

Room for Lectures and Ceremony of SSJ Awards: Convention Hall A (1F)

Room for Poster Sessions and Exhibition: Exhibition Hall A (1F)

		Room A	Room B	Room C	Room D
Oct. 9th (Tue)	09:30- 12:20	S14. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster	S13. Earthquake Prediction and Forecast S24. Northern Osaka Earthquake of 18 June 2018	S17. Education and History of Seismology S12. Geochemistry, Groundwater Hydrology Related to Earthquakes S22. Achievements of seismological researches on the 2011 Tohoku-Oki earthquake	S11. Rock Mechanics, Crustal Stress S20. How can we connect seismology to a local community?
	13:15- 15:30	S19. Lectures and Ceremony of SSJ Awards (Room A)			
	15:55- 17:15	S14. Strong Ground Motion and Earthquake Disaster	S24. Northern Osaka Earthquake of 18 June 2018	S22. Achievements of seismological researches on the 2011 Tohoku-Oki earthquake	S20. How can we connect seismology to a local community?
	17:15- 18:45	"Co S12. Geochemistry, Groundv S14. Strong Ground Motion S22. Achievements of seismo S24. Northern Osaka Earthq	ore Time" of Poster Sessions water Hydrology Related to Ear and Earthquake Disaster; S17. ological researches on the 2011 uake of 18 June 2018	(Place: Exhibition Hall A (1F) thquakes; S13. Earthquake Pre- Education and History of Seisn Tohoku-Oki earthquake;)) diction and Forecast; nology;
Oct. 10th (Wed)	09:00- 12:00	S24. Northern Osaka Earthquake of 18 June 2018 S23. Statistical seismology and underlying physical processes	S09. Active Faults, Historical Earthquakes	S22. Achievements of seismological researches on the 2011 Tohoku-Oki earthquake S15. Subsurface Structure and Its Effect	S21. 50 years of Seismic Waves and Ground Motions
	13:00- 16:45	S23. Statistical seismology and underlying physical processes	S18. Seismology General and Miscellaneous Contribution S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes	S15. Subsurface Structure and Its Effect S02. Seismometry and Monitoring System S04. Tectonics	S21. 50 years of Seismic Waves and Ground Motions S06. Crustal Structure
	16:45- 18:15	"Co S02. Seismometry and Moni S08. Earthquake Source Proc S15. Subsurface Structure an S21. 50 years of Seismic Wa	ore Time" of Poster Sessions toring System; S04. Tector cesses and Physics of Earthqual nd Its Effect; S18. Seism wes and Ground Motions	(Place: Exhibition Hall A (1F) hics; S06. Crustal Structure kes; S09. Active Faults, His ology General and Miscellaneo) ; storical Earthquakes; us Contribution
	19:00- 21:00	Re	eception Dinner (Place: KORIY	AMA VIEW HOTEL ANEX)	
Oct. 11th (Thu)	09:00- 10:30	S23. Statistical seismology and underlying physical processes	S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes	S03. Crustal Deformation, GNSS, Gravity	S06. Crustal Structure S10. Various Phenomena Associated with Earthquakes
	10:30- 12:00	"Co S01. Theory and Analysis M S07. Deep Structure and Pro S23. Statistical seismology a	ore Time" of Poster Sessions ethod; S03. Crustal Deform perties of the Earth and Planets and underlying physical process	(Place: Exhibition Hall A (1F) ation, GNSS, Gravity; ; S16. Tsunami; ees)
	13:15- 17:00	S08. Earthquake Source Processes and Physics of Earthquakes	S23. Statistical seismology and underlying physical processes	S16. Tsunami	S07. Deep Structure and Properties of the Earth and Planets S01. Theory and Analysis Method

No presentation for S05. No poster sessions for S10, S11, S19 and S20.

日本地震学会 2018 年度秋季大会のおしらせ

〇日程・場所

- 日 程: 2018年10月9日(火)~10月11日(木)
- 場 所 :ビッグパレットふくしま (福島県郡山市南二丁目52番地)

http://www.big-palette.jp/index.html

大会受付:1階多目的展示ホール(A)脇
A会場:1階コンベンションホール(A)
B会場:1階コンベンションホール(B)
C会場:3階中会議室
D会場:4階プレゼンテーションルーム
授賞式および記念講演: 1階コンベンションホール(A)
ポスター会場・団体展示: 1階多目的展示ホール(A)

〇大会受付

大会受付は1階多目的展示ホール(A)脇に設置し、大会の当日参加登録、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9日(火)8:45~17:1510月10日(水)8:30~16:4510月11日(木)8:30~15:15

1. 大会会場へのアクセス

大会会場への最寄バス停は「ビッグパレット」で,JR 郡山駅西口1番乗り場から約15 分,運賃は片道 300 円です(大会中の朝夕は郡山駅とビッグパレットふくしまを結ぶバ スの増便をいたしますので,ご利用ください).もしくは,JR 安積永盛駅から徒歩で約 20 分です.大会会場への案内図は12ページにあります.

2. 受付・参加登録

<u>大会に参加するには、参加登録が必要</u>です.また、<u>会場内では必ず名札を着用</u>される ようお願いいたします.

- ・参加登録料に含まれるもの :電子版予稿集,口頭・ポスターセッションへの 参加,日本地震学会賞・若手学術奨励賞・技術開発賞・論文賞授賞式および記念講演への参加
- ・参加登録料に含まれないもの : 懇親会への参加

~ 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.<u>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</u>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(価格はすべて税込です).

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

* 電子版予稿集代金は,正会員,名誉会員および賛助会員 3,500円,非会員 5,000円.
 ** 2018年4月1日現在,70歳以上の正会員もしくは名誉会員.

3. 大会の主なプログラム

タイムテーブルは1ページ,会場案内図は8ページ,詳しいプログラムは13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.

〇日本地震学会賞・若手学術奨励賞・技術開発賞・論文賞授賞式および記 念講演

日本地震学会賞・技術開発賞の授賞式および受賞者による受賞記念講演,若手学術奨 励賞の受賞記念講演,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9日(火)13:15~15:30

- 13:15 会長挨拶
- 13:20 授賞式
- 13:35 受賞記念講演

若手学術奨励賞:

新井隆太(海洋研究開発機構)

- 仲田典弘 (オクラホマ大学)
- 徐 世慶(防災科学技術研究所)
- 技術開発賞:

青井 真(防災科学技術研究所)

日本地震学会賞:

小原一成 (東京大学地震研究所)

会場:A会場(1階コンベンションホール(A))

○口頭セッション

日時:10月 9日	(火)	9:30	\sim	1 7:1 5
10月10日	(水)	9:00	\sim	1 6:4 5
10月11日	(木)	9:00	\sim	1 7:0 0
会場:A~D会場				

〇ポスターセッション

コアタイム: 10月 9日(火) 17:15~18:45 10月10日(水) 16:45~18:15 10月11日(木) 10:30 ~ 12:00 会場:1階多目的展示ホール(A)

○団体展示

1 階多目的展示ホール(A)にて,団体展示を行います.下記 12 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.

- ・ 株式会社 aLab/イーグローバレッジ株式会社
- 国立研究開発法人海洋研究開発機構(JAMSTEC)
- 株式会社 勝島製作所
- ・ 株式会社 近計システム
- ・ クローバテック株式会社
- ・ ジオサーフ CS 株式会社
- ・ 株式会社 ジオシス
- 地震調查研究推進本部/文部科学省研究開発局地震・防災研究課
- · 測位衛星技術株式会社
- 株式会社 東京測振
- 白山工業株式会社
- ・ 株式会社 ホームサイスモメータ

(五十音順)

○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. <u>懇親会は,大</u> <u>会の参加登録には含まれていません</u>ので,大会受付で別途,参加登録をして下さい. 懇 親会会場は郡山駅から徒歩5分です(懇親会会場への案内図は12ページにあります).

- 日時 : 10月10日 (水) 19:00 ~ 21:00
- 場所 : 郡山ビューホテルアネックス(福島県郡山市中町10-10) http://www.k-viewhotel.jp
- 会費 : 一般 6,000円, 学生 3,000円 (予定)
- 定員 : 170 名 (先着順)

〇一般公開イベント

大会開始前の10月8日(月;祝日)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.多くの皆さまのご参加をお待ちしています.

(1) 一般公開セミナー

「甚大な地震津波被害を繰り返さないために~私たちが出来ること」

・「東北地方の地震活動とその特徴」

(長谷川昭, 東北大学名誉教授)

- ・「地質から読みとく巨大地震・津波の歴史」 (宍倉正展,産業技術総合研究所海溝型地震履歴研究グループ長)
- ・「普段から気にする情報,災害時に気にする情報」 (臼田裕一郎,防災科学技術研究所総合防災情報センター長)
- ・「郡山市における防災対策について」 (熊田重美,郡山市総務部防災危機管理課防災係長)

日 時:10月8日(月;祝日) 13:00~16:00 (開場 12:30) 場 所:郡山市中央公民館 多目的ホール

申 込:事前申し込みは不要. 直接会場にお越しください.

(2) 地震の教室(親子向け・教員向け)

場所:郡山市中央公民館 第5・6講義室

親子向け教室

「地震計を作って、ゆれを測ってみよう!」

- 対象:親子10組程度(中学生・高校生は子ども同士も可)
- 日時:10月8日(月;祝日)10:00~(12:00終了予定)
- 申 込:事前申込制.9月20日(木) 締切.(定員に余裕があれば,当日参加も可 能です).親子の氏名,学年を記し,電子メールでお願いします.

ssj2018-oyako[at]catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp ([at]を@に変えてください)

内 容: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.

教員向け教室

「小・中・高の授業ですぐに使える地震を教える教材紹介」

- 対象:主に小学校・中学校・高等学校の教員
- 日時:10月8日(月;祝日)10:00~12:30
- 申 込:不要
- 内 容:断層,地震の揺れ,液状化など,理科の授業で使える教材を紹介します.教 材レシピの配布もあります(先着順).
- お問い合わせ:日本地震学会事務局 (zisin[at]tokyo.email.ne.jp) ([at]を@に変えてくだ さい)

4. 大会会場のご案内

大会会場の利用にあたっての注意事項

○喫煙等

<u>喫煙は 2 階喫煙室でお願いします</u>. 飲食はお弁当などであればどこの部屋も可能となっております. なお, ゴミは原則としてお持ち帰りください.

○クローク

1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8:45 から19:00まで,最終日は8:45から17:30までです.各日とも<u>利用時間を厳守</u>頂けま すようお願いいたします.なお,<u>貴重品・現金などはお預かりできません.名札の</u> 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.

Oインターネットアクセス

LAN 設備を用意しておりませんのでご注意ください.

○禁止事項

発表者の許可なく,発表内容の<u>写真,および動画撮影は禁止</u>されていますので,ご 注意ください.



〇会場内の案内図





<u>5. 大会で発表をされる方へ</u>

~ ポスター発表をされる方 ~

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.<u>ポスターは, コアタイムを過ぎましたら,直ちに撤去</u>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

1 0)月	9日	(火)	1	7:1	5	\sim	1	8:4	5
1 0)月1	日 0	(水)	1	6:4	5	\sim	1	8:1	5
1 0)月1	1日	(木)	1	0:3	0	\sim	1	2:0	0

ポスター板の大きさは,縦90cm,横180cm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 ~

口頭発表は通常講演1件15分(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演1件20分 (講演時間17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 プロジェクター1台を用意します。全ての会場のプロジェクターは4:3の比率対応とな っており、16:9比率のスライドは小さく投影されますのでスライド作成の際にご注意く ださい、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。

プロジェクターには D-sub15 ピン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. <u>C会場のみ HDMI も接続可能です</u>. <u>会場に備え付けの PC はありません</u>の で,発表をされる方はノート PC をご持参ください. <u>小型や薄型の PC などでは特別なア</u> <u>ダプタが必要となる場合が多くあります</u>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 適用申請書を予稿採択時点で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. ロ頭発表,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受賞 した学生は今年度の授賞対象外となります.

6. その他

〇託児について

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: 内田 直希 (naoki.uchida.b6[at]tohoku.ac.jp) 北 佐枝子 (kita[at]kenken.go.jp) ([at]を@に変えてください)

託児所の詳細は、利用者にのみお知らせいたします.

〇電子版予稿集の販売

大会受付で電子版予稿集の販売をします.代金は以下の通りです.

電子版予稿集の代金

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電子版予稿集を購入で きます. なお、CD-ROM 等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 (1000 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[at]tokyo.email.ne.jp ([at]を@に変えてください)

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

〇大会会場への案内図

福島空港から郡山駅まではシャトルバスで所要時間約35分です.大会会場の最寄バス 停は「ビッグパレット」で,JR郡山駅西口1番乗り場から所要時間約15分,運賃は片道 300円です(大会中の朝夕は郡山駅とビッグパレットふくしまを結ぶバスの増便をいたし ます).もしくは,JR安積永盛駅から徒歩で約20分です.詳しい交通案内につきまして は、会場ホームページ(https://www.big-palette.jp/access/access.html)を参照ください.



120. ビッグパレットふくしま

JR 郡山駅から各会場へのアクセスマップ

10月9日(火)A会場 午前

S14. 強震動・地震災害

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)座長 野口竜也・後藤浩之・岩城麻子・友澤裕介

9:30 S14-01 入力波動場に基づく、水辺における建物ー地盤相互作用解析

飯田昌弘(東大地震研)

- 9:45 S14-02 2011 年東日本大震災に伴う人間被害の激甚性(改訂版)内陸性・海洋性地震群との対比
- # 太田裕(東濃地震科研)・志垣智子(高齢研)・宮野道雄(大阪市大)
 10:00 S14-03 2016 年 Kaikoura 地震の大加速度記録の要因
 # 後藤浩之(京大防災研)・Yoshihiro Kaneko・John Young (GNS)・Hamish Avery・Len Damiano (CSI)
 10:15 S14-04 2018 年島根県西部の地震の臨時余震観測および被害地域における微動観測
- #野口竜也・香川敬生・吉田昌平・山口仁(鳥取大)
- 10:30
 S14-05
 経験的グリーン関数法を用いた 2016 年鳥取県中部の地震の SMGA モデル
- # 永井夏織・浅野公之(京大防災研)・加藤護(京大人環)・岩田知孝(京大防災研)

 10:45
 休憩
- 11:00 S14-06 不均質減衰構造を考慮した 2008 年岩手・宮城内陸地震の短周期レベルの推定
- #友澤裕介・加藤研一(小堀鐸二研)・野尻揮一朗(北海道電力) 11:15 S14-07 動力学的断層モデルに基づく地表断層の最大すべりと震源近傍の強震動評価:逆断層の場合
- # 加藤研一・大塚康弘・渡辺哲史(小堀鐸二研究所)・植竹富一・引間和人(東京電力 HD)
 11:30 S14-08 地表地震断層近傍における長周期成分の評価を目的とした震源モデルの長大断層への適用性

#田中信也(東電設計)・久田嘉章(工学院大)

11:45 S14-09 地表断層近傍における長周期地震動評価のための特性化震源モデルの構築

(その1) 1999 年コジャエリ地震

#入倉孝次郎・倉橋奨(愛知工業大学)

12:00 S14-10 地表に達する断層モデルによる 2016 年熊本地震の断層近傍を含む地震動シミュレーション # 岩城麻子・前田宜浩・森川信之・藤原広行(防災科研)・早川俊彦(三菱スペース・ソフトウエア)

10月9日(火)A 会場 午後

S19. 授賞式および記念講演

(若手賞,技術開発賞:講演時間16分・質疑応答4分,日本地震学会賞:講演時間30分・質疑応答5分) 座長 今西和俊・河原純

13:15	会長挨拶	
13:20	授賞式	
13:35	S19-01*	地震波構造探査に基づくプレート境界域の地震学的構造と地殻活動の研究
		#新井隆太(海洋研究開発機構)
13:55	S19-02*	Nonlinear instantaneous velocity change at shallow depths caused by strong motion of the 2011
		Tohoku-Oki earthquake
		#Nori Nakata (U.Okulahoma)
14:15	S19-03*	Understanding Earthquake Physics Using Multidisciplinary Approaches
		#Shising Yu (NIED)

#Shiqing Xu (NIED)

*は招待講演

14:35 S19-04* 陸海統合地震津波火山観測網 (MOWLAS) の構築

青井真・淺野陽一・功刀卓・木村武志・植平賢司・高橋成実・上田英樹・汐見勝彦・松本拓己 藤原広行・地震津波火山ネットワークセンター(防災科研地震津波火山ネットワークセンター)

14:55 S19-05* スロー地震学の創成

#小原一成(東大地震研究所)

S14. 強震動・地震災害

(講演時間12分・質疑応答3分) 座長 森川信之・久保久彦

15:55 S14-11 機械学習を用いた地震動予測にデータセットの偏りが与える影響に関する考察

久保久彦・功刀卓・鈴木進吾・鈴木亘・青井真(防災科研)

 16:10
 S14-12
 高密度の震度計ネットワークを用いた震度分布の即時推定-鳥取県の事例

 # 香川敬生(鳥取大学)

16:25 S14-13 地盤増幅特性のリアルタイム補正:周波数依存性をもつ位相と震動継続時間の再現・予測 #干場充之(気象研)

16:40 S14-14 超高速データ同化のための Green 関数を併用した長周期地震動の即時予測実験

大峡充己・古村孝志(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工)

16:55 S14-15 地震動予測地図の改良に向けた検討

森川信之・藤原広行(防災科研)・宮腰淳一(大崎総研)

10月9日(火)B会場 午前

S13. 地震予知・予測, S24. 大阪府北部の地震

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分) 座長 田中昌之・井元政二郎・鎌谷紀子・干場充之

S13. 地震予知・予測

9:30	S13-01	近年の近畿地方の地殻活動異常―2018 年大阪府北部の地震の意味―
		# 佃為成(元東大地震研)
9:45	S13-02	1854 年安政南海地震前の井戸水減少及び海面変動について
		# 梅田康弘・板場智史(産総研活断層火)
10:00	S13-03	「南海トラフ地震に関連する情報(臨時)」に関する思考実験
		# 鎌谷紀子(東大地震研)
10:15	S13-04	南海トラフ地震直前予知と事前避難の関係
		# 中村不二夫(南海地震予知連)
10:30	S13-05	日本周辺における鯨類のマス・ストランディングと地震との関係に関する考察
		# 織原義明(東海大海洋研)・鴨川仁(東京学芸大物理)
		野田洋一(有限会社テラテクニカ)・長尾年恭(東海大海洋研)
10:45		休憩
11:00	S13-06	Next one-day aftershock forecasting generated by ETAS model and R-J model
		#Zhang Shengfeng (ISM, Tokyo; IGPCEA, Beijing) \cdot Zhuang Jiancang (ISM, Tokyo)

Jiang Changsheng (IGPCEA, Beijing)

11:15 S13-07 地震発生頻度に基づく地震活動モデルの適合度について

 # 井元政二郎・藤原広行(防災科研)

 11:30
 S13-08

 高詳細 3 次元不均質構造モデルでの地殻活動モニタリング・推移予測のためのデータ解析の高度化

 # 堀高峰(JAMSTEC)・市村強(ERI)・高橋成実(NIED・JAMSTEC)・矢来博司(地理院)

S24. 大阪府北部の地震

16:15

S24-04

11:45 S24-01* 大阪北部の地震と周辺の地震発生場

12:05 S24-02 Detailed seismicity and two-fault system of the event at northern Osaka on June 18, 2018 #Tomoko Elizabeth Yano, Takeshi Kimura, Sachiko Tanaka, Tetsuya Takeda, Shin Aoi (NIED)

10月9日(火)B会場 午後

S24. 大阪府北部の地震

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分) 座長 干場充之・宮澤理稔

15:55 S24-03* 学校防災の課題-最近の災害経験を踏まえて-

大阪堆積盆地の震源断層モデル

村山良之(山形大学大学院教育実践研究科)

石山達也・佐藤比呂志(東大地震研)・阿部進(石油資源開発株式会社)16:30 S24-05 平成 30 年大阪府北部地震による静的応力変化と地震活動応答

遠田晋次(東北大災害研) 16:45 S24-06 ALOS-2 干渉 SAR による大阪府北部の地震に伴って発生した有馬―高槻断層帯に沿う地表変位の検出 # 藤原智・林京之介・森下遊・矢来博司・中埜貴元・宇根寛(国土地理院)

 17:00
 S24-07
 大阪府北部の地震による京都盆地の文化財被害

 大邑潤三(京大防災研)・# 加納靖之(東大地震研)

10月9日(火)C会場 午前

S17. 地震教育・地震学史,S12. 地球化学・地下水,

S22. 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震学--7 年間の成果

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分)

座長 岡本拓夫・岡田知己・日野亮太

S17. 地震教育・地震学史

9:30 S17-01 「地震の教室(親子向け)」で用いている手作り地震計

#根本泰雄(桜美林大自然科学)·赤澤隆士(地盤研)·荒木正之(aLab)

林能成(関西大社会安全)・福岡龍史(エフエム・プランニング)

後藤浩之(京大防災研)・酒井慎一(東大地震研)

#飯尾能久(京大防災研)

9:45 S17-02 Photovoice 法を応用した防災教育―被写体から撮影者へ―

#日向惠里名・薄井慧・小幡宣友・大木聖子 (慶應)

- 10:00 S17-03 中学生による「防災小説」が自他に与える効果
- # 川崎彩奈・所里紗子・永松冬青・大木聖子(慶應義塾大学)
 10:15 S17-04 防災教員研修へのナラティヴ・アプローチの導入とその可能性
 # パリーク亜美・大木聖子・山口航平・鳥羽美礼(慶應義塾大学)

S12. 地球化学・地下水

- 10:30 S12-01 断層滑り時における炭質物熱熟成反応の系統的解析
 - #市場達矢・金木俊也・廣野哲朗(大阪大)・大橋聖和(山口大)

10:45 休憩

S22.2011年東北地方太平洋沖地震の地震学--7年間の成果

- 11:00 S22-01 深海調査による日本海溝プレート境界断層浅部の特徴
 - #日野亮太(東北大理)・小平秀一・金松敏也(JAMSTEC)
 - 篠原雅尚(東大震研)・伊藤喜宏(京大防災研)
- 11:15
 S22-02
 海域探査から見た 2011 年東北地方太平洋沖地震

 # 小平秀一・中村恭之・藤江剛・富士原敏也・尾鼻浩一郎・山本揚二朗
 - 野徹雄・海宝由佳・佐藤壮・三浦誠一(海洋研究開発機構)
- 11:30 S22-03 稠密地震観測で見た,東北沖地震後の内陸誘発地震
 - #岡田知己・中山貴史・平原聡・堀修一郎・佐藤俊也・松澤暢(東北大・理)
 - 2011 年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ
- 11:45 S22-04 2011 年東北沖巨大地震:上と下の両プレート内の不均質構造の影響
 - # 趙大鵬・Liu Xin(東北大学)
- 12:00 S22-05* 海底堆積物の巨大地震記録特性―日本海溝の巨大地震発生におけるスーパーサイクルが記録された条件―
 - # 宇佐見和子(東大大海研,産総研地質情報)・池原研(産総研地質情報) 金松敏也(海洋研究開発機構)・マクヒューセシリア (Queens College, C.U.N.Y.)

10月9日(火)C会場 午後

S22. 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震学--7 年間の成果

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分) 座長 熊澤貴雄・水藤尚

15:55 S22-06 2011年東北地方太平洋沖地震後の東日本広域重力変動-粘弾性変形の検出 # 大久保修平・高木悠・今西祐一・田中愛幸・渡邉篤志・安藤美和子(東大地震研) 張新林(中国地震局)・大島弘光・前川徳光・岡田和見(北大理)・三浦哲・植木貞人(東北大理) 2011年東北地方太平洋沖地震の粘性緩和による変動と粘弾性不均質構造の検討 16:10 S22-07 #水藤尚(国土地理院) 2011年東北沖地震の余効変動における不均質レオロジーの影響 16:25S22-08 # 伊藤嘉秋・三浦哲・武藤潤・太田雄策(東北大・院理) Moore James (南洋理工大学) · 飯沼卓史 (JAMSTEC) 16:40 S22-09 2011 年東北沖地震前の広域地震活動変動 #熊澤貴雄(東大地震研)・尾形良彦(東大地震研、統計数理研究所)・遠田晋次(東北大) 16:55 S22-10* 絶対応力場モデリングによる 2011 年東北沖地震前及び地震後における前弧上盤内応力場の再現 # 篠島僚平・芝崎文一郎(建築研)・岩森光(JAMSTEC,東大地震研,東工大理) 吉田圭佑(東北大セ)・中井仁彦(建築研)

10月9日(火)D会場 午前

S11. 岩石実験・地殻応力, S20. 伝える・伝わる地震学

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分) 座長 小村健太朗・平松良浩・根本泰雄

S11. 岩石実験・地殻応力

9:30	S11-01	ボアホール応力計による間隙弾性定数の評価
		# 佐野修(東濃地震研)・大久保慎人(高知大理)・鶴岡弘(東大地震研)
		愛知正温・徳永朋祥(東大新領域)
9:45	S11-02	クラックを含む岩石の弾性的性質:弾性波速度測定によるクラック形状の推定
		# 増田幸治(産総研)
10:00	S11-03	地殻応力測定法としてのコア変形法(DCDA 法)の足尾コアへの適用
		# 小村健太朗(防災科研)・林為人(京都大)・伊藤高敏(東北大)・船戸明雄(深田研)

S20. 伝える・伝わる地震学

10:15	S20-00	趣旨説明
10:17	S20-01*	科学博物館が自然災害を伝える

佐藤公(磐梯山噴火記念館)

#江本賢太郎(東北大理)

10:37 休憩

12:05

10:45 S20-02* 熊本地震と地震痕跡の保護

柴田伊廣(文化庁)・中川和之(時事通信社)

此松昌彦(和歌山大災害科学教育研究セ)

 11:05
 S20-03*
 和歌山大学での地域防災における地震啓発の課題

S20-06 「防災科研 地震だねっと!」の開設

- 11:25 S20-04* モバイル端末アプリによるインタラクティブな可視化
- 11:45 S20-05* 地学における地震教材の活用と実践

#小野寺弘幸(盛岡市立高校)

松原誠(防災科研)・竹之内耕(糸魚川ジオパーク)・西澤あずさ・青井真(防災科研)

10月9日(火)D会場 午後

S20. 伝える・伝わる地震学

(講演時間12分・質疑応答3分)座長 根本泰雄・中川和之

15:55 S20-07 構造湖の環境維持における活断層の役割を明らかにし住民に伝える # 小泉尚嗣(滋賀県大環境)・岸和央(立正大地球環境) 16:10 S20-08 震災石碑のウラを読む-歴史地震災害にリアリティを-

#武村雅之(名古屋大学)

16:25 S20-09 京大阿武山観測所におけるサポーター活動について

溝口宏一(京大阿武山観測所)

#光井能麻(名大環境、中京大国際教)

16:40 S20-10 こころで備える地震学:考える材料を得て恐怖を軽減

16:55 S20-11 総合討論

10月10日(水)A会場 午前

S24. 大阪府北部の地震, S23. 地震活動とその物理

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分) 座長 川辺秀憲・松島信一・波多野恭弘・堀高峰

S24. 大阪府北部の地震

 9:00
 S24-08
 2018 年 Mw5.5 大阪府北部の地震の動的破壊シミュレーション:逆断層から横ずれ断層への破壊乗り

 移り
 移り

#安藤亮輔(東大理)・今西和俊・内出崇彦(産総研)

別所明彦・藤亜希子・金子りさ・井出哲(東大理)

9:15 S24-09	強震記録による 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震の震源過程	
-------------	--------------------------------------	--

浅野公之・岩田知孝(京大防災研)・Miroslav Hallo(カレル大学)

9:30 S24-10 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震(MJ6.1)の震源断層の破壊過程の推定-経験的グリーン関数に よる波形インバージョン

#野津厚·長坂陽介(港空研)

- 9:45 S24-11 2018 年大阪府北部の地震(Mw5.5)の強震動震源モデル
- # 倉橋奨・入倉孝次郎(愛知工大)
- 10:00
 S24-12
 経験的グリーン関数法を用いた 2018 年大阪府北部の地震(Mw 5.5)の強震動生成域の推定

 # 染井一寛・宮腰研・吉田邦一・赤澤隆士・西村利光・郭
 雨佳(地盤研)

10:25 S24-13* 2018 年大阪府北部の地震の強震動とライフライン等への影響

後藤浩之(京大防災研)

```
        10:45
        S24-14
        2018年6月18日大阪府北部の地震(Mj6.1)による箕面市とその付近での強震動記録

        #上林宏敏(京大複合研)
```

```
関口春子・# 岩田知孝・浅野公之(京大防災研)
11:15 S24-16 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震の差分法を用いた地震動シミュレーション
```

2018年6月18日大阪府北部の地震時の強震動シミュレーション

川辺秀憲・片山雄貴(大阪大工)

S23. 地震活動とその物理

休憩

S24-15

11:30	S23-01	静穏化による地震の長期予測の試行~学習と検証				
			# 勝俣啓	(北大)	・中谷正生	(東大地震研)

11:45 S23-02 北海道東部沖合の地震活動静穏化の現状

#松浦律子・岩佐幸治(地震予知総合研究振興会)

10:15

11:00

^{*}は招待講演

10月10日(水)A会場 午後

S23. 地震活動とその物理

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分) 座長 北佐枝子・加藤愛太郎・平野史朗・野田博之

13:00 S23-03 2013 年 2 月 25 日栃木県北部の地震(Mw5.8)の前震活動

#加藤愛太郎(東大地震研)

#パチェコカリム・青山裕(北大, ISV)

 13:15
 S23-04
 2017 年に鹿児島湾で発生した M 5.3 の地震の前駆的活動及び余震活動にみられる震源の migration

 とその原因

松本圭晶・吉田圭佑・松澤暢・長谷川昭(東北大予知セ)

13:30 S23-05 0.1 満点地震観測でみた鳥取県西部地震震源域の余震活動による非弾性ひずみ

松本聡(九大理)・飯尾能久(京大防災研)・酒井慎一・加藤愛太郎(東大地震研) 0.1 満点地震観測グループ・鳥取県西部満点地震観測グループ

- 13:45 S23-06 剪断歪みエネルギーと地震活動
- # 齊藤竜彦・野田朱美(防災科研)・吉田圭佑(東北大)・田中佐千子(防災科研)
- 14:00
 S23-07
 2014 年 7 月の胆振地震を含む群発地震の震源決定

14:15 S23-08 誘発地震 b 値のせん断応力依存性

椋平祐輔・伊藤高敏(東北大流体研)・Michael C. Fehler (ERL, MIT)

- 浅沼宏 (産総研)・Markus O. Häring (GEL)

 14:30
 S23-09

 紀伊半島下フィリピン海スラブ内におけるスロースリップ発生前後の地震活動度、応力場、および b 値の変化
 - # 北佐枝子(建研)・Heidi Houston(USC)・田中佐千子・浅野陽一(防災科研) 澁谷拓郎(京大防災研)・須田直樹(広大)
- 14:45休憩14:55S23-10*統計地震学と地震活動の物理
- # 尾形良彦(東京大学地震研究所、統計数理研究所)
 15:15 S23-11 2011 年東北沖地震後の流体圧変化により誘発された群発地震活動の発生シミュレーション
 # 吉田圭佑(東北大)・野田博之(京都大)・芝崎文一郎(建築研)
 15:30 S23-12 海溝型巨大地震サイクルに伴う内陸断層のクーロン応力変化
 - # 水戸川司(京大理)・西村卓也(京大防災研)
- 15:45 S23-13 内陸地震の活動期と海溝型巨大地震の周期のスケーリング

野田博之(京大防災研) :00 **S23-14** 地震のトリガリング研究からみた活断層の破壊パターン

#平野史朗(立命館大理工)

10月10日(水)B会場 午前

S09. 活断層・歴史地震

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分) 座長 平井敬・加納靖之・石村大輔・石山達也

9:00 S09-01 1605 年慶長九年十二月大津波における阿波宍喰浦の地震・津波記録について

#石橋克彦(神戸大名誉教授)

- 9:15 S09-02 自治体史から採られた地震史料の活用(1):1407年と1408年の地震
- # 加納靖之(東大地震研)・大邑潤三(京大防災研)・山村紀香(京大理)・濱野未来(立命館大文)
 9:30 S09-03 1586 年天正地震の震源断層推定:液状化可能性と地盤条件による考察から
 - #山村紀香(京大理)·加納靖之(東大地震研)
- 9:45
 S09-04
 1707 年宝永地震と富士山宝永噴火に関する一史料(4) 宝永噴火に先行した地震活動に関する「大 地震富士山焼出之事」の記述の検証—

#服部健太郎・中西一郎(京都大理)

10:00 S09-05 越後平野で繰り返された地震

#河内一男(新潟薬科大学)

- 10:15 休憩
- 10:30 S09-06 富士川河口断層帯における反射法地震探査

#石山達也・加藤直子・佐藤比呂志(東大地震研)・小池太郎・野田克也(ジオシス) 10:45 S09-07 石狩低地東縁断層帯南部の海域部における活動性 #内田康人・仁科健二(道総研地質研)・大上隆史(産総研)・阿部信太郎(地震予知振興会)

- 八木雅俊(産総研)・向山建二郎・坂本順哉(川崎地質) 11:00 S09-08 糸魚川ー静岡構造線断層帯松本盆地東縁断層の北部におけるS波浅層反射法地震探査 # 木村治夫(電力中央研究所)・近藤久雄(産総研活断層)
 - 小鹿浩太・川崎悠介・平倉瑶子・黒澤英樹(応用地質(株))

 11:15
 S09-09
 活断層による連動型地震の発生確率の試算-糸魚川 - 静岡構造線断層帯・北部区間の事例

 # 近藤久雄(産総研)

 11:30
 S09-10
 日本の活断層カタログに対する BPT モデルによるベイズ型予測と数値実験に基づく予測性能

野村俊一・尾形良彦(統数研) 11:45 S09-11 宇宙線ミューオンによる跡津川断層の破砕帯の密度構造測定

#池田大輔・武多昭道(東大地震研)・山崎勝也(神奈川大工) 須田祐介(ドイツ MPI)・小村健太朗(防災科研)

10月10日(水)B会場 午後

S18. 地震一般・その他, S08. 地震発生の物理

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 室谷智子・福山英一・小笠原宏・矢部康男

S18. 地震一般・その他

13:00 S18-01 ハワイ島の噴火と地震活動

#石川有三 (産総研)

13:15 S18-02 2016 年熊本地震を用いた地震モーメントの事前推定

#島崎邦彦(東京大)

13:30	S18-03	緊急地震速報(警報)の 10 年のレビュー
		# 鷹野澄・鶴岡弘(東大)
13:45	S18-04	地震防災における事前情報の役割と課題
		# 福島洋(東北大災害研)
14:00	S18-05	文化財・美術資料となりうる地震火山資料
		# 室谷智子(国立科学博物館)
S08. 地震	発生の物理	
14:15	S08-01	高速伝播するゆっくりすべり
		# 福山英一・山下太・徐世慶(防災科研)
14:30	S08-02	Evolution of Fault Zone Properties Inferred from Fault-Interface Rayleigh Wave Speed
		Measurement
		#Shiqing Xu, Eiichi Fukuyama, Futoshi Yamashita (NIED)
14:45	休憩	
15:00	S08-03	ICDP 南アフリカ金鉱山 地震発生場掘削の完了
		#小笠原宏(立命大)・矢部康男・伊藤高敏(東北大)・DSeis チーム(ICDP)
15:15	S08-04	Reflection seismic imaging of the causative geological structure of the $M5.5$ earthquake (2014) in
		South Africa
		#Musa Manzi (Wits Univ.), Alireza Malehmir (Uppsala Univ.), Raymond Durrheim (Wits Univ.)
		Hiroyuki Ogasawara, Hiroshi Ogasawara (Ritsumeikan Univ.), ICDP DSeis team
15:30	S08-05	Interpretation of the merged 3D seismic volume covering the seismogenic zone of M5.5 Orkney
		earthquake, South Africa
		#Lindsay Linzer (Wits Univ., SRK Consulting), Musa Manzi (Wits Univ.), ICDP DSeis Team
15:45	S08-06	M5.5 Orkney 地震の余震発生帯から回収された断層岩の鉱物学的特徴(ICDP DSeis project)
		# 金木俊也・横山友暉・廣野哲朗(大阪大)・矢部康男(東北大)・小笠原宏(立命館大)
16:00	S08-07	An overview of DSeis endeavours in Cooke 4 mine and laboratory tests on DSeis cores
		#Siyanda Mngadi, Raymond Durrheim, Musa Manzi (Wits Univ.), Yasuo Yabe (Tohoku Univ.)
		Neta Wechsler (Tel Aviv Univ.), Hiroshi Ogasawara (Ritsumeikan Univ.)
		Gerrie van Aswegen (IMS), Anthony Ward, Sylvester Morema (Seismogen cc), ICDP DSeis team
16:15	S08-08	Nonlinear rock behaviour in polycrystalline rock and its implication on underground stress
		measurements
		#Bryan Watson (University of Witwatersrand), ICDP DSeis Team
16:30	S08-09	南アフリカ大深度金鉱山で発生した Mw2.2 の地震の震源域の応力場
		# 矢部康男(東北大・理)・阿部周半(国際航業)・小笠原宏(立命館大)
		伊藤局敏(東北大·流体研)·船戸明雄(深田研)·R. Drurheim (Wits大)
		H. Yilmaz (Rock Mech. Lab.) · G. Hofmann (Anglogold)

10月10日(水)C会場 午前

S22. 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震学-7年間の成果, S15. 地盤構造・地盤震動

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 太田和晃・篠原雅尚・東龍介・長郁夫

S22. 2011 年	□東北地方	太平洋沖地震の地震学—7 年間の成果
9:00	S22-11	自己浮上式海底地震計を用いた 2011 年東北沖地震震源域におけるモニタリング観測
		# 篠原雅尚・山田知朗・望月公廣・中東和夫 ¹ ・町田祐弥 ² ・真保敬 ² ・悪原岳・仲谷幸浩 ³
		塩原肇(東大地震研)・村井芳夫(北大)・日野亮太・伊藤喜宏 ⁴ (東北大)・佐藤利典(千葉大)
		植平賢司 ⁵ (九州大)・八木原寛(鹿児島大)・尾鼻浩一郎・小平秀一(JAMSTEC)
		現所属:1 東京海洋大、2 JAMSTEC、3 鹿児島大、4 京大防災研、5 防災科研
9:15	S22-12	海底地震観測による日本海溝海溝軸周辺からアウターライズ域の地震活動
		# 尾鼻浩一郎・藤江剛・山本揚二朗・高橋努・中村恭之・海宝由佳・三浦誠一
		石原靖・小平秀一(海洋研究開発機構)・篠原雅尚(東大地震研)
9:30	S22-13	2011 年東北地方太平洋沖地震前後の震源域における応力場の時空間分布
		# 西森智也・日野亮太(東北大)
9:45	S22-14	日本海溝の微動活動
		# 太田和晃・伊藤喜宏・片上智史・大柳修慧(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)
10:00	S22-15	短周期 OBS 記録を用いた VLFE 類似イベント検出の試み
		# 高橋秀暢・日野亮太・太田雄策・内田直希・鈴木秀市(東北大理)
		篠原雅尚(東大地震研)·松澤孝紀(防災科研)
10:15	休憩	
10:30	S22-16	宮城県沖における低周波微動発生域の推定(2008 ~ 2015 年)
		# 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)
10:45	S22-17	東北日本弧沈み込み帯へのインプットとしての太平洋プレートの不均質性
		# 藤江剛・小平秀一・三浦誠一(JAMSTEC)・大平茜(横浜国大)
11:00	S22-18	宮城県沖プレート境界浅部域の反射強度分布
		# 東龍介・日野亮太(東北大理)・望月公廣(東大地震研)
		村井芳夫(北大理)・八木原寛(鹿児島大理)・佐藤利典(千葉大理)・篠原雅尚(東大地震研)
S15. 地盤構	造・地盤震	動
11:15	S15-01	Application of CCA method for long period microtremor with scalene triangle arrays in Kathmandu

		Valley, Nepal
		#T. Yokoi, T. Hayashida(IISEE, Japan) · M. Bhattarai, T. Pokharel(DMG, Nepal)
		S. Dhakal (U. of Canterbury, New Zealand) · S. Shrestha, C. Timsina, D. Nepali (DMG, Nepal)
11:30	S15-02	ヤンゴン市において再推定した地盤構造を利用した強震動予測
		# 松下隼人(京大工)・松島信一・川瀬博(京大防災研)・Tun Naing(ヤンゴン工大)
		Myo Thant(Monywa 大)・Phyoe Swe Aung(京大工)
11:45	S15-03	2016 年熊本地震被災地益城町安永地区での浅部物理探査および建物被害調査
		# 稲崎富士・小河原敬徳・木佐貫寛・尾西恭亮(土木研)・北高穂(TK 海陸)

10月10日(水)C会場 午後

S15. 地盤構造・地盤震動, S02. 地震計測・処理システム, S04. テクトニクス

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 横井俊明・熊谷博之・溜渕功史・高橋雅紀

S15. 地盤構造・地盤震動

	13:00	S15-04	微動観測記録に基づく	く 横手盆地の地下構造の推	定
--	-------	--------	------------	---------------	---

佐藤啓太(京大工)・松島信一(京大防災研)・吾妻崇(産総研)

- 野澤貴(鹿島)・松下隼人・増田竣介(京大工)
- 13:15 S15-05 スペクトル・インバージョンに基づく岡山県内の強震観測点におけるサイト増幅特性
 # 畝岡歩・小松正直・竹中博士(岡山大)・大島光貴(清水建設)
 西村敬一(岡山理大)・川瀬博(京都大)

13:30 S15-06 常陸那珂港で観測される周期2秒の顕著な後続波群

植竹富一(東京電力 HD)

S02. 地震計測・処理システム

13:45	S02-01	機械学習による P 波・S 波の自動判別
		# 溜渕功史(気象研)
14:00	S02-02	教師なし学習による連続波形記録上の地震およびノイズ信号の自動分類
		# 小寺祐貴(気象研)・酒井慎一(東大地震研)
14:15	S02-03	異なるゲージ長を用いた海底光ファイバーケーブルを介して記録された DAS データからの事象の分離
		# 木村恒久(シュルンベルジェ)・荒木英一郎・横引貴史(JAMSTEC)
14:30	S02-04	震源振動の放射特性に関する放射方位の双極性について
		# 菊池年晃(防衛大)
14:45	休憩	
15:00	S02-05	Determining Magnitudes of Large Earthquakes in Japan using Seismic Stations in China
		#Dun Wang · Qiang Yao · Yuqi Sang (CUG) · Lihua Fang (IGCEA)
15:15	S02-06	WIN ネットワーク上でのファイル交換
		# 大竹和生(気象大学校)
15:30	S02-07	ネパールにおける準リアルタイム震源パラメータ公開のための地震観測、自動震源決定システム
		# 堀内茂木(ホームサイスモメータ)・山田真澄(京大防災研)
		宮川幸治・三宅弘恵・纐纈一起(東大地震研)
		Chintan Timsina • Mukunda hattarai • Lok Bijaya Adhikari (DMG, Nepal)
15:45	S02-08	コロンビアとエクアドルにおける自動 CMT 解および津波波高推定システムの導入と運用
		#熊谷博之・吉本昌弘(名大環境)・V. Dionicio(コロンビア地質調査所)・前田裕太(名大環境)
		W. Acero・G. Ponce(エクアドル地球物理研究所)・J.C. Bermudez(名大環境)
		O. Chamorro (コロンビア地質調査所)
16:00	S02-09	被災度判定計を用いた防災ネットワークシステムの徳島県における実証実験 その1 実証実験の概
		要と被災度判定計の設置
		# 岡田由佳・小川春彦・三津橋歩(ミサワ総研)・梶川久光・白井亮太朗(明治大理工)
S04 74	フトークマ	
16.15	S04.01	地暦学的時間フケールにおけるフィリピン海プレートの運動の諸問題

10:10	504-01	地員子的時間スケールにおけるティリビン海ノレートの運動の諸问題		
			# 高橋雅紀	(産総研地質情報)
16:30	S04-02	九州の回転テクトニクス		

眞島英壽(明治大)

10月10日(水)D会場 午前

S21. 地震波・地震動の理論と解析 50 年

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分) 座長 纐纈一起・藤原広行・古村孝志・吉澤和範

9:00	S21-01*	地震波動場の理解 一私の展望
		# ブライアン ケネット(オーストラリア国立大学)
9:20	S21-02	理論地震学はどこへ行くのか?
		# 川崎一朗(東濃地科研)
9:35	S21-03	リソスフェア・アセノスフェアのランダム微細不均質性とみかけのS波鉛直異方性
		# 吉澤和範(北大理)
9:50	S21-04	非等方輻射震源の地震波振幅のばらつきの方位角変化 -地震動シミュレーションによる評価-
		# 吉本和生(横浜市大)・武村俊介(防災科研)
10:05 (10 分講演)	S21-05	強震観測データ同化に基づく長周期地震動の即時予測
		# 古村孝志(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工)・大峡充己(東大地震研)
10:15	休憩	
10:30	S21-06*	Data-driven 時代の地震学における 1 本の波形記録の役割
		# 蓬田清(北大理)・木村恒久(シュルンベルジェ)
10:50	S21-07	レシーバ関数解析と地震波走時トモグラフィによる紀伊半島下の3次元地震波速度構造
		# 澁谷拓郎(京大防災研)・平原和朗(理研)
11:05	S21-08	MeSO-net 観測波形を用いた地震波動場の推定
		# 椎名高裕(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工)
		加納将行(東北大理)・加藤愛太郎・平田直(東大地震研)
11:20	S21-09	Inception Module を用いた地震波形自動検測
		# 内出崇彦(産総研)
11:35	S21-10	空間微分項を用いたベクトル地震波動場の P-SV/SH 分離:数値シミュレーションへの適用
		#前田拓人(弘前大理工)
11:50 (10 分講演)	S21-11	地震波・地震動の解析における最小二乗法

纐纈一起(東大地震研)

10月10日(水)D会場 午後

S21. 地震波・地震動の理論と解析 50 年, S06. 地殻構造

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 竹中博士・佐藤壮・石瀬素子・飯高隆

S21. 地震波・地震動の理論と解析 50 年

13:00 S21-12 大阪府熊取町でのアレイ観測による微動回転成分から求めたラブ波位相速度

吉田邦一(地盤研) · 上林宏敏(京大)

13:15 S21-13 3次元理論地震波形計算によるグリーンランド氷床のQ値の推定

豊国源知(東北大理予知セ)・竹中博士・小松正直(岡山大)

高木涼太(東北大理予知セ)・金尾政紀(極地研)・坪井誠司(JAMSTEC)

^{*}は招待講演

13:30 S21-14 弾性波動方程式の数値解の平滑化スキーム その1:全体概要と差分法

藤原広行(防災科研)・今井隆太(みずほ情報総研)

13:45 S21-15 弾性波動方程式の数値解の平滑化スキームその2:混合型有限要素法の定式化 # 今井隆太(みずほ情報総研)・藤原広行(防災科研)

S06. 地殻構造

14:00	S06-01	北海道南西部における深部反射法地震探査の成果
		# 佐藤比呂志・石山達也・加藤直子・岩崎貴哉(東大地震研)・清水英彦・川崎慎治(地科研)
		阿部進・横井悟(石油資源開発)・佐藤壮・野徹雄・三浦誠一・小平秀一(JAMSTEC)
14:15	S06-02	2017 年石狩平野横断深部反射法地震探査の屈折・広角反射法解析
		# 岩崎貴哉・佐藤比呂志・石山達也・加藤直子(東京大地震研)
		川崎慎治・清水英彦(地球科学総合研究所)・阿部進・横井悟(石油資源開発)
14:30	S06-03	地震探査による日本海・北海道西方沖~石狩平野海陸境界域の地殻構造
		# 佐藤壮・野徹雄・小平秀一・三浦誠一(JAMSTEC)・石山達也・佐藤比呂志(東大地震研)
14:45	休憩	
15:00	S06-04	東北地方米沢 - 会津地域における地震波反射面の空間分布
		# 鈴木真奈美・長谷見晶子・岡田知己・松澤暢・海野徳仁・中山貴史(東北大予知セ)
		津村紀子(千葉大・理)・山品匡史(高知大・理工)
		2011 年東北地方太平洋沖地震 合同余震観測グループ
15:15	S06-05	見かけの異方性を考慮した P 波方位異方性と鉛直異方性の解釈:東北地方
		# 石瀬素子・川勝均(東大地震研)・森重学(JAMSTEC)・汐見勝彦(防災科研)
15:30	S06-06	MeSO-net,K-NET,KiK-net データを用いた三次元 Qs 値スペクトルインバージョン
		# 中村亮一・鶴岡弘・加藤愛太郎・酒井慎一・平田直(東大地震研)
15:45	S06-07	DONET 常時微動記録を用いた実体波の抽出: 付加体先端部の構造モニタリングに向けて
		# 利根川貴志・荒木英一郎・木村俊則(JAMSTEC)
16:00	S06-08	南海トラフ地震発生帯の地殻構造:三次元地震探査データ再解析による新しい反射波イメージ
		# 白石和也・山田泰広(JAMSTEC)・木下正高(東大地震研)・木村学(東京海洋大)
16:15	S06-09	沈み込むフィリピン海プレートからの反射波の振幅の不均質性
		#飯高隆・蔵下英司・五十嵐俊博・岩崎貴哉(東大地震研)
16:30	S06-10	日本列島下の PS 変換面イメージング 2.0

#川勝均・金慧貞(東大地震研)

10月11日(木)A会場 午前

S23. 地震活動とその物理

通常講演(講演時間12分・質疑応答3分),招待講演(講演時間17分・質疑応答3分) 座長 有吉慶介・麻生尚文

9:00 S23-17* 地震発生プロセスと確率過程

井出哲(東大・理)・麻生尚文(東工大)・矢部優(JAMSTEC)

9:20 S23-18 確率論的な応力擾乱で再現されるスロー地震

麻生尚文(東工大)・安藤亮輔・井出哲(東大理)

9:35 S23-19 スロー地震活動のモデリング:速度強化摩擦の不均質性が与える影響 #小澤創・波多野恭弘(東大地震研)
 9:50
 S23-20
 EnKF による LSSE 発生域の摩擦特性およびすべり発展推定に関する数値実験
 一固着域の影響—

 # 平原和朗(理研)・錦織健人(協立電機)

10:05S23-21非地震性すべりの伝播速度と摩擦特性との関係:実際問題への適用に向けて
有吉 慶介(海洋機構)・Jean-Paul Ampuero (Caltech)・Roland Bürgmann (UC Berkeley)
松澤暢・長谷川昭・日野亮太(東北大観測セ)・堀高峰(海洋機構)

10月11日(木)A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 行竹洋平・野田朱美・鈴木岳人・大谷真紀子

13:15	S08-16	ウォレスーボット仮説の理論的背景
		# 松浦充宏(統計数理研)・野田朱美(防災科技研)・寺川寿子(名大環境)
13:30	S08-17	1992 年ランダース地震震源域の絶対応力場
		# 寺川寿子(名大環境)・Egill Hauksson(Caltech)
13:45	S08-18	弾性・非弾性歪み解析を用いた地震間の応力蓄積・解放の推定:別府-島原地溝帯周辺域への適用
		# 野田朱美・齊藤竜彦・福山英一(防災科研)・寺川寿子(名大環境)・松浦充宏(統数研)
14:00	S08-19	東北日本で発生する火山深部低周波地震のメカニズム解
		# 及川元己・麻生尚文・中島淳一(東工大)・松澤暢(東北大)
14:15	S08-20	Repeating M5 Earthquakes Associated with the 2018 Kilauea, Hawaii Eruption
		#James Mori · Shiro Ohmi (DPRI, Kyoto University)
14:30	S08-21	メカニズム解の Misfit 角を用いた応力場不均質性の推定
		# 行竹洋平(神奈川温地研)·飯尾能久(京大防災研)
14:45	S08-22	断層の端はどうなっているのか?
		# 飯尾能久(京大防災研)
15:00	休憩	
15:15	S08-23	東北日本沈み込み境界における大きな地震後のモーメント解放速度・余震数の時間的減衰
		# 森上竣介・三井雄太(静大理)
15:30	S08-24	RSF 則に基づいたダイナミックトリガーに関する数値シミュレーション:2. 法線応力依存性
		# 吉田真吾・加藤尚之(東大地震研)
15:45	S08-25	バネブロックモデルで観察される地震と周期的 SSE の同期
		# 大谷真紀子(産総研)・亀伸樹・中谷正生(東大地震研)
16:00	S08-26	スペクトル境界積分方程式法を用いた粘弾性媒質中の断層における動的地震サイクルシミュレーショ
		ン~摩擦特性 vs 粘弾性~
		# 三宅雄紀(京大理)·野田博之(京大防災研)
16:15	S08-27	亀裂の最終滑り量の初期流体圧分布に対する鋭敏性とその地震学的意義
		# 鈴木岳人(青学大理工)
16:30	S08-28	フラクタルな不均質性をもつ断層での GR 則の b 値と応力の関係
		# 植村堪介・井出哲(東大理)・青地秀雄(BRGM)
16:45	S08-29	南西諸島における震源スケーリング

#小松正直・竹中博士(岡山大学)

10月11日(木)B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 久保田達矢・吉光奈奈

9:00	S08-10	Variation of source parameters in Oklahoma estimated by Markov Chain Monte Carlo method
		#Nana Yoshimitsu(ERI, U. Tokyo) · Takuto Maeda(Hirosaki Univ.)
		William Ellsworth (Stanford Univ.)
9:15	S08-11	周波数帯域を制限した Backprojection イメージと解像される断層滑りの関係
		# 奥脇亮・八木勇治(筑波大)
9:30	S08-12	ポテンシーテンソルの時空間分布を推定するインバージョン解析法の開発:2013年パキスタン・バ
		ローチスターン地震への適用
		# 清水宏亮・八木勇治・奥脇亮(筑波大)・深畑幸俊(京大防災研)
9:45	S08-13	Doublet earthquake triggering for the April 2014 events in the Solomon Islands
		#Calvin Qwana (Grad School Science, Kyoto Univ.)
		Masatoshi Miyazawa, Jim Mori (DPRI, Kyoto Univ.)
10:00	S08-14	Fault model of the Te Araroa earthquake, New Zealand, using ocean bottom pressure records
		#Tatsuya Kubota, Tatsuhiko Saito $(NIED)$ · Yoshihiro Ito $(DPRI)$
		Yoshihiro Kaneko (GNS Science) · Laura Wallace (UTIG)
		Syuichi Suzuki · Ryota Hino (Tohoku Univ.) · Stuart Henrys (GNS Science)
10:15	S08-15	津波記録及び震度データに基づいた 1906 年エクアドル・コロンビア地震(Mw8.4)の震源モデル
		# プリード ネルソン(防災科研)・吉本昌弘(名大)
		サラビア ミレーナ・アルセィーラ モーニカ(コロンビア地質調査所)

10月11日(木)B会場 午後

S23. 地震活動とその物理

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)座長 内田直希・西川友章・波多野恭弘・矢部優

S23-22	琉球海溝・ヒクランギ海溝における群発地震活動と スロースリップ活動の比較
	# 西川友章・西村卓也(京大防災研)
S23-23	小笠原海溝沿いの地震を伴う海底地殻変動
	# 深尾良夫・伊藤亜紀・山下幹也・利根川貴史(JAMSTEC)
	杉岡裕子(神戸大)・塩原肇・東野陽子(東大地震研)
S23-24	地震活動から探る房総スロースリップイベントの発生履歴
	# 石辺岳男・松浦律子・津村建四朗・岩佐幸治・古村美津子(地震予知振興会)
S23-25	東北地方太平洋沖地震後の周期的スロースリップ:繰り返し地震,超低周波地震および海底地殻変動
	観測による検出
	# 内田直希・本荘千枝・富田史章(東北大)
	松澤孝紀(防災科研)・Roland Bürgmann(UC Berkeley)
S23-26	3 次元速度構造モデルに基づく理論波形を用いた十勝沖・東北沖における超低周波地震の検出
	S23-22 S23-23 S23-24 S23-25 S23-26

馬場慧・竹尾明子・小原一成(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工)・松澤孝紀(防災科研)

14:30	S23-27	3次元不均質構造を用いた紀伊半島沖から室戸沖にかけての浅部超低周波地震の CMT インバージョン
		# 武村俊介・松澤孝紀・浅野陽一・木村武志(防災防災)
		利根川貴志(海洋研究開発機構)・汐見勝彦(防災防災)
14:45	S23-28	日向灘浅部低周波微動活動に伴うエネルギー解放量の特徴
		# 渡邉早姫(九大院理)·山下裕亮(京大防災研)
		山田知朗・篠原雅尚(東大地震研)・松島健(九大地震火山セ)
15:00	休憩	
15:15	S23-29	浅部低周波微動の地震波エネルギー
		# 矢部優・利根川貴志・中野優(JAMSTEC)
15:30	S23-30	浅部低周波微動のサイズ-頻度分布
		# 中野優・矢部優(JAMSTEC)・杉岡裕子(神戸大理)・井出哲(東大理)
15:45	S23-31	日本における火山性深部低周波地震の活動の特徴
		# 栗原亮・小原一成・竹尾明子(東大地震研)
16:00	S23-32	琉球列島における遠地地震による低周波地震誘発現象
		# 金城亜祐美・中村衛(琉球大)
16:15	S23-33	山陰地方の微小地震活動の季節変動性
		# 上田拓・加藤愛太郎(東大地震研)
16:30	S23-34	地震の核形成過程における応力摂動の影響
		# 齋藤拓也・波多野恭弘(東大地震研)
16:45	S23-35	核形成過程と地震発生率の一般的関係と潮汐応答への応用
		# 波多野恭弘(東大地震研)

10月11日(木)C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 川元智司・石川直史

9:00	S03-01	黒潮大蛇行が GNSS-A 観測に与える影響
		# 横田裕輔・石川直史(海洋情報部)
9:15	S03-02	GNSS-A 観測による非定常地殻変動の検出可能性
		# 石川直史・横田裕輔(海洋情報部)
9:30	S03-03	房総半島で 2009 年 11 月頃に発生した小規模スロースリップイベント
		# 矢来博司(地理院)
9:45	S03-04	Coseismic Slip Distribution of the 2016 Kumamoto Earthquake: via the GNSS Carrier Phase to
		Fault Slip Approach
		# 田中優介・太田雄策(東北大学)・宮崎真一(京都大学)
10:00	S03-05	GEONET 新解析戦略(F4)の開発
		#川元智司・阿部聡・畑中雄樹(国土地理院)・高松直史(文部科学省)
10:15	S03-06	神岡鉱山での光ファイバ歪計による歪・地震観測
		# 荒木英一郎・木村俊則(JAMSTEC)・Mark Zumberge(SIO, UCSD)

10月11日(木)C会場 午後

S16. 津波

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)

座長 三反畑修・楠本聡・今井健太郎・秦真平

13:15	S16-01	岩手・宮城・福島県における古津波堆積物と土砂移動計算を用いた 869 年貞観地震津波波源モデル の再検討
		# 楠本聡(東大 地震研)・Aditya Raidi Gusman(GNS Science)・佐竹健治(東大 地震研)
13:30	S16-02	地殻変動データと遠地津波波形のインバージョンによる 1960 年チリ地震のすべり分布
		何東政・# 佐竹健治・綿田辰吾(東大地震研)・藤井雄士郎(建築研)
13:45	S16-03	津波火災はなぜ起きたのか?―1973 北海道南西沖地震、奥尻島青苗地区火災の場合―
		# 榎本祐嗣・山辺典昭(信州大学上田)・杉浦繁貴・近藤斎(㈱コンポ研)
14:00	S16-04	反射波の時間長を変化させた場合の極大相関係数と 2011 年東北津波反射波の性質
		# 阿部邦昭・岡田正実(なし)
14:15	S16-05	データベース検索型津波遡上即時予測システムにおける二段階シナリオ選別
		# 鈴木亘・近貞直孝・三好崇之・青井真(防災科研)
14:30	S16-06	海域観測網を用いた津波即時予測システムの瀬戸内海沿岸域への展開
		# 高橋成実(防災科研)・今井健太郎・末木健太朗・大林涼子・柄本邦明(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)
14:45	S16-07	ニュージーランド・ケルマディック諸島近海における火山性津波地震
		# 三反畑修・綿田辰吾・佐竹健治(東大地震研)
15:00	休憩	
15:15	S16-08	短波長津波が生じた場合の海底水圧観測への影響
		#近貞直孝・久保田達矢・中村武史(防災科研)
		馬場俊孝(徳島大)・齊藤竜彦・鈴木亘(防災科研)
15:30	S16-09	津波の非線形分散波方程式を効率的に解く新スキームの開発
		#秦真平・竹中博士・小松正直(岡山大)・中村武史(防災科研)
15:45	S16-10	遠地津波の後続波振幅推定のための太平洋全域 30 秒メッシュ計算
		# 南雅晃・山本剛靖・中田健嗣(気象研)
16:00	S16-11	強震動による堤体基礎の脆弱性が津波氾濫に与える影響
		# 今井健太郎(JAMSTEC)・中井健太郎(名大工)
		野田利宏・新井伸夫(名大減災連携研究センター)
	~	岩間俊二 (防災技術コンサルタント)・馬場俊孝 (徳島大埋工)
16:15	S16-12	仙台半野の痕跡局データベースを利用した津波遡上解析の精度検証
12.00	~ ~ ~ ~ ~	# 鴨原長典・多田毅(防衛大字校)
16:30	S16-13	南西諸島海溝沿いの碓率論的長期間半均津波ハサードの評価 -
		# 平田覧治・滕原広行・甲村拝光・大周恒雄・森川信乙・河谷伸一・肌田宜浩
		土肥裕史(防災科研)・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直・大嶋健嗣(応用地質)
10 45	010 14	村田奈汗・角膝龍(国际航美)・秋田伸一・走水県埋丁・阿部雄太・傍田智哉(CTC)
16:45	S16-14	地すヘリに起因する津波の唯学論的評価于法に関する基礎的検討

#木場正信(エングローブ)・松山昌史(電中研)・森勇人(中部電力)

10月11日(木)D会場 午前

S06. 地殻構造, S10. 地震に伴う諸現象

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分) 座長 神薗めぐみ・大上隆史

庄氏 竹園の、の

S06. 地殻構造

9:00 S06-11 大規模人工地震探査による南九州下の地殻構造の解明(2)予備的成果と2018年観測計画

- # 宮町宏樹(鹿児島大)・高橋浩晃・青山裕・椎名高裕・髙田真秀・一柳昌義・山口照寛
 - 小野夏生・齊藤一真・伊藤ちひろ・村井芳夫(北海道大)
 - 筒井智樹・井上雄介・竹井瑠一(秋田大)
 - 山本希・平原聡・中山貴史・東龍介・大友周平・日野亮太(東北大)
- 阿部英二・蔵下英司・岩崎貴哉・篠原雅尚・山田知朗(東京大)・中東和夫(東京海洋大)
 - 渡辺俊樹・前田裕太・堀川信一郎・奥田隆・辻修平・長谷川大真(名古屋大)
 - 片尾浩・澁谷拓郎・三浦勉・中川潤・加藤慎也・山下裕亮(京都大)
 - 松島健・手操佳子・宮町凜太郎・Agnis Triahadini・磯田謙心・清水洋(九州大)
 - 小林励司・早田正和・仲井一穂・八木原寛・平野舟一郎(鹿児島大)
 - 田中康久・川崎慎治・佐藤紀男(地科研)
- 9:15 S06-12 日奈久断層帯海域延長部における詳細な断層形状と右横ずれ運動

大上隆史(産総研)・阿部信太郎(地震予知振興会)・向山建二郎(川崎地質)・須田茂幸(地科研) :30 S06-13 2016 年熊本地震震源域における内部・散乱減衰空間分布と強散乱体

- 9:30 S06-13 2016 年熊本地震震源域における内部・散乱減衰空間分布と強散乱体
 # 神薗めぐみ(九大理)・松本聡・志藤あずさ(九大地震火山セ)・山下裕亮(京大防災研)
 - 中元真美(地震予知振興会)・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
- 9:45 S06-14 S波反射法とレシーバー関数解析から推定された近畿地方中北部における地震学的構造 #加藤慎也・飯尾能久・澁谷拓郎・片尾浩・澤田麻沙代・冨阪和秀(京大防災研)

S10. 地震に伴う諸現象

- 10:00
 S10-01
 深海底における環境放射線変動と周辺地震-相模湾初島沖観測結果(2002年11月~2018年2月)

 # 岩瀬良一(JAMSTEC)
- 10:15 S10-02 地震に伴う地鳴り現象の解明に向けて (その 2)
 - # 関根秀太郎(地震予知振興会)・根本泰雄(桜美林大自然科学) 大竹和生(気象大学校)・松林弘智(ANET)・酒井慎一(東大地震研)

10月11日(木)D会場 午後

S07. 地球及び惑星の深部構造と物性, S01. 地震の理論・解析法

(講演時間 12 分・質疑応答 3 分)座長 田中聡・竹内希・悪原岳・西田究

S07. 地球及び惑星の深部構造と物性

13:15 S07-01 P 波波形を用いた海洋アセノスフェアの構造推定

竹内希・川勝均・塩原肇・一瀬建日(東大地震研)・杉岡裕子(神戸大) 伊藤亜妃(海洋研究開発機構)・歌田久司(東大地震研)

13:30	S07-02	アレイ解析による北米大陸のマルチモード表面波位相速度分布
		# 松澤仁志・吉澤和範(北大理)
13:45	S07-03	震源時間関数の再決定が波形インバージョンによる3次元速度構造推定に与える影響の定量的評価
		# 山谷里奈・Anselme F.E. Borgeaud・河合研志・Robert J. Geller(東大理)・小西健介(中研院)
14:00	S07-04	波形インバージョンによる北部太平洋下 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)
14:15	S07-05	ScS - S 走時差残差の方位変化によるフィリピン直下下部マントルの方位異方性
		#田中聡(JAMSTEC)
14:30	S07-06	オントン・ジャワ海台下の P 波速度構造
		# 大林政行・吉光淳子・末次大輔(JAMSTEC)・塩原肇(ERI)・杉岡裕子(神戸大理)
		伊藤亜妃(JAMSTEC)・一瀬建日(ERI)・石原靖・田中聡・利根川貴志(JAMSTEC)
		小林拓史(神戸大理)
14:45	S07-07	GHz-DAC 音速法の開発:KCl 試料での予察的測定
		# 米田明(岡山大)・小林真一郎・鎌田誠司(東北大)
15:00	休憩	
S01. 地震の	理論・解析	f法
15:15	S01-01	新たに見いだされた因果を及ぼし合わない弾性変形様式:質点が全空間に渡り突然引き起こす重力加
		重に対する弾性体の過渡的応答
		# 亀伸樹・木村将也(東大地震研)
15:30	S01-02	理論地震波形記録を教師データとした機械学習による震源決定の試み
		# 坪井誠司・杉山大祐(JAMSTEC)
15:45	S01-03	ランダムな海洋重力波に対する海洋島の弾性応答
		#西田究(東大地震研)
16:00	S01-04	多重散乱の効果を考慮した内部減衰・散乱減衰の同時インバージョンの試み(2)
		# 小木曽仁(気象研)
16:15	S01-05	新燃岳での地震波速度時間変化における降水量の影響評価
		#水谷雄太・西田究(東大地震研)
16:30	S01-06	Single-station reflection imaging of a low-velocity layer at Long Valley Caldera, California: The
		Magmatic System Roof?
		#Nori Nakata (U. Oklahoma) • David R. Shelly (USGS)
16:45	S01-07	次世代型レシーバ関数:Trans-Dimensional Inversion によるグリーン関数の推定と海底地震計への
		応用
		# 悪原岳(東大地震研)・Michael Bostock・Alexandre Plourde(UBC)・篠原雅尚(東大地震研)

10月9日(火)17:15~18:45 ポスター会場(1階多目的展示ホール(A))

ポスターセッション

S12. 地球化学・地下水, S13. 地震予知・予測, S14. 強震動・地震災害, S17. 地震教育・地震学史, S22. 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震学-7 年間の成果, S24. 大阪府北部の地震

S12. 地球化学・地下水

S12-P01 神奈川県大井観測井における地震に伴う水位上昇について

#李楊・鵜川元雄(日大)・板寺一洋・原田昌武(温地研)

S13. 地震予知・予測

S13-P01 中規模の繰り返し相似地震による長期的発生確率予測の成績

#田中昌之(気象研)

上久保廣信・阿部郁男(常葉大学大学院環境防災研究科) S13-P03 モーメント保存則から推定される日本海溝〜千島・カムチャッカ海溝沿いのプレート境界型地震の最大規模(その 3) # 弘瀬冬樹(気象研)・前田憲二(気象庁)・吉田康宏(気象大)

S14. 強震動・地震災害

S14-P01 地震動シミュレーションデータのクラスタリング (2)

S13-P02 静岡県西部地域の長期的地下水温変化

- #前田宜浩・藤原広行(防災科研)・早川俊彦・赤木翔(三菱スペース・ソフトウエア) S14-P02 機械学習を用いた広帯域地震動合成の試み
 - # 岡﨑智久(理研)・八谷大岳(和歌山大・理研)
- 前田宜浩・岩城麻子・藤原広行(防災科研)・上田修功(理研) S14-P03 深層学習を用いた周辺の観測波形に基づく震度分布推定の試み # 栗間淳(京大工)・後藤浩之・澤田純男(京大防災研) S14-P04 4 成分加速度計を用いた強震記録の信頼性検証
- S14-P05 SI 値の計算について

功刀卓・中村洋光(防災科研)

- S14-P06 応答スペクトルの確率論的地震動ハザード評価
 - # 宮腰淳一・森井雄史(大崎総研)・森川信之・藤原広行(防災科研)

功刀卓・鈴木亘・久保久彦・青井真・中村洋光・藤原広行(防災科研)

- S14-P07 全国地震動予測地図 2018 年版
- #島津奈緒未・林豊(文科省)・藤原広行・森川信之(防災科研)
- S14-P08 上下動の地震動予測式の検討

森川信之・藤原広行(防災科研)

- S14-P09 西南日本で観測された計測震度の内帯側と外帯側の傾向の違い #田中裕人(構造計画研)・松浦律子・古村美津子(地震予知振興会)・高浜勉(構造計画研)
- S14-P10 局所的な距離減衰のリアルタイム推定による地震動即時予測 # 小寺祐貴(気象研)
- S14-P11 東北日本太平洋沖の震源の浅い地震による地震波の減衰の特徴

#小笠原勇・筧楽麿(神戸大理)

- S14-P12 長周期地震動振幅の短距離間空間較差の発生要因の理解と簡易的予測に向けた数値実験による予備的検討(その2) # 畑山健(消防研)
- S14-P13 地震発生層以浅のための摩擦構成則
- #加瀬祐子(産総研)・入江紀嘉・壇一男・鳥田晴彦((株)大崎総合研究所) S14-P14 地表地震断層近傍における長周期成分の評価を目的とした震源モデルの長大断層への適用性 (その2) 2008 年四川地震

久田嘉章(工学院大)・田中信也(東電設計) S14-P15 2010 年 Darfield 地震の永久変位を含む長周期(2 秒以上)地震動評価のための特性化震源モデル

松元康広 (構造計画研)・入倉孝次郎 (愛知工大)・高浜勉 (構造計画研) S14-P16 平成 28 年熊本地震前震における単発のパルス波の生成原因分析

豊増明希(京大工)・後藤浩之・澤田純男(京大防災研) S14-P17 2016 年熊本地震の震源近傍記録再現のための特性化震源モデル

貴堂峻至 · 永野正行(東京理科大学) · 引間和人(東京電力 HD)

S14-P18 強震波形による 2016 年熊本地震本震の震源過程再解析 #引間和人(東京電力HD)·田中信也(東電設計) S14-P19 熊本地震における地表地震断層近傍の建物倒壊分布 #中村洋光・藤原広行・門馬直一・内藤昌平(防災科研) S14-P20 強震動シミュレーションによる 1995 年兵庫県南部地震の「震災の帯」の成因の検討 # 村上譲·纐纈一起(東大地震研) S14-P21 2008年四川大地震(汶川地震)の震源過程解析 #高野和俊・纐纈一起(東大地震研) S14-P22 2003 年 7 月 26 日宮城県北部の地震(Mw 6.1)の震源モデルと強震動シミュレーション # 染井一寬·宮腰研·郭雨佳(地盤研) S14-P23 経験的グリーン関数法に基づく 2018 年島根県西部の地震の震源断層のモデル化 #吉田昌平・香川敬生・野口竜也(鳥取大院工) S14-P24 震源至近距離観測された鉱山内データを用いたオークニー M5.5 地震断層すべり解析 #安富達就·James Mori (京都大学)·小笠原宏 (立命館大学) S14-P25 永久変位データに基づく断層面積のスケーリング則 # 佐藤智美(清水建設) S14-P26 高周波数帯域におけるスペクトル低減特性の適切な表現方法について~ fmax フィルターおよびパラメータ κの比 較~ # 鶴来雅人・田中礼司(地域 地盤 環境 研究所)・香川敬生(鳥取大学)・入倉孝次郎(愛知工業大学) S14-P27 波形インバージョン解析による震源断層モデルのトリミング方法に関する考察 # 宮腰研・染井一寛・郭雨佳(地盤研) S14-P28 経験的地震動特性を用いた広帯域地震動合成手法の面展開 #岩城麻子·藤原広行(防災科研) S14-P29 近年の液状化被害を踏まえた液状化発生率の検討 # 先名重樹・小澤京子(防災科研)・杉本純也・山田和樹(損保料率機構) S14-P30 山形県中山町と寒河江市の震動特性(その2) #長谷見晶子・本田文成(東北大理)・野田恭介(地質計測(株)) 鈴木鷹也,鴇田丈洋(山形大理),先名重樹(防災科研) S14-P31 DONET による海底強震動観測 #中村武史·高橋成実(防災科研)·鈴木健介(海洋機構) S14-P32 準リアルタイム連続データを利用した地震観測情報伝達システムの構築 #赤澤隆士(地盤研究財団) S17. 地震教育・地震学史 S17-P01 高校生と連携した地震防災への取組み # 岡本拓夫(福井高専)

S17-P02 学校における当事者意識の醸成をねらった地震減災教育の実践とその効果について # 城大・伊東明彦(宇都宮大教育)

S22.2011年東北地方太平洋沖地震の地震学--7年間の成果

S22-P012011 年東北沖地震後の粘弾性緩和と余効すべりによる 2016 年茨城県北部地震に対する応力載荷
橋間昭徳・佐藤比呂志 (東大地震研)・Andrew M. Freed (パーデュー大学)
Thorsten W. Becker (テキサス大学)S22-P02非線形粘弾性を考慮した 2011 年東北地方太平洋沖地震の初期余効変動のモデル化の試み

飯沼卓史·縣亮一郎·堀高峰(JAMSTEC)·太田雄策·日野亮太(東北大理)

S22-P03 2011 年東北地方太平洋沖地震前後の海底地形変動分布

富士原敏也・小平秀一・藤江剛・海宝由佳・金松敏也・笠谷貴史・中村恭之・野徹雄・佐藤壮・高橋努(JAMSTEC) 高橋成実(NIED/JAMSTEC)・金田義行(Kagawa U./JAMSTEC)

A.K. Bachmann · C. dos Santos Ferreira · G. Wefer (MARUM)

M. Strasser (U. Innsbruck) · T. Sun (Penn. State U.)

S22-P04 非定常地殻変動の把握を目指した A – 0 – A 方式による海底水圧計ドリフト成分補正の試み # 西間木佑衣・太田雄策・日野亮太・鈴木秀市・佐藤真樹子(東北大理)・梶川宏明・小畠時彦(産総研)

S22-P05 地震活動度を用いた東北地方太平洋沖地震前後の福島県沖および房総沖での応力変化の推定

津村紀子(千葉大院・理)・石橋広崇(千葉大理,現京葉銀行)・高橋豪(出光興産(株)) S22-P06 OBS アレイで観測された日本海溝での誘発低周波微動

大柳修慧(京大院理)・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)
- S22-P07 日本海溝における地震時浅部滑りと地下構造 # 中村恭之・富士原敏也・小平秀一・三浦誠一・尾鼻浩一郎(JAMSTEC)
- S22-P08 日本海溝アウターライズ域におけるプチスポット周辺の地殻構造イメージング #大平茜・小平秀一(横浜国大 /JAMSTEC)・藤江剛・野徹雄・中村恭之・三浦誠一(JAMSTEC)

S24. 大阪府北部の地震

S24-P01 大阪府北部の地震活動の概要

宮岡一樹・武田清史・尾崎友亮・青木元(気象庁) S24-P02 2018 年 6 月 18 日の大阪府北部を震源とする地震に対するリアルタイム余震予測 # 近江崇宏(東大生産研)・尾形良彦(統数研)・汐見勝彦(防災科研)

"过往永远(永八工座时)"记忆这多(晚晚时) 行为助为多(内外平时)

Bogdan Enescu(京都大)・澤崎郁(防災科研)・合原一幸(東大生産研) S24-P03 GNSS データから見た大阪府北部の地震(M6.1) # 西村卓也(京大防災研)

S24-P04 新たに構築した GNSS 観測網による大阪北部地震の 電離圏解析

梅野健・後藤振一郎・土屋俊夫・引間泰成・五十嵐喜良(京大情報, Kyoto Univ.) 森俊洋・湯井能明・江口忠博・大野敦司・松田守弘・谷岡弘規・福永尊光(K-opti.com)

S24-P05 2018年6月18日大阪府北部地震のリアルタイム震度および最大震度分布図

神定健二・高橋功・篠原芳紀(高見沢サイバネティックス)

S24-P06 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震(MJ6.1)における基盤地震動の距離減衰特性

#池浦友則(鹿島技研)

S24-P07 Comparison of ground motions of north Osaka earthquake and earthquakes in southwest Japan

#Yadab P. Dhakal, Takashi Kunugi, Wataru Suzuki, Takeshi Kimura, Shin Aoi (NIED) S24-P08 墓石転倒率から見た 2018 年大阪府北部の地震 における地震動分布の特徴

川辺智士・中家愛梨・林能成(関西大社会安全)

S24-P09 鳥取県境港市で観測される長周期地震動階級-2018年大阪府北部の地震など-星山賢太郎・# 香川敬生・野口竜也・吉田昌平(鳥取大学)

S24-P10 関西地震観測協議会の強震観測網が捉えた 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震

赤澤隆士(地盤研)

S24-P11 衝撃的で強力な鉛直波動による特徴的な損壊事例(熊本地震と大阪府北部の地震)

#前原博(地球システム財団)

S24-P12 疑似点震源モデルを用いた 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震の強震動シミュレーション # 長坂陽介・野津厚(港空研)

S24-P13 大阪府北部地震のシミュレーション解析による大阪平野における浅部表層地盤の影響

片岡卓也・永野正行(東京理科大学)

S24-P14 京都盆地南西部淀川三川合流部での反射法地震探査データの再解析

稲崎富士(土木研)

S24-P15 6月18日大阪府北部の地震の高密度余震観測

飯尾能久・#片尾浩・冨阪和秀・澁谷拓郎・宮崎真大・長岡愛里・中川潤・澤田麻沙代・阪口光 大柳修慧・原将太・阿武山サポーター有志(京大防災研)・松本聡・松島健・神園めぐみ(九大理)

酒井慎一・増田正孝・田中伸一(東大震研)・林能成(関西大学社会安全学部)

S24-P16 大阪北部の微動観測調査と臨時地震観測

津野靖士 (鉄道総研)・山中浩明・地元孝輔 (東工大)・是永将宏 (鉄道総研) S24-P17 2018 年大阪府北部の地震における茨木市周辺の余震観測

#後藤浩之(京大防災研)・平井俊之・江口拓生(ニュージェック)

中本幹大 · Anirban Chakraborty · 山下大輝 (京大防災研)

中野優・堀高峰(JAMSTEC)・高橋成実(防災科研)

S24-P18 2018年6月18日の大阪府北部の地震の余震観測 # 松島信一・伊藤恵理・長嶋史明(京大防災研)・門田竜太郎・八木尊慈・佐藤啓太・王自謙(京大院工)

10月10日(水)16:45~18:15 ポスター会場(1階多目的展示ホール(A))

ポスターセッション

S02. 地震計測・処理システム, S04. テクトニクス, S06. 地殻構造, S08. 地震発生の物理, S09. 活断層・歴史地震, S15. 地盤構造・地盤震動, S18. 地震一般・その他, S21. 地震波・地震動の理論と解析 50 年

S02. 地震計測・処理システム

 S02-P01
 南九州川内地域周辺における高密度地震観測網(AK-net)の構築

 # 中元真美・澤田義博・笠原敬司・Panayotopoulos Yannis・関根秀太郎(地震予知振興会)

 S02-P02
 埼玉県さいたま市見沼区および周辺地域で観測された地震の波形データの解析による見沼区の地盤特性の推定

#林春太朗・荒井賢一(栄東高等学校)・野間鉄心(栄東中学校) S02-P03 日本海溝海底地震津波観測網(S-net)のノイズレベル評価 #植平賢司・功刀卓・汐見勝彦・青井真・高橋成実・近貞直孝・松本拓己・中村武史(防災科研)

篠原雅尚・山田知朗(東大地震研)・望月将志(文科省)・金沢敏彦(地震予知振興会) S02-P04 広帯域海底地震計鉛直成分のノイズ除去による表面波アレイ計測

川野由貴・一瀬建日・川勝均・塩原肇(東大地震研) S02-P05 DONET 海中部センサーの長期安定性評価

S02-P06 高分解能加速度センサーによる高精度傾斜計測の試み

石原靖・深尾良夫・金泰運(JAMSTEC) S02-P07 高密度地震観測網における観測データの時刻補正 # 木村武志・青井真(防災科研)・酒井慎一・平田直(防災科研・東大地震研)

S02-P08 特殊な状況下で用いる時刻校正システムの開発

大竹和生(気象大学校)

伊藤貴盛((株) aLab)

S02-P09 WIN システムで利用可能な Web 利用のリアルタイム波形表示

S02-P10 Tremor identification by deep learning 石永祥(北京大)・#川勝均・鶴岡弘・石瀬素子(東大地震研)・宁杰远(北京大)

S02-P11 Singular Spectrum Analysis による 2017 年熊本地震の余震の S 波到着時刻の読み取り

#大島光貴(清水建設(株))

35
S02-P12	DAS テクノロジーを用いて日本で記録された地震イベントのまとめと将来のビジョン
	# 木村恒久(シュルンベルジェ)
S02-P13	速度構造の震源決定位置への影響について(3)
	# 勝間田明男(気象研)
S04 テ	クトニクス
S04_P01	New tremer detection in Puysegur and Marlhorough fault system New Zealand
504-1 01	#D: P
	#Flerre Romanet · Satosni ide (EFS, University of Tokyo)
S06. 地	
S06-P01	1993年北海道南西ア地震震源域~日本海盆での地殻構造探査
	# 野徹雄・佐藤壮・小半秀一・三浦誠一(JAMSTEC)・石山達也・佐藤比呂志(東大地震研)
S06-P02	反射法地震探査による会津盆地の地下構造
	# 伊藤忍・木下佐和子・山口和雄・内田洋平・石原武志(産総研)・竜沢篤ノ助(早稲田大)
S06-P03	2 次元重合前深度マイグレーションによる 2011 年東北沖地震破壊領域の地殻構造
	# 郭晨・朴進午(東京大学大気海洋研究所)
S06-P04	福島県相馬沖の地震波速度構造
	# 中東和夫(東京海洋大学)・佐藤壮・藤江剛・高橋努・三浦誠一・小平秀一(JAMSTEC)
S06-P05	富士山、箱根火山周辺の地震波減衰とマグマ溜り
	# 柏木広和・中島淳一(東工大)・松澤暢(東北大)
S06-P06	レシーバ関数を用いた伊豆島弧衝突帯の地殻構造解析(2)
	# 安部祐希・本多亮・行竹洋平(温地研)
S06-P07	重力異党解析による宣李田南岸断層の構造
500-1 07	・ 重力共市所がによる国本が市内である。 ・ 運力共市所がによる国本が市内である。 ・ 運力、中心・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・
	"十位改治""并此为公(亚代八子) 八田又治 自田進 《田昌功 自田地文 日本侯也(北陸电力)
	文貝石 (松石地貝祠重)・小庇石太 (心田地貝)
S06-P08	地震波十渉法で探る地震発生と水の関係(2)
~~~ ~~~	# 斤尾浩(泉大防炎研)
S06-P09	2017年9月3日に北朝鮮で発生した爆発的事象による長周期表面波
	# 山田浩二(阪神コンサルタンツ)
S06-P10	レシーバ関数解析による西南日本スロー地震発生域周辺の構造変化の検出
	# 佐脇泰典(京大理)・伊藤喜宏・太田和晃・澁谷拓郎(京大防災研)
S06-P11	四国西部深部低周波微動域周辺における異方性構造の変化 2: 理論波形に基づく解釈
	# 汐見勝彦(防災科研)
S06-P12	稠密余震観測による 2016 年熊本地震震源域周辺の不均質構造
	# 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
S06-P13	地震波トモグラフィーを用いた九州地方における三次元速度構造の推定
	# 鳥家充裕・山田浩二(阪神コンサルタンツ)
S06-P14	九州地方における地殻の内部減衰と散乱減衰の三次元構造
200 1 11	# 志藤あずさ・松木聡(九十地震水山や)・大倉勘宏(京十水山や)
S06-P15	市心源のすと 「公平地(八八九歳八日と) 八石城本(ホ八八日と)
500-1 15	"小水两番花小人公公市北市小小地長汉还及番俎 "山木坦二朗,宣桥奴,工匠墙,屋息选二郎,三浦誠二,小亚禾二 (IAMCTEC),今田美行 (禾川十)
C0C D1C	#山平物三朝・同輸力・口原項・尼鼻石一即・二冊載一・小十万一(JAMSIEC)・亚田我11(百川人)
500-110	Nムノロシェクト = ビクフノイルめ込み市での天焼俣海欧地震観測=
	# 新井隆太・小平労一・膝江剛・尾鼻冶一郎・山本揚一朗・二浦誠一(海洋研究開発機構)
	望月公廣(東大地震研)・仲谷幸浩(鹿児島大)
	Stuart Henrys • Dan Barker • Richard Kellett • Dan Bassett (GNS)

Nathan Bangs・Harm van Avendonk(テキサス大)

#小川真由·清水史緒·鶴哲郎·古山精史朗(海洋大)·朴進午·郭晨(AORI)·荒井晃作·井上卓彦(産総研) S08. 地震発生の物理 S08-P01 日本列島下におけるスラブ内地震の放射効率 # 足立夢成・中島淳一(東工大)・松澤暢(東北大) S08-P02 スラブ地殻内地震~相転移境界と応力擾乱~ # 臼井友輔・中島淳一(東工大)・松澤暢(東北大) S08-P03 南海沈み込み帯における誘発微動と表面波による応力摂動 #池田亮平·須田直樹(広島大理) S08-P04 西南日本の長期的 SSE 期間に誘発される深部低周波微動の空間的特徴 #中本敬大(金沢)·平松良浩(金沢大)·松澤孝紀(防災科研) S08-P05 GNSS データのスタックによる四国西部の短期的 SSE のすべり分布の推定 #加納将行(東北大理)・加藤愛太郎・小原一成(東大地震研) **S08-P06** アジョイント法による SSE 発生域の摩擦特性の推定 #加納将行(東北大理)·宮崎真一(京大理)·平原和朗(理研) S08-P07 有限要素計算を用いた豊後水道の長期的スロースリップサイクルシミュレーション # 縣亮一郎・堀高峰(JAMSTEC)・藤田航平(東大地震研)・兵藤守(JAMSTEC)・市村強(東大地震研) S08-P08 関東地震と房総沖スロースリップイベントのモデル化 #中田令子・縣亮一郎・兵藤守・堀高峰 (JAMSTEC) S08-P09 三陸沖北部から房総沖にかけての地震発生シミュレーション #藤田健一·弘瀬冬樹(気象研)·前田憲二(気象庁) S08-P10 速度・状態依存摩擦則に従う断層が並行する場合:スロースリップ断層ときどき高速すべり化 #三井雄太(静大理) S08-P11 Multiple Cracks in Brittle Solids: Individual Mechanical Interaction versus Collective Behavior #Koji Uenishi (GSFS, Univ. Tokyo) · Yuki Fukuda (Sch. Eng., Univ. Tokyo) Nobuki Kame (ERI, Univ. Tokyo) S08-P12 Wave Propagation and Dynamic Rupture in a Granular Slope #Koji Uenishi (GSFS, Univ. Tokyo) · Tsukasa Goji (Sch. Eng., Univ. Tokyo) S08-P13 0.1 満点観測によって得られた鳥取県西部地震震源領域における微小地震のメカニズム解の特徴について #林田祐人·松本聡(九大)·飯尾能久(京大防災研) 酒井慎一・加藤愛太郎(東大地震研)・0.1 満点地震観測グループ S08-P14 P 波初動データから得た応力場の空間パターンに基づくメカニズム解推定 #岩田貴樹(常盤大学) S08-P15 2016年熊本地震震源断層および日奈久断層周辺の応力場の時空間変化について #光岡郁穂・松本聡(九大理)・志藤あずさ(九大地震火山セ)・山下裕亮(京大防災研) 中元真美(地震予知振興会),宮崎真大,飯尾能久(京大防災研) 酒井慎一(東大地震研)・2016 年熊本地震合同観測グループ S08-P16 遠地実体波を用いた 2016 年熊本地震の断層形状と破壊伝播の同時推定 #茅野奎太・八木勇治(筑波大学) S08-P17 2016 年ニュージーランド Kaikōura 地震の複雑な震源過程について # 前畑健人・八木勇治・清水宏亮・奥脇亮(筑波大) S08-P18 流体関与の地震の non-double-couple 成分 # 今西和俊·内出崇彦(産総研) S08-P19 P波の変位振幅の立ち上がりのマグニチュード依存性(2) # 立岩和也・岡田知己・内田直希(東北大理)

S06-P17 水中スピーカーを用いた三次元反射法地震探査データ取得実験

37

S08-P20 繰り返し地震の地震サイクルにおけるとその近傍の微小地震活動~パークフィールドと東北沖との比較~

# 田中麻莉子・内田直希・松澤暢(東北大理)・Robert M. Nadeau (UC Berkeley) S08-P21 南アフリカ Mponeng 金鉱山地表下 3.3 km で発生した M2 地震前後の Acoustic Emission の震源位置標定と絶対規

模推定 # 松田幹生・直井誠・南隆太郎・石田毅(京大)・中谷正生(東大)・矢部康男(東北大)

S08-P22 4m 長模擬断層面で観測された主破壊に至るまでの前震活動の特徴 # 山下太・福山英一・徐世慶(防災科研)

S08-P23 M5.5 Orkney 地震の余震発生帯から回収された断層岩の微小変形構造(ICDP DSeis project) # 横山友暉・金木俊也・廣野哲朗(大阪大)・矢部康男(東北大)・小笠原宏(立命館大)

S09. 活断層・歴史地震

S09-P01 主断層から離れた地点に生じた小規模な地表地震断層上における古地震履歴:阿蘇カルデラ北西部,阿蘇市宮地の トレンチ調査

#石村大輔(首都大)・熊原康博(広島大)・堤浩之(同志社大)・遠田晋次・高橋直也(東北大)

- 市原季彦(堆積環境リサーチ)・高田圭太((株)復建調査設計)・加藤佑一(首都大)
- S09-P02 熊本県益城町の地震断層を横断する反射法地震探査

# 青柳恭平・上田圭一 (電中研)・竹本哲也・末広匡基・宮脇理一郎 (阪神コンサル) S09-P03 地中レーダを用いた台湾山脚断層の検出

# 中村衛(琉球大理)·陳浩維(台湾中央大)

S09-P04 1944 年東南海地震、1945 年三河地震における豊田市域の震度分布 # 廣内大助(信州大)・服部亜由未(愛知県立大)・前島訓子(椙山女学園大・非) 内山琴絵・西尾さつき・阿部雅也(名古屋大)

S09-P05 殖産興業の民間先駆者 田中長嶺が見た濃尾地震

#平井敬(名大環境)

S09-P06 伊豆・小笠原諸島海域の断層分布

#新井麗・勝山美奈子・田中恵介・鎌田弘己・高橋成実(JAMSTEC) 佐藤智之・井上卓彦(AIST)・金田義行(香川大)

S09-P07 伊豆・小笠原海域の三次元速度構造

#勝山美奈子・新井 麗・田中恵介・高橋 成実・鎌田弘己(JAMSTEC) 佐藤智之・井上卓彦(AIST)・金田義行(香川大)

S09-P08 南海トラフ西部周辺海域おける断層分布

# 眞保敬・新井麗・勝山美奈子・田中恵介・高橋成実・鎌田弘己(JAMSTEC) 佐藤智之・井上卓彦(AIST)・金田義行(香川大)

S09-P09 南西諸島海域における波源断層モデルの構築と島嶼部における津波の影響評価 # 乘松君衣・松山尚典(応用地質)・大角恒雄(防災科研)

高橋成実(JAMSTEC/防災科研)・藤原広行(防災科研)

#### S15. 地盤構造・地盤震動

S15-P01 地中と地表における地震記録のデコンボリューションの微分波形

# 柴田剛・中原恒(東北大理)

#石原正也・中原恒(東北大・理)

S15-P02 データ同化に基づく地中地震記録を用いた地表地震動の予測

S15-P03 拡張 SPAC 法のインコヒーレントノイズ補正

# 長郁夫(産総研)

S15-P04 微動アレー観測に含まれるばらつきを考慮した地盤増幅特性の評価法に関する検討 # 林穂高・後藤浩之・澤田純男(京大防災研) S15-P05 微動アレイ探査の位相速度特性に基づく強震動予測のための地盤の類型化

#先名重樹・若井淳(防災科研)・谷田貝淳・松山尚典(応用地質)・藤原広行(防災科研) S15-P06 東海地域における浅部深部統合地盤モデルの構築 #若井淳・先名重樹(防災科研)・神薫・谷田貝淳・稲垣賢亮・松山尚典(応用地質)・藤原広行(防災科研)

S15-P07 地震動と微動の広帯域観測記録より推定したネパール・カトマンズ盆地の表面波位相速度 # 林田拓己・横井俊明(建築研)・バッタライムクンダ(ネパール鉱山地質局)

S15-P08 Construction of a 3-D velocity model for ground motion simulation in the Kathmandu Basin, Nepal #Subeg Bijukchhen, Nobuo Takai (Hokkaido Univ.) · Michiko Shigefuji (Kyushu Univ.)

Masayoshi Ichiyanagi (Hokkaido Univ.)・Tsutomu Sasatani, Yokito Sugimura S15-P09 瑞浪地殻変動観測壕内で発生した有感地震イベントによる地下構造の変化

#國友孝洋(東濃地震研・名大)・浅井康広・石井紘(東濃地震研)

S18. 地震一般・その他

S18-P01 Hi-net 地震記録から推定する地震モーメントとモーメントマグニチュード

#上野友岳·齊藤竜彦(防災科研)

#### S21. 地震波・地震動の理論と解析 50 年

S21-P01 見掛け輻射特性の周波数・距離依存性の空間変化

# 武村俊介・齊藤竜彦・久保久彦・汐見勝彦(防災科研)

- S21-P02 海底地震計記録の自己相関関数の時間変化の要因を探る # 植村美優(京大理)・伊藤喜宏・太田和晃(京大防災研)・日野亮太(東北大)・篠原雅尚(東大地震研)
- S21-P03 秋田県森吉山周辺で観測された S-S 散乱波の波形形状の時間変化 # 雨澤勇太・小菅正裕・前田拓人(弘前大理工)

S21-P04 地球の曲率を考慮した3次元構造モデルに基づく地震動・地殻変動・津波統合シミュレーション #竹中博士・小松正直(岡山大)・中村武史(防災科研)・豊国源知(東北大)・岡元太郎(東工大)

#### 10月11日(木)10:30~12:00 ポスター会場(1階多目的展示ホール(A))

#### ポスターセッション

#### S01. 地震の理論・解析法, S03. 地殻変動・GNSS・重力, S07. 地球及び惑星の深部構造と物性, S16. 津波, S23. 地震活動とその物理

S01. 地震の理論・解析法

S01-P01 波線近傍にノードを限定した最短経路法による効率的な波線追跡

# 関口渉次(防災科研)

#中原恒(東北大・理)

#澤崎郁(防災科研)

#田中昌之・勝間田明男(気象研)

# 本多亮(温地研)・蓬田清(北大理)

S01-P04 地震波速度変化の統計的特徴(2)

S01-P05 余震による地震動最大振幅の頻度分布と時間変化

S01-P02 津波地震(スロー地震)規模推定手法の検討(3)

S01-P03 Wiener filter を用いた S 波異方性検出の試み

S01-P06 常時地球自由振動の振幅の長期的変動について

# 功刀龍一・須田直樹 (広島大理)

#### S03. 地殻変動・GNSS・重力

S03-P01 四国地方の遷移領域における固着速度と微動個数レートの時間変化

# 落唯史(産総研)

S03-P02 GNSS-A 観測から見えてきた南海トラフ周辺の海底の地殻変動速度場の時間変化

# 石川直史・横田裕輔(海洋情報部)

S03-P03 マルチチャンネル特異スペクトル解析法を用いた房総沖スロースリップ域の海底圧力計データの解析 # 村田耕一・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)

- S03-P04 GEONET に基づく 2018 年 6 月房総半島 SSE の滑り分布モデル
- #小沢慎三郎・矢来博司(国土地理院)
- S03-P05 2018 年房総半島沖スロースリップイベントに伴う傾斜変動および地震活動の特徴

# 木村尚紀(防災科研)

S03-P06 ALOS/PALSAR データの干渉 SAR 時系列解析による相模湾沿岸地域の地殻変動

# 道家涼介(温地研)

S03-P07 InSAR 時系列解析による太平洋沿岸の岬周辺における定常的地殻変動

#安藤忍·小林昭夫(気象研究所)

- S03-P08 東北地方太平洋沖地震前 15 年間の地殻変動から推定したプレート間の固着・非地震性すべりの時空間分布 # 田中もも・吉岡祥一(神戸大)
- S03-P09 ひずみデータを用いたすべり量分布の解析について

#露木貴裕(気象研)

#### S07. 地球及び惑星の深部構造と物性

- S07-P01 マグマオーシャン深部条件での珪酸塩メルトの粘性率測定
- 謝龍剣・#米田明(岡大惑星研)・肥後祐司・丹下慶範(JASRI) S07-P02 スラブ挙動に対する海溝後退速度の時間変化の影響に関する数値シミュレーション
  - 001-102 ハノノ手動に刈りる西倍及区が反切時间及しの影音に因りる奴但ノ、エレーノヨノ

# 土田真愛・亀山真典(愛媛大 GRC)

- S07-P03 Trans-dimensional Bayesian inversion による大陸域の地殻―上部マントル速度構造推定 # 平亨・吉澤和範(北大理)
- S07-P04 η_{*}を用いた太平洋及びオーストラリア周辺域の上部マントル3次元鉛直異方性構造 # 奥山秀弥・吉澤和範(北大理)・川勝均・一瀬健日(東大地震研)

S07-P05 マルチモード表面波を用いたオーストラリア周辺域の上部マントル方位異方性

# 西村祐香・吉澤和範(北大理)

S07-P06 Observation of a super-low velocity anomaly inside slab within the mantle transition zone beneath Kii peninsula #Xin Long • Hitoshi Kawakatsu • Nozomu Takeuchi (ERI)

S07-P07 内核西半球内における1次元減衰・速度構造の地域特性 # 入谷良平・川勝均・竹内希(東大地震研)・D. Srinagesh (NGRI)

#### S16. 津波

S16-P01 三陸海岸に分布する 869 年貞観津波に対比されるイベント堆積物の特徴

#石村大輔(首都大)

- S16-P02 北海道霧多布湿原における 13・17 世紀頃の海岸線の推定 # 伊尾木圭衣・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一朗・松本弾・中村淳路(産総研)・嶋田侑眞(筑波大)
- S16-P03 1707 年宝永地震の津波痕跡高を再現する特性化波源断層モデルの作成 # 鬼頭直(応用地質)・平田賢治・藤原広行・中村洋光(防災科研)

松山尚典(応用地質)·村田泰洋(国際航業)·阿部雄太(CTC)

S16-P04 「1768 年明和沖縄本島南西沖地震津波」に関する一考察 # 土肥裕史・平田賢治・藤原広行(防災科研) S16-P05 1906 年エクアドル・コロンビア地震の津波波源の再検討 S16-P06 富山新港の1秒サンプリング潮位記録と短周期先行津波 #川崎一朗(東濃地科研)・河合雅司(富山高専)・石森繁樹(富山高専名誉教授)・西村卓也(京大防災研) S16-P07 東北地方太平洋域地震の隣接地域における想定海溝型巨大地震に伴う津波の数値シミュレーション #長田史應(大阪大)・吉岡祥一(神戸大)・馬場俊孝(徳島大) S16-P08 アウターライズ地震津波のデータベース構築に向けた津波計算モデルの感度解析

#馬場俊孝(徳島大)·近貞直孝(防災科研)

# 吉本昌弘・熊谷博之(名大環境)

中村恭之·藤江剛·尾鼻浩一郎·三浦誠一·小平秀一 (JAMSTEC)

S16-P09 北陸3県における津波ハザード評価~将来の地震に対する災害軽減を目指して~ # 大堀道広(福井大原子力研)・益川優里(建設技術研究所)・小嶋啓介(福井大工)

S16-P10 山陰沖~九州沖の海域活断層による日本海沿岸部の津波高 # 佐竹健治 (東大地震研) · Aditva Riadi Gusman (GNS Science)

五島朋子 (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)

S16-P11 南西諸島海溝を対象とした確率論的津波ハザード評価のための特性化波源断層モデル # 大嶋健嗣(応用地質)・平田賢治・藤原広行・中村洋光(防災科研)

松山尚典·鬼頭直(応用地質)·村田泰洋(国際航業)·是永眞理子(CTC)

S16-P12 南西諸島海溝における確率論的津波ハザード評価のための津波予測計算 # 齊藤龍(国際航業)・袴田智哉(CTC)・大嶋健嗣・鬼頭直(応用地質)

村田泰洋(国際航業)·松山尚典(応用地質)·是永眞理子(CTC)·中村洋光·平田賢治·藤原広行(防災科研) S16-P13 南西諸島海溝における確率論的津波ハザード評価:確率設定方法と評価結果について

#阿部雄太・袴田智也・是永真理子・秋山伸一(CTC)・鬼頭直(応用地質) 村田泰洋(国際航業)·平田賢治·藤原広行(防災科研)

S16-P14 津波遡上即時予測情報を用いた被害推定システムの試作

# 中村洋光·髙橋郁夫·藤原広行(防災科研)

- S16-P15 データベース検索型津波遡上即時予測システム:オフラインシステムによる検証 # 三好崇之・鈴木亘・近貞直孝・青井真(防災科研)
- S16-P16 F-netメカニズム解および ERI_WPHASE 解を用いた遠地津波伝播に関する即時計算システムの開発 # 中村武史·鈴木 亘·近貞直孝·高橋成実(防災科研)·鶴岡弘(東大地震研)·木村武志·木村尚紀(防災科研)
- S16-P17 南太平洋を波源とする遠地津波振幅の時間推移

#山本剛靖(気象研)

S16-P18 遠地津波計算におけるブシネスク型分散と数値分散利用モデルの比較

#木村健吾·馬場俊孝(徳島大学大学院)

- S16-P19 津波地震(スロー地震)の近地波形の推計とそれに基づくマグニチュード推定の考察 # 西宮隆仁·勝間田明男(気象研)
- S16-P20 四国沖大陸棚斜面の海底地すべりの地形調査

# 権容大・馬場俊孝(徳島大学大学院)・松野哲男・林美鶴(神戸大学)・市原寛(名古屋大学)

S23. 地震活動とその物理

S23-P01 離れた地震の揺れに起因する地下の流体流動~検出方法と地熱地域への適用~

# 岡本京祐・浅沼宏・田中勇希 (産総研)

S23-P02 豊後水道から日向灘にかけてのb値時空間分布

#千葉慶太(九大地震火山セ)

S23-P03 根室沖の震源決定精度の検討 #一柳昌義・高橋浩晃(北大地震火山セ)・Iurii LEVIN(サハリン地震観測所) S23-P04 紀伊半島北西部における岩相と地震活動の関係 #前田純伶・大坪 誠 (産総研)・松澤 暢 (東北大理) S23-P05 最近の気象庁一元化震源の動向 #上野寛・上田満治・森脇健(気象庁)・溜渕功史(気象研) S23-P06 四国・日向灘地域における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)·芝崎文一郎(建築研) S23-P07 豊後水道 GNSS 観測網で捉えた 2015 年 12 月~ 2016 年 3 月頃の小規模なスロースリップイベント # 廣瀬仁(神戸大)・松島健(九大理)・田部井降雄(高知大)・西村卓也(京大防災研) S23-P08 MUSIC 法を用いた紀伊半島周辺の深部低周波微動のアレイ解析 #寒河江皓大・中原恒・西村太志(東北大理)・今西和俊(産総研) S23-P09 「スロー地震データベース」の構築と運用 #田中優作(東大地震研)·加納将行(東北大理)·麻生尚文(東工大理) 松澤孝紀(防災科研)・井出哲(東大理)・小原一成(東大地震研) S23-P10 2017年9月8日に秋田県南部で発生した M5.2 の地震の震源過程・破壊伝播指向性・応力降下量と、東北日本の 偏差応力 # 吉田圭佑(東北大・理)・齊藤竜彦(防災科研)・江本賢太郎・松澤暢(東北大・理) S23-P11 東海地域のスラブ内地震の特性 # 鈴木貞臣・村上理(東濃地震研)・V. M. タン・V. V. ブング(ベトナム地物研)・木股文昭(東濃地震研) S23-P12 南極, 東オングル島における複数地震計アレイ観測 #中元真美(地震予知振興会)·金尾政紀(極地研) S23-P13 四国西部のスロー地震発生域における稠密アレイを用いたレシーバー関数解析 # 疋田朗・小原一成・加藤愛太郎・竹尾明子・悪原岳(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工) S23-P14 南海トラフ西部におけるスロースリップイベントの震源パラメータ #高木涼太・内田直希・長谷川昭(東北大)・小原一成(東大地震研) S23-P15 OBS 観測による駿河湾の地震活動について一駿河湾における最近の地震活動の特徴-馬塲久紀(東海大海洋)・#西宮隆仁・中田健嗣・小林昭夫・勝間田明男・(気象研) 対馬弘晃(気象庁)·澤田義博·笠原敬司·Panayotopoulos Yannis·阿部信太郎(地震予知振興会) 曽谷太洋・中尾凪佐 (東海大院海洋) S23-P16 天草地震空白域における非弾性ひずみの検出 #湯浅雄平(九大理)・松本聡・松島健(九大地震火山セ) 中尾茂(鹿児島大理工)・大倉敬宏(京大火山研究セ) S23-P17 1997-2010 年における東海地方スロースリップイベントの時空間発展の推定 #坂上啓(京大理)・西村卓也(京大防災研)・福田淳一(東大地震研)・加藤照之(温地研) S23-P18 三つの津波地震の前震活動に関する地域性及び時空間的特徴の評価 #劉弋鋒·伊藤喜宏·太田和晃(京大防災研)·片上智史(京都大学理学研究科) S23-P19 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(5) # 八木原寛・仲谷幸浩・平野舟一郎・小林励司・宮町宏樹・中尾茂(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) S23-P20 蔵王山直下の深部低周波地震活動 #池谷拓馬·山本希(東北大理) S23-P21 室内実験における摩擦構成則と地震発生サイクル #山口哲生・西澤祐希・澤江義則(九大工)

S23-P22	東北日本で発生する深部低周波地震のスペクトル特性
	# 小菅正裕・春山太一(弘前大理工)
S23-P23	十勝沖・三陸沖における低周波微動活動
	#田中佐千子・松澤孝紀・浅野陽一(防災科研)
S23-P24	長期孔内観測点と DONET データによる南海トラフ浅部ゆっくりすべりモニタリング
	# 鈴木健介・荒木英一郎・木村俊則・町田祐弥・堀高峰(JAMSTEC)
	高橋成実(NIED/JAMSTEC)・小平秀一(JAMSTEC)
S23-P25	広帯域海底地震計の近地記録に基づく浅部 VLFE と tremor の関係
	# 藤亜希子・井出哲(東大理)・Wu-Cheng Chi(台湾中央研究院)
S23-P26	高密度観測網 AS-net で捉えられた東北地方北部~北海道南西部の低周波イベントの分布と特徴
	# 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・阿部信太郎・石田貴美子(振興会)
S23-P27	2018 年 4 月 14 日に発生した愛知県西部の地震の地震波放射エネルギー
	# 村上理(東濃地震研)
S23-P28	Signals in Transition from Deformation to Failure

#Miki Yamamoto, Takane Hori, Osamu Kuwano, Hide Sakaguchi (JAMSTEC)

# 記念講演 (A 会場)

### 地震波構造探査に基づくプレート境界域の地震学的構造と 地殻活動の研究 #新井隆太(海洋研究開発機構)

Seismological structures and crustal activities at plate boundaries based on active-source seismic surveys #Ryuta Arai (JAMSTEC)

#### <u>1. はじめに</u>

プレート境界域では、秒単位で終結する地震すべりから100万年単位で進行す る地殻の形成・進化プロセスまで、様々な時空間スケールの地殻活動が見られる. これら多様な地殻活動の実態と根本的な発生要因を理解する上で、活動が実際 に起こる場の構造情報は極めて有益である.本発表では、著者がこれまでに取り 組んできた地震波構造探査に基づくプレート境界域の地震学的構造と地殻活動 の研究をテクトニクスごとに分類し、その研究背景と成果について紹介する.

#### <u>2. 伊豆衝突帯</u>

関東地方南西部に位置する伊豆衝突帯では、火山性島弧である伊豆小笠原弧が大陸起源の本州弧と衝突している. Arai et al. (2013) は衝突帯中央部を横断する屈折法探査のデータ解析に基づき、伊豆小笠原弧の衝突様式が従来考えられていたimbrication構造ではなく、衝突帯両端の断層が内側に傾斜するdoubly-vergent構造を持つことを明らかにした.また、地表に露出する深成岩体が地殻深部まで鉛直方向に連続的に分布することを明らかにし、それらが伊豆小笠原弧地殻の溶融後の貫入によって形成されたことを示した.

#### <u>3. 琉球海溝</u>

ゆっくり地震の活動形態は世界各地で報告されるようになったが、その背景にある断層構造や流体の分布・挙動といった発生環境は不明な点が多い.近年、様々なゆっくり地震が確認されている琉球海溝はこの課題に対して重要な研究対象である. Arai et al. (2016) は琉球海溝南部での地震波探査データから、1771年八重山地震の巨大津波波源域とされるプレート境界浅部(Nakamura, 2009)に分岐断層とプレート境界からなるウェッジ構造が存在することを示した.また、流体の存在を示唆する極性反転した反射面を分岐断層とプレート境界の浅部から深部にかけて断続的に検出した.さらに、プレート境界の深さ15-18kmで低周波地震が発

生していることを確認した.これらの知見から,琉球海溝南部ではプレート境界浅 部の津波発生域から深部のスロースリップ発生域までほぼ連続的にゆっくり地震 の発生場となっており,プレート固着域は狭い領域に限定されることが示唆される. 琉球海溝南部とは対照的に,琉球海溝北部では厚い海台群が沈み込んでいる. Arai et al. (2017a) は奄美海台が上盤プレートに衝突している領域で実施された 地震波探査データから,沈み込んだ海山の前面にプレート断裂構造を発見した. この断裂は1995年奄美近海地震(M7.1の正断層地震)の余震分布(山田他, 1997)とよく一致する.この結果はスラブの地殻・上部マントル内をほぼ垂直に走る 正断層が存在し,海台群の浮力に起因する特異的な応力場によって高角なスラ ブ内正断層地震が駆動されることを示唆する.

#### 4. 沖縄トラフ

琉球海溝の背弧域に位置する沖縄トラフでは,背弧リフティングによって地震・ 火山・熱水活動といった様々な地殻活動が発生している.これら多様な現象の素 過程については多く研究がなされているが,空間的に近接して発生している現象 の相互の連携過程まで含めた理解は十分ではない. Arai et al. (2017b) は沖縄ト ラフ南部を縦断する反射法探査のデータ解析から,リフト軸の直下に幅数kmのマ グマ貫入体が存在することを示した.このリフト軸上に位置する八重山海丘では, 近年の海底調査によって新たに熱水噴出孔が発見されており(宮崎他,2017), 背弧リフティングに起因する地殻深部からの貫入体が熱水噴出の熱源となってい ると考えられる.リフト軸から島弧側へ約10kmの位置には1924年に噴火した西表 島北北東海底火山の候補とされる石垣海丘がある. Arai et al. (2017b) は石垣海 丘近傍の海底下にメルトレンズと考えられる極性反転した反射面とマグマだまりと 考えられる低速度領域を検出した.マグマだまりの直上には厚く堆積物が充填し ているが,この堆積物は周囲より変形を受けかつ高速度を呈すことから,マグマが 冷却し固化してできた岩石を多く含むことが示唆される.

#### 5. 今後の展望 ーヒクランギ沈み込み帯ー

沈み込み帯の3次元性や異方性の解明には3次元調査が不可欠である.2017年 度より日米英NZの国際共同研究として、ゆっくり地震が卓越するヒクランギ沈み込 み帯での大規模地震調査が実施されている.このプロジェクトでは、米国船 Langsethを用いた反射法探査と合わせて、JAMSTECの海底地震計100台を用い た広域2次元探査および稠密3次元探査のデータが取得された.この地震探査プロ ジェクトと平行して、同海域で米国掘削船JOIDES RESOLUTIONによる掘削調査 も実施された.これらの調査結果からゆっくり地震発生域の構造・活動・物性が統一 的に理解できるようになることが期待される.

#### Nonlinear instantaneous velocity change at shallow depths caused by strong motion of the 2011 Tohoku-Oki earthquake #Nori Nakata (U. Oklahoma)

The strong motion generated by the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake causes the weakening of near-surface soil and rock in the wide region of the eastern Japan (Nakata and Snieder, 2011; Brenguier et al., 2014). This weakening can be measured as elastic velocity reduction, and this phenomenon is observed at many different areas related to other large earthquakes (Schaff and Beroza, 2004; Brenguier et al., 2008; Stehly et al., 2015). Applying deconvolution interferometry to KiK-net data, Nakata and Snieder (2011) studied the quasi-permanent change of the near-surface velocities by averaging over two months after the earthquake (Figure 1a). As Nakata and Snieder (2011) suggested, this technique can be used for the estimation of the instantaneous velocity change during the mainshock, which has about three minutes long.

In this study, I estimate the near-surface velocity changes throughout Japan during the mainshock of the Tohoku-Oki event using KiK-net (Figure 1b). I employ the short-time moving-window seismic interferometry. At now, I assume that the incident angle is nearly vertical due to the low-velocity layer at the near surface. I estimate the velocity changes in Figure 1b from deconvolution wavefields at 1-10 Hz and plot the lowest velocity at each receiver. The time window for the plot is not consistent for stations. The amount of the velocity reduction is much larger than quasi-permanent one (Figure 1a), which suggests that this velocity change in Figure 1b reflects the nonlinear effect due to the strong motion. This nonlinear effect can be modeled by the friction-failure model (Sleep and Nakata, 2017).

The averaged and instantaneous velocity changes (Figures 1a and 1b, respectively) show that the intensity of the changes do not have strong correlations. For example, Fukushima have quasi-permanent and

instantaneous velocity reduction, but strong reduction occurs during the mainshock, but most of changes is recovered right after strong motion passed. Aomori has the opposite trend. Iwate shows strong velocity reduction for both quasi-permanent and instantaneous changes. These relationship is related to local geology, and important for ground motion models.

The instantaneous velocity change estimation can be used at different regions and receiver settings. I estimate velocity changes at Nankai Trough to find seasonal variations, at Oklahoma and Texas to see the effect of injection and natural fluid, and at a building which experimentally exposes to a Nankai-Trough earthquake to measure the safety of the building.



Figure 1. Near-surface velocity changes caused by the Tohoku-Oki earthquake estimated by the deconvolution interferometry. Positive numbers mean velocity reduction. (a) Average changes between two months before and after the Tohoku-Oki event (modified after Nakata and Snieder, 2011). (b) The largest velocity reduction during the Tohoku mainshock compared to the velocity before the Tohoku-Oki earthquake. Note that the scale of the colorbar is different from panel (a).

### Understanding Earthquake Physics Using Multidisciplinary Approaches #Shiqing Xu (NIED)

The generation and propagation of earthquakes typically involve a variety of processes that operate at different spatiotemporal scales. For this reason, a comprehensive understanding of earthquake physics requires an integrated view to incorporate multidisciplinary observations and modeling works. In this lecture, I will briefly summarize my past and recent research activities that employed a combination of theoretical, numerical, and observational approaches to understand earthquake physics.

#### Inferring earthquake source properties from fault zone damage patterns

Earthquake rupture front concentrates stress and strain rate that can lead to intense brittle rock damage and other deformation signatures in the fault zone. These damage patterns, if well preserved, can provide important information about the transient loading conditions during earthquake ruptures. Two interesting features are the prominent fault zone damage produced by abrupt rupture deceleration and the relative lack of fault zone damage associated with abrupt rupture acceleration, which can be explained by the non-local properties of stress field in space and time (Xu and Ben-Zion, 2013). Another example is the intriguing observation of pulverized rocks asymmetrically distributed along several large strike-slip faults, which may be produced by bimaterial subshear ruptures (Xu and Ben-Zion, 2017).

#### Unified understanding of the deformation features in subduction zones

Various models have been proposed for understanding the tectonics in subduction

zones. Here I will show how a range of models, including fault-bend fold model, subducting seamount model, and earthquake rupture model, can be unified to understand the formation and reactivation of splay faults in subduction zones (Xu et al., 2015). Then I will discuss how simple crack models, taking into account free surface effects and volumetric deformation, can offer deep insights into the aftershock patterns caused by different types of megathrust earthquakes (Xu et al., 2016), including the correlation between triggered outer-rise normal faulting and surface-breaking ruptures.

#### Strain-rate-dependent fault strength and fault slip behaviors

By conducting meter-scale rock friction experiments, I will show how elevated strain rate can enhance fault healing during the stick period, and promote efficient stress drop during the slip period (Xu et al., 2018). Based on these observations, I will argue that the strength and the slip behaviors of a fault patch are not necessarily persistent throughout earthquake cycles, but can evolve as a function of strain rate. In particular, I will show experimentally how fluctuation of *in situ* strain rate can allow the same fault patch to experience both slow slip and fast slip during a single earthquake cycle, which is reminiscent of the observed fault slip behaviors before and during the 2011 Tohoku earthquake. Together with other lines of evidence supporting the importance of strain rate, this work may provide a clue for understanding the rich spectrum of fault slip behaviors in nature.

### 陸海統合地震津波火山観測網(MOWLAS)の構築 #青井真・淺野陽一・功刀卓・木村武志・植平賢司・高橋成実・上田英樹・ 汐見勝彦・松本拓己・藤原広行・地震津波火山ネットワークセンター (防災科学技術研究所地震津波火山ネットワークセンター)

#### NIED Observation Network for Earthquake, Tsunami and Volcano (MOWLAS) # S. Aoi, Y. Asano, T. Kunugi, T. Kimura, K. Uehira, N. Takahashi, H. Ueda, K. Shiomi, T. Matsumoto, H. Fujiwara, and Network Center for Earthquake, Tsunami and Volcano (Network Center for Earthquake, Tsunami and Volcano, NIED)

陸海統合地震津波火山観測網 MOWLAS (Monitoring of Waves on Land and Seafloor:モウラス:http://www.mowlas.bosai.go.jp)は、高感度地震観測網 (Hi-net約800点)、全国強震観測網(K-NET約1050点)、基盤強震観測網 (KiK-net約700点:Hi-netと観測施設兼用)、広帯域地震観測網(F-net約70点)、基盤的火山観測網(V-net55点)、日本海溝海底地震津波観測網(S-net 150点)、地震・津波観測監視システム(DONET 51点)の2100あまりの観 測点から成る防災科研が運用する観測網である。MOWLASは世界でも類のない大規模かつ稠密な全国規模の観測網であり、そこから得られる高品質なデー タは、優れた研究基盤として学術的な研究成果の創出に大きく貢献するととも に、気象庁が発表する緊急地震速報、津波警報、震度情報や震源位置決定に使 用されるほか自治体にも活用されており、新幹線の制御など民間事業者とも連 携するなどデータの社会実装も確実に進められている。

防災科研では、1973年に観測を開始した深度 3500 m の岩槻地殻活動観測施 設に始まり、関東・東海地殻活動観測網や強震観測網、相模湾海底地震観測施 設など 40 余年にわたる観測の歴史がある。1995 年兵庫県南部地震では観測体 制の不備が浮き彫りになり、その反省に基づき地震調査研究推進本部(以下、 地震本部)が設置され日本の地震調査観測は大きな転機を迎えた。防災科研で は地震本部が策定した基盤的調査観測計画の方針のもと、全国の陸域をほぼ均 一に覆う基盤観測網を構築し運用してきた。また、2011 年東北地方太平洋沖地



図:MOWLAS の観測点配置

に、科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会において選定された重点 的に観測すべき火山等のうち、防災科研では 16 火山において火山観測網を整 備してきた。これら7つの観測網はMOWLASとして一元的に運用されている。

されている。さら

本講演では、MOWLASの歴史を振り返るとともに、観測を支えるセンサー・ 収録・伝送機器等のシステム、リアルタイムを含むデータ利活用について紹介 すると共に、今後の展望を述べる。

謝辞: MOWLAS の構築・運用・利活用に携わった関係者各位に謝意を表します。

### スロー地震学の創成

#小原一成(東京大学地震研究所)

#### Creation of "Science of Slow Earthquakes" # Kazushige Obara (ERI, UTokyo)

#### 1. はじめに

地震学は、わが国が世界をリードする学術分野のひとつである。その背景 として、日本列島に頻発する地震現象を理解し災害軽減に繋げたいとの思い から、常に世界最高水準の地殻活動観測を目指してきたことが挙げられよう。 近年では、1995年の阪神・淡路大震災を契機として防災科研Hi-netや国土地 理院GEONETなどの観測網が整備され、地震の検知能力が格段に向上し、 日本列島の変動の様子も即時的に把握できるようになった。これらの世界に 誇る観測網が、スロー地震発見さらにスロー地震学創成に大きく貢献した。

#### 2. 各種スロー地震の発見

深部低周波微動は、Hi-netシステム管理業務の一部として実施していた全 観測点連続波形記録モニタリングの中で発見した。この現象は、それ以前に 気象庁が検出した低周波地震と結果的に同じものであったが、「微動」とい う表現は、長時間継続する連続的現象であることを明示したという点で地球 科学的に大変重要であり、スロースリップイベント(SSE)との同期現象 Episodic Tremor and Slip(ETS)の理解に繋がった。このETSはCascadia で初めて認識され、その論文が出版された直後にHi-net 傾斜計記録を用い て、西南日本でも微動に伴う短期的SSEを検出したが、微動発見の段階で 地殻変動の可能性に思い至らなかったことは、今でも悔やまれる。

ノイズに埋もれていた微動の発見は、地道な観測業務の意義や重要性を改 めて示したとともに、さらに新たな現象発見に対する意欲を高めた。その一 つとして、石原靖さんらによる「とても低い周波地震」やそれを基にした 「浅部超低周波地震(VLF)」の発見に繋がった。VLF は、深部で検出され ていた微動と短期的 SSE との間の時間領域ギャップに相当する現象であっ たため、深部でも VLF が起きていると考え、周波数や発生場所を絞り込ん で波形解析を行ったところ、予想通り深部 VLF の発見に成功した。

以上のように、最初の微動の発見は他業務中の偶然(?)であったかもし

れないが、それ以降は必然性に導かれた連鎖的発見と言えるであろう。

#### 3. スロー地震発見の意義

スロー地震の発見は、固体地球における未知現象の探究というサイエンス の醍醐味を再認識させたという意義を有する。その一つが沈み込みプレート 境界の理解の探究である。スロー地震が発見された場所は、プレート境界に おいてすべり摩擦特性が脆性破壊から安定すべりに遷移することが温度モデ ル等から予想されていた場所であり、まさに遷移的現象が現実に存在するこ とを示したのである。西南日本や Cascadia で観測される ETS は、沈み込み 方向の狭い幅の中でも深さとともに発生間隔が徐々に短くなり、プレート境 界特性が変化する様子を反映する。また、西南日本では長期的 SSE と ETS が隣接し、これらを分ける要因は沈み込むプレートに接する上盤側の構造の 違いであり、スロー地震はプレート境界の特性を解明する指標となり得る。

二つ目は巨大地震との関連性の探究である。ETS はセグメント毎に固有 の周期性を有するとともに、時空間的な揺らぎ、隣接セグメントへの連動・ 非連動など、巨大地震に似た活動様式を示す。スロー地震は巨大地震より頻 発するため、揺らぎも含めて活動様式を解明できる可能性が高く、巨大地震 の理解にも役立つことが期待される。また、スロー地震間で頻繁に観察され る相互作用は、隣接する巨大地震震源域に対しても影響を及ぼす可能性があ り、その理解は巨大地震発生予測の高度化に大きく貢献するであろう。

#### 4. スロー地震学の今後の展望

西南日本でスロー地震が発見されてから約 20 年が経過し、環太平洋の多 くの地域で多様なスロー地震活動が起きていることが明らかになってきた。 これまでをスロー地震の「発見の時代」とすると、今我々は、スロー地震の 「理解の時代」を迎えようとしている。重要なのは、多様性の中から系統性 を見出し、スロー地震発生メカニズムに関する統一的理解を得ることである。 それに基づいて、沈み込み帯毎の特徴が明らかになれば、沈み込み過程の違 いをスロー地震から評価する新たな比較沈み込み帯学の構築が期待できる。

一方、断層すべり現象がなぜ通常の地震とスロー地震に分かれるのか、という疑問はまだ解決されていない。2 つのスケーリング則以外のタイプが存在しないのかも分かっていない。今後、非線形物理学などと連携し、断層すべりの物理を更に一般化して新たな地震科学を構築し、地震に対する理解を 一層深めることが重要となるであろう。スロー地震の理解がその出発点になるという点で、「スロー地震学」の役割は大きい。

A 会 場

### 入力波動場に基づく、水辺における建物一地盤相互作用解析 飯田昌弘(東京大学地震研究所)

Soil-Building Interaction Analysis with a Nearby Water Body, Based on an Input Wavefield Masahiro Iida (Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

1. 序 地震被害は沖積平野の川沿いや海岸沿いで大きいが、水自体の効果は よく調べられていない。本研究は、地盤や建物の応答に与える、水自体の効果を 評価する。ダムやタンクにおける水の効果を調べた研究は少なくないが、これら の手法は、本研究の目的には向かない。

本研究で提案する方法は、水領域を含む建物一地盤相互作用系において、水領 域を地盤に置き換える一方、波動の種類を特定して、水領域内の波動伝播を制御 する。この地盤への置き換えによって、固体のみを扱えばよくなる。なお、水領 域では、S波とラブ波は伝播できない。東京湾の埋立区域に上記の方法を適用し て、短周期領域(0.2~5.0秒)における水自体の効果を評価する[1]。

2.方法 提案した方法は、2成分入力波動場に基づく、3次元線形相互作用 解析法[2]をベースにして、相互作用系に水領域を加え、入力波動場を改良した 3成分入力波動場[3]で置き換えたものである。

図1の3次元相互作用系において、上部構造は集中質量のせん断モデル、摩擦 杭に支えられる基礎は剛体である。杭は円筒要素、土は直方体要素、でモデル化 される。数式はここでは割愛する。

3. 地盤応答 東京湾の埋立区域の東陽及び越中島ボアホール観測点において、 1923年関東地震 (M8.1) に対して地盤応答を評価する。東陽は、少し海岸線 から離れている一方、越中島は、西は東京湾、南は運河に面している。(1)東陽、 (2) 越中島、(3) 越中島(水領域あり)、の3ケースを取り扱う。越中島の地震 動の卓越周期は、東陽のそれよりも短い。また、越中島の地震動は、東陽よりも 表面波(ラブ波)を多く含むので、その振幅は東陽のそれよりも大きい [4]。



図1 3次元建物一地盤相互作用系と、波動場評価のための深い地下構造。

地盤応答は、構築された波動場をよく再現している。越中島では、地盤が水領 域へと変化する東西方向において、地盤応答が変化して、卓越周期が短くなり、 振幅が大きくなる。この結果は、越中島が東京湾や運河に面していなければ、そ の地盤応答は東陽の地盤応答と基本的に同じであり、水領域の存在によって地盤 応答が変化した、と解釈できるかもしれない。

**4. 建物応答** 地盤応答と同じ3ケースにおいて、8 階建鉄筋コンクリートビル の応答を評価する。 建物応答は、地盤応答と整合的であり、越中島では水領域の 影響を受ける。その理由は、東西方向に地盤応答が変化する一方、杭基礎が水平 2方向の広がりを有するためだ、と解釈できる。

5. 結論 本研究で提案した方法は、適切に機能する。

参考文献 [1] Iida (2018). Int. J. Geomechanics, ASCE (in print). [2] Iida (2013). Int. J. Geomechanics, ASCE, 13(4), 430-440. [3] Iida (2016). Int. J. Geomechanics, ASCE 16(1), 04015026. [4] Iida, Yamanaka, and Yamada (2005). BSSA, 95(3), 1101-1119.

#### 2011年東日本大震災に伴う人間被害の激甚性(改定版) 内陸性・海洋性地震群との対比

#太田 裕 (東濃地震科研)・志垣智子 (高齢研)・宮野道雄 (大阪市大)

Severity of Fatalities in the 2011 East Japan Giant Earthquake (Updated)

#### **Comparison of Worldwide Inland and Oceanic Earthquakes**

#Yutaka OHTA (Tono Res. Inst. of Earthq. Sci.), Tomoko SHIGAKI (Elderly Housing Res. Inst), Michio MIYANO (Osaka City Univ.)

#### 1. 改訂版作成の理由

前回,2011 年東日本大震災の直後に「死傷者」に関する Data 群が不十分の状況でこの地震(津波)に伴う死傷者 Data の収録を試み,その上で内陸性地震・海洋性地震群との対比を行って,①死者・負傷者の出現形態を調べ,②その上で死者数・負傷者数の出現形態にもとづく人間被害の激甚性を議論し,住家の流失の有無と死傷比率を2大指標とする2次元座標を提示した.そして,国内外の主要な地震群について「人間被害に注目」することで東日本大震災が世界的にも抜群の地震であることを推論した.今回はその後の関係 Data の入手とさらなる吟味を行った結果の報告(改定追補版)である.前報の相当部分を下地としている.

#### 2. 対象とした地震群

調査対象は,死傷者が多発し,かつ関係資料がある程度整っている(内陸性・ 海洋性)地震に注目した.内陸地震では国内分は神戸の地震(M7.2)のみとし,外 国の地震として1976年トルコ東部地震(M7.3),2003年イランBam地震(M6.8) を採り上げた.一方,海洋性地震については明治以降三陸一帯を襲った地震群 [1891年明治三陸地震,1933年昭和三陸地震,1960年チリ地震]の他,世界の津 波地震の代表である2004年インド洋地震についていくつかの国を対象群とした. 3.死傷の大小関係判定式

まず内陸地震の震動環境下の死者発生について考える.このとき(単に住家が 使用不能となったという意味での)全壊では死者はほとんど発生していない.し かし,破壊がさらに進んで「ガレキの山」的破壊(崩壊, Disintegration)とも なると,死者が急増することを学んできている.こういった事情を踏まえ

#### 関係式 [崩壞--全壊] (家屋数) (1)

を考えると、この式の正負が死者数と負傷者数の大小関係を規定することと期待 できる.一方、津波浸入の際の家屋被害の激甚度として[流失>全壊>半壊(床 上浸水) >部損(床下浸水)]の不等関係はよく知られており、やはり

#### 関係式 [流失-全壊] (家屋数) (2)

の正負が死者数と負傷者数の大小関係を規定していることとなる. このように考えると式(1),(2)を合体させた関係式

**δ = [崩壊+流失-全壊](家屋数)/[崩壊+流失+全壊](3)** を新たに定義し、これを横軸とする.((3)式の分母は基準化のための調整項で あり、この結果、**δ**は-1≦**δ**≦1間の有限指標となる).この関係式と

#### R=[死者数/負傷者数](4)

からなる値を縦軸とすることで、地震毎の「人間被害の激甚性度」を 2 次元表示 できることとなる.このとき、 $-1 \le \delta \le 0$ ならば死者  $\le 4$ の不等関係が成立 し、他方  $0 \le \delta \le +1$ の場合には逆に死者  $\ge 4$ 傷者の不等関係となる.そこで、前記 した国内外の地震群について[ $\delta$ , **R**]からなる 2 次元座標上に地震毎の結果をプ ロットし、東日本大震災とのさらなる対比を試みた.

#### 4.分析の実施と結果

①先ず、2011年東日本大震災時の人間被害(の激甚度)について、前回の結果との対比を行ったところ、全体としては前回の結果に近いが一今回はData取得範囲が広いため一地域間格差が鮮明になっている.しかし、世界の地震史の中でも人間被害の激甚度が抜群に高いことは確かである.

②津波地震の多くでは死者数>負傷者数の不等関係にあるが,死者多発という意味での激甚度が内陸地震より常に高いわけではない.

 ③中東地域(トルコ,イラン)の内陸地震では住家の多くが荒石造・アドベ(日 干し)レンガからなり,容易に崩壊し,死者多発の極値に近い劣悪状態にある。
 ④神戸の地震を三陸地震群(明治,昭和)と比べると死者多発の激甚度には大差がある。特に激甚度において,今回の地震>>神戸の関係は歴然としている。なお,わが国では震動起因の「死者多発」の制御には耐震のハード技法の進展が功を奏してきており内陸地震の場合,「死者ゼロ」は射程距離に近づいている。その一方,津波起因の死者多発の様相はインド洋周辺の国々と大差ない状況に止まっており,ハード面の遅れの著しいことが一層ハッキリする。津波を伴う地震ではハード面の抜本改善なしに死者多発の悲劇から脱出は至難である。
 文献:太田:2011年東日本大震災に伴う死の激甚性,東濃地震科研 30, 2012。

### 2016年Kaikoura地震の大加速度記録の要因

#後藤浩之(京大防災研)·Yoshihiro Kaneko·John Young(GNS)· Hamish Avery·Len Damiano(CSI)

## Extreme accelerations during the 2016 Kaikoura Earthquake

# Hiroyuki Goto (Kyoto Univ.), Yoshihiro Kaneko, John Young (GNS), Hamish Avery, Len Damiano(CSI)

Extremely large accelerations with the peak value of 3.23 times the gravity acceleration were recorded at seismic station WTMC located in northern South Island of New Zealand during the 2016 magnitude 7.8 Kaikoura earthquake. The mechanism responsible for such large accelerations has been commonly attributed to the decoupling of near-surface materials referred to as a 'trampoline' effect (e.g., Aoi et al., 2008). Here we use numerical simulations to examine a range of physical models that can reproduce the observed characteristics of the acceleration record. We find that the record of the asymmetric, vertical accelerations, also observed during a magnitude 6.3 earthquake, can be explained by a flapping effect, that is, the local, elastic bouncing of a foundation slab on which the sensor is installed.

Our results suggest that the extremely large accelerations recorded at seismic station WTMC do not reflect the actual ground shaking, but were caused by a local, system response around the sensor. Our finding has important implications for both the evaluation of future seismic hazard based on the waveform records of the Kaikoura earthquake and the proper installation of strong-motion seismometers in all earthquake prone countries.



#### 参考文献

Aoi, S., Kunugi, T. & Fujiwara, H. Trampoline effect in extreme ground motion, Science 322, 727-730 (2008).

### 2018 年島根県西部の地震の臨時余震観測および被害地域 における微動観測

#野口竜也・香川敬生・吉田昌平・山口仁(鳥取大)

Observation of aftershock due to the 2018 West Shimane prefecture earthquake and microtremor observation in the structural damage area of Ohda City, Shimane Prefecture, Japan #Tatsuya Noguchi, Takao Kagawa, Shohei Yoshida, Yoshito Yamaguchi

(Tottori Univ.)

#### 1. はじめに

2018年4月9日に島根県西部の地震(Mj6.1,最大震度5強;大田市¹⁾)の 地震が発生し(図1),震源近傍の島根県大田市の一部の地域で建物被害,液 状化による被害が生じた.大田市の波根地区および久手地区,三瓶町志学地区 では建物被害が生じた.また,波根東港では液状化により港湾施設に大きな被 害が生じた.各地区とも狭い範囲内で局所的に被害が発生しており,その原因 を解明することは地震動防災上,重要である.そこで本研究では,被害が集中 した地域で臨時余震(強震)観測および微動観測を実施した.その観測記録を 用いて地盤震動特性の把握と地盤構造の推定を行い,被害との関係を調べた.

#### 2. 観測および解析

臨時余震観測点は久手地区1地点,波根地区2地点,三瓶志学地区1地点の4地点に設置した.さらに各地区で顕著な被害がみられた地域を中心に微動の単点3成分観測,アレイ観測を実施した.解析としては,単点の3成分記録からH/Vを求め,アレイ観測の記録からは,CCA法²⁾,SPAC法³⁾により位相速度分散曲線を求めた.H/Vと位相速度分散曲線を用いて地盤構造を推定した.

#### 3. 地盤震動特性および地盤構造



図3 臨時余震観測点(朝波小学校)の地震観測記録の例

被害が多く発生した波根地区の微動 H/V の特徴(図2)としては 2~3 秒と 0.2~0.5 秒付近にピークがみられ,短周期側の卓越周期と建物被害が関係して いる可能性がある.その地区の朝波小学校の余震観測記録(図3)からは水平 動の地震動特性がその方向で違うことがわかり,不整形地盤の影響が示唆され る.その他の地区においても微動,余震記録の解析を行い,被害状況と地盤震 動特性および地盤構造との関連性について検討した.

参考文献; 1) 気象庁 HP, 2) cho et. al., J.G.R., 2007., 3) Aki, Bull. Earthq. Res. Inst., 1957.,

# 経験的グリーン関数法を用いた2016年鳥取県中部の地震のSMGAモデル

#永井夏織·浅野公之(京大防災研)·加藤護(京大人環)·岩田知孝 (京大防災研)

SMGA model of the 2016 central Tottori prefecture earthquake using the empirical Green's function method #Kaori Nagai, Kimiyuki Asano (DPRI, Kyoto Univ.), Mamoru Kato (HES, Kyoto Univ.), Tomotaka Iwata (DPRI, Kyoto Univ.)

2016年10月21日14時7分に鳥取県中部で MJMA 6.6 の地震が発生した. 気象庁による震源の深さは10.61 km で内陸地殻内地震である. F-net モーメントテンソル解と気象庁の余震分布から,ほぼ鉛直な北北西-南南 東方向の左横ずれ断層と推定された.本研究では経験的グリーン関数法 [Irikura, 1986]を用いてこの地震(以下,本震)の SMGA モデル [Miyake *et al.*, 2003]を推定した.なお,このイベントに関しては,同様の研究が染井ほか(2017),永井ほか(2018),吉田ほか(2018)によってなされている.

永井ほか(2018)では初めに1つの SMGA を仮定した. 断層面は F-net モーメントテンソル解による走向 342°, 傾斜 80°と仮定した. 経験的グリ ーン関数として 2016年 10月 21日 12時 12分に発生した MJMA 4.2の前震 記録を用い、震央距離40km以内の強震記録を使用した.本震と前震の観 測スペクトル比に source spectral ratio fitting method 「三宅ほか, 1999〕を 適用して本震と前震のコーナー周波数,地震モーメント比を求め,波形合 成に必要なパラメータを算出した.震源からの方位に偏りが少ないよう選 んだ5観測点においてフォワードモデリングで水平2成分の波形を合成し、 0.3-10 Hzの帯域で観測波形と合成波形の一致がよいモデルをグリッドサ ーチで探索した、一致の度合いは、変位波形の残差と加速度波形のエンベ ロープの残差の総和で評価した.変数としたパラメータは SMGA の大き さ(正方形を仮定), ライズタイム, 破壊伝播速度, SMGA における破壊 開始点の相対位置である.破壊開始点は気象庁による震源位置を用いた. 得られた SMGA の大きさは 3.0 km×3.0 km でライズタイムは 0.18 s, 破壊 伝播速度は 2.72 km/s,破壊は深部から浅部,南から北へ進行したと推定 された.このモデルをKubo et al. (2017),気象庁 (2017),引間 (2017)

の波形インバージョンによるすべり分布と比較したところ,すべりの大きい領域に SMGA が位置していることがわかった.

震源近傍の観測点では 2 つの波群が明瞭に見られる点があった.1 つの SMGA(以下, SMGA1)だけでは 2 つ目の波群を再現できなかったため, 2 つ目の SMGA(SMGA2)の推定を行った.経験的グリーン関数には SMGA1と同じ前震記録を使用し, SMGA2と前震の地震モーメント比は, 本震と前震の地震モーメント比から SMGA1と前震の地震モーメント比を 減じた差とした.SMGA2の位置は先行研究のすべり分布と余震分布を参 考にした空間をグリッドサーチで探索した.結果は, SMGA1の破壊開始 点から走向方向を正として 7.5 km,傾斜方向を正として-4.0 kmの位置を 破壊開始点とする大きさ 1.5 km×1.5 kmの SMGA2 が求められた.

なお,吉田ほか (2018) は SMGA1 と SMGA2 に異なるイベント記録を 用い,小地震の断層サイズを Brune (1970)の円形クラックモデル から求 めている点が永井ほか (2018) とは違っている.

本研究では永井ほか(2018)の研究を踏まえ,2つの波群が明瞭に見られる TTR005(K-NET),CE4(気象庁震度計),高辻(鳥取大学)の記録を用いて,2つの波群の走時差から SMGA2の破壊開始点を推定して,SMGA2の経験的グリーン関数に,SMGA2の近くで発生した余震記録を用いることで,波形のよりよい再現性を目指すとともに,より信頼できる SMGA モデルの構築を試みる.

#### 謝辞

本研究には、防災科学技術研究所K-NET, KiK-net, 気象庁震度計, 鳥 取大学工学部土木工学科地圏環境研究室による強震記録を使用しました. また防災科学技術研究所F-net モーメントテンソル解, 気象庁・文部科学 省による一元化震源を使用しました. 記して感謝申し上げます.

#### 参考文献

Brune (1970) JGR, **75**, 4997-5009. 引間 (2017) 地震 2, **70**, 161-170. Irikura (1986) Proc. 7th JEES, 151-156. 気象庁 (2017)

http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/2016102114072257near.pdf Kubo et al. (2017) EPS, 69:127, DOI: 10.1186/s40623-017-0714-3. 三宅ほか (1999) 地震 2, 51, 431-442. Miyake et al. (2003) BSSA, 93, 2531-2545. 永井ほか (2018) JpGU2018, SSS14-P30. 染井ほか (2017) JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SCG70-P05. 吉田ほか (2018) 日本地 震工学会論文集, 18, No.2, 51-61.

### 不均質減衰構造を考慮した2008年岩手・宮城内陸地 震の短周期レベルの推定

#友澤裕介·加藤研一(小堀鐸二研)·野尻揮一朗(北海道電力)

### Estimation of the Short-Period Level of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake Considering Inhomogeneous Attenuation Structures

#Yusuke Tomozawa, Kenichi Kato (KRC), Kiichiro Nojiri (HEPCO)

#### 1. はじめに

前報(友澤ほか,2017)では、2008年岩手・宮城内陸地震の余震記録等 を用いて震源域周辺の不均質減衰構造をブロックインバージョン解析により 推定した。本検討では、不均質減衰構造を考慮して本震と余震等の短周期レ ベルを推定すると共に、均質減衰構造を仮定した従来手法との比較を行った。

#### 2. 短周期レベルの推定

本震の震源スペクトルは、観測記録から前報で推定した各観測点のサイト 増幅特性と伝播経路特性を除去して評価する。地表最大加速度が三成分とも に 300 Gal 未満の 12 観測点を用いた。本震の強震動がアスペリティーから 放出されたと仮定して、Suzuki et al. (2010)による断層モデルのアスペリテ ィー中心から各観測点への伝播経路に基づき不均質減衰構造の各ブロックの 伝播距離を計算した。

推定した震源スペクトルに対して $\omega^{-2}$ モデルを当てはめた。フィッティン グの対象周波数は、本震以外の地震については 0.7~5Hz、本震では 0.2~ 5Hz とした。本震のみ地震モーメント M₀を F-net の値に固定して f_cのみを 推定した。その他の地震で M₀と f_cを推定した。推定した本震の震源スペク トルを図 1 に示す。f_cは 0.12 Hz、応力降下量  $\Delta \sigma$ は 9.90 MPa、短周期レベ ル A は 1.52×10²⁶ dyne・cm/s²が得られた。M₀と短周期レベルの関係を本震 とその他の地震を併せて図 2 に示す。提案手法による本震の短周期レベルは、 壇ほか(2001)の平均レベルとほぼ対応する。

#### 3. 従来手法との比較

不均質減衰構造を考慮せず、対象領域で均質なQ値を仮定する従来のスペクトルインバージョン解析(従来手法)を用いて同じデータセットを対象に検討を行った。両手法の結果の比較を図3に示す。

不均質減衰構造を考慮した提案手法を用いることで、IWTH25-関西など 周辺に高減衰帯が存在する地点ではサイト増幅特性が大きく評価された。周 辺に高減衰帯が存在する地点の観測記録には、高減衰帯によって比較的大き く減衰した地震波が観測されていると考えると、従来手法では、伝播経路特 性のモデル化誤差がサイト増幅特性に転嫁されると考えられる。

このような高減衰帯の影響を受けやすい地点が震源近傍に多い。火山周辺 の高減衰帯の影響を伝播経路特性とサイト増幅特性に適切に分離することで、 震源近傍の観測点の地震基盤における地震動レベルが小さく、震源特性が小 さく評価されたと考えられる。不均質減衰構造を考慮することにより、本震 の短周期レベルは従来手法の約6割となる。

【謝辞】K-NET、KiK-net観測記録を使用しました。ここに謝意を表します。【参考文献】友 澤ほか(2017), SSJ秋季大会. Suzuki et al. (2010), BSSA. 壇ほか(2001), AIJ構造系論文集.



動力学的断層モデルに基づく地表断層の最大すべり と震源近傍の強震動評価:逆断層の場合 #加藤研ー・大塚康弘・渡辺哲史(小堀鐸ニ研究所) 植竹富一・引間和人(東京電力HD)

Max. Surface Slip and Near Fault Ground Motions Based on Dynamic Rupture Simulation: For Reverse Fault #Kenichi Kato, Yasuhiro Ohtsuka, Tetsushi Watanabe (KRC), Tomiichi Uetake, Kazuhito Hikima (TEPCO)

内陸地殻内地震について、断層長さLと地表断層の最大すべり量Dの関係 を検討することは、想定地震の規模などを推定する上で重要となる。既報 (加藤ほか、2017地震学会秋季大会)は複数の横ずれ断層を対象とし、動的 相互作用を考慮した破壊過程のシミュレーションからLとDのスケーリング、 ならびにLが長くなると震源近傍の強震動がどのように変化するかを検討し た。本報は逆断層を対象とし、横ずれ断層による既報の結果と比較した。

傾斜角60°、断層幅Wを13kmに固定し、Lのみを30、55、80、105、 130kmに変化させた5つの1枚断層モデルを設定した。次にL=30km、 W=13kmの単位セグメントを設定し、セグメント間の重なりを5km、離間距 離を0.3kmとして1から5セグメントまで配置したモデルを設定した。この5 セグメントモデルの全長は130kmとなり、1枚断層と同一の長さとした。解 析領域は長さ方向に170km、幅方向に60km、深さ方向に26kmとした。地盤 は半無限を仮定し、Vs=3.464km/s、Vp=6.0km/s、 $\rho$ =2.67t/m³とした。解析 は3次元差分法(Kase & Kuge、2001、*GJI*)を用い、断層面にはすべり弱化の摩 擦構成則を適用した。その際、臨界すべり量Dc=0.4m、静摩擦係数 $\mu$ s=0.17907、 動摩擦係数 $\mu$ d=0.11989を与え、初期応力を深さ方向に依存させた。初期破壊領 域は長さ方向3km、幅2.6kmの矩形とし、最左端セグメントの中央に設定した。こ れらの条件下ではSubshearの自発的破壊となることを確認している。

上記2種類のモデルに対し、LとDの関係を整理した結果を図1に示す。既 報の横ずれ断層との相違は、①1枚断層とセグメント断層で断層長さとすべ り量の関係に大きな差が無いこと、②すべり量に頭打ちが見られないことの 2点である。次にセグメント断層のL=130kmを例にとり、断層平行方向(X) の地表面最大速度分布を図2に示す。さらに震源近傍の上盤側3地点(P1、P2、 P3)を例に取り、各々の断層長さLによる最大速度を比較した結果を図3に示 す。評価地点P3(★)を見ると、L=30、55、80、105km、130kmと破壊が近 づくにつれて最大速度が徐々に増加している。一方、P1(●)やP2(▲)ではL が長くなっても最大速度が一定となっている。破壊が遠ざかる方向にLが延 びてもその部分が強震動に与える影響が小さいことが原因と考えられる。こ こで設定した条件下ではあるが、横ずれ断層と異なって逆断層はすべり量に 頭打ちが見られないが、Lが長くなっても最大速度は大きくなるとは限らな い傾向は横ずれ断層と同様である。1枚断層でも同じ傾向を確認している。 【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。



地表地震断層近傍における長周期成分の評価を目的とした 震源モデルの長大断層への適用性 (その1)1999年コジャエリ地震 #田中信也(東電設計)・久田嘉章(工学院大) AVAILABILITY TO INLAND EARTHQUAKES CAUSED BY LONG FAULTS OF CHARACTERIZED FAULT MODEL FOR PREDICTION OF LONG-PERIOD GROUND MOTIONS CONTAINING PERMANENT DISPLACEMENT IN THE NEAR-FAULT REGION ~ (Part1) 1999 Kocaeli earthquake in Turkey ~

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

筆者等は、これまで地表地震断層近傍における永久変位を含む長周期成分の 地震動評価のための震源モデルの設定方法について検討を行ってきた(例えば、 田中・他(2018))。具体的には、地震発生層内は強震動レシピを用いて震源モデ ルを設定し、そのすべり分布を地震発生層以浅まで拡張するというものである。地 震発生層以浅のすべり速度時間関数は、Tinti et al.(2005)による規格化Yoffe関 数を用いることとし、そのパラメータを設定するための回帰式を既往の震源逆解析 結果から求めている。この設定方法に関して、2016年熊本地震(Mw7.0)では、地 表地震断層近傍を含む広域の観測記録(周期1秒以上)が再現できることを確認 しているが、本研究では長大断層による地震への適用性について検討を行う。(そ の1)では、1999年コジャエリ地震(Mw7.5)を対象とした検討結果を示す。

巨視的面は、Sekiguchi and Iwata(2002)を参考に設定した。次に、地震発生 層上端深さを3kmと仮定し、地震発生層内は強震動レシピに基づき微視的パラメ ータを設定した。ただし、平均応力降下量はFujii and Matsu'ura(2000)による 3.1MPaを用いることとし、アスペリティ面積比は22%とした。アスペリティ位置は各 セグメントの中心を基本とするが、セグメントCに関しては西側に寄せたモデルをこ こでは示す。このすべり分布を地震発生層以浅に拡張したモデルをモデル1とす る。一方、地震発生層以浅のすべり分布に関しては、実際の地震で生じた断層変 位量を用いることも考えられる。そこで、今回はCakir et al. (2004)を参考に、地震 発生層以浅に地表断層変位に近いすべり量を与えたモデル2についても併せて 検討を行う。いずれのモデルでも、地震発生層以浅のすべり速度時間関数は、 Tinti et al.(2005)による規格化Yoffe関数を用いる。設定に必要なパラメータτsと  $\tau_R$ は、田中・他 (2018) による回帰式に地震発生層以浅に設定したすべり量を与えて算定することとし、モデル1で $\tau_S$ =1.6s、 $\tau_R$ =3.6sとなる。

設定した震源モデルと、周期1秒以上を対象とした波数積分法による評価結果 を図1に示す。ここで、地震動評価に用いる地盤モデルは、Sekiguchi and Iwata(2002)を参照している。いずれのモデルでも観測記録を概ね再現できてい る。一方、計算波形のモデル間の違いは小さい。これは、地表地震断層からの距 離がSKR地点でも3km程度とやや離れていることから、図2に示すように、地震発 生層以浅の寄与が必ずしも大きくないためと考えられる。したがって、震源モデル の妥当性を示すにはこの地震のみでは十分ではないと考えられる。

以上の検討結果を踏まえ、(その2)において、より地表地震断層に近い観測点 で記録が得られている2008年四川地震(M_W7.9)を対象に同様の検討を行う。大 会当日には、(その2)に示す2008年四川地震の評価結果と併せて、地表地震断 層からの距離、すべり分布、及び破壊形式等、地表地震断層近傍における観測 記録の再現性に影響を与える因子について整理して示す予定である。

謝辞:本研究はJSPS科研費JP16K06586の助成を受けたものです.図の作成にGMTを使用しました.



#### 地表断層近傍における長周期地震動評価のための特性化震源モデルの構築

#入倉孝次郎・倉橋 奨(愛知工業大学)

Construction of Characterized Source Model for Estimating Long-period Ground Motions in Very-Near-fault Area from Surface-Rupturing Earthquakes

#Kojiro IRIKURA and Susumu KURAHASHI (Aichi Inst. of Technology)

#### 1.はじめに

2016年熊本地震の強震動は、地表地震断層の極近傍の観測点を除くと、従来の 強震動生成域をもつ特性化震源モデルを用いて再現できることが分かってきた (Irikura et al., 2017)。地表地震断層の極近傍域の2つの自治体の震度観測点 (地表地震断層から約1kmの西原村役場や2km以内に位置する益城町役場)で得 られた強震動記録は永久変位をもつ顕著な長周期地震動であった。これらの地表 地震断層極近傍の顕著な長周期地震動は、従来の特性化震源モデルでは再現でき ず、地表面近くに長周期地震動生成域(LMGA)を設定する必要がある(入倉・倉 橋,2017)。LMGAの位置、面積、すべり時間関数など計算に必要なパラメータの設 定方法が議論される。1999年台湾集集地震(Mw 7.6)や2010年ニュージーランド・ ダークフィールド地震(Mw7.1)においても、地表断層近傍の観測点で長周期地震動 が記録されている。これらの地震の断層近傍地震動についても比較検討を行う。

#### 2. 拡張された特性化震源モデル

被害地震の震源近傍での強震動は、震源インバージョンの研究から、全体の断 層面積や地震モーメントよりもすべり分布の不均質性に関係していることが明ら かになってきた(Irikura and Miyake, 2011)。強震動を評価するための特性化震 源モデルは震源断層面の中に大きなすべりをもつ領域(asperity)と相対的にすべ りの小さい背景領域で定義される(Miyake et al., 2003)。内陸の活断層に発生 する地殻地震からの加速度波形や速度波形はアスペリティとほぼ一致する強震動 生成域(Strong Motion Generation Area: SMGA)からの地震動で再現可能であるこ とが分かってきた。数秒以上の長周期も含めた地震動、特に変位地震動を評価す るには背景領域からの地震動の評価が必要となる(Miyake et al. 2003; Irikura and Miyake, 2011)。2016 年熊本地震の強震動も、地表地震断層の極近傍の観測点 を除くと、従来の強震動生成域をもつ特性化震源モデルを用いて再現できること が分かっている(Irikura et al., 2017)。

地表地震断層の極近傍域の観測点における速度や変位の記録を再現するには、 SMGA と背景領域からの地震動からだけでは十分ではなく、地表面近くに長周期地 震動生成域(LMGA)を設定する必要があることが分かってきた。ここで、LMGA から の地震動のシミュレーションには、Hisada and Bielak (2003)により開発された、 平行層構造中の地表ずれを含む断層すべり(Fault Displacement)による極近傍地 震動の計算が可能な波数積分法が用いられる。地表面と地震発生層の上端の間に LMGA を設定することにより、地表断層の極近傍の3観測点[93048(西原村小森)、 93051(益城町宮園)、KMMH16(KiK-net 益城]の長周期地震動(速度および変位)が 良く再現できる。すなわち、ここで提案する拡張された特性化震源モデルは、従 来の特性化震源モデル(SMGA と背景領域からなるモデル)に地表断層に沿ってLMGA を付加したモデルである。LMGA からの長周期地震動は地表断層から急速に減衰(ほ ぼ1/r², r: 断層距離)するので、地表断層から離れたところへの影響は極めて小 さくなる。

#### 3. InSAR で得られた地表変位分布による特性化震源モデルの検証

地表断層近傍で特徴的な長周期地震動が得られたのは西原村役場など断層トレースから2km以内の3観測点のみである。LMGAの位置、面積(長さと幅)、すべり 関数の形状など最適パラメータを決めるために、ここでは、拡張されて特性化震源 モデルを用いて計算される地表変位分布とALOS-2/PALSAR-2 data による地表の3 次元変位分布(Himematsu and Furuya, 2016)との比較により、LMGAの最適パラメー タの推定を試みる。LMGAのパラメータの経験的関係式について議論を行う。

謝辞:本研究では、防災科研の KiK-net, K-NET の強震動データ、および熊本県自 治体震度計のデータを利用しております。記して感謝申し上げます。

### 地表に達する断層モデルによる2016年熊本地震の 断層近傍を含む地震動シミュレーション #岩城麻子・前田宜浩・森川信之・藤原広行(防災科研)・早川俊彦

(三菱スペース・ソフトウエア)

Near-fault ground motion simulation of the 2016 Kumamoto earthquake using a surface rupturing fault model

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

We attempt to model surface-rupturing faults on the basis of the "strong motion prediction recipe" and apply the model to the 2016 M7.3 Kumamoto earthquake. The applicability of the model is investigated by comparison with ground motion records, including near-fault ground motion.

#### 1. はじめに

2016年4月16日の熊本地震(M7.3)は、地震本部で長期評価がなされていた布 田川断層帯で発生した.しかし、全国地震動予測地図において、強震動予測手法 (レシピ)に基づく断層モデルは断層が地震発生層より深い位置に設定されているこ とから、断層長さを実際に起きた地震に合わせて調整したとしても地震モーメントが 過小評価されることや、断層近傍の地震動が十分に再現されないことが課題として 挙げられた(森川・他, 2016).それを踏まえ、森川・他(2017, JpGU)では、断層上端 深さを長期評価による深さ、すなわち0km(地表)とするモデル化手法を提案し、地 震モーメントや広帯域地震動の試算を行った.本検討では、詳細法(3次元差分法 +統計的グリーン関数法)によるシナリオ地震動予測地図への適用および断層近傍 強震動評価手法の改善を念頭に、断層近傍を含む地震動シミュレーションに基づ いて断層モデル化手法を検討した.

#### 2. 断層モデルと地震動シミュレーション

レシピ(ア)の方法を部分的に踏襲しながら断層上端深さを0km(地表)とする断層のモデル化を行った(森川・他,2017).ここで断層位置,走向,すべり角は長期評価に基づくが,地震後の調査研究を参考に北西傾斜70度,断層長さ34km,地震モーメント4.5×10¹⁹Nmを設定した.断層上端を0kmとしたときの面積に基づいて断層パラメータを算出し,地震発生層(2km)より浅い領域(以下「浅部領域」)は短周期

(1秒以下)地震動を出さないものと仮定した.浅部領域については,一様に背景領域と同じすべり量を持つモデルを基本ケースとし,浅部領域の中で大きく滑る領域(例えば入倉・倉橋,2018,田中・他,2017;本稿では以下「大すべり域」)を持つケースについても検討した.

長周期(1秒以上)の計算を断層近傍で地表付近まで三次元差分法(GMS; 青井・他,2004)で安定的に行うために、3次メッシュ(約1km)で定義されているJ-SHIS 深部地盤構造モデルを双一次補間によって100mメッシュに変換し、断層モデルを 点震源で表現する際の離散化幅も従来よりも細かい222mとした.差分法の格子間 隔は最小50mとし、計算出力位置は2kmメッシュと強震観測点(K-NET, KiK-net, 自治体・気象庁)位置に加え、長周期に限っては断層近傍(北側4km,南側2km以 内)で50m間隔の稠密観測点を設定した.断層近傍における差分法による地震動 計算の妥当性は、波数積分法(久田,2005)との比較や格子間隔の感度解析により 確認した.ただし、断層近傍地震動評価方法自体の妥当性は、計算の妥当性とは 別の問題として考えなければならない.なお、短周期(1秒以下)の地震動計算につ いては従来通りの計算方法とした.

#### 3. 計算結果

断層近傍での各断層パラメータの感度解析を長周期帯域で行った.浅部領域に おける震源時間関数については形状(smoothed ramp, boxcar, triangle関数等)よ りもライズタイムへの感度が大きかった.大すべり域の有無は断層から2-3km以内の 速度・変位波形に影響し,それ以上離れた地点での影響はごく小さかった.深部ア スペリティの深さ方向の位置も,断層近傍では大すべり域の有無と同程度に影響し た.また,断層近傍では少しの距離で地震動が大きく変わるため,地震動予測にお いて断層の位置形状を適切に設定しかつその不確実さを評価することの重要性が 示唆された.

断層近傍観測点(西原村小森)における速度波形振幅および変位波形の立ち上がり形状と最終変位から、大すべり域のライズタイムを2秒、すべり量を4mとしたケースで観測記録との合いが比較的よく、また浅部のみすべり角をやや高角にすることで特に上下動成分の再現性が改善された.これらの断層パラメータを用いて広帯域地震動シミュレーションを行い、やや広域の計算領域全体における広帯域地震動の観測記録の再現性を示す.

謝辞:気象庁,熊本県,大分県,福岡県,およびK-NETとKiK-netの強震波形記録 を使用しました.

### 機械学習を用いた地震動予測にデータセットの 偏りが与える影響に関する考察

#久保久彦·切刀卓·鈴木進吾·鈴木亘·青井真(防災科研)

### Study on how a bias in data-set affects groundmotion prediction using machine learning

#Hisahiko Kubo, Takashi Kunugi, Shingo Suzuki, Wataru Suzuki, Shin Aoi (NIED)

1. はじめに

これまで著者らは機械学習を用いて地震動予測式の構築を試みてきた(久保・他 2017 地震学会;久保・他 2018 人工知能学会)。久保・他 (2018)では 地表最大加速度(PGA)を予測対象とし、震央距離・モーメントマグニチュー ド・深さ・予測地点の地下深さ 30m までの平均 S 波速度(Vs30),予測地点の 地下において S 波速度が 1400m/s に達するまで深さ(D1400)の 5 つを説明 変数とする予測器をランダムフォレストによって構築している。その予測器を実 記録で検証したところ、全体としては実用レベルの予測ができているが、 1000gal を超えるような非常に強い地震動を予測する際に予測が過小となるこ とが分かっている(久保・他 2018)。本研究ではこの問題がデータセットの偏り によって生じていると考え、データセットを地震動レベルに応じて重みづけを 行うことによって解消を試みる。

2. 記録および手法

図1に久保・他(2018)で用いた訓練データにおける PGA のヒストグラムを示す。久保・他(2018)では訓練データとして1997年4月から2015年12月までに発生した地震計2177イベントの際に、防災科学技術研究所 K-NET・KiK-netの地表強震計で記録された強震記録計288,644記録を使用している。図1から100gal以下の比較的弱い地震動の記録が大半を占めていることがわかる。また、1000galを超えるような強い地震動の記録は相対的にとても少なく、20個程度しかないこともわかる。このようなデータセットの偏りために、比較的弱い地震動とのフィッティングが重視された予測器が作成され、強震動の過小評価を引き起こしたと考えられる。

図 2 に PGA と震央距離のヒートマップを示す。PGA と震央距離は逆相関の 関係が見られ、震央距離が小さいほど PGA が大きくなることがわかる。既往研 究では震央距離ごとにデータをカテゴリー分けし、重みづけを行うことが多かった(例えば, Morikawa and Fujiwara 2013)。しかしながら地震動予測の対象は強震動指標であり、それに着目してデータセットの偏りを考える方が自然であるため、本研究では PGA に着目してデータセットの重みづけを行う。

重みづけに際して、訓練データを①1gal 以上・10gal 未満、②10gal 以上・ 100gal 未満、③100gal 以上・1000gal 未満、④1000gal 以上の 4 つのカテゴ リーに分けた。その際 1gal 未満の記録はデータセットから取り除いている。そ して各カテゴリーごとに重みづけを変えた訓練データを基に予測器を生成し、 得られた予測器の性能を検証した。データセット以外のやり方は久保・他 (2018)に則った。

#### 3. 結果

最適な重みづけは未だ探索中であるが、基本的には各カテゴリーのデータ 数を等しくするように重みづけを行うと、汎化性能が高まることがクロスバリデー ションの結果から分かっている。また強い地震動の記録の重みを大きくすると、 ランダムフォレストで得られる各説明変数の重要度において、震央距離の重要 度が高くなることも分かった。データセットの重みづけを行うことにより、訓練デ ータに対する予測では強震時の過小評価が改善される傾向は見られた。しか しながら、得られた予測器を学習に使用していないテストデータにあてはめた 場合は、強震時の過小評価が依然として見られており、今後の課題である。



#### 高密度の震度計ネットワークを用いた震度分布の即時推定 -鳥取県の事例-

#### #香川敬生(鳥取大学大学院工学研究科)

An approach for immediate estimation of seismic intensity distribution using dense network of seismic intensity meters – Case study on Tottori prefecture -

### # Takao KAGAWA (Tottori Univ., Graduate School of Engineering)

#### 1. はじめに

緊急地震速報の迅速化,高精度化には,観測点の密度向上することが解決方 法のひとつである.その際,現状で最も高密度に配置されている自治体(平成 の大合併前の市町村)震度計の活用がまず考えられる.鳥取県では,県管理の 震度観測点から1秒パケットで水平および上下最大加速度,リアルタム震度値 を配信するシステム更新をおこなっている.そこで,これらの情報を用いて, PLUM 法(Hoshiba and Aoki, 2015)に準拠した手法により準リアルタイムに県 内震度分布の推移を表示するシステムを作成した(香川・他, 2018).気象庁が 緊急地震速報に用いている観測点は鳥取県内に6点だが,現時点で1秒パケッ トを送信可能な鳥取県震度観測点は34点あり,よりきめ細かい面的震度分布 を予測することができている.これに加えて,震度の距離減衰の考慮,および P波振幅を用いたより迅速な予測(上田・他, 2009)についても検討したので, 適用事例と共に紹介したい.

#### 2. 予測方法

鳥取県情報ハイウェイを介して、震度計ネットワークから毎秒のパケットを 受信している. PLUM 法では、この観測震度が適用距離(リード時間  $T \times$  地震 波伝播速度  $V_0$ )に減衰無しで伝わるとして各時間の震度分布を予測している. 観測点における観測震度のみが毎ステップの予測に用いられる. 観測点および 予測地点の震度増分 ( $F_{ok}$ )による補正が必要だが、ここでは国土数値情報によ る 1km メッシュの AVS30 から換算している. 以下の式が本検討での震度予測 式になるが、r が予測点、 $r_k$ が震度が与えられた点を表し、αは震度の距離減衰 を制御するパラメータである. ここでは、試行錯誤の結果, 0.1 とした. また、 kを全予測点として, 震度観測点では毎ステップの観測値に置き換えている. 因みに,  $\alpha$ を 0 として k として震度観測点のみを対象とすると PLUM 法になる.また, 上下動最大加速度値を P 波と見なして震度を評価し(上田・他, 2009), 式中の観測震度して用いることでより迅速な評価もできる.

$$I(\mathbf{r},t) \approx \max_{k} \left( F_{ok} + I\left(\mathbf{r}_{k}, t - \frac{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_{k}|}{V_{0}}\right) - \alpha |\mathbf{r} - \mathbf{r}_{k}| \right) \qquad |\mathbf{r} - \mathbf{r}_{k}| \leq V_{0}T$$

#### 3. 適用事例

次に,2016年10月21日に発生した鳥取県中部の地震のデータを用いた適 用例を示す.この地震時にシステムは稼働していなかったので、観測波形から 毎秒のパケットデータを生成した.リアルタイム震度は毎2秒間の値としてい るため、受信時に1秒、処理に1秒の遅れが生じるが、リードタムTを3秒と することでリルタイム性を確保している.図1に、P波震度を援用し予測最大 震度を固定した、実際の緊急地震速報(予報)発信時の震度分布を示す.この 時点で、やや課題評価気味ではあるが、被災エリアの震度をほぼ捉えることが 出来ている.

#### 4. おわりに

今後,震度増分
 の高度化,他の地
 の高たい
 たの適用課題を
 順次克服してい
 を増やし,認知
 たい
 本研究で理った
 県観測用して
 した
 記して感謝



図 1 P 波を援用して予測した最大震度分布 (14:07:28)

#### 参考文献

します.

Hoshiba and Aoki(2015), BSSA, 105. 香川・他(2018), JpGU2018. 上田・他(2009), 愛 工大研究報告, 44.

### 地盤増幅特性のリアルタイム補正: 周波数依存性をもつ位相と震動継続時間の再現・予測 #干場充之(気象研)

Real-time correction of site amplification factors: Frequencydependent phase and prediction of ground motion duration #Mitsuyuki Hoshiba (MRI)

#### <u>1. はじめに:</u>

地震動即時予測では,震源位置とM_wを推定し,地震動予測式により揺れの 強さを予測する考え方が多い.一方,我々は,"揺れから揺れを予測する"と いう考え方に則り,現時点の波動場から未来の波動場を予測する手法(波動 場推定法)の構築を進めている(Hoshiba and Aoki, 2015; Kodera et al, 2018).

地盤増幅特性は、震源特性や伝播経路特性とともに地震動を特徴づける重要な要素であり周波数依存性がある.波動場推定法では、この周波数依存性 をリアルタイムで補正することが求められ、このため(周波数空間上ではなく)時間空間上で補正することが望ましい.地盤増幅特性には、振幅特性と 位相特性があり、このうち、Hoshiba (2013) やOgiso et al.(2016)では振幅特性 をIIRフィルター用いてリアルタイム補正することを提案している.今回は、 位相特性について補正する方法を提案する.

#### 2. 方法:

Hoshiba (2013) では,振幅特性のリアルタイム補正として

$$F_A(s) = G_0 \prod_{n=1}^{N} \left(\frac{\omega_{2n}}{\omega_{1n}}\right) \cdot \frac{s + \omega_{1n}}{s + \omega_{2n}} \cdot \prod_{m=1}^{M} \left(\frac{\omega_{2m}}{\omega_{1m}}\right)^2 \cdot \frac{s^2 + 2h_{1m}\omega_{1m}s + \omega_{1m}^2}{s^2 + 2h_{2m}\omega_{2m}s + \omega_{2m}^2}$$
(1)

を用いることを提案している.(ここで, ω_{1n}, ω_{2n}, ω_{1m}, ω_{2m}, h_{1m}, h_{2m}はパラメ ータ. *s=iω=i*·2π*f*; *f* は周波数.双一次変換を用いることでIIRフィルターを作 成できる).これは最小位相特性をもつフィルターで振幅特性については十分 に考慮できるものの,位相特性については必ずしも十分に考慮できるわけで はない.このため,震動継続時間が必ずしも十分に再現できない場合がある. 一方,振幅特性に影響を与えることなく,位相特性だけを変化させるもの として,オールパスフィルターが知られている.例えば,

$$F_{p}(s) = \prod_{j=1}^{J} \frac{s^{2} - 2k_{1j}\omega_{1j}s + \omega_{1j}^{2}}{s^{2} + 2k_{1j}\omega_{1j}s + \omega_{1j}^{2}} = \prod_{j=1}^{J} \frac{\{\omega_{1j}^{2} - \omega^{2}\} - i \cdot 2k_{1j}\omega_{1j}\omega}{\{\omega_{1j}^{2} - \omega^{2}\} + i \cdot 2k_{1j}\omega_{1j}\omega}$$
(2)

(ここで 
$$\omega_{1j}, \omega_{2j}, k_{1j}, k_{2j}$$
はパラメータ)で与えられる.この形では,分母と分

子が複素共役なので、周波数にかかわらず $|F_A(s)|=1$ であり、振幅特性は周波数で変化しないが、位相を変化させることができる.そこで、

 $F_{\rm M}(s) = F_{\rm A}(s) \cdot F_{\rm P}(s) \tag{3}$ 

を用いて、振幅特性と位相特性の両方をリアルタイム補正することを考える.

#### 3. 応用例:

図 1

10-

101

100

10-1

 $10^{-2}$ 

S 50

KiK-netのIBRH07は、1,200mのボアホールがあり、そこで記録された波形 と地表の波形を比べることにより、振幅、位相ともに強い周波数依存性をも つ増幅特性があることが分かる(図1).なお、ここでは、位相特性として位 相そのものに代わり、 $\omega$ で微分した群遅延時間で考察する.図1の振幅特性に 合うように $F_A(s)$ を、群遅延時間特性に合うように $F_P(s)$ をモデル化する.

図2 には、2008/5/8のM7.0の地震の例を示す.ボアホールでの波形(a)に、振幅特性だけを考慮した $F_A(s)$ のフィルターを施した波形(b)、位相特性も考慮した $F_M(s)$ のフィルターを施した波形(c)、実際に地表で観測された波形(d)を示す.実際の観測の(d)の波形に比べて、(b)の波形では波が前方に集まっている.これは、最小位相特性のためである.また、これにより、(d)に比べて最大振幅が過大評価になっている.(c)の波形では、前方に集まることが緩和され、(d)に近い最大振幅が再現されている.

謝辞:解析には防災科研のKiK-netの波形を使用した.



#### 図1(左) IBRH07の地盤増幅 特性.地表とボアホ ールでの振幅比(上)と 群遅延時間の差(下).

図2(右)

(a)ボアホールでの観 測波形.(b)(a)の波形 に $F_A(s)$ のフィルター を施した波形.(c)  $F_M(s)$ のフィルターを 施した波形.(d) 実際 に地表で観測された 波形.

### 超高速データ同化のためのGreen関数を併用した 長周期地震動の即時予測実験 #大峡充己・古村孝志(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工)

Real-time forecasting of long-period ground motions based on the Green's function-based data assimilation of strong ground motions #Atsuki Oba, Takashi Furumura (ERI), Takuto Maeda (Hirosaki Univ.)

#### 1. 長周期地震動の即時予測とデータ同化法

大地震における強震動の即時予測に向け、地震観測記録のデータ同化と地震波伝 播シミュレーションに基づく即時予測の研究が進められている(例えば、Hoshiba and Aoki, 2015)。古村・他(2018;本大会)は、強震観測記録を用いて長周期地 震動の波動場を同化し、高速スパコンを用いた3次元差分法計算により、遠地の平野 で生成する長周期地震動の予測実験を行っている。本研究では、データ同化に基づく高 精度かつ高速な長周期地震動予測を実現するため、長周期地震動のデータ同化に Wang et al. (2017)によって開発されたGreen関数に基づくデータ同化手法の適用 可能性を検討した。

#### 2. Green関数を用いたデータ同化と予測(GFTDA)

Wang et al. (2017)が津波即時予測のために開発したGFTDAは、通常の津波デ –タ同化(Maeda et al., 2015)の過程で、評価地点における観測波形と計算波 形の残差に対して、予め計算された津波伝播のGreen関数(評価地点→予測地点) を畳み込むことで、予測地点の津波波形を瞬時に予測するものである。この操作は、デ –タ同化の残差を観測方程式で時間発展させる、通常のデータ同化手法と数学的に等 価であることが確認されており、津波の即時予測問題においてデータ同化とそれに基づく 津波予測を劇的に高速化することに成功している。本研究では、GFTDAの長周期地 震動即時予測への適用可能性を確認するために、2次元波動伝播シミュレーションに 基づく数値実験(双子実験)を行った。

#### 3. 長周期地震動即時予測の双子実験

まず、震源Aから約100 km離れた堆積平野を長周期地震動の予測地点Bとし、2 次元差分法計算により各地点での強震波形仮想データを数値計算により用意した (図)。次に、これを観測データと見なして差分法計算に入力(直接代入法)し、時 間発展を進めて波動場のデータ同化を進めた。震源に近い7観測点(a1,..,a7)での 観測データを用いて次の時刻の波動場を差分法計算により予測した後に、各観測点で の観測波形と計算波形の残差(図a)に対して、予め計算しておいた、各観測地点を 震源とする予測地点Bの地震波形(Green関数;図b)をそれぞれ畳み込み、これを 足し合わせることで予測地点Bの予測波形を得た(図c)。本実験により、震源近傍で のデータ同化とGreen関数を組み合わせた本手法の活用により、遠地での長周期地震 動の即時予測の時間を大幅に短縮できること、そしてデータ同化の時間(5s,7s,10 s)とともに予測精度が改善される傾向が確認できた(図d)。本研究は二次元の比較的 単純なモデルであるが,Green関数さえ準備してしまえば、GFTDAの計算負荷は三次 元問題でもさほど増大しない。今後三次元構造下での実用モデルに適用し、実用的な 長周期地震動の即時予測を目指す。

**文献:** 古村孝志·他 (2018;本大会); Hoshiba and Aoki (2015), BSSA, 105, 1324-1338; Maeda et al. (2015), GRL, 42, 7929-7934; Wang et al., (2017), GRL, 44.



Fig. Schematic illustration of the Green's function-based data assimilation (GFTDA) and the result of a twin experiment based on 2-D FDM. (a) Residual waveforms at stations a1-a7 (10 s after the earthquake), (b) Green's functions between each observation station and forecasting point (radial component), (c) forecasted waveform at evaluation point, (d) comparison of forecasted and theoretical waveform with increasing assimilation time window (5, 7, and 10 s).

### 地震動予測地図の改良に向けた検討 #森川信之・藤原広行(防災科研)・宮腰淳一(大崎総研)

A Study on Improvements of the Probabilistic Seismic Hazard Maps for Japan

#Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara (NIED), Jun'ichi Miyakoshi (ORI)

#### 1. はじめに

防災科学技術研究所(防災科研)では、地震調査研究推進本部(地震本部)の 全国地震動予測地図の作成・高度化の検討を行っている.観測史上最大クラスで あった2011年東北地方太平洋沖地震が確率論的地震動予測地図において考慮 されていなかったことを受けて、地震活動モデルに関する大幅な改良がなされた (地震調査委員会, 2014;藤原・他, 2015).

その後も地震本部の長期評価は海溝型地震の改訂および活断層の地域評価が 進められているが,防災科研では,新たな長期評価の取り込みつつ,地震活動モ デルのさらなる改良に向けた検討を継続している.本稿ではその概要を述べる.

#### 2. 陸域の活断層で発生する地震

主要活断層帯および地域評価の詳細な評価対象となっている活断層では,現 在M6.8以上の地震のみがモデル化されており,それ未満の地震は震源断層をあ らかじめ特定しにくい地震に含まれている.その結果,本来活断層で発生している 規模の小さい地震も広い領域内に分散したモデルとなっていることが懸念される. そこで,活断層で発生するM6.8未満のいわゆる「グループ2の地震」を別途モデ ル化する.発生頻度として,「地表の証拠からは活動の痕跡を認めにくい地震」で モデル化されている頻度をM6.8未満まで外挿すること手法を提案している(宮腰・ 他, 2017).

また,2016年熊本地震を踏まえて、少なくとも長期評価の評価対象となっている 断層については、断層上端深さを0km(地表)とするモデル化も試みている.

#### 3. 海域の活断層で発生する地震

地震本部では、海域活断層の評価手法の検討が開始され、今後海域の活断層 もモデル化することになる.断層の位置形状については、様々なプロジェクトの成 果に基づいて設定できるものの、発生確率関する情報はほとんどなく、「不明」とな る可能性も高い.そこで,感度解析的な検討として,現在の震源断層をあらかじめ 特定しにくい地震の発生頻度の半分を海域の活断層に付与した場合に地震ハザ ードへの影響を調べた.

4. 震源断層をあらかじめ特定しにくい地震

震源断層をあらかじめ特定しにくい地震(震源不特定地震)については,前述の 活断層で発生する地震との分離に加えて,以下の検討を

○新たなプレート沈み込み形状の反映

海溝型地震の長期評価の改訂においては、最新の知見に基づくプレート沈み 込み形状が示されているものの、震源不特定地震の震源位置・形状のモデルに は反映されていない、現在、震源不特定地震についても震源位置・形状を新たな プレート形状モデルに合わせることに加えて、震源メカニズム解に基づいたプレー ト間地震/プレート内地震比率の見直しにも着手している.

○東北地方太平洋沖地震後の地震カタログの扱いに関する検討

これまで、震源不特定地震の発生確率算定に用いてきた地震カタログは、大地 震の余震をあるルールにしたがって除去してきた.しかしながら、東北地方太平洋 沖地震後は多くの余震や誘発地震が発生し、既往ルールでは除去しきれないた め、2010年末までのデータのみを現在も用いている.一方で、余震活動は地震前 よりも活発とされているものの落ち着いてきている(地震調査委員会、2018)ことか ら.モデルに組み込む方法についての検討に着手している.

○陸域の浅い地震の領域区分の見直し(太平洋側)

2016年11月22日福島県沖の地震(M7.4)は、沈み込むプレートよりも浅い地殻 内の地震であった.このような地震はプレート間地震に含まれたモデルとなってい るが、今後津波ハザードも考慮すると分けたモデルとする必要がある.そのため、 当該地震を含むように太平洋側地域の陸域の浅い地震の領域区分を修正する.

#### 5. 認識論的不確定性の考慮

これまで,主要活断層帯で発生する地震に関して,発生確率が最大となるケースを別途考慮した「最大ケース」の確率論的地震動予測地図を作成してきている が,これ以外の認識論的不確定性はほとんど考慮されていない.また,地震動を 評価する地震動予測式についても,観測記録が少ない震源断層ごく近傍や超巨 大地震などでは式による違いが大きく,どの式が最も適切であるかを困難である. したがって,複数の式を考慮できるようにするべきである.

ただし、広域にわたる面的な評価においては、認識論的不確定性ン厳密な評価は困難であるが、予測地図作成において適用可能な方法論について検討を行っている.

### 2018年M_w5.5大阪府北部の地震の動的破壊シミュレ ーション:逆断層から横ずれ断層への破壊乗り移り

### #安藤亮輔(東大理)・今西和俊・内出崇彦(産総研)・別所明彦・藤亜 希子・金子りさ・井出哲(東大理)

# Dynamic rupture simulation of the 2018, $M_w$ 5.5, northern Osaka earthquake: Transfer from reverse to strike-slip faults

#Ryosuke Ando (Univ. Tokyo), Kazutoshi Imanishi, Takahiko Uchide (GSJ, AIST), Bessho Akihiko, Akiko To, Lisa Kaneko, Satoshi Ide (Univ. Tokyo)

We simulate the 2018, Northern Osaka earthquake, which was generated in the area involving the strike-slip faulting and the reverse faulting types of previously mapped active faults. The models of the regional stress field and the fault geometry are respectively constrained by the aftershock distribution and the focal mechanisms, and the background seismicity. As the preliminary result of the spontaneous rupture simulation, we find the both of the assumed faults having the low dip angle and the high dip angle are ruptured and respectively exhibit the reverse faulting and strike-slip faulting (Fig. 1).

2018年6月18日大阪府北部の地震は,横ずれ断層系である有馬-高槻断層帯, および逆断層系である上町断層帯および生駒断層帯という既知の活断層が近接す る領域で発生した.本震の初動解を見ると概ね逆断層的であるが,CMT解を見ると 大きな非ダブルカップル成分を含んでおり(www.fnet.bosai.go.jp),この地震が複 雑な震源過程を示していたことが示唆される.この地震が,どのようなテクトニックな 条件のもとで発生し,既知の活断層とどのような関係にあるかを理解することは,地 震発生過程の基礎的な理解においても,本地域の今後の地震活動の評価におい ても重要である.本研究は,観測データから推定した広域応力場と断層形状を用い た動的破壊シミュレーションによって,本震の動的破壊過程を再現し,その発生条 件を明らかにすることを目的とする.

まず,本震で破壊した断層面を推定するために,前震と本震,余震について新たに震源位置とそのメカニズム解の推定を行った.その結果,前震と本震はほぼ同じ

メカニズム解を持つことが分かった. さらに, 余震のメカニズム解は, 逆断層型なら びに横ずれ型のイベントが, 基本的に余震域の全域に分布していることが分かった が, 横ずれ型は余震域の北部と南部に二つのクラスタとして存在しているようにも見 える. また余震の空間分布を見ると, ほぼ南北走向の東傾斜の面と, その南側の東 北東-西南西走向のほぼ鉛直の面の二つが見られた. これらの面は, それぞれ逆断 層型と横ずれ型の余震メカニズムに整合する.

また,本震時に震源近傍でKiK-netにより観測された強震動波形を用いて,モー メントテンソルインバージョンを行った.震源時間関数として,2つの三角波を仮定し たところ,ピークの時間差が概ね0.5秒,1山目が逆断層成分,2山目が横ずれ断層 成分がそれぞれ卓越するような最適解が得られた.

次に、本領域での微小地震活動から応力逆解析により、広域応力場を推定した. 本地域では、すでにMatsushita and Imanishi、2015によって概ね東西方向の圧縮 場で、小さな応力比( $\sigma_2 - \sigma_3$ )/( $\sigma_1 - \sigma_3$ )であるとの推定がなされている.また、余震メ カニズム解を用いて応力逆解析を行ったが、従来推定と調和的な解が得られた.小 さな応力比は、鉛直主応力と最小水平主応力の値が近く、逆断層と横ずれ断層のメ カニズム解が混在しやすいことを示している.

動的破壊シミュレーションにあたっては、上記の観測データを基にして、断層形状 と初期応力場のモデルを構築した.断層形状は、1枚の低角な断層面とそれと斜交 する高角な断層面を大小2枚、設定した(図1).広域応力場と静摩擦・動摩擦係数、 滑り弱化距離は、領域内で一様と仮定したが、断層面と応力主軸の向きの関係で、 断層面上でのトラクションが変化することを考慮した.数値解析には、非平面断層の 効率的な解析が可能な、高速領域分割-境界積分方程式法(FDP-BIEM)(Ando et al., 2017)を用いた.

予備的な計算結果を図1に示す.まず計算された応 力降下量の値は,東北東-西南西走向の高角断層の方 が南北走向の低角断層より大きなことが示された(図1 (左)).前震及び本震初動解の観測を基に破壊開始点 は,低角断層上に仮定し,動的破壊過程をシミュレート したところ,破壊は低角断層上では逆断層運動を示し, さらに高角断層に乗り移り,そこでは横ずれ断層運動を 示し,結果的に仮定した断層面の全体が破壊した(図1 右).このような複数の滑り方向の混在が,CMT解の非 DC成分を説明する可能性がある.今後,観測データと より詳細な比較を行い,モデルの再現性を評価する.



図1. 断層上の応力降下 量(上)と最終滑り量の分 布(下). 地下の断層を南 東方向から見たところ.

### 強震記録による2018年6月18日大阪府北部の地震 の震源過程

#浅野公之・岩田知孝(京大防災研)・Miroslav Hallo(カレル大学)

Source Rupture Process of the 2018 Northern Osaka Earthquake Estimated by Strong Motion Waveforms #Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata (DPRI, Kyoto Univ.), and Miroslav Hallo (Charles Univ., Prague)

2018年6月18日7時58分に大阪府北部で発生した地震(M_{JMA}6.1)の 強震動生成メカニズム及び断層破壊様式の解明を目的に、各機関の強震記 録を収集し、強震波形のインバージョン解析により震源過程を推定した.

はじめに, 震央距離 40 km 以内の強震観測点での低周波数帯の変位波形 (0.08-0.15 Hz)を用い, 速度構造モデルの不確実性を考慮したベイジア ン CMT 解析 (Hallo and Gallovič, 2016; Hallo *et al.*, 2017) により, CMT 解を求めた. 顕著な CLVD 成分を伴う CMT 解が得られたため, 共通な P 軸を仮定し, Major DC と Minor DC に分解した. Major DC は主として横 ずれ, Minor DC は逆断層成分の卓越するメカニズムが得られた. 両者の スカラーモーメントは Major DC が相対的に大きいものの, Minor DC も約 4 割の顕著な大きさをもっていた. なお, P 軸の向きは西北西-東南東方 向である.

上記の CMT 解析の結果及び気象庁一元化震源カタログによる余震分布 を参照し, CMT 解析による Major DC と Minor DC の節面に対応する 2 枚 の断層面(断層①:走向 351°/傾斜 50°, 断層②:走向 52°/傾斜 77°)を設 定し,マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法(Hartzell and Heaton, 1983)により,震源過程を推定した.強震観測点の速度波形 3 成 分(0.1–1.5 Hz)を用いた.使用した各強震観測点のうち,KiK-net 観測 点は地中記録を用いた.Green 関数計算のための速度構造モデルは全国 1 次地下構造モデル(Koketsu *et al.*, 2012),大阪堆積盆地三次元速度構造モ デル(Sekiguchi *et al.*, 2016)及び大阪堆積盆地浅層地盤構造モデル(吉 田・他, 2011)をもとに,観測点毎の一次元構造モデルを設定した.断層 面の分割は1 km×1 km とし,時空間の平滑化(Sekiguchi *et al.*, 2000)の 強さ及び第1タイムウィンドウ破壊フロントの伝播速度はABIC 最小規準 で決定した.

断層①及び断層②のいずれも破壊開始点(深さ12.98 km)から浅部に向 かって破壊が進展した.特に,断層②については南西方向に破壊が伝播し たことがわかり,これに伴う directivity 効果は震源からみて南西方向の大 阪平野北部において地震動が相対的に大きかった一因と考えられる.ほぼ 南北走向の断層①のすべりは逆断層成分が卓越し,北東-南西走向の断層 ②のすべりは右横ずれ成分が主である.断層①,断層②いずれも0.3 m以 上のすべりが見られた領域は深さ約11~13 kmの範囲の2~3 km四方の領 域であった.気象庁やHi-netによる初動解が逆断層型であることからも, 最初の破壊は断層①で始まったと考えられるが,断層①と断層②の破壊時 刻差はそれほど大きくなく,0.2 秒程度だろうと考えられる.モーメント 解放量は断層②が相対的には大きい.

北東-南西走向の横ずれ断層(断層2)は、片尾(1996)で報告されている「有馬-高槻構造線の約2km南に位置し、構造線に平行な地震の線状配列」の活動に関連している断層の一部と考えられ、破壊域の西端は1987年8月21日に摂津富田付近で発生した MJMA 4.2の横ずれ断層地震(飯尾,1989)の震源を超えてはいない、南北走向の逆断層(断層①)の走向及び傾斜は上町断層帯の形状に類似しているが、地震後約1ヶ月の時点で、余震活動が上町断層帯に広がっている様子は見られないため、断層①が上町断層帯の北東端部の一部であるかどうかは、現時点の情報からは断定できない.この地震の地震規模は MJMA 6.1 と比較的小さいものの、南北走向の逆断層型の活断層帯と北東-南西走向の横ずれ断層型の活断層帯がともに分布する大阪盆地周辺域特有のテクトニクスを反映して発生した複雑な地震であったといえる.また、地震規模が小さいものの、他機関から多数の強震記録を収集できたこと、高度化された地下構造モデルが事前に作られていたことから、今回の地震の詳細な震源過程を把握することができた.

【謝辞】国立研究開発法人防災科学技術研究所陸海統合地震津波火山観測網(K-NET, KiK-net, F-net), 気象庁, 関西地震観測研究協議会, 大阪府震度情報ネットワーク, 京都大学複合原子力科学研究所及び京都大学防災研究所の強震記録を使用しました. 記して感謝いたします.

【参考文献】Hallo et al. (2017) Earth Planets Space 69:134. Hallo and Gallovič (2016) Geophys. J. Int. 207, 1012–1029. Hartzell and Heaton (1983) Bull. Seismol. Soc. Am. 73, 1553–1583. 飯尾 (1989) 地震予知「きんき・けいはんしん」研究論文集, 412-415. 片尾 (1996) 予知連会報, 55, 508– 515. Koketsu et al. (2012) Proc. 15WCEE. Sekiguchi et al. (2000) Bull. Seismol. Soc. Am. 90, 117–133. Sekiguchi et al. (2016) Proc. 5th ESG. 吉田・他 (2011) 地質調査総合センター速報 no.52.

2018年6月18日大阪府北部の地震(M_J6.1)の震源断 層の破壊過程の推定-経験的グリーン関数による 波形インバージョン #野津 厚·長坂陽介(港空研)

### Rupture Process of the 2016 Northern Osaka Prefecture Earthquake Based on Waveform Inversion with Empirical Green's Functions

#Atsushi Nozu, Yosuke Nagasaka (PARI)

経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより2018年6月18日大阪府 北部の地震(M₁6.1)の震源断層の破壊過程を推定した.対象周波数は0.2-2Hzと した. グリーン関数としては、本震波形と余震波形の位相特性の類似性をあらかじ め検討しておき、2018年6月19日4:53の余震1(M₁3.9)と2018年6月23日23:08の 余震2(M₁4.0)の記録を併用した,前者は逆断層成分の卓越した地震,後者は横 ずれ断層成分の卓越した地震である.震源を取り囲むように存在するK-NET, KiK-netの7地点におけるEW成分とNS成分の速度波形、計14成分をインバージョ ンに用いた(用いたのはすべて地表の記録). 逆断層と横ずれ断層の2枚の断層 面を仮定した.前者については気象庁の初動解から走向356°,傾斜38°とした. 後者の面は、気象庁のモーメントテンソル解を2枚の断層面で最もうまく説明できる ように設定した.その結果、2枚目の面は走向52°、傾斜85°となった.1枚目の 断層面には余震1を割り当て、2枚目の断層面には余震2を割り当てた.2枚の断 層は同時に破壊を開始するとした、インバージョンはHartzell and Heaton (1983) の方法に基づいている、それぞれの小断層では破壊フロント通過後の3.0秒間に すべりが許されるものとした. 第1タイムウインドウの拡大速度は3.0km/sとした. 図-1にインバージョンの結果得られた最終すべり量分布を示す.本解析によると、逆 断層では破壊開始点付近、横ずれ断層では破壊開始点のやや上方でもっともす べりが大きいとの結果が得られた、インバージョンに用いた観測点における観測波 と合成波の一致は良好であった(図-2).

謝辞 防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの強震記録,気象庁と防災科学技術研究所のモーメントテンソル解を利用しました.ここに記して謝意を表します.







2018年大阪府北部の地震(Mw5.5)の強震動震源モデル #倉橋奨(愛知エ大)・入倉孝次郎(愛知エ大)

Source model for estimating strong motions during the 2018 Osaka-hokubu earthquake (Mw5.5) #Susumu Kurahashi (AIT), Kojiro Irikura (AIT)

#### 1. はじめに

2018年6月18日に大阪府北部を震源としたMw5.5の地震(深さ13.0mk)が発生した.この地震により,死者5名,全壊12棟,半壊273棟の被害が発生し,ブロック 塀の倒壊による被害もクローズアップされた.最大加速度は,震源距離約13.3km に位置するOSK002(K-NET高槻)観測点で794galを観測した.この記録を含め て,震源付近の観測記録には,明瞭なパルス波形が見えている.本研究では,本 地震の地震動の生成メカニズムを把握するために,経験的グリーン関数法により, 強震動推定のための震源モデルの構築を試みた.

2. 震源断層モデルの決定

本地震は、初動解(Hi-net)とCMT解(F-net)で異なるメカニズムが求められてお り、余震分布や活断層分布から、初動解は走向359度、傾斜角43度の逆断層、 CMT解は走向49度、傾斜角73度の右横ずれ断層と考えられている.浅野(2018) では、余震分布や既往のCMT解を基に、2枚の断層面を仮定して波形インバージ ョン解析を実施し、各断面の破壊開始点付近に大きなすべりがあることを指摘して いる.本研究では、はじめに、主要な強震動を説明するためCMT解と同様となる 走向49度、傾斜角73度の右横ずれ断層を仮定して、解析を実施した.

3. 経験的グリーン関数となる要素地震の選定および諸元

経験的グリーン関数となる要素地震の選定には、本震のメカニズムと近似し、強 震動生成域付近で発生していること(ここでは、浅野(2018)のすべり量が大きい 場所付近)を条件として候補を挙げ、結果的に2018年6月19日7時52分(Mw3.6) の地震を使用した.

経験的グリーン関数法の解析方法はいくつか提案されているが、本研究では、 ①はじめに要素地震の面積と応力パラメータを算出し、②観測波形と合成波形が 近似するように断層の足し合わせや破壊開始点を決定する方法とした.要素地震 の面積と応力降下量は、コーナー周波数から円形クラックモデルを仮定して算出 した.本震の諸元と要素地震の諸元を表1に示す

#### 4. 強震動震源モデルの構築

強震動生成域は、小断層の足し合わせ数(長さ,幅方向),強震動生成域上の 破壊開始点の位置,破壊伝播速度,応力パラメータ比,小地震のライズタイムをパ ラメータとした.解析の観測点は、K-NET,KiK-net観測点に加え,関西地震観 測研究協議会(関震協)の記録を用いた.表2に構築された強震動生成域の諸元 を,図1に強震動生成域と観測点を、図2に震源近傍のOSK002(K-NET高槻), SRK(関震協茨木白川)の観測速度波形(黒)と合成速度波形(赤)を示す.

図2より, 観測波形に見られる主要動の主要なパルス波形は概ね再現できている. これは, 主要なパルスは, CMT解でも示されている走向49度, 傾斜角73度の右横 ずれ断層で概ね再現できることを意味していると考えられる.一方で, OSK002の 波形を詳細にみると, EW成分では2つのパルス波形(約3.7秒と約4秒)が, NS成 分では1つのパルス波形(約4秒)が見られる.合成波形では,約3.7秒のパルス波 形が再現できておらず, この立ち上がりの3.7秒のパルス的震動は初動解で示さ れている逆断層の断層面からの地震動である可能性が示唆される.

#### 表1 本震と要素地震の諸元

	発生日時	深さ	Mw	地震モーメント(F-net)		
本震	2018/6/18 7/58	13	5.5	2.32 × 10 ¹⁷ Nm		
要素地震	発生日時	深さ	Mw	断層面積	応力 パラメータ	
	2018/6/19 7/52	10.6km	3.6	0.46km ²	2.7MPa	

表2 強震動生成域の諸元

断層面積	応力	地震	ライズ
	パラメータ	モーメント	タイム
16.88km ²	13.5MPa	2.37 × 10 ¹⁷ Nm	0.6s





図2 OSK002, SRK186の観測速度波形(黒)と合成速度波形(赤)

経験的グリーン関数法を用いた2018年大阪府北部

の地震(*M*_w 5.5)の強震動生成域の推定

#染井一寛·宮腰 研·吉田邦一·赤澤隆士·西村利光·郭 雨佳(地盤 研)

Strong Motion Generation Area for the 2018 Northern Osaka Prefecture, Japan, Earthquake Estimated by Empirical Green's Function Method

#Kazuhiro Somei, Ken Miyakoshi, Kunikazu Yoshida, Takashi, Akazawa, Toshimitsu Nishimura, Yujia Guo (GRI)

2018年6月18日7時58分(日本時間)に大阪府北部でM_w5.5の内陸地殻 内地震(以下,2018年大阪府北部の地震)が発生し,大阪府大阪市,高槻市,枚 方市,茨木市,箕面市で最大震度6弱の揺れが観測され,国立研究開発法人防 災科学技術研究所強震観測網K-NETのOSK002(高槻)では,最大加速度794 cm/s²(3成分最大値)の記録が得られた.また,余震分布や発震機構解の情報か ら,本震の震源断層が複雑であったことが示唆されている.本報では,震源での 破壊過程と近傍観測点での強震動生成メカニズムを明らかにすることを目的とし て,経験的グリーン関数法(Irikura,1986)を用いた広帯域地震動シミュレーショ ンから,2018年大阪府北部の地震の震源モデルを推定した.

地震動シミュレーションは、震源周辺の強震観測点 18 地点の 0.4-10 Hz の観 測記録を対象として実施し、正方形の強震動生成域 (SMGA: Miyake et al., 2003)から成る震源モデルを推定した. Double Difference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000)による再決定余震分布や気象庁の初動解, F-net のモーメント テンソル (MT)解の幾何形状を参考にして、2 枚の断層面にそれぞれ 1 枚ずつ SMGA を仮定した. 経験的グリーン関数に使用する要素地震は、南北走向の SMGA1 に対しては逆断層成分を主とする  $M_w3.6$  の余震 (2018 年 6 月 19 日 4 時 53 分)を、北東-南西走向の SMGA2 に対しては横ずれ断層成分を主とする  $M_w3.8$ の余震 (2018 年 6 月 23 日 23 時 8 分)を、それぞれ使用した.ここで、2 枚 の SMGA は、空間的にも震源で交わり、震源から同時に破壊するように仮定した. 図 1 に、推定した SMGA モデルと震源に近い OSK002 と F-net ABU (阿武山) の観測速度波形と合成速度波形の比較を示す. SMGA の個々のパラメタは今後 詳細に検討する予定であるが、Preliminary な結果として、面積、応力降下量は、 SMGA1 が 5.8 km², 13.9 MPa で SMGA2 が 7.8 km², 14.9 MPa となり, 既往の 内陸地殻内地震の SMGA パラメタと比較すると平均的な値であった. SMGA モ デルと震源周辺での強震動生成との関係をみると, 観測波形の主要動は, 震源か ら主として西側に破壊する横ずれ型の SMGA2 によって生成されている一方で, F-net ABU の NS 成分の波形の極性に注目すると, 逆断層型の SMGA1 の寄与 もあったことが示唆された.

#### <謝辞>

解析に際しては,国立研究開発法人防災科学技術研究所陸海統合地震津波火山観測網, 関西地震観測研究協議会の強震記録,気象庁の発震機構解,一元化処理検測値,及び F-net のモーメントテンソル解をそれぞれ使用させて頂きました.本研究は,平成 30 年度 原子力施設等防災対策等委託費(内陸型地震による地震動の評価手法の検討)業務によ る成果の一部である.



図 1 推定した強震動生成域 (SMGA) モデルと F-net ABU, OSK002 での 観測速度波形 (黒色線) と合成速度波形 (赤色線)の比較. 地図上の赤色 星印は震源 (震央)を表す. 橙色,青色の波形はそれぞれ SMGA1, 2 から の合成波を表す. 波形トレース左上の数値は最大速度 (cm/s) を表す.

### 2018年大阪府北部の地震の強震動とライフライン等

### への影響

#後藤浩之(京大防災研)

# Strong motions and effect on lifeline systems during the 2018 North Osaka Earthquake

#### # Hiroyuki Goto (Kyoto Univ.)

2018年6月18日に発生した大阪府北部の地震(Mj6.1)では、大阪府北部を中心に震度6弱が観測された.この地震により4名の方が犠牲となる等、震源域で少なからず被害が発生したこと、ならびにライフラインを中心とした広域な影響も表れた.本地震は、地震本部発表資料等により報告されているように、震源域北側は南北走向の逆断層、南側は北東走向の右横ずれ断層が活動したとされている. 震源近傍の強震記録においてもこの両断層の破壊に伴うフェーズが明瞭に認められ、特に右横ずれ断層の破壊によるフォワードディレクティビティによるパルス状の波形が震源から南西方向にかけて観測されている.

震源近傍の面的な地震動分布を理解するために,墓石の転倒率調査(6/26-27)を行った.茨木市~高槻市を中心とした計17箇所の調査によると,茨木市中心部での転倒率が高く(約30%),高槻市から茨木市にかけての後背湿地では比較的転倒率が低い.このことから,単純に震源直上や軟弱地盤とされるエリアで地震動が強かったと結論づけられないと考えられる.この理由を明らかにするため6/19-26の期間に余震観測を実施し,分析を進めている.

本地震では、一般にライフラインと呼ばれる電力、水道、都市ガスにおいても影響が表れた.特に大阪ガスは、地震発生直後に停止基準を上回るSI値(60cm/s)を上回った2つのブロック、および一部の区面(孤立ガバナ)で供給を停止した.供給の再開にあたっては、各戸の閉栓作業、低圧導管の区分け、修復作業、そして各戸の開栓作業といった一連のプロセスが必要であるため、完全な供給復旧まで8日を要している.なお供給停止エリアは、震源直上の高槻市市街地、および暮石転倒率の高い茨木市中心部であり、高槻市と茨木市の間では供給停止がなされていない.これらも地震動の面的な分布を理解する上で重要である.

道路・鉄道は京阪神地域の広い範囲で通行規制や運転規制が行われた.京阪 神地区の高速道路は概ね6/18午後より通行止めの解除がなされている.鉄道は 広域で運転停止措置がなされたが、震源域を通過する路線においても6/18夜に は順次運転を再開した.鉄道各社の運行規定によると、概ね震度4で運行停止, 震度5弱以上で路線の目視点検を行うことが定められている.規模の小さな地震 であっても広い範囲で運行再開までに時間を要して良いのか、地震観測の密度と 運用上の閾値との関係はどうなのか、十分な議論が必要である.また、大阪モノレ ールは分岐器の損傷等により、全線の運行再開までに6日を要している.

ライフライン等をはじめとする一般の土木構造物(社会基盤システム)の設計にあたっては、現在から将来にわたって当該地点で考えられる最大級の強さを持つ地 震動(レベル2地震動)が用いられる(土木学会、2000). 基本的に周辺の活断層 による地震動を評価するものであるが、M6.5程度の直下地震はどこでも起こりうる として下限として与えている. 今回の地震は、起震断層が特定されていなくとも想 定される範疇の地震であったことは認識しておかねばならない.



#### 参考文献

地震調査推進本部:2018年6月18日大阪府北部の地震の評価,2018/7/10. 土木学会関西支部:大阪府北部の地震に対する災害調査団 速報会資料,2018. 土木学会:土木構造物の耐震基準等に関する提言「第三次提言」,2000.
### S24-14

### 2018年6月18日大阪府北部の地震(M_j6.1)による 箕面市とその付近での強震動記録

#上林宏敏(京大複合研,旧京大炉)

Strong motion records in Minoh City and its vicinity for the Earthquake in Osaka-Fu Hokubu on 18 June 2018(M_j6.1) #Hirotoshi Uebayashi (KURNS.)

標題地震による震度6弱域は気象庁の推計震度分布によれば震央となる高 槻市と茨木市の境界付近から西側に広がり、一部は箕面市内にも分布する. 同市を東西に横断する国道171号線に沿って地溝帯が存在し(図1)、それに伴 い地震動や微動の空間変動が激しく、かつ振幅がNSよりEW方向に大きくな ることが確認されている^{例えば文献1),2)}. 今回の地震では地溝帯及び山地部で強 震記録が得られた(図1のSSE,IMM,FJS,KYN)ので,他機関(OSK002, SRK,TYN)による記録も含めて地下構造との関係について予備的考察を行う.

FJSとKYNの水平成分の地震計(VSE-11cc)は測定範囲が±20cm/s強であったため、記録の一部がクリッピンングしていた.そこで、データを復元するため以下の処理を行った.IMM(VSE-11A,測定範囲±100cm/s)及びFJS,KYN(クリッ ピンングのない部分)の速度波形(絶対値)から、複数ある山の部分(以下ピーク 部と称す)について、任意に設定した振幅レベル毎のピーク幅(Pw)とそこか

らピーク値までの高さ(Ph)の関係をピーク 幅を求めた位置での波形の勾配(A;加速度 に相当)毎にプロットした(図2左). Ph/PwはAに依存する傾きを持つ結果とな った.そこで,図2右に示す回帰係数a,bを 最小自乗法によって求め,図上の式からピ ーク幅と波形勾配からピーク高さを推定し た.そして,クリッピンング部分のデータは推 定したピーク点を通るように3次スプライ ンを用いた補間によって求めた.

図3は復元した波形を含む7地点の速度



波形とそのPGV,計測震度及びpSvを示す.IMM,FJSにおいて,震央に近い OSK002やSRKよりPGVが大きく計測震度も同程度となっている.また,波 形の5秒以降に主S波の振幅に匹敵する波群が特にEW成分において顕著に見 られ、1~2秒のpSvもEWの方がNSより大きくなっている. 今後、これら波 群の生成メカニズムと地下構造の関係について調べる予定である.



図2波形ピーク部の幅と高さの関係及びクリッピング部分のピーク高さ推定式



図3速度波形と計測震度及び疑似速度応答スペクトル(h=5%)

謝辞) 関西地震観測研究協議会と防災科学技術研究所K-NETの記録を使用しました. 参考文献) 1) 上林・堀家, 地震学会予稿集(2002秋), 2) Uebayashi, GJI, 1060-1074(2012)

### S24-15

### 2018年6月18日大阪府北部の地震時の強震動シミュ

### レーション

関口春子·#岩田知孝·浅野公之(京大防災研)

#### Strong Ground Motion Simulation for the 2018 Northern Osaka Prefecture Earthquake (M₁6.1)

Haruko SEKIGUCHI, #Tomotaka IWATA, and Kimiyuki ASANO (DPRI, Kyoto Univ.)

2018年6月18日の大阪府北部の地震は、2013年4月13日の淡路島の地震以 来、大阪堆積盆地近傍で生じたM6クラスのイベントであった. 我々はこれ まで大阪堆積盆地の3次元速度構造モデルを高度化し(Sekiguchi et al., 2013, 2016)、2013年淡路島の地震での地震動シミュレーションを行って、 各機関で得られた記録と比較することにより、そのモデル・パフォーマン ス・チェックを行った(Asano et al., 2016). 大阪府北部の地震における震源 域を中心とした大阪堆積盆地での地震動の成因を探り、大阪堆積盆地モデル のパフォーマンスを更に調べるため、Asano et al. (2016)同様、震源モデル を与えて3次元差分法(Pitarka, 1999)により地震動シミュレーションを行 った. 震源モデルには、2つの断層面を設定し周波数1.5Hzまでの速度強震 波形インバージョンを行った浅野・他(2018)の有限断層モデルを用いた.

まずAsano et al. (2016)と同様,各機関の地震観測記録を収集し,観測地 震動の特徴を調べた。今回の大阪府北部の地震は大阪堆積盆地下で生じたこ とから,大阪堆積盆地内では直達S波の後に,地表と堆積層基盤面の多重反 射波や盆地端部や盆地内の水平不均質構造によって生成した表面波などと考 えられる波群が観測されていることがわかった.一方,2013年淡路島の地 震の時にAsano et al. (2016)が指摘注目した,大阪市湾岸部において,S波到 達から1分以上遅れて伝播する,卓越周期6秒程度の波群のような明瞭な波 群伝播は見られなかった.

計算されたPGV分布は、2つの断層面のうちモーメント解放量の大きかった北東南西走向の横ずれ断層のメカニズムに対応するS波のラディエーションパターンに、大阪堆積盆地による地震動の増幅効果が加わり、震央からみて南西~西方向に相対的に大きい値が分布している.また、上町断層帯の

西側に急な深度変化があるモデルによることで、上町断層西側に沿って周辺 より大きい速度を持つ領域が生じている、といった特徴が見られた.

大阪平野内の地震観測点の観測波形と計算波形を比較すると、P波、S波 の直達波から特徴的な後続波まで、振幅や到来時刻がよく再現されている観 測点が多く見られる.このことから、Sekiguchi et al. (2013, 2016)の速度構 造モデルにより、各地点での堆積層による増幅や、表面波の形成・伝播など の盆地の主たる応答はおよそ再現できていると考えている.後続波には、前 述したとおり、堆積盆地基盤面と地表との間の多重反射波(例えば、 Tanaka et al., 2016;岩田・他, 2018)や、盆地端部および平野下に伏在す る活断層による基盤の段差構造から発生した表面波などが生じていて、場所 によってはそれらが直達S波より大きな振幅を生じている.一方、盆地端部 近くの観測点は、波形の再現がよくない点が目立ち、堆積構造の急変地域で のモデル化が課題としてあげられる.

今後,堆積盆地構造の影響を見るために,堆積盆地を岩盤で埋めた構造モ デルでのモデルシミュレーション,また,ダブルカップルでない東西走向の 右横ずれ断層と南北走向の東落ちの逆断層の各々の震源モデルに基づいたシ ミュレーションを行って,震動分布性状や観測波形との比較をし,強震動特 性を更に詳しく見ていく.

引用文献:

Asano et al. (2016). GJI, 204, 1678-1694, doi: 10.1093/gji/ggv543.

浅野·他 (2018). 本大会予稿集.

岩田・他 (2018). 月刊地球, 号外69, 142-146.

Pitarka (1999). BSSA, 89, 54-68.

Sekiguchi et al. (2013). JpGU2013, SSS33-P01.

Sekiguchi et al. (2016). Proc. 5th IASPEI/IAEE Int. Symp. on ESG, P103B. Tanaka et al. (2016). Proc. 5th IASPEI/IAEE Int. Symp. on ESG, P101A.

#### 謝辞:

防災科学技術研究所K-NET, KiK-net, 気象庁, 関西地震観測研究協議会, 大阪府及び兵庫県の自治体震度計ネットワーク, 京都大学防災研究所の波形 データを利用した. 関係機関に記して感謝致します.

### S24-16

### 2018年6月18日大阪府北部の地震の差分法を用い た地震動シミュレーション #川辺秀憲・片山雄貴(大阪大工)

Ground Motion Simulation for 2018 Osaka Earthquake Using 3D Finite Difference Method #Hidenori Kawabe and Yuki Katayama (Osaka Univ.)

#### 1. はじめに

2018年6月18日の大阪府北部を震源とするMJMA6.1の地震が発生した。この地震 は、関西地震観測研究協議会(関震協)の観測網および防災科学技術研究所の強 震観測網(K-NETおよびKiK-net)が設置されて以降、大阪府北部で起こった最も 大きな地震である。この地震では、建物の主要な構造体の被害ほとんどなかったも のの、屋根瓦や外壁の損傷などの被害が多数発生した。7月29日現在の住宅の被 害は全壊12棟、半壊273棟、一部損壊41,459棟となっており、それ以外に675棟の 公共建物の被害が報告されている(消防庁、2018)。また、兵庫県南部地震以降、 多くの免震建物が大阪平野に建設されてきたが、今回の地震は、これらの免震建物 が経験した最も

か大っ物計ら録れのがいど建の検将 たたのをず(て、得場で物応証来 し、なく置罫1)の刻れがる。地再これで 気はし書はも渡いと免震現とな もあ建震お記らの形なん震時しは地



図1 免震建物で得られた罫書き記録の例(宮本・他、2018)

震に備えるために非常に重要なことであり、そのためには入力地震動の推定が必要 不可欠である。また上記の建物被害要因の把握のためにも地震動の推定が必要と なる。よって、本研究では、建物被害の要因の把握や、免震建物の入力地震動推 定を目的として、大阪平野の北部を対象とした地震動シミュレーションを実施する。

#### 2. 解析の概要

地震動の計算には3次元差分法を用いる。解析領域は図2に示した東西45km、南 北30km、深さ25kmの領域である。水平方向のグリッド間隔は25m、鉛直方向のグリ ッド間隔は25m~200mとする。地下構造モデルには、堀川・他(2003)のモデルを 用いる。差分計算の有効周期は0.4秒以上である。震源は、浅野(2018)を参考に2 枚の断層面を仮定し、経験的グリーン関数法を用いモデル化を行い、結果として各 断層面に1つの強震動生成領域(SMGA)を設定したモデルとなった。なお、本原 稿執筆時点では、計算途中のため、計算結果は秋季大会当日に報告させて頂く。



謝辞:本研究では国立研究開発法人防災科学技術研究所K-NET、KiK-net、F-net、関西 地震観測研究協議会、気象庁震度計、の強震記録を使用させて頂きました。ここに記して謝 意を表します。

参考文献: 1) 消防庁: 大阪府北部を震源とする地震による被害及び消防機関等の対応状況 (第28報), 2018/7/29. 2) 宮本裕司・他: 平成30年6月18日大阪府北部の地震での免震建 物の地震後調査(速報)(高槻市、茨木市、枚方市域), 2018, http://www.arch.eng.osakau.ac.jp/labo-miyamoto/doc/EQ20180618-2.pdf. 3) 堀川・他: 断層による不連続構造を考 慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル,活断層・古地震研究報告, No.3, p.225-259, 2003. 4) 浅野公之: 強震動分析,2018年大阪府北部の地震に関する情報交換会,2018, http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/k-asano/pdf/20180622osaka_rep.pdf.

#### 静穏化による地震の長期予測の試行~学習と検証 勝侯 啓(北大)・中谷正生(東大地震研)

Trials of long-term earthquake forecast based on the seismic quiescence:

#### learning and evaluation

Kei Katsumata (Hokkaido Univ.) and Masao Nakatani (ERI, Univ. Tokyo)

#### <u>1. はじめに</u>

勝侯・中谷(連合大会,2018)は、地震活動の静穏化を用いて、カムチャ ツカから小笠原に至る海溝沿いで過去に発生した Mw7.5 以上の地震の retrospective 長期予測を試行し、ランダムに予測した場合よりも有意に 良い結果が得られることを示した.本研究では、パラメータの最適値を 探索するための学習期間と得られたパラメータに固定して予測を試みる 検証期間に分割し、検証期間の予測成績を統計的に評価した結果を報告 する.

#### <u>2.方法</u>

研究領域は、勝侯・中谷(2018)と同じく、カムチャツカから小笠原に 至る海溝沿いである. 1964~2014 年に発生した実体波マグニチュード mb 5.0 以上で深さ 60km 以浅の ISC 震源を使用した. 長さ 15 年間のサ ブカタログを 0.1 年毎に作成し、サブカタログ毎別々に Zhuang et al. (2005)の方法でデクラスタリングした. 研究領域を 0.1×0.1 度の空間格 子に分割し、ある一つの格子点近傍から 6 個の震央を取り、最後の地震 発生時とサブカタログの終了時との時間差 dt を計算する. ただし、格子 点から半径 100km 以内に 6 個の地震が無い場合は、その格子点は解析及 び成績評価から除外する. dt  $\geq$  しきい値 Tq 年となれば、警報を Ta 年 間 ON にする. 警報 ON の領域は、この格子点を中心とした半径 R km の円内とする. ただし、本震が発生した場合は、ETAS モデルから計算 される一定期間を予測不能期間として評価対象から除外した.

### <u>3. 結果</u>

#### 【試行1】

学習期間:1985.0年から1995.0年までの10年間を予測対象 検証期間:1995.0年から2015.0年までの20年間を予測対象

学習期間に Mw7.5 (GCMT) 以上の地震 4 個発生,パラメータを 5.0  $\leq$ Tq $\leq$ 15.0 年 (0.5 年刻み), 1.0 $\leq$ Ta $\leq$ 6.0 年 (0.5 年刻み), 40 $\leq$ R $\leq$ 140km (10km 刻み)と変え,予知率 0.5 以上で確率利得が最大になる組 合せを探索した.その結果,Tq=10.5 年,Ta=5.5 年,R=70km の時,予 知率 3/4=0.75,警報分率 0.169,確率利得 4.4, P=0.016 となった.学習 期間で得られた(Tq,Ta,R)を固定し,検証期間に発生した Mw7.5 以上の 地震 5 個を予測した.その結果,予知率 3/5=0.60,警報分率 0.287,確 率利得 2.1, P=0.120 であった.

【試行2】

学習期間:1995.0年から2015.0年までの20年間を予測対象 検証期間:1985.0年から1995.0年までの10年間を予測対象

上記【試行1】の学習期間と検証期間を逆にする. すなわち, 学習期間に Mw7.5 以上の地震 5 個発生, パラメータ(Tq,Ta,R)を【試行1】と同じように変え, 予知率 0.5 以上で確率利得が最大になる組合せを探索した. その結果, Tq=11.5 年, Ta=4.0 年, R=70km の時, 予知率 3/5=0.60, 警報分率 0.145, 確率利得 4.1, P=0.022 となった. 学習期間で得られた(Tq,Ta,R)を固定し, 検証期間に発生した Mw7.5 以上の地震 4 個を予測した. その結果, 予知率 1/4=0.25, 警報分率 0.090, 確率利得 2.8, P=0.271 であった.

#### 【試行3】

学習期間: 1985.0 年から 2015.0 年までの 30 年間を予測対象

Tq=11.5 年, Ta=5.5 年, R=60km の時, 予知率 5/9=0.56, 警報分率 0.135, 確率利得 4.1, P=0.0032 となった.

### 北海道東部沖合の地震活動静穏化の現状 #松浦 律子·岩佐幸治(地震予知総合研究振興会)

#### The present state of the relative quiescence along the Kurile Trench off the eastern Hokkaido #Ritsuko S. Matsu'ura, Koji Iwasa (ADEP)

In the area off the Pacific side of Tohoku district just before 2011, more than a thousand years since the 869 Jogan earthquake, and a hundred years since M8-class Aug. 1897 earthquake had elapsed. The relative quiescence of the seismicity from the standard ETAS model had been lasting nearly a decade by 2008 around the area. It was even detectable as too few felt earthquakes in 2007. As we pointed out in 2014 at Niigata, the similar relative quiescence has appeared in the wide area along the west part of Kuril trench off the east of Hokkaido since 2009. In this area, two types of earthquakes are anticipated. One is the off Nemuro-type of M8 event. The last one occurred in 1894. The other is much larger event called the 17th century-type event. It occurs once in 4 centuries, and is characterized with the vast tsunami inundations. The tsunami simulation with a non-uniform dislocation source revealed that the 17th century-event can reproduce the tsunami of the 1611 Keicho in Tohoku district. In order to check the current status of the area, the quantitative seismicity is revisited with the newest JMA catalogue from 1923 to the end of June, 2018, which was obtained on July 6, 2018. However, data from July



1965 of M>=5.7 is mainly used. Although the AIC penalty with change points is still left in argument, it is clear that the quiescence started around Oct. 2008. It seems that the seismicity shows recovery now. Since the presumed term of recovery is still too short, we need to wait for a while to judge its significance. There is also the possibility that the 2011 event effect might partially mask the recovery. We must be check the geophysical status of the area by various methods now. We also must remind local people of the quick evacuation from tsunami when they feel certain shake, not only in the eastern part of Hokkaido, but in the northern part of Tohoku.



既報[松浦(2014)]の北海道東部沖合の地震活動度の相対的静穏化について 今回は2018/7/6時点のJMAデータ(1923年~2018年6月末)の震源を用いて現 状を検討した.本来は震源深さなどでプレート間地震に限定したいが、日本の稠 密観測網北東端の南東沖になるこの領域は,1980年代でも観測点が疎で,震源 深さが長期的には信頼できない. M4.5以上で深さ150km以上の地震も複数ある ので、深さや地震タイプを限定せずに、1993年釧路沖地震や1994年北海道東方 沖地震などプレート内地震とその余震活動まで含んでもなお見える静穏化を検討 せざるを得ない. それでも、2008年10月頃から始まった静穏化が、現在は回復し つつある可能性が高い、活動度の回復は、2011年東北地方太平洋沖地震による 影響で検出し難い可能性もある. 静穏化からは警告はできても警報はだせないが, 北海道東部や東北地方北部の沿岸部では、大きい揺れや長いと感じる揺れに会 った場合には速やかに高台へ非難するなど安全重視の行動を当分の間推奨する とともに,専門家には,より直接的に千島海溝近辺の地下の状態を把握する観測 や, 験潮場の昇降状態の精密把握, 地殻変動の時系列解析などを, 事後でなく 積極的に取り組む研究展開を強く望む.その結果は南海トラフにも役立つ. 本研究は文部科学省の委託により実施された.

### 2013年2月25日栃木県北部の地震(Mw5.8)の前震活動 #加藤愛太郎(東大地震研)

Foreshock sequence prior to a Mw 5.8 earthquake

at the north of Tochigi Prefecture in 2013 #Aitaro Kato (ERI)

1. はじめに

プレート境界地震に比べて、プレート内地震に先行する地震活動は頻度が少ないことが報告されている(Bouchon et al., 2013)。しかしながら、日本列島においては、内陸の浅部地殻内で発生する地震の先行的な地震活動はこれまでも多数報告されてきており、近年では、2014年長野県北部の地震(Imanishi et al., 2016)、2016年熊本地震(e.g., Kato et al., 2016)、2016年鳥取県中部の地震などが挙げられる。本研究では、2013年2月25日に発生した栃木県北部の地震(Mw5.8)の前震活動について解析した。

2. データ

解析には、震源域周辺の基盤的地震観測網で取得された、2013年1月1日~ 2月28日における地震波形データを使用した。また、同期間に発生した気象庁 ー元化処理震源を用いた。特に本震発生の3日前から先行的に発生していた 地震に対しては、目視によりP波とS波の再読み取りを行った。波形相関データ に基づいて相対走時差データを作成し、DD法(Zhang and Thurber, 2003)を適 用することで高精度な震源分布を推定した。その後、これらの地震をテンプレー トとして用いて、Matched Filter法(Kato et al., 2013)を連続波形記録に適用し、 ノイズレベル限界までの震源カタログを構築した。

3. 結果と議論

本震発生の3日前から2段階から成る間欠的な地震活動の増加が見られた。 前半の活動は本震の震央から離れた浅い側で主に起きており,一方,後半の 活動は本震発生の約1時間前に本震の破壊開始点近傍で活発化した。これら の前震活動は,西北西—南南東の走向で高角に傾斜する断層面上に並ぶ特 徴を持つ。さらに,時空間発展に注目すると,断層の走向方向と深さ方向にお いて,前震活動域の拡大が見られる。活動域のフロントの拡大速度は,10~20 km/dのスピードで,時間ととともに減少傾向を示し,本震発生前には拡大はほ ぼ停止している(図)。活動域のフロントは,本震の破壊開始点に向かって広が っており,これまでに観測された前震活動の特徴と一致する。このような本震の 破壊開始点へ向かう前震域の拡大は,約1時間前に発生したM3.6の地震発生 後から起きていた。同様な特徴は,時空間スケールは異なるものの,2011年東 北地方太平洋沖地震の約2日前に発生した最大前震から本震にかけて見られ たものと類似しており興味深い。また,2013年1月下旬や2月中旬にも若干の活 動が見られ,断層面の固着の剥がれが間欠的に進行していたと考えられる。



#### 図. 左)本震発生の約3時間前からの前震活動の様子(水平分布図と深度断面図). 右)断 層の走向方向・深さ方向に投影した前震活動の時空間発展図とMT図.

【謝辞】防災科学技術研究所,気象庁によって維持・管理されている定常観測点の波形データを使用させて頂きました。また,気象庁一元化処理震源も使用致しました。ここに記して感謝致します。

### 2017 年に鹿児島湾で発生した M 5.3 の地震の前駆的活動 及び余震活動にみられる震源の migration とその原因 #松本圭晶・吉田圭佑・松澤暢・長谷川昭(東北大予知セ)

Hypocenter migration and its cause in the precursory activity and aftershocks of the 2017 M 5.3 Kagoshima Bay earthquake # Yoshiaki Matsumoto, Keisuke Yoshida, Toru Matsuzawa and Akira Hasegawa (Tohoku Univ.)

2017 年 7 月 11 日 11:56 (JST) に, 鹿児島湾の深さ約 10 km を震源とする M 5.3 の地震が発生した. 本震震源の周辺では, 2016 年 12 月頃を境に地震活動が活発化していたことがわかっている. 本研究では, M 5.3 の地震の前後で発生した地震について, 波形相関を用いた精密な震源再決定を行うことにより, 詳細な 震源分布の特徴を調べた.

まず,気象庁一元化震源カタログに記載されている 2010 年1月から2018年4月 の期間において鹿児島湾南部周辺で発生した地震を対象にして,波形相関を用 いることで精密な到達時刻差を求めた.使用した観測点は,震源域を取り囲む20 点である.波形相関には 5-12 Hz のバンドパスフィルターをかけた観測速度波形 を用いた.そして,震央間距離が 3km以内の地震ペアについて,P波とS波到達 時刻の0.3s前から始まるそれぞれ 2.5s, 4.0sの長さのwindowを用いて,相互相関 を計算し,相関係数が 0.8 以上であった場合,到達時刻差を求めた.この波形相 関を用いて得られた到達時刻差データとカタログ記載の検測値の時刻差データに 対し,DD 震源決定法 (Waldhauser & Ellsworth, 2002) を適用した.初期震源 には,気象庁一元化震源カタログ記載の位置を用いた.震源決定のイタレーショ ンの前半部分では,マニュアル検測値に高い重みをつけることにより大まかな相 対震源位置を決め,後半では,マニュアル読み取り誤差の影響を軽減するため, 波形相関により得られた時刻差データに高い重みをつけた.

再決定により, 雲状にばらついていた震源が, 複数枚の面上に集中するようになった. そのうち主要な面の方向は, 本震や余震のメカニズム解の節面の一つと

一致するので、この面は地中に存在する本震の断層面を表していると考えられる. 特に、前駆的活動の震源はこの面上にきれいに集中するようになり、震源が時間 と共に面上を広がるような明瞭な migration をする性質を示した.さらにこの面に は震源の空白域がみられ、本震震源は空白域の端に位置する.余震の震源もま た空白域を避けるように分布することから、本震の主要なすべり域がこの空白域に 対応する可能性がある.余震の震源もまた複数枚の面状構造を示し、その活動は 時間とともに浅部から深部へと移動する傾向がみられた.このような時間・空間分 布の特徴は、その発生に流体の関与が指摘されている、2011 年東北沖地震後 の東北地方で発生した群発地震活動の特徴 (Yoshida & Hasegawa, 2018) と良 く似ている.

以上の前駆的活動と余震活動にみられた震源の空白域および震源の migration などの特徴は、次のように考えると説明できるかもしれない.(1)本震の 発生に先立って、既存の断層面に流体が浸入して摩擦強度を下げることにより、 活発な前駆的活動を生じさせた.さらに、面上を流体が移動することに伴い、前駆 的活動の発生場所も徐々に移動した.(2)前駆的活動ですべりが生じなかった空 白域においても、間隙水圧の増加に伴う摩擦強度の低下及び破壊の進行に伴う せん断応力の増加による効果で、ついに破壊条件が満たされ本震の発生に至っ た.(3)本震に伴う応力変化により広範囲で余震が生じたが、前駆的活動や本震 に関与した流体が複数枚の面を伝わって浅部へと移動することによってさらに地 震が発生し、結果として複数の面に沿って震源が深部から浅部へと移動した.



0.1満点地震観測でみた鳥取県西部地震震源域の余

震活動による非弾性ひずみ

#松本聡(九大理)・飯尾能久(京大防災研)・酒井慎一・加藤愛太郎 (東大地震研)・0.1満点地震観測グループ・鳥取県西部満点地震観 測グループ

Inelastic strain due to seismic activity around 2000 Western Tottori Earthquake (M7.3) based on "0.1 Manten" hyper-dense seismic observation

#Satoshi Matsumoto (Kyushu Univ.), Yoshihisa lio (Kyoto Unive), Shinichi Sakai, Aitaro Kato (ERI), Group for "0.1 Manten" hyper dense seismic observation, "Manten" seismic observation group in Western Tottori

<u>はじめに</u>鳥取県西部地震震源域において断層帯の発達過程解明のために 1000点の観測点による地震観測(0.1満点地震観測)が2017年3月から2018年4月 まで実施された。観測点はおよそ1km間隔で展開され、鳥取県西部地震余震活 動域を覆う高密度地震観測である。この観測の重要な利点は、高精度発震機構 解推定が可能なこと、検知能力が極めて高いことである。このことにより、地震発生 から18年経過した地域においても十分な地殻活動とその特性が得られることであ る。非弾性ひずみは地殻中での応力再配分に重要な役割を演じる。Matsumoto et al. (2015)は熊本地震震源域において地震前の小地震による非弾性ひずみを 見積り、ひずみの大きい領域の端で熊本地震が発生することを明らかにした。この ように、非弾性ひずみと大地震発生には重要な関係があると考えられる。本研究 では、得られた発震機構解を用いて断層帯の発達プロセスを理解するうえで重要 な情報となる、断層周辺の非弾性ひずみの推定を行った。

<u>データおよび解析</u>用いたデータは0.1満点地震観測で得られた、2017年3月から2018年3月までの発震機構データを用いた。また、鳥取県西部地震発生直後の発震機構解(Kawanishi et al., 2009)および鳥取県西部地震満点地震観測によって得られた2015-2016年の発震機構解をもちいた。図1に自動処理によって決定された地震のP軸分布を示す。これらはYukutake & Iio (2017)によって得られた、鳥取県西部地震発生直後のP軸分布とほぼ同一である。これらのデータと、

振幅マグニチュードからモーメントテンソルを推定し、断層周辺を小領域に分けて それぞれのブロックでの非弾性ひずみとその時間変化を見積もった。



図 1. 0.1 満点観測によって得られた P 軸分布。



<u>結果</u>

各小領域では空間位置によって変化する ものの、時間的には鳥取県西部地震発生 直後と17年経過したのちもほぼ同様な非弾 性ひずみテンソルを示す。これは、各小領 域の応力が空間的には不均質ではあるが 時間的には変化していないことを示唆する。 一方、非弾性ひずみレートを見積その空間 的な変動を見る。図2にひずみレートの変 化の大きさを地図上にプロットした図を示 す。図で見られるように、余震域の中央部 においてはひずみレートの変化がなだらか であることがわかる。一方、北部においては ひずみレートの変化が大きく、活動が

 急速に収束していることがわかる。余 震域の中央部は本震発生時の大すべり域と対応する。大 すべり域は断層として成熟
 decrease 度が高いと考えることもできることから、このようなひずみレートの変化が断層帯の発 達過程を示唆しているものと
 : 弾性 考えられる。

> ・謝辞:地震観測に当たって は鳥取県、島根県、岡山県 をはじめとして関係機関・住 民の方々の多大なご協力を 頂いた。記して感謝の意を

表します。本研究は平成26-30 年度文部科学省新学術研究領域「観察・観測 による断層帯の発達過程とミクロからマクロまでの地殻構造の解明」(代 表:竹下 徹、課題 番号26109004)によって助成された。

#### 剪断歪みエネルギーと地震活動

[#]齊藤竜彦¹·野田朱美¹·吉田圭佑²·田中佐千子¹(¹防災科研, ²東北大学)

#### Shear Strain Energy and Seismicity

[#]Tatsuhiko Saito¹, Akemi Noda¹, Keisuke Yoshida², and Sachiko Tanaka¹ (¹NIED, ²Tohoku University)

1. はじめに 地震発生場を特徴付けるものとして応力蓄積を見積もることが重要である. 応力の蓄積/解消を判断する場合、断層面を仮定し、断層面にかかる剪断応力が増加すれば 蓄積、剪断応力が減少すれば解消と評価される場合が多い.一方で、歪みは断層面を想定 せずとも存在し、歪みエネルギーは弾性体内に蓄えられる仕事を表す量である. 剪断歪み エネルギーは起震応力場を特徴づけることができる基本的な物理量であるが、剪断歪みエ ネルギーと地震活動との関連を調査した事例はほとんどない.本研究では、応力変化によ る応力の蓄積/解消を調べるために剪断歪みエネルギーに注目する. さらに、剪断歪みエネ ルギーの増減と地震活動との関連を報告する.

**2. 歪みエネルギー** 弾性媒質中の歪みエネルギー密度は、 $W = \frac{1}{2} \tau_{ij} \epsilon_{ij} = W_s + W_v$ であり ( $\tau_{ij}, \epsilon_{ij}$ は応カテンソル, 歪みテンソル), 等方弾性媒質の場合, 剪断歪みエネルギー密度  $W_s$ と体積歪みエネルギー密度 $W_v$ は, それぞれ,

$$W_S = \frac{1}{4\mu} \tau'_{ij} \tau'_{ij}$$
, and  $W_V = \frac{1}{18K} \tau_{kk} \tau_{ll}$ 

である. ただし,  $\tau'_{ij}$ は偏差応力,  $\mu$ は剛性率, Kは体積弾性率.

無数の断層面がランダムかつ等方に弾性体内に分布する場合,断層面に加わる剪断応力  $\tau_s$ の2乗平均平方根 Root Mean Square 値  $\tau_{RMS} = \sqrt{\langle |\tau_S|^2 \rangle}$ は、 $W_s$ を用いて、

$$\tau_{RMS} = \sqrt{\langle |\tau_S|^2 \rangle} = \sqrt{\frac{4}{5}\mu W_S}$$

と表すことができる (Saito et al. 2018 JGR). *τ_{RMS}*を RMS 剪断応力と呼ぶことにする. この関係式は、剪断歪みエネルギーが増加すると、平均的に剪断応力は大きくなり、地震 は発生しやすくなることを意味する.

背景応力場 $\tau_i$  (ただし,応力の主軸を基底とする座標系)中において,応力変化 (擾乱)  $\Delta \tau_{ij}$ が起これば,剪断歪みエネルギーが $W_s(\mathbf{x}) + \Delta W_s(\mathbf{x})$ に変化する.  $\Delta W_s(\mathbf{x})$ は

$$\begin{split} \Delta \tau_{RMS} &\approx \sqrt{\frac{\mu}{5}} \frac{\Delta W_S}{\sqrt{W_S}} \approx \frac{1}{\sqrt{15}} \frac{-R(\Delta \tau_{11} - \Delta \tau_{22}) + (R-1)(\Delta \tau_{22} - \Delta \tau_{33}) + (\Delta \tau_{33} - \Delta \tau_{11})}{\sqrt{R^2 + (R-1)^2 + 1}} \end{split}$$
と表せる.

3. 剪断歪みエネルギー変化と地震活動 剪断歪みエネルギーの増減と、地震活動の関連 を調査した. 南海トラフによるプレート固着が、内陸地震発生層に与える剪断歪みエネル ギーを見積もり、剪断歪みエネルギー増加レートが高いところで、地震発生数が多くなる ことを統計的に確認した (Saito et al. 2018 JGR). また、2016 年熊本地震 (Noda et al. 2018 JpGU; Tanaka et al. 2018 JpGU)、2011 年東北地震 (例 Yoshida 提出中) におい ては、本震による応力変化で剪断歪みエネルギーが増大している領域で、余震活動が高く なる傾向を確認できる.



図 剪断歪みエネルギーの増減(赤:増加,青:減少)と余震活動.(左)2016年熊本地 震. 灰点は余震 (Tanaka et al. 2018 JpGU).(右)2011年東北地震.四角で示された領 域は東北地震後に地震活動が活発になった箇所.

### 2014年7月の胆振地震を含む群発地震の震源決定 #パチェコカリム・青山裕(北大,ISV)

Source location of the July 2014 Iburi earthquake and seismic swarms #Karim Pacheco, Hiroshi Aoyama (Hokkaido Univ., ISV)

The M5.6 Iburi Earthquake occurred on July 8th 2014 close to Tarumae volcano in Hokkaido and was followed by several aftershocks and seismic swarms. Routine locations of the source depth of the main shock varies between about 3 km and 6.2 km. Such differences in location is mainly due to the limited 1-D velocity structure used in its estimation. Seismic refraction/reflection studies determined a complex structure of the subsurface in central Hokkaido (Iwasaki et al., 2004). Seismic wave velocity distribution shows large-scale heterogeneity and lateral structure changes that are attributed to the complex geological structure in this region.

To accurately locate the source of the Iburi earthquake and aftershocks, we included such complex velocity structure by applying the fast marching method to estimate theoretical arrival times of P- and S-waves. This is an eikonal solver that tracks the evolution of wave-fronts in 3D media (Rawlinson et al., 2006). On the other hand, hypocenter location methods usually compare observed and theoretical arrival times to estimate the optimum location of the seismic source. To avoid the origin time-depth tradeoff, we adopt the differential traveltime approach (Lomax 2005), in which time shifts between stations are compared to theoretical differential times. The minimum value of the root-mean-square (RMS) is determined to find the location of the earthquake (Figure 1). In this way, not only the origin time cancels out, but also the errors due to accuracy in the velocity model may be eliminated (Spetzler et al., 2017). After the best location is determined from the above procedure, an inversion is performed by perturbing the hypocenter parameters to satisfy the observations. Perturbations are estimated from the observed traveltimes of a particular phase and a sensitivity matrix composed of the Frechet derivatives by minimizing a least square formulation. We conducted several synthetic tests and we confirm that our method is robust enough and adequately handles inaccurate velocity structure.

We further applied a waveform based stacking method that consists of scanning the possible hypocentral locations by stacking the traces along the theoretical arrival times to obtain a multidimensional matrix whose maximum corresponds to the location of the seismic event (Grigoli et al., 2014). We applied the above described methods using the short-term-average/long-term-average (STA/LTA) and compare with results obtained from eye-picking the P- and S-wave phases. In addition, we performed time reversal simulations to discuss the location and depth of the main shock and aftershocks.



Figure 1. Schematic illustration of the P-wave velocity structure (gray scale) in the Iburi region. A grid search in the 3-dimensional space and the best location is shown as black circles and yellow star, respectively. At 8 km depth, blue circles indicate the vertical coordinate of minimum RMS (in seconds) shown in color scale. Inverted triangles correspond to stations whose approximate location is represented by the red line in the bottom panel.

### 誘発地震b値のせん断応力依存性

#椋平祐輔・伊藤高敏(東北大)・Michael C. Fehler(MIT)・浅沼宏(産 総研)・Markus O. Häring(GEL)

#### Dependency of the injection induced seismicity b-value on the stress state of existing fractures #Y. Mukuhira, T. Ito (Tohoku Univ.), Michael C. Fehler (MIT), H. Asanuma(AIST), and M.O. Häring(GEL)

The Gutenberg-Richter distribution of earthquake is a power law relationship and it holds for laboratory scale earthquakes (acoustic emission) to subduction zone earthquakes as well as induced seismicity. The gradient of the power law is known as the b-value, which can be considered the ratio of the number of the larger earthquakes to small ones. Larger earthquakes are often observed in low b-value regions, or alternatively a b-value reduction has been observed before some main shocks. Some authors have argued that b-value is negatively correlated with differential stress level. Therefore, a bvalue anomaly found in time-space analysis may be used for detection of an area of stress concentration and used for earthquake prediction or hazard risk assessment.

In the field of induced seismicity where b-value reduction has also been observed, the physical mechanism of b-value reduction has not been understood well. Since induced seismicity related with fluid injection usually occurs at depths around  $1000 \sim 5000$  m, a significant tectonic mechanism to cause a stress concentration during a short time of hydraulic stimulation might not be expected. We used borehole analysis and focal mechanism information to investigate the stress state on the existing fractures that caused induced seismicity. Then we divide the catalog into the groups with varying normalized shear stress threshold and estimated the b-value. We found that bvalue for the events that occurred along higher shear stress fractures were significantly lower (figure 1a) than those from the moderate/lower shear stress fractures (figure 1b). Thus, b-value dependency on the shear stress can be observed for induced seismicity on a reservoir scale. We also tested another threshold to divide the sub-catalog according to shear stress. The group from higher shear stress fracture always shows lower b-value. We also observed the correlation between the shear stress threshold and b-value. From these observations, we propose that the reason for the observed b-value reductions in induced seismicity on a reservoir scale is the events that occur along higher shear stress fractures. Supposing that the earthquakes occurs along wellorientated fractures, the b-value dependency on differential stress can be translated to dependence on increasing shear stress. Thus, our observations about b-value are consistent with the conventional interpretations of b-value.



Fig. 1: Magnitude frequency distribution for events from higher shear stress (a) and those from lower shear stress (b). The b-value and Mc estimated from sub-catalogs are also shown in the figure.

# 紀伊半島下フィリピン海スラブ内におけるスロースリップ発生前後の地震活動度、応力場、およびb値の 変化

#北 佐枝子(建研)·Heidi Houston (USC)·田中佐千子·浅野陽一 (防災科研)·澁谷拓郎(京大防災研)·須田直樹(広大)

Changes in seismicity rate, stress orientations and b-values before and after ETS events in the subducting slab under Kii Peninsula

#Saeko Kita (BRI), Heidi Houston (USC), Sachiko Tanaka, Youichi Asano (NIED), Takuo Shibutani (Kyoto Univ.) and Naoki Suda (Hiroshima Univ.)

The slip on the plate interface has the potential to affect the stress field and seismicity within the subducting slab. Several studies have examined the interaction of slow slip phenomena with intraslab earthquakes. Beneath the Nankai and Tokai regions, Han et al. [2014] found that tremor and inferred slow slip are triggered by small local slab earthquakes, and further inferred that such earthquakes may be weakly triggered by tremor and slow slip. Radiguet et al. [2018, JpGU meeting] examined seismicity and GPS data in the Mexican subduction zone, and discussed the aseismic slip preceding and immediately following two large intraplate earthquakes. These studies suggest that slow deformation on the plate interface has the potential to change the stress field and seismicity within the subducting slab. Therefore, we examined seismicity rate

variations, stress changes, and b-value variations of seismicity relative to ETS timings beneath the Kii Peninsula using the JMA earthquake catalog, the NIED tremor catalog, the upper surface of the Philippine sea plate estimated by Shibutani and Hirahara [2016], the P-wave polarities data by NIED, and a stress tensor inversion code [Vavrycuk, 2014].

We determined the timings of many large ETS beneath the Kii Peninsula from 2001 to 2017, and categorized slab seismicity relative to the occurrence times of nearby the ETS (i.e., 60 days before or after). We then combined or stacked the slab seismicity based on these relative occurrence times. Beneath northeastern and middle-eastern Kii Peninsula, the rate of intraslab seismicity after the ETS timings clearly decreased, compared to the rate before the ETS timings. Seismicity rate beneath southeastern Kii Peninsula also decreased but only slightly. In addition, the b-values of intraslab seismicity after the ETS timing were slightly smaller than those before the timing. Furthermore, a change in stress orientations before and after the ETS timings was seen in the subducting slab beneath the middle-eastern Kii Peninsula.

The results of our study support the notion that the aseismic slip on the plate boundary may affect the stress field and the occurrence of seismicity within the subducting slab beneath the Kii Peninsula.

#### 統計地震学と地震活動の物理

尾形良彦(東京大学地震研究所、統計数理研究所)

#### Statistical Seismology and Physics of Seismic activity

Yoshihiko OGATA (ERI, Univ.Tokyo; Inst. Stats. Math.)

地震活動研究には、詳細なデータ解析や、それらの成因の説明を試み た様々な物理的モデルの提示について、明治以来、日本が世界をリー ドした統計地震学の伝統的歴史がある(例えば、宇津、地震活動総 覧)。これらの研究成果に則って講演者がこれまで取り組んできたの は、地震発生データの統計的予測と同時に統計的診断解析に基づく物 理現象の発見を目指すことであった。プレートテクトニクスや断層モ デルの展開とほぼ同時期に確率統計分野で発展した確率点過程とその 統計的方法の理論的整備がこの研究を可能にしたのである。

Epidemic Type Aftershock Sequence (ETAS) モデルは地震の短 期発生率を予測するために、余震活動の経験則に基づいて構成された。 ETAS モデルの特性パラメータは地域性に合った標準の地震活動を特 徴づけるためにデータから最尤法で求められる。ETAS モデルの計算 機シミュレーションで各地の中長期の標準的な地震活動の variability を予測するのに良く使われているが、地震活動の微妙な異常(相対的 静穏化や相対的活性化)を検出する物差しとして使える可能性も提供 する。このような異常は、例えばスロースリップに起因するクーロン 破壊応力 (CFS) の一時的な変化に関係する場合がある。また震央が 良く決まった余震群内の時空間的分布を詳しく見ると局所的なスロー スリップなど地震活動形式が非一様性な場合があり、それぞれがパラ メータの異なる速度状態依存摩擦則を多様に反映している。

次に、一部パラメータが時間とともに変化する非定常 ETAS モデ ルが良い適合を示す群発的な地震活動がある。その時間変化は流体の 移動または断層系侵入に起因するストレス変化(断層弱化)との間に 量的な物理的関係を提供する可能性がある。

広域の地震活動の地域的変化や地震活動の相互作用を現実的に特徴 づける様々な時空間 ETAS モデルの予測性能は、「地震予知研究のた めのグローバル共同研究」(CSEP; http://www.cseptesting.org/)の 各国テストセンターによって、これまで 10 年以上継続的に比較検討 され、様々な予測外の結果も示している。

その中で、時空間 ETAS モデルの主要な特性パラメータを位置依 存性に拡張した階層的時空間 ETAS (HIST-ETAS) モデルは、現実 的な時空間地震の発生率をリアルタイムで提供している。一方、 HIST-ETAS モデルの常時地震活動率の高い地域は将来および歴史的 大地震の多発域と調和的であり、GPS インバージョンによる容積ス トレス蓄積率および最大せん断応力地域的な蓄積率変化と良く対応し ている。

最後に、宇津の最大余震や前震などをはじめとする統計地震学研究 のこれまで蓄積にも拘らず予測モデル化という観点で最も遅れている のはマグニチュード系列にかんする研究であろう。事実 CSEP 検証 に登場する殆どのモデルではマクロな統計的経験則である同じb値の Gutenberg-Richter (G-R) 則に基づき独立に発生することを予測し ている。しかしマグニチュードに関する予測の展開の自由度を広げる 余地は十分にある。例えば様々な地球物理学的異常現象の適切な定義 と大地震や大余震との因果関係から部分的に非 G-R 型地震規模モデ ルとして定式化することができる。例えば、時・空間・マグニチュー ドの履歴に基づく前震予測アルゴリズム⁵⁾を独立な標準 G-R 頻度分 布モデルと統計的に比較検証可能である。

2011 年東北沖地震後の流体圧変化により誘発された群発地震活動の発生シミュレーション

#吉田圭佑 (東北大)・野田博之 (京都大)・芝崎文一郎 (建築研) Simulation of the migration swarms triggered after the 2011 Tohoku-Oki earthquake due to the pore pressure change

#Keisuke Yoshida, Hiroyuki Noda, Bunichiro Shibazaki

稠密地震観測網が展開されている日本列島において活発な地震活動を生じさせた 2011 年東北沖地震について調べることにより、巨大地震に伴う誘発地震活動の発生機 構を理解する手がかりが得られる可能性がある。2011 年東北沖地震の発生後、東北日 本内陸部では、元々加わっていた東西圧縮応力が減少したにも拘らず、東西圧縮応力に 起因すると考えられるものも含む幾つかの集中的な地震活動が生じた。応力軸の空間 変化に起因する局所的な応力増加による影響の他に、間隙水圧変化による断層強度 低下による影響がありそうである (例えば、Yoshida et al., 2018, JGR)。

2011 年東北沖地震発生後に、東北日本中央部で活発化した地震活動(山形・福島県境 周辺、仙台大倉周辺、山形月山周辺の群発地震活動)は、間隙水圧の増加による断層強 度の低下により生じたものと推定されている。それらは、2011 年東北沖地震から数日 〜数週間の時間遅れの後、水の存在を反映すると考えられている S 波反射面直上で発生 しており、その震源が面に沿って深部から浅部に migration する特徴を持つ。メカニ ズム解、応力降下量、b 値などのパラメータが間隙水圧の時間変化と同期して変化する など (Yoshida et al., 2016, 2017, JGR)、注水実験による誘発地震活動と類似した特徴 を持つ。本講演では、これら大地震後の間隙水圧変化により生じたと推定されている群 発地震活動の発生と破壊過程のモデル化を行っている内容について紹介する。

流体圧変化による地震活動の発生をモデル化するために、速度状態依存摩擦構成則に 基づく 2 次元の境界要素法シミュレーションを行った。仙台大倉で誘発された群発地 震活動の場合に見られた特徴 (Yoshida et al., 2018, Tectonophysics)を模擬して、下端 深さが 12 km で 西に 34° 傾く 1.6 km の断層面に、深さ 16.5 km から流体圧を拡散 させ、断層上の有効法線応力を減少させることにより、すべりを生じさせる。差応力 20 MPa の側方圧縮応力を与えた (Yoshida et al., 2015, Tectonophysics)。間隙水圧変 化の時空間発展の計算には、拡散方程式の解析解 (Carslaw & Jaeger, 1959)を用いた。 境界条件として 深さ 0 km, 16.5 km の間隙水圧比をそれぞれ 0.0, 1.0 に固定し、初期 間隙水圧が間隙水圧比 0.89 の条件から、拡散を開始させた。拡散距離の増加が震源の migration に合う様に、D=0.584 m²/s とした。摩擦構成則の発展則には、aging law を 用いて、断層面上に 200m 間隔で 幅 80 m の a-b が負の値 (a=0.016, b=0.020)を持つ パッチを分布させた。断層面上のそれ以外の領域では、a-b が正の値 (a=0.016, b=0)を 持つものとした。特徴的すべり量は  $L=50 \mu m$  とした。すべり速度 0.1  $\mu m/s$ の時の摩 擦係数が 0.6 になるように基準値を設定した。Lapusta et al., (2000), Noda & Lapusta (2010, JGR)による周波数領域で計算を行うアルゴリズムを用いた。

流体圧の拡散が開始し、断層に働く有効法線応力が低下していくと、次第に a-b が負 のパッチ上で高速すべりが生じるようになる。最初は深いパッチに限られるが、徐々に 浅いパッチにも広がっていく。震源分布に見える migration に対応するものと考えら れる。ただし、観測研究において震源 migration から拡散係数を推定する際に、震源 のフロントが間隙水圧のフロントと対応することが仮定されるが、滑り域の拡大に伴う 応力の再分配の影響の為、必ずしもそれは成り立たないようである。間隙水圧の増加に 伴い、同じパッチが複数回高速すべりを生じさせる。震源分布が断層面上で重なりあう 観測結果に対応するのかもしれない。間隙水圧が増加していくと、地震すべりを生じて いたパッチも、非地震性の比較的速度の低いイベントを生じさせるようになる。

震源の migration が深い方から浅い方に進行するのに対して、個々のパッチの破壊の伝播は、浅い側から始まり深い側に進行する傾向が見られた。その特徴は、地震波のdirectivity を用いて推定された破壊伝播の特徴と調和的である (Yoshida et al., 2018, JpGU)。深部からの流体圧の migration により生じる地震活動の場合には、その地震動が強い方向依存性を持つことを示唆する。

### 海溝型巨大地震サイクルに伴う内陸断層のクーロン

応力変化

#水戸川司(京大理)·西村卓也(京大防災研)

Coulomb stress change of inland faults during an earthquake cycle of the subduction zone #Tsukasa MITOGAWA, Takuya NISHIMURA (Kyoto Univ.)

#### 1. はじめに

沈み込み帯の内陸地震活動は、海溝型巨大地震の影響を受けることが指摘されており、そのメカニズムは海溝型巨大地震によって応力が減少する内陸断層は応力が回復するまでの間、破壊は起こらないためと考えられている[Hori and Kaneda (2004)]. このような影響を定量的に評価するために、モデル計算によって内陸活断層のΔCFS (Coulomb Failure Stress)の時間変化を評価する研究がいくつか行われてきた[例えば、Pollitz and Sacks. (1997)]. 本研究では、南海トラフを模した、単純な斜め沈み込み帯における海溝型巨大地震発生サイクルをモデル化して、内陸断層での応力変化が位置や断層タイプによってどのように変化するかを調べた.

#### 2. 手法

内陸断層におけるΔCFSの変動源は、沈み込み帯の逆断層における固着とす べり(地震)、内陸断層深部延長の定常すべりを考慮する.応力変化の計算には Fukahata and Matsu'ura (2006)のコードを使用し、弾性-半無限マクスウェル粘 弾性水平二層構造における粘弾性緩和を考慮した応力の時間変化を計算した. 粘弾性層は深さ30 km以深で、粘性率は10¹⁹ とした.沈み込み帯の逆断層は、 傾斜10°、長さ300 km、上端の深さ11 km、幅110 kmの矩形断層とし、地震時は すべり角110°で6 m の一様すべりを100年サイクルで発生させ、地震時以外は完 全に固着した状態とした.さらに、内陸断層深部すべりの影響として、0.5~5 kPa/yearの応力載荷速度を仮定した.これらの変動源から、深さ10 kmでの内陸 断層(沈み込み帯の逆断層の上端から内陸へ50~400 kmの間に10 kmごとに配 置)におけるΔCFSの時間変化を計算した.

#### 3. 海溝型巨大地震サイクルにおける静穏期

海溝型巨大地震によって内陸断層でのΔCFSが減少し,地震前の応力値まで回

復する時間(図1(a),(b)の青色の範囲)を沈み込み帯の逆断層上端からの距離 と断層タイプ(走向に対して平行な横ずれ断層と,垂直な逆断層と正断層)による 違いついて調べた.海溝型地震時にΔCFSが減少する断層は,右横ずれ断層と逆 断層であり,100年以内に応力回復し,回復時間は内陸断層深部すべりによる応 力載荷速度と沈み込み帯の逆断層までの距離によって変化する(図1(c),(d)). 例えば,西南日本では沈み込み帯の逆断層の上端から200 kmの地点に中央構 造線が存在する.この位置での右横ずれ断層は,内陸断層深部すべりによる応力 載荷速度が2~3 kPaの場合,海溝型巨大地震後約60年から80年でΔCFSが回復 するため,このような期間は内陸地震活動の静穏期であると考えられる. 謝辞:粘弾性応答の計算には京都大学防災研究所深畑幸俊准教授に頂いたプ ログラムを改造して用いました,記して感謝いたします.



図1 (a), (b)海溝軸に平行な横ずれ断層における△CFSの時系列.

赤線は沈み込み帯の逆断層上端までの距離が200 kmと300 kmの断層で内陸 断層深部すべりによる応力載荷速度が2 kPa/year(黒線)の場合の△CFSの時 系列を示す.青色の範囲は応力回復の期間(静穏期)を示す.

(c), (d)海溝軸に平行な右横ずれ断層と垂直な逆断層の応力回復時間.

横軸は内陸断層深部すべりの応力載荷速度で、縦軸は沈み込み帯の逆断層 上端までの距離を示す。

### 内陸地震の活動期と海溝型巨大地震の周期のスケ

ーリング

#野田博之(京大防災研)

Scaling between active periods of intraplate earthquakes and intervals of great subduction earthquakes

# Hiroyuki Noda (DPRI, Kyoto Univ.)

南海トラフ沈み込み帯においては、海溝型巨大地震が100年から200 年の周期で発生し、その50年程度前から内陸活断層型地震の活動期に 入ると考えられている [例えば Utsu 1974, Hori and Oike, 1996]。-方日本海溝沈み込み帯においては、津波堆積物の解析から2011年 Mw9.0東北地方太平洋沖地震と比較できる地震の再来周期が500年か ら800年と報告されている [Sawai et al., 2015]。この再来周期は南海 トラフに比べ数倍長く、この事により内陸地震の活動期の長さがどの 様な影響を受けるのかは、今後の長期的な東北地方の防災を考える上 で重要であろう。本研究では、深部に延性剪断帯を持つ大規模内陸活 断層を想定し、地震サイクルシミュレーションに海溝型巨大地震の影 響を模した応力擾乱を与え、内陸地震の発生のタイミングを調べる事 により、上述の問題に対する知見を得る事を試みる。

内陸活断層のモデルとしては、2D地震サイクルシミュレーション [e.g., Lapusta et al., 2000] に Shimamoto and Noda [2014] による摩 擦-流動断層構成則を用いた。十分深部・低滑り速度においては、断層 強度は石英の流動則 [Hirth et al., 2001]、浅部・高滑り速度においては、 断層強度は速度・状態依存摩擦構成則(Aging law)によって支配され る。遷移域においては両強度の間をスムーズに連結される事となる。 その様な断層に一定の応力を与える事により、長期的滑り速度約10⁻¹¹m/s(0.32mm/年)、地震の再来周期6000年程度となる地震サイクル を作成し、ここに海溝型巨大地震の影響を模した応力擾乱を加えた。 応力擾乱は空間一様で時間に関する鋸歯状波を仮定し、剪断応力に関 して振幅を1MPa、周期*T_{cyc}*に関しては100年から1000年までのケース を調べた。多くの断層を計算する代わりに、長い時間数値シミュレー ションを行い、200回程度の内陸地震に関して、その発生のタイミン グを調べた。

完全に周期的な応力擾乱を与える と、断層挙動はこれに同期し、ある特 定の位相(海溝型巨大地震間の時間で 規格化した時間)に内陸地震が集中し た。この状況はおそらく非現実的であ るので、載荷速度を一定に保ったま ま、海溝型巨大地震の再来周期を1σ =10%程度ランダマイズした。その結 果、内陸地震は海溝型巨大地震の周期 の後半に集中する結果が得られた(図 1)。興味深い事に、内陸地震の発生 タイミングの位相の分布はTrucにあま り依存しない。また、地震が発生する 脆性域は対数則(少しの応力変化で滑 り速度が桁で変わる)である摩擦則が 支配しているにもかからず、内陸地震 は海溝型巨大地震発生直前に集中して はいない。

実際には内陸活断層は様々な姿勢・位置で存在し、相互作用に関しても無視できないであろう。本研究で扱ったモデルは大変簡略化した物であり、想定する状況を増やしての更なる検討が必要であるが、図1に示したケースからは、内陸地震の活動期は*Tcyc*の20%から40%程度であり、基本的には*Tcyc*によってスケーリングされる事が示唆される。



図1 内陸地震の発生タイミンクの ヒストグラム。横軸は海溝型巨大地 震間の時間で規格化した時間。

地震のトリガリング研究からみた活断層の破壊パターン

#遠田晋次(東北大災害研)

Rupture pattern of an active fault reviewed from stress triggering studies

#### # Shinji Toda (IRIDeS, Tohoku Univ.)

活断層上の破壊開始点やアスペリティの予測は、強震動評価の重要な要素の1つである(入 倉・三宅,2001). 1つの試みとして、活断層の分岐形態(中田ほか、1998)を用いた検討 が一部で行われてきた.しかし、2016年熊本地震のように破壊は必ずしも断層中央部から分 岐の多い末端に進むわけではない.また、縦ずれ断層では、形状の検討が難しい場合が多い.

1990年代以降の大地震や火山活動による静的応力変化と地震応答に関する研究は、活断層 (系)から将来発生する地震の破壊パターンに関するヒントを提供する.同研究において、初 期の頃は、影響される側の活断層面全体のクーロン破壊応力変化(平均値など)を採用する考 え方が主流であった.しかし、0.1-lbar (10-100kPa)程度の微小なステップ状の応力変化で も多数の震源核形成が促され、地震活動を活発化させることが観測と理論(Dieterich, 1994, JGR)によって明らかになり、対象活断層の平均的な応力変化よりも、周辺の地震活動に注目 した方が大地震の予測には適切であることが指摘されてきた(例えば、Stein, 1999).つま り、大地震は小破壊から雪崩式に大破壊へと成長していくカスケード過程とみると、評価する 断層面にかかる応力変化の最大値、もしくはごく近傍の誘発地震活動が高まった部分が鍵とな り、近い将来の破壊開始点になる可能性をひめている(図1).

実際に、2016年の熊本地震を含め、最近発生した連鎖的な大地震(例えば、1992年ジョシ ュアツリー地震-ランダース地震と1999年ヘクターマイン地震、1997年3月と5月の鹿児島 県北西部地震、1999年トルコイズミット地震とデュズジェ地震、2002年アラスカニナーナ地 震とデナリ地震など)では、誘発された後者の地震は、前者によって地震活動が高まった地域 を破壊開始点としている(2日前に震源付近でM7.3の地震を伴った東北地方太平洋沖地震など、 海溝型地震にも言えることかもしれない). Kato et al. (2016)が指摘するように、地震活動 の拡大・移動、プレスリップなども関係している可能性もあるが、俯瞰すると、最初の地震に よって誘発された地震の1つが,動的なカスケード過程をたどり固着していた断層区間まで進 展し,最終的に大規模な地震へとつながった場合が多い.

この考え方を展開すると、近傍での大地震の有無に関わらず、活断層上の相対的に地震活動 の高い部分が将来の破壊開始点になりやすいともいえよう.そこから、固着状態が良く普段微 小地震が少ない地域、いわゆる空白域へ破壊が進展していくと予想される(図1).定常的に 地震活動が高い地域は、応力履歴によって応力レベルが高いところにあたるのかもしれない (例えばステップ・屈曲など断層不連続部、例えば、King & Nabelek, 1985).熊本地震で も、布田川断層から日奈久断層に断層走向が変化する屈曲部で一連の活動が発生した.つまり、 活断層の形状だけではなく地震活動にも注目することが重要で、強震動評価にも使える可能性 がある.

その意味で, 1998年以降の気象庁一元化カタログは活断層周辺での微小〜中地震の活動を 評価するのに適している.実際に,20km以上の破壊長をもつ内陸地殻内地震(2000年鳥取県 西部地震,2004年新潟県中越地震,2005年福岡県西方沖地震,2007年新潟県中越沖地震, 2008年岩手・宮城内陸地震,2011年長野県北部地震,2011年福島県浜通り地震,2014年長 野県北部地震,2016年熊本地震など)で震源付近の地震活動を調べたところ,震源断層の他 の部分に比べ相対的に地震活動が高い地域が多い傾向がみられた.



図1応力伝播による地震の誘発作用と活断層の破壊パターンの模式図

**文献**:入倉・三宅,地学雑誌,110,849-875,2001;中田ほか,地学雑誌,107,512-528,1998;Dieterich,JGR,99,2601-2618,1994;Stein,Nature,402,605-609,1999;Kato et al.,GRL,43,8945-8953,2016;King & Nabelek,Science,228,984-987,1985.

Anchoring Earthquake Slips: A Common-axis Study on Large Subduction Zone Earthquakes #Ta-Wei Chang (EPS, Univ. Tokyo), Satoshi Ide (EPS, Univ. Tokyo)

Relative location between mainshocks and aftershocks has attracted much attention for several decades for its implications to stress re-distributions of earthquakes. For inland crustal events with better near-field station coverage, Das & Henry (2003) noted that aftershocks dominate at regions with transition from high to low coseismic slip, and confirmed that large aftershocks don't usually occur at the max coseismic regions. A more recent study by Wetzler et al. (2018) for global large earthquakes also demonstrated similarly. However, as both the slip inversion results and aftershock location contain bias from different methods or velocity structure used, more careful study is required.

In this study, to at least make sure both the slip distribution and location of aftershocks are subjected to the same sets of bias, very similar empirical methods are implemented for both analyses. For mainshock slip, finite fault slip inversion utilizing empirical Green's function (eGf) is performed, which takes a smaller event close to the target to represent the Green's function. For relocation, we applied the Network Cross-Correlation Method, which relocates the centroid of events by summing the cross-correlation of all station-event pairs for the same components in the same stations for each event (Ohta & Ide, 2008; 2011), to interplate earthquakes. The waveforms and velocity structures used in the two analysis are the same, further ensuring the similarities in the bias of the results.

To gain insight to the reliability of the methods, the uncertainty of both analyses will be demonstrated through bootstrap. This also gives the upper boundary of concentrated coseismic slip, as smoothing constrain is omitted in the analysis of slip inversion. In addition, the resolution of slip inversion can be understood by a resolution test that inverts for another event in similar magnitude of the eGf instead of the mainshock.

By comparing results of the two studies, we demonstrate that under very concentrated sense of mainshock slip image, large coseismic slip can be separated almost completely from interplate aftershock distribution, as demonstrated in previous studies. This suggest high stress release for large slip regime where interplate aftershocks are rare, as in Wetzler et al. (2018).

### 不均質な滑り分布と地震活動モデルの整合性 #平野史朗 (立命館大理工)

### Consistency of heterogeneous fault slip and seismicity

### **#Shiro Hirano (Ritsumeikan Univ.)**

地震活動における本震-余震系列の存在や GR 則の成立は、地震発生場の不均質 に起因すると考えられているが、その不均質具合が定量的に明らかになっている 過程のひとつは地震時の滑り分布である. Mai & Beroza [2002, JGR] は, イン バージョン解析の諸結果を再解析することで、断層滑り分布 D の振幅スペクト ルが,空間波数ベクトルの絶対値 k を用いて

$$\left| \widehat{D}(k) \right| \sim M_0 \left[ 1 + (k/k_c)^2 \right]^{-\frac{1+H}{2}}$$
 (1)

とモデル化できることを提唱した. ここで M₀, k_c はそれぞれおよそ地震モーメ ントと、 亀裂半径の逆数に相当する. これは旧来より断層の自己相似性や強震動 のスペクトルを説明するために理論的・数値的に提唱されてきたモデル [Andrews 1980, JGR; Herrero & Bernard 1994, BSSA] を, 観測から裏付けるものである. Mai & Beroza によれば経験的に Hurst 指数 H は 0.6-1.0 であるが、 仮に最も滑 らかな H = 1 の場合であっても、応力分布は高波数での漸近曲線が  $k^{-1}$  という 自己相似な不均質性を持つことになる. 地震発生時, 断層面上の応力分布にこの ような強い不均質がもたらされ、局所的にその値が断層強度を上回ることで、こ れを解消すべく副次的な滑りとともに応力の再配置が生じる現象が余震であると すれば、不均質な滑りと地震活動とは密接な関係にあると考えられる.しかし、こ のような滑り分布と本震--余震系列や GR 則が結びつくことの定量的確認は、既 存の連続体動力学モデルの下では実現していない. 例えば数多あるバネ-ブロッ クモデル [after Burridge & Knopoff 1967, BSSA] では, 滑り不均質が Hurst 指 数で特徴づけられるか定かでなく、また連続体力学に根ざしていないこと、単純 な仮定では余震活動が生じないことなどが現実との乖離点である.

本研究ではそうした観点から、より地震らしい単純な1次元モデルを提案する. た地震の亀裂長分布 (Fig. 1) から、ε が 3% 以下の場合には冪分布ではないが、 まず1次元有界領域内にランダムかつ比較的滑らかな初期応力場を用意し、その 応力の値が強度 τ_n に達している箇所で順次, 地震により応力を降下させる. ここ で言う地震とは、式(1)に従うスペクトルを持つランダムな滑り分布のことであ る. 滑り領域は、応力の極大点から連続して応力が動摩擦レベル τ_r 以上にある領 域全体とする. 滑りの大きさは, 応力降下量が一定値  $\tau_n - \tau_r$  であるような亀裂

の解とモーメントが等しくなるように定める、この滑りから得られる応力降下量 分布を元の応力分布から引くことで、次のステップにおける応力分布とする、多 くの場合、地震によって高応力領域で応力が降下すると、その周囲では応力集中 が生じるので、次はこれを解消すべく一回り小さな地震が起こる、という現象が 連鎖する. 特に滑りの不均質が強い場合, 滑り領域の内部でも局所的にはランダ ムに応力が高まり、地震時によく観察される余震活動の空間的パターンを模擬す ることができる.

この一連の応力再配置が進 み,至る所応力が強度未満に なった場合には、テクトニック な応力蓄積を想定し、全体の 応力を僅かに上げる. その繰 り返しにより、滑り不均質か ら本震-余震系列が生じるモデ ルが構築できる. 問題はこの 地震活動が GR 則を満たすか どうかであるが、これは不均 質の振幅に依存することが数 値実験より判明した. 滑り分 布は台を有界にするために

 $D(x) = [1 + \varepsilon N(x)]W(x)$ 

という関数でモデル化されて おり、ここで包絡線 W(x) は 高々 k⁻³ 程度の滑らかな窓関 数で, N(x) は式 (1) に従うラ ンダム分布,  $\varepsilon$  は 0 <  $\varepsilon$  < 1 の範囲にあり、不均質の振幅 を与える,上記の応力再配置 と上昇を繰り返した結果生じ



Fig. 1: 不均質滑りを繰り返した末のイベント規 模分布. 上横軸はシステム長を1とした場 合の亀裂長を、下横軸はそこから換算した 相対マグニチュードを表わす.

10% を超えるとマグニチュード幅にして2以上の範囲で、b値が1程度に相当す る冪分布を示すことが見て取れる. このモデルでは滑り分布を陽に与えているた め、完全な動力学的モデルではなく運動学的モデルであるが、ひとまずこれを原 理とすれば GR 則を満たす本震-余震系列が再現可能であり、従って滑り分布と 地震活動についての経験則が互いに整合的であると言える.

### 地震発生プロセスと確率過程 #井出哲(東大・理)・麻生尚文(東エ大)・矢部優(JAMSTEC)

# Stochastic process and earthquake rupture process #Satoshi Ide (EPS, Univ. Tokyo), Naofumi Aso (Tokyo Tech.), Suguru Yabe (JAMSTEC)

Earthquake rupture is a quite complex, apparently random process. However, the stochastic modeling of earthquake rupture has not been popular. As a model of broadband slow earthquakes, a stochastic process expressed in differential equations and probabilistic cell automata are useful to explain spatio-temporal moment release. However, similar approaches are unlikely to be used directly for ordinary earthquakes, due to the lack of characteristic scale in dynamic rupture process. Instead, the idea of hierarchical characteristic structures would be important, if it is used with in probabilistic manner. Another possible scheme would be introducing stress fluctuation directory into the equation of motion. Such probabilistic treatments of earthquake rupture will be more important.

地震の震源は複雑な断層系における破壊すべりの時空間発展プロセスである。 震源を時空間上の点として扱う地震活動研究では、点過程に基づくETASモデルな ど、確率的なモデル化が成功してきたが、破壊すべりプロセスについては、決定論 的にモデル化されることが多かったようである。原理的には媒質のレオロジーが既知 で、境界条件としての摩擦法則が与えられたシステムを、外力によって駆動すれば、 地震の破壊は記述できる。適切な条件のもとでシミュレーションすれば、予測が可能 となるはずである。しかし、このような決定論モデリングとそれに基づく予測は、地震 現象の本来的な不確定性を過小評価している可能性がある。一方で、近年様々な 確率的モデリング手法が開発されている。

確率的モデリングの有効性はスロー地震については示されている。地殻変動スケ ールのスロースリップイベント(SSE)については、決定論的なモデルで、SSEの規模 や周期性を再現することに成功しているが、SSEから地震波帯域で観測される微動 まで、広帯域にわたるスロー地震の特徴を説明するには、決定論的モデリングの計 算コストは現実的でなく、むしろ確率的取扱が効率的である。ブラウン運動地震モ デル(Ide, 2008 GRL; 2010 JGR)は、シンプルな確率微分方程式一つで現実的な 地震モーメントの時間変化を表現でき、同時に地震波エネルギーに関するスケール 法則、広帯域スペクトルの特徴、サイズ頻度統計などの様々な統計的特徴を説明す ることができる。さらにその2次元バージョンの確率セルオートマトンモデル(Ide and Yabe, in prep.)では空間的広がりや、活動頻度の多様性も再現可能である。これら を用いて世界各地の複雑かつ多様なスロー地震を定量化することができる。

スロー地震についてこのような扱いが可能なのは、スロー地震が基本的には拡散 プロセスであり、特徴的スケールを持つためである。このため単位時間の変動は分 散が有限なランダムプロセスとして近似できる。一方、普通の地震の震源プロセスに は特徴的スケールは存在しない。破壊すべりは微小スケールから巨大スケールまで、 ベキ法則に従って成長する。一般的に非線形システムでは長期の予測は極めて困 難だが、特徴的なスケールのない地震にとっての長期とはどれくらいの時間を意味 するのか?破壊フロント周辺の断層幾何形状、微小亀裂生成、塑性変形、熱・流体 の拡散などの素過程をすべて考慮すれば、わずかな長さの破壊進展すら、決定論 的方程式系で取り扱うのが困難である。

問題を扱いやすくするために、地震発生場の階層的な固有性を利用できる。固 有性は例えば階層パッチモデル(Ide and Aochi, 2005 JGR)で表現される。Aochi and Ide (2009 JGR)では、確率的に小規模な破壊すべりが発生することを仮定し、 その後は動的破壊プロセスを決定論的に計算して地震活動を表現した。円形階層 パッチについては応力状態の違いによって、多様な振る舞いをすることが、決定論 的シミュレーションによって示されている(Noda et al., 2013)ことを考えると、動的破 壊の連鎖プロセスにおいても、確率的な取扱がより適しているかもしれない。

決定論的方程式に直接揺動項としてランダムな変動を与えた動的破壊シミュレーションが行われている(Aso et al., in prep.)。このモデルでは波動場が作り出す応力 に擾乱を与えることで、普通の地震からスロー地震までの多様な振る舞いを説明し ている。破壊すべり伸展時の応力擾乱は、特徴的なサイズを持つので、このような扱 いが可能である。このような試みは始まったばかりだが、今後地震破壊すべりプロセ スの予測可能性を調べるには、決定論的モデルと素過程の物理の追求と並行して、 その確率的表現を導出し、確率的モデルの中へ組み込んでいく作業が重要と考え られる。

本発表内容は科学研究費16H06477, 16H02219, SATREPS, 災害軽減のための地 震火山観測研究計画の補助を用いて実施した研究成果である。

### 確率論的な応力擾乱で再現されるスロー地震 #麻生尚文(東エ大)・安藤亮輔・井出哲(東大理)

### Stochasticity reproducing slow earthquakes

#Naofumi Aso (TokyoTech), Ryosuke Ando, Satoshi Ide (UTokyo)

Earthquakes are often modeled under the heterogeneous distribution of the frictional parameters. However, finite grids representing elastic medium is difficult to represent heterogeneity smaller than the grid size. Since such a small-scale heterogeneity is challenging to measure deterministically and it also depends on external force or slip history, stochastic treatment is necessary to consider small-scale heterogeneity. Hence this study runs rupture simulation assuming stochastic stress field, and we find characteristic rupture propagations.

We model the along-strike migration of slow earthquakes in subduction zones by an in-plane crack problem in a two-dimension homogeneous medium. We solve the problem using the BIEM scheme, assuming slip-weakening friction law and Gaussian-type stochastic stress perturbations of 1 MPa. Stress drops by 2.5% of normal stress over the critical distance of 2 m. Initial stress is smaller than the yield stress by 2% of normal stress homogeneously except nucleation zone, where stress is set to be critical. As a result, rupture propagates slowly over 20 km spending  $10^5$  s (~1 day). We also reproduced burst-like activity at the initial stage and following diffusional migration (~ $10^4$  m²/s).

As the scattering effect is considered stochastically in seismic wavefield simulation, we introduced stochastic stress field in this study. Although the physical meaning of the stochasticity (e.g., what kind of heterogeneity) is not clear so far, this study implies the hidden physics, appearing as the stochasticity, is the essential physics of slow earthquakes. Further comparison between simulations and observations will help us to answer the physics of the stochasticity, which is the essence of slow earthquakes. 地震現象は、摩擦パラメータの空間不均質を考慮して再現されるこ とが多い。しかし、有限サイズのグリッドを仮定するかぎり、グリッドサイ ズより細かい空間不均質を考慮することはできない。そのような細かいスケ ールの不均質は、決定論的な測定が難しいだけでなく、外部応力やすべり履 歴によって変動しうるため、確率論的な取り扱いが必要である。そこで本研 究では、応力が確率論的に擾乱するという仮定の下で、断層破壊シミュレー ションを行うことで、特徴的な破壊伝播を捉えた。

具体的には、スロー地震の走向方向の伝播を、二次元均質媒質中の 面内剪断亀裂問題と捉える。摩擦則は滑り弱化則を用い、外力として1MPa のガウシアンノイズの応力擾乱を与え、境界積分法(BIEM法)を用いて破 壊伝播の特徴を抽出した。滑り弱化距離2mで垂直応力の2.5%の応力降下 があると仮定した。初期応力は、強度より垂直応力の2%低いレベルで均質 に与えるが、核形成領域では応力が強度に達するようにして自発的な破壊を 促した。その結果、10⁵秒(ほぼ1日)をかけて20kmにわたりゆっくりと 破壊が伝播する様子が確認できた。初期段階のバースト的な活動や、その後 の拡散的な滑りの広がり(~10⁴m²/s)が再現できた。

波動伝播シミュレーションで確率論的な散乱が考慮されるように、 本研究では、破壊断層シミュレーションに確率論的な擾乱を導入するという 新しい概念を提案した。擾乱の物理的な意味(何の不均質性なのか)は現時 点では特定できないが、スロー地震の本質が擾乱という形で隠れていること を本研究は示唆する。更なるシミュレーション結果と観測との照らし合わせ によって、スロー地震の本質である、確率論的な擾乱の物理的原因について 探ることが出来るだろう。

# スロー地震活動のモデリング:速度強化摩擦の不均 質性が与える影響 #小澤創·波多野恭弘(東大地震研)

Modeling of slow earthquakes activity: effects of heterogeneity in velocity strengthening friction #So Ozawa, Takahiro Hatano (ERI)

南海トラフやカスケーディアなどの沈み込み帯では、スロースリップイベント(SSE)とそれに伴う低周波微動が周期的に発生しており、ETS(Episodic Tremor and Slip)と呼ばれる. ETSは(1)強い潮汐応答性(2)モーメントと継続時間に関する1乗則(3)逆方向への高速伝播(RTR)(4)指数関数的な規模別頻度分布、といった特徴を持つことが知られている(e.g. Beroza & Ide, 2011).

ETSを支配する物理については未解明な点が多いが,一つの見方は「延性的な背景領域をSSEが伝播する過程で,局所的な脆性領域が地震性滑りを起こす」(e.g. Ando et al., 2012)というものである.

本研究では、3次元境界積分方程式法(BIEM)でETS活動の数値シミュ レーションを行う. 摩擦法則には、多くの先行研究で用いられているように (e.g. Shibazaki & Shimamoto, 2007; Hawthorne & Rubin, 2013), カット オフ速度を導入した速度状態依存摩擦則(RSF則)を用いる. これを用いる と,低速で定常速度弱化,高速で定常速度強化となるため,低速滑りが発 生する. さらに,カットオフ速度が大きいパッチ(微動パッチ)を複数配置す ることで,SSEの伝播に伴い局所的な地震性滑りが多数発生し,結果として 複雑な時空間ダイナミクスが観察される(図1).

発表では微動パッチの空間分布(サイズ・ばらつき)が微動活動の統計性 に与える影響に焦点を当てる.そして観測されている指数関数的な規模別 頻度分布を生み出しているプレート境界面の不均質構造について考察す



る.

図1 SSE 中の滑り速度(対数スケール)のスナップショット.

## EnKFによるLSSE発生域の摩擦特性およびすべり発 展推定に関する数値実験 一固着域の影響— #平原和朗(理研)・錦織健人(協立電機)

# Numerical experiments on EnKF estimation of frictional properties and slip evolution on the LSSE fault -Effect of locked zone-

#Kazuro Hirahara(Riken), Kento Nishikiori(Kyoritsu Electric Corp.)

海溝型巨大地震の震源域の浅部・深部で発生するスロー地震は外部応力 に敏感で、海溝型巨大地震サイクルをモニターする応力計として(Obara & Kato,2016)、その摩擦特性推定、およびすべり発展予測は重要な課題といえ る。本講演では、長期的スロースリップイベント(LSSE)に焦点を絞り議論する。

錦織・平原(2017)は、豊後水道 LSSE を想定して、逐次データ同化の一手 法であるアンサンブルカルマンフィルタ(EnKF)を GNSS データに適用して、 LSSE 発生域でのすべり発展と摩擦パラメータを推定する数値実験を行った。 更に、錦織(2018)は、豊後水道 LSSE の浅部に位置する南海地震固着域の 影響を考慮する定式化を行っている。本講演では、この固着域の影響につい て議論する。

豊後水道 LSSE モデルとして、均質半無限弾性体中に傾斜角 15°の平面 断層を設定した。断層面の摩擦力は速度状態依存摩擦(RSF)則に従うとし、 状態変数の時間発展にはスローネス則を用いる。まず、断層面に半径 R=35kmの円形の速度弱化(A-B<0)パッチを設定し、R/Rc=0.46(Rc:臨界核 形成半径)となるように摩擦パラメータを調整して豊後水道 LSSE を再現する モデルを構成した。断層面を 2km 四方のセルに分割し、シミュレーションを行 い、得られたすべり発展を真値とし、地表の変位速度に観測誤差としてガウス ノイズを加えたものを模擬観測データとして、断層面上の摩擦パラメータ A、L およびパッチ内の B-Aを、すべり速度、状態変数とともに EnKF で推定した。

次に、豊後水道 LSSE の浅部に位置する南海地震固着域の影響を考慮し

たモデルを考える。この固着域のすべり発展も RSF 則に従うとすると、数 100 m程度の小セルに分割する必要があり、計算負荷が増える。そこで、固着域の すべり速度 Vlock は RSF 則に従う時間発展は考えず、固着域内で一様で運動 学的に逐次推定することとする。この場合、LSSE 断層面の各セルにおける準 動的応力の時間微分は、

$$d\tau_i / dt = \sum_{i=1}^{N} K_{ij} (v_j - V_{pl}) + k_i (v_{lock} - V_{pl}) - (G / 2c) dv_i / dt$$

と書ける。赤字の部分が固着域の効果を表し、EnKF で逐次的に推定すべき 状態ベクトルには、最初のモデルにおけるセルiのすべり速度 vi、状態変数 θ iに、固着域の vlock が加わることとなる。

本研究で用いたような単純なモデルを仮定する限りでは、観測点分布として 現実の GNSS 観測点分布を用いても、かなり精度よく固着域のすべり速度及 び摩擦パラメータを推定することができた。



左図・右図は、固着域の無い場合、および有る場合(*V*_p=6.5cm/年、 *v*_{lock}=6.0cm/年)のLSSE時におけるすべり速度パターンを示す。パッチ(白点線)内では一様な摩擦特性を仮定しているが、浅部固着域が有る場合、すべり 速度のピーク位置が浅部に偏ったすべりパターンを示す。実際、GNSS データ のスパースモデリングによる逆解析(Nakata et al., 2017)では、右図に近いす べり分布が得られており、固着域がLSSE発生に影響を与えていることが示唆 される。現在固着域におけるすべり速度は一定としているが、本システムでは、 変動する場合も逐次追跡可能であり、LSSE 変動を通して、巨大地震震源域 の固着状態のモニターが可能と言える。

### 非地震性すべりの伝播速度と摩擦特性との関係: 実際問題への適用に向けて

#有吉 慶介(海洋機構)・Jean-Paul Ampuero(Caltech)・Roland Bürgmann(UC Berkeley)・松澤 暢・長谷川 昭・日野 亮太(東北大観 測セ)・堀 高峰(海洋機構)

Quantitative relationship between aseismic migration speed and frictional properties toward application to actual fields #Keisuke Ariyoshi (JAMSTEC), Jean-Paul Ampuero (Caltech), Roland Bürgmann (UC Berkeley), Toru Matsuzawa, Akira Hasegawa, Ryota Hino (Tohoku Univ.), Takane Hori (JAMSTEC)

#### <u>はじめに</u>

これまでの地震(MOWLASなど)および測地(GNSS) 観測網の発展 により、余効すべりの伝播過程について、より詳細に捉えられるように なってきている.特に、大規模な地震に伴う余効すべりは、その通過に よって周辺の余震を誘発する可能性が示唆されている.そのため、本 震周辺の余震活動の推移予測および防災上の観点からも、時間遅れ を伴う余効すべり伝播過程を物理的に理解することが肝要である.

一方で、室内岩石実験から推定された速度・状態依存摩擦構成則 をプレート境界面上に適用することで、地震に伴う余効すべりの伝播現 象を再現することが出来るようになった.しかし、その摩擦特性の候補 として、弱い摩擦安定域 [Boatwright and Cocco, 1996] なのか、 特徴的すべり量のスケールが数桁以上大きい領域 [Hori and Miyazaki, 2010] なのかは未だに明らかになっていない.特に後者の 場合、どうして摩擦不安定域であってもバリアのような振る舞いをする のか、その特徴的すべり量がどれくらいのスケールだとバリアになり得る のかについて、物理的および定量的には明らかにされていない.

そこで本研究では、数値シミュレーションの結果に基づいた近似条件を摩擦構成則に適用することにより、余効すべり伝播速度と摩擦特性との関係を定量的に明らかにすると共に、その関係式をスロー地震の移動現象にも拡張することで、摩擦特性の推定を試みた.

#### <u>結果·考察</u>

余効すべりの伝播速度について、摩擦パラメター値と有効法線応力、 せん断応力変化量、伝播過程のスケールなどから構成される関数とし て理論的な解析解を導出した.さらに、その解析解を実際の断層面に 適用しやすいように、近似解を求めることにも成功した.近似解がどれ だけの精度をもつのか調べるために、数値シミュレーションから再現さ れた余効すべり伝播速度に対する比を調べた(図1).その結果、最大 すべり速度が8桁も変わる範囲の中で、近似解と数値シミュレーション 結果で伝播速度を比べたところ、ごく浅部を除いてオーダーレベルで 説明できることを確認した.このことは、近似解の妥当性が十分高いこ とを意味する.

2011年東北地震の前に発生したスロースリップの伝播速度が 2km/day から2.5倍増加した現象 [Kato et al., 2012] について,間 隙圧の上昇によると仮定して,この近似式を適用すると,その前後での 有効法線応力の比は,0.5~0.7倍程度と見積もることが出来た.



図1 (横軸)プレート収束速度で規格化された最大すべり速度と,(縦軸)数 値シミュレーションで再現された伝播速度を正解値とする,近似式の推定精度. 灰色の領域は,1桁以内で再現された範囲を示す.

ウォレスーボット仮説の理論的背景

#松浦充宏(統計数理研)·野田朱美(防災科技研)·寺川寿子(名大環境)

#### Theoretical Background of the Wallace-Bott Hypothesis

#Mitsuhiro Matsu'ura (ISM), Akemi Noda (NIED), Toshiko Terakawa (Nagoya Univ.)

#### 1. はじめに

地震は地殻内に分布する既存の弱面での巨視的剪断破壊(断層すべり)と理解 されている。ウォレスーボット仮説 [1,2] によれば、断層のすべりはその面に働く 応力ベクトルの接成分(resolved shear stress)の方向に生ずる。これは、地殻の応 力場が一様ならば当たり前のように思えるが、そうでない場合は果たしてどうだろ うか。本講演では、断層すべりのエネルギー収支に着目し、ウォレスーボット仮説 の意味について詳しく考察する。

#### 2. モーメントテンソルと総応力変化量の等価性

地震源は、一般的に、モーメントテンソル(線形弾性を仮定したモデル応力の実際の物理応力からの超過分の体積積分)を用いて表現される[3]。我々は、そのモーメントテンソルが地震に伴う静的な応力変化を全領域で体積積分したものに等しいことを理論的に示した [4]。この等価関係を法線ベクトル**n**の平面断層*S*上の平均すべり $\overline{\Delta u} = \overline{\Delta u v}$ の場合に適用すると、次式が得られる。

$$\int_{V} \Delta \sigma'_{ij}(\mathbf{x}) dV(\mathbf{x}) = \mu \overline{\Delta u} (v_i n_j + v_j n_i) S$$
⁽¹⁾

但し、 $\Delta \sigma'_{ii}$ は地震に伴う静的応力変化 $\Delta \sigma_{ii}$ の偏差部分を表す。

3. 断層すべりのエネルギー収支

地殻の偏差応力の地震前の状態を $\hat{\sigma}'_{ii}$ ,後の状態を $\hat{\sigma}'_{ii} + \Delta \sigma'_{ii}$ とすると、地震

に伴う系全体の剪断歪みエネルギーの変化は

$$\Delta E_{s} = \frac{1}{2\mu} \int_{V} [\hat{\sigma}'_{ij}(\mathbf{x}) + \frac{1}{2} \Delta \sigma'_{ij}(\mathbf{x})] \Delta \sigma'_{ij}(\mathbf{x}) dV(\mathbf{x})$$
(2)

と表せる。このことに留意すれば、(1)式から剪断歪みエネルギーの解放(左辺)と断層すべりのための仕事(右辺)を結びつけるエネルギー方程式

$$\frac{1}{2\mu} \int_{V} [\hat{\sigma}'_{ij}(\mathbf{x}) + \frac{1}{2} \Delta \sigma'_{ij}(\mathbf{x})] \Delta \sigma'_{ij}(\mathbf{x}) dV(\mathbf{x}) = -(\hat{T}'_{k} + \frac{1}{2} \Delta T'_{k}) \overline{\Delta u_{k}} S$$
(3)

を得る。但し,**T**と**△T**は断層面に働く応力ベクトルとその変化分である。

#### 4. ウォレスーボット仮説の物理的意味

例えば、地殻の偏差応力がゼロの場合、ウォレスーボット仮説に従う断層すべり は、系全体の剪断歪みエネルギーを増加させるので、実際には起こり得ない。 一方、地震前の偏差応力レベルが地震時の応力変化に比して充分高い場合、 エネルギー方程式 (3) は近似的に

If 
$$\hat{\sigma}'_{ij} \gg \Delta \sigma'_{ij}, \ \frac{1}{2\mu} \int_{V} \hat{\sigma}'_{ij}(\mathbf{x}) \Delta \sigma'_{ij}(\mathbf{x}) dV(\mathbf{x}) = -\hat{T}'_{k} \overline{\Delta u_{k}} S$$
 (4)

となるので、ウォレスーボット仮説に従う断層すべりは系全体の剪断歪みエネル ギーを最も効率良く減少させる。

実際の地震断層の振る舞いを考察するには、(1)式の代わりに、幾何学的形状の複雑さや強度不均質を考慮した以下のような等価関係式を用いる必要がある。

$$\int_{V} \Delta \sigma_{ij}'(\mathbf{x}) dV(\mathbf{x}) = \mu \int_{\Sigma} \Delta u(\boldsymbol{\eta}) [v_i(\boldsymbol{\eta}) n_j(\boldsymbol{\eta}) + v_j(\boldsymbol{\eta}) n_i(\boldsymbol{\eta})] d\Sigma(\boldsymbol{\eta})$$
(5)

#### [参考文献]

[1] Wallace, R.E., (1951), J. Geol. 59, 118-130.

- [2] Bott, M.H.P. (1959), Geol. Mag. 96, 109-117.
- [3] Backus, G. & Mulcahy, M. (1976), Geophys. J. R. astr. Soc. 46, 341-361.
- [4] Matsu'ura, M., Noda, A. & Terakawa, T. (2018), JpGU 2018 Meeting, SCG57-12.

#### 1992年ランダース地震震源域の絶対応力場

#寺川寿子(名大環境)・Egill Hauksson (Caltech) Absolute stress fields in the source region of the 1992 Landers earthquake

#Toshiko Terakawa (Nagoya Univ.) • Egill Hauksson (Caltech)

応力は地震の発生を理解するうえで重要な物理量である.しかし、学際 的な論争「地殻応力-熱流量パラドックス」に見るように、地震を引き起 こす断層の応力や強度に関して、我々は共通認識を得るに至っていない. 通常、応力は2階の対称テンソルとして表現され、6つの独立な成分を持 つ.これらの6つの自由度は、応力場のパターン(最大剪断応力で正規化 された偏差応力テンソル)を表す4つの自由度と、最大剪断応力(偏差応 力の大きさ)と等方成分に対応する各々1つの自由度である.このうち応 力場のパターンは、地震データによる応力インバージョン法で推定できる. また、等方成分は概ね静岩圧と仮定してよい.したがって、絶対応力6成 分を推定するためには、何らかの情報から最大剪断応力を決めることが本 質的な問題である.

本研究では、地震時に断層面上の剪断応力と強度が一致することに着目 し、応力インバージョンとクーロンの破壊規準を組み合わせて、間隙流体 圧をパラメータとして地震のメカニズム解から絶対応力場をモデル化す る手法を開発した(Terakawa & Hauksson, under review). クーロンの 破壊規準は、岩石の摩擦係数と有効法線応力の積によって断層強度を定義 するものである.本手法では、岩石の摩擦実験や内陸域での応力測定結果 に基づいて摩擦係数を標準的な値(0.6)に固定し、応力場の最適面での間 隙流体圧をパラメータ(参照間隙流体圧)として与える.具体的には、最 適面での間隙流体圧と静水圧の差を、静岩圧と静水圧の差で規格化した係 数 Cを用いる. これは、すべての地震が最適面で発生することを仮定する という意味ではなく、各地震断層の向きと応力場との関係に応じて、断層 に働いていた間隙流体圧を参照間流体圧からのずれとして評価すること を意味する. このように参照間隙流体圧係数 Cを与えることにより、震源 での最大剪断応力を拘束することができ、Cをパラメータとして応力6成 分が得られる. こうして得られた3次元空間内の応力6成分をデータとし、 Yabuki & Matsu'ura (1992)のインバージョン公式を応用して、絶対応力 場をモデル化した.

本研究では、南カリフォルニアの良質なメカニズム解(Yang et al., 2012) をデータ(1981-1992 年ランダース地震まで)に、代表的な C 値 を3ケース与え(C=0.0, 0.5, 0.8), ランダース地震震源域の地震発生直 前の絶対応力場を推定誤差と共に求めた.一方,本震のすべりモデル(Wald & Heaton, 1994) とすべり応答関数(Fukahata & Matsu'ura, 2005) を 用いてランダース地震による応力変化を計算し、これを地震発生直前の絶 対応力場に重ね合わせて地震直後の絶対応力場を求めた.本震前後の絶対 応力場を直接比較し,本震による応力場の変化をテンソルの内積で評価し, これを CMT データインバージョン法 (Terakawa & Matsu'ura, 2008) に よる観測結果と比較した.応力場のパターンの時間変化は、特に本震断層 の中央及び南部セグメント周辺域で精度が高く、テンソルの内積で 0.9 ± 0.1 程度で、主応力軸の回転に直すと13度程度と小さい.この結果を最も よく説明するのは、参照間隙流体圧を静水圧(C=0.0)とした場合である. また,応力6成分が計算できる利点を生かして,本震断層に働く剪断応力 の変化や、本震断層周辺域の弾性歪エネルギーの変化を見積もることを試 みた. この分析からも、C = 0.0の場合が最も現実的な結果であることが わかった.この結果、南カリフォルニアの内陸断層は岩石の標準状態にあ り, 深さ 5km での最大剪断応力は 44 ± 15 MPa と見積もられた.

### 弾性・非弾性歪み解析を用いた地震間の応力蓄積・ 解放の推定:別府-島原地溝帯周辺域への適用

#野田朱美·齊藤竜彦·福山英一(防災科研)·寺川寿子(名大環境)· 松浦充宏(統数研)

# Interseismic stress accumulation and release estimated from elastic/inelastic strain analysis in Beppu-Shimabara graben

#Akemi Noda, Tatsuhiko Saito, Eiichi Fukuyama (NIED), Toshiko Terakawa (Nagoya Univ.), and Mitsuhiro Matsu'ura (ISM)

#### 1. はじめに

地殻の応力蓄積・解放過程のモニタリングは、地震発生のメカニズムを理解す るうえで重要であるとともに、防災対策への貢献も期待される。プレート境界に関し ては、応力の蓄積/解放を代替するものとして、地震間すべり遅れ/地震時すべ りの分布が推定されてきた(例えば、Hashimoto et al., 2009 Nature Geo., 2012 GJI)。一方、内陸地殻内に関しては、主要なテクトニック境界をプレート境界のよう に扱うブロック運動モデルにより、地殻ブロックの剛体的運動とブロック境界でのす べり遅れが推定されている(例えば、Nishimura et al. 2018 Geosphere)。

我々は、内陸地殻内地震を引き起こす地殻内応力の蓄積・解放をより一般化した方法で推定するために、弾性・非弾性歪み解析手法(Noda and Matsu'ura, 2010 GJI)を用いた応力蓄積・解放の定量的評価を目指している。本講演では、本手法を2016年熊本地震発生前の別府一島原地溝帯周辺域のGNSSデータに適用した例を紹介する。

#### 2. データ

2016年熊本地震の震源域を含む別府-島原地溝帯周辺域(32.2-33.6°N, 130.3-131.6°E)を解析対象とした。解析対象領域内の2005年3月-2011年2月 のGEONET日々の座標値データ(F3解)を時系列解析し、GNSS観測点における 変位速度を推定した。そして、Noda et al. (2017, AGU Fall meeting)で推定した 南海トラフ沿いのプレート間すべり遅れ分布に起因する変位速度を差し引き、残っ た変位速度を地殻内の非弾性変形に起因する変動と考えて、弾性・非弾性歪み 解析手法を適用した。この際、地殻ブロックの剛体的な運動による系統誤差を避 けるために、Noda et al. (2013 GJI) に従い、変位速度データを水平歪み速度デ ータに変換した上で解析を行った。水平歪み速度データには、阿蘇から別府にかけて顕著な歪み集中域が確認された。このような歪み集中は、少なくとも1999年以降の同様に処理したデータにおいても確認できている。

#### 3. 解析手法

まず、解析対象領域(東西130 km×南北150 km×深さ0-40 km)の3次元モー メントテンソル密度分布を、水平方向には5km間隔の双3次スプライン関数、鉛直 方向には10km間隔の1次スプライン関数の重ね合わせで表現した。そして、その 重ねあわせの係数を水平歪み速度データから推定する逆問題を設定した。

モデルの自由度を抑えるため、モーメントテンソルの6成分の比を固定し、その 大きさのみを未知量とした。その際、6成分の比は、Terakawa and Matsu'ura (2010 Tectonics) により推定されたテクトニック応力場のテンソルと同じと仮定した。 これは、地殻内で生じる非弾性変形がその場のテクトニック応力が働く方向に従う ことを意味する (例えば、Kostrov 1974)。モーメントテンソル密度分布に対する 地表の歪み応答は、半無限弾性体を仮定して計算した。逆解析は係数行列の特 異値分解 (Lanczos, 1961) による方法で行い、最適モデルの選択には赤池の情 報量基準AIC (Akaike, 1974)を用いた。

推定したモーメントテンソル密度分布から、地殻内の3次元弾性・非弾性歪み分 布が求まる。このうち、弾性歪み分布に弾性定数をかけると、応力変化が求まる。 バックグラウンドのテクトニック応力場に対して、この応力変化が応力蓄積と解放の いずれに対応するか、せん断歪みエネルギー密度の変化(Saito et al., 2018 JGR)を用いて評価した。

#### 4. 解析結果

逆解析の結果、阿蘇山から九重山を結ぶラインに沿って北西側の地殻浅部に モーメントテンソル密度の大きな領域があることが分かった。このモーメントテンソ ル密度分布から求まる非弾性歪みは、地震活動から推定された非弾性歪み (Matsumoto et al., 2016 EPS) よりも大きいため、非地震性の非弾性変形を反映 していると考えられる。また、この領域は、別府 – 島原地溝帯東部の地震発生層 が比較的薄い領域と対応する。このモーメントテンソル密度分布から計算されるせ ん断歪みエネルギー密度の変化は、布田川断層において応力蓄積(正の値)を示 した。

謝辞 本研究には国土地理院のGEONET日々の座標値データ(F3解)を使用しました。本研究は科研費(課題番号18K03809)の補助を受けました。記して感謝いたします。

### 東北日本で発生する火山深部低周波地震の メカニズム解 #及川元己・麻生尚文・中島淳一(東エ大)・松澤暢(東北大)

Focal mechanisms of deep-low frequency earthquakes beneath Northeast Japan #Genki Oikawa, Naofumi Aso, Junichi Nakajima (Tokyo Tech), Toru Matsuzawa(Tohoku Univ.)

#### 1. はじめに

低周波地震はマグニチュードが小さいにもかかわらず2~8Hzといった低周 波成分が卓越する地震で,近年のHi-netなどの地震観測網の発達により多くの イベントが検出されている.東北日本の火山地域周辺では,主に深さ20~ 40kmに発生し,通常の地殻内部地震よりも深い領域で発生している.そのメカ ニズムに関してはCLVDや体積変化成分といった非Double-Couple成分を持つ など多種多様なメカニズムを持つことが指摘されており(例えばNakamichi et al.,2003),流体やマグマの複雑な動きにより発生していると考えられている.低 周波地震は下部地殻で観測されるほぼ唯一の動的現象であり,その発生メカ ニズムを解明することは火山の深部におけるマグマ挙動の理解に極めて重要 である.

#### 2. 手法

本研究ではS波とP波の振幅比を用いて低周波地震のメカニズム解を推定した.観測点に到達する地震波は、地表への入射時のP-SV変換や伝搬経路における減衰などの影響を受けているため、震源での振幅を反映していないと考えられる.本研究では自由表面と伝搬経路に沿う構造不均質の2つの影響を考慮することによって観測値を補正した. 伝搬経路補正には東北地方の浅部で発生しているメカニズム解がわかっている普通の地震を用い,その理論振幅比と観測振幅比の対数平均を取ることによって観測点ごとに補正値を決定した. 次に,低周波地震のメカニズム解の推定に関してはDouble-Couple,SingleForce,CLVD,Tensile-Crackの4つのモデルを仮定し,期待される理論振幅比と 補正をかけた観測振幅比の残差が最小となる解をグリッドサーチにより推定 し,モデル間の比較はAIC(赤池情報量基準)を用いることによって最適解を推 定した.この際,最適なモデル推定が有意にできた地震のみに注目するため に,AICが最小となるモデルと二番目に小さなモデルとのAICの差が2より大き い地震についてのみ,その結果を採用した.

#### 3. データ

栗駒,肘折,蔵王,焼石岳,栗駒西部の合計5つの領域で解析を行った.気象庁の 低周波地震のうち,2003年~2017年に発生したM0.5以上の地震を用いた.1~ 15Hzのフィルターをかけた地震波形に対して,読み取り時刻からP波では1 秒,S波では2秒間の最大絶対振幅比をS/P振幅比の観測値とした.6個以上の観 測点においてS/N比が2以上となる低周波地震について解析を行った.

4. 結果と議論

栗駒,焼石岳,栗駒西部では数個程度,肘折では15個,蔵王では30個のイベント についてメカニズムを推定することができた.肘折では,推定された最適解が Double-CoupleとCLVDのみであり,8割以上がDouble-Coupleであった.その断 層面はTerakawa et al.(2010)で得られている地域的な応力場と調和的な東西 に圧縮軸を持つ横ずれであり,広域的な応力場が低周波地震の発生に影響を与 えていると考えられる.次に蔵王ではDouble-Couple,CLVDの他にSingle-ForceやTensile-Crackも解として得られた.Double-CoupleやSingle-Forceに 関して系統的な特徴は得られていないが,CLVD解が求まったほぼ全てのイベ ントは北東-南西方向に対称軸を持っていることが分かった.Tensile-Crack解 が求まった地震は2011年の前後で東西閉口から東西開口に変化していること が分かり,東北地方太平洋沖地震による広域応力場の変化と調和的である.

<u>謝辞:解析には気象庁の一元化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</u>

### 2018年ハワイ・キラウエア火山の噴火に伴うM5クラスの

### 繰り返し地震について

モリ ジェームズ・大見士朗 (京大・防災研)

# Repeating M5 Earthquakes Associated with the 2018 Kilauea, Hawaii Eruption

#James Mori and Shiro Ohmi (DPRI, Kyoto University)

At Kilauea volcano on Hawaii Island, there has been a series of repeating M5 earthquakes associated with the recent eruptions which started in May 2018. In this sequence there have been 38 M5 earthquakes (as of July 17) that have occurred at intervals of about 20 to 30 hours, since the beginning of June (Fig. 1). The locations are below the summit crater area in a region that has had continuous intense activity of smaller events. The seismicity rates of the smaller earthquakes usually show a pattern of increasing rates following the previous M5 earthquake, and then a leveling to a constant rate a few hours before the next M5 earthquakes. The moment magnitudes of the larger events are 5.2 to 5.4 however, the high-frequency energy and felt intensities are closer to normal M4 earthquakes. There is usually a deflationary deformation change of the summit caldera associated with the M5 earthquakes and the caldera floor has dropped over 100 meters during the last couple of months. The M5 events are sometimes associated with moderate ash plumes. (Most of this information comes from daily reports of the USGS Hawaii Volcano Observatory.)

We analyzed teleseismic body wave records of the repeating earthquakes to determine depths and source mechanisms. The depths for the events are estimated to be about 5 to 7 km below the summit. The waveforms for the M5 events are quite similar indicating a common repeating mechanism. There is similarity of the waveforms with azimuth, suggesting a nearly vertical symmetric source. The source inversions show a large isotropic dilatation. The source mechanism and observed deflationary deformation suggest that the repeating M5 earthquakes are associated with collapse events in the region of the magma chamber below the summit caldera.



Fig. 1. Recent seismicity near Halema'uma'u crater of Kilauea volcano.

### メカニズム解の Misfit 角を用いた応力場不均質性の推定

#行竹洋平(神奈川温地研)•飯尾能久(京大防災研) Estimation of heterogeneity of stress field by using misfit angles in focal mechanisms # Yohei Yukutake (HSRI), Yoshihisa lio (DPRI, Kyoto Univ.)

#### 1. はじめに

近年応力逆解析法を用いて地震メカニズム解データから地殻応力場が推定され、震源断層近傍の詳細な応力場の空間分布や、列島規模での広域応力場の 分布が得られている.応力逆解析の際、(1)地震は断層面上の最大せん断応力 方向に滑る、(2)解析領域内では応力場は均質であるという2つの仮定を置く. しかし、(2)の仮定について実際の地殻内は断層強度と応力場の双方が不均質 であるという結果が報告されており(Rivera and Kanamori, 2002)、これらの不均質 性により結果にバイアスがかかる可能性がある.本研究では、仮定した単一の応 力解に対するメカニズム解の Misfit 角に着目し、実際に観測された地震メカニズ ム解データが均質な応力場でどの程度説明可能かどうかを検証し、さらに本震時 の断層滑りによる応力変化が Misfit 角に与える影響について議論した.

#### 2. データ及び手法

2000 年鳥取県西部地震域で実施された稠密地震観測データを用いて Yukutake and Iio (2017)により推定された約3500 イベントの余震メカニズム解を使 用した. Misfit 角はある応力解(主応力軸方向及び応力比)を仮定したときの断 層面上での理論的な最大せん断応力方向とメカニズム解の Rake 角とのなす角で 定義される. Yukutake et al. (2007)により推定された余震域の応力解をもとに各余 震メカニズム解の Misfit 角を求め、2つの節面からより小さい角度を採用した. 次 に Misfit 角の空間変化を調べるため、Lu et al. (1997)の手法に従い本震断層走 向(N150°E)に沿った北西から南東の順にメカニズム解を並び替え、それらの Misfit 角の積算曲線を求めた(図). メカニズム解の決定誤差が Misfit 角積算曲 線に与える影響を評価するため、仮定した単一応力解から実データのメカニズム 解節面に対する最大せん断方向を求め、Strike と Dip とともにガウジアンノイズを 加えて Synthetic data を作成した. この際、実際のメカニズム解決定誤差分布に 合うように、ノイズの大きさを試行錯誤的に調整した.

#### 3. 結果

実データのMisfit角積算曲線は本震破壊点近傍(図中0km)より南東で傾きが 大きくなり、特に南東側で仮定した応力解に対して応力場が空間的変化している ことを示唆している.メカニズム解誤差のみを考慮した積算曲線の傾きは、実デ ータよりも有意に小さく、実データの Misfit 角分布がメカニズム解誤差のみでは 説明できないことを示唆している.そこで本研究では余震域に応力不均質を生み 出した要因として本震の断層滑りによる静的応力変化を考えた.本震後の応力 場は本震前の応力場と本震滑りによる静的応力変化の足し合わせと考え、静的 応力変化は Iwata and Sekiguchi (2002)の断層滑りモデルから計算した.本震前 の応力場は空間的に均質であると仮定し、本震前の差応力についていくつかの パターンを設定した.これにより各余震震源での応力解得られ、そこからメカニズ ム解節面上の最大せん断応力方向を計算しさらにノイズを加えた.この手順で得 られた理論的なメカニズム解に対して Misfit 角の積算曲線を求めた結果、本震 前の差応力が摩擦係数 0.1 程度に相当する大きさで実データの積算曲線と概ね 調和的な分布を示すことが分かった(図).



図 実データ、メカニズム解誤差のみ考慮した場合、各差応力レベルに おいて本震応力変化を考慮した場合の Misfit 積算曲線.

断層の端はどうなっているのか? 飯尾能久(京大防災研)

#### How is the end of faults?

Yoshihisa Iio (DPRI, Kyoto Univ.)

#### 1. はじめに

内陸大地震は一般的には単発であり、隣接領域で引き続き大地震が発生すること は稀である。西南日本で近年発生した、兵庫県南部地震、鳥取県西部地震や福岡県 西方沖地震については、少なくとも現時点までは、隣で同程度の大地震は発生して いない。しかしながら、熊本地震のように、稀に、そうではない場合が存在する。 1596 年慶長の3つの大地震のように、次々と隣接領域を破壊したことが示唆される 例もある。

もし、内陸大地震の断層周辺の岩石を均質な弾性体と見なすことが出来て、地震 前に付近の応力場が均質であるならば、大地震が起こった断層の端付近が、最も地 震すべりが起こりやすい状態にあると考えられる。上部地殻内には様々な向きの既 存の弱面が存在し、断層の端付近も同様と考えられるからである。実際には、隣接 領域で引き続き大地震が発生することは稀であるが、その理由はよく分かっていな い。当然ながら、稀に起こる場合に何が異なっているのかも不明である。

本研究では、断層の端がどのような応力状態にあるかという問題について、これ まで得られた知見を整理し考察を行う。

2. 「お椀型」の余震分布

近年の内陸大地震の余震分布の下限が「お椀型」を示していることが報告されて いる(Iio et al., 2009)。断層端付近では、(強度がより高いと考えられる)深部 で余震が発生していない訳である。Iio et al.(2009)は、断層端部の下部地殻は、 中央部直下に比べて「やわらかく」なっておらず、直上に応力集中を起こしていな いことがその原因であると考えた。 しかしながら、「お椀型」が最も顕著である新潟県中越地震は、新潟神戸歪み集 中帯(Sagiya et al., 2000)で発生し、下部地殻に連続して「やわらかい」領域があ ると考えられている(lio et al., 2002)。下部地殻に連続して「やわらかい」領域 が連続して存在するために、周囲に比べて、そこで歪み速度が大きくなると考えら れる。別の可能性として、断層端部では地震前に応力緩和が起こっており、せん断 応力レベルが低くなっていることにより、より強度の低い浅部のみで余震が発生す ることが考えられる。この場合は、隣接領域で引き続き大地震が発生する可能性は 低いと考えられる。

3. 断層端の応力状態

「お椀型」の余震分布は、高精度の余震分布においては、系統的に見られるもの であるが、それは、断層端の状態を直接示しているパラメータではない。より直接 的には、応力状態などを詳細に検討することが重要である。

2016 年鳥取県中部地震について、0.1 満点地震観測システムなどを用いた稠密余 震観測が行われ、1万個を越えるメカニズム解が決定された(Iio et al., 2018)。 断層の南端付近を詳しく見てみると、端付近の(断層から直交方向に離れた)オフフ オールト領域、特に地震すべりにより伸張歪み変化が生じていると推定される領域 では、余震が多数発生しているのに対して、断層の延長部においては、余震は非常 に少ないことが見られた。そこでは、本震すべりと同様の、横ずれ型の余震がほと んど起こっていない。

この観測事実の解釈として、全く異なったいくつかの解釈が可能である。一つは、 上記のように、断層端付近で地震前に応力緩和が起こったために、横ずれ型の余震 が発生していないというものである。2つめは、断層端付近の強度が大きく、本震 による応力変化では、地震すべりを起こすことが出来なかったというものである。 もう一つは、強度は同程度だが、山陰地方の地震帯直下に存在していると考えられ る下部地殻の変形による応力集中(Kawanishi et al., 2008)が断層の延長部まで及 んでいないというものである。断層の延長部以外では、様々な向きの断層を持った 余震が広い領域で起こっているので、延長部だけで、既存の亀裂が非常に少ないと いう可能性は低いと考えられる。また、既存の亀裂の強度が、断層端では大きいと いう証拠もないため、2番目の可能性は低いと考えられる。

### 東北日本沈み込み境界における大きな地震後の モーメント解放速度・余震数の時間的減衰 #森上竣介・三井雄太(静大理)

### Temporal decay of moment rate and aftershocks following large earthquake at the subduction boundary of NE Japan

#Shunsuke Morikami, Yuta Mitsui (Sci., Shizuoka Univ.)

#### 1. はじめに

大きな地震後の余効変動は、年オーダーで続くことが知られている。ま た、Ingleby and Wright (2017) は、内陸地震に続く余効変動の地表変位速 度の時間的減衰が、余震数の時間的減衰を表す改良大森則(*n(t)=K/(t+c)*^{*P*})同 様にふるまう(p値は1程度)ことを示した。そこで我々は、内陸地震ではな く、海溝型地震の余効変動の時間的減衰の特性に着目する。具体的には、 地震直後の分オーダーから年オーダーまでの広い時間スケールの地殻変動 データから、プレート境界でのアフタースリップ量を推定する。そこから、 プレート境界での地震モーメント解放速度の時間的減衰を推定し、余震数 の時間的減衰との関係を調べる。

#### 2. 手法

国土地理院が公開しているマルチGNSS解析ソフトのGSILIBを用いて、30秒 サンプリングのRINEXデータを解析し、複数のGEONET観測点における地表変 位を導出した。導出した地表変位データと、F3解データに、回帰曲線を引き、各 期間(地震時、地震時~1時間、1時間~12時間、等)の地表変位速度を得た。各 期間における地表変位速度データから、プレート形状に沿って設定した断層モ デルを用いて、逆解析を行い、各期間における各小断層のすべり速度を推定し た。各期間において、剛性率、各小断層の面積、すべり速度、からモーメント解放 速度を推定し、モーメント解放速度の時間遷移を推定した。また、設定した断 層モデルの緯度・経度の範囲内で発生したマグニチュード4以上の地震を、 余震として気象庁の地震カタログから抽出した。



Time (log) [hour]

図 2011年東北地震後のモーメント解放速度の時間的減衰と、改良大森則同様の式によるフィッティング結果(点線)。

#### 3. 結果·議論

2011年東北地震後のデータについて解析したところ、モーメント解放速度は、 両対数軸上で、およそ線形に減衰していくことがわかった(上図)。このデータにつ いては、改良大森則と同様の式でよくフィッティングでき、傾きを表すp値は0.67± 0.02と推定された。一方、余震数について改良大森則を適用したところ、p値は 0.94±0.06と推定された。両者が明らかに異なる値となったことは、沈み込み境 界で大きな地震後に発生するアフタースリップが余震をトリガーするという概念モ デル(ex. Matsuzawa et al., 2004)と一見調和的でない。

モーメント解放速度のp値(以後pmと表す)と、余震のp値とが異なることは、余震 自体にも様々なマグニチュードのものがあることを考慮していないためと考え、こ の点を考慮した式 pm=1.5p/b による補正を試みた(bは、地震発生数と規模の関係 を表すG-R則のb値)。しかし、余震のb値は約0.9であり、この式による補正は pm値とp値の違いを説明することができなかった。このことは、余震のト リガーメカニズムがより複雑であることを示唆している。

## RSF 則に基づいたダイナミックトリガーに関する数値 シミュレーション: 2. 法線応力依存性 #吉田真吾・加藤尚之(東大地震研)

Numerical simulation of earthquake triggering based on rate- and state-dependent friction law: 2. Effect of normal stress

#Shingo Yoshida, Naoyuki Kato (ERI, Univ. Tokyo)

#### 1. 法線応力依存性

Dieterich et al. (2000)は, RSF 則に基づき静的応力変動が余震を引き起こ す効果は以下の modified Coulomb stress function (CSF)によることを示した.

#### $CSF = \Delta \tau - (\mu - \alpha) \Delta \sigma$

αは、Linker & Dieterich (1992)が導入した、法線応力依存性を表すパラメ ータである.動的応力変化の場合について調べるため、円形アスペリティ を仮定し aging law に基づいて数値シミュレーションを行なった.法線応 力あるいは剪断応力の変動をサイン波で与え、変動中に地震をトリガーす る振幅を求めた結果(0.1MPa 間隔でサーチ)を図1(a)中の赤色プロットで示 す. ●は法線応力のみ変動させた場合、□は剪断、法線応力の両方に変動 を与えた場合である.  $\Delta \sigma$  は $\alpha$ とともに大きくなっているのがわかるが、図 1(b)が示すように modified CSF の値は $\alpha$ ,  $\Delta \tau$ によらずほぼ一定である.動 的応力変動のトリガー効果も、静的応力変動の場合と同様に modified CSF によることがわかる.また、剪断応力依存性を表すパラメータ c を導入し た Nagata law (Nagata et al., 2012)に法線応力依存性も取り入れてシミュレ ーションを行った.近似的な解より CSF= $\Delta \tau$ -{ $\mu$ - $\alpha$ /(1+c)} $\Delta \sigma$ となること が推定されるが、図 1 の青色のプロット(c=1)が示すようにシミュレーションにおいても確認された.

2. 動的応力変動と静的応力変動の比較 動的応力変動と静的応力変動のトリガー効果は応力変動の大きさで比較す ることはできない. Yoshida (2018)は法線応力が一定の場合について,動 的変動 $\Delta \tau(t)$ が生じたとき,それと等価なトリガー効果を及ぼす静的な  $\Delta \tau_{eq}$ は変動の時間積分を含む関数で評価できることを示した.今回の結果 を基に法線応力も変動する場合に拡張することができる.また,トリガー 効果は変動の時間積分によるため,周波数依存性はほとんどない.



図1 (a)トリガーしたときの法線応力変動の振幅.赤:aging law, 青:Nagata law. ●:法線応力変動のみ, □:剪断応力も変動.(b)トリガーしたときのmodified CSF.

### バネブロックモデルで観察される地震と周期的SSEの同期 #大谷真紀子(産総研)・亀伸樹・中谷正生(東大地震研)

# Synchronization of earthquakes to repeating SSEs in a single-degree-of-freedom spring-slider model #Makiko Ohtani(AIST), Nobuki Kame, Masao Nakatani(ERI)

プレート沈み込み帯巨大地震発生領域の深部延長部では長期的ゆっくりす べり(SSE)が繰り返し発生する様子が観測されている.長期的SSEは1~10年周期 で繰り返し発生し,SSEが巨大地震発生に及ぼす影響に注目が集まっている.本 研究では,周期的SSEにより巨大地震発生領域が応力擾乱を受けるときの地震発 生の応答を,1自由度バネブロックモデルを用いて調べた.その結果,巨大地震 の発生間隔が本来持つ固有周期から変化し,SSEの発生周期に引き込まれる同 期現象が観察されたので,これについて報告する.

巨大地震の模擬として、摩擦床に置かれたブロックをバネを介して速度 $V_{load}$ 引っ張る系を考える.摩擦パラメタA = 1.0 MPa, B = 1.2 MPa, バネ定数 $k = 0.5k_{critica}(k_{critica} \equiv L/(B - A))$ とし、特徴的すべり距離Lの変化を考える.断層のtoughnessはLに比例し、一定速度でバネを引っ張る場合(定常載荷モデル)に地震の発生間隔( $T_0$ )はLに比例する.本研究では、地震断層の深部延長部で繰り返し発生するSSEによる影響をバネのひっぱりの変化としてモデル化する(SSE載荷モデル).テクトニックなローディングとして $V_{load} = (1 - r)V_{pl}$ , SSEとして周期 $T_{SSE}$ 毎に $Au = rV_{pl}T_{SSE}$ の引っ張りステップ変位を与え、長期的引っ張り速度を $V_{pl}$ = 5cm/年に保つ.このときの地震の発生間隔T及びSSEと地震のタイミングのズレ( $t_0$ ; 直近のSSEから地震発生までの時間)に注目する.

r = 0.5,  $T_{SSE} = 5$ 年でSSEが発生するとき, Lの増加に対してTは二種類のレジ ームを交互に繰り返しながら増加していく(図1a: L = 0.06 - 0.07 m). Lに対してTが一意に決まり, あるLの範囲でTが一定の値に固定されるレジーム $I_m$ (図中黄色 の領域)と, 一つのLに対して複数個のTが現れるレジーム $II_{m-(m+1)}$ (図中緑色の領 域)である. これは, 定常載荷モデルの場合に周期 $T_0$ がLに対して線形に増加す る様子(図1a水色線)とは大きく異なる.

レジーム $I_{17}(L = 0.0616 - 0.0636 \text{ m})$ では、地震は常にT = 85年つまりSSE周期 $T_{SSE}$ のちょうどm=17倍で繰り返した.  $t_Q$ は各Lに対して一意に固定され、この範囲でやや下に凸に単調増加し0- $T_{SSE}$ の可能な範囲の値を広くとる(図1b:  $I_{17}$ 区

間). Phase-lockingが起こり、地震の発生間隔がSSEの周期に引き込まれる「同期現象」が起きているのだと推察される. 一方レジームII₁₇₋₁₈のうち例えばL = 0.0644mでは、同一シミュレーション内で $T_1 = 86.43$ 年及び $T_2 = 85.54$ 年の二種類のTが交互に現れる. つまり地震の発生パターンは周期 $P = T_1 + T_2 = 175$ 年 =  $35T_{SSE}$ で繰り返している. また、 $t_Q$ は現れるTによってそれぞれ固定された値をもち(phase-locking)、レジームII内においても地震はSSEに同期しているといえる.

あるLにおいて繰り返し周期P内に含まれる地震・SSEの数をそれぞれ $n_{EQ}$ ,  $n_{SSE}$ とし、地震の平均発生周期を<T>とすると、 $P = n_{EQ}$ <T>  $= n_{SSE}T_{SSE}$ がいつも成り立つ、 レジームIで $n_{EQ} = 1$ 、レジームIIで $n_{EQ} > 1$ である。図1(c)にT'及び $n_{EQ}$ :  $n_{SSE}$ を示すと、 <T>はLに対して階段状に増加し、これは「悪魔の階段」と呼ばれる同期現象に現れ る典型的なふるまいである。また $t_Q$ はレジームI、IIを通して0— $T_{SSE}$ の可能な範囲に 広く分布し、地震がSSEに同期していても、地震はSSEの直後に起こりやすいという 強い傾向があるわけではないことを示す。本発表ではさらに、SSEによる載荷の割合 r、SSE周期 $T_{SSE}$ 、そしてSSE継続時間が地震発生パターンに及ぼす効果を検証する。



# スペクトル境界積分方程式法を用いた粘弾性媒質中 の断層における動的地震サイクルシミュレーション

### ~摩擦特性vs粘弹性~

#三宅雄紀(京大理)•野田博之(京大防災研)

Dynamic Earthquake Sequence Simulations of a Fault in a Viscoelastic Material with a SBIEM

#Yuki Miyake (Kyoto Univ.), Hiroyuki Noda (DPRI, Kyoto Univ.)

上部地殻に存在する地震性領域の下には、SSEや微動が観測されている領 域が、さらに深部には地震活動がなくなる非地震性領域があることが知られ ている。このような地震性から非地震性への遷移の原因として、深さによっ て変化する二つの性質が候補として考えられる。一つは**断層面の摩擦特性**で、 もう一つは断層を取り囲む**媒質の粘弾性**である。摩擦特性の変化による地震 一非地震遷移の間では、SSEが起こることが数値シミュレーションによって 確かめられている[例えばLiu and Rice, 2005]。一方で、粘弾性の変化による 遷移の間で起こる現象については、十分に調べられていない。本研究では、 粘弾性媒質中の地震サイクルシミュレーション手法を開発し、これらの遷移 について詳細に調べることを目的とする。

まず、スペクトル境界積分方程式法を用いた弾性体の地震サイクルシミュ レーション[例えばLapusta et al., 2000]に対し、Maxwell粘弾性の効果を組み 込む手法を開発した。動的破壊を解像する場合、境界積分方程式法では破壊 継続時間程度の滑り履歴を記憶する必要があり、メモリ量が扱える問題サイ ズを制約する。粘弾性の計算に関してグリーン関数を用いた手法を採用する と、必要なメモリ量が増加してしまう。面外問題の場合、静的な応力分布の 計算の際に"有効滑り量"(粘弾性を考慮した応力変化を静的弾性グリーン関 数でdeconvolveしたもの)を考え、その時間微分を逐次的に積分する手法を 考案した。これにより、大きな追加のメモリ容量を必要とせず、軽微なアル ゴリズムの変更だけで媒質の粘弾性効果を組み込むことに成功した。 続いて、この手法を用いて、Maxwell粘弾性媒質中の速度弱化パッチを持つ断層で、摩擦特性と粘弾性に関するパラメータスタディを行い、地震一非 地震遷移を詳しく調べた。摩擦特性のパラメータとしては、速度状態依存摩 擦則(RSF則)の状態変数時間発展の特徴的長さLを、粘弾性のパラメータと しては、粘弾性応力緩和が効く特徴的時間である緩和時間t_cを変化させ、断 層の挙動を調べた。

断層挙動を地震(EQ)、SSE、定常滑り(SS)、Stuckの4つに分類した 相図を描くと、図1のようになった。Stuckとは、速度弱化パッチの一部の 滑り速度が時間のべき乗則に従い低下し続け、そのまま"永久的に"固着し ているように見える非地震性の挙動である。この相図から、全く異なる2つ の遷移があることが分かった。遷移(I)は、典型的には摩擦特性の変化に よるもので、EQからまずSSEに変化し、それからSSへと変化する遷移であ る。遷移(II)は、EQ、SSE、SSのどの挙動を示す断層であっても、緩和 時間を十分に小さくするとStuckへと変化する遷移である。特に、EQから緩 和時間 $t_c$ を小さくすると、地震の再来間隔が $1/(t_c - t_{crit})$ で増加し、緩和時間  $t_c$ が臨界緩和時間 $t_{crit}$ より小さいところではStuckパッチとなった。

 $t_c$ を減少させた際に、**EQ**から**SSE**への変化は限られたLでしか起こらない。 この事から、**SSE**を伴う遷移を説明するのは摩擦特性の変化による遷移(I) であることが示唆される。



#### 亀裂の最終滑り量の初期流体圧分布に対する鋭敏性とその地震学的意義

#鈴木岳人(青学大理工)

Sensitivity of the Final Slip Amount of a Crack to the Initial Fluid Pressure Profile

and Its Seismological Implications

[#]Takehito SUZUKI (Dept. Phys. & Math., AGU)

#### 1. はじめに

熱多孔質媒質における動的亀裂滑り過程においては、摩擦発熱による流体の高 圧化(thermal pressurization)及び空隙生成による流体の減圧化(dilatancy)が重要 な役割を果たしていると考えられる。それら二つの素過程のうちどちらが支配的 となるか、という観点は相転移としてとらえられるが、その転移点近傍で物理量同 士の冪的振る舞いが見出されている(Suzuki, 2017)。数理的取り扱いから得られた その関係が地震学的に何を示唆するのか、過去の発表者のモデルを基に考察を行 った。特に「初期流体圧」と「最終滑り量」の関係が重要であることが示された。

#### 2. 臨界指数

熱多孔質媒質中の動的亀裂滑り過程における thermal pressurization 及び dilatancy の効果をモデル化した、二変数(正規化された滑り速度vと空隙率 $\phi$ )の非線形系 を考える (Suzuki, 2017):

$$\dot{v} = v(1-v) - \beta h(\phi)v,$$
  
$$\dot{\phi} = h(\phi)v.$$
 (1)

ここで $\beta$ は正定数、 $h(\phi)$ は空隙発展則を記述する関数であり、空隙が亀裂滑り過程の間には回復しないという条件から $\phi$ の非負関数とする。加えて $g(\phi) = 1 - \beta h(\phi)$ とし、g(0) < 0とする。正規化の定義からg(1) = 1である。この系の解空間においては、点 $(\phi, v) = (1, 1)$ に点状のアトラクタが、 $\phi$ 軸上 $\{\phi, | 0 \le \phi, \le \phi\}$ の範囲に線状のアトラクタが生じる $(g(\phi_c) = 0)$ 。後者はv = 0が両方程式のヌルクラインであることから生じる。また $\phi|_{r=0} = 0$ から、解軌道の始点は線状の集合となる。すなわち線状アトラクタに吸収される解軌道に関しては、軌

道の始点と終点の集合がともに線状の連続的な分布になる。点 $(0,v_c)$ から出発して 線状アトラクタの右端の点 $(\phi_c, 0)$ に至る軌道が点状・線状アトラクタに吸収され る領域を分けるセパラトリクスであるとし、点 $(0,v_c - \delta v)$ から出発する軌道の終点 が $(\phi_c - \delta\phi, 0)$ になるとする  $(\delta v, \delta\phi > 0, \delta v, \delta\phi <<1)$ 。加えて、点 $(\phi_c, 0)$ 及び  $(\phi_c - \delta\phi, 0)$ の状態に対応する滑りをそれぞれ $u_c$ 及び $u_c - \delta u$   $(0 < \delta u <<1)$ とす ると、解析的に $\delta u = (\delta v)^{1/2} \sqrt{2\beta e^{\beta(A(0) - A(\phi_c))} / g'(\phi_c)}$ という冪関係を得た。臨界指数が 1/2

であることが分かる。

例として Suzuki and Yamashita (2014)のモデルを用いると $\dot{v} = v(1-v) - S_u(1-\phi)v$ ,  $\dot{\phi} = T_a(1-\phi)v$ となり、 $\delta u = (\delta v)^{1/2} \sqrt{2/S_u^{1/T_a}T_a}$ を得る ( $S_u$ ,  $T_a$ は正定数)。数値的に確認 してみると、 $\delta v/v_c$ の値が $\delta u/u_c$ に10倍程度拡大される場合もあることが読み取

れる (図1)。 $\delta v$ の見積もりにわ ずかな誤差があると $\delta u$ において それが大きく拡大され、最終滑り 量を予測することが困難である と示唆される。

#### 3. 地震学的考察

ここで考えた亀裂を断層と解 釈する。特に、地震学的には初期 滑り速度における擾乱 $\delta v$ が初期 流体圧 $p_{D0}$ に依存することに注 意したい。 $p_{D0}$ の変化は脱水反応 等の化学反応によって引き起こ される微視的な現象であるため、 定量的評価が難しい。最終滑り量 は流体圧分布の反映であり、それ ゆえその正確な予想は大変困難 であると結論付けられる。



図1 SY14モデルにおける(a)  $\delta v \geq \delta u$ , (b), (c)  $\delta v / v_c \geq \delta u / u_c$ の関係。(a), (c)は両 対数スケール、(b)は線形スケール。赤・ 青・緑はそれぞれ( $S_u, T_a$ )=(1.5, 2), (2, 3), (2.5, 6).
### S08-28

### フラクタルな不均質性をもつ断層でのGR則のb値と

### 応力の関係

#植村堪介·井出哲(東大理)·青地秀雄(BRGM, ENS)

# Dependence of b-value of GR-law on stress on the fault with fractal heterogeneity

#Kansuke Uemura, Satoshi Ide (Univ. of Tokyo), Hideo Aochi (BRGM, ENS)

地震破壊は極小スケールから開始し、時に小スケールで停止し、稀に巨大なス ケールにまで成長する。破壊の初期フェーズに最終的な地震サイズに関連する特 徴的なスケールが現れるとした研究はあるものの[e.g. Ellsworth&Beroza, 1995; Ohnaka, 2000; Olson&Allen, 2005; Collombelli, 2014]、統計的にみれば破壊 の拡大過程はおよそ自己相似的であり、そこに破壊の停止サイズの情報を持たな い[Meier et al., 2016]。それらの拡大過程にはスケール不変な複雑性が存在して おり[Uchide&Ide, 2007]、地震の停止サイズが断層のマルチスケールな不均質 性と破壊の拡大経路に依存したエネルギー解放のバランスによって決まることを 示唆する。

地震の最終的なサイズには明瞭な統計的性質、Gutenberg-Richter則(以下GR 則)が存在している。そのb値について、岩石実験においてb値と偏差応力には負 の依存性が存在することが知られており[Scholz, 1968, 2015]、また大地震前にb 値が下がり、大地震後の余震域のb値が平均的なb値よりも小さい[Tormann et al., 2015]という観測結果もそれを支持する。しかし、断層上の様々な不均質性に起因 したGR則の出現についてはモデル研究[e.g. Andrews, 1980, 1981; Rice&Ben-Zion, 1996; Ide&Aochi, 2005, 2009; Hillers et al., 2006; Hatano et al., 2015] があるものの、断層パラメーターとb値の関係は動的な破壊の拡大プロセスと結び つけて論じられては来なかった。

本研究では単一の平面断層上に自己相似なマルチスケールの破壊成長とGR 則を同時に再現しうるIde&Aochi(2005, 2009)の円形階層パッチモデルを用いて 系のb値と応力との関係を調べた。 無限均質媒質中の平面断層に線形に降下する滑り弱化則を適用し、均質な降 伏強度 $\tau_p$ と動摩擦 $\tau_f$ を仮定する。 $D_c$ のフラクタルな分布は $D_c=D_c$ 'R  $\propto$  Rとなるよう な無数の円形パッチを個数密度分布 $n(R)=n_0(R/R_0)^{-3}$ でランダムに分布させること で表現する。 $D_c$ が最小のパッチ群から破壊は開始するものとする。破壊はカスケ ード可能なパッチが周囲にあれば、拡大していくが、周囲のパッチの強度が高す ぎると停止する。

[A] 応力を断層上で一様と仮定すると[Ide&Aochi, 2005]、b値の応力(低下量) への負の依存性が現れる(図A)。それはパッチからパッチへ破壊がカスケードする 際の臨界条件とその応力依存性から定性的に説明することが出来る。

[B] 次に、地震サイクルのなかで断層上の平均的な応力場とb値がどのように応答するか調べた。Aochi&Ide(2009)に従い、4096²ノードのBIEM系で、剪断応力が一定速度20Pa/時で増加するような断層でワイブル分布に従って発生する地震の数値シミュレーションを行い、その地震のサイズ-発生頻度(Mw-n)分布からb値の応力依存性を調べた。

結果(図B)、剪断応力の空間平均τとb値は非正の相関を持つが、応力が一様 な場合のもつ明瞭な負の相関は現れなかった。破壊発生の確率分布や空間的な 応力分布などについてさらなる検討が必要とされる。



図A 一様な応力の断層で発生する地震のb値。横軸は断層にかかる応力 $\tau$ を、  $\tau_0=(\mu\tau_pD_c')^{1/2}$ で規格化している。 $\mu$ は媒質の剛性率。曲線は解析的なモデル。 $\rho_0$ はパッチの面積密度(= $\pi n_0R_0^2$ )。×印はシミュレーション結果。

図B サイクルシミュレーションにおける地震のサイズ-発生頻度(Mw-n)分布。応力の空間平均値τごとに、プロットしている。地震発生頻度nはそれぞれ全発生数Nで規格化している。この時、τ₀=2.1MPa。

### S08-29

南西諸島における震源スケーリング

#小松正直・竹中博士(岡山大)

#### Source scaling in the Ryukyu arc, Japan

#Masanao Komatsu, Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.)

南西諸島はフィリピン海プレートの沈み込みにより、トカラ列島における活 発な火山活動、伸張場である沖縄トラフなどテクトニックな地域である. 地震 活動も非常に活発であり、これまで大規模な地震も発生している. この地域の 震源メカニズムに関する代表的な研究として、Kubo and Fukuyama (2003)が あり、CMT 解を用いてこの地域の応力場を議論した.本研究では、南西諸島で 発生した地震の震源スペクトルのコーナ周波数を推定し、この地域の震源スケ ーリングについて議論する.

対象とする地震は 2002 年 6 月から 2017 年 5 月までの 15 年間に発生した 4227 地震で,防災科研の F-net で地震モーメントが報告されている地震のみ を選択した.使用したデータは防災科研,気象庁,鹿児島大,九州大,高知大, 京大防災研,東大地震研の観測点における速度波形記録である.コーナ周波数 を推定するために Somei *et al.* (2014),小松・小田(2015)などで使用されてい る S コーダ波のスペクトル比に基づく方法を採用した.S 波走時の 2 倍以降の コーダ波について,時間窓を半分ずつずらしながら 4 本切り取り,FFT の後に 対数で一定間隔になるようにリサンプリングを行った.同一観測点における 2 地震のスペクトル比について,0.2~20 Hz の帯域でグリッドサーチを行い,コ ーナ周波数を推定した.その際,スペクトル比の外れ値の影響を少なくするた めに,観測・理論両スペクトル比の残差のL1ノルムを評価に用いた.

結果,2955イベントのコーナ周波数が推定され,応力降下量を算出した.推定したコーナ周波数は応力降下量1~100 MPaの間に分布し,震源が深くなる

に従い,応力降下量が高くなる傾向が見られる(図 1). 算出した応力降下量の空間分布は地殻内で強い地域性が見られる(図 2). 沖縄トラフ内部では主に正断層 タイプと横ずれ断層タイプの地震が発生しており,トラフ外部と比べて応力降 下量が低い.対して沖縄トラフの西端は応力降下量が高く,台湾周辺でのユー ラシアプレートとフィリピン海プレートの複雑な沈み込み[例えば, Lallemand et al. (2013)]が影響していると考えられる. 琉球海溝に沿って応力降下量が高 く,特に与那国島南西沖,沖縄本島東方沖,奄美大島北東沖で非常に高い. こ れらの地域は超低周波地震が多く観測されている地域[例えば, Nakamura and Sunagawa (2015)]に対応する.



**謝辞**:防災科研,気象庁,鹿児島大,九州大,高知大,京大防災研,東大地震研の波形記録を使用しました.気象庁一元化データ,F-netで報告されている地震モーメントを使用しました.

B 会 場

#### 近年の近畿地方の地殻活動異常 - 2018年大阪府北部の地震の意味 -佃 為成 (元東大地震研) Anomalous crustal activity changes in Kinki District in recent several years and implications of the 2018 Osaka earthquake of M6.1 Tameshige Tsukuda (formerly ERI)

[概要] 近畿地方北部では、2002~2003年頃から新潟・神戸歪集中帯の有馬-高槻 構造線付近を境にして東では南北圧縮速度の増加(京大:2006,2010),西では伸び の歪増加(大谷:2006)と微小地震活動低下(片尾:2005;京大:2006,2012)等の変動 が始まり、地下水温変化や井戸水の濁り、琵琶湖底での土砂噴出など各種異常も検 出されてきた.最近、データに新たな変化を記録.猪名川の水温上昇変化はとくに 異常である.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

(Tsukuda et al., 2005).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、地下深部高温水上昇の強化と弱化が起こり、地下水の濁りや湖底異変も、深部の水やガスの上昇が原因と考えられる.琵琶湖・京都・大阪・神戸一帯で大地震の準備過程が進行している可能性がある(最大M8).2013年の淡路島の地震(M6.3)も、2018年6月18日の大阪府北部の地震(M6.1)も地殻活動活発化の一環として発生したと考えられる.

[地下水観測] 東京大学地震研究所で始められた地下水温、地下水位の観測は現在, NPO「地下からのサイン測ろうかい」が引き継いでいる(会報コラボNo.3). 2013年 頃から,新たな変化が現れていたが,そのうち大阪府に比較的近い観測点のデータ を図1に示す.

[2018年大阪府北部の地震の考察] 2018年大阪府北部の地震(M6.1)は,有馬-高槻 断層帯の南部の地震空白域内で発生したが.その余震域内の位置には,2013年から 微小地震群の発生が確認された(図2).地下水温や地下水位の変化と歩調を合わせ ている.図2のボックスAとBのクラスターの内,Aではほぼ定常的な活動が見られた が,Bでは,2013年から活動開始した(2000年以前でも,1923年以降の活動なし). これを前震活動と解釈するが,最後の活動は2018年2月15日であり,直前の前震は なかった.

#### [参考文献]

片尾 浩,2005, 京大防災研究所年報, 第48号B, 167-174. 京大防災研究所,2006, 地震予知連絡会会報,76,510-517;522-534. 京大防災研究所,2012, 第 197 回地震予知連絡会資料. 大谷文夫,2006, 日本地震学会講演予稿集(2006年秋), P218, p265. Tsukuda, T., K. Goto and O. Sato, 2005, Bull. Earthq. Res. Inst, 80, 105-131.



図 1 大阪に比較的近い観測点(兵庫県猪名川町や京都府亀岡市)のデータ(KW の精密水温データは計器故障により 2014.8.16 まで. 2014.11.6 開始の計器は精度 0.01℃:機器の季節変化除去 19.47m℃ p-p)



図2 2018年大阪府北部の地震以前の震央分布.本震の位置はスター印. 点線で囲まれた領域が余震域. ボックス B 内の活動のM-T図も示す.作図は東京大学地震研究所TSEIS web版,気象庁データJMA_PDE使用.

#### 1854 年安政南海地震前の井戸水減少及び海面変動について #梅田康弘・板場智史(産総研活断層・火山)

On the well water decreases and sea level changes before the 1854 Ansei Nankai earthquake [#]Yasuhiro UMEDA, Satoshi ITABA (IEVG, AIST)

#### 1. はじめに

1946年昭和南海地震前には井戸水の減少や海面変動が目撃されている(梅田・ 板場, 2011). 1854年安政南海地震の前にも,同様の現象があったかどうかを調 べた.安政南海地震(M8.4)は1854年12月24日16時頃(安政1年11月5日 申の中刻)に発生したが,その30時間余り前の12月23日9時過ぎ(安政1年 11月4日五ツ半過ぎ)に発生した安政東海地震(M8.4)による津波の証言と区 別するため,海面変動に関しては12月23日以前の証言を取集した.井戸の水位 変化に及ぼす海面変動の影響は,井戸が海岸から離れると急速に小さくなること が知られている(梅田・他, 2010)ので,井戸水の変化については直前までの証 言を収集した.

#### 2. 井戸水に関する証言

安政南海地震の前に井戸水が減少したという証言録は、図中〇印4か所の5件 の文献で確認された.いずれも海に面した集落での証言である.和歌山県広川町 のひとつの文献には、同じ集落でも涸れた井戸もあり涸れなかった井戸もあると 記載されている.

興味深いのは「井戸水が減ると地震(または津波)が来ると、昔からのいい伝 えがあるが、今回は井戸水も減らずに地震(津波)がきた」だから「井戸水はあ てにならない」という記録で、和歌山県と三重県に計4件ある。昔からの言い伝 えがあったということは安政南海地震以前から、地震(南海トラフの地震とは限 らないが)の前に井戸水が減少することが広く知られていたことを示している。

一方,必ずしも地震前に井戸水は減らないこともあるし,前述のように同じ集 落でも減る井戸もあれば減らない井戸もある.再現性が確認された一方,井戸又 は井戸の場所によって水位が低下したりしなかったりする状況は、昭和南海地震前の時も同様であり、井戸水減少のメカニズムを考える上で重要な証言である.

井戸水減少

13 土佐清水市下ノ加江

10月から



(□)が目撃された地点.数字は表の番号に対応 表:図に示された地名と.地震前の日数ほか.月は旧暦

#### 3. 海面変動に関する証言

海面変動は図中に口印で示した7か所で8件の文献が確認された. 変動にはいくつかの種類があり、最も多いのは「潮の狂い」で、表の No. 7, 10, 11, 12, 13の5件ある. 潮の狂いとは「満ち潮の時に引き潮になり、引いてしまわないうちに満ちてくる」といった海面変動を証言したものである.

No. 6 は 9 月に津波が 2 回あったらしいことを示しており, No. 8 は潮の流れが 異常だったことを証言している. No. 9 は潮が引いてしまって釣り舟の底が海底 につかえて動かなくなったもので, 海水位の低下を示している.

言葉使いは異なるが、ほとんど同様の海面変動は昭和南海地震前にも目撃されている。昭和南海地震の時には目撃された海面変動の大半は地震直前(数時間前)であった。安政南海地震の場合も直前の海面変動に関する目撃は多いが、安政東海地震の津波のため、南海地震に関連した直前の海面変動はわからない。

文献:梅田・ほか(2010)地震 63, 1-10,

梅田・板場(2011)地質調査研究報告 65, 129-144

### 「南海トラフ地震に関連する情報(臨時)」に関する思考実験 #鎌谷紀子(東大地震研)

What kinds of information will be issued as "Nankai Trough Earthquake Information (Extra)"? #Noriko KAMAYA (ERI)

#### 1. 背景

平成29年8月、中央防災会議の南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に 関する調査部会は、「地震の発生時期や場所・規模を確度高く予測することは困 難」とし、「大規模地震対策特別措置法に基づく警戒宣言後に実施される現行の 地震防災応急対策が前提としている確度の高い地震の予測はできないのが実 情」との結論を出した。このため気象庁は、既定の地震防災応急対策に直結して いる「東海地震に関連する情報」の発表は行わないこととし、平成29年11月より 「南海トラフ地震に関連する情報」(以下、南海トラフ地震関連情報)の運用を開 始した。現在は、中央防災会議のワーキンググループにおいて、南海トラフ沿い で異常現象が観測された際の防災対応の在り方等について検討がなされている。

2. 発表されうる「南海トラフ地震に関連する情報(臨時)」とは

南海トラフ地震関連情報(臨時)は異常現象観測時に発表されるものであり、 有識者によって構成される南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会(以下、評 価検討会)による助言を受けて気象庁長官が発表する。その情報の内容は、 種々起こりうる自然現象について様々な観点からの判断がなされた上で決めら れるものであるので、事前に特定のパターンのみに絞り込むことは困難である。 しかし、現在公表されている関連資料や地震学の知識から、具体的にどのような 段階でどのような内容がありうるのかを思考実験することは、情報の受け取り手が 防災対応を考えていく上で有用であろうと考える。

今回は、南海トラフ周辺で大きな地震が発生した場合と、南海トラフ周辺のひ ずみ観測点で有意な変化を観測した場合について、発表されうる南海トラフ地 震関連情報のフローチャートを試作した(図1)。緑は事象の状況、紫は大地震 発生可能性についてなされる評価、白は情報内容を示す。他に考慮すべき事象 がないシンプルなケースであれば、情報内容は以下の7種類(図1中の(1)~(7) に対応)になるであろうと考えられる。(1)大地震が発生した。/ひずみ観測点で 有意な変化を観測。評価検討会を開催。(2)想定していた最大規模の地震だっ た。余震に注意。(3)南海トラフで大地震発生の可能性が高まっている。注意。 (4)南海トラフでの大地震発生の可能性が特段高まっているわけではないと考えられるが、地震(余震)活動に注意。(5)南海トラフでの大地震発生の可能性が特 段高まっているわけではないと考えられるが、日頃からの備えをお願いする。(6) 南海トラフでの大地震発生の可能性は、当初より低くなった(/特段高まってい るわけではないと考えられる)が、地震(余震)活動に注意。日頃からの備えをお 願いする。(7)南海トラフでの大地震発生の可能性は当初より低くなったが、日頃 「南海トラフ周辺で大きな地震が発生した場合」



防災対応のために重要な「大地震発生可能性が高まっている」という情報 (3)に 至るか否かの判断材料となるのは、プレート間すべりの観測状況、地震活動、ΔC FF、統計データであると考えられる。これらのうち現時点で不足しているのは、南 海トラフ周辺でのプレート間すべりを高感度で観測する能力であり、西日本でのひ ずみ観測点の増設や海底地殻変動の高精度なリアルタイム観測の技術開発が期 待される。また、今回は、時間の経過によりいわゆる情報レベルの引き下げがあり 得る形にしているが、これに関しては研究者の議論や社会の理解が必要であろう。

### 南海トラフ地震直前予知と事前避難の関係

#中村不二夫(南海地震予知連)

The significance of imminent forecast for preliminary evacuation in the coming Nankai earthquake

#Fujio Nakamura(NEFC)

1. はじめに

昭和南海地震が起きる3,4日前から潮の狂いが発生し、地震が起きる約11時 間前から四国太平洋沿岸部において潮位偏差3m前後の異常干潮が発生して いる。昭和南海、昭和東南海、安政南海、安政東海、宝永南海、正平南海、お よび相模トラフでの元禄地震、関東大地震のいずれも同様の潮の狂いが地震前 に発生している。その他、東北地方太平洋沖地震を含めM6以上の10回の海 洋型地震で同様の現象が起きている。以上のことは地震が残した「証拠品」で もあり、このことを重視したい。

- 2. 地殻変動と潮の狂いの関係
  - イ)海水は基本的に「外圧」を加えなければ流波動しない性質を持つ。
  - ロ)上記18回の地震の直前に潮の狂いが起きていることは、何らかの「大き い外圧」が作用したことを示している。
  - ハ) 潮の干満は6時間ごとのサイクルで推移している。このサイクルが一時的 に大きく乱れることを昔より潮の狂いという。
  - ニ) 地殻変動と潮の狂いは相関にあり、この場合の外圧とは地殻変動を指して いる。
- 3. 直前予知の根拠

イ) 南海トラフ地震の本震発生直前に生じた地殻変動の初動時点での地震予

知を「直前予知」と呼ぶ。今後、地殻変動に伴う潮の狂い・潮位偏差を観 測、キャッチすることにより、次の南海トラフ地震の直前予知は可能と言 える。

- 前位偏差は時間経過とともにエスカレートしている。これは地殻変動その ものが拡大進行していることを意味し、地震発生が緊迫していることを意 味する。
- 4. 直前予知と事前避難のタイミング
  - 値前予知によっていつ起こるかが明確になり計画的事前避難も可能になる。
  - ロ) 潮位偏差は時間経過とともにエスカレートしており、そのタイミングを見 極め避難発信することが重要となる。



### 日本周辺における鯨類のマス・ストランディングと地 震との関係に関する考察 #織原義明(東海大海洋研)・鴨川仁(東京学芸大物理)・野田洋一

#<br />
#<br />
個原義明(東海へ海洋研)・<br />
「「「「「「「」」(東京子云へ初理)・<br />
野田洋一<br />
(有限会社テラテクニカ)・<br />
長尾年恭(東海大海洋研)

Study of correlation between mass stranding of cetaceans and earthquakes around Japan

#Yoshiaki Orihara (Inst. Oceanic Res. & Develop., Tokai Univ.), Masashi Kamogawa (Dep. of Phys., Tokyo Gakugei Univ.), Yoichi Noda (Tierra Tecnica Ltd.), Toshiyasu Nagao (Inst. Oceanic Res. & Develop., Tokai Univ.)

周囲を海で囲まれた日本では、古くから海洋生物と地震との関係を示唆する報告があり、そのなかにはクジラやイルカなどの海棲哺乳類の異常行動に言及したものがある。例えば、1964年の新潟地震(マグニチュード:M7.5)では2時間前にイルカの大群が親不知海岸から富山方向へ移動したとの記録がある(末広、1976). また、2011年東北地方太平洋沖地震7日前の3月4日には、茨城県鹿嶋市の下津海岸でカズハゴンドウ54頭が海岸に打ち上げられるマス・ストランディング(集団座礁)が発生し、これが2011年東北地方太平洋沖の前兆現象とする主張がWeb上でみられた.そこで、織原・野田(2015)は、このストランディングが2011年東北地方太平洋沖地震に関連しているといえるのかについて、過去に鹿島灘に面した海岸で記録された鯨類のストランディングと、M6.0以上の海域および陸海境界域を震源とする地震との関係を調べた.その結果、両者に相関関係を見出すことはできなかった.

日本における鯨類のストランディングは、(財)日本鯨類研究所と国立科学博物 館が共同で全国から情報収集し、そのデータは一般にも公開されている.本稿で はこのデータと新聞で取り上げられた鯨類ストランディング情報の中から港内迷入 や目撃情報などを除き、漂着とマス・ストランディング(群頭数が2以上)に絞ったデ ータを対象にすることとした.それでも、情報が多く集まるようになった2003年以降 は年間のストランディング数が3桁になり、2008年には年間250回を超えている.そ こで、記録が現存する1923年から2011年3月11日までのあいだに発生したマス・ス トランディング(計48回)に絞って、顕著な地震との関連を探ることとした.学会では その検証結果を発表する. <謝辞>

本研究は東京大学地震研究所共同利用,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」,東海大学海洋研究所・コアプロジェクト研究,ならびに奈良機械製作所研究助成の一部支援を受けて実施されました.

<引用文献>

- 末広恭雄, 地震前の魚類の異常. 日本の科学と技術-特集地震-, 17, 76-81, (1976).
- 織原義明・野田洋一,2011年東北地方太平洋沖地震前に発生したマス・ストラ ンディングー鹿島灘における鯨類のストランディングと日本周辺の地震との関 係一,東海大学海洋研究所研究報告,36,39-46,(2015).

### Next one-day aftershock forecasting generated by ETAS model and R-J model # Zhang Shengfeng (ISM, Tokyo; IGPCEA, Beijing), Zhuang Jiancang (ISM, Tokyo), Jiang Changsheng (IGPCEA, Beijing)

Forecasting the aftershock occurrence rate and the probability as early as possible has been a requirement to the earthquake hazard assessment and emergency rescue work after a mainshock. In this work we fit the Epidemic Type Afterhsock Sequence (ETAS) model and Reasenberg-Jones (R-J) model to the 2017 Linzhi, Tibet, M_s6.9 earthquake sequence, using the earthquake catalog of fast report provided by China Earthquake Networks Centers (CENC) and choose the information gain score to test their forecast performance. The conclusions are as follow: (1) After an overall analysis using these two models, we find that ETAS model give a better description to the aftershock sequence than R-J model and the stable parameters suggests that the aftershock sequence have a strong ability to attenuate and easy to trigger the next offspring. (2) Residual analysis suggests that ETAS model has little deviation to the cumulative number of the observations than R-J model in a homogenous Poisson process. (3) Temporal variation of model parameters of ETAS model and R-J model infers that the aftershock sequence shows an unstable state during the first 8 days since the mainshock and after that shows a stable process (see Fig. 1). (4) The analysis on the next one-day forecast suggests that ETAS model result is much unstable than R-J model and can give a lower value of the occurrence rate and the probability (see Fig. 2). (5) The information gain method reveals that in an overall view ETAS model performs better than R-J model, but in a short period after the mainshock the R-J model performs better for the reason that the background in this interval is lower than the average rate used in R-J model.







Fig. 2. Result of aftershock rate (top) and Probability with at least one event will occur (bottom) forecasted using (a) ETAS model and (b) R-J model.

### 地震発生頻度に基づく地震活動モデルの適合度について #井元政二郎・藤原広行(防災科研)

Goodness of fit of a seismicity model based on an earthquake frequency for M5 events in Kanto, Japan

#Masajiro Imoto, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

確率論的地震動予測地図の作成では, 震源断層を予め特定できない地震は, グーテンベルグ・リヒター式(G-R式)を用い発生確率を評価している. 昨年の学会 で, 関東地域太平洋プレートのプレート内地震(M≧5.0)は地震頻度に基づく期待 分布と調和するが, プレート間地震は外れた分布となることを報告した. ここでは, 東北地方太平洋沖地震(2011年3月11日)前後の活動について, モデルの適合度 を検討する.

南関東で2000年~2014年の期間に太平洋プレート境界面の上5kmから下 15km(プレート境界近傍)に発生した約60個の地震(M $\geq$ 5.0)を対象とした.地震 確率は頻度に比例するものとした.ここで,頻度は問題とする時空点の近傍半径 20kmの球状領域に1年間に発生した地震(M $\geq$ 2.0)の数(#M2)とした.この際, 地震活動の変化に対応するため,評価点直前の50個の地震間隔の和から換算す ることとした. #M2を2km間隔の格子点で10日毎に数え,次期時空格子 (2kmx2kmx2kmx10日間:bin)における地震(M $\geq$ 5.0)発生確率を算出した.対 象となった地震(M $\geq$ 5.0)の発震機構解を,その地点で期待されるプレート間地震 の発震機構解と比較し,最小回転角が30度以下の場合は,プレート間地震と見な した.

地震(M≧5.0)発生直前binにおける#M2の分布を, プレート境界近傍の全時空 binの#M2から期待される分布と比較した. L-testの手順に従って, 地震確率モデ ルの全時空binから導かれる期待尤度と, 観測された尤度の比較を行った. プレー ト間地震のみ, プレート内地震のみ, 全地震の場合いずれも, 観測された尤度は, 期待される尤度の許容範囲内に収まった. 図1は、2011年4月~2014年12月に、地震(M≧5.0)発生直前binで観測さ れた#M2の累積分布(①太線、②細線)と全時空binの#M2分布とG-R式か ら期待される累積分布(③太い曲線)である.細曲線④は、#M2の累積分布 である.

プレート間地震直前binでの累積分布①は、期待される分布③に概ね従っているが、プレート内地震の分布②では、大きく外れている。期待分布③と 観測分布②の差についてコルモゴロフ-スミルノフ検定を行うと、②の分布 が③に従うとの仮説は有意水準5%で棄却された。

無作為に時空点を選んだ場合,累積分布は曲線④となることが期待される. プレート内地震の累積分布②は,④の分布に接近している.東北地方太平洋 沖地震後の活動では,プレート内地震はG-R則(#M2)よりもデタラメな発生 の傾向があると解釈される.



図1 #M2の累積頻度の比較. ①プレート間地震直前binの#M2累積分布. ②プレート内地 震の累積分布③全時空binから期待される地震binの累積分布④#M2の累積頻度.

### 高詳細3次元不均質構造モデルでの地殻活動 モニタリング・推移予測のためのデータ解析の高度化

#堀 高峰 (JAMSTEC)·市村 強(ERI)·
高橋 成実(NIED·JAMSTEC)·矢来博司(地理院)

Improvement of data analyses using high-fidelity three-dimensional heterogeneous structure model # Takane Hori (JAMSTEC), Tsuyoshi Ichimura (ERI), Narumi Takahashi (NIED, JAMSTEC) and Hiroshi Yarai (GSI)

#### <u>はじめに</u>

過去20年間にわたる地震調査研究推進本部の総合基本施策により、日本列島を 覆う 1.000 点規模の基盤観測網が整備され、近年は海域にも観測網の整備が進み つつある。これらの観測網や構造探査により、日本列島全域で均質で品質の高い データが取得できるようになったことで、複雑な3次元構造が推定され、スロー地震 を含む地震・地殻変動がとらえられるようになった。ここで、これらのデータ解析に用 いられるグリーン関数を求めるための構造モデルは、計算資源の制約や手軽さ等か ら、均質半無限や水平成層構造モデルが、多くの場合用いられてきた。しかしなが ら、近年、海域での観測網が整備されてきたことで、地形の複雑さや地下の不均質 構造を解析時に考慮しないことが、解析結果に本質的な影響をもたらす例が出てき つつある(例えば Takemura, et al., 2018, EPS)。一方、ハイパフォーマンス・コンピュ ーティング(HPC)を活用した大規模高速有限要素解析の実現(Ichimura et al., 2014, SC14, 2015, SC15; Fujita et al., 2016, SC16)とメッシュ自動生成機能の大幅な向上 (Ichimura et al., 2009, GJI)により、地形の複雑さや地下の3次元不均質構造を考慮 したグリーン関数の計算が、身近なものになりつつある。そこで我々は、日本列島を 対象として、3次元不均質構造モデルを構築・更新し、それにもとづくグリーン関数 を計算・提供することで、地殻活動のモニタリングと推移予測のために基盤観測網 のデータをフルに活用できる高度な基盤解析システムの実現を、推本の総合基本 施策の今後10年の新たな柱として提案する。

#### データ解析の高度化とそのための仕組みづくり

現時点では、推本としてオーサライズされた3次元不均質構造モデルは、長周期 地震動のための全国1次地下構造モデル(暫定版)のみであり、これをベースにした 有限要素モデルを構築し、グリーン関数を計算している。将来的には、3次元不均 質構造モデルを、構造探査や自然地震観測データと整合するように構造最適化 (例えば Ichimura et al., 2017a, JET の手法の適用)を進めるとともに、構造の曖昧さ を考慮した多数のモデルでの解析手法の開発を進めている。また、こうした構造モ デルやその元になるデータを管理・更新できるシステムの検討も進めている。さらに、 3次元不均質構造でのグリーン関数を用いた断層すべりの逆解析結果が、地震調 査委員会等で定常的に出されるような仕組み作りに着手した。今後、こうした取り組 みを組織的に進めることで、次の 10 年で基盤観測網の海陸での整備に加えて、2 つのプレートが沈み込む3次元的に複雑な日本列島での地殻活動モニタリングと推 移予測のためのデータ解析に相応しい、高度な基盤解析システムの実現を目指す。

謝辞:本研究は、文部科学省ポスト「京」重点課題3「地震・津波による複合災害の統合的予測シ ステムの構築」、ならびに科研費18H05239基盤研究S「震災軽減のためのヘテロ解析による地殻 イメージング手法の開発とその適用」(研究代表者:市村強)の補助を受けています。



図1 東北日本を対象とした有限要素モデルの例(Ichimura et al., 2017b, JET)

### 大阪北部の地震と周辺の地震発生場 #飯尾能久(京大防災研)

Osaka-Hokubu earthquake and related problems # Yoshihisa lio (DPRI, Kyoto Univ.)

#### <u>1. はじめに</u>

大阪府北部の地震(M_{JMA}6.1)は2018年6月18日に高槻市付近、有馬高槻断層 帯(ATL)の近傍で発生した。最大震度は6弱、ブロック塀の倒壊や倒れた家 具の下敷きなどにより4名の方が亡くなられた。本講演では、この地震の概 要と周辺の地震発生場の特徴、地震活動・応力場・活断層の分布などについ て、これまでに得られている知見をまとめる。

#### 2. 大阪府北部の地震の余震分布と発震機構

高感度の定常点および余震域直上の4カ所の観測点のデータによる余震分 布(京大・九大・東大地震研合同地震観測班, 2018)によると、気象庁や防 災科研による結果等により既に知られているように、余震分布には、北部の 東傾斜、および、南部の高角の南傾斜の2つの分布が見られる。東傾斜の分 布の傾斜角は45-50度程度、高角の南傾斜の分布の走向は、N50°E程度であ る。これら2つの余震分布に沿う断層上の地震すべりにより強震動波形がよ く説明されている(浅野, 2018)。CMT解は両方のすべりを反映した「中途半 端な」ものとなっているが、例えば、気象庁の解は、一つの節面がN50°E程 度の走向の横ずれ、南傾斜のやや逆断層成分をもったものであり、南側の断 層すべりを主に反映したものとなっている。

#### <u>3. 地震活動</u>

近畿地方中北部では、北摂・丹波山地の直下に塊状の地震の活動域がある のに対して、ATLを境に、その南側では微小地震の活動は非常に低い(黒 磯・渡辺, 1977)。ただし、ATLの地表トレースの数km南、N70°E方向に並ぶ 地震の線上配列が知られていた(飯尾, 1987)。兵庫県南部地震の最大余震 は、実はこの線上配列で起こっている(京大防災研, 1995)。今回の地震は その線上配列の東端付近で発生した。

#### 4. 応力場

ATLの北側では東西圧縮のメカニズム解となることが知られている(伊

藤・渡辺,1977)。微小地震の定常観測データを用いた応力逆解析によると、 余震域付近では、最大圧縮応力の方位が東西で、南北と上下の応力がほぼ等 しい応力場が推定されている(藤野・片尾,2009)。地震活動域では最大圧 縮応力の向きはよく揃っているように見えるが、ATL近傍では地震は少なく、 解析領域のサイズが10kmであるため、ATLの極近傍、数km程度ではどのよう な応力場であるかはよく分かっていない。線上配列において、決まったメカ ニズム解は、一つの節面がほぼ東西の横ずれ型である(京大防災研,1995)。 5. 周辺の活断層との位置関係

周辺の活断層等の地表トレースの方位は、南部の高角の余震分布の走向と は、宇治川断層は約10度、線上配列は約20度、ATL主部は約30度異なってい る。ATLの高槻-天王山間の部分はN50°E程度の方位を持ち、延長すると余震 域付近に達するが、高角の余震分布とは傾斜方向が逆であると考えられる。 生駒断層の北方延長部の基盤構造の急変部(大大特報告書, 2006)に推定さ れる断層もN50°E程度の方位を持つが、南落ちだと考えられるため、余震域 とは距離がある可能性が高い。ATLの地溝帯を形成する南側の断層は走向が ATL本体より北東-南西に振っているものもあり(例えば、寒川, 1977)、南 傾斜であると考えられるため、高角の余震分布と関係があるかもしれない。 線上配列も含めて、活断層との位置関係の解明は今後の重要な課題である。

上町断層が45度程度の東傾斜であるなら、北部の東傾斜の余震分布は、 上町断層の最深部である可能性はある。重点的調査観測報告書(地震調査委 員会, 2016)により60-70度の傾斜角が推定されていること、近年、新潟-神 戸歪集中帯(Sagiya et al., 2000)で発生した逆断層型の大地震は傾斜角 が60度程度の高角のものが多いことから、上町断層と余震分布は少し距離 がある可能性が高いと思われる。

#### 5. 周辺の活断層への影響

今回の地震が周辺の活断層に及ぼす影響の評価においては、位置関係に加 えて、活断層の応力状態やその強度を知る必要がある。上記の応力場の下で は、南北に近い走向の45度程度の傾斜の逆断層、および北西-南東走向の横 ずれ断層がすべりやすく、今回の地震による影響を受けやすい。また、この ことは、今回の地震で2つの断層が活動したこととも調和的である。用いた 応力場が正しい限り、横ずれ断層は走向が東西に近づくほどすべりにくく、 断層の強度が全て同じであれば、ATLが受ける影響は他に比べて非常に小さ いということになる。しかしながら、東西の走向に近いATLが、そもそもど うして大地震を起こすことが出来るのかはよく分かっていない。断層の極近 傍の応力場や断層の強度を明らかにする必要がある。

### 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の詳細な震源分布と 2 つの震源断層 #Yano Tomoko Elizabeth, 木村武志, 田中佐千子, 武田哲也, 青井真 (NIED)

### Detailed seismicity and two-fault system of the event at northern Osaka on June 18, 2018 #Tomoko Elizabeth Yano, Takeshi Kimura, Sachiko Tanaka, Tetsuya Takeda, Shin Aoi (NIED)

#### **Background:**

Earthquake of  $M_{JMA}6.1$  with epicenter at the northern Osaka metropolitan region occurred on June 18, 2016, and a maximum seismic intensity of lower 6 was recorded. P-wave first motion solution by NIED Hi-net and moment tensor solution (MT) by NIED F-net both showed a West-East trending pressure axis but faulting type was inconsistent. The first motion shows reverse fault type and MT showed complicated mechanisms with much of non-double couple component.

#### Data & Method:

Hypocenter relocation by Double Difference method (Waldhauser and Ellsworth, 2000) using both routine pick data and waveform cross-correlation data for this area from June 18, 2018 to June 30, 2018. We assumed 1D velocity structure by Ukawa et al. (1984) was adopted in this study.

#### **Result:**

Aftershocks were located within the rectangle area around the mainshock (Fig.1). They were mainly distributed along the plane dipping to the east (shown in arrow). The hypocenter of the mainshock was located around the deepest depth among most of the aftershocks. In term of background seismicity from 2001 to 2012 according to the JUICE catalog (Yano et al., 2017), the mainshock area had been

relatively quiet region. But there is moderately active area due to Arima-Takatsuki fault zone just north from our study area. The strike and dip angle found from the detailed aftershock pattern clearly distinguishes into 2 different systems between northern and southern regions from the mainshock's epicenter. In fact, the reverse type was significant in northern region while only strike slip type was dominated in the southern region. We choose 2 represented focal mechanisms from each northern and southern region, one is the reverse type taken from the mainshock and another one is the strike slip type. Their strike and dip agree with the fault geometry found by seismicity. We found that combining these two explains the F-net MT solution of the mainshock. Therefore, the mainshock involved in two mechanisms that are consistent with the fault geometry constructed by the seismicity.



### 学校防災の課題-最近の災害経験を踏まえて-#村山良之(山形大教育実践研)

School-based Disaster Education and Management: Lessons from the Recent Cases #Yoshiyuki Murayama (Yamagata Univ.)

日本では、学校安全は、生活安全、交通安全、災害安全(防災)の3領域からな り、安全管理、安全教育、組織活動という3つの活動によって実現されるとされてい る(文部科学省、2010)。そして、学校防災は、防災管理等(組織活動を含む)と防 災教育の両者によること、前者は、自然災害の発生を想定し、事故の原因となる 学校環境の危険を除去したり、災害発生時や事後に適切な措置がとれる体制を 確立すること等であり、後者は、児童生徒向けの防災に関する教育である(文部科 学省、2013)。UNISDR国連国際防災戦略事務局は、包括的学校安全の柱を、 ①安全な学校施設、②防災管理、③防災教育としている。2018年高槻の痛ましい 事例は、①の課題の重要性を日本の学校現場に(改めて)気づかせた。

日本で学校防災への取組が本格化したのは,1995年阪神・淡路大震災による ところが大きい。文部省(当時)は学校防災を推進するための文書を提示し(文部 省,1998),教育委員会でも学校防災の取組が進められた。この他の駆動要因と して,ハードによる防災の技術的・財政的限界や,急速に進歩する災害科学や防 災技術の成果が市民の適切な防災行動を誘導できていないことから,防災教育の 必要性が喧伝されるようになっていた(鈴木,2007;岡本,2007;矢守,2006)。

DIG, 防災たんけん, 種々の防災ゲーム等, 様々な防災教育の手法が開発, 普及が進められ, 多くの実践が重ねられた。さらには, 防災教育チャレンジプラン, ぼうさい甲子園といった, 実践を普及, 支援する仕組みもできた。社会心理学者が中心となって防災教育の理念の提示と実践を進めたことも注目される(矢守他, 2007等)。しかし, 先進的な防災教育実践事例があるものの, それが全面的に展開していたことはまったくなく, むしろ, その展開がずっと課題であった。

このような状況下で東日本大震災が襲い、それまでの学校防災の成果と課題を 顕在化させた。たとえば、片田敏孝氏の支援によって「釜石の奇跡」を実現させた (片田、2012等)。結果的に適切な津波避難がなされなかった石巻市立大川小学 校の経験と教訓を忘れてはならないが、その一方で、ハザードマップの想定を大 きく超える事態に対して教職員らの臨機応変の判断によって学校管理下の多くの 児童生徒の命が守られたことも事実である。さらにその一方で,保護者に引き渡さ れた後に亡くなった児童生徒も多数あった。また,事前の準備なしに学校が避難 所となって,教職員が,自分の家族を顧みることもできずに避難所の運営や支援 に奔走した学校避難所が多かった。反対に,住民組織が事前の訓練を基に臨機 応変の判断で運営された学校避難所もあった(日本安全教育学会編,2014)。

一般に防災教育は、実践的な防災のノウハウについて行われるものを指す。これを防災実践教育として、これとは別に防災基礎教育を位置付け、これら全体を含む広い内容を防災教育として捉えたい(鈴木、2007)。防災基礎教育とは、災害の発生メカニズムに関するものであり、災害の誘因(ハザード)と素因(土地条件と社会的条件)を含む。当該地域で想定すべきハザード(誘因)や地域の条件群(素因)を理解することは、なぜしなければならないのか納得とひいては行動を導き、また臨機応変の判断と行動の土台にもなると考えられる。一方でたとえば地震の発生メカニズムの理解のみでは防災に直接結びつかないことも明らかで、防災基礎教育と防災実践教育を繋げることが重要であると考える。

ここで防災実践教育についてみると、本来その内容は広範で、防災実践の担い 手(自助・共助・公助)と災害の時間的位相(事前対策・緊急対応・復興)とのクロ スで把握されるべきである。学校で行われるもっとも一般的な防災教育である避難 訓練は、9つあるマス目の1つ(自助・緊急対応)にほぼ限られる。子どもの発達段 階によって共助への拡大と、事前対策への展開を考えるべきである。片田敏孝氏 が提唱してきた「津波避難三原則」も、同じマス目に中心を置くが、「率先避難者た れ」は共助への拡大を意味し、「想定を信じるな」と「最善を尽くせ」は、防災基礎 教育を基にしている。同氏の支援を受けた釜石東中のすばらしい避難行動は、防 災基礎教育が土台としてあったことが明らかである。

一般の教科には防災基礎教育の内容を含むものがあり、その学習の際に少し だけ防災実践教育にまで展開することは無理なく可能であろう。さらに、クラス担 任制の小学校であれば、関連する複数教科の単元や道徳、学級活動等を適切に 並べることで、防災基礎教育と防災実践教育を効果的に繋ぐこともできよう。東日 本大震災後に改訂された教科書には、社会科や理科だけでなく、防災を題材にし た内容が大幅に増えた。また次期学習指導要領にあるカリキュラム・マネジメントの 核として、防災はおおいに期待される。教科教育を含む通常の学校教育のなかに、 防災教育を無理がないように埋め込むことが重要であると考える。

学校での防災教育の向上のためには,教員養成課程においても,防災基礎教 育(地球科学がその中心)と防災実践教育が必要であると考える。また,研究者に よる学校現場への直接的・間接的支援も求められている。

### 大阪堆積盆地の震源断層モデル

#石山達也・佐藤比呂志(東大地震研)・阿部 進(石油資源開 発株式会社)

Seismic Source Fault Model for Osaka Sedimentary Basin Based on Geologic and Geophysical Data, Southwest Japan

#Tatsuya Ishiyama, Hiroshi Sato (ERI), Susumu Abe (JAPEX, Co. Ltd.)

はじめに 大阪平野は周囲を山地に囲まれた地形および構造的低所であり,平 野下およびその周辺部には鮮新・更新統である大阪層群(例えば市原編,1993) が分布する.この狭い地域には,南北ないしは北北東走向の逆断層と東西ないし は東北東走向の横ずれ断層が近接して分布し,大阪層群および中~後期更新世 に形成された新旧の河成・海成段丘面を累積的に変位させている(活断層研究会, 1991).これらの構造的な関係は非常に複雑であることが予想されるが,3次元的 な断層形状に基づく検討はなされていない.一方で,当地域では特に1995年兵 庫県南部地震以降に数多くの反射法地震探査が実施されており,得られた反射 法地震探査断面の解釈に基づく震源断層モデルの推定が可能である.この種の アプローチは2018年6月18日の大阪府北部の地震(M6.1)のテクトニック・セッ ティングを理解する上でも有用であろう.そこで,本研究ではこの地震の震源域を 横断する大大特測線(Sato et al., 2009)の再解析を行い,収集した反射法地震 探査断面とともに変動地形・地質構造・大阪層群の層序に基づき構造解釈を行い, 大阪堆積盆地に分布する活断層の震源断層モデルの構築を試みた.

反射法再解析と断層モデルの概要 震源断層モデルの構築にあたっては,主 に 1980 年代以降に大阪堆積盆地周辺で実施された主要な反射法地震探査断 面を収集し,測線位置と断面のコンパイルを行った.特に大大特・大阪-鈴 鹿測線(Sato et al., 2009)については,岩田ほか(2011)の速度構造を参 照した MDRS 法による再解析を行った。反射断面の解釈にあたっては,産 業技術総合研究所・地質調査総合センターから発行されている5万分の1・ 20万分の1地質図の成果に加えて市原編(1993)や Satoguchi and Nagahashi (2012)等の鮮新・更新統の層序・構造を参照するとともに都市圏 活断層図,池田ほか(2002)等の活断層・変動地形の位置・性状に関する データを参照した。また、地質調査総合センター編(2013)の重力異常データ も使用した。

上町台地の下に伏在する上町断層は東傾斜の逆断層である(吉川ほか, 1987).河内平野における大阪層群の分布深度を考慮すれば深部で断層面の 傾斜は減少すると考えられ(石山,2002),この事は反射断面からも支持さ れる(Sato et al.,2009).一方,ブーゲー重力異常や淀川・神崎川で取得さ れた反射断面から判断する限り,市原ほか(1955)の指摘通り,上町断層 及び上盤側の背斜は仏念寺山断層および千里山丘陵の背斜に構造的に連続す る.仏念寺山断層に沿っては新期の変位地形が認められず,現在の活動性を 疑問視する考えがある.今後,千里~淀川間のより詳細な大阪層群の地質構 造を検討する必要があるが、構造的不連続が認められない限り,上町断層と 仏念寺山断層について一連の震源断層として扱った方が適当と思われる.

また,震源域は大阪平野の東縁を限る生駒断層帯・枚方断層の地表位置に 近接する.生駒断層帯は中角度で東に傾斜する逆断層であり(石山,2003), 枚方断層の北延長部を横断する大大特測線(Sato et al.,2009)でも同様の構 造が得られている,従って,大阪府北部の地震の本震・余震の深さを考慮すれ ば,震源域と生駒断層帯の断層面は基本的に独立であると考えられる.ただ し,有馬一高槻断層帯の伏在部分は不明な点が多く,横ずれ型の震源メカニ ズムを持つ余震との関係は慎重に検討する必要がある.

このように、上町断層・仏念寺山断層と有馬―高槻断層帯は大阪府北部の 地震震源域に近く、震源断層との空間的・構造的な関係を十分に検討することが 地震のテクトニックな背景を考察する上で必要である.

謝辞 速度構造データを提供頂いた岩田知孝氏(京大防災研)に深く感謝し ます.

引用文献 地質調査総合センター編,日本重力データベース DVD版, 2013; 市原ほか,地質学雑誌,61,433-441,1955;市原編,『大阪層群』,創元社, 1993;石山,活断層・古地震研究調査報告,3,145-155,2003;石山ほか,活断 層・古地震研究調査報告,4,155-162,2004;岩田ほか,上町断層帯における 重点的な調査観測 平成22年度成果報告書,19-77;活断層研究会,新編日本 の活断層,東京大学出版会,1991;Sato,H. et al., Tectonophysics,472,86–94, 2009; Satoguchi and Nagahashi, Island Arc, 21, 149-169,2012;吉川ほか,物 理探査学会第77回春季大会講演論文集,114-117,1987.

#### 平成30年大阪府北部地震による静的応力変化と地震活動応答

#遠田晋次(東北大災害研)

Seismic response to static stress change associated with the 2018 Osaka-fu-hokubu, earthquake

# Shinji Toda (IRIDeS, Tohoku Univ.)

平成30年6月18日に発生した大阪府北部地震は、M6.1 (Mw5.5) という地震規模にもかか わらず、大阪府で観測史上初の震度6弱を記録した.また、震源のごく近傍に有馬-高槻断層 帯、生駒断層帯、上町断層帯、京都西山断層帯が位置し、活断層密集域に発生したことから、 平成28年の一連の熊本地震(4月14日M6.5から4月16日M7.3)と同様の展開も懸念された. 本研究では、大阪府北部地震(M6.1)による静的クーロン応力変化(ΔCFF)を半無限弾性 体 (Okada, 1992)により計算し、その後の地震活動の時空間的変化との対応を調べた.用 いた震源断層は気象庁(地震調査委員会、2018)の2断層モデルと防災科研F-net解にもとづ く断層モデルで、ヤング率80GPa、ポアソン比0.25、みかけの摩擦係数0.4を仮定した.ただ し、震源周辺では、上記活断層に代表されるように東西圧縮に対応する横ずれ断層と逆断層が 混在し、レシーバ断層(応力変化の影響をうける断層)のパラメータ設定が容易ではない.そ のため、今回は、1)傾斜を仮定した3次元的な活断層面、2)過去の中規模地震のメカニズ ム解節面(防災科学技術研究所のF-netの中規模地震のメカニズム解を用いて、これらを地域 の代表的な断層群と仮定)、に対してΔCFFを解いた.2)については広義の余震活動が活発 化・静穏化する地域を予測するための計算ともいえる.

1)については、概ね有馬高槻断層帯東部と上町断層帯北部は概ね正のCFF,生駒断層は震源の深さによって正負が入れ替わる.また、不確実性のある震源位置や活断層の傾斜、応力サンプリングの設定などにも依存するが、いずれも数十kPa以上の変化があり、活断層ごく近傍の地震活動を変化させるのに充分な変化量が見込まれる.一方、2)では応力変化の傾向から常時地震活動の活発な丹波地域が大きく3分割できる(図1).箕面市から東側(領域A)のメカニズム解節面には数十kPa以上の正のCFFとなる一方で、川西市から西側(領域B)では

負のCFFが卓越する. この両地域よりも北側の地域(領域C)では,変化量が概ね10kPa以下 となり正負が混在する. そこで,これらの応力変化にどのように地震活動が応答したかを調べ るために,平成30年7月末までの約1.5ヵ月間の気象庁一元化暫定カタログを用いて,地震活 動度変化をマッピングした(図1左). その結果,正のCFFに対応するように領域Aで著しい 活発化が確認された. 一方で,地震後1.5ヵ月ながら有意な静穏化(stress shadow)が領域B で認められた. さらに,本震震源より西側の有馬一高槻断層帯沿いや震源の東側の生駒断層帯 深部付近でも顕著な地震活動の活発化が検出された.以上のことから,局所的ながら大阪府北 部地震の応力変化に対応して周辺の地震活動に有意な変化が生じていることがわかった.



図1.大阪府北部地震による静的クーロン応力変化と地震活動度の変化 (注:活断層も同時にモデル化しているが、ここでは応力変化量を表示していない)

ALOS-2干渉SARによる大阪府北部の地震に伴って

発生した有馬-高槻断層帯に沿う地表変位の検出 #藤原智・林京之介・森下遊・矢来博司・中埜貴元・宇根寛 (国土地理院)

Linear surface ruptures along Arima-Takatsuki fault associated with Osaka-fu-hokubu earthquake detected by ALOS-2 InSAR

# Satoshi Fujiwara, Kyonosuke Hayashi, Yu Morishita, Hiroshi Yarai, Takayuki Nakano, Hiroshi Une (GSI)

2018年6月18日大阪府北部の地震では、国土地理院のGEONETによるGNSS連続観測ではわずかな地殻変動しか観測されなかった。これは、震源の深さやマグニ チュードから考えても妥当であろう。ここで、筆者らは、ALOS-2の干渉SARを用い て、この地震に伴い発生したと考えられる地表変位を検出した。

震源断層の動きを直接表すと考えられるような変位は見いだせておらず、あっても 地表では数cm以下であったと考えられる。しかし、これとは別に、有馬-高槻断層帯 の一部に沿って細い帯状の地表変位(リニアメント)が認められた。そこで、ALOS-2 及びSentinel-1のそれぞれ東及び西方向からの観測による画像を用いて以下を確 認した。

- ✓ 変位領域の場所 西から、箕面市南部-茨木市中部-高槻市中西部
- ✓ 変位領域の走向 既知の活断層に沿って、東北東-西南西方向
- ✓ 変位領域の幅 100m~200m程度の帯状で1、2列並んでいる
- ✓ 変位領域の長さ 明瞭に現れている部分で東西約6km。不明瞭なものまで合わせると約11km。
- ✓ 変位量 大きくても数cm程度
- ✓ 変位方向 既存断層方向に沿う帯状の領域ごとに水平方向が卓越し、右ずれと 左ずれが交互に並んでいるようにみえる。

過去のSAR干渉画像を調べたところ、短期間の画像では特段の変位は見られないものの、2014年~2017年の3年間の画像では、今回変位が認められたリニアメント

領域全体を含む幅500m程度の地域でごくわずかながらも一様な沈降が確認された。 これは橋本(2014)に報告されている年間約5mmの沈降域と整合する。

これらのことから、今回変位が認められた地域では、活断層の存在もあって地質 的な弱面を形成しており、大阪府北部の地震の地震動による刺激を受けることで受 動的に変位が発生したものと考えることができる。なお、この地域は余震分布からも 離れており、震源断層との直接の関係はなさそうではあるが、詳細は不明であり、さ らなる調査が必要である。



図1 ALOS-2SAR干渉画像から抽出したリニアメント 赤線:明瞭なもの、赤破線:不明瞭なもの、黒点線:既知の活断層(中 田・今泉 2002)、青色斜線:沈降が継続している地域

本報告で使用した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。

### 大阪府北部の地震による京都盆地の文化財被害 大邑潤三(京大防災研)・#加納靖之(東大地震研)

The Cultural Properties Damage of the Kyoto Basin due to the Northern Osaka Prefecture Earthquake Junzo Ohmura (DPRI, Kyoto Univ.), #Yasuyuki Kano (ERI)

#### 1. はじめに

2018年6月18日大阪府北部の地震により茨木市などでは寺社の門の倒壊,石 灯籠の転倒などの被害が発生した.一方それらに比して軽微ではあるが,京都盆 地においても50件以上の文化財被害が確認されている.本地域は多くの文化財 や歴史的建造物を有する都市であり,これらの被害は軽視できない.本研究では 歴史地震の被害も踏まえて,文化財被害の特徴と課題について述べる.

#### 2. 文化財被害の類型と分布

対象とする文化財被害は京都府災害対策本部発表の「大阪府北部の地震の被 害状況について(第20報)」(平成30年7月17日9時現在)に掲載された「(6)文化 財等」の被害,および現地調査による確認や聞き取りを行ったものである.京都府 の報告は指定物に限られており,現地調査にも限界があることから,潜在的にはさ らに多くの被害が発生していると考えられる.

被害を分類すると、寺社の壁の亀裂・剥落が22件、瓦のズレ・落下が13件、石 造物(石灯籠・石鳥居・石塔)の転倒・落下が13件、仏像などの部品が脱落したも のが3件、その他6件の計57件である.柔軟性のない脆い構造物の被害が目立っ ている.これらの被害は盆地の縁に集中しているように見える(図1).もともと寺社 などは山麓に立地しているものが多いためとも考えられるが、京都盆地東部は地 下構造の影響で地震波が増幅するとの計算結果[京都市(2002)]もあり相対的に 地震動が大きかった可能性もある.1830年文政京都地震でも盆地東部に被害が 集中した可能性も指摘されている[大邑(2017)]が、今回の地震における公共施 設の被害分布にはこうした傾向はみえない.

#### 3. 文政京都地震の被害

京都の市街地近傍で発生したM6クラスの地震として1830(文政十三)年の文政 京都地震(M6.5±0.2)が挙げられる.本地震は京都盆地北西部の愛宕山付近が 震央と考えられ,宇佐美ほか(2013)によれば民家の倒壊は少なかったものの洛 中洛外の土蔵で被害を受けなかったものはなく,石垣・門・塀・築地・番屋・端々の 民家が倒壊し,壁・瓦・庇の落ちるものが多かった.今回の大阪の地震よりも規模 は大きいものの,被害の傾向としては類似する部分がある.

注目すべきはこれらの被害によって人的被害が発生している点である.記録には「寺町通丸太町上る三条西殿土塀に而,子供壱人押倒し即死仕候」(『甲子夜話』続編四十九),「所司代家中小姓已上六・七人大怪我有之候.即死両三人も 有之候由。是はねり塀の際を通り一度に押打れ候由.」(同上),「怪我人死人も京 中にて凡百七八十人計と申事に御座候,多くは石燈籠に当り、又は蔵の下に相 成(後略)」(『宝暦現来集』巻之十九)とある.

#### 4. おわりに

M6クラスの地震では家屋の倒壊は少ないものの,小規模な被害や文化財被害 は多発すると考えられる.今回は幸いにも文化財の大規模な被害およびそれによ る人的被害は確認されていないようである.しかし歴史的な都市では人々の生活 圏内に石垣や土蔵,土塀などが多く.地震発生時にはこれらの被害およびそれに 伴う人的被害の発生が懸念される.M6クラスの地震発生数はM7クラスより多いこ とからも対策を急がねばならない.文化財の保存と耐震化は時に相反する概念と なるが,人的および文化財被害を軽減するためにも取り組むべき課題である.



# 1605年慶長九年十二月大津波における阿波宍喰浦の地震・津波記録について #石橋克彦(神戸大名誉教授)

On the Earthquake and Tsunami Records at *Shishikui* in Southeast Shikoku during the 1605 Keicho Great Tsunami #Katsuhiko Ishibashi (Kobe Univ., Prof. Emer.)

●はじめに:慶長九年十二月十六日(1605.2.3)夜に房総半島~薩摩・大隅半島 の沿岸を襲った大津波に関しては,紀伊半島以西には地震動を具体的に記した同 時代史料がなく,京都は無感だったと推定されている(例えば,石橋,2014).唯一, 阿波国宍喰浦(徳島県最南部,現海陽町)にだけ,当日8~15時頃に大地震が続い たという記録の写しがある.石橋(1983)はこれを重視して,当日朝から夕方までフィ リピン海プレート上面深部で先駆的な群発地震活動が起こり,その夜四国沖~御前 崎沖のプレート境界浅部で巨大津波地震が発生したという地震像を提案した.しか し石橋・原田(2013)の,本津波は小笠原方面の巨大地震によるという作業仮説で は,宍喰の地震記録は考慮外とされた.本発表ではこの記録を検討する.

●宍喰の地震・津波史料: 既刊地震史料集には宍喰の記録が複数収録されているが整理されておらず,[古代・中世]地震・噴火史料データベース(β版)(以下DB)も本事象は未校正なので,史料の実体が掴みにくい.そこでまず史料を整理し,以下を抽出した(テキストの校正とともにDBに反映する予定).

史料1,円頓寺開山住持宥慶の旧記,2,慶長九年大変年代書記,3.円頓寺御建立 成来旧記之事,4.大日寺旧記聞書,5.真福寺住僧大雲拝書,6.宍喰浦旧記.

史料1は、元文四年(1739)春に宍喰の円頓寺の鼠の巣の中から発見された慶長~ 寛永頃の旧記類を原本どおりに書写したとされ、その中に慶長九年浪災の詳しい記 録の写しがある.2はそれと殆ど同一だが、別個に伝存しているらしい(猪井・ 他,1982;山本・萩原,1995など).3は、裏面に津波後の様子が少し書かれている.4 は享保六年(1721)、5は元文二年(1737)に書かれたもので、慶長津波に多少言及 している.6は、1および2の略記で、安政四年(1857)の写しが知られている.他に 1854年安政南海地震後に書かれた震潮記(略称)が有名だが、その中の慶長九年 部分は1と6を写したものである.以下では主として史料1(および2)を検討する.

●史料1の考察: 慶長津波記録の原本は, 直接体験者の宥慶が, 被災直後の数 度の筆記を翌年正月二十一日に纏めたのだという. それによれば津波当日は「辰半 刻(午前8時頃)より申上刻(15時頃)まで大地震にて前代見聞の大変,同酉の上刻 (17時頃)月の出の頃より大浪海底すさまじく惣所中の泉より水わき出る所二丈(6 m) 余上り、その外地さけどろ水わき出、さてさて言語を絶する大変」だった. 震害は 記されていないが、昼間の最大震度は5程度はあったように読める、この付近の地震 による京都市中の揺れをみると、例えば1946年12月22日の紀伊水道の地震(深さ 21km, M5.3, 徳島市で震度3) で震度2, 同年12月29日の高知県東部の地震(深さ 8km, M5.4, 徳島市と室戸岬で震度3) で震度1を記録しており(気象庁震度データ ベース),8~15時の宍喰の「大地震」の1つくらいは京都で有感だった可能性があ る.しかし,京都の7点の同時代史料(日記)には当日の地震記事はなく,無感だっ たと判断される、したがって8~15時の「大地震」は、夜の大津波を生じた大規模な 震源断層運動に直接つながるようなものではなく、「偶然に」発生した宍喰直下の局 地地震活動だったと解釈される、一方で、一連の記述には別の大きな疑問もある、 第一に、津波襲来時刻の「酉上刻月の出の頃」は、20~22時頃という各地の時刻と 違いすぎる. 第二に, 津波襲来時に村中の泉から6m以上水が噴出したり,「地裂け 泥水湧き出し」たのは、強震動による液状化のようで不自然である.したがって、8~ 15時の「大地震」の真実性自体にも疑いを向けざるをえない.なお5は、津波は戌刻 (20時頃)で、その前に所々の井水が乾き潮が引いたという伝聞を記している。

●史料1の他の問題点:書記の日時が細かく書かれている割には記述内容との矛 盾が多く、「原本」も後日の加筆修正が疑われる.死者を1500余人としているが、18 世紀半ばの宍喰浦周辺の人口が千人強だから(宍喰町誌)、過大だと思われる.昼 間から「大変」だったのに人々が油断し、不意に津波に襲われて1500余人もの死者 が出たという状況全体も不自然である.そもそも史料1に関しては、慶長九年の記録 の前の永正九年(1512)宍喰浦洪浪記事(当浦成来旧記書之写)について、石橋 (2018)が複数の不自然な記述や疑問点を指摘している.さらに史料1全体につい ても、元文四年の春に鼠の巣の中から発見して原本どおりに書写したという筋書き 全体などに疑問を呈した.今回の慶長九年に関しても、地震学的に非常に稀と思わ れる記述と相俟って、史料1全体の厳密な史料学的吟味が望まれる.

●結論:慶長九年大津波の前に西日本で地震動を感じたか否かは未解明の重要 問題である.その観点から,津波当日の地震動の記述を具体的に含み,しかも一次 史料に近いと受けとめられている徳島県宍喰の記録(史料1)を検討した.その結果, 記述が事実を伝えている場合,大津波には直接結びつかない偶然の局地的地震 活動だと判断された(石橋,1983の否定).他方,史料に問題があって「大地震」が 事実ではない可能性も考えられる.なお,寛文四年(1664)に建てられたという鞆浦 (宍喰の東北東約6km)の碑文が,地震の前触れなしに津波が来たという住民の共 通の記憶を伝えているように思われる.発表ではこれら宍喰以外の史料も概観する.

### 自治体史から採られた地震史料の活用(1): 1407年と1408年の地震 #加納靖之(東大地震研)・大邑潤三(京大防災研)・ 山村紀香(京大理)・濱野未来(立命館大文)

#### Utilization of Materials for Historical Earthquakes Extracted from Histories of Local Governments (1): the Earthquakes Occurred on 1407 and 1408 #Yasuyuki Kano (ERI), Junzo Ohmura (DPRI), Norika Yamamura (Kyoto Univ.), Miki Hamano (Ritsumeikan Univ.)

『新収日本地震史料』などの地震史料集には、自治体史から採用された地震記 事が多数収録されている。自治体史の多くは出版され、図書館などで閲覧できる。 また、史料の翻刻や解説が掲載されており、地震記事を容易に見つけることができ る。歴史を描いた部分の記述のほか。資料編などとして掲載されている翻刻文をそ のまま収録している場合が多い。史料の素性や、記者あるいは所蔵者、伝来の課程 など、地震史料としての解釈のための参考となる情報が書かれていることも多く重宝 する。いっぽうで、史料批判の有無や程度、あるいは、翻刻の正確性などに問題が ある場合があり、地震史料として利用する際にはじゅうぶんな注意が必要となること も指摘されている。

自治体史から採用された地震史料の活用の具体例として、ここでは、京都府の 久御山町史に掲載されている「法蓮寺堂再建記木札」を検討する.『久御山町史 第 1巻』[久御山町(1986)]は、「法蓮寺堂再建記木札」の記述をもとに、「応永十四年 (一四〇七) 十二月の地震で」寺に被害があったとし、この地震の被害およびその 後の再建の経緯を説明した部分が、『新収日本地震史料 続補遺』12・13ページに 収録されている.そして、この記述を証拠として、応永一四年一二月一四日(1408 年1月21日) に紀伊・伊勢に影響をおよぼした発生した地震で、現在の久御山 町で被害があったとされてきた [たとえば、宇佐美・他(2013)]. この地震 は、紀伊半島の熊野本宮の温泉の湧出が止まったという記事も知られている. また、山本(1989) でも検討されている. この地震とは別に、応永一四年一 月五日(1407年2月21日)には京都で地震があったことが知られている.

これらの解釈について再検討するため、「法蓮寺堂再建記木札」を調査した. 称名寺で保管されている「法蓮寺堂再建記木札」の現物(称名寺所蔵)と久御山町 が町史の編纂史料として保管している「法蓮寺堂再建記木札」の写真,および、『久 御山町の社寺』に掲載されている全文翻刻を調査した.その結果,この木札に書か れている法蓮寺の堂などに被害を及ぼした地震は、応永一四年の「季春」に発生し たものであることがわかった.ということは、1407年の京都の地震による被害の記述 と解釈するのが正しく、1408年の地震という解釈は間違いであることになる.この間 違った解釈は、久御山町史の編纂時になされた.季節の記述を見逃して、応永一 四年の地震という記述から、同年に発生した被害地震を検索し、1408年の地震と結 びつけた.その結果、この地震による被害と誤まって解釈してしまったのだろう。『久 御山町の社寺』には季節の部分も翻刻されているので、これを注意深く検討すれば、 1407年の地震との解釈は可能だったと思われる.しかしながら、1408年の地震の被 害のほうが広く知られていたために誤解を生じさせたのではないか.その後、『久御 山町史』の記述が無批判に『新収日本地震史料』に収録され、さらに、『日本被害地 震総覧』などにおいて、異なる地震による被害として同定されたことになる.

この「法蓮寺堂再建記木札」は、1407年の地震から300年以上経過した享保一三年(1728年)に書かれたものであり、地震の証拠として扱うには、その内容の信頼性を十分に検討する必要がある。しかしながら、「法蓮寺堂再建記木札」に書かれた被害を及ぼしたのが1407年の地震であるとする発生年月日の変更は可能であろう。 1407年と1408年の地震がどのような地震であったかについては、ほかの史料も参照しながらさらに検討していく必要がある。

**謝辞** 「法蓮寺堂再建記木札」と久御山町史の編纂資料を閲覧させていただきました. 記して感謝いたします.

#### 参考文献

久御山町(1986), 久御山町史 第1巻.

久御山町郷土史会(1976), 久御山町の社寺.

宇佐美・他(2013),日本被害地震総覧599-2012,東京大学出版会. 山本武夫(1989),続古地震,萩原尊禮編,東京大学出版会.

### 1586年天正地震の震源断層推定:液状化可能性 と地盤条件による考察から # 山村紀香(京大理)・加納靖之(東大地震研)

Source Fault Estimates of the 1586 Tensho Earthquake Based on Evaluation Liquefaction and Ground Conditions # Norika Yamamura (Kyoto Univ.), Yasuyuki Kano (ERI)

#### §1. はじめに

1586 年 1 月 18 日 (天正十三年十一月二十九日) に発生した天正地震 は、中部地方から近畿地方にかけて甚大な被害をおよぼした内陸地震であ る.しかし、天正年間における信頼性の高い史料(古文書)の記述が少な いことから、どのような地震であったかはあまりはっきりとしていない. 複数の先行研究があるが、史料の解釈の違いによって、震源断層の位置や 規模の推定などが大きく異なっている.被害が広範囲にわたるため、大規 模な単独地震として考えている研究 [たとえば、宇佐美・他(2013)] や、 連動して発生した複数個の地震として考えている研究 [たとえば、飯田 (1987)] など、その見解は様々である.

#### §2. 液状化可能性の検討

本研究では、天正地震の震源断層を推定するために、これまで詳細に検 討されてこなかった地盤の液状化について着目した.液状化に関する史料 記述だけでなく、遺跡発掘調査で報告されている液状化の痕跡(噴砂・砂 脈・地すべり)にも焦点を当てた.史料または遺跡から液状化したとされ る地点周辺において、仮定した震源断層における地震動に対する液状化可 能性[たとえば、岩崎・他(1980)]を計算・評価することによって、天 正地震の震源断層を推定した.仮定した震源断層は、北から、庄川断層帯、 阿寺断層帯主部南部、養老-桑名-四日市断層帯で、北陸地方から伊勢湾に かけて分布するものである.液状化可能性の計算は、地震動予測式によっ て求めた予測震度の値と現在のボーリング調査のデータ(N値や土質区分 など)から行う.



図 史料または遺跡から液状化したとされる地点

#### §3. 結果

岐阜県北部に位置する庄川断層帯において, M_{JMA}7.9の単独地震が発生 した場合,今回評価したほとんどのボーリング地点において,液状化可能 性が高くなる傾向がみられた.これらの地点は,一般的に液状化しやすい といわれる氾濫平野や旧河川,自然堤防に位置しており,地形条件とも整 合的な結果であった.このことは,天正地震による液状化発生を単独地震 で説明できることを意味し,震源断層が庄川断層帯である可能性を示す. つまり,多くの先行研究のように,大規模な単独地震あるいは複数個の地 震として考える必要はなく,地震本部の長期評価が示す規模と同程度の単 独地震であっても天正地震の液状化被害を説明できるということである.

#### 参考文献

飯田, 1987, 天正大地震誌, 552 pp. 岩崎・他, 1980, 土と基礎, 28(4), 23-29. 宇佐美・他, 2013, 日本被害地震総覧 599-2012, 724 pp.

#### 謝辞

ボーリングデータ閲覧には「NIED Geo-Station」「Boring Cloud」を, 地震動予測には「J-SHIS 地震動予測地図作成ツール」を利用しました. ここに記して感謝申し上げます.

# 1707年宝永地震と富士山宝永噴火に関する一史料 (4)-宝永噴火に先行した地震活動に関する「大地震 富士山焼出之事」の記述の検証-

#服部健太郎·中西一郎(京都大理)

A Historical Record on the 1707 Hoei Earthquake and Hoei Eruption of Mt. Fuji (4): Verification of Description of Seismicity Preceding to the Eruption in 'Large earthquake and eruption of Mt. Fuji'

#Kentaro Hattori, Ichiro Nakanishi (Kyoto Univ.)

So as to verify the description of seismicity preceding to the eruption in 'Large earthquake and eruption of Mt. Fuji', the present authors have found that the source record of "A Record of Prayers for Extinction of Fuji Eruption", reprinted in "Collection of Sengen Documents" is owned in Fuji Hongu Sengen Shrine.

駿河湾沿岸域における1703年元禄地震,1707年宝永地震の本震・宝永富士 山噴火時の大宮(富士宮市)とその周辺地域の様子や被害を記録した史料として, 『浅間文書纂』に掲載された「大地震富士山焼出之事」がある.宝永4年10月4日に 発生した宝永地震本震と翌日(10月5日)午前6時頃に大宮近くで発生した大きな余 震,11月23日の富士山噴火が記されている.

この史料における課題として、噴火に先行した地震数の増加は記されていない ことが挙げられる.大宮が有感域に入らない位置や規模で地震が噴火に先行して 起きたことも考えられる.一方、大宮で有感であったが「大地震富士山焼出之事」に 記録されなかった可能性もある.また、噴火に先行する地震活動がなかったことも考 えられる.噴火前日(宝永4年11月22日)に地震活動が活発化したことは知られて いるが、大宮に関する史料で地震活動の活発化を書いたものは少ない.

この疑問を解決するために、『浅間文書纂』において、「大地震富士山焼出之事」 に続き79-80頁に掲載されている「不尽山祈祷記」に注目した.この史料は『浅間文 書纂』から『東海地方地震津波史料(I・上巻)』270-271頁へ転載されている.また, 別系統の写本が久保田(1996)によって翻刻されている.この祈祷記には,祈祷文 言ではなく,祈祷が執り行われた顛末が記されている.祈祷は富士山噴火を鎮める ことを目的として行われたものであり,「大地震富士山焼出之事」には書かれていな い噴火に関する情報が得られる可能性がある.しかし,原本はこれまで確認されて おらず,写本が使用されてきた(久保田,1996).

成島道筑自筆「不尽山祠祷記」を富士山本宮浅間大社において確認した.「不 尽山祠祷記」及び「不尽山祈祷記」には,共に「11月22日(地震発生が)特に甚だし く」という記述があった一方,17ヶ所に違いが見られた.甲斐国吉田(山梨県富士吉 田市)の御師が書いたとされる宝永富士山噴火史料中の駿河国大宮(富士宮市)の 様子を記した箇所にも22日午後に地震活動が活発になったことが記されている.こ れまで知られていた噴火前の地震活動の活発化の事実と調和的である.これは, 「大地震富士山焼出之事」において記載漏れが生じていたことを示す.史料中の記 載漏れを補うには複数・異種の史料を用いることが必要である.

「不尽山祠祷記」の原本・写本・所有者の変遷と翻刻の経緯を図1に示す.

成島道筑 (江戸) 1733 年 筆者 写本 年 編者 印刷本 年? 公文家 (大宮) 所有者(地名) 原史料 写本 翻刻 1852 所有者?(大宫?) ➤ 所有者の変更 年? 角田桜岳 (大宮) 1855 角田虎吉 現所有者 1886 浅井清長 → 1886 浅間大社 (富士宮) 写本 現所有者  $1864 \sim 1902$ 浅間大社 (富士宮) 原史料 現所有者 1926 地震研究所 (東京) 写本 1931 浅間大社 1979 東海地方地震津波史料(I・上巻)

図1 「不尽山祈祷記」の原本・写本・所有者の変更・翻刻の経緯

### 越後平野で繰り返された地震

河内一男(新潟薬科大学)

# Earthquake that was repeated at the Echigo Plain

#### Kazuo Kawauchi (NUPALS)

江戸期に越後で起こった二つの被害地震(i)1670 年四万石地震(西蒲原地 震)と(ii)1828 年三条地震については、これまで被災地の特定に関する議論があ った.本論では古記録にある「波のやってきた方角」の記述を吟味し、震央は越後 平野中央部(現在の長岡市と新潟市の中間)であることを示し、その後にも繰り返さ れる中小地震の解析を併せて、この地域での既知の活断層に囚われない新しい 地震テクトニクスを提案する.

二つの地震では揺れの伝わった方向が観測された. それぞれ河内・大木(1996), 河内(2002, 2010)に基づいて紹介する.

(i) 1670年四万石地震(西蒲原地震)の場合

寛文度の地震 寛十庚戌年,五月五日四ツ時より大地震,西南の間より動出し, 山も抜,家も潰,その年ハ度々震り申候,依テ假小屋懸ケ,二十日も三十日迄も 罷在候 (図の A) (『中蒲原郡誌上巻』〔新潟県中蒲原郡役所(1918)〕によ る)

(ii) 1828 年三条地震の場合

・大風起こり渺々と吹き渡り候内,何の音と申す義相分からず,遠方にて物の轟き 候声,風に乗り相聞こえ候うち,忽ち大地震西から東へ揺り来たり….(図の B)
・風音に交じり,何か鳴動仕り候声これあり,何事にて候かなと四方見回し候うち, 江堀の内へ振い転がり,起きあがり候義相成らず…,岸に掴まり見受け候ところ, 四面平地大波の如く撼れ立ち,その波西より来たり,東の庄瀬村の方へ参り候に つき,よく見留まり居り候えば,庄瀬村は右の波影に…,見えつ隠れつ致し候. (図の B)

・入倉新田名主源兵衛,蔵内村名主勘右衛門,(中略)十二日早朝両人引き取り, 鴨ヶ池村を通路縄手道半途(原文のまま)へ出懸け候処,西南の間より俄に烈風 吹き来たり,迅雷の如き音仕り候に付き,果たして大荒れと心得,立ちかね候かと 思い候うち,即時に両人共,後ろへ取り転び,狼狽(あわてて)起きんと仕り候処, また前へ倒れ,勘右衛門義は田方へ落ち,誠に夢の如し.右の中(うち),その辺 の田方の一円は波濤の如し.木々は地を薙ぐに等しく,所々俄に煙気が立ち,乾 き居り候田方に忽ち泥水が押し流れ申し候.(図のC)

・十二日朝五つ時西の方より迅雷のごときすさまじき音仕り大地震ゆり来たり申し候.それより十四日の中は西の方にて土中雷鳴の音,間々相聞こえ申し候(図のD)

(以上は小泉其明・蒼軒が筆写した新発田藩領の被害記録「組々書上帳」による)



図 1670 年と1828 年の地震の際に目撃された「震動」の方向. A~D は本文参照. 前者は正午頃,後者は午前8時頃に発生した. 野良に出ている農夫は多かっただろう. 現在でも越後平野では 20~30km を見渡せる地域が少なくない.

### 富士川河口断層帯における反射法地震探査

#石山達也・加藤直子・佐藤比呂志(東大地震研)・小池太郎・ 野田克也(ジオシス)

Seismic Reflection Profiling across the Fujikawa-kako Fault Zone, central Japan

#Tatsuya Ishiyama, Naoko Kato, Hiroshi Sato (ERI), Taro Koike, Katsuya Noda (Geosys, Inc.)

#### はじめに

富士川河口断層帯は富士川河口部から富士火山東麓部にかけて分布する活 断層である(羽田野・他,1979;山崎,1979;Yamazaki,1992;中田・他, 2000;尾崎・他,2016など).本断層帯に沿っては,富士火山から噴出した 新旧の溶岩や古富士泥流などの岩屑なだれ堆積物,さらにはこれらより下位 の中・下部更新統に累積的かつ著しい変形が認められ,陸上の活断層として は最大級の活動度を有するとされる(Yamazaki,1992).本断層帯は駿河ト ラフの陸上延長部に位置し,西南日本弧の下に沈み込むフィリピン海プレートとの 構造的な関係が想定されることから,その地震像の理解には深部構造とともに浅 部構造の解明が必要である.本断層帯では過去にいくつかの浅層反射法地震 探査が実施されている(伊藤・山口,2016;下川・他,1996;下川・他, 1998)が,いずれも測線長が短く可探深度も数100m内外であり,プレー ト収束帯の地質構造を把握できるような良好な反射断面は得られていない. このような問題点を解決するために,富士川河口断層帯を横断する3測線 で2次元の浅層反射法地震探査を実施した.

#### 浅層反射法地震探査の概要

測線は静岡県富士宮市根原から同麓に至る約6km区間,静岡県富士宮市 北山から同内野に至る約7km区間、静岡県富士宮市外神から同上柚野に至 る約7km区間の3測線である.測線は富士川河口断層帯を構成する主要な 活断層である安居山断層,芝川断層およびその延長部を横断する.また,根 原一麓測線は富士火山北東麓部に分布する活断層(Lin et al., 2013)を横断 するように設定した.本探査では独立型収録器 GSR-1および GSX-3 (OYO Geospace 社製)を使用した 10 m 間隔の受振点固定展開と、中型バイブレ ーターEnviroVib (IVI 社製)2 台による発振を行った.加えて水平解像度を 高める目的で5 m 間隔の稠密発振を行い、高分解能反射法のデータ取得に 努めた.主なデータ取得パラメーターは以下の通りである:受振点間隔: 10 m,発振点間隔(標準):5 m,スイープ長:16 sec,スイープ周波数:6-100 Hz,地震計固有周波数:10 Hz,記録長:4 sec,サンプリング間隔:2 msec,標準垂直重合数:2回.また、深部低周波反射法として約 250 m 間 隔で1 点あたり3回、屈折法として1000 m 間隔で1 点あたり 20 回,スイ ープ周波数 6-40 Hz の低周波発震を実施した.

#### これまでの解析結果

これらの観測記録を用いて、共通反射点重合法に基づく反射法解析を現在 行っている.暫定的な解析結果によれば、いずれの測線でも往復走時1~ 1.5秒まで反射波群が断続的に認められる。このうち、外神一上柚野測線は 富士山東麓部から潤井川の沖積低地を経て羽鮒丘陵・天守山地東部に至り、 主要な活構造である安居山断層・芝川断層を東西に横断する.本測線では、 富士山東麓部の火山麓扇状地の地下に前縁盆地堆積物に対応するほぼ水平な いしは西に緩く傾斜する反射面が往復走時1.5秒程度まで分布する。対照的 に、羽鮒丘陵・天守山地の地下ではより西に急傾斜する反射面群が確認され、 新第三系などの構造と調和的である.このような構造はプレート収束域に発 達する褶曲衝上断層帯の地質構造を示している可能性が高く、今後解析の進 展に応じて更に詳細な検討を行う.

#### 引用文献

羽田野ほか,地震予知連絡会会報,21,101-106,1979;伊藤・山口,富士川 河口地域における反射法地震探査,海陸シームレス地質図S-5,産業技術総 合研究所地質調査総合センター,2016;Lin,A. et al., Tectonophysics,601,1-19,2013;中田ほか,1:25,000都市圏活断層図「富士宮」.国土地理院技術 資料D・1-No.375,2000;尾崎ほか,5万分の1富士川河口断層帯及び周辺地域 地質編纂図及び説明書,海陸シームレス地質図S-5,産業技術総合研究所地 質調査総合センター,2016;下川ほか,平成7年度活断層研究調査概要報告 書,工業技術院地質調査所,地質調査所研究資料集,no.259,73-80,1996; 下川ほか,地質調査所速報・活断層・古地震研究調査概要報告書(平成9年 度),EQ/98/1,27-35,1998;Yamazaki,H.,Bulletin of the Geological Survey of Japan, 43, 603-657, 1992.

### 石狩低地東縁断層帯南部の海域部における活動性

#内田康人・仁科健二(道総研地質研)・大上隆史(産総研)・ 阿部信太郎(地震予知総合研究振興会)・八木雅俊(産総研*)・ 向山建二郎・坂本順哉(川崎地質)

Paleoseismic activity in the offshore extension of the southern part of the eastern marginal fault zone of Ishikari lowland, southwest Hokkaido

#Yasuhito Uchida, Kenji Nishina (HRO/GSH), Takashi Ogami (AIST), Shintaro Abe (ADEP), Masatoshi Yagi (AIST*), Kenjiro Mukaiyama, Junya Sakamoto (KGE Co. Ltd.)

*現所属:株式会社ジオシス (Geosys Inc.)

#### 1. はじめに

石狩低地東縁断層帯は、北海道石狩低地の東縁に沿ってほぼ南北に発達す る東側隆起の逆断層を主体とする活断層帯である.同断層帯はその分布形態か ら主部と南部とに区分され、南方延長は勇払平野沿岸域の海域にまで達している とみられる(地震調査研究推進本部、2010).これまでの調査データから本海域お よびその近傍では顕著な背斜構造が存在し(石油公団、1996など)、活褶曲が発 達していることが明らかとなった(辻野・井上、2012:佐藤、2014).しかしながら海 域における活構造の連続性や断層帯の南端に関する資料は不足しているほか、 断層の活動履歴や変位量に関する情報は得られていないのが現状である.

このような状況のもと, 講演者らは文部科学省事業「内陸及び沿岸海域の活断 層調査」の一環として, 本海域沿岸において音波探査及び柱状採泥による海域活 断層調査を実施した. 本講演では主に完新世における断層の活動性に関して得 られた結果を報告する.

#### 2. 調査概要

本調査では、陸域から沿岸海域にかけて連続的に発達する断層関連褶曲である勇払背斜の海域部において、佐藤(2014)に基づいた完新統分布域(苫小牧港 南側約15kmまでの範囲)を対象としてパラメトリック方式高分解能音波探査を実施 した.さらに得られた反射記録断面から採泥地点を2点選定し、バイブロコアラー を用いた柱状採泥をおこなって堆積年代測定のための試料を採取した.

#### 3. 調査結果

本調査海域の底質は砂質堆積物が卓越しているものの,高分解能音波探査に よって海底下10m程度までの詳細な堆積構造を把握することができた.反射記録 断面には,佐藤(2014)における最上位のT1層を細分して,ほぼ水平な成層構造 からなるIT1層と,海底面直下でそれを不整合に覆うuT1層が確認される.東西方 向の測線であるY-09測線上の柱状採泥(YFT-2)結果から,uT1層は主に礫およ び貝化石がまざる砂質堆積物,IT1層は砂の薄層を狭在した貝化石がまざる泥質 堆積物から構成される.得られた放射性炭素年代はそれぞれ0.52 cal kBP (uT1 層),11.19 cal kBP 及び11.30 cal kBP (IT1層)となった.これらから,uT1/IT1境 界は海進時侵食面でuT1層は海進ラグ及び上位の現世の陸棚堆積物,IT1層は 後氷期の海面上昇期に形成されたラグーン堆積物と解釈される.同測線上では IT1層内部の反射面に西側に傾斜する変形が確認され,堆積勾配を考慮した反 射面(赤)の上下変位量は約1.3mとなる(図).この変形は,音波散乱層により海 底下5m程度以深は不明瞭となるが,既存の音波探査記録(佐藤,2014)によれば 深部探査で勇払沖背斜が推定される軸上に位置することから,勇払背斜を成長さ せる断層がIT1層形成以降に活動したことにより生じた可能性がある.得られた年 代値と層厚から外挿した反射面(赤)の形成年代は11.15 cal kBPとなり,少なくと もこの年代以降に1回の断層活動があったと推定される.

文献 地震調査研究推進本部(2010)「石狩低地東縁断層帯の評価(一部改訂)」. 佐藤(2014)「勇払平野沿岸域20万分の1海底地質図説明書」. 石油公団 (1996)「平成7年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「胆振沖浅 海域」調査報告書」. 辻野・井上(2012)「日高舟状海盆海底地質図説明書」.



図 東西測線で得られた反射記録断面(Y-09測線)とその解釈

# 糸魚川ー静岡構造線断層帯松本盆地東縁断層の北部におけるS波浅層反射法地震探査

#木村治夫(電力中央研究所)・近藤久雄(産総研活断層・火山部門)・ 小鹿浩太・川崎悠介・平倉瑶子・黒澤英樹(応用地質株式会社)

### Shallow S-wave seismic reflection profiling across the East Matsumoto Basin fault in the Itoigawa–Shizuoka tectonic line active fault system, central Japan

#Haruo Kimura (CRIEPI), Hisao Kondo (GSJ, AIST), Kouta Koshika, Yusuke Kawasaki, Yoko Hirakura, Hideki Kurosawa (OYO Co.)

本研究では、糸魚川-静岡構造線断層帯北部区間を構成する松本盆地東縁断層北 部(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会、2015、糸魚川-静岡構造線断 層帯の長期評価(第二版),60p)の活動に伴う地震時上下変位量を明らかにする こと、および、断層変位に横ずれ成分を伴うかを検討することを目的とし、S 波反 射法地震探査を実施した、南北走向である松本盆地東縁断層北部のほぼ中央付近 に本探査地は位置する. 測線周辺には大峰山地から西流する扇状地面群が分布し, 東側降起の低断層岸および撓曲岸が生じている(例えば、丸山ほか,2010,糸魚川-静岡構線断層帯における重点的な調査観測平成17-21年度成果報告書. 文科省研究 開発局・地理院・東大地震研、230-254). 本探査は長野県北安曇郡池田町の会染花 見地点の合計6本の測線で構成され(図1),一般的な共通中間点重合法(例えば, 物理探査学会、2016、物理探査ハンドブック 増補改訂版、1045p)によって探査デー タを取得した.発震点間隔・受振点間隔は共に2m(標準)で,震源にはOYO CAG 製のポータブルバイブレータを使用し、受振器には OYO Geospace 製の GS-20DM (固有周波数 14 Hz)を使用した. 各測線共に固定展開によって, Geometrics Inc. 製のGEODEを用いてサンプリング間隔0.5 ms, 記録長2sでデータ収録を行った. 取得した探査データに対して, SeisSpace ProMAX (Halliburton Energy Services 社 製)を用いて、一般的な共通中間点重合法(例えば、物理探査学会、2016、前出) による各種のデータ編集・フィルタ処理を施し、地質・構造解釈に資する探査断 面を得た. その結果, 断層にほぼ直交する3本の東西測線(EW-1, EW-2, EW-3)

では、断面西端付近に断層あるいは断層に伴う変形構造が認められた。断層に平 行な南北測線の断面の詳細比較による横ずれ成分の検討は、今後実施予定である。



### 活断層による連動型地震の発生確率の試算-糸魚 川-静岡構造線断層帯・北部区間の事例-#近藤久雄(産総研 活断層・火山研究部門)

Occurrence probabilities of multi-segment earthquakes produced by active faults: A case study on the northern segment of ISTL active fault zone #Hisao Kondo (AIST)

全国の主要活断層帯の評価において,複数の活動区間が同時に活動して生じ る連動型地震については,主として断層長や断層面積と地震規模とのスケーリン グ則(例えば,松田,1976;Murotani et al., 2015)から連動型地震の規模が推定 されている.一方,連動型地震の発生確率については長期評価を実施できておら ず,これまでに公表された地域評価では不明とされている(例えば,地震調査研 究推進本部地震調査委員会,2010).近年,著者らは過去の地震時変位量をイ ベント毎に実測する調査手法,その変位履歴をもとに変位量と地表地震断層長と のスケーリング則(松田ほか,1980;Wesnousky,2008)を介して過去の連動型地 震を判別し,発生頻度を明らかにする評価手法について検討してきた.以下では, 糸魚川-静岡構造線断層帯(以下,糸静)の北部区間で実施した変位履歴調査と ポアソン過程の発生確率の試算を示す.

糸静・北部区間は,神城断層と松本盆地東縁断層の北部によって構成される長 さ約50kmの逆断層区間である(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015). 神城断層は長さ約26km,松本盆地東縁断層北部は長さ約21kmであり,それぞれ が単独で活動した場合には,松田ほか(1980)に基づき約3mおよび約2mの地震 時変位(ネットスリップ)が生じると推定される.神城断層の北端付近は2014年長 野県北部の地震(Mj6.7)で活動し,最大上下変位約1mを伴う地表地震断層を生 じた(廣内ほか,2015;Okada et al., 2015;勝部ほか,2017).一方では,白馬村 堀之内付近から南へ向かって大町市平付近に至る長さ約15kmの神城断層は未 破壊である.

木崎湖南方地点は,未破壊区間の神城断層の南端付近に位置し,2006年にジ オスライサー調査が実施された.調査当時,湖沼性及び湿地性を主体とする細粒 堆積物を基に,約4000年前以降に少なくとも3回の地震イベントが識別されている (奥村ほか,2007).本調査では、さらに古いイベントと地震時変位量の抽出を目 的として、既存のジオスライサー、ボーリングコア、年代測定値の再検討を実施し た.その結果、約1.2万年間に4回ないし6回の地震イベントを識別した.最新活動 に伴う地震時上下変位は、いずれのイベント回数のケースでも最新活動に伴い 3.1mであり、断層の傾斜20-30°を考慮するとネットスリップで6.2~9.1mと見積も られる.いずれのケースでも、さらに古いイベントでは約3mの上下変位を伴うイベ ントがそれぞれ1回ずつ検出された.ここで、約6~9mという地震時変位量は地震 断層長で約60~90kmに相当し、最新活動は神城断層単独ではなく、少なくとも 南隣の松本盆地東縁断層北部と連動したと考えることができる.これは最新活動 に伴い糸静の北部区間と中北部区間が連動して、西暦762年の歴史地震を生じ たとする従来の推定とも調和的である.

これらの結果から,調査地点では約1.2万年前以降に2回の連動型地震を生じたと判断でき,現時点では平均再来間隔は5400年程度と推定される.この場合,同地点を含む神城断層が今後30年間に連動する確率はポアソン過程で0.6%と 試算できる.

同様の手順で松本盆地東縁断層北部の池田町会染地区の調査結果(丸山ほか,2010;近藤・谷口,2014)を再検討した.その結果,過去約1000年前から約8300年前までの3回の活動では、いずれも少なくとも約5mのネットスリップを伴っていた可能性が明らかとなった.これらの変位量は地震断層長で約50kmに相当するため、いずれのイベントも隣接する周辺の断層区間と連動したと判断できる.したがって、平均再来間隔は2400年程度と推定され、松本盆地東縁断層北部を含む今後30年間の連動確率はポアソン過程で1.2%と試算される.

以上の検討は,北部区間のみの変位履歴に基づく試算であるが,今後,中北 部区間以南でも同様の検討をおこない,糸静断層帯全体の連動型地震の検出や 頻度の検討をおこなう必要がある.また,2014年長野県北部の地震に伴い活動し た神城断層の飯森地点では,最近3回の活動は2014年地震や1714年地震のよう な非連動型イベントと約1200年前の連動型イベントに対応すると判断され,時間 予測モデルに適合する可能性も指摘されている(近藤・勝部,2016;Katsube et al., 2017).引き続き,ポアソン過程だけではなく,BPTモデルなどの更新過程や 時間的クラスタリングを考慮した評価手法の検討をおこなう.

(謝辞)本研究は,文部科学省平成29年度科学技術基礎調査等委託事業「活断層の評価 に関する調査研究:活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研 究」により実施した.関係各位に厚く御礼申し上げます.

### 日本の活断層カタログに対する BPT モデルによ るベイズ型予測と数値実験に基づく予測性能 #野村俊-・尾形良彦(統数研)

Bayesian Forecast with the BPT Model for Japanese Paleoseismic Catalog and its Predictive Performance Based on Numerical Experiences

#Shunichi Nomura, Yosihiko Ogata (ISM)

#### <u>1. はじめに</u>

地震調査研究推進本部(地震本部)による内陸主要活断層の長期評価におい て,Brownian Passage Time (BPT)分布更新過程のばらつきパラメータαは4つの 活断層の活動履歴から得た共通の最尤推定値α=0.24を全国一律に適用してい る.しかし,一般に活動間隔数が十分でないデータによるばらつきパラメータ の最尤推定は過小評価される傾向にあり,また推定に用いられた4つの活断層 の活動履歴も現在までに修正されており,現在全国的に適用されているαの推 定値0.24についてその信頼性が危ぶまれている.そこで,地震本部が長期評価 にて公表している内陸活断層の古地震カタログに基づき,共通のばらつきパラ メータαの推定値を与える.さらに,ばらつきパラメータαの推定手法および 地震予測手法の精度をシミュレーションにより比較検証する.

#### <u>2. BPT モデルによるベイズ型予測</u>

ある活断層における調査年代  $S \sim T$ 中に発生した地震活動年代の系列を  $S < t_1$ <…<  $t_n < T$ とおき,その活動間隔が平均  $\mu$ ,ばらつき(変動係数)  $\alpha$ の BPT 分 布に従うことを仮定したときの尤度を  $L_{[S,T]}(\mu, \alpha | t_1, ..., t_n)$ と表す.歴史地震を除 いて,多くの地震活動年代は1時点に特定できず,地震痕跡周辺の堆積物の炭 素年代などによる制約条件からしか推測することができない.そのような不確 定な地震活動年代を,その確率密度関数  $\psi(t_1, ..., t_n)$ により表現したとき,厳密 な尤度は次のような不確定な地震活動年代に関する多重積分で表される.

$$L_{[S,T]}(\mu,\alpha \mid \psi) = \int_{S}^{T} \cdots \int_{S}^{T} L_{[S,T]}(\mu,\alpha \mid t_{1},\cdots,t_{n})\psi(t_{1},\cdots,t_{n})dt_{1}\cdots dt_{n}.$$
 (1)

さらに、パラメータ $\mu$ ,  $\alpha$ について確率密度関数 $\pi(\mu, \alpha)$ をもつベイズ事前分布を 与えたとき、ベイズ周辺尤度は $L_{[S,T]}(\pi \mid \psi) = \iint L_{[S,T]}(\mu, \alpha \mid \psi) \pi(\mu, \alpha) d\mu d\alpha$ と表され る.このとき、将来期間  $T \sim T + \Delta$ における地震発生確率について、次式のベイズ予測により評価することができる.

$$F_{\psi}(\Delta \mid \pi) = \frac{\int_{\Theta} \int_{S}^{T} \cdots \int_{S}^{T} L_{[S,T]}(\mu, \alpha \mid t_{1}, \cdots, t_{n}) \psi(t_{1}, \cdots, t_{n}) \pi(\theta) F_{T-t_{n}}(\Delta \mid \mu, \alpha) dt_{1} \cdots dt_{n} d\mu d\alpha}{L_{[S,T]}(\pi \mid \psi)}.$$
 (2)

ただし,  $F_{T-t_n}(\Delta|\mu, \alpha)$ はパラメータ $\mu, \alpha$ が与えられた下で,最新活動年代から  $T-t_n$ 年経過時点での,将来 $\Delta$ 年間における地震発生確率である.

#### 3. 数値実験による予測性能の検証

活動間隔の平均 µ=1000(年)と変動係数 α=0.5 を与えた仮想の活断層か ら,BPT 分布の乱数によりシミュレートした過去 3 回分×10 万組の活動履歴に 基づき,提案手法の予測性能を検証する.ただし,正確な活動時期はわからず 平均 200 年間隔のポアソン過程の乱数によりシミュレートした堆積物年代で挟 まれる活動時期の推定区間が与えられた下で,以下の予測手法を比較した.

中点 MLE: 活動時期を推定区間の中点で近似し,最尤推定値を代入した BPT 分 布に基づく予測

区間 MLE: (1)の厳密な尤度による最尤推定値を代入した BPT 分布に基づく予測

区間 Bayes: 無情報な事前分布を仮定したベイズ予測式(2)に基づく予測

パラメータ推定および予測性能の検証結果を表1に示した.手法1,手法2 の最尤法により推定された αの値はいずれも真の値 α=0.5 に比べ平均して相当 の過小評価となっていることがわかる.また,将来 30 年確率(%)の予測誤差 を,真のパラメータの下での将来 30 年確率との平均二乗誤差により評価する と,方法3のベイズ予測は他の手法に比べ大きく改善していることがわかる.

比較手法	μの推定値の	αの推定値の	将来30年確率(%)
	平均	平均	の平均二乗誤差
手法1(中点 MLE)	1017.4	0.344	19.3
手法2(区間 MLE)	1023.7	0.230	54.1
手法3(区間 Bayes.)			7.6

表1 数値実験による推定精度と予測誤差の検証結果

宇宙線ミューオンによる

### 跡津川断層の破砕帯の密度構造測定

#池田大輔・武多昭道(東大地震研)・山崎勝也(神奈川大工)・須田 祐介(ドイツ MPI)・小村健太朗(防災科研)

Measurement of the density structure of the fracture zone at Atotsugawa fault by cosmic ray muon #Daisuke Ikeda, Akimichi Taketa (ERI), Katsuya Yamazaki (Kanagawa Univ.), Yusuke Suda (MPI), Kentaro Omura (NIED)

跡津川断層帯は現在も活動を続ける断層であり、これまでの数多くの測定から、 断層面はほぼ垂直であり、横ずれを伴う断層であることが知られている。一方で浅 部破砕帯近傍の密度構造を広範囲に測定した例は無い。本研究ではボアホール 内に設置可能な宇宙線ミューオン検出器を開発し、跡津川断層帯に存在するボ アホール内で測定する事で破砕帯浅部の密度構造を測定した。本手法により、こ れまで測定の難しかった地下数十mから数百mにおける断層の傾斜の測定が可 能となる。

宇宙線ミューオンを用いた透視技術はミュオグラフィと呼ばれ、数十mから数km までの構造物の内部構造(平均密度)を非破壊的に測定できる事、一地点から広 範囲の領域を測定する事が可能である事から、火山等巨大な構造物の透視が行 われてきた。一方で宇宙線ミューオンは上空から飛来するため測定対象は検出器 より上方に位置する物に限られる事、既存のシンチレータを用いた検出器はその 大きさや電源から設置箇所が限られる事から、地下の構造測定には不向きであっ た。そこでボアホール内に挿入可能な小型のミューオン検出器を開発し、その深さ



を変更しながらミューオンを測定する事で、断層 破砕帯等、浅部の密度構造を測定する事を可 能とした(図1)。

今回使用した跡津川断層帯を貫通するボア ホールの直径は15cmであり、シンチレータを用 いたミューオン検出器設置空間としては極小で ある。作成したミューオン検出器を図2に示す。 検出器は長さ1mのシンチレータ16枚で構成さ れており、方位角ごとに到来ミューオン数を測定 可能である。検出器シミュレータを用いた解析で、 本測定器のミューオン方向決定精度は約4度で ある事がわかっている。本測定器を用いて2016 年から2017年にかけて、地下100mまで10m刻 みに測定を行なった。



観測されたミューオン数から破砕帯の平均密

度を得るためには、各方向ごとに地表におけるミューオンのエネルギースペクトル、 ミューオンの地中通過距離、地中での減少量を詳細に知っておく必要がある。本 研究ではMCEq(A. Fedynitch et al, 2015)という宇宙線の大気中での相互作用 を考慮した宇宙線流量計算と、詳細地形データ(DEM)を組み合わせて到来ミュ

ーオン頻度期待値を見積もっている(図3)。 得られた期待値に検出器応答を加えた物 と観測データを比較する事で浅部の密度 構造を測定し、断層の傾斜を推定する。

本研究で構築したボアホール内ミュー オン検出器を用いた断層破砕帯測定手法 は、既存の測定手法では得る事が難しか った地下数十mから数百mにおける広域の 破砕帯分布及び傾斜を測定するユニーク な手法となる。現在、本検出器の改良型と して、径の小さなボアホールでも使用できる よう小型化し、到来天頂角にも感度を持つ測 定器を開発中である。



# ハワイ島の噴火と地震活動

#石川有三(産総研)

### Eruptions and earthquakes in Hawaii Island #Yuzo Ishikawa (GSJ, AIST)

今年5月3日,ハワイ島東部の複数箇所で溶岩噴出口が開き,続いてMw 6.9地 震(この26時間前と1時間前にそれぞれM5.1, M5.3が発生)が島の南東沿岸部で 起き,5月17日にはキラウエア火口で爆発的噴火が発生し,噴煙が上空9.1 kmに 達した.その後,活発な地震活動を伴いながら5月29日以降は約20時間から34時 間の間隔で噴火を繰り返している(7月6日現在).この地震と噴火の関係をUSGS の地震データ(https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/)を使って調べ て見た.噴火は,USGSのEarthquake Notification Serviceによるメールで「Event type」が「Volcanic eruption」とされているもので判断した.ここで示す時刻はすべ て世界標準時.

地震活動は、キラウエア火口付近で継続的に起きていたが、4月下旬からEast Rift Zone(ERZ)で散発し始め、5月1日には群発し始め、それが2日昼過ぎまで震 源が東に広がり、4日22:32にMw6.9地震が起きた.この地震はその直前に形成さ れた地震活動空白域を埋めるような余震分布を示した.ERZでの溶岩の溢流は5 月3日に始まったが、爆発的噴火はキラウエア火口で5月17日14:04に始まり、M5 を超える噴火は、同19日、26日と続き、29日以降はかなり規則的な噴火になって いる.これはKumagai et al.(2001)によって示されたシリンダーピストンモデルのマ グマ流出と長周期イベントの関係と類似している.また、火山噴火の前に微小地震 が増えることは、藤田ほか(2001)によって三宅島の2000年噴火時に指摘されたが、 これまで回数や地震規模の変化例は示されていない.

#### まとめ

地震が多発する場所は、キラウエア火口付近とERZに別れて分布する.小地震のb値はそれぞれ1.67±0.05と1.46±0.16とキラウエア火口付近の方が大きく、地盤の破砕度が高い.また、キラウエア火口付近ではカルデラの北西縁と南東縁で地震が多発している.M5を超える噴火に伴う地震は北西縁で起きることが多い.

Mw6.9地震の前にERZに沿って地震活動が東方へ移動し,地震活動空白域が

形成されていた.

火山噴火と地震活動の関係 では、噴火時のM5地震によっ て小地震の回数が激減し、そ の後、徐々に増加する.Mにつ いても小さなMの地震から回復 し、徐々により大きなMの地震 が発生し始める.しかし、最大 のMの地震が起きた直後にM5 地震は起きていない.また地震 数でも時間毎の地震数のピー ク直後にはM5地震は起きてい ない.これらの情報は次の噴火 時刻の予測に役に立つ.

小地震による累積エネルギー 放出率が7月1日から低下してい る.これは噴火活動の低下を意 味している可能性がある.

上図:ハワイ島南東域の震源分 布(5月3日から7月5日まで).+ 印は,キラウエア火ロとプウ・オオ 火口(東側).

**中央図**:キラウエア火ロ付近の浅 い地震活動のM-T図(6月7日か ら10日間, M2.1以上).縦軸はM で,縦線はM5以上の噴火時の地 震の時刻.

下図:中央図を同じ期間の時間 毎の地震回数.縦軸は回数で,1 目盛り10個.縦線はM5以上の噴 火時の地震.回数のピークからし ばらくして噴火が起きている.



### 2016年熊本地震を用いた地震モーメントの事前推定 島崎邦彦(東京大)

Seismic Moment Estimate from the 2016 Kumamoto Earthquake Kunihiko Shimazaki (Tokyo Univ.)

経験式によらず、過去に発生した地震のデータから直接、将来発生する地震の地震モーメントを推定する手法とその結果を述べる。

地震モーメントは地震の震源の物理的大きさを示す。将来発生する地震の地震モーメントが過小評価されれば、重要構造物や原子力発電所のような危険施設はもちろん、建物や道路、橋などの地震防災にも、重要な影響をもたらしかねない。島崎(2016:科学,86,653)は、提案されている経験式の係数を比較することにより過小評価について警告した。また島崎(2018:科学,88,479)は、異なる性質を持つ震源モデルの混同が、地震モーメントの過小評価をもたらすことを指摘した。震源モデルには、将来予測のための比較的単純なモデルと、実際に発生した地震現象をなるべく忠実に再現する、複雑なモデルとがあることを、意識する必要がある。実際の地震現象は複雑で、地震発生前にその細部を設定することはできない。

これらの議論では、地震の相似則を表す経験式の比例係数が大きな役割を果たしている。以下では係数を使わずに、過去の地震のパラメターを 直接使って、地震モーメントを事前推定する。実例として、大飯原子力発 電所の基準地震動の設定に用いられている FOA~FOB~熊川断層の地 震モーメントをとりあげる。

この手法の弱点は、使用する過去の地震のパラメターの誤差が、 そのまま地震モーメントの事前推定値の誤差を生むことである。経 験式では、個々の地震パラメターの誤差が低減されているが、デー タが少なく、誤差がまちまちであれば、誤差の低減には限界がある。 一方、十分に信頼できる地震パラメターを用いれば、誤差を小さく することが可能である。ここでは、最も信頼できるデータが得られ た 2016 年熊本地震を用いる。

この手法の長所は、実例に基づいてパラメターを選べることである。折れ 曲がった FOA~FOB~熊川断層の断層長として、個々の断層の和 63.4kmが現在設定されている。熊本地震の断層長も、同様に設定すれば 良い。2016年熊本地震が発生した布田川・日奈久断層帯北東部の断層 長は、長期評価により 27km とされている(地震調査委員会, 2002)。当時 は阿蘇カルデラ内まで延びる活断層は認定されていなかった。熊本地震 後に、地震断層とともに活断層地形の調査が進められ、1:25,000活断層図 『阿蘇』が改訂された(鈴木ほか, 2017)。活断層である布田川断層帯はカ ルデラ内に約3km延びている。ここでは地震発生前に詳しい調査が行わ れていた場合を想定し、断層長を30kmとする。熊本地震の地震モーメント としては、複数の結果をまとめた値 47 x 10¹⁸ Nm を用いる。

相似則によって地震モーメントが断層長の二乗に比例することが知られている(例えば Scholz, 1982: BSSA, 72, 1)。これを用いれば FOA~FOB ~熊川断層の地震モーメント Mo は、

Mo = 47 x 10¹⁸ x (63.4/30)² Nm = 210 x 10¹⁸ Nm と求められる。一方関西電力は断層幅を15kmとし、入倉・三宅(2001:地学 雑誌, 110, 849)の式を用いて 50 x 10¹⁸ Nmとしている。なお、入倉・三宅式 では地震モーメントが断層面積の二乗に比例する。断層の幅が一定であ れば、地震モーメントは断層長の二乗に比例することになる。

上記については、長期予測の不確定性が結果に大きく反映されているとの主張があるかもしれない。地震発生後に産総研グループと大学連合とが、それぞれ地震断層を調査した(Shirahama et al., 2016; 熊原、2016)。両者の結果は一致しており、地震断層の長さを布田川断層帯と日奈久断層帯のそれぞれで求めた場合の和は、34kmである。仮に、この値が熊本地震の発生前に得られていたとしても、推定値 210 x 10¹⁸ Nm が 163 x 10¹⁸ Nm に変わるに過ぎない。

事前設定の断層幅を大きくとれば、入倉・三宅式を用いても妥当な地震 モーメントが求められるという議論もある。2016年熊本地震の地震モーメン トと調和的であるためには、FOA~FOB~熊川断層の断層幅が少なくとも 30kmを超えなければならない。

緊急地震速報(警報)の10年のレビュー # 鷹野澄・鶴岡弘(東大)

On the Review of the Decade of the Earthquake Early Warning (Alarm)

#Kiyoshi TAKANO and Hiroshi TSURUOKA (ERI, Univ. of Tokyo)

#### 1. はじめに

2007年10月1日に一般向け緊急地震速報の提供が開始され、2007年12月1日 に気象業務法が改正されて緊急地震速報(警報)が出されるようになってから10年 が経過した。緊急地震速報の現状の評価や改善については、気象庁の緊急地震 速報評価・改善検討会及び同技術部会において検討されて公表されてはいるが、 気象庁以外の第三者による客観的な評価・改善の検討はあまりされていない。本 稿では、この緊急地震速報(警報)(以下単に「警報」と記す)についての10年間を ふり返り今後の課題と改善の方向を考える(鷹野2018)。

#### 2. 緊急地震速報(警報)の発表の現状

#### (1)警報の空振りと見逃しの現状

2017年10月6日までに186の地震に対して189件の警報が発表された。このうち 最大震度5弱以上を観測した地震は100で、残り86の地震は最大震度4以下の空 振りで、震度4が35、震度3が28、震度2が19、震度1が2、無感が2で、空振りは同 時に発生した地震の分離が難しい時に出ることが多かったが、2016年12月14日 のIPF法の導入でこの点は改善された(気象庁2016)。一方この10年間に最大震 度5弱以上を観測した地震は176で、警報が出なかった見逃しは、最大震度5弱が 60、5強が15、6強が1の計76で、震度5強以上の見逃しが単発的に発生している。 (2)警報の発信時間の現状

警報が出されて最大震度5弱以上を観測した100個の地震を使って、警報の発信時間とその初報の発信時間を調べてみると、初報は平均して5.4秒で出されており、6秒未満に86%の地震で初報が出ているが、警報は平均して10.8秒で出されており、6秒未満に警報が出たのは38%に留まっている。このように、警報は出されているものの、その発信時間は地震検知からだいぶ遅くなって出されている。

#### (3)警報が発表された地域の中の現状

警報は、最大震度が5弱以上と予想された場合に震度4以上が予想される地域

(予報区)に出される。最大震度4の予報区にまで警報を出すようにしたことで、震度3以下しか揺れない場所にまで広く警報が出されて、多くの人が震度3以下で警報を体験した(警報の大盤振る舞い状態)。震度5弱以上のときよりも震度3以下のときの方が体験する頻度が高いので、警報が出ても「たいしたことない」と思う状況が生み出された。これ、空振りの状況と相まって、「警報の信頼性の低下」を招き、緊急対応にリスクを伴う利活用の現場では大変利用しにくいものとなっている。

#### (4) 巨大地震の警報発表の現状

M8クラスの巨大地震のときは、警報は地震検知から数秒から10秒ぐらいで、震度5弱以上が予想された時点で発表されるが、最初の警報発表後もまだ断層破壊が続き、概ね60秒以上かけて、地震の規模が巨大化していく。このため巨大地震の場合は、一度出した警報を改定して警報を何度も出しなおすことが必要だが、現在の「警報の続報の発表基準」では、M9の超巨大地震であってもなかなか警報の続報が出されず、巨大地震の発生を迅速に伝えることは期待できない。

#### (5) 警報が発表された時の推定マグニチュードの誤差の現状

警報が発表された時の推定マグニチュードを最終的に確定したマグニチュードと 比較すると、誤差の平均は0.06、標準偏差は0.51で、92%の警報で±1.0以下の 誤差に収まっていた。誤差が1.0以上過大な推定は5件、過小な推定は3件で、こ の8件は、警報が地震検知から15秒以内に出された時のもので、15秒以上経過し てから出された警報の誤差は±1.0以下であった。警報の発信時間と推定マグニ チュードの正確さとがトレードオフの関係にあることが明瞭に示された。

#### 3. 今後の課題とその改善の方向

以上の 10 年間をふり返ってみると、まだまだ課題が多いことがわかる。 中でも、警報の見逃しの問題と、技術的限界であるとは言え、やはり、内陸 の浅い地震に対して、S 波の到着の前に警報を出すことができない問題は解 決すべき最優先の課題で、警報のより迅速・確実な提供に向けた改善が必要 であろう。また、警報発表基準もかなり問題であり、被害を防ぐ「警報」と しての本来の姿としての信頼性を取り戻すために、見直しが必要であろう。

#### 参考: <u>気象庁HP</u>:「緊急地震速報評価・改善検討会」、「緊急地震速報(警報)発 表状況」、「震度データベース検索」など

気象庁2016,気象庁報道発表2016年12月13日「(IPF法)等について」

<u>鷹野2018</u>、緊急地震速報(警報)の10年をふり返り今後の課題と改善の方向を考 える,東大情報学環紀要No.94

地震防災における事前情報の役割と課題 #福島洋(東北大災害研)

# Role of forecast information in earthquake bosai and challenges

#Yo Fukushima (IRIDeS, Tohoku Univ.)

2017年9月に公表された中央防災会議防災対策実行会議「南海トラフ沿いの地 震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ」の報告を受け、気象庁 では、新たな防災対応が定められるまでの当面の対応として、2017年11月より「南 海トラフ地震に関連する情報」の運用を開始した。この仕組みにおいては、有識者 から構成される検討会が南海トラフ全域を対象として地震発生の可能性を評価し、 異常な現象を観測した場合や地震発生の可能性が相対的に高まっていると評価 された場合等に「南海トラフ地震に関連する情報」の発表を行うこととなっている。 本講演では、この「南海トラフ地震に関連する情報」のような「事前情報」が地震防 災体制において持つ役割を整理し、有効に活用するための展望を述べる。

地震防災(ここでは、津波防災も含む意味で用いる)には、準備、避難、救助、 復旧、復興と様々な観点からの対策があるが、突発的に起こる地震を前提にした ものが基本となる。それらの対策は構造物の整備による「ハード対策」と構造物に よらない「ソフト対策」に分けられ、特に近年、日本では、ハードとソフト双方の一体 的な取り組みの必要性が認識されている。一部のハード対策や一部のソフト対策 (土地利用規制など)には、地震発生時に個人が意識しなくても災害が防げるとい う特徴がある。しかし、一般的にハード対策には多くの費用が必要であり、しかも 安全寄りに設計をすればするほど必要費用は増大するため、ハード対策には限 界がある。ソフト対策には、このようなハード対策の限界をカバーする側面がある。

理想的には、突発的に発生する地震に対し万全を期す対策を講じておくことが 望ましいが、実際には、社会は突発的に発生する地震に対する脆弱性(災害リス ク)を抱えている。例えば、津波の被害を受けることがほぼ確実な場所や地すべり 危険地帯にも居住者はいるし、経済的理由により脆弱な建物に住んでいる人々も 存在する。長期的にはそれらの災害リスクを軽減する努力を続けていくべきである が、すぐに実践できることは限られているし、そもそもそのような努力を続けても実 現が難しいことはあり(例:耐震化率の頭打ち)、現実的には、そのような災害リスク の存在を認めた上で、対策としてできることを考えていく必要がある。このような考 えのもと、事前情報に基づく対応体制は、突発的に起こる地震による対応では防 げない被害の軽減を目指すものと位置づけられる(図1)。

南海トラフ地震においては事前情報を発表する仕組みが既に運用を開始して いるが、突発的に地震が発生する可能性を基本に考えておくべきであるということ は常に強調が必要である。また、ワーキンググループの報告書でも述べられてい る通り、(南海トラフ地震に限らず)確度の高い地震発生の予測はできないため、 事前情報発表時には「空振り」も多く発生することになる。そのため、情報発表時 に何らかの対応を取ると決めた主体においては、空振りを許容する、すなわち、空 振りがあったとしても毎回の事前情報発表時に望ましいとされる対応を取れること が必要となる。そのためには、情報発信方法の工夫と、情報受け手側の情報理解 力・判断力が必要である。事前情報の根拠となるデータをわかりやすい形で可視 化して公開し、情報の受け手側のリテラシーの向上と関心のひきつけを図る、情報 発信側と受け手側および社会に対する影響力を持つメディアの連携を強化する、 といった取り組みが有効と考えられる。このような方向性は、突発的な地震に対す る対応に対してもよい効果をもたらすであろう。



### 文化財・美術資料となりうる地震火山資料 #室谷智子(国立科学博物館)

### Materials for earthquake and volcano as cultural properties and works of art #Satoko Murotani (NMNS)

通常, 地震や火山に関係する資料は, 研究資料として, もしくは教育目的 の理科教材として扱われるだろう. その一方で, 文化財や美術品としての価 値も持ち合わせている. 今回は国立科学博物館(以下, 科博)が所蔵する地 震火山資料を, 研究・教育目的以外の視点で取り上げられた例を紹介する.

日本の地震学の基礎を築いたジョン・ミルンが考案し、世界各地に設置された水平振子地震計(写真1)は、由来がはっきりしている日本国内に現存する最古の地震計であるとして、41巻の記録紙とともに2000年(平成12年)に重要文化財(歴史資料)に指定されている。この地震計は現在、上野本館にて展示している。

世界最初の地震学の教授である関谷清景は,1887年(明治20年)1月15 日の相模で発生した地震の本郷での揺れを示す針金模型を作成した(関谷, 1888,日本地震学会報告第5冊).まずは地動を15倍に拡大したものを作成 したが、その後、50倍に拡大した模型が教材として作成され(写真2.上野 本館で展示)、国内だけでなく海外へも輸出された.一方で、昨年度、この模 型は京都国立近代美術館にて展示された.この模型が自身の創作源となった という現代アーティストの希望により、目に見えない動きを視覚化した作品 を考察するという企画において、自作の作品とともに展示していただいた. 地震資料が美術作品と並べて展示されたことで、博物館とは異なる客層の 方々の目に触れたという良い機会となった.

上の2点を含め、科博に残る地震資料の一部は帝国大学地震学教室由来のも のであるが、その中に、1914年(大正3年)1月12日から始まった桜島噴火の 様子を描いた3枚の油絵が残されていた。これらは、日本を代表する鹿児島県 出身の洋画家・黒田清輝の弟子で、同じく鹿児島出身の大牟礼南塘、山下兼 秀によって描かれたものである。2枚は大牟礼南塘の筆によるもので、うち1 枚は噴火後、桜島の現地調査を行った東京帝国大学の地震学者・大森房吉の 依頼によって描かれたものである(写真3)。『大正三年櫻島大爆震記』(1916、 鹿児島新聞記者編)にこの絵の写真が掲載されており、「大森博士の依嘱に依

り大牟礼南濤画伯の描ける爆発當時の櫻島見よ、閃々たる電光、流星の如 き噴石」と紹介されている。他2枚も同じ大森の依頼によるものと思われるが、 さらに詳しい経緯は調査中である.大森が調査のために桜島に到着したのは1 月16日であったため、噴火直後の桜島は見ておらず、黒田が噴火時の電光の 様子を描いたスケッチが非常に重要だと当時の新聞にコメントが残っている (大阪毎日新聞,1月20日発行).そのため,噴火直後の様子を描いてくれる よう大牟礼や山下に依頼したのであろう。山下による油絵の裏面には、「大正 三年一月十三日夜十一時之櫻島 鹿児島 山下兼秀」と記されていた。山下 による桜島噴火の様子を描いた油絵は、鹿児島市立美術館や鹿児島県立博物 館にも数枚残されている。これら3枚の絵は、東京帝国大学地震学教室に飾ら れており、1971年に科博の所蔵資料となったが、経年によるキャンバスの痛 みや汚れ、カビが見られる、理学分野として当時の災害を知るための貴重な 資料というだけでなく、美術分野にとっても、<br />
鹿児島洋画壇の祖である大牟 礼南塘、黄金期を作った山下兼秀によって描かれたこれらの絵は大変貴重と 思われ、科博館外での展示に耐えうるよう修復を行うことを検討中である。 特に鹿児島県では桜島の噴火への関心も高いと思われ、貸出の問い合わせが 期待される。近年は火山噴火のニュースも多く、美術品として、普段博物館 には足を運ばない方々にも過去の火山災害を知ってもらえる機会となれば幸 いである.



写真1:ジョン・ミルンの「水平振子地震計」



写真2: 関谷清景の「地震動ノ性質ヲ示ス 雛形」



写真3:大牟礼南塘による櫻島 噴火の油絵

### S08-01

高速伝播するゆっくりすべり

#福山英一·山下太·徐世慶(防災科研)

#### Superfast Propagation of Slow Slip Rupture #Eiichi Fukuyama, Futoshi Yamashita, Shiqing Xu (NIED)

#### Abstract

A very rapid propagation of slow slip events was observed during large scale rock-on-rock friction experiments on a  $1.5 \times 0.1 \text{ m}^2$  fault using Indian metagabbro rock specimens. Among many stick slip events observed during the experiments, emergent slow slip events were detected, which were accompanied by low frequency vibrations. Onsets of these vibration signals having similar arrival times also suggest a very rapid propagation of rupture, whose apparent propagation velocity is faster than the S-wave velocity. Since unstable slip and slow nucleation phases have been detected on the same fault surfaces in the same sequence of the friction experiments, this phenomenon should have a clue to a comprehensive understanding of coseismic and slow slip phenomena. Because there are several similarities with observed slow slip events and low frequency tremors in nature, there might be a link between the laboratory observations and natural phenomena.

#### **Experiment Conditions**

We have been conducting large scale rock friction experiments assisted by large scale shaking table at NIED. We employed meta-gabbro rock specimens whose dimensions are  $2.0 \times 0.1 \times 0.5 \text{m}^3$  for bottom block and  $1.5 \times 0.5 \times 0.5 \text{m}^3$  for top block. Thus nominal fault area is 1.5m long and 0.1m wide. We applied a constant normal stress of 6.7MPa and constant loading velocity to the bottom sample which is fixed to the shaking table (top block is fixed to the ground). We conducted three sequences of the experiments whose loading velocities are as follows: 0.01 mm/s, 0.01 mm/s, 0.01 mm/s, 0.1 mm/s. Total amount of displacements are 8mm, 40mm, 400mm for loading velocity of 0.01 mm/s, 0.1 mm/s. We did not use the fast loading experiments (1)

mm/s and 0.1 mm/s) but these experiments roughened the sliding surface significantly; they were quite useful to control the fault surface condition.

#### Instrumentations

We installed 60 semiconductor strain gauge sensors on both sides of the fault (30 for each side), 10mm off the sliding surface at an interval of 50mm. In addition, we installed 16 broadband acoustic sensors (Olympus V103-RM) on both sides (8 for each side), 70mm off the fault at an interval of 180mm. And we digitized the data at an interval of 1MHz and 10MHz for strain gauge and acoustic sensors, respectively.

#### **Precursory Slow Slip Events**

In most experiments, we observed precursory slow slip events that preceded the unstable main rupture of the fault that has already been summarized by Ohnaka (2013). During such slow slip events, foreshocks sometimes occurred, especially when gouge layer had already been formed. High frequency wave radiation was observed either when the slip velocity became transiently high at some portion of the fault during the slow slip events, when the rupture front of slow slip event reached the edge of the fault, or when foreshocks occurred. In either case, the radiated waves contained high frequency components.

#### **Emergent Slow Slip Events**

Very different from the precursory slow slip events, we observed emergent slow slip events, which started to slip almost instantaneously and emitted low frequency waves. These events tended to occur at the former part of the experiment where total amount of slip was short and thus gouge layer might not be well developed. These events accounted for about 5-10% of the total stick slip events, suggesting that they are not rare. Apparent rupture velocities exceeded S-wave speed of the rock sample (3.6km/s) and sometimes approached the P-wave velocity (6.9km/s). Although we do not have clear explanations of such unusual data at this moment, we confirmed that these events surely occurred on the sliding surfaces where precursory slow slip and unstable stick slip occurred. Therefore, it should be quite interesting and important to understand these data.

### S08-02

Evolution of Fault Zone Properties Inferred from Fault-Interface Rayleigh Wave Speed Measurement #Shiqing Xu, Eiichi Fukuyama, Futoshi Yamashita (NIED)

Evolution of fault zone properties, including the co-seismic reduction and inter-seismic recovery of elastic moduli, plays a crucial role in controlling strain partitioning and spectrum of fault slip behaviors. Several observational techniques, using active or passive sources, have been applied to extract the information of fault zone properties in the field as well as in the laboratory. Here we propose using fault-interface Rayleigh wave to infer the evolution of fault zone properties during laboratory earthquakes.

The existence of fault-interface Rayleigh wave has its theoretical origin from the superposition of free-surface Rayleigh wave and a constant stress term added to the fault interface. In observation, a "backward" propagating fault-interface Rayleigh wave carrying localized strong disturbance has been reported after a "forward" propagating rupture breaks a free surface (Uenishi, 2015; Gabuchian et al., 2017; Xu et al., 2018). In many cases, fault-interface Rayleigh wave propagates at a speed very close to the intrinsic Rayleigh wave speed and shows little amplitude attenuation, suggesting that it can be used as a proxy for monitoring fault zone properties.

In this study we investigate the evolution of the aforementioned surface-breakout Rayleigh wave speed during meter-scale rock friction experiment. The experiment was conducted at NIED's shaking table, using Indian metagabbro as rock specimen. The nominal fault area was  $1.5 \times 0.1 \text{ m}^2$  and the applied normal stress was 6.7 MPa. The applied loading rate varied from 0.01 mm/s to 1 mm/s, to simulate regular and accelerated earthquake cycles in the laboratory. A high-density strain gauge array

was installed close to the fault to monitor the local stress field. We analyze many surface-breaking rupture events, and evaluate fault-interface Rayleigh wave speed immediately following the surface breakout. We apply cross-correlation method to estimate the time lag in shear stress waveforms recorded at different locations, and use that time lag to measure the speed of fault-interface Rayleigh wave. To overcome the limitation in sampling frequency (1 MHz) and to avoid overlapped waveforms near fault ends, we focus on the average speed in the central section (800-mm long) of the fault. Our results show that after hundreds of millimeter fault displacement (corresponding to thousands of laboratory earthquake cycles), a relative wave speed reduction on the order of 0.5% can be detected, which is slightly above the detection resolution. Such wave speed reduction could reflect the fault zone brittle damage accumulated over many laboratory earthquake cycles, as also revealed by the observation of wear grooves and gouge particles. Alternatively, the apparent wave speed reduction may reflect some dissipative effects of fault surface roughness and heterogeneous stress on the speed of fault-interface Rayleigh wave. In either case, our study suggests that fault-interface Rayleigh wave can be useful for probing fault zone properties. This increases the value of surface-breakout waves, in addition to that for discriminating between buried and surface-breaking ruptures (Savage, 1965) and for rapidly estimating near-surface fault slip (Kozdon and Dunham, 2014).
# ICDP 南アフリカ金鉱山 地震発生場掘削の完了 #小笠原宏(立命大)・矢部康男・伊藤高敏(東北大)・DSeisチーム (ICDP)

# Completion of ICDP <u>D</u>rilling into <u>Seis</u>mogenic zones in South African gold mines (<u>DSeis</u>)

#H. Ogasawara (Ritsumeikan Univ.), Y. Yabe, and T. Ito (Tohoku Univ.), and DSeis team (ICDP).

Drilling into seismogenic zones of earthquakes with magnitudes up to M5.5 commenced in June 2017 and was completed in June 2018. Target seismogenic zones included rupture zones quasi-statically evolved ahead of mining faces, of a M3.5 earthquake on mining horizon, and of the 2014 M5.5 Orkney earthquake below mining horizon. The M5.5 seismogenic zone occurred in multiple-layered hard sedimentary rock beds of 2.9 Ga occasionally intruded by sills or dykes. We successfully drilled three holes from 2.9 km depth in directions with minimal drilling damage to recover fault material, fracture systems, and host rock samples. Water and gas are sampled. Legacy seismic reflection data are also re-analyzed. These will allow us to study comprehensively seismology, geology, geophysics, geochemistry, geomicrobiology, rock mechanics, and fracture dynamics and how seismicity is controlled by interactions between geological structures, stress, ruptures, and water. By August and September 2018, all core is documented according to ICDP protocol and stress is measured, followed by other associated studies.

During the 2018 Seismological Fall Meeting, Kaneki et al. and Yokoyama et al. report on their geochemical and geological analysis and interpretation of the samples recovered from the intersection of the M5.5 fault; Manzi et al. and Linzer et al. report on reprocessing of legacy seismic reflection data to elucidate finer M5.5 fault structure; Mngadi et al. report on Cooke 4 drilling and associated laboratory studies. Yabe et al and Matsuda et al. report on stress and aftershocks of a Mw2.2 event, respectively; Watson et al. discuss stress ahead of mining faces. Acknowledgement: South African gold mines, drilling and geotechnical companies, ICDP, JSPS, SA NRF, MEXT, Tohoku Univ., Ritsumeikan Univ. DSeis team consists of researchers and practitioners in academia and industries from Japan, South Africa, Switzerland, US, Germany, Israel, India, and Australia.

Table 1. DSeis drilling

Mine (magnitude of	Mine	ICDP drilling		Drilling by mines or Japan	
seismogenic zones)	status	No. B/H	Total, m	No. B/H	Total, m
Cooke 4 (Mw ~ 2?)	Closed	2 BX	60	14	Several 100 m
Savuka (M3.5)	Closed	Too late		3AX + 2BX	~ 300 m
Moab Khotsong (M5.5)	Sold	3 NQ	1617		
Damage on core		Minimal		Often severe	



**Fig. 1.** Aftershocks in the vicinity of the M5.5 fault from August 2014 to May 2017 recorded with the in-mine 46 underground stations. Boreholes A, B, and a branch from B were drilled using ICDP funding and are shown in red and blue, respectively. (a) Nearly plan view looking along the nearly vertical M5.5 fault, (b) vertical section normal to the M5.5 fault strike, and (c) vertical section nearly along to the M5.5 fault strike.

Reflection seismic imaging of the causative geological structure of the M5.5 earthquake (2014) in South Africa #Musa Manzi (Wits Univ.), Alireza Malehmir (Uppsala Univ.), Raymond Durrheim (Wits Univ.), Hiroyuki Ogasawara, Hiroshi Ogasawara (Ritsumeikan Univ.), and ICDP DSeis team

An unusual M5.5 earthquake took place near the Moab Khotsong gold mine in South Africa on 5 August 2014. A series of aftershocks were then recorded using two strainmeters at the bottom of the mine at a depth of about 3 km, 46 in-mine 4.5-Hz 3C seismometers at depths of 2-3 km within a hypocentral radius of 2-3 km, and 17 surface strong motion stations within an epicentral radius of 25 km. These aftershocks helped to delineate the seismogenic zone and characterize the variation of seismicity in time and space. The aftershocks are distributed on a nearly vertical plane striking NNW-SSE and are considered to define the M5.5 fault zone. On mining horizons at 2-3 km below surface, the mining-induced earthquakes and seismicity that immediately followed the M5.5 earthquake had normal-faulting mechanisms (which is expected for mining related events), with larger events on normal faults with NE-SW strikes. On the other hand, the 2014 M5.5 event and its aftershocks were located between 3.5 and 7 km depth with a left-lateral strike-slip faulting mechanism (which is not expected for mining related events) on an unknown geological structure.

To study the physics of earthquakes, a Japanese-South African consortium (DSeis) through the support from the International Continental Scientific Drilling Program (ICDP) aimed at drilling the fault zone. The first 817-m-long hole was drilled from a chamber excavated at a depth of 2.9 km, however this hole deviated and did not intersect the fault zone. The second 750-m-long hole that intersected

the fault zone was drilled from the same location but in a slightly different direction. To confirm the position of the responsible geological structure, we have recovered, re-processed and interpreted 2D reflection seismic data acquired for gold exploration in the 1990s. We have used information from borehole sonic logs to improve our velocity model for velocity analysis, migration and time-to-depth conversion. Processing results provide great insight into the complex geologic structural architecture around the M5.5 earthquake source zone. In particular, seismically imaged geological structures in the mining area are extremely complex and discontinuous. One of the steeply dipping faults, possibly negative flower structure, is particularly interpreted to have been the cause of the M5.5 rupture (Fig.



1).

Fig. 1. Re-processing of the seismic profile shows successful imaging of the fault that could be associated with M5.5 earthquake. Red arrow indicates strong reflections above the mining horizons.

Interpretation of the merged 3D seismic volume covering the seismogenic zone of M5.5 Orkney earthquake, South Africa #Lindsay Linzer (Wits Univ., SRK Consulting), Musa Manzi (Wits Univ.) and ICDP DSeis Team

The current study presents a preliminary interpretation of the merged 3D seismic data acquired in 1996 and 2012 for gold exploration, with a focus on delineating the fault systems and defining their interrelationships. The fault systems in this area are of particular interest because of the M5.5 Orkney earthquake that occurred on 5 August 2014, the aftershocks of which define a NNW oriented structure at a depth of 3-8 km (Ogasawara et al. (EGU2018-3624))

After the deposition of the gold bearing sediments of the Central Rand Group, parts of the Witwatersrand basin underwent extensive structural deformation. Several different generations of faults have been mapped from the reflection data volume. The earliest faults are the north-east trending, NNW-dipping Zuiping reverse faults and thrusts, which are large scale structures (throws range from 70 – 250 m) identified at Moab Khotsong, Great Noligwa and Kopanang mines. During a period of extension, the Zuiping thrusts were reactivated as normal faults (pers. comm. A. Belbin, 2013). Continued extension led to the development of large-scale south-dipping normal faults that offset the older Zuiping faults, the most well-developed of which is the Jersey fault. The De Hoek fault occurs in the hangingwall of the Jersey fault and dips more steeply towards the south and appears to merge with the Jersey fault at depth. Following the deposition of the Transvaal Supergroup, normal and reverse faulting occurred, possibly as a result of the Vredefort meteorite impact to the east of the study area. The Buffels East fault, a major NNW-trending structure, is thought to have developed during this time

SRK Competent Persons Report, 2018). A further complication is due to the presence of flat faults within the Central Rand and West Rand Group stratigraphy. The flat faults in the Central Rand Group are difficult to track because of quartzite-on-quartzite fault plane contacts.

The aftershocks of the Orkney ML 5.5 event align with the strike of the Buffels East fault, however detailed fault mapping from the 3D volume indicates a possible causative deeper structure in the footwall of the Jersey fault. At this stage in the 3D seismic interpretation, it is not clear if the Buffels fault cuts through the older Jersey fault or not.



Fig. 1. Representative time section NW-SE showing fault styles

#### M5.5 Orkney地震の余震発生帯から回収された断層岩の鉱物学

#### 的特徵(ICDP DSeis project)

#金木俊也・横山友暉・廣野哲朗(大阪大)・矢部康男(東北大)・小笠原宏 (立命館大)

#### Mineralogical characteristics of fault rocks recovered from aftershock zone of the M5.5 Orkney earthquake in South Africa (ICDP DSeis project)

#Shunya Kaneki, Yuki Yokoyama, Tetsuro Hirono (Osaka Univ.), Yasuo Yabe (Tohoku Univ.), Hiroshi Ogasawara (Ritsumeikan Univ.)

#### はじめに

2014年8月5日, M5.5の地震が南アフリカOrkney地方の金鉱山直下で発生 した. この本震および余震は, 鉱山の地下2-3kmの46の地震計, および, JST-JICA SATREPS計画による地下2.9km3つのひずみ計, 地表の17の強震計 によって非常に密に観測され (Ogasawara et al., 2018, JpGU), 地震時の破 壊過程が非常に精度良く決定されている (Yasutomi et al., 2018, JpGU). ICDP DSeis計画では, M5.5の本震または余震を引き起こした断層帯を含む コア試料を掘削によって回収することに成功した. これらのコア試料を用い た実験・分析を行うことで, 観測データと地震発生帯の岩石試料の摩擦・水 理・熱・鉱物学的特徴を対応させ, 地震発生の物理や破壊伝播過程をより詳 細に解明することができると期待される. 本発表では, DSeis計画で回収さ れた, M5.5 Orkney地震に関連した断層帯を含む28のコア試料について, XRDプロファイルおよび鉱物組成・非晶質量の解析結果について報告する.

#### 試料と手法

DSeis計画で掘削されたHole Bは、金鉱山内部の地下2.9 kmの深度から掘 削が開始され、およそ700 mほどの連続コア試料が約100 %の回収率で採取 された. そのうち、616および619 m付近の深度では岩石の破砕度が強くな っていることから、M5.5 Orkney地震の余震を引き起こした断層帯であるこ とが示唆された. 我々はこれら二つの断層帯を含む長さ約25 mの範囲にお いて,(1) Upper host rock (609-614 m),(2) Upper fault zone (616 m), (3) Upper damage zone (616-619 m),(4) Lower fault zone (619 m), (5) Lower damage zone (619-620 m),(6) Lower host rock (620-625 m) のセクションから連続的にサンプリングを行い,28の試料を採取した. 採取された試料をメノウ乳ばちで粉末化し,内部標準としてコランダムを 20 wt.%混合したのち,XRD測定を行った.

#### 鉱物組成定量解析

取得したXRDプロファイルを用いて,USGSの提供するExcelソフト RockJock (Eberl, 2003)を用いた鉱物組成定量解析を実施した.その結果, 母岩の主要な構成鉱物は石英や長石といった非粘土鉱物であった.一方,一 部の上盤母岩,二つの断層帯,上部破砕帯ではタルク・黒雲母といった粘土 鉱物が豊富にふくまれていることがわかった.

#### 非晶質物質定量解析

断層帯における非晶質物質量は,直近の地震活動によって滑り面の鉱物が 粉砕されることで増加する可能性がある(Hirono et al., 2016, Sci. Rep.). 取得したXRDプロファイルを用いて非晶質物質の定量解析を行った結果, 鉱物組成解析で粘土鉱物を多く含んでいた試料は,その他の試料と比べて非 晶質量物質を5-10 wt.%程度多く含んでいることがわかった.

#### 考察

断層帯および周囲の破砕帯において非晶質量が増加していたことから、これらの岩石は直近1000年以内の地震、すなわちOrkney地震による破砕の影響を受けていたことが強く示唆される(Hirono et al., 2016, Sci. Rep.).またこれらの断層帯に豊富に存在するタルク・黒雲母は、石英や長石と比較して極めて低い摩擦係数を示す(Moore and Lockner, 2004, JGR).このような弱い鉱物が存在している場合、地震時の滑り挙動に大きな影響を与えうることが先行研究から示唆されている(Moore et al., 2007, Nature).今後は摩擦実験や水理定数の測定などを行い、岩石物性と地震メカニクスの関係をより詳細に調べていく予定である.

An overview of endeavours to recover drill core from fragile mining-induced fractures at Cooke 4 mine, South Africa and the analysis of gouge from experimentally-induced fractures

#Siyanda Mngadi (Wits Univ.), Raymond Durrheim (Wits Univ.), Musa Manzi (Wits Univ.), Yasuo Yabe (Tohoku Univ.), Neta Wechsler (Tel Aviv Univ.), Hiroshi Ogasawara (Ritsumeikan Univ.), Gerrie van Aswegen (IMS), Anthony Ward (Seismogen cc), Sylvester Morema (Seismogen cc) and ICDP DSeis team

We present an overview of endeavours to recover drill core including fragile mining-induced fractures at Cooke 4 mine, as well as preliminary results of an 'analysis of gouge from experimentally-induced fractures'. The Cooke 4 mine is situated 40 km southwest of Johannesburg. The gold ore body is found in the Mondeor Formation, which caps the Central Rand Group of the Archean Witwatersrand Basin. The highly-stressed remnant shaft pillar is situated at 1 km depth.

Even though the mine was closed shortly after the ICDP approved funding, the ICDP-DSeis team successfully completed drilling and geological logging of the core and geophysical logging of the borehole (Figure 1c). We drilled into fragile mining-induced ruptures and host rocks using a specialised triple-tube core barrel (1.5 m) with metal split spoons and tin foil to maximise core and fragile rupture recovery. The core recovered from triple-tube drilling consists of the host rocks: argillaceous quartzite, conglomerate (reefs), pebbly quartzite and quartzite. The mapped recovered shear fractures from triple-tube drilling are characterised by rock powder and rough surfaces on the rupture plane, which suggests they were formed from a recent seismic event. While we wait for the fresh rupture gouge to be analysed we conducted experiments on similar rock types from Cooke 4 mine. The results presented below are from these experiments.

Gouge generated from experimentally-induced ruptures were collected and analysed using the Malvern Mastersizer 2000 laser diffraction particle size analyser and scanning electron microscope (SEM). For gouge samples, particle size approaches the submicron scale (1.9  $\mu$ m), with an average grain size of +/- 500  $\mu$ m. The specific surface areas approach 0.277 m²g⁻¹ at lower confining stresses and 0.246 m²g⁻¹ at higher confining stresses. Using SEM analysis we observed that smaller particles in the gouge are sub-rounded, and bigger particles are angular and flaky with high aspect ratio. We estimated fracture energy to be 7% - 14% of the total energy released during a seismic event.



Figure 1: a) The hypocentre distribution of microseismicity associated with the mining front (top view). b) The vertical section of the mining induced seismic events, which are steeply dipping planars. c) Recovered fragile mining-induced ruptures and host rocks.

# Nonlinear rock behaviour in polycrystalline rock and its implication on underground stress measurements #Bryan Watson (University of Witwatersrand); ICDP DSeis Team

Uniaxial compressive strength (UCS) tests were conducted on rock specimens from each of three instrumentation sites to determine the elastic constants required for stress evaluation. The cells used in the measurement of stress underground, require the material elastic constants in order that the measured strains be converted to stress. A strong nonlinear stress-strain relationship was observed in all the tests from the site where a relatively high virgin stress was present. At the other two sites, only the cores drilled under high stress conditions showed nonlinear behaviour, whereas cores drilled under low stress conditions (destressed by mining) showed linear behaviour. An example of the linear and nonlinear behaviour in the UCS tests from the low and high stress sites is shown in Fig. 1. Note that strain is plotted against stress in the figure.



Fig. 1. Typical uniaxial test results of linear and nonlinear anorthosites from the

In a high virgin stress environment it appears that differential strains that develop between crystals of different Young's Moduli within the sample on the micro-scale, cause micro-fractures to develop during unloading. In this environment, a much larger strain is measured than expected (Fig. 2).



Fig. 2. Comparison between elastic (MinSim) and actual measurements in the hangingwall over a stope face.

The non-linear behaviour measured in areas of comparatively lower virgin stress conditions resulted from the stress concentrations around the tip of the bit during drilling.

In all instances, the true Young's Modulus and Poisson's Ratio can be obtained by means of triaxial compression tests, performed in a test laboratory. The confining stress should be high enough to close the micro-cracks that developed during unloading, or by the drilling process used to obtain the core.

# 南アフリカ大深度金鉱山で発生したMw2.2の地震の 震源域の応力場

#矢部康男(東北大・理)・阿部周平(国際航業)・小笠原宏(立命館
大)・伊藤高敏(東北大・流体研)・船戸明雄(深田研)・R. Drurheim
(Wits大)・H. Yilmaz(Rock Mech. Lab.)・G. Hofmann(Anglogold)

# Stress state in the source region of Mw2.2 earthquake in a deep gold mine in South Africa

#Y. Yabe (Tohoku U. Sci.), S. Abe (Kokusai Kogyo), H. Ogasawara (Ritsumeikan U.), T. Ito (Tohoku U., IFS), A. Funato (Fukada Lab.),
R. Durrheim (Wits U.), H. Yilmaz (Rock Mech. Lab.), G. Hofmann (Anglogold)

We estimate the stress state in the source region of an Mw2.2 earthquake (M-event, hereafter), which occurred at a depth of 3.3 km in a deep gold mine in South Africa. Hypocenter of the M-event was located in a 30-m-thick gabbroic dike, called the PG dike, and ~30 m above a high-frequency seismic network deployed by the JAGURARS project, a collaborative earthquake research project among Japan, Germany and South Africa. Significant activities of foreshocks and aftershocks were recorded by the JAGUARS network to investigate preparation processes of the M-event (Yabe et al., 2017) and to delineate a detailed structure of the source fault of the M-event (Yabe et al., 2009; Naoi et al., 2011).

It was found from the aftershock distribution that the source fault of Mevent obliquely cut the PG dike. Yabe et al. (2013) drilled a 90-m-long borehole (Y-hole) through the source region of M-event from a tunnel in the host rock in the footwall of the source fault of the M-event ~1.5 years after its occurrence. Boring cores were fully recovered from the hole, except for a 10m-section on the hanging-wall of the fault. The core disking occurred on cores of the host rock and of the PG dike in the hanging-wall of the source fault. State of borehole wall was observed by a borehole camera to observe that the borehole breakout occurred intermittently but almost over the entire length of the Y-hole.

We apply the Diametrical Core Deformation Analysis (DCDA; Funato and Ito, 2017) and the Deformation Rate Analysis (DRA; Yamamoto et al., 1990) to the cores to evaluate stresses in the source region of the M-event. The DCDA determines the differential stress and the principal direction in the plane normal to the borehole based on the ellipsoidal cross-section shape of cores. The DRA reproduces the stress memory of rocks in an arbitrary direction in which a cyclic uniaxial loading is applied in laboratory.

Except for a few meters section near structural boundaries (contact between the host rock and the PG dike and the source fault), it was suggested from orientations of the borehole breakout and magnitudes of the differential stress that stress states in individual sections of the host rock, the footwall in the PG dike (dike-footwall) and the hanging-wall in the PG dike (dike-hanging-wall) along the Y-hole are uniform.

The principal stress state in each section was determined by a grid-search technique. The maximum compression directions in the host rock and the dike-hanging-wall were vertical as is the case of the virgin stress in this mining area, which was determined by an over coring technique at a site less affected by mining (Ogasawara et al., 2013). However, magnitudes of the vertical stresses in the host rock (~150 MPa) and in the dike-hanging-wall (~170 MPs) were much higher than the overburden stress (~90 MPa). On the other hand, the vertical stress in the dike-footwall (~100 MPa) was nearly equal to the overburden stress. These spatial variation in the vertical stress over as a small distance as a few tens meters ca be interpreted by a combined effect of enhancement of the vertical stress due to the mining and the stress redistribution associated with a heterogeneous slip on a non-planar fault of the M-event.

### Variation of source parameters in Oklahoma estimated by Markov Chain Monte Carlo method

#Nana Yoshimitsu (ERI, U. Tokyo), Takuto Maeda (Hirosaki Univ.), William Ellsworth (Stanford Univ.)

Stress drop is important factors to represent earthquake generation process and future hazard assessment. However, there is a difficulty of the accurate stress drop estimates because the accuracy of the corner frequency strongly affects the stress drop estimation. Usually, grid search is performed to estimate several unknown parameters in the theoretical source spectrum representation by comparison to the observed waveforms in the frequency domain. To evaluate the uncertainty of the estimation and trade-off among parameters quantitatively, we examined source parameters from the statistical perspective.

We focus on a cluster consisted of 37 earthquakes that occurred from 2015 April 1st to 2016 August 31st in Oklahoma. The spectral ratios between the large event ( $M_L$  = 4.1) and co-located small events (2.1 <  $M_L$  < 3.7; < 2 km from the large event) were formed to remove path effects. We analyzed 5.12 seconds after the S wave arrival time with the band-pass filter of 0.1 to 40 Hz. To examine the probability of corner frequencies and moment ratio of each event pair, we applied Metropolis-Hastings (M-H) algorithm that is a random walk adaptation and belongs to Markov Chain Monte Carlo algorithm. We update the value of moment ratio, and two corner frequencies with 100,000 iterations. Efficient calculation of the M-H algorithm achieved short calculation time comparing to the grid search method.

Figure 1 shows the example of the result obtained from one event pair. All three parameters showed trade off each other. Estimation variation of the corner frequency of large event is smaller than that of small event. This is consistent with the knowledge obtained from previous studies that the corner frequency in lower frequency range  $(f_{c1})$  is precisely estimated than higher frequency range  $(f_{c2})$ . Moment ratio also has tradeoff with  $f_{c1}$  and  $f_{c2}$ ; thus, all three parameters showed the tradeoff. In this cluster, all event pairs showed similar trend of results. We use single larger event to form spectrum ratios and it means all estimation results of  $f_{c1}$  should be the same.



Fig.1 Distribution of accepted parameter values during iteration about (a) corner frequency of large event  $(f_{c1})$  and small event  $(f_{c2})$ , (b) moment ratio and corner frequency of large event, and (c) moment ratio and corner frequency of small event. Histogram of estimated parameter during iteration; (d) moment ratio, (e) corner frequency of large event, and (f) corner frequency of small event.

NY and TM were supported by JST CREST Grant Number JPMJCR1763

周波数帯域を制限したBackprojectionイメージと解像 される断層滑りの関係 #奥脇亮・八木勇治(筑波大)

# How does frequency-band-limited backprojection image relate to the actual slip behavior?

#Ryo Okuwaki, Yuji Yagi (Univ. Tsukuba)

Waveform backprojection (BP) has been an effective tool of earthquake-source imaging. The BP technique has demonstrated its power of tracking the high-frequency (HF) radiation sources, which unravels the hidden view of earthquake rupture evolution, e.g., the multiple branching ruptures, the triggering of the very early aftershocks, and the frequency-dependent source location, which leads to the idea of the depth-dependent rupture property of the subduction zone megathrust.

While such the observational knowledge has been accumulated, clarifying physical meaning and inherent bias of the BP image has become an active-research endeavor, following the pioneering work of Fukahata et al (2014, GJI). The series of work has revealed that the BP signal intensity has depth-dependent bias, which is not related to slip, but rather is proportional to the amplitude of the Green's function. Another critical implication is that the resolvability of the BP signal is determined by the similarity of the convolution function of the Green's functions and the sliprate function, which may be controlled by the frequency range applied to the data as well as the true asperity size and its duration. In other words, the preferable condition for resolving the certain scale of the slip behavior should be different with the frequency range, but has yet been explicitly examined.

Here we investigate how the actual slip behavior is resolved in low-frequency (LF; 0.1-0.5 Hz) and HF (0.5-2.0 Hz) BP images by using the kinematic Hybrid BP (kHBP) method, which is a variant BP technique designed to remove the depth-dependent bias in the original HBP method. We use the linearly-aligned point sources, representing the various asperity length, to generate synthetic waveforms. We assume the triangular slip-rate function of a fixed half-rise time of 2 s on each point source, which is triggered to rupture by constantly propagating rupture front at 3 km/s. The results show that if the asperity length is shorter than the LF band, and the rise and drop points of slip-rate function are close together, the intense LF signal is obtained at the center of the asperity, which results in the complementary distribution of the LF and HF sources. While if the asperity length is long enough (> 12 km) to distinguish the rise and drop points in the LF band, the peak of LF signal is located at a similar point as that of HF signal obtained at the edges of the asperity. The plateau of the source time function where the slip is smoothly propagating may not be favorable to be resolved even by LF BP, suggesting that the LF BP image is not necessary comparable to the inverted slip distribution. The condition where the LF and HF signals are separately located may require a longer rise time than the LF range without dominant smooth slip, which is possibly related to long nucleation process for breaking the asperity.

ポテンシーテンソルの時空間分布を推定するインバージョン解析 法の開発:2013年パキスタン・バローチスターン地震への適用 #清水宏亮・八木勇治・奥脇亮(筑波大)・深畑幸俊(京大防災研)

Development of an inversion analysis method to estimate spatiotemporal potency-tensor distribution on a fault #Kousuke Shimizu, Yuji Yagi, Ryo Okuwaki (Univ. Tsukuba), Yukitoshi Fukahata (Kyoto Univ.)

遠地実体波形には、ポテンシー密度テンソルの時空間分布の情報が 含まれており、これから震源断層の形状分布を取り出すことができる.これ までの多くの震源過程解析では、単一あるいは複数枚のモデル平面を用いて 解析者が震源断層を恣意的に仮定し、剪断滑り速度の時空間分布を求めてき た.仮定した断層形状が真の形状と異なる場合、仮定した断層形状に基づい て計算されたグリーン関数と真のグリーン関数との乖離が大きくなり、信頼 性の高い震源過程を求めることが困難となる。断層形状の不確定性をデータ の分散共分散行列に導入することで、モデル平面の配置によらず安定的な滑 り分布の推定を可能とする手法が開発されたが(Ragon et al., 2018, GJI), 観測波形から断層の形状分布の情報を取り出すことは成し遂げられていない.

本研究は、遠地実体波の震源過程インバージョン解析において、断 層形状の仮定に起因するモデリング誤差を軽減すると同時に、観測波形に含 まれる断層の形状分布の情報を抽出することを目的とする.本研究では、断 層面として一枚のモデル平面を仮定する一方、断層面上の滑りを、剪断すべ りに限定した2 成分から、等方成分を除く5 つの基底ポテンシーテンソル 成分での表現へと拡張した.なお、モーメントテンソルを剛性率で割ること により、ポテンシーテンソルが得られる.求まる5 つの基底ポテンシーテ ンソルによって、モデル平面上の各要素震源で震源メカニズム解及びモデル 平面の配置と独立に走向・傾斜を得ることができる.

新しい手法の有用性を検証するため,幾何学的に複雑な断層システムで発生したと考えられている 2013 年パキスタン・バローチスターン地震 (*M*_W 7.7)の33 観測点の遠地実体波 P 波の上下成分データに対して開発した手法を適用した.震央の位置するマクラン付加体は,南と東の2 方向からのプレートの沈み込みによって,震央周辺で南東方向に凸の湾曲した地形

となっている. バローチスターン地震前後で生じた地表面変位は, 衛星画像 解析により震央周辺の湾曲した地形線に沿って分布していることが示されて おり, バローチスターン地震の断層面は, 単一のモデル平面で仮定すること が困難であり, 幾何的に複雑であることが予想される. 本研究では, 震源断 層が分布していると思われる, 地表面変位の分布する領域を覆うように, 深 さ10 km に傾斜 0°でモデル平面を配置し, その上に5 km 間隔で5つの基 底ポテンシーテンソルを配置してインバージョン解析を行った.

得られたポテンシーテンソルの時空間分布から,モデル平面上の各 要素震源で表現される震源メカニズム解は横ずれ型が支配的であり,破壊は 震央から南西方向へとユニラテラルに伝播していることが明らかになった. 求まる二つの節面のうち,想定される断層面に近い震源メカニズム解の節面 の走向は,震源の北東から南西に向かうにつれ,時計回りに 205°から 250° へと連続的に回転していることが明らかになった.

求められた震源メカニズム解の空間変化は、バローチスターン地震 が北東-南西走向で南東方向に凸の湾曲した断層面で発生した横ずれ型地震 であることを示している。南西へのユニラテラルな破壊伝播は先行研究のバ ックプロジェクション法による高周波地震波の放射源の時空間分布と調和的 であった、推定された断層走向の空間変化は、震央周辺の地形や既存の断層 帯の走向及び衛星画像解析による地震前後で生じた地表面変位の分布と調和 的であった、本手法では、仮定するモデル平面の傾斜角を 64°に変更した解 析およびモデル平面を北東方向へと拡張し傾斜角を 64°とした解析でも同様 なポテンシーテンソルの時空間分布が得られた。従来手法では、モデル平面 を北東方向へと拡張し傾斜角を 64°とした解析で、震源から北東への非現実 的な破壊伝播が求められていた、本研究で開発した手法は、モデル平面の配 置の恣意性によって解が大きく歪まない堅牢な手法であることが確認できた。 本研究結果から、遠地実体波解析による震源過程の推定では、仮定する断層 の位置の誤差よりも断層形状(走向・傾斜)の誤差の影響が甚大であること が分かった、遠地実体波解析では、各要素震源で取りうるポテンシーテンソ ル解の自由度を増加させることで、断層形状の不確定性の影響を軽減するこ とが可能であると言える.

本研究で提案した手法は,複雑な断層形状を持つ地震やメカニズム 解が大きく空間変化すると考えられている他の地震に対しても適用可能であ り,地震ポテンシーの時空間分布と断層形状の同時推定に用いることができ る.

# Doublet earthquake triggering for the April 2014 events in the Solomon Islands #Calvin Qwana (Grad School Science, Kyoto Univ.), Masatoshi Miyazawa, Jim Mori (DPRI, Kyoto Univ.)

The Solomon Islands subduction zone is known for doublet earthquakes, which commonly occur as pairs with small separations in time and space (Lay and Kanamori, 1980; Schwartz et al., 1989; Xu and Schwartz, 1993). To understand the triggering process and established explanations for such behavior in this region, we investigated source process of doublet events that occurred in 2014 at 20:14 (UTC) on April 12th and 12:36 on April 13th, with moment magnitudes of 7.6 and 7.4, respectively near Makira Island (San Cristobal). The depths of the events were 23 km and 39 km, respectively (GCMT). To evaluate the doublet source process of the events and recover the slip distribution on each of the faults, we use an iterative inversion method by Kikuchi and Kanamori (1991) for the teleseismic P waveforms, recorded from more than 20 stations of the Global Seismographic Network in a distance range of 30° to 90°. A fault plane with fixed strike and dip is placed in the region of the earthquake hypocenter and divided into subfaults, and a constant rupture velocity of 3 km/s is assumed. Synthetic waveforms are calculated at the teleseismic stations for dislocations at each subfault. Using the synthetic Green's functions, the observed seismograms are inverted to determine the fault plane and obtain the distribution of slips for the two events. The result shows that the mechanism for the Mw7.6 main event shows more pure left-lateral strike-slip faulting with nodal plane of strike 116, dip 74, and rake 24 as the NW-SE oriented nodal plane is almost parallel to Australian and Pacific Plates boundary. While result for the mechanism of the Mw7.4 event indicates thrust faulting on fault plane

oriented WNW – ESE with two possible nodal plane of NP1 with strike 279, Dip 46, Rake 86 and NP2 with strike 104, Dip 44 and Rake 94. The possibility for the triggering of the second event was examined in terms of Coulomb failure stress changes. The components of strain tensor were calculated by using the subroutine DC3D (Okada, 1992). Using Hooke's law that leads to the stress tensor, we calculated the changes in normal and shear stress and obtained Coulomb failure stress changes of +116 kPa and +26 kPa at the hypocenter for NP1 and NP2, respectively, in which both cases shows potential to encourage the probability likelihood of triggering the recipient fault. Our model shows that the Coulomb failure function changes from Mw 7.6 is probable triggering mechanism candidates responsible for the triggered event.

#### References

Lay, T & Kanamori, H. (1980). Earthquake doulets in the Solomon Islands. Kikuchi,M., & Kanamori,H., (1991). Inversion of complex body waves-III Okada (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a halfspace

Schwartz et al., (1989). Source process of the great 1971 Solomon Islands doublet

Xu and Schwartz, (1993). Large Earthquake Doublets and Fault Plane Heterogeneity in the Northern Solomon Islands Subduction Zone

# Fault model of the Te Araroa earthquake, New Zealand, using ocean bottom pressure records

#Tatsuya Kubota, Tatsuhiko Saito (NIED), Yoshihiro Ito (DPRI),
 Yoshihiro Kaneko (GNS Science), Laura Wallace (UTIG),
 Syuichi Suzuki, Ryota Hino (Tohoku Univ.), Stuart Henrys (GNS Science)

On September 1, 2016 (UTC), the Te Araroa earthquake (Mw 7.0), with a normal-faulting mechanism, occurred in the subducting plate in the Hikurangi subduction zone. By comparing the regional onshore seismograms of this event and the smaller precursor events, Warren-Smith et al. (2018) suggested that this event is possible to have a larger source dimension (i.e., larger fault length and width) than that expected from typical fault scaling relationships. However, they could not discuss it in detail since this earthquake occurred far from the coast and the azimuthal coverage of the seismic stations was poor. When this event occurred, ocean bottom pressure gauges (OBPs) were installed ~170 km south of the source area and they clearly observed tsunamis from the source to OBPs (direct waves) and from coastalreflections (reflected waves) (Figure 1). Since tsunami data contain unique information about the area of seafloor deformation (the extent of the tsunami source) and the tradeoff between the fault dimension and the rupture velocity is much less significant than the seismic waves, tsunami data have an advantage in constraining earthquake source dimensions. In this study, we investigated the tsunami data associalted with the Te Araroa earthquake to estimate the finite fault model, in order to discuss the fault dimensions. We note that we used the reflected waves, which have not been explicitly used by the previous researches, for earthquake source modelling, in addition to the direct waves.

We first constrained the centroid horizontal location and source dimension, based on the grid-search approach. As a result, we obtained a centroid near the GCMT centroid and found that the models using coastal reflections require a source dimension larger than  $\sim 30$  km long. Using these results as a prior information, we

then estimated the slip distribution by inverting tsunami waveforms (Figure 1a). We obtained the maximum slip of 0.9 m and Mo =  $4.3 \times 10^{19}$  Nm (Mw 7.03;  $\mu = 40$  MPa). Using this model, we calculated the shear stress change distribution (Figure 1b) and obtained the energy-based stress drop  $\Delta \sigma_E$  (e.g., Noda et al., 2013) as 1.0 MPa. This value was consistent with the typical stress drop values (~ 1 – 10 MPa) (e.g., Ye et al., 2016) although is on the low end of these, and was consistent with the large fault dimension suggested by Warren-Smith et al. (2018).

Using the tsunami waves from both the direct and the coastal reflected waves observed by offshore OBPs, we could constrain the stress drop value of the Te Araroa earthquake in detail. This study shows that the information from the direct and the coastal-reflected tsunami data observed by the offshore OBPs provides us tighter constraints on the source parameter estimation of offshore moderate earthquakes, which is usually difficult to obtain from the onshore seismic data alone.



Figure 1. (a) Slip distribution obtained from the finite fault inversion. The area surrounded by green lines is the subfaults with slip larger than 20% of the maximum slip. The iso-depth contour lines are drawn at 1000 m interval. (b) Distribution of the shear stress change on the fault. Positive value denotes the stress reduction. (c) Comparison of the observed (black) and calculated (red) waveforms.

# 津波記録及び震度データに基づいた1906年エクアド ル・コロンビア地震(Mw8.4)の震源モデル #プリードネルソン(防災科究)・吉本昌弘(名大)・サラビアミレーナ・ アルセィーラ モーニカ(コロンビア地質調査所)

Source model of the 1906 Ecuador-Colombia earthquake (Mw8.4) based on tsunami and seismic intensity data #PULIDO Nelson (NIED), YOSHIMOTO Masahiro (Nagoya U.), SARABIA Ana Milena, ARCILA Monica (SGC)

The 1906/01/31 Ecuador-Colombia earthquake (Mw8.4), is one of the largest megathrust earthquakes that have occurred at the interface of the Nazca and South-American plates. Recently the source process of the earthquake has been re-examined using historical tsunami waveforms, yielding a slip distribution mainly near to the trench (Yoshimoto et al. 2017), and a smaller moment magnitude than previous estimations (Kanamori and McNally, Mw8.8). Many studies have shown that tsunami data is able to constrain the long wavelength characteristics of slip during an earthquake. However to fully understand the strong ground motion generation process during earthquakes the study of shorter wavelength characteristics of slip is also necessary. In this study we use the tsunami-slip model the 1906 earthquake (Yoshimoto et al. 2017), (Y17), as well as comprehensive macroseismic intensity estimations of the earthquake (Sarabia and Cifuentes, 2007, SC07), to elaborate a source model compatible with tsunami data and capable to provide an optimum agreement with observed seismic intensities of the earthquake. First, we investigated the spectral characteristics of the Y17 slip model (PSD) and obtained an average correlation length of 50km. We applied a low pass filter to obtain a smooth slip distribution (LWN slip), and remove the sudden changes of slip values in the Y17 model (Figure 1a), but keeping Mw equal to 8.4. We used a Von-Karman PSD function to generate shorter wavelength slip models (HWN slip) (Figure 1b), and obtain broadband wavelength slip models of the earthquake (Figure 1c). The HWN slip models are constrained to have a given magnitude, correlation length and spectral decay, and a random phase. Our fault models span an area of 460 by 180 km² and a subfault size of 10km. We set the fault strike, dip and rake angles to 30, 13 and 118 degrees respectively. We use the ISC-GEM 2018, estimation of epicenter (lon=-79.347, lat=0.988). Fault rupture velocity is fixed to 2.2 km/s. We simulated strong ground motions from the LWN and HWN slip models at the available intensity points, by removing intensity points with low quality (SC07). Strong motions are first calculated at a seismic bedrock condition (Pulido et al. 2015), and then we add site amplifications to simulated PGV values based on empirical relationships (Pulido and Matsuoka 2006), and an AVS30 map of Colombia (Eraso, 2015). Finally, we obtain simulated intensities based on our computed PGV values and empirical relationships (Worden et al. 2012). In Figure 2 we show the ratios between simulated and observed intensities. Our preliminary results show that our multi-wavelength slip model of the earthquake is able to reproduce observed intensity values.



Figure 1. Typical multi-wavelength slip model of the 1906 Ecuador-Colombia earthquake; a) Long wavelength slip, b) Short wavelength slip and, c) Broadband wavelength slip.

Figure 2. Comparison between observed and simulated intensities of the 1906 Ecuador-Colombia earthquake.

# 琉球海溝・ヒクランギ海溝における群発地震活動と

スロースリップ活動の比較

#西川友章·西村卓也(京大防災研)

Comparison between earthquake swarm activity and slow slip activity in the Ryukyu Trench and Hikurangi Trench #Tomoaki Nishikawa, Takuya Nishimura (DPRI, Kyoto Univ.)

沈み込み帯で発生するスロースリップイベント(SSE)と地震活動の関係の解明は、 地震活動の予測精度を高めるうえで重要である。これまでの研究により、SSEは特 に沈み込み帯の群発地震活動を誘発するということが明らかになった (e.g., Ozawa et al., 2003)。群発地震活動は流体の移動によっても誘発されることがあり (Waite & Smith, 2002)、必ずしもSSEと一対一に対応するものではないが、群発 地震活動の精査によってこれまで検出されていないSSEをみつけることができる可 能性がある。また、群発地震活動とSSE活動の比較を通してSSEが沈み込み帯の 地震活動に与える影響を定量化できる可能性もある。

本研究は、SSEが特に頻繁に観測されている琉球海溝の日向灘から種子島沖 までの地域とニュージーランド北島のヒクランギ海溝に着目した。Nishikawa and Ide (2017)の手法に従い、これらの地域において群発地震活動を検出し、群発地 震活動と既存のSSEカタログ(Nishimura, 2014; Wallace and Beavan, 2010)や GNSSデータを比較した。

まず、日向灘-種子島沖に走行方向約500km、プレート運動方向200kmの解析 領域を作り、1997年から2016年までに領域内で発生したM3以上の地震を気象庁 地震カタログから2112個抽出した。マグニチュードの下限は、琉球海溝における 気象庁地震カタログのコンプリートネス(Nanjo et al., 2010)を参考に、海溝近くの 海域でもカタログが完全であるよう十分高く設定した。次に、Nishikawa and Ide (2017)の手法に従い、余震の大森則に従わない地震系列を群発地震として検出 した。具体的には、領域内の地震活動に対し時空間モデルETASモデル(Zhuang et al., 2002)をフィットし、ETASモデルから予測される地震発生レートの4倍以上 の地震発生レートをもつ地震系列を群発地震として検出した。この際、地震系列 は最低5イベント以上の地震を含むことを要請した。ETASモデルに従う5つの地震 が、ETASモデルの4倍以上の地震発生レートを偶然示す確率は2.4×10⁻³である。 ニュージーランド北島のヒクランギ海溝においても同様の手順で群発地震を 検出した。地震カタログはニュージーランドのGeoNetが公開している GeoNetカタログを使用し、2001年から2010年までに発生したM2.8以上の 8376個の地震を解析した。

その結果、日向灘-種子島沖で36系列、ヒクランギ海溝で111系列の群発地 震を検出した。日向灘-種子島沖では、特に種子島沖において群発地震が多数 検出された。ヒクランギ海溝では、ニュージーランド北島のギズボーン沖や ホークスベイ地方南部の海岸沿いにおいて群発地震が多数検出された。これ らの地域では、SSEも頻繁に発生していることが知られている(Nishimura, 2014; Wallace and Beavan, 2010)。

次に、これらの群発地震活動と既存のSSEカタログやGNSSデータの比較 を行った。GNSSデータには国土地理院の日々の座標値(F3)とニュージーラ ンドのGeoNetが公開している座標値を用いた。その結果、Nishimura (2014) によって1997年から2013年の間に日向灘-種子島沖で検出された40個のSSE のうち、1999年1月M6.2、2002年2月M6.0、2013年9月M6.3の3個(8%)の SSEは群発地震を伴っていた。また、2つの群発地震系列はSSEカタログに 含まれていない地殻変動と対応していた。このような群発地震を伴う地殻変 動は未検出のSSEである可能性がある。また、上記の5つの群発地震はすべ て種子島沖に位置していた。一方、ヒクランギ海溝では、Wallace and Beavan (2010)によって2004年から2010年の間に検出された11個のSSEのう ち8個(73%)のSSEが群発地震を伴っていた。また、5個の群発地震系列は SSEカタログには含まれていない地殻変動と対応していた。一方、活発な群 発地震活動であっても地殻変動と対応がみられないものも存在した。これら の群発地震は、流体の移動などSSE以外の要因によって誘発されている可能 性がある。日向灘-種子島沖とヒクランギ海溝では、SSEが群発地震を伴う 割合に大きな違いがあったが、これは両地域のSSEの規模の違いに起因する ことが推測される。実際、ヒクランギ海溝ではM6.5を超えるSSEが観測さ れているが、日向灘-種子島沖ではそのような大規模なSSEは観測されてい ない。

本研究により、琉球海溝の日向灘-種子島沖とニュージーランドのヒクラン ギ海溝における群発地震活動が明らかとなった。また、群発地震を目印とす ることで未検出のSSEの可能性がある地殻変動を見つけることができた。そ の一方、SSEや地殻変動と対応しない群発地震も多数検出された。これらの 群発地震は流体移動などSSE以外の要因に誘発されている可能性があり、そ の発生原因の解明には地震波形解析などさらなる研究が必要である。

# 小笠原海溝沿いの地震を伴う海底地殻変動

#深尾良夫・伊藤亜紀・山下幹也・利根川貴史(JAMSTEC)、杉岡裕子(神戸大)、塩原 肇・東野陽子(東大地震研)

Earthquake-accompanying submarine crustal deformation

#### along the Bonin Trench

#Yoshio Fukao, Aki Ito, Mikiya Yamashita, Takashi Tonegawa (JAMSTEC), Hiroko Sugioka (Kobe Univ), Hajime Shiobara, Yoko Tono (ERI)

伊豆小笠原海溝に沿っては巨大地震が殆ど発生しないため、ここでは非地震性 のプレート間滑りが卓越すると考えられているが、その実態は不明である。非地震性 滑り過程の一端を明らかにすることを目的として、2015年5月21日から2016年6月29 日にかけて鳥島はるか東方沖・海溝すぐ西側の水深4700mから5700mの海底に海 底絶対水圧計(PARO-8B7000)の10点アレー(1辺30kmの正三角形)を展開した (データが得られたのは8点)。アレーの中心には、傾斜測定機能と差圧計を装備し た広帯域海底地震計を配置した。非地震性滑り検出の第1歩として、S-P時間のごく 短い海溝地震に着目し、地震時に海底に異常変動が起きている記録を探索した。 右図は探索結果の1例で、2015年1月16日の7:30(UT)からの4000秒間の(上から 順に)海底上下変位速度、傾斜2成分、高感度差圧、並びに(潮汐成分を除去した 後の)絶対圧記録「8点分の重ね合わせ」を示す。地震に先立つ500秒位前から海 底隆起・傾動が始まり、地震をきっかけに隆起速度が急変したことがわかる(隆起量 は5mm程度)。

発見されたイベントは未だ3例であるが、何れの場合も地震をきっかけに海底変動の傾向が急変している(他の2例では、地震を契機に海底は相対的沈降から相対的隆起に急変)。何れの場合も海底変動の時定数は500~1000秒程度、上下変動量は数ミリ程度で地震動の大きさと正の相関がある。傾動は0.1µradのオーダー。海底変動に伴う地震は最大地震についてのみUSGSにより、マグニチュードは4.4、震央は海溝に最も近い観測点の真北15kmの位置、深さは10kmと決められている。上記観測事実からして、検出された地震と海底変動はプレート間滑りに伴う一連の因果関係をもったプロセスと考えられる。今後、観測例を増やすと共により詳細な解析を行い、小笠原海溝のプレート沈み込みの実態を明らかにする。



## 地震活動から探る房総スロースリップイベントの

## 発生履歴

### #石辺 岳男·松浦 律子·津村 建四朗·岩佐 幸治·古村 美津子 (地震予知振興会)

#### Histories of Possible Boso Slow-slip Event Inferred from Seismicity Data

# Takeo Ishibe, Ritsuko S. Matsu'ura, Kenshiro Tsumura, Koji Iwasa, and Mitsuko Furumura (ADEP)

1990 年代に GNSS 観測網 (GEONET) が構築されて以来, 房総半島沖のフィリピン海プレートの沈み込み境界では, Mw6.4~6.7, 継続時間 10~30 日 程度の群発地震活動を伴うスロースリップイベント (以下, SSE) が 1996, 2002, 2007, 2011, 2013~2014 年に検出されてきた (例えば Ozawa et al., 2003, 2007; Sagiya, 2004; Hirose et al., 2012, 2014; Ozawa, 2014; Fukuda et al., 2014; Fukuda, 2018). また, 2018 年 6 月にも SSE が観測され, 継続している (2018 年 7 月現在). 上記の GNSS データから検 出された SSE に加え, Hirose et al. (2012) は群発地震活動ならびに傾斜 計データから 1983 年と 1990 年にも SSE が発生していたことを明らかにし た.また, Kato et al. (2014) は地震活動データから 2011 年東北地方太 平洋沖地震直後に誘発された SSE の存在を示した.

これら以前の房総 SSE の発生履歴に関しては,特に地殻変動データが限 られる事からよく分かっていない.同定されている房総 SSE はいずれも群 発地震活動を伴うことから,地震活動解析からより過去に遡って房総 SSE の発生履歴を解明できる可能性がある.気象庁は震源カタログとは別に有感 地震データを公開しており,これらの中には震央地名や規模が決まらなかっ た地震に対する有感記録も残されている.一般に大地震あるいは群発地震活 動が発生した場合,有感地震数は震源域に近い観測点では急激に増加する一 方で,その数は距離とともに急激に減衰する.また本震に伴う余震活動と群 発地震活動では有感地震数の時間的推移が異なる. そこで本研究では地震カタログ,有感地震データベース,アナログ媒体の 波形記録を用い,特に勝浦市墨名・銚子市川口町・千葉中央区中央港(旧) 等,房総 SSE 震源域近傍において長年観測を実施している観測点における 有感記録から房総 SSE の発生履歴について検討した.その結果,1923 年以 降 1980 年以前の期間についても 1929 年 3 月下旬,1933 年 11 月,1937 年 10 月,1939 年 3 月,1942 年 5 月,1951 年 12 月,1966 年 7 月,1971 年 6 月,1977 年 6 月 など房総 SSE 発生の可能性が考えられる複数の群発地震 活動が見出された. 房総 SSE の発生が示唆される群発地震活動は 1920 年代 後半から 1930 年にかけて多く発生している.1923 年 9 月には大正関東地 震が発生し,またその最大余震の震源域は房総 SSE 領域のごく近傍で発生 している.これらの地震や地震に伴う余効すべり・すべり加速,粘弾性緩和 による影響によって,東北地方太平洋沖地震後と同様に SSE の発生間隔が 短くなっていた可能性がある(あるいは広義の余震活動と見做すべきかもし れない).

1971 年 6 月~1980 年 9 月の関東地方における震源ファイルとして, MaTsuKara ファイル(Matsu'ura et al., 1988a, b)がある. この震源カタ ログは気象庁に加え,岩槻や下総などの深井戸データ,1979 年頃からは防 災科学技術研究所による関東・東海地殻活動観測網によるデータも用い震源 決定が行われている. この期間には房総沖において1971 年 6 月,1977 年 6 月に群発的地震活動が見られ,これは勝浦市墨名等における有感地震回 数の急増時期と一致する. なお,M4 以上の地震はこれらの期間以外にも 1974/4/3,1976/4/9,1978/5/25 と散発している。

なおこれまでの房総 SSE は、いずれも群発地震活動を伴って発生してい るが、群発地震活動の発生が必ずしも SSE の発生を意味するとは限らない. この為、地震活動から示唆される房総 SSE の発生履歴は過大に見積もられ ている可能性がある.これらの房総 SSE 発生が示唆される期間について、 今後、精査が必要である.

謝辞:気象庁一元化震源カタログ,有感地震データベースならびに MaTsuKara 震源ファイルを使用させて頂きました.また本研究は,東京大 学地震研究所共同利用(研究課題名:史料中の有感地震記録を用いた歴史地 震研究の新展開,代表者:石辺岳男)の援助を受けました.ここに記して感 謝致します.

# 東北地方太平洋沖地震後の周期的スロースリップ: 繰り返し地震,超低周波地震および海底地殻変動観 測による検出

#内田直希·本荘千枝·富田史章(東北大)·松澤孝紀(防災科研)· Roland Bürgmann(UC Berkeley)

Episodic slow slip after the 2011 Tohoku-oki earthquake: Detection from repeating earthquakes, very low frequency earthquakes, and seafloor geodetic observations # Naoki Uchida, Chie Honsho, Fumiaki Tomita (Tohoku Univ.), Takanori Matsuzawa (NIED), Roland Bürgmann (UC Berkeley)

**はじめに** 東北地方の沖合では,近年,超低周波地震(VLFE)が見つかるほか, 東北沖地震後に設置されたGPS-音響結合方式による,複数点での海底地殻変 動観測が行われている.本研究では,2011年東北地方太平洋沖地震(東北沖地 震)前に,小繰り返し地震およびGPSデータから周期的なスロースリップが推定さ れた三陸沖において,東北沖地震後のスロースリップの発生状況を小繰り返し地 震,VLFEおよび海底地殻変動観測データから推定した.

**方法** 繰り返し地震は、Uchida et al. 2016による波形の相似性に基づいて 抽出した繰り返し地震を用い,すべり速度の時空間変化を求めた解析を2016 年まで延長した. 超低周波地震は、Matsuzawa et al. 2015による、陸上広帯 域地震計を用いたテンプレートマッチングによる検出を2016年まで延長し た結果を用いた. 海底地殻変動観測は、Tomita et al., 2017による東北沖地震 後に設置されたGPS-音響結合方式による海底地殻変動観測データを再解析した 結果を用いた.

**結果** 三陸沖の海溝近傍について,繰り返し地震から推定された東北沖地震後のすべりレートは,大きな変動を繰り返しながら低下していく傾向が見られた(図1).これは,約3年周期のすべりレートの変動が見られた三陸沖海溝近傍では,余効すべりも,単調には減少しておらず,変動をしていることを示す.また,大きなすべりレートのピークが見られる2015年に着目すると,この時期には超低周波地震の活動が活発(図1bの星およびdの積算数)で,海底地殻変動観測点も東向きの変動(図1cおよびdの平均東西変位)をしていることがわかった.両者は,浅部

プレート境界でイベント的なスロースリップがおきたために生じた可能性が高い. 繰り返し地震から求めた2013年および2015年の海底地殻変動観測時の間のすべ り量は,約14cmで,これにより期待される海底の変動(約10cm)と海底地殻変動 観測による同期間の観測は調和的である.また,2015年のイベント中に発生した 最大地震は,M6.9でこれを含むM5.5以上の5つの地震による海底の地震時変動 は最大約2cmと推定され,この期間のすべりは主に非地震的に進行したと考えら れる.一方,超低周波地震は,繰り返し地震とは空間的に棲み分けており,場所 によりすべり過程が異なることを示唆する.



図1 三陸沖海溝近傍の繰り返し地震活動(a)と超低周波地震活動(b),4つの海底地殻変動観測点の東西変位(c)および繰り返し地震から推定したすべりレート (d).図dにおいては,超低周波地震の積算数および,海底地殻変動観測点の平均変位も示した.

# 3次元速度構造モデルに基づく理論波形を用いた

+勝沖・東北沖における超低周波地震の検出 #馬場慧・竹尾明子・小原一成(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工)・松 澤孝紀(防災科研)

Detection of very low frequency earthquakes off the Pacific coast of Tokachi and Tohoku regions by using synthetic waveforms of three-dimensional velocity model #Satoru Baba, Akiko Takeo, Kazushige Obara (ERI), Takuto Maeda (Hirosaki Univ.), and Takanori Matsuzawa (NIED)

#### <u>序論•目的</u>

超低周波地震(VLFE)は、沈み込み帯の巨大地震発生領域の周辺で発生するス ロー地震の一種であり、主に0.02-0.05 Hzの周波数帯で観測される。Asano et al. (2008)は、十勝沖において、平面波指数を使ったアレイ解析により、VLFEを発見 した。また、Matsuzawa et al. (2015)は、東北沖において、波形データの目視によ ってVLFEのシグナルを発見し、そのVLFEの波形をテンプレートとして、F-netの波 形データとの相関係数を計算することで、東北沖でVLFEの検出を行なった。しかし、 テンプレートの数が少ないため、VLFEの検出範囲や検出数が限られていると考え られる。本研究は、十勝沖・東北沖において、先行研究よりも長い観測期間でかつ3 次元速度構造モデルを用いて網羅的にVLFEを検出することを目指す。

#### データ・手法

本研究では、2004年4月から2017年3月までのF-netの波形データに、0.02-0.05 Hzのバンドパスフィルターを適用したものを用いた。イベントの検出に マッチドフィルター法 (Shelly et al., 2007)を用いた。十勝沖に1点、東北沖 に3点の仮想震源グリッドを設定し、プレート境界面の形状 (Nakajima and Hasegawa, 2006; Kita et al., 2010)および太平洋プレートの沈み込み方向 (Nuvel-1A; DeMets et al., 1994)から計算されたメカニズム解を使って、グ リッドから近い10個のF-net観測点で理論波形を計算し、テンプレートとした。 理論波形は3次元不均質構造モデルJIVSM (Koketsu et al., 2012)を仮定し、3 次元差分法シミュレーション (Maeda et al., 2017)によって計算した。テン プレートと波形データとの相関係数を1秒おきに計算した。その相関係数の平 均の解析期間における中央絶対偏差の8倍をしきい値と定め、しきい値を超え た時間にイベントが発生したと判定した。さらに、各グリッドから最も近い F-net観測点の上下動成分の、1-2 Hzの成分における最大振幅が200 nm/sを超 えるイベントは通常の地震として除去し、USGS地震カタログとの比較や目視 によって遠地地震を除去した。

#### 結果・今後の展望

東北沖南部および北部では、2011年の東北地震の後、VLFEの活動度が急激に 上昇した。中部では、2011年東北地震の後、活動度が静穏化した。これは、中部は 東北地震の滑り域の内部にあたり、歪みが解放されたためと考えられる。南部では、 2013年以降、VLFEの発生個数が著しく少なくなっているのに対し、北部では、 2013年以降もVLFEが継続的に発生している。十勝沖では、2011年以降、活動度 が低下しているように見える。

今後は、Variance reductionの計算などにより、現在目視で行なっているVLFEか どうかの判定を自動化し、グリッドを日本海溝・千島海溝沿いに拡張して、過去に VLFEの検出が確認されていない地域でもVLFEの検出を試みる予定である。



図1(左)仮想震源グリッドの位置およびメカニズム解。逆三角形はF-netの観測点の位置を示す。(右)各グリッドで発生したイベントの累積個数。黒い矢印は2011年 東北地震の発生日を示す。

謝辞:データ解析には防災科学技術研究所の広帯域地震観測網F-netの地震波形データを 使用しました。テンプレート波形の作成には、東京大学地震研究所のEICコンピューターを 使用しました。本研究はJSPS科研費 JP16H06473の助成を受けたものです。

## 3次元不均質構造を用いた紀伊半島沖から室戸沖にかけての 浅部超低周波地震の CMT インバージョン

[#]武村俊介・松澤孝紀・浅野陽一・木村武志(防災科研)・ 利根川貴志(海洋研究開発機構)・汐見勝彦(防災科研)

# CMT inversion of shallow very low-frequency earthquakes in the Nankai subduction zone using a 3D velocity structure model

[#]Shunsuke TAKEMURA, Takanori MATSUZAWA, Youichi ASANO, Takeshi KIMURA (NIED), Takashi TONEGAWA (JAMSTEC) and Katsuhiko SHIOMI (NIED)

1. はじめに 南海トラフ巨大地震の想定震源域浅部で発生する浅部超低周波地震の空間 的な広がりやそのメカニズム解は、プレート境界浅部の応力蓄積および摩擦状態を知る上 で重要な手がかりとなる (例えば、Saffer and Wallace, 2015; Obara and Kato, 2016). 浅部超低周波地震は海域で発生することから、陸域の観測記録と1次元構造を用いた従来 の解析では、震源位置やメカニズム解を正確に推定することは難しい (例えば、Takemura et al. 2016, 2018a). DONET (図1の地図中ひし形) などの震源域近傍に敷設された海 底地震観測網を用いることで解析精度を向上させることは可能だが、観測点敷設からの観 測期間が限られるため、十数年に亘る長期的な活動評価は難しい.本研究では、浅部超低 周波地震の長期的な活動度の評価を目指し、防災科研 F-net により捉えられた浅部超低周 波地震について、3次元地下不均質構造による Green 関数を用いた CMT 解析を行う.

2. 手法 Takemura et al. (2018b)による浅部超低周波地震のCMT 解析手法を用いた. 3次元地震波速度構造モデルは、全国1次地下構造モデル(Koketsu et al. 2012)を基本 とし、付加体構造についてはTonegawa et al. (2017)による各 DONET 観測点下の1次 元 S 波速度構造モデルから構築した 3 次元構造を用いた. 震源グリッドは 0.1°間隔でフ ィリピン海プレート上面に設定し、3次元差分法による地震動シミュレーション (Furumura and Chen, 2004; Takemura et al. 2015a) により Green 関数を評価した. 周期 20-50 秒の F-net 速度波形を用いて、浅部超低周波地震のセントロイド位置、セント ロイド時刻、破壊継続時間、モーメントマグニチュードおよびメカニズム解を推定した. それぞれの CMT 解の中で、観測波形との Variance Reduction が最も大きいものを最適 解とした.

Takemura et al. (2018b)は、上記の手法を紀伊半島南東沖で発生する浅部超低周波地 震(図1の灰色の震源球)に適応し、その有効性を示した.本研究では、解析範囲を室戸 沖まで広げ、より広域な浅部超低周波地震のCMT解析を行った. 3.結果 2004年9月から2016年4月迄に発生した浅部超低周波地震のCMT解析の結果の一部を図1に示す.地図中の青色の震源球は,本研究により推定された浅部超低周波 地震のメカニズム解の一部である.広い範囲で走向が海溝軸におおよそ平行な低角逆断層 が最適解として推定された.参考のためDONETの観測点位置(地図中ひし形)を示すが, 浅部超低周波地震の発生位置は付加体の先端部分に集中しており,DONET により推定さ れた2015年の活動の震央位置と調和的である(Nakano et al. 2016). Takemura et al. (2018b)の CMT 解析手法は,紀伊半島南東沖だけでなく室戸沖を含めた広い領域で有効 であり,観測波形の再現性(図1右)も高い.陸域の観測記録と3次元不均質構造を考慮 した CMT 解析により,同地域において DONET 敷設以前を含む長期的な浅部超低周波地 震の空間分布と活動度の変化の把握が可能であり,今後の重要な課題の1つである.



図1. 浅部超低周波地震のCMT 解の例. 青い震源球は本研究, 灰色の震源球は Takemura et al. (2018)で推定された浅部超低周波地震のCMT 解. 地図中の三角は F-net の観測点, ひし 形は DONET の観測点を示す. 右図は地図中 A の浅部超低周波地震(濃い青の震源球)の CMT 解から合成された理論波形(青線)と観測波形(灰色線)の例.

#### 浅部超低周波地震の CMT 解析手法に関する参考文献

Takemura, S., Matsuzawa, T., Kimura, T., Tonegawa, T., & Shiomi, K. (2018b), Centroid moment tensor inversion of shallow very low-frequency earthquakes off the Kii Peninsula, Japan, using a three-dimensional velocity structure model, Geophysical Research Letters, doi:10.1029/2018GL078455.

謝辞 F-net の観測波形記録を利用しました. 海底地形データは ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009)を利用しました. 地震動シミュレーションは海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用しました. この研究は, JSPS 科研費 17K1482 による助成を受けました.

# 日向灘浅部低周波微動活動に伴う エネルギー解放量の特徴

#渡邊 早姫(九大院理)・山下 裕亮(京大防災研)・山田 知朗・篠原 雅尚(東大地震研)・松島 健(九大地震火山セ)

Characteristics of seismic energy released by

shallow low-frequency tremor in the Hyuga-nada region

# S. Watanabe (Kyushu Univ.), Y. Yamashita (DPRI, Kyoto Univ.),

T. Yamada, M. Shinohara (ERI, The Univ. of Tokyo),

T. Matsushima (SEVO, Kyushu Univ.)

#### <u>1. はじめに</u>

九州東方に位置する日向灘のプレート境界浅部は,低周波微動(e.g., Yamashita *et al.*, 2015)や超低周波地震(e.g., Obara and Ito, 2005; Asano *et al.*, 2008, 2015)などのスロー地震活動が数多く観測されてきた.また,日 向灘は南海トラフ巨大海溝型地震の想定震源域の西端部に位置しており,こ の地域におけるスロー地震を含めた多様な地震活動を正確に把握し,プレー ト境界の固着具合や摩擦特性を正しく理解することは,巨大地震発生時の浅 部すべりに関する挙動を知る重要な鍵となると考えられる.このような背景のも と,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」における 広帯域海底地震観測として,長期観測型海底地震計を用いた連続観測が 2014年3月より開始された.本研究では, 2017年2月までの3期間に渡る 長期海底観測で取得されたデータに加え,Yamashita et al., (2015)の2013 年観測データを再解析し,浅部低周波微動活動に伴う地震波エネルギー解 放量の特徴について報告する.

#### 2. 手法

スロー地震の 1 つである低周波微動は,波の初動の到達が不明瞭なため, エンベロープ波形の相似性を利用したエンベロープ相関法(Envelope Crosscorrelation Method, ECM: Obara, 2002)を使って震源を推定するのが主流 である.本研究では,浅部低周波微動の震源決定に加え,個々のイベントの エネルギー解放量の推定を試みるため,相対走時差に加え振幅の情報も利 用した Hybrid-ECM(Maeda and Obara, 2009)による解析を行った.本手法 適用に際し,サイト増幅特性の算出が必要であるが,海底観測は1年毎に観 測点配置が変わるため,各年毎の結果を比較するために九州東部の陸上観 測点(鹿児島大学・高岡観測点)をリファレンスとして計算を行った.

#### <u>3. 結果·考察</u>

Hybrid-ECM を適用することで,特に観測点数が少ない 2016 年観測においても震源決定精度が向上した.また,微動発生域における地震波エネルギーの解放量の空間分布が得られた.

2016 年観測では、2016 年熊本地震(本震: 2016/04/16 01:25 Mjma 7.3)発生後、2~3 週間に渡って断続的に日向灘で発生した微動活動につい て解析を行った.暫定的な結果であるが、トータルの解放量の空間分布に顕 著な違いは見られないものの、イベント当たりのエネルギー開放量に換算する と震源域北東側が大きく、南東側が小さいという結果が得られた.日向灘に沈 み込む九州パラオ海嶺の位置を境に変化しているようにも見られ、低周波微 動活動から得られるエネルギー解放量の空間変化に関する特徴は、南海トラ フ沿いのプレート境界浅部域における摩擦特性の空間変化を考える上で重要 な知見となると考えられる.

現在,2013年以降の観測データについても解析を進めており,個々のエピ ソード(活動)および全エピソードにおけるエネルギー開放量の空間変化について議論を行う予定である.

<u>謝辞</u>:本研究は,文部科学省委託研究業務「南海トラフ広域地震防災研究 プロジェクト」及び新学術領域研究「スロー地震学」の一環として行われたもの である.解析に際し,鹿児島大学,気象庁の一元化カタログを使用した.弘前 大・前田准教授には,解析に際に多くのアドバイスを頂いた.JSPS科研費 JP16H06471, JP16H06472の助成を受けた.ここに記して感謝申し上げます.

# 浅部低周波微動の地震波エネルギー #矢部優・利根川貴志・中野優(JAMSTEC)

## Seismic Energy of Shallow Tectonic Tremor #Suguru Yabe, Takashi Tonegawa, Masaru Nakano (JAMSTEC)

In Nankai subduction zone, southwest Japan, slow earthquake occurs at deeper and shallower extensions of the seismogenic plate interface. One of fundamental characteristics of slow earthquake is depletion of high frequency signals compared with regular earthquake. Seismic energy has been estimated for deep slow earthquake, revealing that the scaled energy of slow earthquake is about 10⁻⁹, which is much smaller than 10⁻⁵ of regular earthquake. On the other hand, seismic energy of shallow slow earthquake has not been evaluated. We estimated seismic energy rate of shallow tectonic tremor off Kii Peninsula detected by DONET1. Estimated seismic energy rate ranges around 10³-10⁵ J/s, while accompanying shallow very low frequency earthquake has seismic moment rate of 10¹²-10¹³ Nm/s with the scaled energy of 10⁻⁹-10⁻⁸. Therefore, the scaled energy of shallow slow earthquake is one-order larger than that of deeper counterpart.

南海トラフでは、巨大地震発生域の深部と浅部でスロー地震が発生している.スロー地震は普通の地震と異なる様々な性質を有しているが、その中でも最も基本的な性質は高周波成分のシグナルが普通の地震と比べて小さいことである.地震現象の低周波極限の大きさは地震波エネルギーにより表現される一方、高周波成分の大きさは地震波エネルギーにより表現される.深部スロー地震に対しては、2-8Hz帯における低周波微動の地震波エネルギーが推定されており、超低周波地震の地震モーメントとの比が10⁻⁹程度で一定であることが知られている(e.g., Ide et al., 2008).この値はScaled Energyと呼ばれ、普通の地震では10⁻⁵程度で一定であることが知られている(e.g., Ide & Beroza, 2001).さらに、深部スロー地震では地震モーメントと地震波

エネルギーの総量が比例するだけでなく,その時間関数どうし(地震 モーメントレートと地震波エネルギーレート)が比例するという,普通 の地震との大きな違いが示されている.

浅部スロー地震は、低周波微動・超低周波地震・スロースリップが 観測され震源の移動が見られるなど、定性的には深部スロー地震と 似た振る舞いが見られるが、両者の定量的な比較はまだ十分行われ ていない.深部スロー地震と浅部スロー地震では、温度や圧力といっ た発生場の物理条件が大きく異なるため、両者の定量的共通点・相 違点を明らかにすることはスロー地震の震源物理を理解する上でも 重要と期待される.

本研究では、地震津波観測監視システムDONET1によって観測される、南海トラフの熊野灘における低周波微動の地震波エネルギーを推定した.同地域の超低周波地震(Nakano et al., 2016, 2018)と同時に発生する低周波微動に着目して解析を行い、推定した低周波微動の地震波エネルギーレートを超低周波地震の地震モーメントレートと比較した.

深部低周波微動と比較可能な浅部低周波微動の地震波エネルギーを推定するために、まずスラブ内地震の直達波を用いてDONET1 観測点のF-net観測点に対するサイト増幅係数を2-8Hzの周波数帯 において推定した.次にYabe&Ide (2014)と同様の手法で地震波減 衰の強さと浅部低周波微動の地震波エネルギーを推定した.

浅部低周波微動の平均的な地震波エネルギーレートは10³-10⁵ J/s程度と推定され,超低周波地震の平均的地震モーメントレート 10¹²-10¹³ Nm/sと比較すると,Scaled Energyは10⁻⁹-10⁻⁸程度となり, 深部スロー地震より1桁大きい値であることが明らかになった.地震波 エネルギーレートと同じ関数形をもつモーメントレート関数により,超 低周波地震の波形が説明されることから,地震波エネルギーレートと 地震モーメントレートが比例すると考えて矛盾はない.

【謝辞】本発表内容は科学研究費JP18K13639・JP16H06477・JP16H06472によ り行われた。また, Hi-net/F-net/DONET1/LTBMSの地震波形データと気象庁一 元化処理震源要素を使用した.

# 浅部低周波微動のサイズー頻度分布 #中野優・矢部優(JAMSTEC)・杉岡裕子(神戸大理)・ 井出哲(東大理)

#### Event size distribution of shallow tectonic tremor #Masaru Nakano, Suguru Yabe (JAMSTEC), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.), Satoshi Ide (Tokyo Univ.)

Along the Nankai trough, slow earthquakes as tectonic tremors, very-lowfrequency earthquakes (VLFEs), and slow-slip events (SSEs) occur both deeper and shallower extensions of the source region of megathrust earthquakes. Although these events occur at regions with distinctly different physical conditions and geological features, they show very similar characteristics: The dominated frequency range of tremors and VLFEs are mostly common, CMT solution of VLFEs shows thrust-type faulting consistent with slip on the plate interface, and slow earthquakes are often accompanied by other types of slow earthquakes in the same source region.

In this study, we investigated the event size distribution of the shallow tremor activities that occurred off the Kii Peninsula in 2009, 2015 and 2016. Using data obtained from BBOBS or DONET1, we measured the size of each tremor based on the seismic energy rate computed from waveforms band-passed between 2-8 Hz. The number of tremors plotted against the energy rate is better explained by the power-law distribution, different from the deep tremor activities that is better explained by the exponential law. The difference in the scaling relationship would reflect different physical conditions and geological features along the source fault.

南海トラフ巨大地震発生帯の浅部および深部では、非火山性微動(微動)、超低周波地震(VLFE)、スロースリップ(SSE)に代表されるスロー地震が発生する。 浅部および深部のスロー地震発生域は安定すべりと不安定すべりの境界に対応 すると考えられ、温度、圧力、地質条件等が異なるにもかかわらず、微動および VLFEの卓越周波数が共通である事、VLFEの断層面解がプレート境界滑りを示 す事、SSEに伴い微動やVLFEが発生する事など、シグナルやイベント発生に関し ての特徴が類似している。 ー般に地震のサイズー頻度分布は震源の性質や状態を表すと考えられる。通常の地震は冪(べき)分布に従い(グーテンベルクーリヒター則)、その傾き(b値) は震源域の応力レベルや、断層面の不均質と関係があると考えられている。一方、 深部微動については、火山性微動と同様、イベントのサイズは指数分布に従う事 が知られている(例えばWatanabe et al. 2007)。浅部スロー地震については研究 例が少ないが、VLFEに関しては冪分布と指数分布の中間的な性質を示すという 報告がある(Nakano et al. 2018)。しかしVLFEでは検出限界のため、マグニチュ ードの小さい側のイベント数が頭打ちとなり、サイズ分布を適切に評価できない。 より小さなイベントを適切に検知する手法による解析が必要である。

本研究では、南海トラフの浅部微動について、地震波エネルギーレートを用い てサイズー頻度分布を推定した。VLFEに関する解析では地震波エネルギーレー トによるサイズ分布は地震モーメントを用いた場合と同様の傾向を示す。微動と VLFEは共通の震源から放射されると考えられるので(Kaneko et al. 2018)、短周 期成分から推定される地震波エネルギーレートを用いる事で、VLFEシグナルの 放射が弱い、より小さなスロー地震に対してもサイズ分布が得られると期待される。

熊野灘で2009年3月、2015年10月、そして2016年4月にVLFEを伴って発生した微動に対し、サイズ分布を推定した。BBOBSおよびDONET1速度波形に2-8 Hzのバンドパスフィルタをかけた後波形を二乗し、0.1 Hzのローパスフィルタを適用して、あらかじめ設定した閾値以上の振幅の区間に対し、地震波エネルギーレートを推定した。DONET1観測点における増幅度と媒質の減衰は矢部ほか(本大会)で推定した値を用いた。VLFEの震源は時間の経過とともに移動するので、1日毎のVLFE震源の平均座標を微動の震源座標であるとしてエネルギーレートを推定した。2016年の活動は4月1日の三重県南東沖地震(Mw 5.9, MJMA 6.5)の余震の影響が考えられるが、4月3日以降余震はほとんど発生していないため、それ以降の記録を用いた。また30秒以上継続するシグナルについて評価を行った。

得られたサイズ分布はどの時期も冪分布によって良く説明されることが分かった。 確認のため、Watanabe et al. (2007) に従い変位波形の振幅を用いたイベント継 続時間についてのスケーリング則を求めたところ、同様に冪分布がより良く観測を 説明することが分かった。しかしイベントサイズの上限付近では冪分布から逸脱し、 指数分布に近い形となった。

今回の結果は、浅部微動は深部微動と波形や活動の特徴は似ているものの、 震源過程に異なる点がある事を示唆している。この違いは震源域の温度、圧力条 件および地質の違いを反映していると考えられる。

謝辞:本研究はJSPS科研費 JP16H06477 の助成を受けたものです。また、解析には DONET1の記録を使用しました。記して感謝いたします。

# 日本における火山性深部低周波地震の活動の特徴 #栗原亮·小原-成·竹尾明子(東大地震研)

The characteristics of activities of volcanic deep low frequency earthquakes in Japan

#Ryo Kurihara, Kazushige Obara and Akiko Takeo (ERI, UTokyo)

#### 1. はじめに

深部低周波地震 (LFE)は、同規模の通常の地震に比べて卓越周波数が低いという特 徴を有する地震であり、内陸地殻深部からモホ面付近で発生する. LFE のうち、火山の周 辺で発生するのが火山性 LFE であり、山頂直下ではなく山頂から水平方向に 10-20 km 程度離れた場所で発生している場合も多い (Hasegawa and Yamamoto, 1995).火山性 LFE の発生メカニズムとしては冷却マグマモデル (Aso and Tsai, 2014)などが提案されて いる. 日本国内に発生する火山性 LFE については、地表の火山活動との明確な関連は まだ分かっていない. また、現在では活動的ではない第四紀以前に活動した火山の近傍 で発生しているものもある. 以上のように、火山性 LFE の活動は完全には把握されておら ず、火山性 LFE の発生メカニズムについても今も議論の対象となっている.

#### 2. 火山性深部低周波地震の検出

本研究では、全国の比較的活動度の高い火山性 LFE の発生域 56 箇所を対象として、 LFE の活動度の時間変化を調べるため、気象庁のカタログに掲載されている LFE をテン プレートとして、マッチドフィルタ法 (Ribbons and Ringdal, 2006; Shelly et al., 2007)を用 いて 2004 年 4 月から 2018 年 3 月の期間で網羅的にイベントの検出を試みた. 波形デー タは防災科学技術研究所 Hi-net の観測点を用いて、1-4Hzの帯域のバンドパスフィルタ を適用した。一部の火山において通常の地震やノイズによる誤検出を含んでいたため、こ の後相関係数、マグニチュード、周波数毎のスペクトルを利用して、誤検出を取り除きカタ ログを作成した. この結果、各箇所において、テンプレート数に比べて 2-100 倍程度の 新たな LFE の検出に成功した.

#### 3. 火山性深部低周波地震の震源再決定

LFE の震源位置は気象庁によって求められているが,通常の地震と異なり初動が明瞭 でないために波形の読み取りが困難であり,特に深さ方向の精度が低いと考えられてい る. そこで,波形の相関から震源の再決定を行う Network Correlation Coefficient 法 (Ohta and Ide, 2011)を用いて、震源の再決定を行った. その結果、一部の火山を除いて、 LFE の震源は1つか複数のスポットに集中して発生しているという結果を得た. 複数のス ポットが存在する場合は、深さ方向に 5-30 km 程度離れているケースが多い.

#### 4. 御嶽山と霧島山における火山活動との対応

2.で作成したカタログを見ると御嶽山では、2014年9月の水蒸気噴火の前後約1ヶ月では LFE の数が増加していることがわかった.また、霧島山でも2011年1月から3月にかけての噴火の前後に当たる2010年8月と2010年11月から2011年8月頃に通常の時期に比べて LFE の数が増えることがわかった.この結果は実際に噴火が発生した山頂から水平方向に約10km離れた深さ約30kmの場所で発生するLFE が火山活動と対応していることを示唆し、LFE の発生メカニズムの理解へ大きくつながる可能性がある.

#### 5. 群発的な LFE の発生

4.で示した火山活動と明瞭に対応する活動以外でも, 群発的に LFE が発生することが ある. 特に栃木県西部で発生する LFE はこの傾向が顕著であり, 1-2 年間隔で群発的 に2週間程度に集中して LFE が発生することがわかった. また, この群発的な発生の際に は, 発生から徐々に回数が減少していくが, 深さ 30 km 付近の LFE では指数関数的な減 少を示し, モホ面より深い深さ約 40km と最も深いスポットで発生した 2014 年 10 月のケー スでは直線的に減少していた.



図:栃木県西部における LFE の震源再決定の結果(左)と群発的 LFE 発生時における1日 当たりの LFE 発生数の推移(右)

# 琉球列島における遠地地震による低周波地震誘発

# 現象

#金城亜祐美·中村衛(琉球大)

#### Low Frequency Earthquakes along the Ryukyu Islands Triggered by Teleseismic Earthquakes #Ayumi Kinjo, Mamoru Nakamura (Univ. Ryukyus)

琉球列島では、遠地地震による誘発低周波地震(Induced LFEs)がこれまで報告されてきた(Miyazawa et al., 2006, Chao et al., 2016)。琉球列島でも誘発 LFEsが発生していることがChao et al.(2016)によって報告されているものの、その 発生位置など、誘発LFEsの詳細については明らかにされていなかった。そこで、 琉球列島に設置された広帯域地震計と短周期地震計の記録を用いて、琉球列島 で発生する誘発LFEsの特徴を調べた。

解析には、琉球列島に設置された気象庁地震観測網の短周期地震計20点と、 防災科学技術研究所Fnetの広帯域地震計5点を利用した。2004年1月から2006 年12月の間に沖縄(那覇)から1000km 以上離れた地点で発生したマグニチュー ド7.5以上の遠地地震56個を利用し、誘発LFEsの有無を調べた。次に、これらの 条件を満たしたイベントの中で表面波到来時にLFEが発生しているものを探した。 広帯域地震波形に0.02-0.05Hzのバンドパスフィルタをかけて表面波到達を確認 し、同時に2-8HzのバンドパスフィルタをかけてLFEの地震波到達が見られるか目 視により確認した。LFEを誘発した地震は37あった。

次に、広帯域地震波形に0.01-0.02Hz、0.02-0.04Hzおよび0.04-0.08Hzのバンドパスフィルタをかけ、異なる周波数の表面波とLFE発生との対応を比較した。その結果、0.04-0.08HzのLove波や0.04-0.08HzのRayleigh波振幅とLFE発生に相関が見られた(図1)。

さらに、LFEの震源決定を行った。二観測点で観測されたS波の到達時間差を エンベロープ相関により求め (Obara, 2002)、グリッドサーチメソッド (Chao et al., 2013) を利用して、誘発LFEsの震源決定を行った。求めたLFEの震源のうち、遠 地地震の実体波を誤って解析に使用してしまった震源とローカルで発生した普通 の地震の震源を除外した。また、求めた震源の深さ方向と水平方向に対するRMS 分布を算出し、震源決定のエラーの大きさを求めた。 震源決定の結果、琉球海溝側と沖縄トラフ側にLFEのクラスターが見られた。沖 縄本島付近では、沖縄本島およびその南方海域の琉球海溝側にLFEのクラスタ ーが分布している。一方、重山諸島では南東海域と西表島周辺にLFEのクラスタ ーが分布していた。これらの位置は、超低周波地震に伴って発生するLFEの発生 域に近い (Nakamura, 2017)。

さらに、八重山諸島北方の沖縄トラフにもLFEのクラスターが分布することが確認できた。これはトラフ内の熱水域付近でLFEが発生している可能性があることを示している。



図1 誘発LFEsと、Love波およびRayleigh波 (0.04-0.08Hz) の比較。

# 山陰地方の微小地震活動の季節変動性

#上田拓·加藤愛太郎(東大地震研)

Seasonal variation of microseismicity in San-in district #Taku Ueda, Aitaro Kato (ERI)

#### 【研究背景】

地震活動度は、降水量や灌漑などの地表や地下浅部に応力変化や強度変化を もたらす現象と相関があることが既往研究で指摘されている(e.g., Heki, 2003; Amos et al., 2014)。地震活動の周期応答性を理解することは、地震活動モデルの 高度化において重要であり、また、その物理メカニズムを理解することは、地震発 生過程の理解に役立つと考えられる。日本国内の微小地震活動においても、 Ogata(1983)では、西南日本のM3.5以上の地震活動が季節変動を示し、降水量と の間に弱い相関があることを報告している。また、Ueda and Kato (2017, JpGU)で は、山陰地方の地震活動がある特定の時期に半年変動を示すことを指摘している。 しかし、Decluster 法として時間依存のみを考慮した Epidemic Type Aftershock Sequence (ETAS) モデルを使用しており、時空間 ETAS モデルの適用が望まれる。 【研究方法】

本研究では、気象庁ー元化処理震源カタログを用いて山陰地方の 1975~2017 年の M3.0 以上の地震活動の季節変動性を検討した(図 1)。Ueda and Kato (2017,



**図 1.** (a)青い四角:解析領域。(b)解析領域内で発生した M3 以上の地震の M-t プロット。(c)解析領域内で発生した M6.2 以上の歴史地震の M-t プロット。

JpGU)では Decluster 法として ETAS モデルを使用したが、本研究では余震活動 が本震との距離に依存することを考慮した Space-Time ETAS(時空間 ETAS)モデ ル(e.g., Ogata, 1998; Zhuang et al., 2004)を用いた。1980~2017 年の地震活動 に対してフィッティングを行い、各地震時における地震発生率を推定した。次に、 Zhuang et al. (2002)の手法に基づいて確率論的に declustering を行なった。 10000 個の declustered カタログを作成し、それぞれのカタログに対して、フーリエ 変換を行い、半年変動成分の係数を求め、そのばらつきから有意な変動が見られ るか評価した(図 2(b))。

#### 【結果】

1980-2017年の38年間における地震活動は、春と秋にピークを持つ半年変動を 示すことが明らかになった(図2(a))。また、図2(b)は10000個のdeclusteredカタログ それぞれをフーリエ変換して得られた半年変動のcos関数(横軸)とsin関数(縦軸)の 振幅の密度分布を示しているが、密度分布が原点から十分離れており、有意な半 年変動であることがわかる。今回の結果は、大地震の直前のみに半年変動が出現 するというUeda and Kato (2017, JpGU)の結果とは異なり、より長期間にわたって 地震活動の季節変動が生じていることを示す。



図 2. (a)月別常時地震活動度の頻度分布。赤線がフーリエ変換で求められた半年 周期の変動を示す。(b)半年変動の係数の確率密度分布。黒円は外側から 99%,95%,90%が円内に分布していることを示す。

謝辞:本解析には気象庁ー元化処理震源カタログを使用しました。

# 地震の核形成過程における応力摂動の影響 #齋藤拓也·波多野恭弘(東大地震研)

# Effects of stress perturbation on earthquake nucleation #Takuya Saito, Takahiro Hatano (ERI)

地下の岩盤に大きな応力がかかり断層面でのすべり破壊が起こる現象が 地震である。このとき、すべり破壊とともに応力が降下する。その一方 で、断層は、潮汐や積雪などの季節変動などによる応力摂動にさらされて いる。これらの応力変化量は、地震の滑り破壊のそれに比べ十分に小さ く、通常の地震の発生に対する一般的な関与は小さいと考えられている。 しかしながら、特定の地域・現象においては高い潮汐応答性が報告されて いる。注目すべき例として、トレマーの潮汐に対する高い感受性などが挙 げられる[1]。

本研究の目的は、地震の核形成過程における摂動に対する応答性を数値 シミュレーション・解析を通し、その物理メカニズムを理解することにあ る。断層モデルの境界面上の摩擦則として、速度・状態依存摩擦則を採用 し、そこへ摂動を加え影響を調べる。

図1は、周期的応力摂動を与え、ある閾値の滑り速度に到達したときの 位相分布の数値計算結果であり、正弦関数的な分布が得られた。これをも とに、周期的摂動の振幅依存性を調べたところ(図2)、摂動の振幅を大き くすると、位相に対する感受率が高くなる結果が得られた。本発表では、 報告されている観測結果と比較し議論を行う。





図 2. PDF の高さの標準偏差 √∫ (*PDF*(*φ*)−< *PDF*(*φ*) >)²d*φ* vs. 周期的摂動の振幅 *ϵ*.

[1] S. Ide and Y. Tanaka, Geophys. Res. Lett. (2014). S. Ide, S. Yabe, H-J.Tai and K. H. Chen, Geophys. Res. Lett. (2015).

核形成過程と地震発生率の一般的関係と潮汐応答 への応用 # 波多野恭弘(東大地震研)

General relation between seismicity rate and slip nucleation process and its application to tidal triggering #Takahiro Hatano (ERI, Univ. Tokyo)

地震発生率を決める物理過程は,地震の初期過程を記述する動 力学である.地震発生の初期,地震波を出す前にどのようなことが起 こっているのか,観測からは何も分かっていない.しかし少なくとも理 論的・実験的には,準静的な前駆滑りが加速されていき高速破壊の 伝播にいたる「核形成過程」の存在が確立されている.地震でも同様 の過程を仮定すれば,核形成過程と地震発生率の間には密接な関 係があることになる.この視点はDieterich (J. Geophys. Res. 1994) によって打ち出され,具体的な関係式が提案された通りであるが,そ の定式化は必ずしも物理的に見通しがいいとは言えず,大変分かり にくい面もある.

ここでは、核形成過程に基づく地震発生率の表現に関してより自然な定式化を行う.得られた結果は本質的にはDieterich1994と同じではあるが、物理的状況の見通しが良く一般の状況に応用しやすい.

ここではその応用例の一つとして,地震の潮汐応答を簡潔に導出 する.特に,地震発生の応力振動の位相に関する分布関数を導出し, 地震発生率が応力摂動の振幅に対して指数関数的に依存すること を示す.ただし,潮汐程度の応力摂動に応答するためには,有効法 線応力が数十kPa程度でなくてはならないことも結論される.したがっ て,通常の地震では発生率の潮汐応答性が観測されることはほとん どありえない.ただし,ここでの結果は微動(LFE)の潮汐応答性はよく 説明している.また,応力振動と地震発生率の間に位相ずれが存在 することも説明できる.

C 会 場

# 「地震の教室(親子向け)」で用いている手作り地震計 #根本泰雄(桜美林大自然科学)・赤澤隆士(地盤研)・荒木正之(aLab)・ 林 能成(関西大社会安全)・福岡龍史(エフエム・プランニング)・後藤浩之 (京大防災研)・酒井慎一(東大地震研)

A handmade seismometer using the earthquake learning courses for families by the Seismological Society of Japan #NEMOTO Hiroo (J. F. Oberlin Univ.), AKAZAWA Takashi (GRI), ARAKI Masayuki (aLab), HAYASHI Yoshinari (Kansai Univ.), FUKUOKA Ryuji (FM Planning), GOTO Hiroyuki (DPRI), and SAKAI Shin'ichi (ERI),

#### 1. はじめに

子ども達に地震への科学的な興味,関心を持ってもらうことを目指し,(公社)日本地 震学会(SSJ)学校教育委員会主催にて関西地震観測研究協議会(CEORKA)地震防 災教育WGの協力も得て,「地震の教室(親子向け)」を「地震の教室(教員向け)」と同 時開催にて2014年度から開催してきている.開催日時は,SSJ秋季大会にあわせて開 催される一般公開セミナー(午後に開催)にも本教室に参加した親子が参加できるよう にするため,同セミナー開催日と同じ日の午前中に実施している.

#### 2. 手作り地震計

本教室の変遷と現状に関しては,根本ほか(2017)にて報告済みである.本発表では, 本教室で用いている手作り地震計の紹介を通して,手作り地震計の今後を考え,さらに 広く普及させる方策を探ることを目的とする.

本教室で用いている手作り地震計の源流は岡本(1997)にあり、これを酒井がアクリ ルパイプで作成する形状へ仕様を変更し、2014年度から2017年度まで、この仕様の地 震計を製作してもらっていた。2018年度からは、CEORKA地震防災教育WGが考案し たストローを用いる仕様の手作り地震計を、参加した親子に製作してもらう予定である。 また、2017年度まで上下動センサーだけを作成してもらっていたが、2018年度からは水 平動センサーも導入することを検討している。さらに、ネオジム磁石を用いる仕様とした ことでアンプを用いる必要がなくなり、より簡単に組み立てられるように進化してきている。 製作に用いる材料は、キッチン地球科学の精神に則り、100均ショップやDIYショップ など身近な店舗で購入できるものとしている(写真1・2).2018年度に本教室で使用予 定の材料は次の通りである。

#### 材料:

- ネオジム磁石(φ6 mm, 8個入)
- ・ストロー( \$\phi 8 mm, 1本あたり地震計2個分)
- ・導線(ウレタン線(エナメル線), 地震計1個あたり2m程度)
- ・木片(上下動センサー用の場合,30×30×15 mmか30×30×30 mmのサイズの木片を 地震計1個あたり1個)

・オーディオケーブル(両端がミニプラグのもの) ・ワニロクリップコード(地震計1個あたり2本)

・セロハンテープ・紙ヤスリ・はさみ・マジックペン

(記録部はマイク用ミニプラグ端子が付いている PC)

#### 3. 今後の課題

近年,マイク用ミニプラグ端子付きPCが 減っていること,この端子を入力に利用 する場合は1 ch しか記録できないことが 問題となっている. 簡便に,しかも安価に 1台のPCあるいはタブレットPCにて 3 ch の入力を行えるように開発を進めることが 今後の課題である.また,センサー部の 特性を調べることも今後の課題である.さ らに,SSJ会員が同様の教室を全国各地 で開催していける体制を構築することも, 今後に向けて必要であると考えている.



写真 1 手作り地震計の製 作に用いる材料



**写真 2 右: 導線を巻く前の様子 左: 導線を巻いた後の様子** 上端部にもネオジム磁石を入 れ横に倒して使用すれば,水平 動センサーとしても使用でき る.

#### 謝辞

地震の教室開催にあたり,科研費研究成果公開促進費(2014年度:260015,2016年度:16HP0014)の一部を使用しました.また,各開催会場にて学芸員の方や役所の方な ど多くの皆様に御協力頂きました.ここに記して深謝します.

#### 参考文献

- 根本泰雄ほか,地震の教室(親子向け・教員向け)の現状と課題,(公社)日本地震学 会2017年度秋季大会講演予稿, S18-01, 2017.
- 岡本義雄, 教室でできる地学実験 フィルムケース地震計 (1), なゐふる, No.0, P.5, 1997.

Photovoice法を応用した防災教育一被写体から撮影者へ一 #日向惠里名·薄井慧·小幡宣友·大木聖子(慶應義塾大)

Applying Photovoice Methodology to Disaster Prevention Education #Erina Hyuga, Kei Usui, Nobutomo Obata ,Oki Satoko (Keio Univ.)

#### <u>1. はじめに</u>

2011年の東日本大震災をきっかけに、防災教育の重要性が再認識されるように なり、2013年には、文部科学省が『「生きる力」を育む防災教育の展開』を刊行した。 これには、防災教育の導入により、子供達の防災力を高めるだけでなく、子供達の 主体性に訴える教育を目指すという狙いがある。

ところが、2015年に宮城県や愛媛県、埼玉県の教員を対象に、防災教育を行うに あたって障壁となっているものについてアンケート調査を実施したところ、多くの教 員が防災教育の必要性を認識しており、現状の避難訓練では不十分であるという思 いを抱いているのにもかかわらず、現時点では、教員自身が主体となって防災教育 を実施することが難しいという実態が明らかになった。

#### 2.「写真で危険探し授業」と「Photovoice法」

こうした学校現場の状況を踏まえ、慶應義塾大学SFC大木聖子研究室では、学校教員が持続的に実施可能な防災教育コンテンツの開発を進めてきた。今回はその中でも、小学生向けの教材である「写真で危険探し授業」を取り上げる。「写真で危険探し授業」とは、授業を受けるクラスの子供達が写っている写真を用いて、地震が起きたら写真に写っている物のうち何が危険になるかを聞き、子供達が身の回りの危険予測ができるようになることを目指すコンテンツである。子供達自身が写り込んでいるため、地震が起きることを自分のこととして捉えられるようになる。実際に、授業を契機に子供達が防災について主体的に考えるようになり、訓練や本当の地震の際の初期行動が格段に早くなった、との報告を受けている(大木,2016)一方で、写真を使用して議論を深めるという点において類似しているPhotovoice法(Wang and Burris, 1997)という手法が、公衆衛生学から提唱されている。これは、ワークショップ参加者が撮影した写真についてグループで話し合い、自分自身や自分が所属するコミュニティの問題を発見して解決を目指すという手法であり、特に社会的弱者等の意見を社会に反映させる手段として活用されている。

「写真で危険探し授業」では子供達は被写体となっている。そこで、Photovoice法を「写真で危険探し授業」に応用し、子供達自身が撮影者となって地域を撮影することで、子供達と保護者の防災意識がどのように変化するかを調査することとした。

3. 調查手法

対象とするのは山形県鶴岡市および近隣自治体の小学校2~4年生の児童約20 名である。参加希望者は事前にお気に入りの場所の写真を2~3枚ずつ撮影し、参 加申し込みのメールに添付する。撮影自体は必ず小学生自身が行うよう伝えている。 当日は、防災体操や防災クイズなどのイントロダクションを行い、楽しみながら防 災について学んでもらう。その後はグループに分かれて、事前に撮影した写真のお 気に入りのポイントを紹介し合う。さらに、地震が起きたら何が危険になるかについ てグループで議論をする。

参加した小学生の当日の言動は、許可を取った上で記録する。ワークショップ終 了後は、参加者に改めて同じ場所を撮影してもらい、その場所のお気に入りのポイ ントと、地震発生時にどのようなことが危険になるかのまとめを送ってもらう。後日、再 び現地を訪れ、参加者及びその保護者を対象に、跡調査を実施する。当日の記録 やワークショップ前後の写真、追跡調査のデータを元に、ワークショップに参加した 子供達の変化について質的な分析を行い、Photovoice法を応用した「写真で危険 探し授業」の効果を評価する。ここで、防災教育は、発災するまで効果を測定できな いというジレンマを抱えていることから、実践共同体論(レイブ&ウェンガー著・佐伯 訳,1993)をフレームとし、評価をする。

#### 4. 期待される成果

今回のPhotovoice法を用いた「写真で危険探し授業」では、子供達は、危険予測 の視点を持った上で再撮影を行うことで、地震発生時にどのようなことが危険になる かという問題について改めて考えられるようになるだろう。特に、従来のPhotovoice 法と異なり、課題を意識していない状態で事前に写真を撮影していることから、前後 の写真を比較して検証を行える点は学術的にも有用である。これにより、被写体から 撮影者になることの効果を改めて確認できれば、今度は「写真で危険探し授業」の ための撮影自体が、多忙な学校教員にとっての防災研修となりうることを提起できる。 また、「自分のお気に入りの場所」を他者に伝え、その後に地震発生時に危険となる ものを探すという過程は、国語科教育が重点を置いている「伝え合う力」の育成にも つながり、国語科での防災教育の可能性を拓くことができるだろう。

#### <u>5. 参考文献</u>

- 1) 文部科学省:『「生きる力」を育む防災教育の展開』, 2013.
- 2) 大木聖子: 『防災・復興における主体の回復』, KEIO SFC JOURNAL,16(1):108-133,2016.
- Caroline Wang and Mary Ann B: "Photovoice: Concept, Methodology, and Use for Participatory Needs Assessment", Health Education & Behavior, 24(3):369-387,1997.
- ジーン・レイブ&エティエンヌ・ウェンガー(著)・佐伯胖(訳):『状況に埋め込ま れた学習-正統的周辺参加』,1993.

# 中学生による「防災小説」が自他に与える効果 #川崎彩奈・所里紗子・永松冬青・大木聖子(慶應義塾大学)

The Effects of "BOSAI Narratives" on Individuals and Their Surrounding Communities

# Ayana Kawasaki, Risako Tokoro, Tosei Nagamatsu, Satoko Oki (Keio Univ.)

#### 1. はじめに

筆者らは2016-2017年度の2年間,高知県土佐清水市(2018年7月での人口約1.4万人)の清水中学校(以下,清水中)にて防災教育の実践研究を行ってきた.同市は,2012年に内閣府から発表された南海トラフ巨大地震の新想定(内閣府,2012/2013)において,想定津波高が全国最大の34m以上と発表された地域であり,地域住民からは「もう避難しても意味がない」といったあきらめの声も聞こえていた.筆者らとの共同実践として清水中が始めた「防災小説」作りはこの絶望的な状況を打破しつつある.

#### 2. 清水中学校の生徒による「防災小説」

「防災小説」とは、近未来のある時点で南海トラフ巨大地震が発生した というシナリオで、生徒一人ひとりが、自分が主人公の物語を 800 字程度 で執筆したものである. 教員から与えられた日時と天気以外について、例 えば登場人物やストーリー展開などは生徒の自由であるが、物語は必ず希 望をもって終えなければならない.

2016年度および 2017年度にできあがった小説は全校生徒や地域住民がつ どう場で,作者の生徒自身によって暗唱で発表された.また,年度末には 生徒らが作成した「防災小説」を挿絵などの入ったパンフレットにし, 1000部を市内の小中学校世帯と公的機関に配布した.

#### 3. 「防災小説」の効果

この「防災小説」は、執筆した生徒自らの変化をもたらしただけでなく、 教員・保護者・地域にも大きな影響を与えている.防災の非専門家である 中学生による、いわば架空の物語にすぎない「防災小説」がなぜこれだけの 影響力を持つのか.これを探るべく、「防災小説」の分析と並行して、そ の後の生徒や教員・保護者の行動変容を一年間にわたって追跡し、「防災 小説」の理論的考察を行った.

「防災小説」は臨床心理学や看護学などで活用されているナラティヴ・ア プローチ(野口,2005 等)の防災分野への応用と位置づけられる.内閣府 が発表した新想定はナラティヴ研究における「ドミナント・ストーリー」に 相当し,事態の硬直化を招いている.「防災小説」が,南海トラフ巨大地震 が発生したときの描写を「最後は必ず希望を持って終える」物語として綴ら れたものであることを考えれば,これが「オルタナティヴ・ストーリー」と なり,硬直化した事態を解消していると説明できる.

さらに、「防災小説」は、不確実性を含む地震科学の情報を個々人に伝え るリスク・コミュニケーションとして、既存のものとは異なる方法で防災行 動を促しているといえる. 矢守・杉山(2015)は、被害想定を携えて未来 の被災地となる地域へ啓発に現れる防災研究者を,「何十年にもわたって, その土地の恵みを享受し人間関係を育み生きてきた人びとの前に,『この町 には 30 年以内に巨大津波がやって来ますよ!』と叫びながら突如現れた| と表現し、専門家による防災行動の促進がインストゥルメンタル(目的志向 的) に偏り、コンサマトリー(現時充足的)な要素を見逃しがちであること の弊害を警鐘している.現に、「確率論的地震動予測地図」に関するリスク 認知と対処行動意図に関する社会調査では、この地図の効果は極めて限定的 であるばかりか、発生確率の低い地域ではかえってリスク認知が下がる(油 断する)という結果が出ている(永松,2018).「防災小説」はごく普通の 日常の描写から始まり、そこに突然発生する南海トラフ巨大地震の描写とそ れへの対処が地元の中学生によって綴られており、地域住民のもつ文脈に則 った、一人ひとりの目線での被害想定の伝達方法として機能していることが 示唆される.

参考文献:

- 内閣府(2012, 2013),南海トラフ巨大地震の震度分布,津波高等及び 被害想定について,(情報取得 2018/7/6)
- 2) 野口裕二 (2005),『ナラティヴの臨床社会学』,勁草書房.
- 3) 永松冬青, 地震科学の限界を超えるためのコミュニケーション-防災ナ ラティヴの可能性と人を育む防災教育-, 慶應義塾大学大学院政策・メ ディア研究科修士論文, 2018.
- 4) 矢守克也・杉山高志 (2015),「Days-Before」の語に関する理論的考察, 質的心理学研究, 14, 110-127.

# 防災教員研修へのナラティヴ・アプローチの導入と

# その可能性

#パリーク亜美・大木聖子・山口航平・鳥羽美礼(慶應義塾大学)

# Introducing Narrative Approach for Earthquake Disaster Prevention Teacher Training

#Ami PAREEK, Satoko Oki, Kohei YAMAGUCHI, Mirei TOBA (Keio Univ.)

#### 1. はじめに

2011 年東北地方地震が発生したのは学校管理下の時間帯であったため、防災教育の重要性が再認識されることとなった。しかし、実際に防災教育を担う教員からは戸惑いの声が上がっている(永松・大木, 2015)。本発表では、学校現場の現状を踏まえた、より効率的かつ実効的な教員への防災研修の開発およびその成果について報告を行う。

#### 2. 学校完全教育における現状と課題

教育現場において実施すべきカリキュラムは既に飽和状態にある。教員は児童生 徒指導や保護者対応等で多忙を極めており、労働量的な限界からも、時間的な制約 からも、新たな活動を盛り込む余裕はない。このような状況下で、そもそも教員自 身未習の防災教育を、教材の準備も不十分なまま行うのは至難の業であろう。多く の場合、防災を含めた学校安全を担当する教員は各校に1名しかおらず、実質的に はその教員が、学校保健安全法の定める年間安全計画や防災マニュアルの策定と、 それらに基づいた防災教育の実施を担っている。

加えて、学習指導要領に明記された教科以外の、いわゆる「〇〇教育」は多数存 在するため、学校安全教育はそれらの教育実践と予算の都合などにおいてしのぎを 削ることとなる。

時間・経験・予算のない中、当該教員1名で例年通りの防災計画を刷新すること は現実的ではなく、結果的に既存マニュアルの微修正と形骸化した例年同様の避難 訓練を継続するに留まっている。

#### 3. 本研究の目的と方法

本研究は、このような教育現場の課題を踏まえ、学校管理下における発災状況に も実効的な教員研修の開発を目指して実施したものである。主に臨床心理学や看護 学で活用されているナラティヴ・アプローチに着目し、教員向けの防災研修を開発 した。同手法においては、「個人化するリスク」(Beck, 1998/1986) への対応が可能 な点や、我々の認識と思考の傾向、すなわち論理・実証(logico-scientific or paradigmatic)モードと物語(narrative)モードという二つの様式のうち、日常生活 は論理・実証モードではなく物語モードで生きている(やまだ, 2000) という点に おいて、リスクの伝達に優れていると考えられる。

ナラティヴ・アプローチを活用するにあたり、具体的な方法として、学校管理下 で大きな地震が発生した場合の詳細な描写—子供の表情や言動、教員の不安や焦 りなど—を、教員の目線でつづった物語(ナラティヴ)を提示した。各教員はこの物 語を通して連想したリスクを書き出し、教員同士でのグループワークを行ったのち、 学校全体で共有する。さらに、地震発生から数分の描写までが書かれた中途の物語 をワークシートとして配布し、各教員が自分のクラスを想像しながら物語の続きを 執筆する。全行程でおよそ 50 分の校内研修プログラムである。

リスク認知の向上を実践に移すため、研修の後には、現状の形骸化した避難訓練 をより実践的なものへと改善するための補助教材を配布した。

#### 4. 現状の実施状況と今後の展望

本教員研修は、埼玉県・愛媛県・高知県・神奈川県内の複数の小中学校で実施し た他、年度内にも多くの実施予定がある。研修では、研修実施前には認知されてい なかった学校内外のリスクについて、教員同士での盛んな情報交換と、それに伴う リスク認知の向上が見られた。また、防災担当や管理職のみに発災時の対応を一任 するのではなく、各教員が進んで対策を試みようとするような言動が見られた。

今後は、研修受講者の防災への認識の追跡調査を実施し、学校全体での避難訓練 のあり方の変化などを検証して、教員研修の改善へと生かす。特に、リスク認知や 改善意識は向上したものの、避難訓練の改善などの実践には至らなかった学校につ いては、可能な限り現場に寄り添いつつ、追跡調査することで、安全教育の実施を はばんでいる教育現場の障壁の実態を明らかにする。

#### 文献

- 1) 永松・大木(2016)実効的な地震防災コミュニケーション _地震動予測地図の 効果測定と実践的防災教育の展開_, 2015 年度 慶應義塾大学環境情報学部 卒 業論文.
- 2) Ulrich Beck(1988) 『危険社会』, 二期出版.
- 3) やまだようこ(2000)人生を物語る-生成のライフストーリー-,新曜社.

# 断層滑り時における炭質物熱熟成反応の系統的解析

#市場 達矢·金木 俊也·廣野 哲朗 (大阪大)·大橋 聖和 (山口大)

#### Systematic analysis of maturation of carbonaceous materials in faults during earthquake

#Tatsuya Ichiba, Shunya Kaneki, Tetsuro Hirono (Osaka Univ.), Kiyokazu Oohashi (Yamaguchi Univ.)

#### はじめに

地震時の断層すべりに伴い,滑り面では岩石破砕や摩擦発熱などといった 現象が発生するが,近年,摩擦発熱に伴う断層面の温度上昇が引き起こす物 理化学的反応についての研究が着目されている.反応の例として,鉱物から の脱水による Thermal Pressurization や Melt Lubrication が挙げられる が,このような温度上昇によって生じる断層弱化機構により,大きな断層す べりを伴う巨大地震が発生する.このため,摩擦発熱を定量的に評価する事 が極めて重要である.定量評価の手法として,断層岩中に存在する炭質物の 熱熟成反応を用いた手法は温度指標としての有用性から注目が高まってい る.

一方で地震時の断層では、細粒化に伴う反応面積の増加や剪断に伴う結晶 構造の変化が生じる.このようなメカノケミカル効果が炭質物の熱熟成反応 に影響を及ぼす可能性が先行研究にて指摘されている.また、地震発生時の 断層すべり面での昇温速度は数 10 · 数 100 °C / sec に達するが、先行研究に おける地震模擬実験での昇温速度は技術的問題から、およそ 1 °C / sec であ り、天然の地震現象と比べて低くなっている点が、先行研究で指摘されてい る.しかし、双方を加味した研究は実施されていない.さらに、炭質物は初 期熟成度により、化学組成や結晶構造が大きく異なっている.これらの化学 組成・結晶構造の差異が、炭質物の熱熟成反応過程へ影響を及ぼす可能性が 考えられるため、この点を考慮する必要がある.

そこで本研究では、炭質物の熱熟成反応に対し、「初期熟成度・メカノケミ カル効果・昇温速度」が与える変化を、低速摩擦実験・加熱実験を実施し、 実験前後試料における分光分析を行うことで実験的に検証する.

#### 手法

試料として, 滋賀県野洲産の褐炭, 北海道芦別産の瀝青炭を用いた. これ らに対し,山口大学設置の高速摩擦試験機にて,軸荷重 1.0 MPa・3.0 MPa を加え,滑り速度 1.0 mm / sec にて剪断を与えた.実験時の剪断ダメージ は,軸荷重 1.0 MPa では 1.0・2.0 kJ,軸荷重 3.0 MPa では 4.0・5.0 kJ のエネルギー量に統一し,滑り量を設定した.次に管状電気炉を用いて,剪 断ダメージを与えた試料及びインタクトな試料にて,100,200…1300°C の高温処理を昇温速度 100°C / sec にて施した.その後,各試料において, 顕微ラマン分光器および顕微赤外分光器を用いて,炭質物の分子構造分析を 実施した.

#### 結果

ラマン分光分析・赤外分光分析の結果,剪断ダメージの有無により,炭質物の熱熟成の進行度合いに変化が生じる可能性が示唆された.また初期熟成 度によって熱熟成反応の進行度が異なる可能性が示唆された.

#### 今後の課題・展望

今後は、初期熟成度の違いによる変化をさらに調べるために、初期試料として無煙炭、グラファイトを用いて同様の実験を実施する.また高温加熱時の昇温速度の速さによる影響を精査するために、昇温速度1°C/secにて高温処理を施し、同様に分光分析を実施することで、昇温速度の速さによる影響を明らかにする.これら一連の解析データから、初期熟成度・メカノケミカル効果・昇温速度による炭質物熱分解特性の変化を系統的に解明する.



# S22-01

深海調査による日本海溝プレート境界断層浅部の特徴

#日野亮太(東北大理)・小平秀一・金松敏也(JAMSTEC)・ 篠原雅尚(東大震研)・伊藤喜宏(京大防災研)

Characteristics of Japan Trench shallow megathrust revealed by deep-sea researches

#Ryota Hino (Tohoku Univ.),

Syuichi Kodaira, Toshiya Kanamatsu (JAMSTEC),

Masanao Shinohara (Univ. Tokyo), Yoshihiro Ito (Kyoto Univ.)

#### <u>はじめに</u>

2011 年東北地方太平洋沖地震(M9.0,以下東北沖地震)では,海溝軸にまで プレート境界断層上の地震時すべりが及び,その量は 50m を上回った.この 観測事実を契機として,沈み込み帯におけるプレート境界断層浅部の挙動・ 特性に関する研究が精力的に進められている.こうしたプレート境界断層浅 部すべりに関する謎の解明を目指して,我々は,日本海溝の海溝軸近傍にお いて,高分解能地震波探査,海底堆積物調査,地震・地殻変動観測からなる 総合研究を実施してきた.本発表では,こうした深海調査から明らかとなっ てきた,浅部すべりイベント発生の時空間履歴と断層浅部の固着・すべり状 態の地域性について発表する.

#### 2011年大規模浅部すべりの範囲と海溝沿いの海底下構造の変化の対応

東北沖地震に伴う大規模浅部すべり域の南北方向の推定範囲は,海陸で観 測された地震時地殻変動に加え地震後地殻変動を用いることにより,北緯 37.5°から 39°の範囲に制約された.この範囲内では,東北沖震源付近の海 溝軸付近で見出された,高速すべりが海底に到達した際に形成されたと解釈 される特徴的な変形構造が共通に認められる.浅部すべりに対応する変形構 造が 2011 年のイベントだけで形成されたとは考えにくく,過去に同様の大規 模浅部すべりが 2011 年のすべり範囲内で繰り返し発生したきたのであろう. 浅部すべり域の北限では,沈み込む海洋性地殻上の堆積層が局所的に薄くな っていて,海洋プレート上面の不均質が断層浅部のすべり挙動に関与してい る可能性がある.一方で,すべり域の南限と,低地震波速度のチャンネル層 がプレート境界沿いに広がる地域の北限とがほぼ一致することから,チャネ ル層の存在が浅部すべりの南側への進展を妨げていると思われる.

#### 海溝近傍での乱泥流堆積物からみた津波イベントの発生履歴

沿岸部での津波堆積物調査から東北沖地震に伴う津波と同程度の大規模な 津波がおよそ 600 年間隔で発生していることが明らかとなりつつあるが、日 本海溝近くの深海底から採集された堆積物試料から、こうした沿岸で発見さ れた津波堆積物に対比可能な乱泥流堆積層が検出された.こうした大規模津 波イベントに対応する乱泥流堆積層の分布範囲は日本海溝の中部域に限られ ていて、2011 年のすべり域や浅部すべりに特有の海底下構造の分布域と整合 し、大規模浅部すべりが日本海溝中部で繰り返し発生してきたという考察を 裏付ける.海溝軸から少し陸側の mid-slope terrace 域では、これら大規模イ ベント発生年代のもの以外の乱泥流堆積物が複数みいだされ、より高頻度で 比較的小規模な津波イベントも発生していることがわかってきた.

#### <u>浅部すべり域での低周波微動・超低周波地震</u>

地震時すべり域の南側となる福島県沖の海溝陸側斜面では、プレート境界 浅部における余効すべりによる顕著な東向きの地震後水平変位が観測されて いる.この範囲において行ってきた海底地震観測により、余効すべり域内部 で非火山性微動がときおり発生していることが明らかとなってきた.一方で 2011 年の地震時に浅部すべりが発生した範囲内での微動活動は、本震の発生 直前に限られ、地震後の観測からは検知されていない.

地震時すべり域の北側(岩手県沖)の海溝沿いでは地震後水平変動速度は 顕著に遅い.小繰り返し地震の解析からは、周期的に非地震性すべりの加速 が発生していると考えられている.すべり欠損の蓄積と解消が短い時間間隔 で繰り返される結果として、長い時間間隔の海底観測から推定される平均的 な変位速度が小さく見えているのかもしれない.この海域では、非地震性す べりの加速時期に同期するように超低周波地震(VLFE)が発生することが陸 上の広帯域地震観測から指摘されているが、その震源近傍での海底地震計観 測では、先行研究で検知されたより多くのVLFE が検知されている.

海底地震観測の検知能力向上に伴い,地殻変動・小繰り返し地震に加えて, 微動や VLFE といった低周波震動現象を検知し,その活動度を定量化するこ とによって,日本海溝沿いのプレート境界浅部でのすべり挙動の理解がさら に進むものと期待される

# S22-02

# 海域探査から見た2011年東北地方太平洋沖地震 #小平秀一・中村恭之・藤江剛・富士原敏也・尾鼻浩一郎・山本揚二朗 野徹雄・海宝由佳・佐藤壮・三浦誠一(海洋研究開発機構)

What we have learned about the 2011 Tohoku-oki earthquake from marine geophysical studies # Shuichi Kodaira, Yasuyuki Nakamura, Gou Fujie, Toshiya Fujiwara, Koichiro Obana, Yojiro Yamamoto, Tetsuo No, Yuka Kaiho, Takeshi Sato, Seiichi Miura (JAMSTEC)

#### 1. 海溝近傍の大局的地下構造変化

日本海溝地震発生帯の地下構造研究は1980年代後半に行われた先駆的な マルチチャンネル反射法地震探査(MCS)及びOBS屈折法探査に続き、2000 年代に入ってからはJAMSTECの深海調査研究船「かいれい」の就航によって、 飛躍的にデータ量が増大した。Tsuru et al. [2002] では日本海溝を広域にカバ ーする反射法探査データから地震発生帯の構造的特徴をまとめた。それによる と、日本海溝北部では海溝付近の沈み込み帯浅部上盤側に長さ15~20km、高 さ3~4kmの楔状の低速度体が存在するのに対し、日本海溝南部ではプレート境 界上に厚さ2km程度の低速度層がプレート境界に沿って深さ12km以深まで伸 びていることを示した。最近、Kodaira et al. [2017] では上記構造の境界域で得 られた稠密な深部反射法探査測線のデータから、楔状構造からプレート境界低 速度層構造への変化は北緯37.5° 付近で起きていることを明らかにした。

#### 2. 緊急航海とIODP JFASTの成果

2011年東北地方太平洋沖地震発生(以下、東北沖地震)直後に実施した「かいれい」のよる緊急航海では、震央近傍の海溝軸を横切る測線に沿って海底地形、および反射法地震探査データを取得した。Fujiwara et al. [2011] では地震発生から約2週間後に取得した海底地形データと1999年に取得されたデータを比較し、海溝軸まで至る水平約50m(走向南西方向)鉛直約10m(上昇)の地震時地形偏差を求めた。また、Kodaira et al. [2012] では地形調査と同時に得られたMCSデータと地震前のMCSデータの比較から、海溝軸まで至るプレート境界断層運動によって形成された褶曲構造を明らかにし、Nakamura et al. [2013] でも15km南のMCSデータから同様な褶曲構造を発見した。これらの緊急航海

による海域探査データは震央近傍における地震時断層すべりが海溝軸まで至ったことを示す直接的証拠となった。

その後、2012年4月~5月にかけて実施されたIODP JFASTでは海溝軸より約 6km陸側の地点においてプレート境界断層の掘削および温度計測に成功した。 これによると、プレート境界断層はsmectiteに富んだ遠洋性粘土層の中の厚さ 5m以下の破砕帯として確認された[Chester et al., 2013]。また、Ujiie et al. [2013] ではJFASTによって得られたプレート境界断層の試料を用いた高速摩 擦実験からsmectiteに富んだ遠洋性粘土層が大きな地震時すべりを規定する 構造的・物質的要因であると結論した。

#### 3. 海溝軸巨大すべりを規定する構造要因

多くの研究によって地震、地殻変動、津波データによる東北沖地震の地震時 断層すべり分布が求められている。詳細分布はモデルごとに異なるが、共通す る大きな特徴は、海溝軸まで至る50m以上の大きな断層すべりが北緯37.5°か ら39。付近の比較的狭い領域に集中している点である。我々は、この特徴を規 定する構造要因を明らかにするため、JFASTの結果に基づき遠洋性堆積物の 分布に着目し、これまでに得られている反射法地震探査データのコンパイルを 行った。その結果、日本海溝に沈み込む遠洋性堆積物は大局的には半遠洋性 泥質層、チャート、およびそれらに挟まれた遠洋性粘土層からなる堆積層が広く 分布していることが分かった。しかしながら、Moore et al. [2015]に示されたよう に、日本海溝南部では海山の沈み込みにより遠洋性粘土層の連続性が乱され ている。一方、若い火成活動であるPetite spot領域では、堆積層厚が非常に薄 くなり、そこでも遠洋性粘土層の連続性が乱されていた。そこで、海溝軸からア ウターライズにかけて遠洋性粘土層分布図を作成したところ、海溝軸の北緯 39.5°を中心とした約50kmの範囲で遠洋性粘土層が存在しない領域があるこ とが分かった。この領域は地震、地殻変動データから得られた地震時すべりの 北限に位置している。また、Fujiwara et al. [2017]による差分地形解析からも地 震時に有意な海底変動が無かった領域に対応している。以上の結果は、 smectiteに富んだ遠洋性粘土層の連続的な分布が海溝軸まで至る地震時巨大 すべりを規定する主要な構造要因である可能性を示唆している。

しかしながら、津波データの解析からは、北緯39.5°付近にも津波波源が求められている。これは、北緯39.5°付近におけるsmectiteに富んだ遠洋性粘土層の不連続や差分地形から有意な海底変動が認められないことと矛盾する。この矛盾解決のためには、Tanioka&Seno[2001]が提案したような、上盤海溝端での非弾性変形による海底変動や海底地滑りの影響などを検討する必要がある。

# S22-03

## 稠密地震観測で見た、東北沖地震後の内陸誘発地

# 震

#岡田知己・中山貴史・平原聡・堀修一郎・佐藤俊也・松澤暢(東北 大・理)・2011年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループ

Details of the inland earthquake swarms induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake inferred from dense seismic observations

#Tomomi Okada, Takashi Nakayama, Satoshi Hirahara, Shuichiro Hori, Toshiya Sato, Toru Matsuzawa (Tohoku Univ.), 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.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.

2011年東北地方太平洋沖地震合同余震観測グループは,東北沖地震後に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領域で,臨時観測を行った. さらに,科研費新学術領域「地殻ダイナミクス」の一環として, 2015年以降稠密地 震観測を行った.本講演では,それらの臨時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. 「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. データロガーと地震計は、近計システムのEDR-X7000, KVS-300などの低消費電 力機器を使用した.

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.

震源決定の結果,各領域において気象庁の一元化震源よりも数km程度浅くなった.

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および 東北沖地震からの時間変化を推定した.得られた応力場の主軸の向きは、東北沖 地震直後のそれ(Yoshida et al., 2012)とほぼ同じであるが、応力比の値は時間 変化している.

それぞれの領域について詳しくみると、メカニズム解の時空間的なゆらぎはみられるものの、全体として応力場は空間的にほぼ一様であるように見られる.メカニズム 解のゆらぎを間隙流体圧の大きさとしてもとめると、静岩圧の80%以上の大きさを もつ場合も推定され、東北沖地震直後の発生原因として考えられている間隙流体 圧の影響が、依然としてあると考えられる.

また,臨時・稠密観測のデータを利用し,地震波速度構造の再決定を行った.得られた構造および震源分布からは,震源域およびその周囲に地震波速度低速度域が分布することを確認できた.そのような地震波速度低速度域は流体を多く含む領域であると考えられ,地震活動変化に流体の影響が関わることを示唆する.
## 2011年東北沖巨大地震:上と下の両プレート内の不 均質構造の影響

#趙大鵬・Liu Xin (東北大学)

The 2011 Tohoku-oki earthquake: Role of heterogeneities in both the upper and lower plates

#### #Dapeng Zhao, Xin Liu (Tohoku University)

The great 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0) is the bestdocumented megathrust earthquake in the world, but its causal mechanism is still in controversy because of the poor state of knowledge on the nature of the megathrust zone. *Zhao et al.* (2011) and *Huang and Zhao* (2013) used seismic tomography to study the structural heterogeneity in the Tohoku megathrust zone and suggested that lateral structural variations atop the subducting Pacific slab, such as the subducted seafloor topography, seamounts and sediments, affected the nucleation of the 2011 Tohoku-oki earthquake. In contrast, *Bassett et al.* (2016) used residual topography and gravity data to constrain the Tohoku forearc structure and proposed that variations in the forearc lithology of the overriding Okhotsk plate were the main cause of along-strike variations of the Tohoku-oki slip behavior.

In this work we constrain the structure of the Tohoku forearc using seismic tomography, residual topography and gravity data. We apply a tomographic method (*Zhao et al.*, 2011, 2018) to invert 144,354 P-wave arrival-time data recorded at 382 permanent seismic stations in Tohoku from 4760 local shallow and intermediate depth earthquakes that occurred during January 2000 to June 2016. Our results reveal a close relationship between structural heterogeneities in and around the megathrust zone and rupture processes of the 2011 Tohoku-oki earthquake (*Liu and Zhao*, 2018). Its mainshock nucleated in the off-Miyagi area with high seismic velocity, low seismic attenuation and

strong seismic coupling, indicating a large asperity (or a cluster of asperities) in the Tohoku megathrust zone. Strong coseismic high-frequency radiations also occurred in high-velocity patches, whereas large afterslips took plate in low-velocity areas, which may reflect changes in fault friction and lithological variations.

These results indicate that structural anomalies in and around the Tohoku megathrust originate from both the upper Okhotsk plate and the lower Pacific plate, which controlled the generation and rupture processes of the 2011 Tohoku-oki earthquake. This huge earthquake was caused by collision of harder rocks in both the upper and lower plates. This work sheds new light on the causal mechanism of megathrust earthquakes. It also suggests that the location of a future great earthquake may be pinpointed by investigating the detailed structure of the megathrust zone.

#### 参考文献 (References)

- Bassett, D., D. Sandwell, Y. Fialko & A. Watts (2016) Upper-plate controls on co-seismic slip in the 2011 magnitude 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Nature* **531**, 92-96.
- 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.
- Liu, X. & D. Zhao (2018) Upper and lower plate controls on the great 2011 Tohoku-oki earthquake. *Science Advances* **4**, eaat4396.
- 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., X. Liu & Y. Hua (2018) Tottori earthquakes and Daisen volcano: Effects of fluids, slab melting and hot mantle upwelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 485, 121-129.

海底堆積物の巨大地震記録特性-日本海溝の巨大 地震発生におけるスーパーサイクルが記録された条 件-

#宇佐見 和子(東大大海研, 産総研地質情報)・池原 研(産総研地質 情報)・金松 敏也(海洋研究開発機構)・マクヒュー セシリア(Queens College, C.U.N.Y.)

Characteristics of deep-sea sediment for recording great earthquake recurrence along the Japan Trench #Kazuko Usami (AORI, AIST), Ken Ikehara (AIST), Toshiya Kanamatsu (JAMSTEC), Cecilia M. McHugh (Queens College, C.U.N.Y)

日本海溝陸側斜面下部で南北に広がるmid-slope terrace (MST)と呼ばれる平 坦面(水深4000~6000 m程度)には、多数の地震性と考えられるタービダイトを挟 在した珪藻質細粒堆積物が堆積しているが、特に釜石沖(39.25°N付近)の採泥 点から得られた2本のピストンコア試料は、堆積構造の明瞭な比較的厚いタービダイ ト(層厚10~20 cm)と半遠洋性泥が互層する.この堆積物の残留磁化測定結果にみ られる地磁気永年変化や210Pb・137Cs,および挟在火山灰から推定されるタービ ダイトの堆積年代は、貞観地震(AD 869)・享徳地震(AD 1454)を始めとする巨大 地震発生時の津波によると考えられる陸上津波堆積物の年代と対比可能なこと、お よびSatake and Fujii(2014)などで提唱されたスーパーサイクルに対応するとみら れる巨大地震発生年代を過去4000年にわたり記録している可能性がこれまでの研 究から明らかになってきた(Usami et al., 2018).

日本海溝沿いは緯度によって地震活動の傾向が異なるため、他の海域において はそれを反映し異なった頻度での地震性タービダイトの堆積が予想される.しかし、 堆積物は地震活動だけでなく、地理的・地形的条件に加えて時系列での堆積環境 の変化も反映しているため、地震記録として利用するためには、それらバックグラウ ンドとなっている堆積環境と堆積物の記録特性を正確に理解する必要がある.本研 究は、過去の日本海溝周辺海域を震源とする地震の履歴を海底堆積物中のタービ ダイトの堆積間隔から解明する目的でNT13-19次およびYK14-E01 次航海におい てMSTの小海盆(調査範囲:36.6~40.8°N, 142.8~144.2°E;水深:4203~6217m)32地点から採取されたピストンコア試料を用いて行った.得られたコア試料はすべて珪藻質細粒堆積物からなり、タービダイトなどのイベント堆積物(粗粒層)をさまざまな頻度(コア長1mあたり)で挟在する.著者らは、バルク有機物14C年代 測定結果,挟在火山灰の噴出年代(Ikehara et al., 2017),残留磁化測定結果にみられる地磁気永年変化(Kanamatsu et al., 2017)および210Pb・137Cs年代測定結果(McHugh et al., 2016)から、これらコア試料の堆積速度を見積もるとともに、堆積構造、粗粒層挟在頻度、および周辺地震活動との関連を調査した.

コア試料にみられる堆積構造は、コアごとに生物擾乱優勢型(I)とコンターライト 優勢型(II)に大別される.さらに粗粒層の挟在頻度によって、高頻度型(A)・中頻 度型(B;粗粒層が~3層準/m)・低頻度型(C)、およびそれ以外の型(D)を示すコ アに分けられる.前者は堆積速度および地理的・地形的影響が大きいと考えられ、 後者は小海盆内での堆積の仕方(堆積状況)の違いや周辺の地震活動の特性によ る影響を主に受けていると考えられる.このうち、MSTにおいて地震性タービダイト から地震履歴を明らかにする目的に最も適していると考えられるI-B型のコアのうち、 釜石沖以外の三陸沖北部・三陸沖中部北端部・福島県沖のコア3本について、ター ビダイト堆積間隔を見積もった結果と周辺の地震活動との関連について本発表で報 告を行う.またその結果と、巨大地震発生サイクルを記録していた釜石沖のコアとの 比較から、海底堆積物の"地震記録計"としての特性、およびそれを利用するために 必要な条件を考察する.

#### 引用文献

- Ikehara K, Usami K, Kanamatsu K, Danhara T, Yamashita T (2017) Quat Int 456:138-156.
- Kanamatsu T, Usami K, McHugh CM, Ikehara K (2017) Geochem Geophys Geosys 18:2990-3002.
- McHugh CM, Kanamatsu T, Seeber L, Bopp R, Cormier M-H, Usami K (2016) Geology 44:391–394.
- Satake K, Fujii Y (2014) Review: source models of the 2011 Tohoku Earthquake and long-term forecast of large earthquakes. J Disaster Res 9:272–280.
- Usami K, Ikehara K, Kanamatsu T, McHugh CM (2018) Geosci Lett 5:11.

2011年東北地方太平洋沖地震後の東日本広域重力

変動-粘弾性変形の検出 #大久保修平・高木悠^(※1)・今西祐一・田中愛幸^(※2)・渡邉篤志・安藤 美和子(東大地震研)・張新林(中国地震局)・大島弘光・前川徳光・ 岡田和見(北大理)・三浦哲・植木貞人(東北大理); ^(※1)現在、国土地理院;^(※2)現在、東大理

Viscoelastic Deformation Manifested as Gravity Change over the East Japan after the 2011 Tohoku Earthquake #S. Okubo, Y. Takagi, Y. Imanishi, Y. Tanaka, A. Watanabe, M. Ando (Univ. Tokyo), Xinlin Zhang (CEA), H. Oshima, T. Maekawa, K. Okada (Hokkaido Univ.), S. Miura, S. Ueki (Tohoku Univ.)

[はじめに] 2011年東北地方太平洋沖地震によって、地殻・マントル内には顕著 な応力変化が生じたはずであり、その結果として粘弾性変形が生じることが容易に 予想される。実際、震源域直上の海底で生じている西向きの変位は、粘弾性緩和 によるものとされている。一方、「地球内部」の体積歪もまた、粘弾性によって時間 変化し、それに応じて生じる逆センスの密度場の変動が、重力変化として現れるこ とが期待される。本講演では、2011年以後これまでの期間に関東・東北・北海道 の陸上で見出された重力変化を報告し、粘弾性による地殻~上部マントルの体積 歪の推移について議論する。

[重力観測概要] 関東・東北全域・北海道太平洋岸に、FG5絶対重力計による観 測点を9点設置し、年1回、絶対重力観測を繰り返した。また、これらの絶対重力点 を基準として、ラコステ重力計による相対測定点を約50点配置した。両者を組み 合わせたハイブリッド重力測定により、東日本の重力の広域変動を追跡した。観測 は、ほぼ同一月に行い、地下水による重力擾乱の季節変動の軽減を図った。測定 確度は絶対点では2マイクロガル程度、相対点では10~20マイクロガル程度である。

[観測結果] 図1に、水沢/江刺、仙台、及び筑波山における重力変化と上下変化とを示す。水沢/江刺と仙台では非常に良く似た変動を示しており、これら2点が広域変動の代表的な振る舞いを示しているものと考えられる。特に2014年を境

にして、重力減少のパターンが大きく変わっていることが目立つ。2014年までは隆 起と重力減少が対応しており、基本的にはafterslipによる弾性変形が卓越してい るものと思われる。一方、2014年以降は上下変位が2cm/年程度の単調な増加を 示し、ブーゲー勾配からは 4µgal/年の重力減少が期待されるのに対し、実際には 2014年以降は重力減少は停滞している。

[まとめ] 2014年以降に着目すると、ほぼ同一速度での隆起が継続しているのに、 それに応じた重力減少が認められない(図1)。この結果は、地殻〜上部マントル での密度増加(=体積歪減少)が進行しつつあることを示している。同様の変化は 筑波山でも認めることができる。また"ブーゲー補正後の"重力変化を図1の各点 について計算すると、2014年以降は2~4 µgal/年の重力増加となり、この値は球対 称地球モデルに基づく粘弾性変形計算とも、定量的に整合する。以上のことから、 afterslipの終息とともに、その陰に隠されていた粘弾性効果が2014年以降に次第 に顕著になって、広域の重力変動として現れたものと考えられる。



基準点の上下変位(下段)。上下変位は国土地理院F3解の月平均値。

## 2011年東北地方太平洋沖地震の粘性緩和による

## 変動と粘弾性不均質構造の検討

#水藤尚(国土地理院)

Study on rheological heterogeneity and viscoelastic relaxation caused by the 2011 Tohoku-Oki earthquake #Hisashi SUITO (GSI of Japan)

#### はじめに

平成23年3月11日の東北地方太平洋沖地震の発生から7年強が経過している。 地震発生直後から引き続く余効変動は、震源域に近い東北地方では年間十数cm、 震源域から離れた中日本から西南日本でも年間~数cm程度の変動が観測されて いる。過去の巨大地震の例から考えると数十年以上に渡って継続すると考えられ、 今後の日本列島の地殻変動を解釈していく上で非常に重要な変動である。本稿 では、余効変動のメカニズムのうち、長期間かつ広範囲に影響が及ぶ粘性緩和に 注目し、粘性緩和による変動を大きく左右する粘性構造について議論する。

#### 粘性構造の違いによる変動の特徴

東北日本下には太平洋プレートが沈み込んでいるために、上部マントルは沈み 込むスラブ上方のマントルウェッジとスラブ下方の海洋アセノスフェアの2つに分け られる。これら2つの粘弾性領域はそれぞれに異なる変動パターンが引き起こす。 すなわち、マントルウェッジの粘性緩和は広域的に東向きの変動、海域を含む太 平洋側で隆起、日本海側で沈降を引き起こす。一方、海洋アセノスフェアの粘性 緩和はマントルウェッジの粘性緩和とほぼ逆のパターンの変動、すなわち、海域を 中心に西向きの変動、広域的に沈降を引き起こす。つまり、定性的には海域で観 測されている西向きおよび沈降の傾向は海洋アセノスフェアの粘性緩和が支配的 な場所であり、陸域で観測されている東向きおよび太平洋側の隆起はマントルウ ェッジの粘性緩和が支配的な場所であると考えられる。

粘性率がすべて同じ値(2×10¹⁸Pa·s)のモデルでは、水平変動のパターンはほ ぼ説明できるが、上下変動、特に太平洋側の隆起が説明できない。次に海洋アセ ノスフェアの粘性率をマントルウェッジに比べて1桁(10¹⁹Pa·s)大きくしたモデルで は、陸域の水平・上下変動ともに概ね観測値のパターンを説明できているが、海 域の水平・上下変動は全く説明できない。海域の変動を説明するために沈み込む プレート下面にLABに相当する低粘性層を仮定したモデルでは、震源域に近い 東北地方および海域の水平・上下変動ともに概ね観測値のパターンを説明できる。 しかしながら、震源域から離れた中日本の水平変動の方向に差異が見られた。こ れらの差異は、粘性率の深さ依存性を考慮することでほぼ説明可能となった。粘 性緩和による変動の算出には、マントルウェッジと海洋アセノスフェアの粘性率の 違い、プレート下面の低粘性層の存在、粘性率の深さ依存性等の粘性構造の不 均質が重要である。以上の成果は、Suito (2017)で報告された累積の変動量に基 づく粘性構造の推定である。

粘性率の深さ依存性を考慮したモデルは、遠方の領域(136度以西)の時間変 化も概ね説明できているが、136度以東の震源域に近い領域での時間変化は説 明できていない。地震直後の急激な変化は過小評価、地震発生5年後以降の変 動速度は過大評価してしまっている場所が多い。震源域近傍の東北地方は、余 効滑りの影響が大きいと考えられ、その影響を考えることで説明することも可能で あると考えられる。しかし、中日本(136度~139度付近)での時間変化は余効滑り の影響だけでは説明が難しいと考えられる。地震直後の急激な変化は余効滑りの 影響と考えれば、粘性率の値を大きくすることで、近傍の領域の変動速度の過大 評価を避けることができる。しかしながら、この場合には遠方の領域の変動速度を 過小評価してしまう。こうした矛盾を解決する一つの方法は、粘性構造の水平方向 (経度方向)の不均質を考えることであろう。これまで各粘弾性領域の粘性率は同 じ値、また深さ依存性を検討してきたが、水平方向(経度方向)の不均質を考えた モデルを構築し、水平方向の不均質の検討結果に関して報告する予定である。

#### 余効滑りによる粘性緩和

現時点での最適な粘性構造から計算された粘性緩和による変動を観測データ から取り除き、余効滑りをフォワードモデリングで推定し、余効滑りによる粘性緩和 を計算した。余効滑りの滑り量・分布にはかなりの不確定性が高いが、余効滑りに よる粘性緩和によって数cm~十数cmの変動が引き起こされる結果が得られた。余 効滑り自体の変動や本震による粘性緩和に比べると小さいが、決して無視できな いメカニズムーつであると考えている。

### 2011年東北沖地震の余効変動における不均質レオ

### ロジーの影響

#伊藤嘉秋・三浦 哲・武藤 潤・太田雄策(東北大・院理)・Moore James (南洋理工大学)・飯沼卓史(JAMSTEC)

Effect of heterogeneous rheology in postseismic deformation following the 2011 Tohoku-oki earthquake #Yoshiaki Ito, Satoshi Miura, Jun Muto, Yusaku Ohta (Tohoku Univ.), James Moore (Nanyang Technological Univ.), Takeshi linuma (JAMSTEC)

#### <u>はじめに</u>

2011年東北地方太平洋沖地震(以下,東北沖地震)の発生は、広域かつ長期に わたる余効変動をもたらすなど、その後の日本列島の地殻変動に多大な影響をもた らした.この余効変動に基づいて、3次元有限要素法による粘弾性緩和モデル(例 えば, Sun et al., 2014; Freed et al., 2017 など)や, 粘弾性グリーン関数を用いて, 地震時・地震後のすべり分布を同時推定する試み(富田・他, 2017、地震学会秋季 大会)などにより余効すべり分布や大局的な粘弾性構造が明らかになってきた. -方,東北沖地震前後の観測に基づく InSAR解析によって火山周辺での局所的沈 降を示した例(Takada & Fukushima, 2013)や、陸上GNSSデータから地震時の面 積ひずみ分布を計算し,奥羽山脈付近のひずみの不均質を示した例(Ohzono et al., 2012)など内陸の地殻変動異常も報告されている. Muto et al. (2016) は, 東 北沖地震の最大すべり域を含む海溝直交方向断面の2次元モデルを設定し、不均 質なレオロジー構造を仮定してフォワードモデリングを行った. その結果,火山フロ ント下部に低粘性領域を仮定することによって火山フロント付近の局所的な沈降が 説明できることを示した.本研究では、稠密なGNSS観測点が展開されている新潟 県から福島県に至る海溝直交領域において、地震後の変位速度場を精査し、観測 された特徴的な変位速度場を再現できる,不均質性を考慮したレオロジー構造のモ デル化を目指す.

#### <u>GNSSデータ解析</u>

本研究では、国土地理院のGEONETと東北大学のGNSS連続観測点で得られた データを使用した.解析にはGIPSY-OASIS II Ver. 6.1.2を用い、精密単独測位法 (PPP)で1日ごとの変位時系列を求めた.衛星軌道情報はJPL再解析暦を使用し、 天頂大気遅延量及び大気遅延勾配推定を行い,座標系はITRF2008とした.この時系列から,毎年初めの5日間と終わりの5日間の平均値の差をとることで1年あたりの変位速度を計算した.変位量の誤差は,この10日間の標準偏差とした.

#### 海溝直交方向の変位速度プロファイル

海溝軸に直交する方向に南北幅40kmで設定した2つの領域(図1中領域A,領域 B)の東西,南北,上下の変位速度プロファイルを図2に示す.上下成分では, Takada & Fukushima (2013)により指摘されている火山フロント周辺域で沈降がみ られる.領域Aの東西成分については,火山フロント周辺でパターン変化が見られ, ピークは火山フロントよりも海溝側にあることが確認できる.一方,領域Bでは,火山 フロント付近で勾配の変化があるものの,領域Aほど明瞭な変化は見られない.これ らの変動パターンの差異は,余効すべりの空間分布やレオロジー構造に起因する 可能性が考えられる.

#### 余効変動のフォワードモデリング

余効変動のモデリングには、Barbot et al. (2017)によるグリーン関数を用いた積分法(Lambert and Barbot, 2016)に基づく方法を用いた.この方法では、プレート境界を三角要素、アセノスフェアを直方体要素で表し、与えた地震時すべりによって励起される三角要素上での余効すべりと、各直方体の変形(粘弾性緩和)を同時に計算する.余効すべりは速度強化摩擦近似(Barbot et al., 2009)で計算する.大会当日の発表においては、この計算結果についても報告する.



## 2011年東北沖地震前の広域地震活動変動 #熊澤貴雄(東大地震研)・尾形良彦(東大地震研、統計数理研究 所)・遠田晋次(東北大)

Anomalies in wide seismicity before the 2011 Tohoku Earthquake

#Takao Kumazawa(ERI), Yosihiko Ogata (ERI,ISM), Shinji Toda (IRIDeS)

Application of the standard ETAS model with change point detected that the seismicity all over the Tohoku district, inland and offshore included, have changed statistically significantly during the period from the year 2000 to 2006. (A few examples are shown in Fig.1.) This work updates the preceding work by Kumazawa et al. [2010] by the dataset with the longer period extended up until the occurrence time of Tohoku-Oki earthquake of M9.0: March 11, 2011. Kumazawa et al. [2010] detected significant and systematic seismicity changes that occurred during 2003—2005 over wide regions in and around Tohoku District. They explained that these changes were caused by local precursory slips before the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. With the accumulated data set and with the knowledge of geodedic measurement (Fig.2), those seismicity changes are more adequately explained by much larger crustal deformation caused by slow slips on the plate boundary offshore of the east coast of Tohoku District.



**Figure** 1 . The ETAS model fitting for each region of  $A \sim C1$ . The ETAS model is fitted (red curves) until the maximum likelihood estimate of change-point time (vertical dashed lines), then they are extrapolated after the respective change-points.



Figure 2. Baseline distance changes in the direction perpendicular to the trench.

## 絶対応力場モデリングによる2011年東北沖地震前 及び地震後における前弧上盤内応力場の再現 #篠島僚平・芝崎文-郎(建築研)・岩森光(JAMSTEC,東大地震研, 東エ大理)・吉田圭佑(東北大セ)・中井仁彦(建築研)

Modeling absolute stress fields in the hanging wall in the Northeast Japan before and after the 2011 Tohoku earthquake

#Ryohei Sasajima, Bunichiro Shibazaki (BRI), Hikaru Iwamori (JAMSTEC,

ERI, TIT), Keisuke Yoshida (Tohoku Univ.), Yoshihiko Nakai (BRI)

#### 1. はじめに

東北日本の前弧海域下の上盤内の地震活動は、2011年東北沖地震(Mw9.1) 以前は東西圧縮の逆断層型地震が支配的であったが、東北沖地震後は正断層 型地震が支配的となった事が観測されている(Hasegawa *et al.*, 2012)。上盤内応 力場の形成要因として、(1)重力下における地形・密度構造が作る正断層応力場、 (2)プレート境界に働く摩擦力が作る逆断層応力場、(3)プレート定常沈み込みに よる曲げ応力、(4)マントルウェッジの対流から受ける力、(5)海溝の前進・後退、が 挙げられる。従って上述の巨大地震前後での上盤内地震メカニズム解の変化は、 プレート境界に働いている摩擦力の大きさを推定する上で貴重な情報である。

#### 2. 研究目的 · 手法

本研究では、有限要素法を用いた東北日本島弧-海溝系の絶対応力場モデリングを行い、東北沖地震前及び地震後の上盤内応力場の再現を試み、沈み込み プレート境界面に働く摩擦力の大きさの推定を試みた。

#### 3. 有限要素法による絶対応力場モデリング

本研究では有限要素の媒質として粘弾塑性体(power-lawに従う非線形粘弾性 及びMohr-Coulombの破壊基準に従う弾塑性)を用いた。先行研究に基づく温度 構造・含水量分布(e.g., Horiuchi and Iwamori, 2016)と鉱物の岩石流動則から 不均質粘弾性構造を構築しモデルに用いた。また、重力を物体力として直に考慮 し、海水層を含めた現実的な密度構造・地形起伏を用いることで、重力下で地形・ 密度構造が作る応力場を考慮したモデルとした。そして、沈み込みプレート境界 面に沿って薄い塑性層を置くことでプレート境界面に働く摩擦を表現した。その層 内の摩擦係数を変えた様々なケースでシミュレーションを行い、観測された応力場の再現を試みることで、プレート境界面に働く摩擦力の大きさの推定を行った。

モデルでは、重力下における定常的な海洋プレートの沈み込みを10万年間行 い、上述の(1)-(4)の要因による定常的な沈み込みによる上盤内応力場形成のモ デリングを行った。その後、600年間プレート間固着を与えた後600年分の固着を 解放する巨大地震(東北沖地震に相当)を発生させる巨大地震サイクルを繰り返し、 東北沖地震前及び地震後の上盤内応力場の再現を試みた。

#### 4. 結果・考察

本モデルにおいて、東北沖地震後のプレート境界の摩擦力が浅部~深部(海 溝から40-150km)に渡り6-10MPa程度の場合、前弧海域下の上盤内における東 北沖地震前の逆断層応力場・地震後の正断層応力場の両方を再現できる事が分 かった。摩擦力がそれより大きすぎると重力(地形・密度構造)や定常沈み込みが 作る正断層応力場の大部分がプレート境界の摩擦力による逆断層応力によって 打ち消されて地震後の正断層場が再現できず、逆に小さすぎると地震前のプレー ト間固着による摩擦力の増分を含めても地震前の逆断層場を再現できなかった。

推定された6-10MPaの摩擦力は有効摩擦係数(摩擦力/法線応力)に換算する と平均0.01-0.015に相当し、従来の地殻熱流量(Gao and Wang, 2014)や力の釣 り合い(Seno, 2009)による推定 (0.02-0.025)よりやや小さい。地殻熱流量を用い た推定では地震前の固着に伴う摩擦力の増加分の発熱量も含んでいる分本結果 より大きめに摩擦力が推定される点、Seno (2009)では東北沖地震後の正断層応 力場の観測結果を用いていないために本結果よりも大きめの摩擦力でも上盤内応 力場を矛盾なく説明できた点、等により本結果との違いが生じたと考えられる。

本モデル結果から、東北沖地震後に正断層から逆断層へと応力場が反転した 領域は海溝付近や応力中立面(浅部正断層場と深部逆断層場の境界)付近に限 られ、その他の領域では浅部正断層場と深部逆断層場が常に棲み分けて存在し ている事が示唆された。この事から東北沖地震前後における上盤内地震の主要メ カニズム解の反転は、応力場自体の反転(一部)に加え東北沖地震に伴う静的応 力変化による逆断層活動の抑制と正断層活動の励起によって生じたと考えられる。

#### 5. 結論・まとめ

上盤海域下は東北沖地震前から浅部正断層場・深部逆断層場の棲み分け が生じており、地震前後で応力場が反転した領域は一部に限られる。

上盤内正断層応力場は重力(地形・密度構造)と定常沈み込みに起因する。 東北のプレート境界の摩擦力(東北沖地震後)は約6-10MPaと推定された。 自己浮上式海底地震計を用いた2011年東北沖地震

震源域におけるモニタリング観測

#篠原雅尚・山田知朗・望月公廣・中東和夫¹・町田祐弥²・真保敬²・悪 原岳・仲谷幸浩³・塩原肇(東大地震研)・村井芳夫(北大)・日野亮太・ 伊藤喜宏⁴(東北大)・佐藤利典(千葉大)・植平賢司⁵(九州大)・八木 原寛(鹿児島大)・尾鼻浩一郎・小平秀一(JAMSTEC) 現所属:¹東京海洋大、²JAMSTEC、³鹿児島大、⁴京大防災研、⁵防災科研

Seismic monitoring around the source region of the 2011 Tohoku-oki earthquake by pop-up OBSs #Shinohara, M., T. Yamada, K. Mochizuki, K. Nakahigashi¹, Y. Machida², T. Shimbo², T. Akuhara, Y. Nakatani³, H. Shiobara (ERI, U. Tokyo), Y. Murai (Hokkaido U.), R. Hino, Y. Ito⁴ (Tohoku U.), T. Sato (Chiba U.), K. Uehira⁵ (Kyushu U.), H. Yakiwara, (Kagoshima U.), K. Obana, and S. Kodaira (JAMSTEC)

Present: ¹TUMSAT, ²JAMSTEC, ³Kagoshima U., ⁴DPRI, Kyoto U., ⁵NIED

2011年3月11日東北地方太平洋沖地震が、太平洋プレートと陸側プレートのプレート境界で発生し、本震後に多数の余震が発生した。この超巨大地震の発生を考える上において、正確な余震分布は重要な情報である。さらに、本震により活発化したと考えられる地震活動の時空間変化を把握することも重要である。

そこで、本震直後から、100台を超える自己浮上式海底地震計を用いた余震観 測が開始され、2011年9月まで実施された。本震直後の余震観測はなるべく多く の台数を設置することとし、余震活動を迅速に把握するために、短期間で設置回 収を繰り返したことが特徴である。2011年10月からは、長期観測型自己浮上式海 底地震計(金沢,2009)を用いたモニタリング観測に移行した。この観測は、現在 も部分的であるが継続中である。ここでは、本震直後の余震観測から、現在に至る 自己浮上式海底地震計を用いた震源域直上における海底観測およびそのデータ から得られた地震活動について、報告する。

本震直後の余震観測のための海底地震観測網は、震源域全体にわたって、約 25km間隔で展開し、1ヶ月から3ヶ月程度の観測を行った。回収後は気象庁一元 化震源カタログから、震源域で発生したと思われる余震を選別して、海底地震計 データからP波、S波の到着時刻を読み取り、1次元構造に基づく震源決定を行った。その際、海底地震計直下の地震波速度が遅い堆積層の影響を取り除くために、 観測点補正値も考慮した。この緊急余震観測の結果、本震後約3ヶ月間の正確な 余震の震源分布が求められた(Shinohara et al., 2011,2012)。過去に行われた 構造探査実験の結果との比較により宮城県沖のプレート境界で余震活動度が低 いこと、陸側プレート内の余震活動が活発であり、正断層型または横ずれ型の震 源解を持つものが多いこと、海洋プレート内においても、同様の傾向であること、 発震機構が本震後に変化したことなどが明らかとなった。特に震源域南部では、 日本列島の下に沈み込む太平洋プレートに、南から同じく日本列島の下に沈み 込むフィリピン海プレートが接触していることが推定されており、本震の破壊がこの 領域で停止したことが推定された。

2011年10月からは、震源域における地震活動の長期モニタリングのために、長 期観測型海底地震計40台が震源域全域にわたって設置され、2012年10月まで観 測を行った。2012年4月から2012年11月までは、文部科学省委託研究により、茨 城・房総半島沖に、長期観測型海底地震計40台をさらに設置して、観測強化を図 った。これらの連続データは、緊急余震観測と同様の手順で、震源決定を行った。 震源域北部では、陸側プレート内の活動が引き続き見られた。本震の前には、震 源域下のマントル内で地震活動が確認されていたが、本震以降ほとんど地震が発 生していない。一方、南部の房総半島沖では、本震以前および直後はあまり活動 が見られなかったフィリピン海プレートとの境界付近に、この観測が始まった2012 年4月以降は、地震活動が見られた。2012年11月からは、福島沖に長期観測型海 底地震計40台を設置し、2013年11月まで観測を行った。得られた震源分布から、 本震時に大きな地震時滑りを起こしたと考えられる領域では地震活動度が低いこ と、海溝軸周辺では、地震活動が見られることなどがわかった。

2013年9月には、岩手県沖の震源域北部に、30台の長期観測型海底地震計を 設置した。この海底地震計は、2014年9月から10月に回収された。データ処理は、 これまでの震源決定と同様の方法で行った。その結果、岩手県沖において、プレ ート境界付近における地震活動が、この観測が始まった2013年9月以降は、本震 直後よりも高いことがわかった。これらの地震の発震機構解は逆断層型が卓越し ている。この結果は、岩手県沖におけるプレートカップリングが変化した可能性を 示唆する。一方、陸側プレート内でも、引き続き活発な地震活動が確認され、これ らの地震の発震機構解は、正断層型またはストライクスリップ型が多い。

日本海溝海底地震津波観測網(S-net)により、東北沖地震震源域においては、 リアルタイム観測が可能となったが、観測点の空間的配置密度をあげるために、自 己浮上式海底地震計の観測を引き続き実施する必要があると考えられる。

## 海底地震観測による日本海溝海溝軸周辺から アウターライズ域の地震活動

#尾鼻浩一郎・藤江剛・山本揚二朗・高橋努・中村恭之・海宝由佳・ 三浦誠一・石原靖・小平秀一(海洋研究開発機構)・ 篠原雅尚(東大地震研)

Seismic activity in trench-outer rise region along the Japan Trench from ocean bottom seismographic observations

#Koichiro Obana, Gou Fujie, Yojiro Yamamoto, Tsutomu Takahashi, Yasuyuki Nakamura, Yuka Kaiho, Seiichi Miura, Yasushi Ishihara, Shuichi Kodaira (JAMSTEC), Masanao Shinohara (ERI)

プレート境界型の巨大地震と、海溝軸海側のアウターライズ域で発生するプレート内正断層地震は、しばしば連動して発生することが知られている。2011年に発生した東北沖地震の際も、本震の約40分後にMw7.6の正断層型地震が日本海溝海側の太平洋プレート内部で発生したのをはじめ、海溝軸周辺からアウターライズ域にかけて正断層型の震源メカニズムを持つ活発な地震活動が観測されており(e.g. Asano et al., 2011)、大規模な地震とそれに伴う津波の発生が懸念されている(e.g., Lay et al., 2011)。一方、アウターライズ域は海岸線から遠く離れているため、陸上の定常的な地震観測網で詳細な震源分布を得ることは困難である。そこで、海洋研究開発機構(JAMSTEC)では、大学等の協力のもと、海溝軸周辺から海溝海側斜面において、海底地震計(OBS)を用いた地震観測を2011年の東北沖地震以降繰り返し実施し、詳細な震源分布と震源メカニズムの推定を行ってきた。

OBSによる地震観測は、東北沖地震の際に非常に大きなプレート境界滑りが生じた宮城沖(北緯37°~38.5°付近)で2011年5月から開始したのをはじめ、茨城沖から三陸沖(北緯36°~40°)にかけて実施してきている。なお、日本海溝の海溝軸は最大で水深8000mを超えており、一般に用いられているOBSの運用可能な水深を超えているが、新たに開発された超深海型OBS(Maeda et al., 2013)を用いることで、このような大水深域でも2012年12月以降は観測が可能となっている。

これまでの解析結果によると、海溝軸からアウターライズにかけての太平洋プレート内部の地震は、海溝軸の海側100km以上にわたって発生していることが示されている。多くの地震は深さ20kmより震源が浅く、海洋性地殻内および海洋性マントル

最上部で発生しているが、深さ40~50km付近で発生するものもある。海洋性地殻内 部に震源が決まった地震は、海溝軸に平行または斜交する線状分布を示しており、 その多くは海底地形に見られるホルストーグラーベンに沿って分布している。このこ とは、海洋性地殻を断ち切りホルストーグラーベンを形成する正断層が、地震を伴っ て活動していることを示している。一方、海溝軸からやや離れた場所では、ホルスト ーグラーベン構造が明瞭でない場所にも線状分布が見られる。これは、プレート内 正断層の累積変位が小さくホルストーグラーベン構造が未発達であるためと考えら れる。

初動極性から推定した震源メカニズムは、海溝軸に直交する方向のT軸をもつ正 断層型が卓越している(Obana et al., 2012, 2013, 2014)。一方、三陸沖の深さ50km 付近には逆断層型のメカニズムを持つ地震が発生しており(Obana et al., 2018)、 2012年12月に発生したMw7.2の逆断層地震の主たる破壊域も深さ45km以深であ る(Lay et al, 2013)。従って、プレート折れ曲がりによる浅部伸張場と深部圧縮場の 境界は深さ40~50km付近に位置しており、アウターライズ地震を起こす正断層の下 端を規定すると考えられる。また、震源が深さ20kmより深い地震は、浅部で発生す る地震に比べて発生する領域が限られている。トモグラフィ解析の結果と比較すると、 深部の地震活動の分布は、マントル内のP波速度が周囲に比べてやや遅い場所に 対応している。アウターライズ領域における海洋性マントルの地震波速度の低下が、

プレート折れ曲がりによって海洋プ 41
レート内部に発達する正断層にそって水が取り込まれることによって
生じている(Faccenda et al., 2009, 40
Hatakeyama et al., 2017)とすると、
海洋性マントルに達する大規模な
プレート内正断層の分布を地震波 39
速度構造から推定できる可能性が示唆される。

図:2011年東北沖地震以降に海溝 軸周辺および海溝海側で実施した 海底地震観測のOBS設置位置。 2011年東北沖地震の滑り量分布 (Yagi and Fukahata, 2011)と東北 沖地震以降に発生したMw7.0以上 の地震のGlobal CMT解を重ねて 表示。 35



## 2011年東北地方太平洋沖地震前後の震源域におけ

る応力場の時空間分布

#西森智也·日野亮太(東北大)

#### Spatio-temporal variation of stress field in the source region of the 2011 Tohoku earthquake #Tomoya Nishimori and Ryota Hino (Tohoku Univ.)

2011年東北地方太平洋沖地震(以降、東北沖地震)時には,その震源域周辺 で応力場が大きく変化し,震源では蓄積されていたせん断応力がほとんどすべ て解放されたことが,最大主応力軸とプレート境界断層がなす角度の変化から 推定されている(e.g. Hasegawa et al., 2012).

東北沖地震の発生後から約7年が経過した現在,次の巨大地震発生に向けて プレート間の再固着,ひずみの再蓄積が進んでいる可能性があり,このような変 化は主応力軸の変化に現れうると考えられる. Hardebeck (2012)は,東北沖地 震の震源域を含む広い範囲を対象として応力場解析を行い,東北沖地震後の 短期間に地震前の応力状態に戻りつつある傾向を示した.しかし,東北沖地震 の震源域周辺の応力場は空間的に一様ではなく(e.g. Hasegawa et al., 2012), 地震後の応力状態の時間変化を正確に理解するには,そうした空間不均質性 を考慮に入れた検討が必要である.

本研究では、東北沖地震の地震時すべりが大きかった日本海溝中部を対象として、プレート境界の上盤および下盤のプレート内部で発生している地震の発震 機構解を用いて応力テンソルインバージョンを行い、各プレート内での応力場の 時空間変化を調べた.

最大主圧縮応力軸方向に着目すると、東北沖地震前では、上盤・下盤ともに東 西圧縮が卓越した応力状態であったが、地震後の応力場は上盤側と下盤側で 大きく異なる.上盤内では、Hasegawa et al. (2012) などで示しているとおり、東 北沖地震後は最大主圧縮応力軸が鉛直方向に回転していることが、広く共通し て認められる(図中A, B).一方で、下盤プレート内部の東北沖地震後の応力場 は、地震時すべりが大きかった領域の直下とその深部延長側とでは顕著に異な る(図C, D).大すべり域直下では地震後に大きく応力場が変化し、最大主圧縮 応力軸が南北方向に向く一方で、深部延長側では東北沖地震前後で応力軸方 向に顕著な変化は見られなかった.この結果は、地震前まで一様であった下盤 プレート内部の応力場が、東北沖地震の発生によって、顕著な空間不均質を示 すようになったことを示す.A~Dの各領域内部について、地震後の応力場の時 間変化を調べたが、いずれにおいても、顕著な応力軸方向の時間変化は見ら れなかった.

<謝辞>本研究には防災科研の浅野氏に提供いただいたCMTカタログを使用した.



図 解析領域と応力テンソルインバージョンの結果.地図及び断面図は解析した領域を示している.図の円は応力テンソルインバージョンの結果を下半球投影で示したものであり,赤・緑・青はそれぞれ最大・中間・最小主圧縮応力軸の方向を示している.矢印左がそれぞれの領域の東北沖地震前の応力場,矢印右が東北沖地震後の応力場の結果を示している.

日本海溝の微動活動

#太田和晃·伊藤喜宏·片上智史·大柳修慧(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)

Tremor activity in the Japan trench region, northeast Japan. #Kazuaki Ohta, Yoshihiro Ito, Satoshi Katakami, Shukei Ohyanagi (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.)

沈み込み帯で発生するテクトニックな微動やスロースリップは,南海やカス ケードといった比較的年代が若く,温度の高い沈み込み帯で観測されること が多いが,近年では日本海溝の浅部領域でも微動や超低周波地震,スロー スリップが観測されている.2011年東北地方太平洋沖地震(以下,東北沖地 震)の本震発生前には,大すべり域近傍において,スロースリップと共に顕著 な微動活動の増加があったことが報告されている.本発表では,特に日本海 溝浅部の微動活動に焦点を当て,東北沖地震の前後の微動活動の変化を 検証する.

日本海溝の浅部領域は陸域の観測網から離れていることや定常の海底地 震計ネットワークの密度が十分でないこともあり、微動の観測という点におい ては困難を伴う. 我々は振動方向解析や単独観測点法といった少数の観測 点記録にも耐え得る新たな微動検出法の開発・適用や、微動の想定震源域 における海底地震計アレイや小規模ネットワークの展開を通して、東北沖地 震前後の海底地震記録を解析し、微動活動を比較した.

#### 東北沖地震前の微動活動

東北沖地震発生前には宮城県沖において、本震発生前の約3ヶ月間に顕 著な微動活動があった.2観測点のエンベロープ比を用いた従来の方法で は観測点最近傍の1観測点のみで微動が捉えられていたが、Frequency Scanningに基づく単独観測点法および振動方向解析の結果では、より深部 に当たる最大前震の震源付近でも微動が発生しており、本震発生前には深 部から浅部にかけて、微動の震源が移動していることがわかった.

#### 東北沖地震後の微動活動

一方で、東北沖地震発生後は宮城県沖において、このような顕著な微動 活動は観測されていない. 我々は前の微動の震源域である宮城県沖の海溝 軸近傍において、2014年10月から5台の海底地震計で構成される500m径 のミニアレイを3箇所に設置し、微動の観測を試みた. 得られたアレイデータ について解析を行ったところ、海溝軸近傍の通常の地震活動は捉えられたも のの、微動のような継続時間の長いイベントは観測されなかった.

しかし,最近において,東北沖地震のすべり域南端にあたる福島県沖に展開した海底地震計ネットワークのデータから,この領域において現在活発な 微動があることがわかった.福島県沖ではおよそ60km四方の領域に,7台の 海底地震計で構成される500m径のミニアレイを3箇所と,その他1台ずつの 単独地震計観測点3点を加えた海底地震計ネットワークを構築し,2016年9 月末から観測を行っている.

最初の1年のアレイデータの解析からはネットワーク近傍で遠地地震の表 面波に励起された誘発微動が2回観測された.また,ネットワーク全体の記録 を使用したエンベロープ相関解析からは,ネットワーク内においてエピソディ ックな微動も発生していることがわかった.微動の活動周期はおよそ60日間 隔で,観測期間中に7-20日間のバースト的な活動が5回観測された.このよ うな活動は深部で観測される他地域の微動活動とも類似しており,背景に短 期的スロースリップの存在を示唆する.

宮城県沖において,東北沖地震後に微動活動が見られなくなった原因として,本震で解放された歪みの蓄積が未だ十分に開始されていないか,本震の地震時すべりによってプレート境界の物性が変化してしまった可能性が考えられる.今後も継続的なモニタリングが必要であろう.一方で,福島沖においては,未だ顕著な余効変動が測地的に観測されており,微動やスロースリップはその影響を受けていると考えられる.

謝辞:本研究はJSPS科研費(2600002)の助成を受けたものである.

## 短周期 OBS 記録を用いた VLFE 類似イベント検出の試み #高橋秀暢・日野亮太・太田雄策・内田直希・鈴木秀市(東北大理)・ 篠原雅尚(東大地震研)・松澤孝紀(防災科研)

## Attempt to detect VLFE-like events based on similarities of spectra and amplitude decay

#Hidenobu Takahashi, Ryota Hino, Ohta Yusaku, Naoki Uchida, Syuichi Suzuki (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara (ERI), Matsuzawa Takanori (NIED)

#### 1. はじめに

近年,東北日本沈み込み帯において, Slow Slip Event (SSE)と低周波微動活動 が東北地方太平洋沖地震の震源域,特に海溝軸近傍で確認された (Ito et al., 2015). Matsuzawa et al. (2015) はスロー地震の1つと考えられている超低周波地 震(VLFE)が東北沖でも発生していることを陸上の広帯域地震観測網を用いて検 出した. しかし,これらVLFEの震源は陸域観測網から遠く,詳細な活動の特徴は明 らかになっていない. 2011年に青森県沖で発生したものは,推定された震源近傍に 展開されていた短周期 OBSにより捉えられ,同程度の震源距離で発生した通常地 震と比べて著しく高周波に乏しいという波形記録上の特徴を示すことがわかった (Takahashi et al., 2018). OBSの連続記録を見ると,既知のVLFEが示すのと同様 な波形上の特徴を有するイベントが少なからず発生している可能性があることから, こうしたVLFE類似イベントを多数検知することを試みた.

#### 2. 手法

本研究では既知のVLFEが示す2つのOBS記録上での特徴に着目する.

① スペクトルの類似性

OBSで観測された既知のVLFEのパワースペクトルは互いに形状がよく似ている. そこで、VLFE群を代表するパワースペクトルとして、特にS/N比の良いイベントのも のをテンプレートPSD (Power Spectrum Density)として採用し、OBS設置期間中の 2011年4月から10月までの約半年間のOBS連続記録を用いてランニングスペクトル を作成し、1-8 Hzの帯域においてテンプレートPSDとの一致度を調べた.一致度の 尺度としては対数PSD間の残差二乗和(RSS of spectra)を用い、テンプレートとな ったVLFEとのスペクトル比が所与の帯域にわたって1に近いものを探索した.

#### ② 観測点間の振幅比の違い

既知のVLFEsはOBS観測点近傍で発生しているため、距離減衰の影響で観測点間で震動の振幅が異なる.既知のすべてのVLFEについて観測振幅が最大となる観測点は共通で、その観測点を基準とした他の観測点での振幅比もほぼ共通であ

ることから,比較的狭い範囲でVLFEが繰り返し発生している可能性が高い.この特 徴を利用し,観測点間での振幅変化のパターンが既知のVLFEに近いものを探索し た.具体的には,連続波形記録から切り出した時間窓での観測点間振幅比が,既 知のVLFEに対する観測点間振幅比のばらつきの範囲内に含まれるものを選別した. 観測されているVLFEからの波動はS波と考えられるため,①②の探索では水平動 記録を解析に用いた.

#### 3. 結果

連続波形から切り出した複数の時間窓に対し,RSS of spectraと,観測点間振幅 比について基準VLFEのものとのRSSをとったもの(RSS of amplitudes)を求めた結 果を図に示す.既知のVLFEの発震時を含む5日間のものである.既知のVLFEを 含む時間窓では2つのRSSがどちらも小さく,これまで目視によりVLFE類似イベント の可能性があると認定されたイベントも,この図上でVLFEの周辺にプロットされる.



図. スペクトルと観測点間振幅比のRSSの分布. 既知のVLFEの発震時刻を含む 5日間の結果. 紫矩形内の赤点は, 既知のVLFEsに震源が近く, またスペクトル形 状も類似するイベントを示す.

宮城県沖における低周波微動発生域の推定(2008~

### 2015年)

#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)

Tectonic tremor activity close to the Japan trench off Miyagi from 2008 to 2015

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

#### <u>§はじめに</u>

沈み込み帯の地震発生域の深部や浅部側ではスロースリップや低周波微動な ど沈み込み帯の地震発生プロセスを解明する上で無視できない「スローな現象」が 確認されている(e.g. Obara and Kato, 2016)。2011 年 3 月 11 日の東北地方 太平洋沖地震発生前にも、振幅がバックグラウンドノイズレベルの 10 倍程度で継 続時間が数日におよぶ微動の存在が、本震発生域直上に設置された海底地震計 によって観測された(Ito et al., 2015; Katakami et al., under review in JGR)。 この微動活動はスロースリップ(Ito et al., 2013)の発生に伴い観測され、2011年 1月末から東北地方太平洋沖地震の最大前震発生直前(3月9日)まで断続的に 発生していた。これらの低周波微動は、海溝軸近傍の少数の観測点でのみ観測さ れ、また振幅が小さいことから、走時差を利用した震源決定方法は適用できない。 従って、Katakami et al. (under review)では単独観測点法(Sit et al., 2012; Katakami et al., 2017)を用いて微動の検出を行い、震源の決定は行わず各観 測点で観測される微動シグナルの観測頻度に基づき微動の活動度のみを評価し た。本発表では、単独観測点法から宮城県沖の微動活動を明らかにするだけでな く、検出された微動のエネルギー分布から微動発生域を推定する。また、2011 年 の微動活動のみならず、2008~2015年の宮城県沖での微動活動も言及する。

#### <u>§手法</u>

宮城県沖での海底観測は 2004 年以降行われているが(Yamamoto et al., 2008)、ここでは比較的海底地震計の設置台数が多い 2008~2015 年のデータ

を用いる。

3 つの異なる周波数帯 (T(t); 2-8Hz, E(t); 10:20Hz, O(t); 0.5-1Hz)のエンベ ロープ波形を調べて、それらの比

$$R(t) = \frac{T(t)^2}{E(t)S(t)}$$

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(単独観測点法; Katakami et al., 2017)。さらに、複数の観測点で検出された微動について、振幅の幾何減衰を考慮し、それぞれの観測点で観測される見かけの地震波エネル ギーの違いを説明する微動震源を求める。震源はプレート境界面を仮定し、探索 にはグリッドサーチを用いる。

#### <u>§結果・考察</u>

東北地方太平洋沖地震発生前では、主に海溝軸近傍に微動発生域が推定された(図)。推定された微動発生域は Ito et al. (2013)で求められたスロースリップ断層と一致しており、東北地方太平洋沖地震発生前の低周波微動活動はスロースリップに伴ったものであると考えられる。一方、2008年にもスロースリップ活動が推定されているが、顕著な低周波微動活動は確認できなかった。これは、2008年のスロースリップは低周波微動の伴わないイベントであった可能性がある一方、設置されていた海底地震計の数が2011年より少なく、検出能力の違いによる可能性もある。

その他の期間においても同様に微動 活動を調べたが、2011年のような顕著 な微動活動は検知できなかった。東北 地方太平洋沖地震発生前の微動活動 は、高速すべりが生じる前の前兆的な 現象としてのゆっくりとしたすべりであ り、宮城県沖における微動活動は巨大 地震発生前に限ったものであるのかも しれない。



図. 2011.1.26-3.9 の積算低周波微動エ ネルギー分布

### 東北日本弧沈み込み帯へのインプットとしての太平洋 プレートの不均質性 #藤江剛・小平秀一・三浦誠一(JAMSTEC)・大平茜(横浜国大)

## Variation in the oceanic plate structure as inputs to subduction zone off NE Japan

#G. Fujie, S. Kodaira, S. Miura (JAMSTEC), A. Ohira (YNU)

#### 沈み込み帯へのインプットとしての海洋プレート

中央海嶺で形成された海洋プレートは、マントル対流に伴い海洋底を移動し、海溝 から陸側プレート下に沈み込む。海溝域では海陸プレートのすれ違いに伴いプレート 間に歪が生じ、様々な地震を惹起する。特に両プレートの境界面で発生するプレート 境界型地震は、時にマグニチュード9といった巨大な地震となる場合があるなど人間 社会に多大な影響を及ぼす。

プレート境界型地震の発生やその規模を規定する主要因は、プレート間カップリン グ強度とその分布によって規定される。カップリングは沈み込み帯全体の応力場(た とえばプレートの相対運動や大局的な形状)、海山の沈み込みなど局所的なプレート境 界面形状、そしてプレート境界面(層)の物性などに依存する。沈み込む海洋プレート の性質、特にその表層付近の形状や物性は、プレート境界断層の性質に強く作用する。 実際、海洋プレート上の堆積層厚と超巨大地震(M9クラス)の分布には非常に良い相 関があることが指摘されている(例えば Hueret et al., 2012; Scholl et al., 2015)。この ように、プレート境界型地震の発生様式の理解を深化させるには、沈み込み帯へのイン プットとしての海洋プレートの実態把握が不可欠である。

#### 北西太平洋大規模構造調査

JAMSTEC では東北日本弧に沈み込む海洋プレートの実態とその沈み込みに伴う構 造変化を明らかにすることを目指して、2009 年から人工震源と海底地震計 (6km 間隔)、 ハイドロフォンストリーマーケーブル (6km 長、444-ch)を用いた大規模な構造探査観 測を繰り返し実施している。その結果、海洋プレートは沈み込む直前に折れ曲がるこ とで変質すること、その変質は様々な要因で地域変化を呈することなどが明らかなっ てきた。また、プレート屈曲より沖合でも、海山のような海底地形上の特異点の他、海 底面下にも顕著な不均質性が確認されている。まず、堆積層厚の変化が顕著で、500m 以上の場所から、50m 以下の場所まで非常に大きな変動を示す。さらに、堆積層より も深い部分の構造も地域性を示すことが分かってきた。本研究では堆積層下の構造不 均質性に着目する。

#### 結果の概要

A4測線は海溝、プチスポット火山海域、海山 を横切って、大洋底へと続く長大測線であり、 他の測線の構造解析結果と比較することで海山 やプチスポット活動の影響による地殻構造の変 化を評価しやすい測線である。

本研究では、堆積層下の違いを捉えるために 下記の処理を行った。まず、海底地震計データ と反射法データの両者を用いて、走時インバー ジョン解析により測線下の2次元P波速度構造 モデルを構築した。続いて、求めた速度構造か ら、測線上の各海域で堆積層下の一次元P波速 度構造を抽出し比較した。

その結果、下部地殻の地震波速度構造は折れ 曲り断層が発達する海域を除き比較的均質性が 高いが、上部地殻(堆積層直下)の地震波速度構 造は海山の周辺やプチスポット海域で有意に低 下していること、さらにその影響は海底面に見 えている規模より遥かに広範囲に及んでいるこ



図 1: 2009-2015 年に JAMSTEC が 実施した大規模構造探査測線

とが分かってきた。堆積層で覆われ海底地形上は均質に見える海洋プレートだが、その下にはこれまでに想定されているよりも広範囲に及ぶ不均質性があることを意味している。本講演では不均質性の要因とその影響について議論する。

宮城県沖プレート境界浅部域の反射強度分布 #東龍介・日野亮太(東北大理)・望月公廣(東大地震研)・村井芳夫(北大理)・八 木原寛(鹿児島大理)・佐藤利典(千葉大理)・篠原雅尚(東大地震研)

Shallow interplate reflectivity in the Japan trench, off NE Japan forearc, by an airgunocean bottom survey

#R. Azuma, R. Hino (Tohoku Univ.), K. Mochizuki (ERI, Univ. Tokyo), Y. Murai (Hokkaido Univ.), H. Yakiwara (Kagoshima Univ.), T. Sato (Chiba Univ.), M. Shinohara (ERI, Univ. Tokyo)

2008年と2011年に発生した宮城県沖スロースリップ (SSE, Ito et al., 2013) は東北沖 地震の発生に大きく関与したと考えられている.南海トラフのスロー地震の震源断層周辺 には高間隙圧流体の存在を示唆する地震波低速度異常 (Shelly et al., 2006) やそれに 由来すると思われる強い強度のプレート境界反射波(Nakanishi et al., 2008)といった構造 的特徴がみられることがあり,宮城県沖 SSE 震源域の地殻構造の解明がスロー地震の発 生メカニズムの理解につながることが期待される.東・他 (JpGU, 2018) は宮城県沖 SSE 震源域において 2014年に実施されたエアガンー海底地震計探査2測線(図1左)の記録 の解析から, SSE 震源域内を通る探査測線南部で,プレート境界上盤側に高速度の自 亜紀堆積層 (~4 km/s) や島弧地殻(~5 km/s)が分布することと、プレート境界付近からの 反射波が明瞭かつ連続的に観測されることを明らかにした(図1左,黒太線).この領域の プレート境界上盤側を構成する白亜紀堆積層や島弧地殻と下盤側の海洋性地殻第2層 の P 波速度は同程度と考えられることから、明瞭な反射波が励起される原因として、プレ ート間に低速度層のような特異な構造が存在する可能性がある.そこで本研究では観測 された反射波振幅を説明する P 波構造モデルを検討した.

解析では、有限差分法(Larsen and Grieger, 1998)により理論波形(4 Hz リッカー波)を 計算し、観測波形(4-10 Hz バンドパスフィルタ適用)とともに反射波と水中直達波との振 幅比を求め,両者の振幅比の一致度が高いモデルを,Mochizuki et al. (2005) を参考に 低速度層なし(プレート境界上下の速度コントラスト 0.1 km/s), 2.0, 3.4 km/s の低速度層 (各々の速度コントラスト 2.8 km/s, 1.4 km/s)を持ち異なる厚さ(100 m, 400 m)の計5モデ ルから探索した.

解析の結果, プレート間に低速度層を含まない場合に観測記録に近い振幅比が得られ(図1右), プレート間に2.0 km/sの低速度層を含む2つモデルの場合には観測された振幅比の4~5倍, プリズム堆積層に相当する 3.4 km/s の低速度層がある場合は厚さに依らず2倍程度となった. これより, 本測線下のプレート間には, 少なくとも極端な低速度の層は存在しないと考えられる.

この領域では、Miura et al. (2005) は厚いプレート間低速度層によるような走時遅れは 観測されなかったと述べており、本研究の結果はこれに調和する.一方で、Nakanishi et al. (2008) は、南海トラフ・分岐断層付近からの強い反射波を説明するために断層沿いに 低速度層の必要性を指摘しており、VLFE 発生域と一致することから断層間が高間隙圧 であると示唆した.本測線が宮城県沖 SSE 域の一部の構造だけ示していることを踏まえ れば、高間隙圧領域の空間的広がりは小さいかもしれない.プレート境界反射強度の地 震前後での変化も観測されており (石原・他, 2016)、今後議論を深めていく.



m). 右上)海溝側測線におけるプレート境界反射波と水中直達波の振幅比分布を観測 データから求めたもの. 左下:低速度層のないモデルから求めたもの.

Application of CCA method for long period microtremor with scalene triangle arrays in Kathmandu Valley, Nepal # T. Yokoi, T. Hayashida (IISEE, Japan), M. Bhattarai, T. Pokharel (DMG, Nepal), S. Dhakal (U. of Canterbury, New Zealand), S. Shrestha, C. Timsina, D. Nepali (DMG, Nepal)

We have re-analyzed the long period microtremor records that had been obtained by simultaneous measurements using only four seismographs at the central part of the Kathmandu, Nepal and had been processed once using the SPAC method with irregular shape arrays (2ST-SPAC, Bhattarai et al. 2017), but in this study we newly analyzed them using the CCA method (e.g., Cho et al. 2004) with scalene triangular arrays. We use only three among four stations that we have deployed and can have an array of three stations on the same circle but with un-even azimuthal distribution, expecting the isotropic nature of the coherence because we use the coherence in place of the cross spectra for the correction of very local amplification (Yokoi 2014). We have selected three stations forming a triangle of which circumscribed circle's center is located within this triangle itself, namely, we avoid using acuteangled scalene triangle array (Fig.1). In conclusion we have obtained consistent dispersion curves with our previous results using 2ST-SPAC but with higher phase velocity at the lower frequency in comparison (Fig.2). Additionally, the records of the small equilateral triangle arrays of radius from 10 to 20 m for the CCA method and the LS-SPAC (SPAC with 24channel records using 4.5 Hz geophones deployed in a L-shaped array) were analyzed to cover a wide frequency range (Fig.3).

**ACKNOWLEDGEMENTS**: We are grateful to SATREPS, JST/JICA for their support for this study. We greatly thank to JICA, Oriental Consultants Global Co. Ltd. and OYO International Corporation for providing us the data for LS-SPAC at SDB and DMG.

**REFERENCES**: Bhattarai, M., et al. 2017. Proc. 13th Ann. Meeting of JAEE, P4-32; Cho, I., et al. 2014, Geophysics, 69, 1535-1551.; Yokoi, T., 2014., BUTSURI-TANSA, 67, 255-266.



Fig.1 Configuration of arrays at the site DMG, Kathmandu, Nepal. The radii of yellow and white circles are 153.5 and 356.4 m, respectively.

Fig.2 Determined dispersion curves for the site DMG, Kathmandu, Nepal



## S15 - 02

## ヤンゴン市において再推定した地盤構造を利用した

## 強震動予測

#松下隼人(京大工)・松島信一(京大防災研)・川瀬博(京大防災研)・ Tun Naing(Yangon Tech. Univ.) • Myo Thant(Monywa Univ.) • Phyoe Swe Aung(京大工)

#### Strong ground motion simulation by using re-estimated subsurface structure in Yangon City

#Hayato Matsushita (GSE, KU), Shinichi Matsushima (DPRI, KU), Kawase Hiroshi (DPRI, KU), Tun Naing(Yangon Tech. Univ.), Myo Thant(Monywa Univ.), Phyoe Swe Aung(GSE, KU)

#### 1. はじめに

ミャンマーの最大都市であるヤンゴン市では地震動への対策が十分に 施されていないまま構造物が建てられ非常に危険な状態である。そのた め松下・松島(2017)では常時微動観測を行い、Rayleigh波位相分散曲線 を推定した後に地下構造モデルを構築しTsutsumi and Sato (2009)に基づ き1930年Bago地震の強震動シミュレーションを行った。本研究ではシミ ュレーションに使用した地下構造モデルの再構築を行い、それを用いた 強震動予測を行う。

#### 2. 既往モデルとの比較

本研究での水平上下スペクトル比の解析に使用したデータの抽出は以 下のようにした。5時間のデータを1区間81.92秒で切り出し、全区間の平 均から外れた上位50%の区間を取り除きノイズを除去した。その結果、 0.3Hz付近に松下・松島(2017)では見られなかったピークが現れた。その ため、理論計算の結果が0.3Hzでピークを示すようにVs=1000m/sの層以 深の層厚を調整した。図1に観測で得られた水平上下スペクトル比と理 論計算の比較を示す。0.2Hzに出ていたピークは0.3Hzで顕著となった。 浅い構造は変えなかったため1Hz以上の高振動数域には変化がない。

Rayleigh波位相分散曲線は松下・松島(2017)で使用したものと同じも のに合わせこみを行った。図2に理論と観測を比較したRayleigh波位相分 散曲線を示す。0.3-1Hz付近で多少の違いがあるが全体の傾向としては大 きな変化はなかった。

図3にBallard (1964)の方法に従って求めたS波速度構造と層状に分割し た地下構造モデルの比較を示す。本研究では0.2Hzで顕著だったピーク を0.3Hzにするために、松下・松島(2017)よりもVs=1000m/sの層以深で 全体的に浅い構造へと変化した。地震基盤と見なす最下層のVs=3300m/s の層の上端深さは220m浅くなり、深さ約3000mとなった。

#### 3. まとめ

大きくノイズを取り除いた長時間のデータを解析に使うことによって 水平上下スペクトル比では0.3Hzでピークが顕著となった。理論計算で 0.3Hzのピークを再現しつつRayleigh波位相分散曲線とも調和的な地下 構造モデルを構築した。その結果地震基盤と見なされるVs=3300m/sの層 の上端深さは220m浅くなり、深さ約3000mとなった。

#### 謝辞

本研究の一部は、JSPS科研費JP16H05649の助成を受けて実施したもの です。ヤンゴン市内での微動観測では京都大学、Yangon University、 Mandalay Universityなど多くの関係各位に協力していただきました。こ こに記して感謝の意を表します。



図2 Rayleigh波位相分散曲線の理論と観測の比較

2016年熊本地震被災地益城町安永地区での浅部 物理探査および建物被害調査

# 稲崎 富士・小河原 敬徳・木佐貫 寛・尾西 恭亮(土木研)・北 高穂 (TK海陸)

Near-surface geophysical survey and hearing survey of housing damages at Yasunaga, Mashiki Town stricken by the 2016 Kumamoto Earthquakes.

# INAZAKI Tomio, OGAHARA Takanori, KISANUKI Hiroshi, ONISHI Kyosuke (PWRI), KITA Takaho (TK Ocean-Land Investigations, Ltd.)

Abstract: We conducted a detailed near-surface geophysical survey and hearing survey of housing damages at Yasunaga District, Mashiki Town stricken by the 2016 Kumamoto Earthquakes. The geophysical survey comprised "Hybrid Surface Wave Survey" (HSWS), capacitively coupled resistivity (CCR) measurement, and GPR. A 350 m long short survey line was deployed along a road between Route 28 and Akitsu River. Hearing survey was also conducted along the survey line. We directly interviewed with residents in May 2018, or indirectly inspected housing sites. Both resistivity and S-wave velocity sections delineated a thick low resistivity and low Vs layer occupied the surfaces at the southern half of the line, or Akitsu lowland area. A total of 31 dwellings were surveyed supported by board members of the Yasunaga District community. The hearing was quite helpful to understand local anomalies of ground failure caused by the Earthquakes. The survey results strongly suggested that surface failures occurred in Yasunaga District mainly resulted from non-tectonic deformations.

2016年熊本地震によって甚大な建物被害が発生した地域の一つである同県益 城町安永地区において浅部物理探査を実施した.また測線を展開した道路に沿っ て,宅地建物被害の悉皆調査を実施した.同地震では益城町安永地区においても 一部で右横ずれを示す地割れ等が発生し,木山川地表地震断層の西方延長であ るとの解釈が示されていた.筆者らは木山川と金山川の合流部付近で同様の浅部 物理探査を実施し,地表地震断層付近の地下に南南東側上がりの逆断層構造を見 出した(稲崎ほか,2017).地表断裂が多見された益城町市街地においても同様な 構造が見出されるかを現 地探査の目的とした.

適用した探査手法・ツ ールは、VRS-GNSS 精 密測位連動型GPR, キャ パシタ電極カップル型電 気探査,およびハイブリッ ド表面波探査である.ハイ ブリッド表面波探査では測 線区間内に2m間隔で 120点の地震計(4.5Hz) を展開し同時観測した. Active探 査 とPassive探 査を連続して実施すること が特徴であり,表面波分 散特性からS波速度構造 を推定できるだけでなく, P波, SV反射波を対象と



Fig.1 Depth sections (Top: Resistivity; Middle: S-wave velocity) along Yasunaga Line and a map of dwellings inspected in May 2018.

した通常の反射法データ処理を適用することもできる.

宅地建物被害悉皆調査は、原則として地元町内会役員の立会いの下、通り沿い 建物を主対象に居住者への直接聞き取り方式で実施した.また全壊家屋等の解体 後の敷地への立ち入り調査も実施した.宅地建物調査は2018年5月に実施し、3日 間で25軒の聞き取りに加えて8軒の建物(跡)の目視調査を実施することができた.

安永地区において県道28号線と秋津川との間に設定した測線の深度断面を Fig.1に示す.同図から,表層部に低比抵抗低S波速度を呈する「軟弱層」が分布 すること,層厚は10m程度で測線南側の秋津川低地部では厚層化するとともにVs が70m/s程度まで低下すること,深さ20m程度以深に高速度層が潜在すること,断 層の存在を示唆する変位変形構造は,少なくとも測線下表層には認められないこと, が明らかになった.また聞き取り調査では,床下に開口亀裂が発生し,地下水が湧 出したこと,枯れ戸が自噴するようになったこと,南北方向の圧縮隆起が発生したこ と,宅地盛土が大変形を起こしたこと,など外観目視調査では把握することができな い地盤変状実態情報を取得することができた.これらの地表変状様態と,浅部物理 探査によって得られた表層地盤物性構造は,同地区の地盤変状がノンテクトニック な作用で形成されたこと,それには局所的な地表人工改変地形,表層軟弱層の物 性と分布が影響していたことを強く示唆する.

### 微動観測記録に基づく横手盆地の地下構造の推定

#佐藤啓太(京大工)・松島信一(京大防災研)・吾妻 崇(産総研)・ 野澤 貴(鹿島)・松下隼人(京大工)・増田竣介(京大工)

## Estimation of the subsurface structure of the Yokote basin based on microtremor observation data

#Keita Sato (GSE, KU), Shinichi Matsushima (DPRI, KU), Takashi Azuma (GSJ, AIST), Takashi Nozawa (Kajima), Hayato Matsushita (GSE, KU), Shunsuke Masuda (GSE, KU)

#### 1. はじめに

地震基盤の急激な変化はその周辺で観測される地震動に大きな影響を与えることが知られており、1995年兵庫県南部地震の際に現れた「震災の帯」の原因として 六甲断層帯による段差構造の影響が指摘されている(Kawase, 1996)。本研究の 対象地域である秋田県の横手盆地では、1896年陸羽地震の際に震源断層である 横手盆地東縁断層帯北部から離れた、横手盆地南部(現横手市付近)にも一部 被害の大きい地域が確認され、この原因として盆地中央部で地震基盤が深くなっ ていることが考えられる。そこで、本研究では単点観測によって得られた微動の水 平上下スペクトル比(MHVR)とアレイ観測で得られた位相速度分散曲線から横手

盆地の地下構造の推定を行った。

#### 2. 常時微動観測概要

常時微動の観測点は図1に示すように、 横手盆地南部において盆地を東西に横 切るような測線を3つ配置し、単点観測を 行った。また、基盤が深くなっていると考 えられる盆地中央付近にアレイを2つ配 置した。アレイ半径はSS~LLの5サイズ とし、LLアレイの観測には地震観測サー ボ型速度計VSE-11/12を、それ以外の サイズのアレイや単点観測点では可搬



図1.観測点配置(都市圏活断層図に加筆)

型加速度計SMAR-6A3Pを使用した。ただし、南側のアレイ2については時間上の 都合によりLLを除いた4サイズでの観測とした。

#### 3. 常時微動観測結果

観測によって得られたデータから、 40.96秒の小区間を50%オーバーラッ プさせて観測時間分の区間を切り出し、 区間毎にMHVRを計算してその平均 をとった。このとき、交通振動などのノ イズによる影響を避けるため、振幅の 二乗和平均が大きい0~30%の区間を 除外し、NS/UD、EW/UDのMHVRは それぞれ別々に計算した。

図2は得られたMHVRのピーク振動 数を示している。1次ピーク振動数は 西から東に向かって低くなっており、 東側が深くなっていることが推測でき る。その一方、2次ピーク振動数は1次 ピーク振動数のような傾向は見られない。



Ballard(1964)の方法によって各アレイで得た位相速度分散曲線から求めたS波速度構造を基に理論MHVRを計算し、それが抽出した観測MHVRのピーク振動数や形に近づくように層厚を変化させることで地下構造の推定を行った。Y1はアレイ1、Y2とY3はアレイ2の構造を基準としている。図3は推定したY2の地下構造であり、推測した通り、東部の地震基盤深さが深く求まった。

#### 4. 結論

秋田県の横手盆地南部において常時微動観測を行い、得られた観測MHVRと 理論MHVRを比較することで地下構造を推定した。その結果、西から東に向かっ て地震基盤が深くなる盆地構造が推定された。

今後は、作成した地下構造を用いてこの地域での強震動シミュレーション及び強 震動予測を行う。

#### 5. 謝辞

本研究の一部は、拠点間連携共同研究課題募集型研究「詳細地盤構造と活動セグメントの新たな解釈に基づく歴史被害地震の断層モデル構築に関する 研究」の一環として行った。また、微動観測の際には小林弘和氏の協力を得た。ここに記して感謝の意を表す。

## スペクトル・インバージョンに基づく 岡山県内の強震観測点におけるサイト増幅特性

#畝岡 歩・小松正直・竹中博士(岡山大)・大島光貴(清水建設)・ 西村敬一(岡山理大)・川瀬 博(京都大)

## Extraction of site amplification factors at strong-motion stations in Okayama Prefecture

#Ayumu Uneoka, Masanao Komatsu, Hiroshi Takenaka (Okayama Univ.), Mitsutaka Oshima (Shimizu Corp.), Keiichi Nishimura (Okayama Univ. of Science), Hiroshi Kawase (Kyoto Univ.)

本研究の目的は岡山県内のサイト増幅特性を高密度に評価することである。その ために防災科研の K-NET、KiK-net、気象庁、岡山県震度情報ネットワークの計 120 観測点(図 1)で得られた強震動波形記録にスペクトル・インバージョンを適用 し、サイト増幅特性を抽出した。使用したイベントは、最新の 2018 年 6 月 18 日 大阪府北部の地震(*M*_{JMA} 6.1)を含む計 9 イベントである。インバージョンの手法に は、川瀬・松尾(2004, 地震工学会論文集)を用いた。解析に用いるのは、加速度波 形記録のうち水平動のフーリエスペクトルの RMS 値である。また、インバージョ ンの基準観測点には OKYH07(神郷)を採用し、仲野・他(2014, 地震工学会論文集) による OKYH07 の地盤増幅率を仮定した。ただし、解析によって得られた各サイ ト増幅特性は地震基盤に対する増幅率である。

図2に解析の結果得られたサイト増幅特性の典型的な例を示す。県南部の干拓地 や海岸低地では1~2 Hz、県北部の厚い湖成層から成る蒜山高原地域では1 Hz 以 下に増幅率の大きなピークが確認できる(図2赤線,緑線)。対照的に吉備高原に位 置する県北部の大半の観測点では、目立ったピークが見られず、増幅率も小さい(図 2 黒線)。これらの特徴は、先の畝岡・他(2018, JpGU)でも見られたが、今回は気象 庁の8 観測点と2 イベントを追加し、新たに上述の基準観測点の地盤増幅率を仮定 することで、サイト増幅特性をより高密度かつ安定的に抽出した。気象庁の観測点 においては、県南東部に位置する赤磐市上市の観測点で増幅率が大きく特徴的なピ ークが2 Hz に見られる(図2 青線)。防災科研が公開している J-SHISの微地形区 分によるとこの観測点は後背湿地に分類され、同じ区分に分類される観測点のサイ ト増幅特性においても同様に2Hz付近に増幅率の大きなピークが存在する。また、 この他に県南部では2~4 Hz にピーク周波数をもつ観測点も存在し、その多くが微 地形区分では谷底低地に分類される。以上のことから河川付近の後背湿地や山間の 谷底低地の堆積物もまたサイト増幅特性に大きな影響を与えていると考えられる。 謝辞:防災科学技術研究所のK-NETとKiK-net、気象庁、岡山県震度情報ネット ワークシステムで得られた強震動波形記録を使用しました。



常陸那珂港で観測される周期2秒の顕著な後続波群 #植竹富一(東京電カホールディングス)

#### Significant later phases with predominant period of 2 s observed at Hitachi-Naka Port area #Tomiichi Uetake (TEPCO)

茨城県中部・常陸那珂港に立地する常陸那珂火力発電所では,敷地の長周期 地震動特性把握を目的に,2006年から広帯域速度型強震計による地震観測を実 施している.2016年12月28日茨城県北部の地震では,上下動に周期2秒の顕著 な後続波群が観測された[図1参照].この波群は,基盤の浅いKiK-netひたちな か地点[IBRH18]では観測されず,北西側から伝播する表面波的な挙動を示して いることから,発電所西側の地震基盤の窪みにより生成された表面波であると推定 されている.



#### 図1 2016年茨城県北部の地震による常陸那珂発電所の上下動波形

発電所の周辺海域では地震の発生が多いにもかかわらず、このような波群を意 識したことがなかったため、蓄積された観測記録をもとに、波群の発生状況を調査 した.対象とした地震は、発電所を取り囲む100km程度の範囲で発生したM6~7 の地震である.茨城県北部~福島県東部の内陸部についてはM5クラスの地震も 調べたが、M6未満では震源からでる長周期地震動が小さいため、明瞭な波群が 認められなかった.選定した地震の震央を図2に示す.福島県沖、茨城県沖、千 葉県東方沖の各海域と内陸の11地震である.

後続波の発生について上下動波形で確認すると内陸の地震では独立した後続 波群が明瞭に認められるのに対し,海域の地震では明瞭な後続波群は認められ ない.また,図3に減衰5%の速度応答スペクトルを示す.内陸部の地震では周期2 秒のピークが認められるが,海域の地震では認められない.震源の位置により卓 越周期が変わるという現象は興味深く,また地震対策上も重要と考えられる.



## 機械学習によるP波・S波の自動判別

#溜渕功史(気象研)

Discrimination of P- and S- phase by Machine Learning #Koji Tamaribuchi (MRI)

震源決定手法の多くは、P波・S波の読み取り結果を計算に用いているが、P波と S波の誤検測が震源推定に悪影響を及ぼすことがある.気象庁の自動震源決定 手法(PF法)においても、多数の地震波の相を検測することから、P波とS波の自動 判別を高度化することで、自動震源決定の性能を向上させることにつながると期待 される.そこで、本研究では、既存のV/HによるP波、S波判別の他、決定木、ラン ダムフォレスト、Support Vector Machine (SVM)といった機械学習手法を試みて、 それぞれの分類性能について評価を行ったので報告する.合わせて、機械学習 による分類結果を自動震源決定に適用し、自動震源精度の向上を図る.

使用データは、一元化震源カタログを用いた.期間は2011年9月3日18時~4日 18時で、M-0.2~M5.0(M未決定も含む)の596イベントの17,076個の検測データ (P波: 8,423個、S波: 8,653個)を用いた.地震波形は各相の読み取り時刻の±1 秒の範囲(3成分、100Hz)で、事前に5-10Hzのバンドパスフィルタを適用し、最大 値が1.0になるようにデータを規格化した.学習には全データの60%を用いて学習 させ、残りの40%のデータを用いて性能を評価した.評価指標として、ここでは正 答率(Accuracy)を用いる.正答率は、評価対象の全検測値のうち、正しくP波・S 波に分類できた割合である.

結果は、決定木、ランダムフォレスト、SVMの正答率はそれぞれ、0.645、0.762、 0.889となり、後者になるほど分類性能が高い.一方で、計算時間は決定木、ラン ダムフォレストは数秒で終わるのに対して、SVMは手元のPCで18時間ほどかかっ た.次に、V/Hによる分類についても評価を行った.V/Hは上下動と水平動の振幅 比であり、P波は上下動が卓越するという地震学の知見を用いており、V/H≥1ならP 波、V/H<1ならS波と分類する.ここで、検測時刻から1秒間の地震波形からV/Hを 算出すると、図1(a)のような二峰性の分布が得られ、正答率は0.798であった.さ らに、観測点の補正を行うために、検測時刻前の1秒間の地震波形から常時微動 のV/H(V/H_{noise})を算出した.V/Hを観測点の常時微動で補正した値、すなわち (V/H)/(V/H_{noise})を用いると、図1(c)のようにさらに分類性能が向上し、SVMには 及ばないものの正答率も0.823に上昇した.これは単なる比の計算なので、計算コ ストもかからない.

ルーティンシステムへの適用も考慮して,常時微動で補正したV/Hを採用することとし,自動震源決定処理(PF法)に適用した.発表では,自動震源結果の評価と 機械学習の応用可能性についても触れる予定である.



図1 V/Hの頻度分布とROC曲線.(a) 検測時刻から1秒間のV/H,(b) 検測時刻 前の1秒間のV/H_{noise},(c) V/H_{noise}で補正した,検測時刻後1秒間のV/H,(d) そ れぞれのROC曲線.黒色が補正前,赤色が補正後のV/H,灰色はV/H_{noise}.

教師なし学習による連続波形記録上の地震およびノ イズ信号の自動分類 #小寺祐貴(気象研)・酒井慎一(東大地震研)

#### An unsupervised learning for the automatic classification of earthquake and noise signals recorded in continuous waveforms

#Yuki Kodera (MRI), Shin-ichi Sakai (ERI)

緊急地震速報を安定的に運用し、ノイズによる誤報や過大予測を防ぐためには、 活用観測点1点1点の状態(どのようなデータを日頃記録しているか)を把握してお くことが重要である.一方,緊急地震速報の迅速化のためには、観測点数を増やす ことが効果的であるが、数が増えるにつれ、人手で1点1点をつぶさに監視すること は困難になる.本研究では、そのような監視のサポートを目的とし、各点で日頃記録 されている地震やノイズ信号を自動で分類・抽出する手法を開発した.

記録されるノイズは観測点により様々であるため、信号の自動分類は教師なし学習で行う.テストデータとしては、MeSO-netの横浜市神大寺小学校観測点(鉄道ノイズが混入しやすい観測点;川北・酒井,2009)における24時間の加速度記録(2017年3月1日0時~24時)を用いる.具体的な手法は以下の通りである:①ランニングスペクトル(4秒窓,0.1秒間隔)からパワースペクトル密度(3成分合成)を計算し、フィルタバンク(10分割・logスケール)を通す.これを特徴量とする.②k-means法で特徴量をクラスタリングする(N=100).③状態数100の隠れマルコフモデルを仮定し、遷移回数をカウントする.遷移回数をエッジ重みとしたグラフを想定し、スペクトラルクラスタリング(N=10)で10種類のクラスに分割する.(100個の特徴量のクラスターが10種類のクラスに分類される.)④各クラスが地震やノイズ信号のモデルに対応していると見なし、各波形の特徴量がどのクラスに当てはまるかで波形を分類する.

上記手法を適用したところ、テストデータは概ね以下のように分類された(図1, 2):定常ノイズ(深夜)→クラス2,定常ノイズ(日中)→クラス8,鉄道ノイズ(深夜)→ クラス5,鉄道ノイズ(日中)→クラス10,地震波→クラス1,3,4,6,7.従って、提案手法 により連続波形記録上の多様なノイズや地震の信号を教師なし学習で自動的に取 り出すことが可能であることが分かった.今後は、より長期間の波形記録や他観測点 の波形記録を用いた検証、複数観測点を組み合わせることによる「地震」「ノイズ」の ラベルの自動付与,処理のオンライン化,等を試みる予定である.



図1 横浜市神大寺小学校観測点の加速度原波形(上), フィルタバンク値(中), 分類結果(下). 時間帯は2017年3月1日00:00~00:30. 紡錘形の波形は鉄道ノイズ. 定常ノイズはクラス2に,鉄道ノイズはクラス5に概ね分類されている.



図2 15:30~16:00の時間帯. 福島県沖M4.9(15:43頃発生)の地震波はクラス 1,3,4,6,7に, 定常ノイズはクラス8に, 鉄道ノイズはクラス10に分類されている.

## 異なるゲージ長を用いた海底光ファイバーケーブル を介して記録されたDASデータからの事象の分離 #木村恒久(シュルンベルジェ)・荒木英一郎・横引貴史(JAMSTEC)

Separation of Events from DAS Data Recorded from Submarine Fiber Cable using Different Gauge Length # Tsunehisa Kimura (Schlumberger), Eiichiro Araki, Takashi Yokobiki (JAMSTEC)

最大40kmを超える光ファイバーをセンサーとして用いるDASテクノロジーは、近年、3DVSPを含むサイズミックデータ¹⁾、流体の動き等を良好に記録することができるようになり、確立された新技術として石油・ガス産業で使われている。光ファイバーのバックスキャッターの位相差データを用いるDASを『hDVS』と呼んでいるが、振幅の変化を主に用いる通常のDASと比べデータが欠損するFadingの影響が少なくデータのS/Nが良いことと²⁾、ゲージ長を変化させた再処理が可能という利点があり³⁾、地震・津波の同時観測に向いていることを昨年の地震学会や今年のJpGUで述べた。

2017年9月、海洋研究開発機構(以下、JAMSTEC)の協力の下、hDVS Tier-3 とJAMSTEC所有の海底光ファイバーケーブルを使った地震観測の実証実験を行 い、豊橋沖に敷設してある海底光ファイバーケーブルを介して、自然地震波を良 好に記録することができた。そのP波、S波の到達時刻、および波形が近隣のHinet豊橋のデータとほぼ一致することは今年のJpGUで発表した。しかし、記録され たデータには様々な事象、つまり地震波、波の動きに加えて、その他海底の状態 や海底光ファイバーケーブルの敷設状況が起因すると思われる多くの事象が記録 されており、重要な事象を瞬時に見極めることが困難である。正確な早期警報を 出すためには、それらの事象を速やかに分離することが不可欠である。

自然地震波を記録した連続測定データを用い、ゲージ長を変化させる再処理 を行って、自然地震波と津波観測につながる波の動きの事象の分離が行えるか検 証した。その結果の一例が図1である。P波を捉えたRawデータを用いて、2種類 のゲージ長、200mと10mを使って再処理を行った。ゲージ長200mのデータは、 縦方向のP波の到来がはっきりと分かるが、ゲージ長10mのデータは、横方向のノ イズ、すなわち波の動きがはっきりと分かる。特別なフィルターや処理を行った わけでは無く、ただ、ゲージ長を変化させただけでこのように地震と波(津波)の事 象をはっきりと区別させることができる。このことは、位相差データを用いるhDVSを 使うことで、1台の装置と1本の海底光ファイバーで、地震と津波の観測を同時に 行い、最適なパラメータを使って、それぞれの事象がはっきりと区別できる複数の データ出力をリアルタイムで行なえる可能性を示した。

発表では、海底光ファイバーケーブルで記録されたhDVSデータが、ゲージ長 を変化させるだけでどのように見え方が変化し、最適なゲージ長をはじめとするパ ラメータをどのように決めたら良いかを説明する。



図1 P波を捉えた約8km区間の海底光ファイバーケーブルを介して記録された30 秒間のhDVSデータの再処理結果。ゲージ長200m(左)、ゲージ長10m(右)

引用文献:

- 1) T. Kimura et al, Hybrid 3D VSP Using Fiber-Optic Technology and a Conventional Borehole Seismic Array Tool, EAGE Copenhagen 2018.
- 2) A. Hartog et al., The Use of Multi-Frequency Acquisition to Significantly Improve the Quality of Fibre-Optic Distributed Vibration Sensing, EAGE Vienna 2016
- T. Dean et al, The effect of gauge length on axially incident P-waves measured using fibre optic distributed vibration sensing, EAGE Geophysical Prospecting, 2016.

震源振動の放射特性に関する放射方位の双極性について #菊池年晃(防衛大)

On the Bipolarity of azimuthal radiation on radiation characteristics of hypocenter vibration

#Toshiaki Kikuchi (NDA)

#### 1. はじめに

先に、地震波に特異値分解法を適用して震源振動の方位特性を求めた。それを 熊本地震に適用した結果、主要振動の放射方向と被害地域が一致することを示 した。今回は、主要振動の方位特性が生じる要因を調べ、活断層内部のパルス の伝播に基づくことを示す。

#### 2. 特異値分解法

観測信号からの主要な変動成分の分離・抽出に特異値分解法が用いられる。観 測信号の部分時系列からなる軌道行列Xは次式によって特異値W $(\lambda_1 > \lambda_2 > ... > \lambda_n)$ と関係づけられる。

X = UWV^T (1) ここで U, V は正規直交行列でその成分  $u_i v_i \delta$  用いると軌道行列 X は次式で表 される。

 $\mathbf{X} = \lambda_1 u_1 v_1^T + \lambda_2 u_2 v_2^T + \dots + \lambda_r u_r v_r^T$ (2) この第一項を震源振動の主要振動数とする。

#### 3. 周波数放射特性

今回は、2012年1月18日に山梨東部で発生した地震(本震 7:43, M5.4)を対象 とする。初めに、観測信号の地域性を除去するためにタイムリバーサル法を用 いる。即ち、観測信号(P 波)に時間反転処理を適用し震源位置に置換したパルス を求める。次に、求められたパルスから軌道行列を作成し、それを特異値分解 法にかけて(2)式の第一項を求め、その振動数を求める。求められた周波数を震 源からの方位に対して表示すると周波数放射パターン、**Fig.1**が得られる。ここ では地震計の東西成分信号を用いた。図 から明らかなように、主要振動数は方位 によって大きく変動している。しかしそ の変動は西部で激しく、東部で緩やかで ある。いわゆる双極性放射である。この 双極性を解明するために、震源球で用い られている「押し」と「引き」の概念を 導入する。即ち、Fig.1を「押し」と「引



き」に分けて表示すると、それぞれ **Fig.2a**)と **b**)になる。双極性は「押し」と 「引き」に対応していることが明らかである。



一方、第一項の振幅分布を Fig.3 に示

す。Fig.2a)の周波数分布とほぼ類似し

た分布になっている。これらのことか

ら、西方には衝撃的な波が放射され、

東方には帯域幅を有する特定の周波

数成分が放射されていることが分か

る。



Fig.2b) 引きの周波数方位分布



Fig.3 振幅方位分布

Determining Magnitudes of Large Earthquakes in Japan

using Seismic Stations in China

## #Dun Wang (CUG), Qiang Yao (CUG), Yuqi Sang (CUG), and Lihua Fang (IGCEA)

Rapid determination of earthquake magnitude is important for estimating shaking damages, and tsunami hazards. However, due to the complexity of source process and limited observations across the globe, accurately estimating magnitude for great earthquakes in minutes after origin time is still difficult.

A recent example is the 2011 M9.0 Tohoku, Japan earthquake. We developed an approach that was originated from Hara [2007], estimating magnitude by considering P-wave displacement and source duration. The source duration is estimated using array data from regional seismic network (Hi-net). We applied this method to determine the magnitudes of large earthquakes (M >= 7) in and around Japan using seismic stations in China. Our results show the magnitudes of tested earthquakes are well determined in 6-12 min after the Origin times, with uncertainties of  $\pm 0.2$ , depending on the epicenter distances to seismic stations in China. For the case of the 2011 M9.0 Tohoku, Japan earthquake, the magnitude is estimated as 9.1, 9.0, 8.9, 8.9 at around 6, 8, 10, 12 min after the origin time, respectively.

We use station corrections derived from nearby earthquakes to perform back-projection. The final source durations don't show significant variations, demonstrating that the magnitudes can be estimated with the pre-stored database of station corrections without requiring the catalogue information.

Therefore, we propose to build an automated system for determining

magnitude of large earthquakes in and around Japan using real-time seismic data in China and across the globe and a pre-stored database of station corrections, for disaster mitigation right after a damaging earthquake, especially when dealing with the tsunami evacuation and emergency rescue.

WIN ネットワーク上でのファイル交換 [#]大竹和生(気象大学校) File exchange on WIN networks [#] Kazuo Ohtake (Meteorological College)

#### 概要

大久保 (2018) は WIN パケットに波形ではなく任意の zip ファイルを埋め込んで WIN ネットワークに送信できることを示した。これによって WIN システムは地震 波形以外の任意の情報を伝送するためのプラットフォームとして利用可能となっ た。本発表では、WIN システムをベースに最新版のチャネルテーブルを配布する ことを念頭に置いたファイル配信システムを作成したことを報告する。

#### imm プロトコル

IP マルチキャストの黎明期に University of Hawaii によって開発された imm (Image Multicast) という画像配信プログラムがあった。マルチキャストによる配 信なので当然 UDP を用いており、パケットロス等も想定されている。今回はこの imm を改良してファイル配信の概念実証システムを構築した。

imm が用いているプロトコルはおおむね下記の通りとなる。

type flags	fid	bytepos	data ((
------------	-----	---------	---------

図:imm フォーマット

データは 1450 バイトごとに分割され、8 バイトのヘッダが付加される。ヘッダ フィールドは順にパケットタイプ・伝送フラグ・ファイル ID・ファイル位置であ る。以下これを imm フォーマットと呼ぶ。パケットの順序は保証されないため、 bytepos フィールドは重要である。また、bytepos が 4 バイトであることから配信 できるファイルサイズは最大 4 ギガバイトである。ファイルの送信を始めるときに はパケットタイプ BUF_TYPE_ID のパケットを前置し、BUF_TYPE_DATA パケット でデータ本体を送信する。複数のファイルを並行して送ることはできず、パケット 落ちが発生することを考慮すると、ひとつのファイルの送信を数回繰り返してから 次のファイルの送信に移る運用となろう。

#### システム

WIN 2.2.23 をベースとして、与えられたファイルを imm フォーマットに変換し た後 WIN パケット形式にして共有メモリに書き込むプログラム enimm を作成し た。これを send_raw で送信する。受信側は recvt の書き込む共有メモリ領域を走 査し、imm フォーマットをデコードしてファイルに書き込むプログラム deimm と した。プロトコル的にはパケット順の入れ替わりは考慮されているので order する 必要はない。

LAN 内のパケット落ちのない試験環境でファイルが正しく配信されることを確認したが、発表ではパケットロスのある環境でファイル配信を行なった結果も示す 予定である。

#### 今後の課題

imm ではファイル名を通知することができない。今回はファイル名は channels. tbl 決め打ちとし、fid を付け加えて名前空間の衝突を防いでいる。imm がリリー スされた後にファイル名の通知も可能である Multicast Dissemination Protocol が 提唱されたが、RFC にはなっていない。

imm はパケット落ちが非常に稀にしか発生しない環境での運用を前提で作られ ていると考えられる。そうでない環境を仮定するならば、配信されるファイルの欠 落部分の管理にはもう少しきめ細かい制御が必要であるかもしれない。

本システムではセキュリティについては考慮していない。

#### 参考文献

大久保 (2018): WIN format を利用した地震動波形以外の格納, データ流通ワークショップ発表要旨集.

## ネパールにおける準リアルタイム震源パラメータ公開 のための地震観測、自動震源決定システム

#堀内茂木(㈱ホームサイスモメータ)・山田真澄(京都大学防災研究所)

宮川幸治・三宅弘恵・纐纈一起(東大地震研) Chintan Timsina, Mukunda Bhattarai, Lok Bijaya Adhikari(DMG, Nepal)

## Seismic observation and automatic hypocenter location system in Nepal aimed at quasi real time exposing of hypocenter parameters of large earthquakes

# S.Horiuchi(Home Seismometer), M. Yamada( DPRI), K. Miyakawa, H.Miyake, K,Kouketsu (ERI), C. Timsina,M.Bhattarai, L.B. Adhikari(DMG, Nepal)

1. はじめに SATREPS による「ネパールヒマラヤ巨大地震とその災害軽減の総合研究(研究代表者:纐纈一起)」が、平成 27 年度から開始した。この中の、研究題目4:地震観測システムでは、中央ヒマラヤ地震空白域 8 ヶ所に地震観 測点を設置し、準リアルタイムで地震波形データを集め、有感地震が発生した 場合は、数分以内に震源とマグニチュードを求め、ウェブサイトで公開すること になっている。 地震発生時に、正確な震源パラメータが公開できれば、被害 軽減に有効であると思われるが、逆に、人工的ノイズを地震発生と間違えて公 開すると社会的混乱を引き起こし、我が国の技術水準の信頼性を低下させる 恐れがある。このため、地震とノイズとを正確に区別するためのソフトウエア開 発は特に重要である。本報告では、震源パラメータ公開のための地震観測、 自動震源決定システムについて報告する。

2. 地震観測装置 平成 30 年 5 月末までに、8 観測点のうちの6観測点を 設置した。8 観測点中の4点には、3 成分広帯域地震計と加速度計を、残り4 点は、1 秒の速度計と加速度計を設置することになっている。地震観測装置に は、SIMカードが組み込まれており、1 分毎の連続波形データが、カトマンズ にあるサーバーに送信されている。震源を即時的に決定することを考慮し、地 震観測装置の中に、P波、S波到着時刻、最大振幅を自動的に読み取るソフト を組み込み、容量が大きい波形データの送信前に、これらの読み取りデータを 送信するようにした。観測装置は、ソーラーパネルと内蔵バッテリーで動作する。 また、センターサーバから、ソフトウエア更新が可能である。

3. 震源パラメータ公開のための自動震源決定システム 6 観測点のデータを 用いて、自動震源決定システムを試験的に動作させるようにした。観測点が中 央ヒマラヤ地震空白域に設置されているため、観測網の内部や周辺での地震 活動は低く、震源決定できる地震数は、1~2 個/日程度である。観測点の設 置場所は、防犯上の理由で学校等の公共施設の敷地の内部に限られている。 このため、殆どの観測点では、昼休みの時間帯でノイズ振幅が大きくなる傾向 にある。地震とノイズとを識別する機能なしで自動震源決定を行った場合は、 ノイズで震源決定されるイベント数が、地震によるそれの数十倍であった。

4. 地震とノイズとの識別機能 自動震源決定は、P波到着時刻の読み取り数が 2 点、あるいはそれ以上で、かつ、P波とS波の読み取り数の和が 5 点以上の場 合に行うようにした。震源決定されたイベントについて、地震とノイズとの識別判 定を行うようにした。観測点が、学校等の敷地に設置されていることから、主なノ イズ源は、人的活動によるもので、大部分の振動継続時間は 1-2 秒以下であ った。そこで、ノイズと地震との識別判定は、振動継続時間と、理論的に計算さ れるP波 ,S波到着時刻付近の、水平動 2 成分の振幅比を用いて行うようにし た。振動継続時間が、理論的に計算される(S-P)時間より短い場合や、S 波付 近の平均振幅がP波のそれの 1.1 倍以下である場合は、読み取られたP波到着 時刻が、ノイズによるものであるとした。そして、ノイズと判定されなかったP波到 着時刻の読み取り数が 2 点以上であれば、地震、1 点以下であれば、ノイズと 判定するようにした。

5. 結果 約 100 個のイベントについて、地震とノイズとの識別テストを実施した結果、全てのイベントがノイズと判定され、地震で、ノイズと判定されたイベントはなかった。今後、残り2観測点を設置し、ウェブサイトで震源パラメータを公開できるよう、地震とノイズとの識別機能を強化する予定である。

## コロンビアとエクアドルにおける自動CMT解および津 波波高推定システムの導入と運用

#熊谷博之·吉本昌弘(名大環境)·V. Dionicio(コロンビア地質調査 所)·前田裕太(名大環境)·W. Acero·G. Ponce(エクアドル地球物理 研究所)・J.C. Bermudez(名大環境)・O. Chamorro(コロンビア地質 調査所)

# Implementation and operation of an automated CMT and tsunami height estimation system in Colombia and Ecuador

#H. Kumagai, M. Yoshimoto (Nagoya Univ.), V. Dionicio (SGC, Colombia), Y. Maeda (Nagoya Univ.), W. Acero, G. Ponce (IG-EPN, Ecuador), J.C.Bermudez (Nagoya Univ.), O. Chamorro (SGC, Colombia)

To monitor tsunamigenic earthquakes along the Colombia-Ecuador subduction zone and the Caribbean coast, we implemented an automated centroid moment tensor (CMT) and tsunami height estimation system in the Colombian Geological Survey (SGC) and the Geophysical Institute of Ecuador (IG-EPN). In this system, we used the regional CMT analysis method of SWIFT (Nakano et al., GJI, 2008) and the tsunami height estimation method using a CMT solution (Inazu et al., EPS, 2016) (SWIFT-TSUNAMI). In SWIFT waveform inversion, we utilized waveform selection algorithms based on the source amplitudes (Sakai et al., EPS, 2016) and kurtosis values to exclude waveforms including non-seismic long-period noise. We use realtime seismic data from the broadband seismic networks in Colombia and Ecuador as well as the regional and global seismic networks (Fig. 1), in which data at stations near the broader between the two countries are shared by SGC and IG-EPN. We also use data of broadband strong-motion seismometers (Tokyo Keiki TSM-1) deployed in Colombia and Ecuador, which provide unsaturated waveforms for regional large earthquakes with  $M_{\rm w} > 7.0$ . When an earthquake with  $M_{\rm w} > 4$  is detected by the SeismComP system, an earthquake alert via email automatically triggers SWIFT waveform inversion in a period band of 50–200 s to estimate the CMT, centroid source location, and source time function. Two finite faults are estimated by the moment magnitude and two conjugate planes using a seismic scaling law, and tsunami simulation waveforms generated by the fault planes are used to predict offshore tsunami height along the Pacific and Caribbean coasts. If waveform inversion residuals satisfy preset thresholds, the estimated CMT source and tsunami height information is automatically uploaded to Twitter. This information is available within about 15 min after an earthquake occurrence, in which the CMT and tsunami height estimates require 5–7 min after 8 min to receive waveform data. We have been operating this system, which has provided successful earthquake and tsunami information for earthquakes with  $M_w > 4.6$  in this region.



Figure 1. Broadband seismic stations used in the SWIFT-TSUNAMI system in Colombia and Ecuador

## 被災度判定計を用いた防災ネットワークシステムの 徳島県における実証実験 その1 実証実験の概要と被災度判定計の設置

#岡田由佳・小川春彦・三津橋歩(ミサワ総研)・梶川久光・白井亮太 朗(明治大理工)

Demonstration experiment of disaster prevention network by post-earthquake damage evaluation meter in Tokushima

Part 1 Outline of demonstration experiment and setting up post-earthquake damage evaluation meter

# Yuka Okada, Haruhiko Ogawa, Ayumu Mitsuhashi (Misawa Homes Institute of Research and Development Co.,Ltd.,) Hisamitsu Kajikawa, Ryotaro Shirai (Meiji Univ.)

#### 1 被災度判定計及び防災ネットワークシステムの開発経緯¹⁾

巨大地震が発生した際の建物被災度調査では、構造形式が同じであり隣接した場合でも被害状況が異なる事例があった。これは、建築物に入力する入力地 震波が表層地盤の影響を受け異なっているためであり、入力地震波は建築物 (土地)ごとに固有なものであることを示している。したがって、地震時の被害状況 を正確に評価するためには建築物ごとに入力地震波を計測する必要がある。そ こで、梶川らの研究グループは、安価に住宅ごとの入力地震波を計測し、また瞬時に自動で被災度判定を行うことが可能である装置の開発を行った(以降この装 置を被災度判定計と呼ぶ。)。この被災度判定計及び防災ネットワークシステムの 仕組みを図1に示す。被災度判定計は加速度センサーを含む計測部と表示部で 構成され、防災ネットワークシステムは被災度判定計からインタネットを経由しサ ーバーへデータが収集されアプリ等に活用される仕組みである。

今回、平成29年4月から平成30年2月に、IoTサービス創出支援事業(平成28 年度第二次補正予算)の委託事業(実証実験)を、徳島県・明治大学・ミサワホー ムグループにて行う機会を得た。本報告は実証実験の概要と設置工事の内容で ある。

#### 2 徳島県における実証実験の概要

徳島県における防災対応には、次のような課題があった。県・市の防災担当は、 市町村等の被害状況を瞬時に把握することは困難であり、防災拠点等の施設管 理者は施設の利用可否判断を正確に素早く行えるとは言い難い状況であった。 さらに地域住民は家族の安否や自宅の被害状況を瞬時に知ることができないと いうことであった。これらを解決するために、次のような内容で実証実験を行った。 ①県・市の防災担当が被害状況を瞬時におおむね把握するために被災度判定計を徳島市・阿南市・美馬市の住宅、学校、病院、避難所、県、市役所等37棟に設置、②被災度判定計を施設の使用可否の判断材料として有効活用に関する検討、③実際に計測した地震波を巨大地震に補正し、その土地固有の地盤の影響を考慮した被災度予測の実施、④地域住民のための自宅の被害状況、家族の安否・居場所がわかるスマートフォンによる防災アプリ、公共施設等における防災情報モニター及び徳島県災害対策本部における徳島県全域防災情報一括管理システムの利活用の検討を行った。

実証実験では建築物に設置した被災度判定計から瞬時に地震情報・被災度 情報を得ることができ、地震後の行動判断に利活用できる事を確認することが出 来た。

#### 3 被災度判定計の設置検証

被災度判定計を設置する際に、鉄筋コンクリート構造のラーメン構造及び壁式 構造の地下ピットがある場合やない場合の設置基準を策定し設置工事を実施し た。計測部は地震波が建築物に入力される位置の地中梁や床スラブに、表示部 は計測部との距離や電波状況を確認しながら室内に設置した。

今後の課題としては、今回の実証実験とは異なる構法や規模等の場合の設置 基準の作成が挙げられる。



#### 図1 被災度判定計を用いた防災ネットワークシステムの仕組み 参考文献 1)梶川久光,その他:建築物の被災度判定計による防災ネットワークの研 究開発 その1~その13,日本建築学会大会梗概集,2014年~2018年 謝辞:本報の内容の一部は総務省平成28年度補正予算IoTサービス創出支援事業によるものである。 また、関係者の方々には多大なるご協力を得た。ここに記して謝意を表する。

## S04-01

## 地質学的時間スケールにおけるフィリピン海プレートの 運動の諸問題

#高橋雅紀(産総研)

The problems related to the geotectonic history of the Philippine Sea Plate. # Masaki Takahashi (AIST)

世界の主要なプレートのひとつであるフィリピン海プレートは、ホットスポットがなく、また周囲を海溝で囲まれているため、地質学的時間スケールにおいて、 絶対運動だけでなく、他のプレートとの相対運動も不明である.フィリピン海プレートの運動は、現在の日本列島の地殻変動に大きく影響を及ぼしており、さらに、 地質学的に明らかにされた日本列島の成り立ちを紐解く際に、フィリピン海プレートの過去の運動の解明は避けては通れない.

また,西南日本の下のフィリピン海プレートのスラブは湾曲し,さらに山陰よ り先には,スラブそのものが認められない.現在地下に沈み込んでいるフィリピ ン海プレートの特異な形状は,過去から現在までの歴史を積分した結果であるか ら,現在の構造を理解するためにも,フィリピン海プレートの過去の運動を解明 する必要がある.

このようなモチベーションで、フィリピン海プレートの過去の運動を探ってき たが、そこには多くの課題がある.フィリピン海プレートの過去の運動は、プレー トの上に噴出した火山岩や堆積した地層の古地磁気方位によって推定されてきた. 古地磁気方位は偏角と伏角によって示され、地磁気獲得後に水平回転がなければ 偏角は北(ないし南)を指す.一方、伏角は獲得時の緯度(古緯度)を反映し、赤 道でゼロ、北半球では高緯度ほど伏角が深くなる.この特徴を用いて、岩石や地 層から得られた古地磁気方位から、地磁気獲得時期(岩石の形成年代)以降の回転 量と北上量が推定され、フィリピン海プレートの運動が復元されてきた.

しかしながら,地磁気には永年変化があり,ある程度の時間的幅を持った測定 数が必要である.また,地質体が傾動した場合は補正が必要であるが,水平に堆 積した地層の場合は層理面で補正できるものの,火山岩での傾動補正は難しい. さらに,コア試料を用いた場合は,採取に伴うコアの回転の問題を含む.

これらのほかにも、古地磁気方位を用いたプレートの回転運動の復元には、手 法的限界があるが、これまでほとんど議論されていないか無視されている.講演 では、オイラー極が近い日本列島規模の変形による回転運動では無視できるが、 プレート規模の回転運動では考慮すべき問題について議論する.



## S04-02

## 九州の回転テクトニクス

#眞島英壽(明治大)

# The rotation tectonics of Kyushu, the junction of the SW Japan arc and the Ryukyu arc #Hidehisa Mashima (Meiji Univ.)

Kyushu is the junction of the SW Japan Arc and the Ryukyu Arc, and is located at the junction of the Japan Sea and the East China Sea. Therefore, Kyushu is an important place for our understanding of dynamics of east Asia and western Pacific. Tectonics of Kyushu is examined based on geologic, seismic and geodesic observations.

Horizontal velocity vectors with respect to an observation point at NW Kyushu indicate that middle to southern part of Kyushu would anticlockwise rotates. Eastern parts of middle Kyushu displace westward. Western parts of middle south Kyushu displaces southwestward. The southern Kyushu displaces southward. The change of horizontal velocity vectors accords with that of the directions of major tectonic lines represented by the Hokusatsu Bend. Southward displacement of south Kyushu is also consistent with focal mechanisms of the west off Satsuma Peninsula earthquakes on November 2015. The velocity vectors indicate that the pole of the anticlockwise rotation would exist at east off Nichinan area in southeast Kyushu, where a hump is extended from the Kyushu Palau ridge, a structural high of the subducting Philippine Sea plate. The subducting Kyushu-Palau would be a friction for southward migration of overriding Kyushu, which would form a rotation pole there. Thus, the location of the rotation pole is reasonable. These lines of evidence indicate that the rotation of GPS velocity vectors would represent actual deformation of Kyushu.

The northwestward component of horizontal displacement could be explained by the mechanical interactions between the subducting plate and the overriding plate there. Nevertheless, the southward component of horizontal displacement could not be explained by the plate interaction there. The horizontal velocity vectors covering the SW Japan arc and the Ryukyu arc indicate that the southward component is that of the Ryukyu arc.

Anticlockwise rotation of velocity vectors could create both horizontally compressional stress and tensional stress depending of geometry with pre-existing geological structures in Kyushu. In middle-east Kyushu, horizontal vectors show westward displacement, whereas major faults, such as the Butsuzo Tectonic Line, strike to an NE-SW direction, which indicates horizontal compressional stress would create there. Middle-east Kyushu is the uplift center of Kyushu in the Quaternary, which could be explained by horizontal compressional stress created by the anticlockwise rotation. In middle-west Kyushu, the direction of velocity vectors is essentially similar to that of major tectonic lines, which indicate that strike-slip tectonic would develop there. The Hitoyoshi basin, which is considered to be a pull-apart basin based on geological observations, is developed there. On the tile line of Minamata and the rotation pole, the Hisatsu volcanic zone, the Hisikari mine and the Kirishima volcanic chain, are distributed.

The Amakusanada graben at west off Kyushu is an active subsiding basin. Amakusa Islands, the southeastern margin of the graben, migrate southwestward, whereas the Nagasaki (Nomo) Peninsula, the northwestern margin of the graben, is stationary. This observation indicates that the Amakusanada graben would be a dextral pull-apart (transtensional) basin. The stationarity of Nagasaki indicates that it would be decoupled from a tectonic factor from the Ryukyu Arc. It is consistent with the termination of the west off Satsuma Peninsula earthquakes on November 2015 by the Danjo fault in the deep Danjo Basin. Nagasaki is decoupled from the Ryukyu Arc by the Danjo Basin, whereas Amakusa is not, which would make dextral deformations significant in Amakusanada.

Subsidence of Amakusanada would have escalated in the late Miocene, when the subsidence of the Danjo Basin would have escalated. The tectonic decoupling by the Danjo Basin would have escalated at that time. The Hohi volcanism also occurred at northeast Kyushu in the late Miocene. The synchronism of these tectonic events indicates that the Hohi volcanism would also have been related to the evolution of the development of the Danjo Basin.

## 黒潮大蛇行がGNSS-A観測に与える影響 #横田裕輔・石川直史(海洋情報部)

#### Effect on the GNSS-A observation from the great meander of the Kuroshio #Yusuke Yokota, Tadashi Ishikawa (JHOD)

GNSS-A技術による海底地殻変動観測は未だ陸域のGNSS観測に比べて 著しく精度が劣っている.そのため、プレート境界で発生していると考えられる 短期的・長期的SSE或いはすべり欠損の時間変化を十分な精度で検出した事 例がこれまでない.プレート境界の固着状態の正確な理解、プレート境界浅部 におけるスロー地震学の進展、大規模計算機を用いるプレート境界の数値シミ ュレーション・数値予測といった地震学上の重要な目的にこのデータを利用す るためには、観測精度を高めていくことが必要である.

GNSS-A観測における最大の誤差要因は海中音速構造の擾乱である.これ までは、比較的表層の短期的・長期的傾斜状態のみを除去する手法(Fujita et al., 2006, EPS)に基づいて解析を行ってきたが、強い場・厚みのある場・上 下で異なる特徴のある複雑な場などが存在する場合には不十分な手法であっ た.そこで、海底局の位置差を利用して傾斜構造の立体的な特徴量を抽出す ることで、より適切な傾斜構造を推定する手法を新たに開発した(Yokota et al., 2018, MGR).この手法によって、傾斜場から強く影響を受ける観測点の海底 地殻変動時系列が改善することも確認された.

この新手法によって抽出される構造の特徴量は,海洋場のグローバルなモデル(JCOPE2: Miyazawa et al., 2009, JO)との比較から,大局的な海洋構造の特徴を示す場合があることがわかっている.本稿では,2017年9月頃から始まった黒潮の大蛇行とGNSS-Aデータに内在する構造の特徴量を比較・議論するとともに,結果として得られる海底地殻変動時系列に残る誤差について考察する.

図に示すように,紀伊水道の観測点周辺の海洋場は黒潮大蛇行によって定 常状態から大きく変化した.たとえばMRT2地点においては,大蛇行前の観測 では、ほぼ表層のみに特徴づけられる構造が抽出される一方、大蛇行中の観 測では、表層のみの構造は抽出されず、北向きに音速度が増加する厚みのあ る傾斜構造が得られる.このような特徴は大蛇行によって黒潮が大きく南に離 れた場合の構造を反映していると考えられる.

抽出される立体的な傾斜構造は1時間以上の長い周期を持ち,時間変化も 小さい.一方で,時間変化を伴う短周期的な構造は表層の構造として別途抽 出されている.そのため,残差に残っている海中音速構造の影響は短周期的 な深部構造・時間変化であり,偶発的な誤差(たとえば一時的な水塊構造や 小さな渦構造)に限られると考えることができる.このことから,新手法によって 得られる解に残る誤差は一様なバイアス影響をもたらすものではなく,ランダム 影響をもたらすものである確率が高いと推測される.



## GNSS-A観測による非定常地殻変動の検出可能性 #石川直史・横田裕輔(海上保安庁海洋情報部)

#### Detectability of transient deformation via GNSS-A seafloor observation #Tadashi Ishikawa, Yusuke Yokota (JHOD)

GNSS-音響測距結合方式(GNSS-A)による海底地殻変動観測は、海底における絶対 位置座標を測定可能な唯一の技術であり、海上保安庁では、日本海溝や南海トラフにお ける海溝型地震の震源域直上における地殻変動の測定を継続的に行っている。

連続の地殻変動観測が可能な陸上GNSS観測と異なり、本観測は測量船で現場に赴き観測を行うという方式であるため、1観測点あたり年に観測可能な回数に限りがある。地 殻変動速度は、観測データの時系列の回帰直線の傾きから求めているが、年に数cmという地殻変動速度を捉えるためには、その推定の幅を最低でも1cm/年程度に抑える必要 がある。現状の1回1回の測位解の水平成分の不確かさは、2-3cm程度(1o)であり、回帰 直線の傾きの推定の幅を1cm/年(95%CL)程度に抑えるためには、年3-4回程度の観測を 3-4年程度続ける必要がある。

ここで、回帰直線から求めている速度は、使用したデータ期間中の平均速度となる。一 方で、実際の地殻変動速度は時間的に安定しているわけではなく、場所によっては、スロ ースリップ(SSE)等の非定常的な変動現象によって速度が変化することが知られている。 これらの現象は様々な時間スケールを持ち、プレート境界深部においては、陸上の地震・ 地殻変動の観測網によってその詳細が知られている。一方で、浅部においては、超低周 波地震のような一部の帯域の現象については、陸上観測網から検出されているものの、 SSEのような現象については、検出が困難であった。

近年、DONETに接続された孔内の間隙水圧の連続観測から、熊野灘において短期的なSSEが定期的に発生していることが明らかになった(Araki et al. 2017)。短期的SSEのように短期間に僅かな非定常変動が現れるような現象については、現状のGNSS-Aの実力では、確実に検知することは困難である。一方で、微小な現象であっても複数のイベントが重なりその合計として、ある程度の変位が生じた場合はGNSS-Aの時系列にステップ状の変化として現れる可能性がある。今回、Araki et al. (2017)において短期的SSEが発生した期間における近傍の海底地殻変動観測点の観測データを精査した結果、SSEの影響と思われる時系列の変化が見られた。

また、紀伊水道沖の海底地殻変動観測点における2017年末以降の観測データから、 それまでの傾向とは異なる南向きの変化が検出されている(図1)。周辺では、同時期に低 周波微動や超低周波地震が活発化していることも観測されていることから、それらと関連 している可能性も考えられる。現状の観測データのみでは、その変動量や変動期間につ いて正確に把握できていないが、今後のデータの蓄積により、より詳細な情報が得られる と期待される。



図1 紀伊水道沖で観測された非定常地殻変動。左図:観測点配置。右図:2013年5月から2017年5月の期間のトレンドを除去した時系列(北方向)。

## 房総半島で2009年11月頃に発生した小規模スロー スリップイベント #矢来博司(地理院)

A small slow slip event occurred beneath the Boso Peninsula around November 2009 #Hiroshi Yarai (GSI)

房総半島沖では、6~7年程度の間隔でスロースリップイベント(SSE)が繰り返し 発生していることが知られている。それぞれのイベントごとにすべりの加速や伝播 のパターンは異なる(Fukuda, 2018)ものの、いずれも規模はMw6.6~6.7程度、 継続時間は2週間程度と、それぞれのイベントは良く似ている。

房総半島と同様にSSEが発生する南海トラフでは、数日~1週間程度の継続時間の短期的SSEだけでなく、数ヶ月~数年単位の継続時間の長期的SSEが発生 している。また、6年程度の繰り返し間隔で長期的SSEが発生する豊後水道では、 その繰り返し周期の間に小さな規模の長期的SSEが発生するなど、様々なSSEが 発生している。しかし、房総半島周辺では、これまで報告されてきている2週間程 度の継続時間のSSE以外のイベントは知られていない。そこで、房総半島周辺で、 これまで見逃されてきたイベントがないか、GEONETの過去のデータの分析を行 った。

2011年3月以降は東北地方太平洋沖地震の余効変動の影響が大きいため、それ以前の時期を対象として時系列グラフを調査した結果、勝浦周辺の観測点で2009年11月頃にわずかな非定常的な変動が生じていたことが分かった。

この非定常的な変動は2009年11月頃から2010年1月中旬頃までの2か月程度 継続し、これまで知られているイベントと比較して継続時間が長い。図1に非定常 変動をベクトル図で示す。地殻変動の特徴から、今回発見されたSSEのすべり域 は房総半島沖ではなく、6~7年間隔で繰り返し発生するSSEのすべり領域の北西 側で房総半島下と考えられる。なお、Gardonio et al.(2017)が2005年と2010年に 小規模SSEが発生していることを指摘しているが、今回発見されたSSEはそれらと は時定数や発生時期が異なり、別のイベントと考えられる。

今後、他の時期についても分析を進めると共に、モデル推定を行い、すべり領 域の違い等を明らかにしていく予定である。





#### **Coseismic Slip Distribution of the 2016 Kumamoto**

#### Earthquake: via the GNSS Carrier Phase to Fault Slip

#### Approach

#Yusuke Tanaka, Yusaku Ohta (Tohoku Univ.), Shin'ichi Miyazaki (Kyoto Univ.)

We demonstrate the feasibility of alternative method for GNSS based deformation monitoring suggested by Cervelli et al. [2002], which estimates fault slip directly from GNSS carrier phase without doing conventional positioning analysis. It should largely reduce computational cost. Additionally, their method (hereafter PTS (Phase To Slip)) may not require high quality orbit information, because it only uses change of azimuthal site-to-satellite range. However, there have been no following researches about PTS method since its development. Thus, to validate performance of PTS, we applied this method to the mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake, with adding some modification to its original algorithm. We tried using both IGS final and broadcast for the information of satellite position.

As a result, we successfully obtained reasonable coseismic slip distribution compared to previous researches, both in the case of using IGS and broadcast. Broadcast-based result is shown in Figure. The maximum slip of the Futagawa fault reached ~5.8 m, which was mainly concentrated on the shallow part of northeastern side of the fault. On the other hand, ~3.0m peak slip appeared on the Hinagu fault. The total moment of the two faults was  $M_w7.08$ . These results are consistent with the source models estimated by previous researches such as Yarai et al. [2016] or Asano and Iwata [2016]. Calculated surface displacement field also well agreed with estimation by kinematic PPP. Overall, results by IGS and broadcast became very similar. From these results, we knew it is possible to detect coseismic slip by PTS with high certainty even if we use broadcast orbit, which can be acquired by GNSS receiver in real time. It suggests PTS method can play an important role as redundant coseismic deformation monitoring with lower computational cost and no any other dependence on external orbit information of the GNSS. In the presentation, we will introduce the details about our results with some discussion. We will also explain briefly about the principle of the PTS method.



**Figure** Slip distribution of the mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake: relied on broadcast orbit information. White arrows represent the direction and norm of slip. The slip amount (in meters) of each sub-fault is indicated by the color. If the slip norm became smaller than the estimated uncertainty, the sub-fault was masked in gray. White rectangles in the fault indicate sub-faults with the largest slip among each fault. The focal mechanism of the mainshock and two largest foreshocks suggested by NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience) using F-net are shown in the figure. Origin times of the three events are written in UTC.
## S03-05

## GEONET新解析戦略(F4)の開発

#川元智司·阿部聡·畑中雄樹(国土地理院)·高松直史(文部科学 省)

#### Development of New GEONET Analysis Strategy #Satoshi Kawamoto, Satoshi Abe, Yuki Hatanaka (GSI), Naofumi Takamatsu (MEXT)

国土地理院では日本列島の地殻変動監視等を目的として,電子基準点の日々の座標値を算出し,一般に公開している.1996年にGEONET (GNSS連続観測システム)の運用を開始して以来,3度の改良を経て,2009年から現行の解析戦略(F3)で座標値の算出を行っている.前回の改良から9年が経過し,基準座標系や解析ソフトウェアが更新されたことを踏まえて,新たな解析戦略(F4)の構築を進めている.本講演では,F4プロトタイプの概要と試験運用の結果について報告する.

現行の解析戦略(F3)では、電子基準点の座標値を、ITRF2005に準拠するよう 推定する. 手順としては、まず日本周辺のIGS局の座標値をITRF2005に固定し、国 土地理院構内に設置された「つくば1」の座標値を決定する. 次に、「つくば1」の座 標値を固定して国内の電子基準点の位置を推定する. ここで、解析ソフトウェアには Bernese v5.0を、対流圏遅延推定にはNiellマッピング関数(NMF)を用いている. しかし、座標値はすでに最新のITRF2014における座標値とは数cm乖離し、最新の IGS暦を用いたPPP解とも整合しない等の問題がある. また、対流圏遅延量の推定 に用いるNMFには経度方向の不均質性が考慮されておらず、上下方向に年周的 誤差を生じさせることが指摘されている(Munekane, 2010). さらに、「つくば1」の座 標値決定にはリージョナル解析を実施しており、安定性が低いという問題もある.

そこで、新たな解析戦略(F4)では、これらの課題の解決を図る. 主な改良事項として、①測地基準座標系のITRF2014への更新、②GPS及びGLONASSを組み合わせたマルチGNSS解析の導入、③対流圏遅延モデルに用いるマッピング関数をNiellマッピング関数(NMF)からGMF/VMF1へと更新、④解析固定点算出手法の安定化のためグローバル解析の導入、の4つを検討している.

F4プロトタイプでは、ITRF2014座標系に準拠させた解析固定点の座標をグロー

バル解析により算出し、その座標を固定して、電子基準点全点の解析を、GPSと GLONASSそれぞれで実施する.これにより、F4解はGPS、GLONASSの2系統で 得られるが、両者の結合解も計算するため、全部で3通りの解が得られることとなる. ここで、GPSとGLONASSの結合解の算出においては新しい解析手順の導入を検 討している.というのも、GPSとGLONASSには系統的な誤差が存在し、これらをそ のまま結合して解析を行った際、GLONASSの周回周期である8日を周期としたみ かけの変動が発生することが分かったためである.そこで、このノイズを低減するた めに、①GLONASSの正規方程式から対流圏遅延に関する項を取り除き、② GLONASSの正規方程式にHelmert変換パラメータを追加した上でGPSの正規方 程式と結合し、③得られた正規方程式を解く、という手順を採ることとした。

以上の改良により、得られる座標値が最新のITRF2014と整合することとなった. また、グローバル解析を導入したことにより、F3で実施していたリージョナル解で見られたIGS局欠測の影響が低減され、解析の安定性が向上した.さらに、新たなGPSとGLONASSの結合解算出手法の導入により、見かけ上の8日を周期とする変動はほとんど見られなくなった.

F3	F4
Bernese ver.5.0	Bernese ver.5.2
GPS only	GPS and GLONASS
ITRF2005	ITRF2014
NIELL	GMF/VMF
3h	1h (GPS) 2h (GLONASS)
24h	3h (GPS) 6h (GLONASS)
	F3Bernese ver.5.0GPS onlyITRF2005NIELL3h24h

図1 GEONET解析戦略F3とF4の主な解析条件の違い

## S03-06

## 神岡鉱山での光ファイバ歪計による歪・地震観測

#荒木英一郎·木村俊則(JAMSTEC)·Mark. Zumberge(SIO, UCSD)

Seismic and strain observation by fiber-optic strainmeter in Kamioka.mine.

#Eiichiro Araki, Toshinori Kimura (JAMSTEC),Mark Zumberge (SIO, UCSD)

#### <u>はじめに</u>

南海トラフ海底での連続的な海底地殻変動観測技術開発を目的として、 JAMSTECは神岡鉱山内のセンサー検証施設において、スクリプス海洋研究所と 共同で光ファイバー歪計の試験観測を行った。初期的な試験結果を報告する。 観測の概要

試験した光ファイバー 歪計は、展張した84m長の光ファイバーと石英管に巻い た等距離の基準光ファイバーによってマイケルソン干渉計を構成、波長1310nm帯 のレーザー光の干渉によって展張した光ファイバーの伸縮を計測するものである。 展張光ファイバーは、ステンレス管内に収納されており、神岡鉱山の壕内84mの 直線区間に展開した塩ビ管内に引張・両端をコンクリート床にアンカボルトによっ て固定することによって、地殻歪変化を光ファイバーの伸縮にカップリングする。

試験観測は2018年5月16日より開始し、約10kHzのサンプリング周波数で取得した干渉光データをリアルタイム処理して得た歪データを約20Hz のサンプリング 周波数で連続的に収録した。壕内では並行して孔内傾斜計・広帯域地震計等に よる観測と展張した光ファイバー近傍の5点で温度計測を行った。

#### 観測結果

試験開始後の壕内では、神岡鉱山のスーパーカミオカンデ改修工事などの影響 か、最大1℃程度温度変化があるなど、地殻変動観測を行うのに理想的な環境で はなかったが、温度変化が少ない時期の温度変化は0.01度/日程度と深海底の海 底水温変化に近い環境変動であった。その時期の光ファイバ歪記録には、地球 潮汐と考えられる歪変化がみられた。設置した光ファイバー歪計は、同時に温度 係数の異なる2種の光ファイバーの伸縮を計測することで、温度変化に伴う見かけ の歪変化を推定・補正することができる仕組みとなっているが、光ファイバーの温 度変化に伴う伸縮の影響を推定したところ、必ずしもファイバーの周辺で測定した 温度変化と一致しないことが見られたため、その原因について検討を進めている。 また、遠地地震や6/23大阪府北部の地震(M4.0)をはじめとする国内の地震多数 のほか、脈動に伴う地殻歪変化が光ファイバー歪データに明瞭に記録された。 今後の展開

海底への光ファイバー 歪計設置には、環境温度変化の影響補正法、信頼できる 海底面とのカップリングの方法、海洋潮汐の影響補正等のデータ処理法、など 様々な開発課題がある。神岡鉱山内での陸上試験などによってこれらの問題にと りくみ、南海トラフでの連続的な海底地殻変動観測を実現したいと考えている。







図2 神岡鉱山壕内の光ファイバ歪計による遠地地震記録例(Fiber Strain). 壕内の3成分広帯域地震記録(Broadband N/S, E/W, U/D)と比較。

#### 岩手・宮城・福島県における古津波堆積物と土砂移動計算を用い

#### た869年貞観地震津波波源モデルの再検討

#楠本聡(東大地震研)・Aditya Raidi Gusman (GNS Science)・ 佐竹健治(東大地震研)

#### Reexamination of the 869 Jogan Tsunami Source Model using Sediment Transport Modeling and Paleo-Tsunami Deposits in Iwate, Miyagi, and Fukushima Prefecture

#Satoshi Kusumoto (ERI), Aditya Riadi Gusman (GNS Science, New Zealand), and Kenji Satake (ERI)

西暦869年7月9日に発生した貞観地震は2011年東北地方太平洋沖地震の一 つ前の超巨大地震であった可能性が指摘されている.しかしながら,主に仙 台平野の津波堆積物分布から推定された規模はM8クラスであった(行谷他, 2010; Namegaya and Satake, 2014).また近年,岩手県や福島県でも貞観地震 の津波堆積物が確認されているが,その結果は津波波源モデルに反映されて いない(例えばSawai et al, 2012;高田他, 2016).そこで本研究では,岩手県 宮古市沼の浜(Goto et al., submitted)・宮城県仙台平野(澤井ほか, 2008)・ 福島県南相馬市井田川(Kusumoto et al., submitted)の津波堆積物調査から得 られた堆積層厚や堆積分布を土砂移動計算から求まる計算堆積層厚と計算堆 積分布を比較することで,869年貞観地震の津波波源モデルを再検討した.

津波浸水と砂の移動は高橋ほか (1999)やGusman et al. (2012)によって開発 された一次元土砂移動モデルを使って計算した. 混合砂の土砂移動を考慮す るため、全堆積層厚は三種類の粒径毎に求められる層厚の合計として定義し た. 掃流砂量係数、巻き上げ砂量係数、沈降速度、限界せん断速度は粒径に よって値を変化させた (Gusman et al., submitted). 初期津波波源はSatake et al. (2013)により提案された2011年東北沖地震の55枚小断層モデルを基にした モデル (モデル1-7) と行谷ほか (2010)の869年貞観地震モデル (モデル8-9) の9つのシナリオを用意した (図1左). モデルと観測の整合度を定量的に判断 するため、Aida (1978)の幾何平均 (K) と幾何標準偏差 ( $\kappa$ ) をそれぞれ用い た. 本研究では、Kの値が0.6-1.4のとき、モデルは観測をよく再現している と判断した.

モデル1から計算された堆積層厚と観測層厚を比較したものを図1右に示す.

井田川低地では、滑りの時空間的な広がりを考慮した55枚小断層モデル(モ デル1)と石巻平野以南の小断層のみが破壊した30枚小断層モデル(モデル6) が最もよく観測を再現した.仙台平野では、全体的に感度が悪いものの、行 谷他(2010)で推定されていた従来の貞観地震モデルでは堆積物分布を再現で きなかった.沼の浜では、モデル1のみが観測をよく説明し、その他のモデル は全て過小評価となった.全ての調査地域において、堆積物分布を満足させ るモデルはモデル1のみであった.このことから、869年貞観地震の津波波源 や規模は2011年東北地方太平洋沖地震と同程度のものであったと考えられる.



Figure 1. (left) tsunami source scenarios, and (right) the observed and simulated sediment thickness at all study sites in Model 1.

## 地殻変動データと遠地津波波形のインバージョン による1960年チリ地震のすべり分布 何東政・#佐竹健治・綿田辰吾(東大地震研)・藤井雄士郎(建築研)

Slip distribution of the 1960 Chile Earthquake from Joint Inversion of Geodetic and Transoceanic Tsunami Data Tungcheng Ho, #Kenji Satake, Shingo Watada (ERI), Yushiro Fujii (BRI)

The fault slip distribution of the 1960 Chile earthquake, known as the largest earthquake ever instrumentally recorded, was estimated using the geodetic data, local tsunami data, and the newly usable transoceanic tsunami data. The tsunamis from this earthquake were recorded on the tide gauges over the entire Pacific Ocean. We used 301 local geodetic data (Plafker and Savage, 1970, GSA Bull.) together with tsunami waveform data digitized from Berkman and Symons (1964), five in near-field at South America and 44 in far-field at North America, Asia, and Oceania. Due to the arrival time and waveform differences between long-wave simulations and observation at large (trans-Pacific) distance, the far-field data could not be used for waveform inversions (e.g., Fujii and Satake, 2013, Pageoph) until the above problems of differences were solved by the phase correction method of Watada et al. (2014, JGR) which was further improved by Ho et al. (2017, JGR). Random arrival time discrepancies after the above correction may be caused by coarse local bathymetry data, artificial structure, station position, or instrument clock. To deal with such random discrepancies, we applied the nonlinear optimization by the mesh adaptive direct search method (NOMAD) with optimal time alignment (OTA, Romano et al., 2016, GRL). In the OTA method, a cost function with a time shift parameter is used to minimize the misfit between observed and synthetic waveforms for each station. To estimate the slip distribution, we performed a two-step inversion. In the first step, we inverted the tsunami waveforms and the geodetic data to recover the ground/seafloor vertical displacement. In the second step, we assumed finite faults on the fault plane based on the Slab1.0 model (Haves et al., 2012, JGR) and inverted the vertical displacement obtained in the first step to estimate the slip distribution on the fault.

The vertical displacement extending from  $38^{\circ}$ S to  $46^{\circ}$ S shows mostly uplift offshore and subsidence on land (Figure 1a). Three large seafloor uplift peaks (up to 6 m) correspond to three asperities located at north (40°S), central (43°S), and south (45°S) area (Figure 1b). The fault model is 800 km long and 150 km wide, and large slips are concentrated at shallower than 50 km depth. Assuming the rigidity of  $4.6 \times 10^{10}$  N/m² following Moreno *et al.* (2009, GRL), the seismic moment is  $1.5 \times 10^{23}$  Nm (Mw 9.4).

Our results also indicate that the north and central asperities explain the tsunami leading waves at all stations. And the south asperity has a significant effect on the geodetic data measured in the south, as well as the high amplitude of later tsunami wave phase at some far-field stations such as Honolulu.



Figure 1. (a) The inversion result of vertical displacement. (b) The slip distribution estimated from (a).

**津波火災はなぜ起きたのか?** -1973北海道南西沖地震,奥尻島青苗地区火災の場合— #榎本祐嗣・山辺典昭(信州大上田),

杉浦繁貴・近藤 斎(㈱コンポン研)

Why did the tsunami-fire occur? -In case of Aonae, Okushiri in the 1973 Hokkaido Nansei-oki earthquake-

#### #Yuji Enomoto, Tsuneaki Yamabe (Shinshu Univ.), Shigeki Sugiura, Hitoshi Kondo (Genesis Res. Inst. Inc.)

1993年北海道南西部沖地震での奥尻島青苗地区や 2011年東北沖地震での 気仙沼など三陸沿岸一帯で大規模な津波火災が発生した.これら津波火災の 実態調査が行われたものの,着火の根本原因は依然として不分明なままであ る(日本土木学会,1993年北海道南西沖地震災害調査報告 13,1997:日本火災学会,2011 年東日本大震災火災等調査報告書,2105).

1973年北海道南西沖地震(7月12日22時17分:月齢22.05)が起きた とき青苗地区で発生した津波火災の様子は、いち早く高台に逃れた避難者に よる目撃情報の材記事ならびにたまたま奥尻島で自然番組取材を行っていた NHK 函館放送局のスタッフの撮影したビデオ映像を時系列に追えばかなり 正確に把握することができる.

地震後停電し,暗闇となった.そして4分くらいで奥尻島の南端青苗五区 を第一波が襲った.

このとき、「後ろを振り向くと、家の二階が崩れてきた. 屋根の上に<u>白い</u> <u>波が光っている</u>.とっさに窓を閉めた.次の瞬間、車は真横に押され、海水 の中で回転していた.」(『奥尻 その夜』p18,朝日新聞社,1994)

高台に避難した菊地留次郎*さんは、「<u>沖はまっ白</u>に見えた.岸壁に係留 していた漁船が五隻,燃えていた.強い風にあおられ,燃えていた船が港の 奥に流れて来た.火は津波で転がった車のガソリンに燃え移り,やがて街の 中心部まで広がった.」(1993年7月12日北海道南西沖地震全記録,北海道新聞社編, 1993年9月30日 p82)

一方,「暗く騒然としているとき「ゴオ―,ゴオ―」と不気味な大きい音が 聞こえてきた.音のする港のほうに目を向けると,防波堤より高いところに かすんで見えた<u>白い波が港の内で燃えていた(</u>, ママ)2-3 隻の漁船をあっと いう間に呑み込んでしまい,坂下のお寺や家も一瞬にして,私の目の前から 消えてなくなった.(中略)まもなく,地区の中心街辺りから"ボオー"と 炎が立ち上がり,火災が起きた.」(坂本昭一,"北海道南西沖地震災害を体験して" 平成5年北海道南西沖地震調査報告書,檜山広域行政組合奥尻消防署)

上述した NHK 函館放送局の取材班は,高台から船舶火災の発生直後を撮影した.その映像 (NHK スペシャル「大津波が襲った 奥尻島からの報告」1993 年 7 月 16 日 20:00-20:50 放映) によると手前の港内に停泊していた漁船に炎が突然立 ち昇り,また左右の岸壁で白く光った.撮影カメラを振ると,最初 2 つの 小さな炎が防波堤の内外にそれぞれ 2 か所で見え,2 つの炎はやがてそれぞ れが合体して 2 か所の船火事に見えた.この映像から上述の菊地さんの五 隻が (ほぼ同時に) 燃えたとの証言が裏付けられた.津波の白く光る状況も NHK ビデオ映像から明らかになった.

燃えた白い泡は可燃物質を含むはずである.すなわち海底由来のメタンを 含むと考えられる.津波波源となった奥尻島西方沖には地震後の海底変動と それに伴うメタン湧出を示唆するバクテリアマットが見つかっている(岡野ほ か,JAMSTEC 深海研究,1995).海底変動で発生した大量のメタンの泡は,津波 で誘起される"津波風"(Godin,JGR,2004)とともに青苗五区,ならびに津波 レンズ効果で方向を変え青苗港へ襲来して,岸壁に衝突・しぶきを上げた. 海水ミストはレナード効果により正帯電するため海面との間に大きな電位差 を生じ,弾けた泡からのメタンガスを静電気着火させ"白く光"った.そし て甲板に貯まったメタン泡が燃え船舶火災になり,さらにその火を海岸付近 に運び,破損した石油タンクや車から流出した油類に引火,市街地の焼失へ 連鎖していった,と考えられる.

室内での模擬実験は、内径 50mm のアクリル筒(全長 1m-1.5m) に約 10cm 高さほどの海水を入れ底部にバブルストーン(直径 10mm) からメタ ンの泡を海水中に送って、他方上から中空円筒(外径 45mm,内径 20mm, 長さ 105mm)の鋼製の錘を自由落下させてメタン泡を吹きあげたとき に発生する導電板(底から 1.4m の高さ)の電位を測定したところ 100V で あった.

スケールがフィールド並みになれば、電位差 V,静電容量 C のメタンを 含むしぶきの静電エネルギー(½CV²)がメタンの最小静電着火エネルギー 0.28mJを超えると予測している.

最後に、貴重な情報を提供いただいた奥尻消防署に厚くお礼申し上げる。

反射波の時間長を変化させた場合の極大相関係数と

2011年東北津波反射波の性質

#阿部 邦昭(なし)・岡田 正実(なし)

Reflected waves in the 2011 Tohoku tsunami derived

from maximum correlation for variable time window of tsunami records at reflectors

#Kuniaki Abe(non), Masami Okada(non)

キーワード:反射波、2011年東北津波、相関係数、データ時間長

はじめに:我々は2011年東北津波の反射波が太平洋全域の検潮記録 にどう表れたかを調べてきた。その中で卓越したフェーズに着目し、 チリ沿岸からの反射波が尾鷲などに到達したことを示し(岡田他、 2013)、相関係数の極大と対応しているに注目した(阿部他、 2018)。今回、検討する時間長さを100分と固定したことの従来の見 解の限界を破るため、検討する時間長さを初動から50,100,150,200, 250,300分と変えて6ケースで、前回同様、相関係数の極大を求め、 得られた結果から反射波の性質を検討した。

**方法**:使用する水位データ、検潮記録(30検潮所)、想定した21反 射体、その伝搬図(走時)、走時誤差などはこれまでと同じである。 違うのは反射波の時間長さを100分に限定しないで50分から,300分ま での6ケースに拡張したことである。極大値を一義的にするため、定 義を走時の範囲内の最大値(ただし範囲内の両端を除く)と変更し た。その結果を個別的、または全体的に集計・図示して、時空分布 の把握につなげる。

結果:主な結果は次の通りである。

- 反射波の時間長とともに極大存在率、平均極大相関係数は漸減する
- ② 時間長ごとの平均極大相関係数は0.38から0.80まで変化するのに 対し、その標準偏差は0.31から0.38と変化が小さい。

- ③ 50分を除く各長さに対し、相関係数の大きい値(平均極大相関係数+標準偏差値以上)の数が、どの反射体と結びつくかを調べ、 反射体の震央距離、震央方位、反射体での最大振幅による変化を 確認したことで、振幅依存性が明らかになった(図1)。
- ④ ヒロ、ウエーク、アダックでの観測波形に極大を示した反射波を 重ねて表示したところ、ヒロでは50時間以内の観測波形が6反射 波の重ね合わせでよく再現されることが分かった。
- ⑤ ③と同じ相関係数の大きい値のもとになる反射体を、時間長さご とに分けて地図上にプロットすると、150分と300分のパターンに 類似性がみられる。

結論:2011年東北津波の反射 波を太平洋上30点で、想定し た21反射体からの反射を仮定 して調べた結果、標準偏差以 上の相関係数の出現点の分布 から大振幅の島や大陸が主要 な反射源になっていることが 分かった.また後続の大振幅波 は想定した反射波源からの反 射波の重ね合わせで表せるこ とが明らかになった。

**謝辞**:検潮データはNOAA,気 象庁によるものを使いました。 記して感謝いたします。



## データベース検索型津波遡上即時予測システム における二段階シナリオ選別

#鈴木亘·近貞直孝·三好崇之·青井真(防災科研)

#### Two-step selection of tsunami scenarios to advance the real-time tsunami inundation forecast system #Wataru Suzuki, Naotaka Chikasada, Takayuki Miyoshi, and Shin Aoi (NIED)

防災科学技術研究所では、日本海溝海底地震津波観測網(S-net)で観測され た沖合での水圧変動を説明する津波シナリオ(波源断層モデルとそれから計算さ れる津波伝播・溯上浸水の一連の情報)を津波シナリオバンクより高速に検索する ことにより、沿岸での津波高のみならず陸域での溯上浸水までを予測する津波溯 上即時予測システムを、千葉県九十九里・外房を対象地域として開発を進めてい る(青井・他, 2015, 連合大会)。これまでに構築したシステムでは、観測された沖 合水圧データとシナリオデータについて、Multi-index法(Yamamoto et al., 2016、 EPS)に基づいて定常的に一致度評価を行い、閾値を超えるシナリオ(群)を現在 の津波の状況を説明しているものとして、予測の候補として選び出す。これらのシ ナリオ群より最も一致度の高いシナリオを予測情報とすることや、最大包絡や平均 値算出などの統計処理を行って予測情報とすることができる。Multi-index法によ るシナリオ選別では、水圧変動分布及び水圧変動の大小にそれぞれ感度のある3 つの指標を用いて水圧データを適切に評価することで適切な予測を目指している が、Multi-index法で選別されたシナリオ群(以下、Multi-indexシナリオ群と呼ぶ) をさらに別の条件で選別することにより、予測精度の向上が期待される。本研究で は、Multi-indexシナリオ群を別の情報に基づき再選別を行う二段階シナリオ選別 を検証、実装し、津波溯上即時予測システムの高度化を図った。

(1) 震源情報を用いた再選別

Multi-index法では水圧データのみで選別を行うが、特に観測網の端部で水圧 変動が生じた際には、その外側への断層面の広がりを水圧データのみで即時的 に把握するのは難しい場合がある。そこで地震波データより推定される震源情報 を利用し、波源断層モデルが震央位置を含むか震央から一定距離以内に位置し、 津波開始発生時刻と震源情報の地震発生時刻が一定の時間内に含まれるシナリ オを選別する機能の検証を行った。即時的な震源情報の地震規模は過小である 可能性を考慮して、地震規模による絞込みは行なっていない。二段階シナリオ選 別により、Multi-indexシナリオ群の中で観測網外に広がりをもつシナリオを適切 に除外することができた。また震源情報の利用は地震津波時の予測精度の向上 だけでなく、平時のシステム安定性の向上にも活用が期待される。

(2)回帰モデルを用いた再選別

Multi-index法では、沖合水圧分布全体を一様に評価してシナリオ選別を行う ため、Multi-indexシナリオ群の中では地域ごとに最善の予測情報となるシナリオ が異なる場合も想定される。実際には各地域の予測について最も相関の高い沖 合観測点(群)がそれぞれ存在することが考えられる。このような沖合水圧データと 各地域の津波浸水深の関係を抽出するためには回帰分析が有効であり、津波シ ナリオバンクに登録された数千以上の沖合水圧分布と津波浸水深のパターンを活 用して、沖合水圧分布と浸水深の関係を回帰しておくことにより、地点ごとの浸水 を予測できると期待される(阿部・他, 2018,連合大会)。一方で回帰は陸域地点 ごとに独立に実施されるため、回帰モデルのみでの予測情報には面的な連続性 が保たれない。そこで、Multi-indexシナリオ群における各地点での予測値を、回 帰モデルより地点ごとに予測した値を比較して、地域ごとに最も適合するシナリオ を選び出すことにより、その地域に対して最適かつ面的に一貫した予測情報とす ることができる。

(3)沿岸統計処理を活用した再選別

Multi-indexシナリオ群の10mメッシュの浸水深分布に関する統計処理は計算 負荷が高いために、津波遡上即時予測システムにおいては専用の計算機を用い てリアルタイムの処理を実現している。予測システムの展開を図る上ではより簡便 な統計処理を可能とすることが重要である。沿岸での津波高分布については統計 処理の負荷は小さく、最大包絡、平均値及びその標準偏差等は容易に算出でき る。沿岸津波高と陸域への遡上浸水分布は密接に関係していると考えられるため、 沿岸津波高について統計処理をして得られた値と似通った沿岸津波高分布を持 つシナリオを選別する機能を開発した。本機能によりMulti-indexシナリオ群から、 簡便に平均的な津波遡上浸水深分布を推定することができ、計算リソースの小さ い計算機システムにおいても浸水の統計処理を実装可能とすることができる。

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戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)「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。

## 海域観測網を用いた津波即時予測システムの 瀬戸内海沿岸域への展開

### #高橋成実(防災科研)・今井健太郎・末木健太朗・大林涼子・柄本邦 明(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)

#### Social implementation of real-time tsunami prediction system using ocean-floor network systems to the Inland areas

# Narumi Takahashi (NIED), Kentaro Imai, Kentaro Sueki, Ryoko Obayashi, Kuniaki Emoto (JAMSTEC), Masanobu Ishibashi (Wakayama prefecture), Toshitaka Baba (Tokushima Univ.), Yoshiyuki Kaneda (Kagawa Univ.)

2011年の東北地方太平洋沖地震をはじめ、津波は広域に甚大な被害をもたら す。南海トラフ海域では、次の巨大地震・津波の発生が懸念されているが、特に震 源域が沿岸部に近い、もしくは、沿岸域の一部を含むため、津波の早期検知と予 測への期待が高い。これまで、沖合と沿岸波高との増幅の関係(Baba et al. 2013)に基づき、南海トラフに展開されている地震・津波観測監視システム (DONET)を用いて津波即時予測のシステムを構築してきた(Takahashi et al., 2015)。まず、断層の規模や深さ、傾斜にばらつきを与え、南海トラフ沿岸域全体 に断層モデルを設定し、それらの断層モデルを用いて沖合観測点と沿岸波高の 関係を事前に計算してデータベースとして格納する。そして、毎秒入力される海域 観測点の振幅値に合わせて、格納されたデータの中から、同様な振幅値を持つ 断層モデルから津波高の大きいモデルを抜き出し、津波の到達時刻、高さ、浸水 エリアを可視化し、そのモデルで計算された沿岸津波波形を表示する。沿岸波高 は、ローカルな地形や地すべり等の局所的な地形変化の影響を受けるが、予測地 点ごとに最適な断層モデルを選択することで、その地域性を加味している。しかし、 沖合観測点と沿岸波高の関係は時に大きなばらつきを持つことがある。この問題 に対して、断層モデルの絞り込みと、津波波源と予測対象地点の間の津波伝播経 路上にある観測点を動的に選択することで、ばらつきを抑える手法をとっている。 このシステムは和歌山県98か所、三重県6か所、静岡県沖4か所で既に実装され、 通常の運用段階に入っている。

この手法を適用できる範囲を求めるため、香川県坂出市での実装を検討した。 南海トラフで発生した津波は紀伊水道を北上し瀬戸内海に入るが、坂出市に至る 間に様々な伝播経路上の影響を受ける。まずは、淡路島や小豆島等の島嶼部を 多く含む瀬戸内海では、様々な伝播経路が考えられることである。津波の反射波 や散乱波とこれら別の伝播経路を通ってきた津波が足し合わされる。この津波の 干渉は、断層モデルにより大きなばらつきをもたらすのか、あるいは、ある一定の 範囲内に収まるのか、影響範囲を見積もる必要がある。次に、それらの伝播経路 上には、複雑な地形が分布することである。津波の増幅は瀬戸内海での干渉によ ってなされることになるが、津波が局所的に増幅することがあるのであれば、その 場所を特定することで、津波増幅の傾向を把握することができる。3つ目に、津波 の周波数分布があげられる。瀬戸内海への津波伝播は時間がかかることから、波 長による津波減衰が異なることが予想される。津波の波長がモデルによって大きく 変わるのであれば、長距離の伝播過程の間に津波増幅過程にばらつきを与えるこ とになりうる。これらの特徴を把握し、津波即時予測の妥当性を評価した。

坂出市での津波予測に対して、複雑な津波伝播経路の影響が小さいことを確認した。紀伊水道を北上した津波は、紀淡海峡に入り大阪湾から明石海峡を通っ てくる津波と、鳴門海峡から小豆島の南側を通る津波に分かれるが、前者の影響 は予測の精度に比べて影響は小さいことを確認した。伝播経路上での津波増幅 は、湾口型の地形が向き合っているところで効果的に増幅される。今回の例では 小豆島の南向きの湾口と、香川県五剣山東側の北向きの湾口の間での増幅が確 認された。これは、この場所を通る津波の影響が予測に影響をもたらすことを意味 する。3つ目の津波の波長については、鳴門海峡等の狭い海域に津波が集中し、 津波の波長が単一的になることが確認できた。この波長は、採用する断層モデル によって地殻変動成分の違いはあるが、津波の規模や深さ、傾斜に関係なく一律 である。このことから坂出市への津波即時予測の実装は可能であると判断している。 津波の波長による津波被害の違いは、遠地津波への津波予測の妥当性評価にも 共通する。今後、このシステムの遠地津波対応についても検討する予定である。

このシステムでは選択された断層モデルの中から入力された沖合観測点の振幅値に対して大きい沿岸波高をもたらすモデルを抽出している。Baba et al. (2013)による直線回帰、あるいは、Igarashi et al. (2016)によるガウス過程による海溝型地震の津波増幅率の同定の手法が検討されている。また、複数の断層モデルによる浸水域候補の最大化等、予測値の複数表示や手法の選択等、評価手法選択に対する拡張性や柔軟性を持つシステムに改良を加え、様々な沿岸域での津波即時予測に対応できる機能を確保した。本講演では、このシステムの概要と適用例について、報告する。

## ニュージーランド・ケルマディック諸島近海における 火山性津波地震 #三反畑修・綿田辰吾・佐竹健治(東大地震研)

#### Volcanic Tsunami Earthquakes near the Kermedec Islands, North of New Zealand #Osamu Sandanbata, Shingo Watada, Kenji Satake (ERI)

Abnormal non-double-couple (NDC) earthquakes are sometimes observed near volcanic or geothermal areas [Shuler et al., 2013, JGR], some of which generated large tsunamis despite its moderate seismic magnitude, M5-6. The Torishima earthquakes are ones of the few examples and were attributed to volcanic activities at a submarine caldera edifice on Izu-Bonin Ridge [e.g. Fukao et al., 2018, Sci. Adv.; Sandanbata et al., 2018, PAGEOPH]. This type of earthquakes therefore can be regarded as "volcanic tsunami earthquakes."

On 8 Dec 2017 (UTC), another volcanic tsunami earthquake was observed near the Curtis and Cheeseman Islands, parts of the Kermadec Islands, north of New Zealand (Fig.1). Tsunamis at a maximum of  $\sim$ 40 cm were recorded at tide gauges on islands and the North Island of New Zealand. In addition, we also recognized another volcanic tsunami earthquake on 17 Feb 2009, which accompanied tsunami waves on tide gauge records and offshore bottom pressure gauges. The two earthquakes are remarkably similar in seismic magnitudes ( $\sim$ M6.0), focal mechanisms (dominant NDC components), centroid locations (gap of  $\sim$ 10 km) and observed tsunami waves (Fig.1).

In this study, we preliminary located its source region by numerical tsunami simulations, in order to investigate the geophysical condition of the source region. For initial conditions, Gaussian-shaped uplift models on sea surface were assumed at 9 locations in the spatial interval of  $\sim 10$  km around the seismic epicenters. For computation, the linear Boussinesq equations including the Coriolis force were solved with the simulation code, JAGURS [Baba et al., 2015].

As results of the simulations, the uplift model around the Curtis and

Cheeseman Islands yields synthetic waveforms that well agree to observed tsunami waveforms at tide gauges, while other uplift models distant from the islands showed poor agreements. Therefore, the tsunami earthquakes probably occurred at the submarine volcano below the islands and accompanied large seafloor uplift.

The geophysical condition of the source region implies a close association of the earthquakes to a submarine caldera; (1) From topographic view, there exists a circular bathymetric depression near the Curtis and Cheeseman Islands, which is a common structure in collapsed caldera edifices [e.g. Cole et al., 2005, ESR]. (2) Large regional uplifts were reported on the islands during 1929 and 1964 [Doyle et al., 1979, RSNZ], which may be explained as a "resurgence," or uplift associated mainly with subsurface magmatic pressure, that is often observed on seafloor at collapsed calderas [e.g. Lipman, 2000, Elsevier]. These imply that the Curtis and Cheeseman Islands are portions of a caldera structure on the seafloor, where the volcanic tsunami earthquakes occurred in a similar way to the Torishima earthquakes.



**Fig.1** (a) Locations of epicenters (red star) and stations (triangles). Orange and red triangles represent tide gauges and bottom pressure gauges, respectively. (b) Tsunami waveforms of the 2009 and 2017 Kermadec earthquakes.

SAITO, Wataru SUZUKI (NIED)

## 短波長津波が生じた場合の海底水圧観測への影響 #近貞(山本)直孝・久保田達矢・中村武史(防災科研)・馬場俊孝(徳 島大)・齊藤竜彦・鈴木亘(防災科研)

Observation of ocean bottom pressure changes caused by short wavelength ocean wave #Naotaka YAMAMOTO CHIKASADA, Tatsuya KUBOTA, Takeshi NAKAMURA (NIED), Toshitaka Baba (Tokushima Univ.), Tatsuhiko

沖合に設置された津波計は、地震等によって発生した津波を沿岸に到達する 前に直接観測することが出来るようになるため、防災上、津波即時予測の点で絶 大なる効果を発揮している。また、外洋に広範囲に設置されたthe Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART)によって観測された遠地津波の 波形解析から、線形長波近似では再現しきれない分散波の効果が明らかになる (Baba et al., 2017)など、理論的な研究も飛躍的に向上している。

当然ながら、津波防災を進める上でも、理論研究を進める上でも、計算結果と 観測結果を比較する必要がある。観測は、DARTをはじめ、日本でも構築されてい る日本海溝地震津波観測網(S-net)や地震・津波観測監視システム(DONET)等 多くの沖合津波観測は、海底に水圧計を設置し、「水圧」変動を計測することで津 波を計測している。一方で、津波伝播計算においては、海面の「水位」変動を計算 している。これらの異なる物理量を比較する場合に、しばしば、重力加速度gと海

水の密度ρ、観測された海底の圧力変動ΔPを用いて、海面の水位変動ηを、η=

 $\Delta P/\rho g$ と求めている。ここでは、海水の非圧縮性や静水圧、均質媒質を仮定している。しかし、この関係式では、観測点の真上の海面の水位変動のみが海底水圧変動に起因していることになっている。このことは、津波の波長は水深に比べて十分に長い(浅海理論や長波近似と呼ばれる)場合には正しいが、理論的には海底水圧変動は、海面の水位変動に対して、 $1/\cosh(kh)$ で減衰することが指摘されている(Saito, 2010)。ここで、hは水深、kは海面の波の波数である。したがって、海底圧力変動 $\Delta P$ は、水深hと波数kに依存して以下のように求められる。

浅海(長波)近似においては、
$$kh \ll 1$$
であるため、この減衰係数は1となる。一方  
深海(短波)近似においては、 $kh \gg 1$ となり、この減衰係数は $\approx 0$ となり、海底水圧  
変動 $\Delta P$ は $\approx 0$ となり、海面変動は海底では観測できないことを意味する。図1は、  
減衰係数1/cosh( $kh$ )をいくつかの海面の波の波長 $L = 2\pi/k$ 毎にプロットしたもの  
である。多くの海底津波観測網は、水深1,000mから6,000mの深海に設置されて  
いる。このような観測網においては、波長100kmを超えた長波においてはこの減  
衰係数は1に近いため考慮する必要がないことが分かる。一方で、数十kmの波長  
を持つ波は、深海の観測網では影響が現れ始め、10km未満の波は深海(6,000  
n)に設置された水圧計を用いた観測網では観測されないことが予想される。

本講演では、はじめに、海底水圧観測網の性質として1/cosh(kh)の減衰が定常 的な風波で確認できることを示す。定性的には、台風等で荒れた海において水深 が浅い観測点の方が水深が深い観測点よりもノイズレベルが高くなる現象として知 られている。続いて、分散波の考慮が必要な短波長成分が含まれる津波(例えば、 Sandanbata et al, 2017で報告されているスミスカルデラでの津波)への影響度を 報告する。



図1 海面変位の波長毎の海底圧力応答の水深依存性

本研究の一部はJSPS科研費 JP18K04674の助成を受けたものです。記して感 謝致します。

$$\Delta P(k,h) = \frac{\rho g}{\cosh(kh)} \eta(k)$$

## 津波の非線形分散波方程式を効率的に解く 新スキームの開発

#### #秦 真平·竹中博士·小松正直(岡山大)·中村武史(防災科研)

## Efficient New Scheme of Nonlinear Dispersive Wave Equation for Tsunamis.

# Shimpei Hata, Hiroshi Takenaka, Masanao Komatsu (Okayama Univ.), Takeshi Nakamura (NIED)

現在,津波シミュレーションでは波の分散性を考慮した線形分散波方程式(例えば, Saito et al., 2010, JGR) が解かれることが多いが,これは分散性を考慮しない方程式を 解くことに比べて非常に計算時間がかかる.そこで竹中・他(2017,地震学会秋季大会) と秦・他(2017,地震学会秋季大会)は近地津波のための線形分散波方程式を,秦・他 (2017, JpGU 連合大会)は遠地津波のための線形分散波方程式を効率的に差分法で解く 新しいスキームを提案した.しかし,津波が浅海域や沿岸部,陸域に押し寄せてくる場合, 津波の非線形性を無視できなくなる.そこで,本研究では,竹中・他(2017)のアイデア を非線形の分散波方程式に適用し,浅海域に津波が進入するような場合に,正確で効率的 に計算するスキームを提案し,実装した.非線形分散波方程式は,線形分散波の運動方程 式に非線形項を付与しただけの形であるから,線形分散波方程式に適用したアイデアを そのまま用いることが出来る.

まず,以下のように運動方程式の線流量変数に置き換えを施す.

$$U = M - \frac{1}{3}h^2 \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right), \tag{1}$$

$$V = N - \frac{1}{3}h^2 \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right).$$
(2)

ここで、座標系は水平方向をx, y座標とするデカルト座標系で、M, Nはそれぞれ線流速のx, y成分で、hは水深である. U, Vは分散項を含んだ線流量のx, y成分である. この置

き換えによって,非線形分散波の運動方程式の分散項を連続の式に移すことが出来る.線 流量変数の置き換えを施した後の非線形分散波方程式(本スキーム)は以下のようになる.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + gD\frac{\partial \eta}{\partial x} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D}\right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D}\right) - \frac{gn^2}{D^{7/3}} M\sqrt{M^2 + N^2}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + gD\frac{\partial \eta}{\partial y} = -\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right) - \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right) - \frac{gn^2}{D^{7/3}}N\sqrt{M^2 + N^2},\qquad(4)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{1}{3} \nabla \cdot (h^2 \nabla) \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y}\right). \tag{5}$$

tは時間,gは重力加速度,D=n+h,nはマニングの粗度係数である.(3),(4)式の右辺が 非線形項であり,これをゼロに置き換えると,線形分散波方程式(竹中,2017)となる.これ らの方程式を,時間・空間における2次精度のスタガード格子差分法で離散化して数値的 に解く.初期条件はM=N=U=V=0である.まず,過去のM,NからU,Vを求める.次に, (3),(4)式を陽解法で解き,未来のU,Vを求める.非線形項には1次の風上差分を適用する. 次に,(5)式を波高の時間微分(水位速度)についてのポアソン方程式とみて,陰解法(ポア ソンソルバー)を用いて反復解法で解いた後,時間積分して未来の波高を求める.ポアソ ンソルバーには、安定した反復回数で解が得られるなどの特徴を有する ICCG 法を今回 も用いた.従来の方法では、非線型分散波方程式を離散化し、分散項を含む2本の運動方 程式を陰解法、連続の式を陽解法で解くが、一般に陰解法は陽解法に比べて計算に極めて 時間がかかる.一方、本スキームでは、(3),(4)式を陽解法、(5)式を陰解法で解くため、大幅 に計算コストを軽減することができる.

本発表では、本スキームと従来の解法との計算結果及び計算時間の比較や、浅海域から 深海域までの比較的広い領域を伝播する実際の津波シミュレーションを通して本スキー ムの特徴や有効性を検証する. さらに、これらのスキームのための無反射境界 PML の有 効性も確認する.

謝辞:本研究は、一般社団法人大成学術財団の2018年度研究助成を受けています。

### 遠地津波の後続波振幅推定のための太平洋全域30

## 秒メッシュ計算

#南雅晃·山本剛靖·中田健嗣(気象研)

30 Sec-Grid Simulation in Circum-Pacific Area for Estimating Later Phase Amplitude of Far-Field Tsunamis #Masaaki Minami, Takeyasu Yamamoto, Kenji Nakata (MRI)

#### 【はじめに】

気象研究所では遠地津波等の津波警報解除の時期を予測するために、遠地津 波の後続波および減衰特性のモデル化のための研究を行っている(山本・ 他,2018,JpGU等)。これまでは実際の観測データに基づいた減衰の予測モデル の構築を目指していたが、実際の観測データだけでは事例数が少なく、それらを 補強するため、高精度の遠地津波計算を実施した。また、後続波における、反射、 散乱の影響を定量的に評価するため、反射、散乱の原因となる地形を除去した仮 想実験を行った。

#### 【手法】

2010年チリ(Mw8.8)、2014年チリ(Mw8.1)、2015年チリ(Mw8.3)、2001年ペル ー(Mw8.4)、2007年ペルー(Mw8.0)の各事例について、太平洋全域を含む(東 経100度~西経90度)領域全てを30秒メッシュとし、ネスティングはせず、減衰過 程を見るために、長時間(72時間分)の計算を行った。計算コードにはJAGRUS (Baba et al., 2015)を用い、非線形長波計算(地殻の弾性と海水の密度効果を考 慮)とし、断層パラメータは気象庁及びUSGSの震源過程解析結果を用いた。水深 データはGEBCO30秒グリッドを用いた。また、2010年のチリ地震の事例について、 反射、散乱の原因である地形を除去した仮想計算(地形以外は同様の条件)も行 った。なお、計算機として、気象研スーパーコンピュータ(概ね最大1PFLOPS)を 用いている。

#### 【結果と考察】

以上の計算結果を気象庁検潮所の潮位記録及びDARTの津波記録と比較した ところ、ほとんどの観測点で、通常、津波計算で比較される第1波〜最大波の位相、 振幅だけでなく、72時間分すべてにおいて、位相、振幅ともに非常によく合ってい ることを確認した(図1,2)。また反射、散乱の原因となる地形を除去した計算結果 から、各大陸からの反射波、太平洋の島々及び海山での散乱波は、津波の減 衰にほぼ影響がなかった(図1,2)。さらに南米大陸を除去した計算結果とDART の検潮記録から今回の事例では南米大陸での津波の反射率は10%程度であるこ とが分かった。これらのことから一度陸棚に到達した津波のエネルギーは大部分 が沿岸にトラップされエッジ波、定常波となり反射、散乱によるエネルギーの散逸 が非常に小さいことが強く示唆された。今回沿岸の検潮記録を非常によく再現し ているが、これは先行研究により津波のエッジ波を表現する場合500m~900m 程度の格子が必要とされている(越村・他,1996)(河田・他,2004)ところ、今回は 太平洋全域を30秒メッシュ(463m~926m)で計算しており、全ての陸棚、海嶺で のエッジ波、海嶺波の表現性が向上したことが大きな要因と考えられる。

#### 【結論と今後】

今回太平洋全域を30秒メッシュで計算を行ったことにより、南米沿岸での遠地津 波では、これまで考えられていたよりも反射波や散乱波による日本沿岸での津波 波高への影響は小さく、特に減衰過程においては定常波、エッジ波が支配的で あることが分かった。また、ある程度の計算機資源を使えば、これまでに広く知ら れている手法でも、現実的な時間で遠地津波の後続波の振幅が議論できる精度 の計算が行えることが分かった。ただし今回の30秒メッシュの計算でも狭小な湾内 の観測点など、課題となる点も存在した。今後は、ある程度粗いメッシュであっても 高精度に沿岸の津波を表現できるような手法や地形データについて検討したい。



強震動による堤体基礎の脆弱性が津波氾濫に与える影響

#今井 健太郎(JAMSTEC)・中井健太郎(名大工)・野田利弘・新井伸 夫 (名大減災連携研究センター)・岩間俊二(防災技術コンサルタン ト)・馬場俊孝(徳島大理工)

The influence of vulnerability due to strong motion for a structure body during process of tsunami inundation analysis #Kentaro Imai (JAMSTEC), Kentaro Nakai, Toshihiro Noda, Nobuo Arai (Nagoya Univ.), Shunji Iwama (Bousai Consultant Co., Ltd.), and Toshitaka Baba (Tokushima Univ.)

1. 研究の目的 河口部を包含する沿岸域は,強震動による地盤沈下などの 脆弱化が懸念されている.より現実的な地震・津波ハザード評価とそれに対応 した具体的対策を講じるためには,海岸・河岸構造物の基礎部の沈下量に関す る定量評価とそれに基づいた氾濫解析が求められるが,これらを踏まえた検討 例は少ない.本研究では愛知県の巨大産業を支えるサプライチェーンを擁する 地域のひとつである碧南市を対象として,南海トラフ巨大地震による強震動に 対する堤体基礎の沈下量を数値解析によって評価し,この解析結果を津波氾濫 解析に組み込むことで,堤体基礎の脆弱性が氾濫過程や浸水域に与える影響に ついて検討を行うことを目的とする.

2. 研究内容 内閣府想定(2012)の南海トラフ巨大地震では,液状化による碧南市全域の地盤沈下量は0.1~0.3 m とされている.一方,耐震化の整備途上にある中小河川の護岸における定量的な沈下量は不明である.そこで,碧南市中心部に流れる蜆川の堤体基礎を対象として強震動に対する変形解析を行った.解析には砂や粘土からなる自然堆積地盤や埋立人工地盤に適用可能な水~ 土骨格連成有限変形解析コード GEOASIA (Noda et al., 2017)を用い,蜆川下流部(図1のT-1)・上流部(図1のT-2)を代表断面とし,無対策の場合を想定した2次元解析を行った.解析に必要な土質物理特性は実際のボーリングデータを参照し,強震波形は内閣府モデルを用いた.本解析から,蜆川下流の堤体基礎は地震発生から100秒で液状化により右岸で1.5 m,左岸で1.2 mの沈降



図1 強震動による堤体の沈下が最大浸水深分布に与える影響の一例. Case 0 は蜆川流域の堤体基礎は健全性が保たれた場合, Case 1 は蜆川流域の堤体基礎が沈下し,堤体天端に併設されている直立堤が機能する場合, Case 2 は堤体基礎が沈下し,直立堤も機能しない場合.

が生じ得ることが明らかとなった.強震動による堤体基礎の沈降が津波氾濫に 与える影響を検証するために、津波氾濫解析を実施した.解析対象領域におい て、蜆川河岸の堤体高およびその周辺の地盤高は GEOASIA による解析結果、 詳細建物データ(碧南市)、5 mDEM(国土地理院)と GNSS 測量に基づいて 最小空間分解能 3.3 m の合成地形モデル(今井ら、2013)を構築した.波源は 内閣府モデルの津波断層 Case 9 とし、朔望平均満潮位(T.P. +1.0 m)とした.

3. **主な結論** 河岸構造物の崩壊や堤体基礎の沈下を考慮することにより, その浸水域が大きく変化し,蜆川流域の堤体基礎が沈下するが河岸構造物は機 能した場合には,蜆川右岸における堤体基礎の沈下量が大きいために蜆川北部 に浸水が集中する.また,蜆川流域の堤体基礎が沈下し,堤体天端に併設され ている直立堤も崩壊した場合には,浸水範囲はさらに拡大し,浸水深も深くな ることがわかる.このように,耐震化未整備区間では強震動の影響によって護 岸などの沈下が生じ,これにより津波浸水域は大きく拡大し得ることを定量的 に示した.このことは河岸・海岸構造物の耐震化の重要性を示していることは もちろんのこと,津波ハザード評価において強震動による海岸・河岸構造物の 脆弱性の影響は無視できないことを示している.

謝辞 本研究は 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)の一環として行われました.

# 仙台平野の痕跡高データベースを利用した津波遡 上解析の精度検証 #鴫原良典・多田毅(防衛大学校)

Verification for accuracy of tsunami simulation using the tsunami inundation database in the Sendai plain #Yoshinori Shigihara and Tsuyoshi Tada (National Defense Academy)

1. 研究の目的 津波遡上解析により陸域の浸水範囲を正しく評価することは、津波ハザードマップ作成等の防災対策上、非常に重要である.一般に津波 遡上モデルの精度の検証には水理実験や理論解のデータが用いられるが、実地 形の遡上に関する検証は不十分である.そのような中で多田ら(2018)は、合 同調査グループが実施した 2011 年東北津波の公開データを基に、仙台平野の 679 点についてデータの品質確認、分類、遡上解析に有用な付加的な情報を追 加することで、遡上モデルの検証用として有用な痕跡データベースを新たに作 成した(図 1).本研究では、多田らのデータを利用することで、津波遡上解 析の精度検証を可能にする評価指標を明らかにすることを目的としている.

2. 解析手法 仙台平野を対象とした 2011 年東北津波の遡上解析を実施した. 支配方程式は非線形長波理論とし, Staggered Leap-Frog 差分法により数値解を 求めた.空間格子を 1,215m~5m の 6 段階に設定し, 2-way のネスティング手 法により接続した.時間ステップは 0.2 秒,再現時間を 150 分とした.底面粗 度(Manning の粗度係数)は 0.025 の一定値とした.また,断層モデルの違い による計算精度の影響を調べるため,国土地理院,東北大学(津波痕跡高分布 から推定),Fujii et.al(観測津波波形のインバージョンにより推定)のモデル を採用した.以下,計算結果の整理には空間格子 5m のデータを使用した.

3. 結果と考察 図2は、断層モデルが東北大学の場合の浸水高のバイアス (観測値/計算値)と汀線からの距離の関係を示したものである.全体的には、 0~1kmの汀線付近と3.5~4.5kmにおいて計算が過小になる傾向にある.多田 らの痕跡の分類から判断すると、これらはスプラッシュ等によって流れが乱さ れたデータである.そこで、障害物や微細な地形の影響を受けない「乱されて



図2 浸水高のバイアスと汀線からの距離の関係(断層モデル:東北大学)

いないデータ(IN, RN)」のみを抽出(図中の黒色のみを抽出)すると,全体 的なバラツキが大きく減少した.すなわち「乱されていないデータ(IN, RN)」 のみを使用することで,純粋な津波遡上問題として取り扱うことが可能になる. 次に,遡上モデルの精度検証を定量的に行うため,既往の評価指標である Aida の幾何平均 K・幾何標準偏差 κ と VR について比較した. K・κで評価し た場合,全データを使用した場合 K=0.83 と κ=1.40,「乱されていないデータ (IN, RN)」のみを抽出した場合 K=0.77 と κ=1.24, となる.見かけ上のバラ ツキは後者の方が小さいものの,幾何平均値 K としては前者の方がモデルの 精度を高く見せることになる.一方 VR で評価した場合,全データを使用した 場合 VR=86,乱されていないデータ(IN, RN)」のみを抽出した場合 VR=90 となった.したがって,本研究で対象とする痕跡データを取り扱う場合,VR の方が津波遡上モデルの精度を適切に評価することができると考えられる.

#### 南西諸島海溝沿いの確率論的長期間平均津波ハザードの評価-

#平田賢治・藤原広行・中村洋光・大角恒雄・森川信之・河合伸一・前田宜 浩・土肥裕史(防災科研)・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直・大嶋健嗣(応用地 質)・村田泰洋・斉藤龍(国際航業)・秋山伸一・是永眞理子・阿部雄太・袴 田智哉(CTC)

Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along the Ryukyu Trench showing a long-term mean hazard

#Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara, Hiromitsu Nakamura, Tsuneo Ohsumi,
Nobuyuki Morikawa, Shinichi Kawai, Takahiro Maeda, Yuji Dohi (NIED),
Hisanori Matsuyama, Nobuhiko Toyama, Tadashi Kito, Kenshi Ohshima (OYO),
Yasuhiro Murata, Ryu Saito (KKC), Shin'ichi Akiyama, Mariko Korenaga, Yuta
Abe, Tomoya Hakamata (CTC)

南西諸島周辺では、1771年八重山地震津波(M7.4、Mt8.5)、1911年喜界島近海地震(M8.0)、1995年奄美大島近海地震(M6.7,Mt7.6)等が発生し津波被害が 生じている。地震調査委員会(2004)は、南西諸島周辺では、沈み込むフィリピン海 プレートと陸側プレートの境界で発生するプレート間地震、フィリピン海プレート内部 のプレート内地震および陸側プレート内部のプレート内地震(沖縄トラフの地震を含 む)が発生するとしているが、この海域での地震観測資料や歴史資料が乏しいた め、与那国島周辺等の例外を除き、これらの地震の発生領域の特定や発生確率の 評価はしていない。

今回、我々は将来南西諸島海溝沿いで発生し得るすべての<u>プレート間地震</u>を 「震源をあらかじめ特定しにくい地震」として表現し、津波の長期間平均ハザードを 評価したので、それについて紹介する。

まず南西諸島海溝から沈み込むフィリピン海プレートの三次元形状モデルを作成 のうえ、プレート境界面に沿って深さ0kmから60kmまでを地震発生領域と考え、ここ に「震源をあらかじめ特定しにくい地震」として主として正方形状の特性化波源断層 モデル群を設定した。構築した特性化波源断層モデルはMw7.0からMw9.4まで の合計で3693個である(大嶋・他、本大会)。すべり不均質等の設定方法について は大嶋・他(2018JpGU)とほぼ同様とした。

今回Mw8.0以上の特性化波源断層モデル計1071個に対して、Okada(1992)と Tanioka&Satake (1996)の方法を用いて初期水位を計算、最小50m間隔の陸上・ 海底地形データのネスティング・グリッドを用いて、移流項、海底摩擦項、全水深項 を含む非線形長波方程式に、陸側に遡上境界条件、海側に透過条件を課し、差分 法を適用して津波予測計算を実施、海岸でのすべてのハザード評価地点に対して 最大水位上昇量を計算した(齊藤・他、本大会)。

東経123°以西の与那国島周辺の領域は、以東の南西諸島海溝の領域に比べ極端に地震活動が活発である(地震調査委員会,2004)。1983年1月1日から2010年12月31日までの28年間の気象庁地震カタログを用いて、東経123°以西および以東の領域それぞれに対してMw5.0以上の地震発生年頻度を求め、b値0.9のG-R則を用いて2つの領域それぞれに対して、Mw8.0以上の地震規模毎に年発生頻度を分配した。すべてのプレート間地震が定常ポアソン過程に従って独立に発生すると仮定し、1つ1つの特性化波源断層モデルに割り振られた年発生頻度から各々の発生確率を求める。その他の詳細手順については阿部・他(本大会)を参照されたい。

長期間平均ハザードの評価結果の一例として、今後30年間で海岸の最大水位上 昇量が3mを超える30年超過確率分布図を示す。概して南西諸島の島々の太平洋 岸で高く30%を超える値を示しており、南海トラフの長期間平均ハザードの評価結 果(例えば平田・他、2016JpGU)よりも高い。数千年程度以上の長期間の平均的な ハザードを診るという視点では、南海トラフに劣らず、南西諸島も潜在的な津波の脅 威に晒されていることを示している。

今後Mw8.0未満のプレート間地震を加味するとともに、陸側プレートおよびフィリ ピン海プレートの内部で発生するプレート内地震をモデル化しその影響をハザード 評価に加える予定である。また将来南西諸島海域の地震活動度の地域性について 明らかになれば、長期間平均ハザードの見直しが可能となり、さらに歴史資料の発 掘・解読あるいは津波堆積物等の研究が進めば、もっと短期間のハザード評価に適 している「現時点でのハザード」評価もおこなえる可能性がある。本研究は防災科研 の研究プロジェクト「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。



### 地すべりに起因する津波の確率論的評価手法に関

## する基礎的検討

#木場正信(エングローブコンサルタント)・松山昌史(電中研)・森勇人 (中部電力)

#### A Fundamental Study on the Probabilistic Analysis Method for Landslide-induced Tsunamis

#Masanobu Koba (EGC), Masafumi Matsuyama (CRIEPI), Hayato Mori (CEPCO)

#### 1. 検討対象

日本の陸域及び周辺海域には地すべり地形がみられるが、これらの地すべりと 被害津波とが明確に対応づけられた例はない.しかし、ひとたび地すべりが発生 すれば、局所的に大規模な津波を生じる可能性がないとはいえない.このように、 低頻度だが高水位を生じる可能性のある地すべり起因の津波を対象に、確率論 的津波ハザード解析手法(PTHA)の適用方法を検討する.

陸上及び海底で発生する地すべりを対象とし,認識論的不確実さをロジックツリ ーで,偶然的不確実さを確率分布で表す地震起因の津波の確率論的評価方法 (土木学会「原子力発電所の津波評価技術2016」)の構造を踏襲する.本報では 主に,不確実さ項目の抽出結果について述べる.検討にあたっては,日本周辺で の事例が乏しく経験的に設定することができない事項が多いため,海外を含む発 生事例及び評価事例を分析し参考とした.

#### 2. 不確実さ項目とモデル化

地形等に基づき,地すべりの発生位置と面積が特定されている前提でモデル 化を行った.本報では,地すべりのトリガーは特定せず,個々の地すべりは固有の 規模と繰り返し間隔をもつとする.地すべりの発生,津波の発生,津波高さ推定の プロセスを通じた認識論的不確実さを表1のように抽出した.津波高さの推定にお いては,地すべりによる津波の解析精度には検証の余地があるという現状認識の もと,複数手法による解のいずれかが真値に近いという認識論的不確実さとした. さらに,解析手法ごとに必要な地すべり速度や地盤物性値等のパラメータもロジッ ク分岐対象となる.このほか,陸上地すべりの海域への突入可能性に関係する地 すべりの到達距離は,偶然的不確実さとして確率分布で評価できる.

#### 3. 地すべりによる津波水位の年超過確率分布

作成したロジックツリーに重み(現時点での確からしさ)を設定すれば,定常ポア ソン過程に基づく津波ハザードが解析可能である.現時点では知見の制約から, 地震起因の津波に比べ認識論的不確実さが大きくなりやすく,ハザードの評価も かなりの幅をもつことになる.評価の信頼度を高めるためには,個別の地すべりを 対象とした調査等に基づき不確実さを低減する必要がある.

また,地震動等によるトリガーとの関連づけや,あらかじめ発生位置を特定しないG-R的なモデルの構築は今後の課題である.

項目1)	ロジック分岐	備考 (*は参考文献例)
面積と体積の	・体積は面積に比例	比例係数を分岐項目とする
関係(海底)	・体積は面積の1.5乗に比例	*ten Brink•他(2014, Mar. Geol.)
発生間隔	・地すべり厚さと土砂堆積速度による	*Urlaub • 他(2013, QSR)
(海底)	・海水準変動の周期と関係する	
発生間隔	・大規模な地すべりほど低頻度	過去の頻度と現存する地すべり地形の
(陸上)	・頻度は地すべりの規模によらない	個数に基づき個別の発生間隔を推定
		*Yoshida (2016, InTech)
地すべり様式	・Slide(並進すべり)	*Grilli and Watts (2005, JWPCOE)
(共通)	・Slump(回転すべり)	
津波解析手法	・KLS+平面二次元モデル	*Satake (2007,EPS), 松本・他(1998,
(共通)	・二層流モデル	海工論集), Watts・他(2005, JWPCOE),
	・簡易式+平面二次元モデル	Fritz•他(2004, JWPCOE)
津波水位の推	・地震津波と同程度	相田(1977)のκ値の分岐とする,対数
定誤差(共通)	・地震津波より大	正規分布の打ち切り幅も分岐とする

#### 表1 地すべり津波の確率論的評価における主な認識論的不確実さ

1) (海底):海底地すべりの項目 (陸上):陸上地すべりの項目 (共通):両者共通の項目

謝辞:本研究は,電力12社による原子カリスクセンター共研の一部として実施した. 研究にあたっては,土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(委員長:高 橋智幸関西大学教授)の委員の方々から有益なご議論をいただきました.

D 会 場

## S11-01

### ボアホール応力計による間隙弾性定数の評価

#佐野修(東濃地震研)·大久保慎人(高知大理)·鶴岡弘(東大地震 研)·愛知正温·徳永朋祥(東大新領域)

Estimation of Poroelastic Constants with Borehole Stressmeter

#Osam Sano (TRIES), Makoto Okubo (KochiU), Hiroshi Tsuruoka (ERI), Masaatsu Aichi, Tomochika Tokunaga (UTokyo)

#### <u>はじめに</u>

ボアホール設置型応力計(Ishii and Asai, 2015)は力学的には応力計, SUS管, モルタル,岩盤からなる複合媒体であり,個々の要素内の応力は互いに等し くないことが普通なので,応力計の記録から地球科学者が知りたい応力変化 を知るためには,計測される応力変化と遠方応力場の関係からなる観測方程 式を解く必要がある(佐野・他, 2017).また,水で飽和した亀裂や空隙を含む 岩盤の力学は間隙弾性論と呼ばれ,通常の連続体力学の定数だけでなく,間 隙弾性パラメータが必要となる(Wang, 2000).本報告では,花崗岩岩盤内に設 置されたボアホール応力計記録をもちいて遠方応力場を解いた結果と理論潮 汐解析結果や理論地震波形を比較し,間隙弾性パラメータの評価を試みる.

#### <u>解析手法</u>

応力計内,複数の応力センサのうち,p番目のセンサの遠方応力場 $\sigma_{ij}$ に対する応答(感度係数)を $c_{pij}$ とすると,センサ出力 $S_p$ と $\sigma_{ij}$ の関係は

(1)

 $S_p = c_{pij} \sigma_{ij}$ 

と表され、観測方程式と呼ばれる. 十分な数の独立な観測量があれば、連立 方程式あるいは最小自乗法により、σ_{ii}を求めることができる.

感度係数を求めるため,岩盤から一辺約4mの立方体を切り出し,中央部にボアホール,SUS管,応力センサおよびモルタルからなるモデルを作成した.応力センサで計測される応力はセンサ端部で力学的に抵抗することによってのみ生じるので,センサ端面に較正時と同じ圧力を加えた場合に同じ変形が生じるようなスティフネスをもつ単純構造モデルを採用した.

三次元有限要素法解析では、物体力起源の応力もモデル境界の表面力に置き換えた.ただし物体力起源の応力場がモデル内部で一様であることが仮定されている.

#### <u>結果と考察</u>

土岐花崗岩,深さ約500mのボアホールに設置された応力計(TOS)の感度係数と観測結果を式(1)に代入し観測方程式を解いた結果を理論地震波形(川崎・他,2014)とともに図示する.滑らかな線が理論波形(鉛直応力変化はゼロと仮定),高周波を含む線が観測方程式の解である.原理的に理論波形は全応力,観測方程式の解は有効応力なので,両者の差からBiot-Willis係数αと水圧の積αPが求まる.図中の鉛直応力とαPの類似性は全応力の鉛直応力変化が小さいことを示唆する.また水圧変化情報があればαとSkempton定数が決まる.



#### <u> 参考又献</u>

Ishii, H., Y. Asai, EPS, 2015, DOI 10.1186/s40623-015-0197-z.

川崎·他, 地震 2, 2014, doi 10, 4294/zisin, 67, 87.

- 佐野·他, 日本測地学会 128 回講演会要旨集, 2017, 瑞浪市.
- Wang, H.; 2000. Theory of Linear Poroelasticity with Application to Geomechanics and Hydrology..

謝辞 石井紘博士と浅井康広博士が開発した応力計のデータを使用した.

## S11-02

## クラックを含む岩石の弾性的性質: 弾性波速度測定によるクラック形状の推定 #増田幸治(産総研)

#### Effective elastic properties of cracked rocks: Characterization of microcracks estimated from Vp & Vs #Koji Masuda (GSJ, AIST)

地殻を構成する岩石は、さまざまな大きさ、形、方向をもつクラックを含んでいる. これらのクラックが岩石の弾性的性質に及ぼす影響を予測することは地震学にとっても重要な課題となっている.岩石を通過する弾性波は、岩石内部の情報を運んで くるので、空隙やクラックの情報を得ることができるからである.しかし、この問題は、 間隙流体や岩石の異方性の存在のために複雑になっている.ここでは、差応力下 で変形する岩石に水平等方性(Transverse Isotropy: TI)のクラック分布を仮定し、 クラック形状を見積る方法を示す.また、岩石実験室での測定に適用し、間隙流体 を含む岩石の弾性波速度(Vp & Vs)とひずみの測定データから、岩石内部のクラッ クの形状を推定した.このモニタリング手法は学問的のみならず産業への応用が期 待できる.

一般的な地殻応力状態として想定される,ある方向から圧縮応力が加わっている 状態でのクラック分布に,水平等方性(TI)を仮定したモデルで,速度変化の2乗が クラック密度の線形関係で近似できることを使って,その係数も決められることを示し た.

室内岩石実験では、円柱状(直径50mm,長さ100mm)の花崗岩(稲田花崗岩,平均 粒径5~6mm)を用いた.封圧30MPaで,破壊強度の約70%にあたる差応力370MPa を加え、実験終了まで応力状態は一定に保った.載荷によって発生した微小破壊 (AE:アコースティック・エミッション)の活動が低下したあと、試料下端面から水圧 25MPaで蒸留水を注入した(図1,2).実験中は図2に示す5経路で弾性波速度(P波, S波)を測定した.仮定したクラック分布(TI)が妥当かを確認するため、S波について は振動方向が垂直、水平の2種類(Vsv, Vsh)を測定した.また6枚の歪ゲージ(クロ スゲージ)で試料の変形を測定した. 弾性波速度モニタでは、岩石中を浸透する水の動きに対応するP波速度変化が 観測された.この変化は以前の研究結果と同様の解釈ができる(Masuda et al., JGR,1990, Int.J Rock Mech, 1993).また、観測されたS波のSplittingから、仮定し たクラック分布の水平等方性(TI)が妥当であることが確認できた.これらの弾性波 速度変化、ひずみのデータ、クラック密度

$$\varepsilon = N < a^3 > = \frac{3}{4\pi} \frac{\phi}{\alpha}$$

( <a> クラックの平均半径,N単位体積あたりのクラック数, $\phi$ 単位体積あたりのクッ ラクの体積, $\alpha$ クラックのアスペクト比)を使って, 速度変化とクラック密度の関係における係数p

$$\left(\frac{V}{V_0}\right)^2 = 1 - p_i \varepsilon$$

を求め,岩石内部のクラックの状態(形状と飽和度)を推定した.



図1. 応力状態と微小破壊活動(AE)の時間変化

地殻応力測定法としてのコア変形法(DCDA法)の足尾コアへの適用 #小村健太朗(防災科研), 林為人(京都大), 伊藤高敏(東北大), 船戸明雄(深田研)

In-situ crustal stress measurement by DCDA method applied to Ashio rock cores Kentaro Omura(NIED), Weiren Lin(Kyoto Univ.), Takatoshi Ito(Tohoku Univ.), Akio Funato(FGI)

#### 1. はじめに

地震発生には地殻応力と地殻強度の大小関係が最重要な要因と考えられる. 地殻強 度は岩石摩擦実験などで推定できる一方で, 原位置の絶対地殻応力を求めることは難しく, いまだ信頼性の高いデータは乏しい状況にある. 本研究は, 既存の岩石コアに対して, 岩石 コアの形状を計測して, 原位置地殻応力値を推定する「コア変形法(DCDA, Diametrical Core Deformation Analysis 法)」を適用して, 原位置地殻応力データを増やすことを目 的とする. 岩石コアを利用する手法は, 従来から実績のある応力解放法, 水圧破砕法とは 異なり, 掘削孔井内で特殊な計測をする必要がなく, 室内で採取された岩石コアの形状など を計測するので, 過去に採取された岩石コアに適用することで, 限られた地点ではなく, 広域 にわたり, 地殻応力データが得られる見込みがある. 昨年度は, 時間が経過しても岩石コア にも DCDA 法を適用できる見込みを確認できたので, 今回は複数の異なる深度から岩石コア の得られた足尾岩石コアに, コア変形法を適用した結果を示す.

2.コア変形法の原理(船戸・陳, 2005; 船戸・伊藤, 2013; 船戸ほか, 2014)

鉛直方向の掘削で岩盤から採取されるコアは、円柱状に切り出された直後に応力解法により断面が扁平な楕円状に膨張する. その際、長軸および短軸の長さ dmax および dmin と、開放された地殻応力の水平最大値および水平最小値 Smax および Smin の間に成立する近似式を利用する. 等方均質線型弾性体の弾性変形とみなし、非弾性変形は無視できるほど小さいく、また、応力の主軸の1つが孔井と同じ鉛直と仮定する.

$$S \max - S \min \approx \frac{E}{1 + \nu} \frac{d \max - d \min}{d \min}$$
 (1)

ここで E およびvはそれぞれ岩石コアのヤング率とポアソン比である. また, 岩石コアが定方位ならば, dmax の方位として Smax の方位が求められる.

コア断面の dmax および dmin の計測には,光学的な寸法測定器とコア回転台を組み合わせた,京都大学所有のコア直径測定装置を用いた.

#### 3.足尾岩石コアへの適用と結果

今回適用した岩石コアは、防災科研で水圧破砕法による原位置地殻応力測定のため、 栃木県足尾で深度 2000m まで掘削された孔井の花崗岩岩石コアで、採取後、10 年以 上経過している. 図 1 に深度 601.4m の岩石コアの測定例を示す. 明瞭なサインカーブを 示しており、岩石コア断面が楕円状になっていて DCDA 法が適用できることがわかる. 近傍の 深度の岩石コアのヤング率、ポアソン比が一軸圧縮試験によって求められており、その値を使 って(1)式より、偏差応力を求めた. 図 2 に DCDA 法で求まった 3 深度の偏差応力と、孔 井内で計測された水圧破砕法およびブレイクアウト法で求まった偏差応力を比較した.両者が整合的になる場合と、一致しない場合が見られた.DCDA法では岩石の弾性係数が大小が偏差応力に値に直結しており、今回の例では岩石コアそのものの弾性係数ではなく近傍の岩石コアで測定された弾性係数を用いた影響が考えられる.



図 1. 足尾岩石コア断面の DCDA 測定例. 横軸が断面外周の方位, 縦軸がコア径(mm).



求まった偏差応力の比較.

## 科学博物館が自然災害を伝える

#### #佐藤公(磐梯山噴火記念館)

## The science museum hands down natural disasters #Hiroshi Sato (Mt. Bandai Museum)

私たちが住む日本と言う大地は、世界の陸地の約0.25%のとても小さな国である。 しかし、世界に十数枚しかないプレートが、4つもぶつかり合っている位置に存在し ているため、世界で発生する M6以上の大きな地震の約2割は日本で発生し、世界の 活火山の約7%の111が日本にある。また、太平洋で発生する台風の通り道でもある。

明治維新以降、大規模な自然災害(500 人を超える死者数)が、36 件発生している。 その内訳は、台風や暴風雨などの気象災害が23 件で、地震災害が13 件である。火山 災害は1888 年の磐梯山が最大だが、477 人の死者数のため、36 件には含まれない。 死者数の多い上位5 件はすべて地震災害で、1891 年の濃尾地震、1896 年の明治三陸 津波、1923 年の関東大震災と平成の兵庫県南部地震と東北地方太平洋沖地震である。

このような大地を持つ日本でありながら、地学教育はとても寂しい状況にある。地 震や火山を学ぶのは、義務教育の小学校6年生の時と、中学校1年生の時だけである。 高校では理科は選択制となり、入試に向かないということで、地学を教えていない学 校のほうが多い。

2011 年3月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震では、2万人近くが犠牲となったが、岩手県釜石市ではほとんどの小中学生が助かった。それには理由がある。釜石市では震災の4年前から、小中学校の延べ9年間で 36 時間の地震津波防災教育を実施していて、そこで学んだことを実践したのである。

一方、宮城県石巻市の大川小学校では、津波が来ない学校ということで、津波対 策が全く行われていず、津波防災マニュアルもなく、学校に残っていた生徒 78 人の うち、助かったのは4人だけで、先生は 11 名のうち、助かったのは一人だけであっ た。

私は 1999 年から地元の裏磐梯中学校で、校長の要請から火山の授業を開始し、現 在も継続中である。2001 年からは、防災の授業も担当している。この授業のきっか けは、その年に公表された磐梯山火山防災マップが、難しいので解説してほしいとい うことからであった。その後毎年、火山災害を中心に防災の授業を進めてきた。理科 の教師からの依頼で、2002 年からは磐梯山の火口のある銅沼でのフィールド授業も はじめ、継続している。 最近発生した規模の大きな自然災害を報道機関はどう伝えてきたか。2016年4月 14日に発生した熊本地震を例に、朝日新聞の福島版でどう伝えたかを見た。災害発 生直後は一日あたり、数本の記事が掲載されたが、日を追うごとに減少していき、6 月19日はゼロで、その後も小さな記事がほとんどとなる。熊本地震に限らず、すべ ての災害においても同じことが言える。

当館と三松正夫記念館、立山カルデラ砂防博物館、箱根ジオミュージアム(当時 は大涌谷自然科学館)、阿蘇火山博物館、雲仙岳災害記念館は、1995年に火山系博物 館連絡協議会を発足させた。2000年に有珠山と三宅島が規模の大きな噴火をした。 噴火直後は連日のように報道されたが、半年も経過すると報道量は激減していった。 そこで我々は、三宅島を応援したいと考え、「三宅島の巡回展」を開催することにし た。地質標本館と連携し、2005年から全国を巡回させた。巡回展の開催地では、三 宅島の島民を呼んで噴火の体験を聞いた。その後、2007年には「有珠火山展」を、 2013年には「霧島火山展」を巡回させた。

2006 年頃からはじまったジオパーク活動は、防災教育にとても有効である。日本の各ジオパークではガイド養成講座だけでなく、地域の学校に出向き、大地を学ぶ出前授業などを行っている。ジオパーク内にある科学系の博物館の学芸員も協力している。地域の大地を学ぶことは、大地で発生する自然災害も学ぶことになり、防災教育につながる。

1995年1月17日の兵庫県南部地震では、地域の人々は阪神地域でこのような大き な地震が発生するとは思っていなかったと取材に答えていた。一方、地震学会会員は、 以前から地震が発生する地域であると伝えてきたはずだと、意見が分かれた。しかし、 多くの市民は地震が起きない地域と思っていたことは事実である。そこで地震学会の 研究者は、子供の時から地域の地震教育を行うことが重要であると考え、火山学会と 連携して地震火山こどもサマースクールを1998年から開始し、現在も継続中である。 火山噴火の場合は火山地域だけでの巡回でもよいだろうが、地震は日本中どこで も発生する可能性がある。2016年の熊本地震のような場合、火山系博物館連絡協議 会の手法を全国に広げる必要があると考え、全国科学博物館協議会に呼びかけ、2017 年度に実施した。

地質標本館が中心となり、熊本地震の展示パネルを作成した。地元熊本県の博物 館が、地域の被害の様子の展示パネルを作成した。巡回展開催地に、地震体験者を呼 んで話を聞いた。

私たち日本に住む者は、このようにして他の地域で発生した災害の現場を学びな がら、地学リテラシーを高めて、防災力をアップさせていかなければいけない。

## 熊本地震と地震痕跡の保護

#柴田伊廣(文化庁)・中川和之(時事通信社)

## The 2016 Kumamoto Earthquake and Conservation of Disaster Remains

#Tadahiro Shibata (ACA), Kazuyuki Nakagawa(Jiji Press)

熊本県益城町で確認された布田川断層帯は、九州中央部の"別府一島原地 溝"の南縁に位置する活断層群として知られており、マグニチュード(M j)7.3、最大震度7を観測した平成28年(2016)熊本地震の震源 断層の変位の特徴を顕著に示す。当該地震にともなって露出した地表地震断 層は、ほぼ連続的に長さ約31kmに及び、益城町を含む九州中央部で、断 層運動による亀裂や段差などの地表の変位が確認された。その他、地震動に よる建物の倒壊と山体斜面の崩壊等を生じ、地域住民の生活や生業に多大な 被害をもたらした。

このような地殻変動や災害の記憶を将来に伝えるため、益城町では地震直 後から地表地震断層の保存の検討が開始され、専門家・町民・行政による断 層保存が行われた。さらに、集落で語り継がれてきた伝承と過去の地震との 関係性や、変動地形と関わりのある現在の人々の暮らしなどを統合的に研究 し、後世に伝える取り組みが始められている。

以下、益城町が保存を決めた布田川断層帯の3地点である。

(1) 布田川断層帯(杉堂地区)

東から西方向へ流れる布田川の南岸側に断層崖が連続する。断層崖下 部からは、阿蘇火山起源の火山砕屑物中を流れてきた被圧地下水が湧 出し、「潮井水源」として地域で利用されてきた。参道石段には、断層 運動に伴う右横ずれと、断層崖における地すべりの双方が認められ、 地震断層に沿って階段を含む斜面が変位した状況が保存されている。

(2) 布田川断層帯(堂園地区)

圃場地表に北東一南西方向の走向で総延長180mにわたって顕著な 右横ずれを確認できる。その変位量は2.5mで、平成28年熊本地 震の地表地震断層のうち最大である。

(3) 布田川断層帯(谷川地区) 民家敷地内において、主断層とこれに交差する断層からなる共役断層 が地表に表出する。また、断層上の建物(納屋)は、倒壊は免れたもの の断層の変位にともなって傾く。

以上のように、布田川断層帯は学術上の価値がきわめて高いだけでなく、 断層によって地域住民の信仰・生業・暮らしに影響を与えた災害を記録する 災害遺構としての価値も有する。今後は、益城町の震災復興の進捗に合わせ て、具体的に断層の保存方法や公開等についての取り組みが始まる。その推 進には、持続的な官民学の取り組みが重要になるため、断層を湧水や地形等 の恵みを提供するものとして、また私たちの歴史・文化・生活と深い関わり のある文化財として理解し、保存活用されることを期待されるところである。 今回は、全国の活断層の保存の例(表1)などを踏まえ、過去に起きた地震 をどのように伝えていくか。その課題と展望について紹介する

<b>根尾谷断層</b> (岐阜県本巣市)
S2.06.14 指定, S27.03.29 特天指定 濃尾地震(明治 24 年 10 月 28 日;推定
M8.0)で、数十kmに渡って陸上に出現した活断層。内陸地震としては歴史上最大
の規模(M8.0と推定)。
<b>鄉村断層</b> (京都府京丹後市)
S4.12.17 指定 北丹後地震(昭和2年3月7日;推定M7.3)。
<b>丹那断層</b> (静岡県函南町)
S5.6.7 指定 伊豆地震(昭和5年6月7日;推定M7.3)の際に地上に露出
<b>船佐・山内逆断層帯</b> (広島県三次市,庄原市,安芸高田市)
S36.5.6 指定 地震発生日時不明。高宮町佐々部植谷を中心に東西 2km に分布。
押ヶ垰断層帯 (広島県安芸太田町・廿日市市)
S40.7.01 指定 地震発生日時不明。断層活動による地形の形状が典型的
<b>千屋断層</b> (秋田県美郷町)
H7.2.19 指定 陸羽地震(明治 29 年 8 月 31 日)で、一部が地表に露出。
<b>水縄断層</b> (福岡県久留米市)
H9.07.28 指定 築紫大地震(天武7年(678);推定7.1-7.5)で地上に出現。
野島断層 (兵庫県淡路市)
H10.7.31 指定 兵庫県南部地震(平成7年1月17日未明; M7.3)の際に地上に
出現した地震断層(野島断層)は六甲・淡路島断層帯(全長約 90km 程度)の一部
で,約10kmが地上に露出。
<b>真川の跡津川断層</b> (富山県富山市)
H15.07.25 指定 飛越地震(安政5年(1858)4月9日)などの地震の際に地上に
出現した地震断層。岐阜県河合村から東北東に富山県大山町まで伸びる右横ずれの

沽 断 増 で 総 処 長 は 60 km。

表1:天然記念物に指定されている断層の例

## 和歌山大学での地域防災における地震啓発の課題 #此松昌彦(和歌山大災害科学教育研究セ)

#### The subject of the earthquake education in local disaster prevention in Wakayama University #Masahiko Konomatsu (Wakayama Univ.)

We are performing many disaster prevention education activities in Wakayama University, in order to prepare for the Nankai Trough earthquake. When the earthquake questionnaire was performed to the participant in the emergency drill, I showed clearly that the knowledge of seismology is not transmitted.

和歌山県においては、南海トラフ地震が今世紀のどこかで発生するのではということで、他の府県同様に多くの対策が実施されている。地元の和歌山大学としても地域からのニーズの高い地域課題にもなるので、2010年より防災研究教育センターを設置し、2016年に災害科学教育研究センターに拡充改組されて現在に至っている。

2011年3月に東日本大震災が発生してから,自治体,自主防災会,学校などから地震に関する防災教育の講演や実践的な防災教育について問い合わせがとっても多くなった.もちろん7年も経過しているため,最近は減少している.

次の南海トラフ地震の発生において規模は不明ながら、特に南部の沿岸部で は地震とともに、津波の第1波が10分以下で到達する場所も想定されるため、東日 本大震災の津波よりも早く到達すると予測されている.そのため地域の住民は和 歌山県南部の方が高い危機意識を持つ傾向がある.

そのような状況下で、地域の方や地元大学生は、地震についてどのようなことを 知っているのだろうか.きちんと地震の関係について、学習しているのだろうか.こ こでのシンポジウムでは、伝える、伝わる地震学というテーマであるが、まだまだ学 生や地域の方には伝わっていない場面が多いようである.ここでは学生や地域住 民の地震に対する意識をアンケート調査した一部を紹介し、地震学を伝えることの 難しさを共有し、皆さんと議論できる素材を提供したい.

此松(2015)は避難行動するための防災教育のキーワードとして,自然の理解 →想像力→対応能力の順番の学習が重要であるとしている.避難行動である対応 能力をつけるために,現場ではどんなことが起きるのかという想像力を働かせるこ とだ.そのためにも地震についての知識やそれにともなう災害の現象を知ってお かないと,現場の想像力を働かせることができない.

本年7月に和歌山県九度山町のある集落において、和歌山大学災害科学教育 研究センターがサポートした防災訓練を実施したので、約50人の参加者の住民へ 防災アンケートを実施した.この九度山町は紀の川沿いで、和歌山県北部の内陸 部に位置する.そのため津波などの影響はない場所である.揺れでは、巨大地震 では最大震度が震度6強、多くの面積では震度6弱が想定されている.また3連動 地震では最大が震度6弱、広い面積では震度5強と想定されている.そのため地 震の揺れについても備えないといけない地域である.なお地震に関する項目はに ついては、すべてを集計したのではなく40名分を集計した中なので、中間集計の 結果である.傾向は大きく変わることがないようなので掲載した.

その結果,図1にあるように震度5弱と5強が多いのだが,巨大地震の場合には, 6弱か6強になるはずだが,とっても少ない結果になっている.さらに震度5弱はど こにも記載されていない.自分の住んでいる場所での揺れについては,記憶にな いのだろうが,震度は強くないないという願望も含まれているかもしれない.

また気象庁震度階は何区分からなるのか問うているのだが、図2のようになった. 正解は10階級なのだが、これもほとんど正解はいない.

この結果については、地域住民からすると防災マップは表面的にしか見ておら ず、どんな揺れになるかなどあまり気にしていないのかもしれない.それは地震学 の成果があまり、日常生活と結びついていないように考えられる.特に学校で学習 することでは、もう少し自分たちの住む場所における地盤との関係や土砂災害など 防災的な観点を含めた教材が、学校や地域向けに必要だと考える.そうすれば震 度にも関心を持つようになるであろう.





図2 地震による震度階はい

くつからなりますか

図1 九度山町の南海トラフ巨大 地震の震度はいくつになると想定 されているか

## モバイル端末アプリによるインタラクティブな可視化 #江本賢太郎(東北大理)

#### Interactive visualization by using mobile apps #Kentaro Emoto (Tohoku Univ.)

断層破壊や地震波の伝播といった地震に伴う物理現象は主に地中で起こるた め、我々は実際に目で見ることができない。これは、太陽惑星空間や気象を対象 とした他の地球物理学の分野と大きく異なる部分である。私は、直接観察できない 現象を可視化することで、理解しやすくすることに取り組んでいる。可視化すること の目的は、理解を助けることの他に、地震学として魅力・インパクトのある画像・動 画を作成して、学問としての地震学にもより多くの人に興味を持ってもらうことも一 つある。また、わかりやすさの中には、研究者・専門家にとってわかりやすい表現と、 一般の人にとってわかりやすい表現が存在する。本発表では、後者のわかりやす さを対象とする。近年、スマートフォンやタブレットが広く普及しており、端末の性 能も向上し、高度な表現も可能となっていることから、私はモバイル端末でインタラ クティブに操作できるアプリを開発している。動画として受け身で見るより、自分で 動かすことで理解も深まると考える。また、パソコンでソフトをインストールしたり、プ ログラムを起動したりすることよりも、気軽に扱えるため、より広い対象への普及が 期待される。

図1aに、地震波動伝播をシミュレーションするアプリのスクリーンショットを示す。 内容はできるだけシンプルにし、含める情報は最低限にとどめた。また、マニュア ル等を読まなくても誰でも使えるように、直感的な操作感を目指した。地震波速度 構造の境界も自由に変更することが可能である。音波やSH波と比較して計算量の 多いP-SV波のシミュレーションにしている理由は、P波やS波が存在し、それらが 震源から非等方に放射されるといった、地震波独特の特徴を伝えたかったためで ある。アプリでは地震波が反射・屈折・変換される様子を確認することができる。図 1bは、日本列島周辺の地震活動分布を表示させるアプリのスクリーンショットであ る。どこで地震が発生しているのかを3次元的に理解することができる。また、地形 や沈み込む太平洋・フィリピン海プレートも同時に表示できるため、沈み込むプレ ートに沿って地震が分布していることも一目で理解できる。表示期間の設定、拡 大・縮小・回転といった操作も直感的に行える。このようなリアルタイムシミュレーシ ョンや3次元表示は計算や表示処理が重たくなるが、近年のモバイル端末の性能向上によりスムーズな操作を実現することが可能となった。

私のような研究者がアプリを作成したり、高度なCGを作成したりすることには限 界がある。しかし、研究者はより多くの情報を知っているため、現象の背景にある 物理や重要なポイントを示したり、情報の加工・付加したりすることで、高いレベル の可視化ができると考えている。情報を歪めない範囲で見せ方を工夫するには、 はやり専門的な知識が必要になると考える。地震波伝播のアニメーション作成を例 にすれば、見るべき周波数帯や、位相も含めて表示するのか、エネルギーを表示 するのか、伝えたい情報により適切に選択する必要がある。

発表では、モバイルアプリの他にパソコン上において、地震波動場の様々な可 視化についても触れ、わかりやすい表示方法や魅力・興味深さの伝え方について も議論する。



図1 (a)「地震波シミュ」:2次元でP波(赤)とSV波(緑)の伝播シミュレーションを 行えるアプリ。構造・震源・観測点などを調整することができる。(b)「地震 3D」:日 本列島周辺の地震分布を3次元表示するアプリ。

## 地学における地震教材の活用と実践

小野寺弘幸(盛岡市立高校)

Utilization and practice of the earthquake teaching materials in the earth science.

Hiroyuki Onodera(Morioka City high school)

1 津波堆積物のはぎ取り標本を活用した授業実践とその意義

東北地方太平洋沖地震に伴う津波(以後,3.11津波)から2年が過ぎた頃, 津波のことを話す機会はほとんどなくなった.このままでは,後世に伝承してい くのはわずかな遺構と住民の言葉だけになってしまい,あっという間に3.11津 波の風化が進んでいくと危惧していた.

3.11津波で死者が0であった地域として宮古市姉吉地区がある.ここは,3.11 津波の遡上高が40.5mを記録した場所だが,明治・昭和三陸津波で地区の数 名しか生存者がいなかったことを教訓に,この地点から海側には家を建てるな と書かれた,海抜約60mの地点に大津波記念碑が建立された.しかし,これ以 外の多くの地区では,このような伝承がされてない.この問題を教育現場から 解決する方法はないものかと思案していた時,津波堆積物のはぎ取り標本を 沿岸の学校現場に展示し授業で活用したら,子供たちに語り継ぐ重要性をア ピールでき,津波災害の教訓を伝承していけるのではないかと考えた.

岩手県野田村沿岸の露頭では,7000年前までの津波堆積物と考えられる 地層が堆積している(平川,2012).この地層のはぎ取り標本を作製し,沿岸の 中学校に寄贈し展示されている(図1).また,授業では,はぎ取り標本を観



図1 津波堆積物はぎ取り標本の展示 図2 実習の様子



察・スケッチさせ、砂礫層の数から巨大津波の周期を計算するという主体的な 学びを実践した.

2 地震波を教える難しさ

小野寺(2017)で、知識習得のための有効な学びを分析した結果、高い数値 を示したのは、①実物の観察や実習(33%)、②教員による説明(27%)、③教 科書の図(25%)であった.教育現場では、授業進度を維持するため実験の代 わりに映像を見せることが多くなっていると思われるが、生徒から期待されてい るのは観察や実習である.

しかしながら,地震波は直接目に見えない.建物の揺れや震動を人工的に 体験できる施設はあるが,教育現場で地震波を体感させることは難しい.地震 関係の可視化した教材として,世界の震源分布(東京大学地震研究所)や震 源の鉛直分布を示す震源くん(防災科学技術研究所),建物の構造と揺れ方 を示す紙ぶるる(応用地震計測(株))などがある.

また、P波(疎密波)とS波(横波)を可視化する教材としてよく使われるのは バネである. 杉山(2009)は、直接波と屈折波をドミノで再現できる教材を開発 した. 両者とも、地震波が伝わる様子を見ることができるため分かりやすい. 特 に後者は、地下の構造に言及できるため、地球の内部構造を地震波から推定 しているという理解にもつながる.

しかし,バネやドミノによる地震波の可視化は物質の状態による地震波の伝わり方を再現できない.これを解決するために,図3のモデル実験動画から,

生徒自身が動いて学ぶ地震波教材を 考えた.これは、生徒自身が波となっ てP波やS波を体感することができるも のであり、道具を準備しないで済むた め簡単に実践が可能である.しかも、 物質の状態を再現できるため、S波が 液体である外核を伝わらない理由も分 かりやすい.



図3 地震波モデル動画の画像

#### 参考文献

平川一臣,2012,千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味:仮説的検討,科学,82,p176 小野寺弘幸,2017,岩手県における地域教材の開発と授業実践,日本地学教育学会兵庫大会講演予稿集,pp43-44. 杉山了三,2009,ドミノで地震波のモデル実験,岩手の地学教材と実験,岩手県高等学校教育研究会理科部会地学部会,pp105-108.

## 「防災科研 地震だねっと!」の開設

#松原 誠1・竹之内 耕2・西澤 あずさ1・青井 真1

(1: 防災科学技術研究所, 2: 糸魚川ユネスコ世界ジオパーク)

#### Opening of "NIED Quake map!"

#Makoto Matsubara¹, Ko Takenouchi², Azusa Nishizawa¹, and Shin Aoi¹ (¹National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience [NIED],

²Itoigawa UNESCO Global Geopark)

#### <u>(1) はじめに</u>

公益社団法人日本地震学会では「行動計画 2012」における「地震学 の現状を一般市民の目線に立って社会に伝えていくとともに、地域防 災への貢献及び社会からの要請を受け止める場となることを目指す」 という考えに基づき、その具体化と手段の多様化を実現するために 2017年4月にジオパーク支援委員会を設立した。ジオパークでは、火 山や地質・歴史地震・津波痕跡に関するジオサイト・ガイド・案内板 は数多く存在する。しかし、自分たちの足元で起きている現在の地震 活動を認識してもらう案内方法が欠けている面があった。

防災科学技術研究所(以下、防災科研)では、ジオサイトで足元の 地球の活動を可視化するという観点から、「防災科研 地震だねっと!」 というホームページ(http://www.geopark.bosai.go.jp)を構築し、防 災科研陸海統合地震津波火山観測網(MOWLAS)で捉えた現在の地震 活動や歴史地震の活動を簡単に見られるページを開設する予定である。 これは、糸魚川世界ユネスコジオパークにおいて、フォッサマグナパ ークでの案内板設置を機に、案内板のQRコードから「防災科研 地震 だねっと!」に接続することにより、現在の糸魚川周辺の地震活動を 閲覧できるホームページである。このホームページは、フォッサマグ ナパークにおける案内板の公開と同じく、2018 年 8 月 2 日に公開予定 である。

#### (2) ホームページの概要

「防災科研 地震だねっと!」に接続すると、過去 24 時間の震源分 布図が表示される(図)。色で震源の深さを、丸の大きさでマグニチュ ードを表している。地図には、現在地に加え、火山・活断層・河川・ 県境なども表示され、周辺を 含めた位置を捉えやすくな っている。震源分布図の期間 は過去 24 時間~10 年間が 選択可能である。記憶に残っ ている過去の地震もプロッ トされると同時に、無感の微 小地震の分布も表示される ので、足元の地球内部でどの ような活動が起こっている かを診ることができる。震源 分布図の下には、被害地震も 列挙されている。

#### (3) 今後の展開

防災科研では、これまで も、日本科学未来館や国立 科学博物館等への波形デー タの提供・可視化への協力 等を実施してきた。「防災 科研 地震だねっと!」では、 日本各地のジオパークから 依頼の現場において地震活動 を実感する一助となるべく、 それぞれの要望に沿った領 域供したいと考えている。

謝辞:本ページの構築には、 日本地震学会ジオパーク支 援委員会の協力を 得ました。記して 図「D 感謝します。 _{ろ糸角}



Copyright © 国立研究開発法人防災科学技術研究所 協力:公益社団法人日本地震学会ジオパーク支援委員会

図 「防災科研 地震だねっと!」に接続して表示され る糸魚川世界ユネスコジオパーク周辺の震源分布図。

## 構造湖の環境維持における活断層の役割を明らか

## にし住民に伝える

#小泉尚嗣(滋賀県大環境)·岸 和央(立正大地球環境)

Research and publicity of the role of active faults to maintain the environment of tectonic lakes # Naoji Koizumi(SES, Univ. Shiga Pref.), Kazuhiro Kishi (Fac.Geo-environ.Sci., Rissho Univ.)

#### 1. はじめに

我々地震学者は、「日本では、いつ大地震が起きても不思議ではない.」などと 住民に説くが、次の瞬間にも大地震が起こると考えながら、通常の生活を行うこと は不可能である.「当分は、自分の回りでは大地震は起こらない」と思うからこそ、 人は通常の生活をおくることができる.すなわち、活断層を「大地震という災厄をも たらす危険な物」として伝えるだけでは、活断層の存在を住民に長期に認識しても らうことは難しい.

この点を考慮し、「活断層の恵み」を伝えようという試みもあるが、必ずしもうまく いっていない.活断層に対して関心が高まるのは、活断層での大地震発生直後で あるが、そのような時に「活断層の恵み」などと言われても、住民がそれを受け入れ るのは難しい.また、平常時(大地震が発生しない時)に、「数千年に1回の断層活 動の累積が、我々の住環境である海岸平野や盆地を作っている」といっても、通 常の生活でそれを「恵み」と住民が実感するのは難しい.

逆にいえば,通常の生活の中で,「活断層が役立っている」ということがわかれば,住民は活断層の存在を認識しやすくなるし,その結果として,活断層がごく稀に大地震をもたらす事についても備えをすることにつながるだろう.

#### 2. 活断層の高透水性構造による環境維持の研究と広報

断層面周辺では,繰り返しの破壊によって生じた高密度の割れ目が高透水性構造をもたらし,その部分が地下水の通路となる(例えば,Faulkner et al.,2010).結果として,地下水による水・熱・物質供給を通して,活断層が環境を形成・維持する事になる。例えば,活断層周辺で湧水や温泉が多数認められるというのはよく知られた事実である(小泉・他,1985,見野・他,1985).他方,水道の普及によって,水に対する関心を日本人一般が失っているという現状がある.

滋賀県は、県域が琵琶湖の集水域とほぼ同じという県であり、琵琶湖環境に対 する住民の関心は高い. 琵琶湖は構造湖であり、断層活動(大地震)のくり返しに よって形成されている湖である. また, 琵琶湖への年間の水の流入量(50-60億ト ン)の内, 10-20%が, 地下水(湖底からの湧水)であると推定されている(滋賀県, 2012). 熊谷(2012)は, 琵琶湖西部の最深部付近(高島市の沖合)でガスを伴う 湖底湧水があり、それが帯状に分布することを見いだした(図1). このような、湖底 湧水と活断層との関係を明らかにし、環境維持要因としての活断層の役割を示す 事ができれば, 住民の地震防災意識の向上につながるだろう. 他方, このような研 究は, 活断層内部の間隙水圧に関する新たな情報を与えてくれる可能性がある.

また、安曇川の河口付近にある針江(高島市)という小集落では、豊富な湧水を 利用した「かばた」という独特な水文化が存在する.針江地区の約170戸の集落の 内,約6割の家庭で湧水が家庭に引き込まれ、生活用水とされ、できるだけきれい にされた後に排水されている.この集落では、住民の水環境に対する意識がさら に高い.針江地区は、琵琶湖西岸断層や花折断層の近傍の集落でもある.安曇 川は、上中流域では花折断層の地表部分と重なり、下流で琵琶湖西岸断層を横 切って琵琶湖に流れ込む川である(図1).我々の調査によれば、安曇川の水質は、 降水に、花折断層や琵琶湖西岸断層から供給される温泉水や地下水が加わるこ とで形成されている可能性が高い(図1).安曇川の伏流水が針江の湧水の主な供 給源と考えられているので、このような湧水形成機構を明らかにし、住民に伝える ことができれば、住民の地震防災意識の向上につながると考えられる.



#### 震災石碑のウラを読む - 歴史地震災害にリアリティを-

#### 武村雅之(名古屋大減災連携研究センター)

Importance of the Descriptions on the Back of the Monument Stones for the Realization of Historical Earthquake Disasters

#### Masayuki TAKEMURA (Nagoya Univ.)

日本は関東大震災をはじめとして多くの大震災を経験してきたが、歴史地震 の災害を説明されてもリアリティを感じないという意見がある。もしそうであ るならば、防災のために歴史に学ぶという立場からは困った問題である。

筆者は長年、関東大震災を中心に慰霊碑、記念碑、遺構など巷に残るものを 調査し記録してきた[例えば『復興百年誌』鹿島出版会(2017)]。そのような中 で、石碑のウラに書かれた情報に興味を持つようになった。

例えば、神奈川県で調査した関東大震災の復興碑の背面には、復興にかかわった人やお金の情報などが満載されている。それらを整理すると、農地の復興については、住民が耕地整理法や開墾助成法などの通常法の適用を申請し、県の指導で住民自らが耕地整理組合を造って復興に当たり、その結果、地主一戸あたりの平均負担額が250-400万円におよんだことが分かる。また神社・寺院の復興についても、多くは氏子や檀家が平均20-60万円程度負担していた。

一方、以前行った東京 23 区内での調査結果『関東大震災を歩く』吉川弘文 館(2012)]を見直すと、例えば墨田区横川 1 丁目の横川橋畔の慰霊碑の背面に は、「寄附者芳名」として各種団体を含めて 356 名の記載がある。そのうち団 体を整理すると、町会・在郷軍軍人会・学校が 6、寺院が 6、会社・工場・商 店が 9、講が 5 となる。また当時の所在が分るものを地図に落とすと慰霊碑を 中心として半径約 800m の範囲にあることが分る (図参照)。工場が多いのは 土地柄である。また、建碑の委員長は新甫寛實で、当時の法恩寺の住職である。 建立年が昭和 9 年であり、復興が一段落ついた場面で地域のコミュニティが再 び形成されていたことを物語っている。町会や在郷軍人会の名前は区画整理後 の新しい町名になっているが、中心が法恩寺であることからも分るように震災 以前のコミュニティが引き継がれていたことも興味深い。

その際の調査では、他の災害の慰霊碑も取り上げた。そのうち墨田区両国2

丁目の回向院には、1855 (安政 2)年の安政江戸地震と1783 (天明 3)年の 浅間山噴火による犠牲者の慰霊碑がある。そのうち「六地蔵」と「信州上州地 変横死之諸霊魂等供養碑」には、背面ではなく台座や側面に建立者や世話人と して江戸町方の商人とみられる屋号が多く刻まれている。後者には「朝参講中」 とも刻まれている。今でも回向院では毎朝、世界中で非業の死を遂げた人々の 冥福を祈ってお勤めが行われているという。朝参講とはその際に、商人などの 会員が集まって同様に冥福を祈っていたのかもしれない。関東大震災でも、兵 庫県西宮市の神呪寺(甲山大師)に5名の大阪の財界人が発起人となって四十 九日法要の時期に建立した慰霊碑がある。江戸町方の商人にしろ、大阪の財界 人にしろ、被災地から遠く離れている場合でも、彼らが災害で非業の死を遂げ た不特定多数の人々を弔おうとする気持ちには、共通して、自らの立場を自覚 した社会的責任感のようなものを感じるのである。

石碑は住民が建立する場合が多く、ウラには歴史地震災害にリアリティを与 える情報が含まれている場合が多い。見過さずにきちんと読みたいものである。



京大阿武山観測所におけるサポーター活動について

阿武山観測所サポーター会(発表者 #溝口宏一)

Activities of Supporters at the Abuyama Seismological Observatory Abuyama Supporter Group (#Hirokazu Mizoguchi)

#### 1. 阿武山観測所について

京都大学阿武山観測所は、1930年(昭和5年)、大阪府高槻市の阿武山中腹 に、地震学者志田順により建設され、2020年には設立90周年を迎える。 建設以降、世界第一級の地震観測所として活躍してきたが、1995年、人員 や設備の多くは、京大宇治キャンパスに設けられた地震予知研究センター 新館に移され、阿武山観測所は一観測点となった。

その後観測所の建物が、昭和初期のレトロな価値ある建物として 2007 年に 「大阪府近代化遺産報告書」に掲載されている。

2. サポーター活動発足の経緯とサポーターの現状

1995年の宇治キャンパスへの移転後、一時は観測所閉鎖の話も有ったが、 地震学の歩みを語る上で重要な位置を占めている観測所でもあり、中に保 存されている歴代の地震計や昭和初期の貴重な建物は残すべきであるとの 考えで、2009年に、①満点計画、②減災社会プロジェクト を2本の柱に して、阿武山観測所の再活用計画が始まった。

- ・これら①②に共通する「地域の方々と協働する」と言うコンセプトの基、2012 年 5 月にサポーターボランティア1 期生の募集、2013 年に 2 期生、2015 年に 3 期生、2017 年に 4 期生の募集を行ない、現在まで 82 名のサポーター登録があり、本年度、実際に活動名簿に登録されているのは 22 名である。これら 22 名の方々は殆どが民間企業や公務員などを定年退職された方々であるが、中には現役で勤務しながら、活動に参加している方もいる。現在活動しているサポーターの平均年齢は 71 才である。
- 3. サポーター活動の歴史的推移
  - ・サポーター希望者は、最初に「サポーター養成講座」を受講しており、その 内容は、地震学、防災・減災学、サポーター活動の内容と実績から、見学者 や来客に対する接遇マナー訓練まで含まれている。
  - ・2012 年から始めたサポーター活動は、定期的に開催されている観測所の見
     学会など、各種イベントを担うようになり、年ごとに観測所訪問者数も伸び
     ていった。

2010年以前は、訪問者は年間 100~200名/年程度であったが、 2013年度には 1699名(イベント回数延べ 51日)、2014年度 (8月以降は耐震工事のため閉館) 1095名、2015年度(8月 まで耐震工事のため閉館) 1329名、2016年度 1960名(イベント 日数延べ 73日) 2017年度 2332名(イベント日数 94日)と、 大きく伸びている。

- ・見学会のセミナーや案内も、当初は決められた地震学、地震計に関する内容のみであったが、2015年頃から、サポーター自身が企画、制作したツアープログラムを、日々の見学会に日替わりで披露し、集客に寄与している。(テーマは「阿武山古墳」「観測所の建物」「観測所周辺の自然」「岩石について」など。)
- ・阿武山サポーターの観測所外での活動もさらに拡がり,各地自治体 等から、子供達を対象にした簡易型のペットボトル地震計(神奈川 県温地研が開発)の工作講座や、地震や防災に関する市民向け講座 の依頼等が寄せられる様になった。2014-2017年度における所外 活動は39回にわたり、参加人数の総計は1831人となっている。
- ・更に2014年より、鳥取県西部地域で行われた稠密地震観測に参加し、 地元のボランティアとともに、観測点選定調査や土地交渉、観測点の 設置などを実際に担った。2014-2017年度においては7回延べ19日 間の活動を行った。 更に、一部サポーターは、得られた地震データ の分析にも参加した。
- ・本年6月18日に発生した大阪北部地震について、余震観測のための 観測点設置の場所探しと設置交渉、地震計設置作業の協力を依頼され、 従来からの見学会や出前講座などで会った方々の人脈をたどって、 100点近くの設置に寄与できた。
- ・以上、色々な活動に取り組んできたが、これらの活動は、2013年
   12月に、サポーター仲間の懇親会として立ち上げた「ガリチン会」
   と言う名前で、ブログにアップし、活動内容の報告を行なっている。
- 4. サポーター活動の今後の方向
  - ・サポーター活動も7年目を迎え、今後の展開を次の様に考えている。
     ① 見学来館者は比較的高齢者が多いため、若い人にも来て貰えるよう、プログラムやイベント内容を見直してゆく。
    - ② 防災・減災の内容を増やしてゆく。
    - ③ サポーター活動をより安定した恒久的な姿に定着させるため、安 定した活動資金を得ることも検討。(NPO化も視野に入れる。)

以上

## こころで備える地震学:考える材料を得て恐怖を軽減 #光井能麻(名大環境、中京大国際教養)

## Knowledge of earthquake for mitigating psychological damage

#Noa Mitsui (Nagoya Univ., Chukyo Univ.)

通常、地震学の知識・成果は、地震による被災生活とは無関係に紹介される。
 一方、地震に関して一般市民が最も気にすることは被災生活である。そのため、
 一般市民から見ると地震学の知識・成果は自分達には関係ないものと認識される。
 これに類する事例として、地震予知に関する議論が挙げられる。地震予知は
 一般市民の関心が高いものの一つであるが、これは「地震という得体の知れない
 ものによって被る被災生活から免れられる可能性」への期待に起因すると言える。
 しかし、我々が生きている間に正確な地震予知が不可能であることは明白である
 ため、一般市民から見ると地震学は自分達にとって役に立たないものと認識される。

このように、地震学に限らず、知識というものは一般的に、自らが「興味がある」 または「役に立ちそうだと思える」ものでないと必要とされない。そのため、一般市 民が地震に関してどのような知識を求めているかを認識することが、地震学の知識 の普及において第一に行うべきことである。この課題に対して本発表では、被災生 活における精神的ストレスの軽減という観点での考察、およびその実践例を紹介 する。なお、言うまでもなく、下記の被災者には我々(地震学会員ならびに本秋季 大会参加者)も含まれることを想定して、知識の伝え方を工夫する必要がある。

地震による被災生活において、被災者は様々なストレスにさらされる。

- 1 衣食住を中心とした物理的な制約による身体的・精神的ストレス
- 2 通常と大きく異なる被災生活を他の被災者と共にする精神的ストレス
- 3 更なる地震の発生やそれによる被害拡大、犯罪、デマ等、現在発生して いないが今後更なる被害を受ける恐れに対する不安等の精神的ストレス

これらのうち上記1・2については、ストレスの原因を被災者自身が理解出来る為、 その原因が解消されればストレスから解放されるという点でストレスの影響は(大き いが)限定的であると言える。一方、3は未だ発生していない被害に対する不安 (=ストレス)である為、その被害が起こりうる原因を被災者自身が理解できていな いと、無理解の程度に応じて不安(=ストレス)が大きくなると言える。 上記のストレスのうち、地震学の知識は3のストレス軽減に大きく役立つ。さらに「なぜ自分がこのような辛い被災生活を経験しなければならないのか」という根本的な問いについても、ある程度納得でき、ストレス軽減が期待される。これによって

- 精神的ストレスによる身体的健康への悪影響を減らす
- 上記1や2の現実的問題に注力できる

というメリットが得られる。そのため、地震学の知識を伝える際、同時に上記の背景 およびメリットを伝えることで、一般市民が自分自身にとって地震学の知識が有効 なものであると認識し、興味・関心を持って話を聞いてもらえる事が期待される。

なお、「地震学の知識」について本発表では、通常紹介される基礎知識(プレートテクトニクス等)以上に「プルームテクトニクス」を重視している。なぜなら、地球誕 生時に地球内部に蓄えられた熱を地球外部へと逃がす為に「地球内部の熱対 流」が生じている事が地震発生の根本的原因であると理解する事で、「なぜ地震 の発生を避けられないのか」を納得できるためである。これらの知識は

• これだけ科学技術が発達しているのに地震を止められないのか?

• どうしても我々が生きている間に地震予知はできないのか?

等の地震の疑問について自ら考え、疑問を解消するための材料になると期待される。発表では、この知識の伝え方を中心に具体的事例を紹介する。

また、通常、個人レベルにおいて地震防災・減災に取り組む理由は、地震災害 によって「今過ごしている日常生活」を失うことを恐れるためと考えられるが、その 「今」を大切に生きることも人生においては重要である。この時、何を大切にしたい かという自分の意思と同時に「今」の自分を取り巻く環境を理解することも大事であ る。この「世界の中の日本」という環境を理解する上で地学の知識は役に立つ可 能性を秘めているため、この点についても時間に余裕があれば紹介したい。

上記内容は被災前に知識として得ることを前提にしている。また、全ての一般市 民(主に高校生以上)を対象としているが、特に、住民対応をする自治体等の職員、 園児・児童・生徒をあずかる保育所・学校等の教職員、病院の職員など、一般市 民と比較して被災時にストレスを抱えやすい立場の人が身につけておくと、 地域社会全体にとってより有効と考えられる。このように、地震学が理学として の特性を損なわず、学問として等身大の姿で社会に貢献できるよう、地震学内外 の方々と議論・協力して進めていくことを提案したい。

なお、本発表内容の有効性については、異分野の専門家による検証が別途必 要と思われるため、今後の課題として提起したい。

地震波動場の理解 —私の展望 #ブライアン・ケネット(オーストラリア国立大学)

Understanding the Seismic Wavefield - a personal perspective #Brian Kennett (Australian National University)

With the advent of synthetic seismograms, seismologists had for the first time the capacity to examine the details of the seismic wavefield and to exploit them for source and structural studies. Much has been learnt from 1-D models, particularly with regard to the major components of the wavefield. Systematic approximations to the wavefield can be developed by exploiting a physical decomposition of propagation processes using reflection and transmission properties, and these have proved useful in many contexts.

My early involvement with reflection seismology indicated the importance of heterogeneity and the need for more complex structure than a stratified Earth. Fortunately, I found that the decomposition of propagation processes with the aid of reflection and transmission operators transfers to 3-D structure. I have found that such concepts are valuable for the understanding of 3-D simulations and observations, since they provide a framework for looking at the evolution of the wavefield. Now that dense networks of observations are available, it is possible to link together features that appeared to be unrelated at isolated recording stations. Indeed, apparently minor aspects of seismic wave propagation can often prove to be of significance in the understanding of such dense observations.

合成波形の出現により、地震の研究者は初めて、地震波動場の 詳細を調べることができるようになり、それらを震源や構造の 研究に活用できるようになった.1次元モデルから多くのこと が知られるようになり、中でも波動場の主要部に関しては、特 に多くのことが知られるようになった.伝播の過程を反射と透 過の要素に物理的に分解することにより、波動場の系統的な近 似が可能になり、こうした系統的な近似が有用であることは、 これまで多くの場面で証明されてきた.

私が反射法地震学に関わった初期の頃から、その結果は不均質 構造の重要性と、成層構造の地球より複雑な構造の必要性を示 していた.幸い私は、反射と透過の演算子を用いれば、1次元 構造における伝播の過程の分解を3次元構造に持ち込めること を発見した.こうした概念は、波動場の展開を観察するための 枠組みを提供してくれるから、3次元のシミュレーションや観 測網が存在するわけだから、かつての孤立した複数の観測点に おいて、一見関係がないように見えた現象を、関係づけること が可能になってきている.実際、地震波伝播におけるマイナー な現象と見えていたことが、このような稠密観測の結果を理解 する上では重大な意味を持っていたということをしばしば経験 してきた.

理論地震学はどこへ行くのか?

川崎一朗(東濃地科研)

#### Where is the theoretical seismology going to? #Ichiro Kawasaki (TRIES)

•波動理論は17世紀のHookeによる弾性の導入に始まった。18世紀のEuler による偏微分方程式の定式化、19世紀前半のCauchyによる応力概念の導入 を経て、Stokes(1849)はP波ポテンシャルとS波ポテンシャルを導入し、等方的 媒質ではP波とS波が存在することを示し、シングルフォース震源の場合のグリ ーン関数まで導いた。その後は、Stokesの定式化を出発点として、Lamb (1904)による最初の波形計算、本多(1931)によるダブルカップル説の提唱、 Maruyama(1963)やBurridge and Knopoff(1964)による転位震源とダブルカッ プル震源の等価性の証明、Sato(1969)のダブルカップル震源による波動場の 波数積分表示の導出、それに基づくKawasaki, Suzuki and Sato (1972)の Cagniard (1939)の方法による半無限媒質での波動場の厳密解、岡田(1980) による歪み波動への拡張の研究などが行われた。波動場を「初等関数と有限 積分の範囲内で表現」した理論的研究はここまでの様に思われる。なお、 Kawasaki, Suzuki and Sato(1972)や岡田(1980)のように半無限媒質の場合、 どうしても、地表でのP-S変換による有限積分の項が残ってしまう。

それ以降は、多層構造におけるHaskell matrixによる数値計算の手法などが中心になっていった。自由振動の場合は、Sato, Usami and Ewing (1962), Saito(1967), Takeuchi and Saito (1972) などの研究が行われた。なお、ここでは、静的変位の研究には言及しなかったこと、日本人の研究に偏ったことなどをお断りしておく。

•オフィオライトの岩石の研究から、固体対流が進行している上部マントルでは、単純化すると、進行方向を軸対象とするhexagonal(独立な弾性定数の数は5)な方位異方的な構造をしていると推測されている。

一方、多くの地震研究者によってgeneralized spherical harmonics に基づいて、太平洋の表面波の伝搬速度を求めるインバージョンが行われ、速度が大きい方向は paleospreading direction の方向であるという共通認識が得られた。それは、オフィオライトの岩石の研究結果と同じである。しかし、そのような方位異方的な場における波動場の研究は行われていない。

●地震現象/固体地球ダイナミクス理解を本質的に前進させることができるのは、次のいずれかであろう。

①新しいforward problemを解く、
 ②逆問題の技法を発展させる、
 ③新しい種類/新しい場所での観測を行う、
 ④散乱のように地震学にとって新しい現象に着目する、
 ⑤新しい実験を行う、

⑥その他卓抜で先験的な発想など。

●念を押すと、いくら逆問題の技法が進歩しても、forward problem が解けている範囲内でしか解けない(理解できない)。一例を挙げると、Ekstrom and Dziewonski(1998)は、太平洋の表面波の伝搬速度分布のインバージョンを行い、等方性を仮定した場合と、transverse isotropyを仮定した場合で、プレートから上部マントル低層度層が相当異なることを示した。データに合っているからと言って、得られたモデルがどれだけ正しいかどうかは別途吟味しないと分からないことを示したのである。

●Kawasaki and Koketsu (1990) では、Stokes (1849)の定式化は忘れて、「弾性体の運動方程式も、フックの法則も、線形以外に何の仮定もせず、共変微分も反変微分も省略せず」に書き下すと一般的に異方的な媒質における波動場コンパクトな形になることを示した。

応用例として、これを用いると、Takeuchi and Saito (1972)の定式化を一般 的に異方的な場合に容易に(初等関数の範囲で)拡張することができる。それ に基づいて、彼らは、進行方向を軸対象とするhexagonalな方位異方的媒質 において、レーリー波とラブ波のカップリングがどの様に生じるかを示した。 •理論地震学は主として①について責任を担っていると言えよう。とはいえ、発 表者の認識不足とは思うが、地震波動論の分野で、Stokes(1849)の枠内で は、挑戦すべき forward problem はもはや残っていないように思われる。今 後は、地震学の境界にそびえる壁を乗り越えて発展することを期待したい。

地震波速度の異方性があるなら、そこには磁気異方性があるのは自然であ る。電磁流体と弾性体の運動方程式を結合した方程式を解き、マントルの地震 波と磁化の異方性を同時に解く試みや、外核の電磁流体の振る舞いから地磁 気ジャークの原因を追求する試みなどが行われることを期待したい。ランダウ・ リフシッツの電磁気学の§37には磁気異方性の詳細な説明があるが、最後に 「方程式が複雑なので、解析的な公式を得ることは不可能」と書かれている。こ の様な理論的問題に挑戦する時には、Kawasaki and Koketsu (1990)のよう に運動方程式の原点に戻るアプローチが参考になると期待している。

## リソスフェア・アセノスフェアのランダム微細不均質性と みかけの S 波鉛直異方性

#吉澤 和範(北大理)

Fine-scale random heterogeneity and apparent radial anisotropy of S-waves in the lithosphere and asthenosphere

[#]Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.)

#### <u>1. はじめに</u>

近年、表面波トモグラフィーの手法を用いて、世界各地のリソスフェアーアセノス フェアにおける大規模不均質構造や異方性の存在が明らかになってきている.特 に、海洋域・大陸域ともに、リソスフェア浅部やリソスフェア直下のアセノスフェアに おいて、顕著な SH>SV の鉛直異方性が報告されている(e.g., Yoshizawa & Kennett, 2015, GRL; Isse et al., 2018, submitted to EPSL).一方、高周波地震波の観測から、 海陸ともに、リソスフェア内部に水平方向に伸びたラミナ状の微細不均質性の存在 (e.g., Kennett & Furumura 2008, GJI; Kennett et al., 2013, 2014, GJI) や、アセノスフ ェア内のラミナ状メルトの存在(e.g., Kawakatsu et al., 2009, Science)も示唆されて いる. このような異方的形状を有する微細不均質性が存在する場合、媒質全体とし ての有効剛性率が変化し、結果として、長周期表面波の位相速度にも影響を与え 得る.本研究では、1次元構造モデルにランダム不均質性を加えた合成モデルか ら得られる分散曲線を用いて、微細不均質性によって生じる「みかけのS波鉛直異 方性」の定量化を試みる.

#### <u>2. 方法</u>

まず PREM を改良した等方速度構造モデルを用い、その上部マントル内の一部 に、±2.0%のランダムな速度摂動を加えた1次元モデルを大量に作成する(図 a). それらのモデルに対し、MINEOS (Masters et al., 2011)を用いてノーマルモードを 計算し、マルチ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. これらラン ダムモデルに対する分散曲線の平均値(図 b)を入力データとして、Tarantola & Vallette (1982)による非線形インバージョンを行い, SV 波速度と SH 波速度を復元 し, みかけの S 波鉛直異方性の大きさを推定する.

#### 3. 結果と考察

図 a のようにモホ~深さ 100km にランダム不均質性を加えた場合,表面波の分 散曲線への影響は基本モードで顕著となり,高次モードではさほど大きくない.そこ で,基本モードのラブ波およびレイリー波の平均位相速度(図 b)を用いて,異方的 な S 波速度構造モデルを復元した(図 c). 微細不均質性の影響により,特にレイリ ー波の位相速度で明瞭な低速化が生じる.そのため,復元された異方的 S 波速度 モデルでは,微細不均性の存在する深さにおいて,SH>SV となる.結果として,鉛 直異方性パラメータ ξ=(V_{SH}/V_{SV})²が 1.0(等方性)より大きくなり,みかけの異方性 が生じることがわかる.この例では,±2%のランダム不均質性によって,1%程度の S 波異方性が生じている.これは,最近の表面波トモグラフィーから推定されるリソ スフェア~アセノスフェアでの S 波鉛直異方性の大きさの 20%から最大で 50%程度 に相当する.鉛直異方性を解釈する際には、ランダム不均質性によって生じる,み かけの異方性の影響も定量的に考慮する必要がある.



図:(a) モホ~100km の深さに 2%のランダム不均質性を加えた等方 S 波速度モ デルの一例.(b) 大量のランダム不均質モデルから計算した分散曲線の平均値. (c)(b)より復元した異方的 S 波速度モデル(SV 波速度, SH 速度)と, 鉛直異方性パ ラメータ ξ=(V_{SH}/V_{SV})².

## 非等方輻射震源の地震波振幅のばらつきの方位角変化 -地震動シミュレーションによる評価-

[#]吉本和生(横浜市大)·武村俊介(防災科研)

Azimuthal variation of seismic amplitude fluctuation: Numerical evaluation based on a finite-difference simulation [#]Kazuo Yoshimoto (Yokohama City Univ.) and Shunsuke Takemura (NIED)

1. **はじめに** 高周波数 (≥1 Hz) の地震波の振幅は、地殻構造のランダム不均質性に よる散乱作用で大きくばらつく(以下、「ばらつき」と呼ぶ).このばらつきの大きさ は、強震動予測における予測精度と密接に関係することから、近年になって周波数・ 距離依存性についての研究が遂行されるようになった(例えば、Yoshimoto *et al.* 2015). しかしながら、非等方輻射震源の地震波振幅のばらつきの方位角変化を調べた研究は 少ない.本研究では、ダブルカップル型点震源を用いた地震動シミュレーションに基 づいて、P波とS波の振幅のばらつきの周波数・距離依存性の方位角による変化につ いて調べた.

2. 地震動シミュレーション 地震動シミュレーションは、204.8×204.8×204.8 km³ の計算領域を 0.05 km で離散化し、0.0025 秒のタイムステップで 3 次元差分法に基づいて実施した. 均質な地震波速度構造に空間一様なランダム不均質性を重畳した構造 モデルを用い、その中央部に横ずれ断層を模擬したダブルカップル型点震源を配置した. 測定点はその周囲の同一の深さに 2.5 km 間隔で分布させた. 震源時間関数には非対称 cos 型関数 (Ji et al. 2003; Ts = 0.1 s, Te = 0.4 s)を用いた. 地殻構造のランダム 不均質性には、相関距離 1 km、ゆらぎの大きさ 0.03 の指数関数型モデル (Takemura et al. 2017)を仮定した. ランダム不均質モデルのシード数は 3 とした.

3. 解析方法 震源距離 55 km 以内での速度波形に、1-2、2-4、および 4-8 Hz のバンドパスフィルタを適用した後に、P 波とS 波の3 成分合成最大振幅を測定した.以下では、一定の震源距離(区間長 5 km)毎に、震源輻射係数 0.8 以上の方位角に含まれる測定点での3 成分合成最大振幅の自然対数の平均値を0 にするように規格化した振幅(以下、「P 波振幅」および「S 波振幅」)を使用する.尚、本研究のシミュレーション条件では、P 波とS 波の震源輻射係数は方位角 $\theta$ (震源輻射係数が0 になる方位からの角度)に対して4 象限型(sin2 $\theta$ )の対称性を持つので、 $\pi/2$ (90°)毎に重合して振幅のばらつきの特徴を調べた.

4. 解析結果 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、高周波数ほどその特性が顕著である(図 A.および B.). 測定された振幅は、震源輻射係数か

ら期待される値(以下,「振幅の期待値」,図中の破線に同じ)をほぼ中心にしてばらつく.ばらつきの大きさの絶対値は振幅の期待値に概ね比例する.この特徴は、S波振幅とS波の震源輻射係数の比の自然対数の方位角変化を示した図(図C.)において,ばらつきの標準偏差が方位角に依らずほぼ一定であることからも確認できる.ダブルカップル型の見掛け輻射パターンは、24 Hz 程度以上の周波数帯になると、特にS波において、地殻構造のランダム不均質性による散乱作用のため比較的小さい震源距離(15 km 程度)から不明瞭になる(例えば、Takemura *et al.* 2016).

本稿では、震源の非等方輻射による地震波振幅のばらつきと方位角の関係について 概説したが、より詳細な地震波振幅のばらつきの周波数・距離依存性の方位角変化に ついては、今後の追加的な地震動シミュレーションの結果を踏まえて明らかにしたい.



図 A. P 波振幅のばらつきの方位角変化. 震源距離 15-20 km で1 秒間のタイムウィンドーを使用 して計測. 破線は P 波の震源輻射係数の方位角変化. B. S 波振幅のばらつきの方位角変化. 震源 距離 15-20 km で5 秒間のタイムウィンドーを使用して計測. 破線は S 波の震源輻射係数の方位 角変化. C. S 波振幅 (1-2 Hz) と S 波の震源輻射係数の比の自然対数の方位角変化. 震源距離 15-20, 25-30, 35-40, および 45-50 km での測定値. 実線と破線はそれぞれ方位角 10°毎の平 均値と標準偏差.

**謝辞** 地震動シミュレーション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.

### 強震観測データ同化に基づく長周期地震動の即時予測 [#]古村孝志(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工)・大峡充己(東大地震研)

## Forecasting of long-period ground motions based on data assimilation of strong ground motions

[#]T. Furumura (ERI), T. Maeda (Hirosaki Univ.), A. Oba (ERI)

We propose an efficient approach for a real-time forecasting of longperiod (>3-10s) ground motions developed in large basins during large earthquakes, based on the data assimilation of the observed ground motions and 3-D FDM simulation of seismic wave propagation. The K-NET and KiK-net strong motion records are used as input of the wave propagation simulation. With an aid of fast supercomputer (Oakforest-PACS) the wave propagation simulation can be done 8.6 times faster than actual wave speed, so that the alert can be issued several tens of seconds earlier before large shaking will occur at distant basins. The effectiveness of this approach is demonstrated by numerical tests using the waveform for the 2007 Off Niigata, Mw6.6 earthquakes, and the 2011 Off Tohoku, Mw9.0 earthquake.

#### 1. はじめに

長周期地震動は、大地震の際に大規模平野で強く増幅されて生成し、超高 層ビルや大型石油タンク等と共振して被害を起こす恐れがある。本研究では、 長周期地震動への早期対応と災害軽減に向け、2007年新潟県中越沖地震 (Mw6.6)と2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の強震観測記録を 用い、全国の強震観測網(K-NET, KiK-net)のリアルタイムデータ同化と、 高速計算機による波動伝播シミュレーションに基づいて、都心で卓越する長 周期地震動(周期7秒前後)の即時予測の数値実験を行った。

#### 2. 長周期地震動の観測波形データ同化

長周期地震動を形成する、周期3~10秒程度の表面波の伝播と増幅は、 3次元的に不均質な地下構造の影響を強く受ける。本研究では、K-NET, KiK-netの強震観測データを入力として、3次元差分法により長周期地震動 の波動場データ同化と、将来の波動場の予測計算を行った。データ同化手法 としては最適内挿法を採用した。本手法は、震度分布の即時予測(Hoshiba and Aoki, 2015)や津波の即時予測(例えば、Maeda et al., 2015)など で広く活用されている。地震波は地中を3次元的に広がるが、観測記録は地 表に限られるため、長周期地震動の地中の波動分布については、卓越周期7 秒の表面波(水平動:Love波、鉛直動:Rayleigh波)の固有関数を用いて 地表から地中へと外挿した。このほか、外挿を用いない手法も検討中である。

#### 3. 長周期地震動の即時予測実験(2007年新潟県中越沖地震)

2007年新潟県中越沖地震(Mw6.6)の強震観測データ同化と予測の結果 を図に示す。評価領域は480 km x 480 km x 55 kmとし、0.24 kmの格 子間隔で離散化して、JIVSMモデル(Koketsu et al., 2012)を用いて周 期2.7秒以上の地震波を差分法計算から評価した。領域内の482点の強震観 測記録を計算格子に与え、地震発生から20秒間、及び40秒間のデータ同化 (図a)の後に、高速計算により将来(地震発生から120秒後)の長周期地 震動を予測した(図b)。予測波形と観測波形、速度応答スペクトルを図c,d に比較する。予測精度と猶予時間にはトレードオフがあるが、データ同化が 進むにつれ、長周期地震動の波形が振幅と継続時間を含めて良く予測できて いることがわかる。本即時予測手法は、評価領域外で発生した2011年東北 地方太平洋沖地震のデータ同化・予測においても有効であることを確認した。 データ同化完了後、100秒後の波動場の予測に要する時間は、東大と筑波 大が共同運用するOakforest-PACS計算機(2048CPU)で11.5秒であった。 これは、長周期地震動の伝播にかかる時間よりずっと短く、観測データの取 得に合わせた即時予測を繰り返し進めることが可能である。



Figure. (a) Snapshots of the assimilated wavefield at 50 s and 70 s, and (b) the forecasted wavefield at 150 s. (c) (d) Comparison of waveforms and response spectrum between forecasted and observed long-period ground motions at TKY007 as a function of assimilation time window (30, 50, and 70 s). We acknowledge the NIED for supplying the K-NET and KiK-net waveform data.

#### Data-driven 時代の地震学における1本の波形記録の役割 ^{*}蓬田 清(北大理)・木村恒久(シュルンベルジェ)

## Role of a specific seismic record in a data-driven era of seismology [#]Kiyoshi Yomogida (Hokkaido Univ.), Tsunehisa Kimura (Schlumberger)

近代自然科学は、「仮説と観測(データ)の調和」を判定基準として発展した。世界初の地震波形記録は、ユーイングの製作した地震計により 1881年に東京で得られた。小さなEW成分だけの10秒後に、NS成分も含む 大振幅の振動が明瞭に認められる。今では誰でもこの2種類の波を正しく 解釈できるが、当時のもう一人の大御所ミルンと以後30年も論争が続いた。 この事実は、データ不足の地震学(少ない観測点に加え、使える震源も稀) における、正しい仮説の指導的立場、つまり仮説driven型研究を強調する。

以後データ量は増加したが、求められる質が波動理論の導入で一変し、 走時・振幅だけから波形全体を仮説と比較する新しい段階に入った。水平 成層構造と断層震源に対する波形合成を解説する出版が、1980年前後に相 次いだ事に対応する(e.g., Kennett, 1983)。さらにその時期のインバージ ョンという概念の登場は、仮説とデータの調和を系統的に発展させた。

しかし、その結果は a prioriなモデル制約の下である点を忘れると、明 治時代の論争を笑えない。深刻な一例は、2011年東北沖地震での海溝軸付 近の大滑り・歪み蓄積である。陸上GPS観測を用いた事前の研究では、観 測網から離れた浅いプレート境界付近で歪みゼロといった a prioriな条件 を採用し、誰もこの最重要の特徴を予測できなかった(西村、2011)。現 在の地震学では、精巧なモデルの導入による複雑な3次元構造や有限断層 が当たり前に議論されるが、その仮説の妥当性をしっかり意識しないと、 これからもしっ~返しを突如食らう可能性は高い。

それにしても、1995年以降の陸上の地震観測網の整備で、仮説とデータの主従関係は揺らぎ始めた。最近では海上での観測網も整備され、また安価な地震計の稠密設置も試みられ、高周波成分の伝播すら面的なデータが得られ始めている。他の自然科学と同様に、観測条件がコントロールできない地震学でも、Data-driven型の研究、すなわち仮説に縛られずにデータの深掘りを中核に据えるアプローチにますます移行していくだろう。

加えて、観測装置そのものの大革命が迫っている。バネ・電気回路など

古典物理学による地震計から、他分野では当たり前となっている量子論を 用いた計測系の登場である。光ファイバーの動的歪みを入射レーザーパル スの後方散乱光の変化により時空間に連続計測する、一般的にDistributed Acoustic Sensing (DAS)と呼ばれるシステムは、物理探査分野で主役になり つつある (Hartog, 2017)。地震学の視点からの革新的な要素として、(1)フ ァイバーに沿って線状に数十キロに及ぶ連続計測、(2)既存の光ファイバ ーを利用すれば低コスト運用、(3)ファイバーの管理がほとんど必要なく 長期に安定、(4)通信用海底ケーブルなどの利用により従来行うことがで きなかった場所での観測も可能、などが簡単に挙げられる。

特に、(1)では従来のアレイ観測に比べ、波の伝播速度・方位の計測精 度・空間分解能が格段に向上するので、走時・振幅とslowness vectorが同 等な重みで、仮説(合成波形)と比較できる。この場合、従来のインバー ジョンではなく、DAS記録を画像データとみなし、これも急速な進歩を遂 げている「畳み込みNeural Network」などのDeep Learningを活用すべきで ある。緊急地震速報などへの応用や、地震学で急速に広まった媒質等の時 間変化は、画像データならより詳細・信頼度の高い検出が可能となるはず である。このように、新しい計測技術はデータ量の増加だけでなく、地震 学を真にData-driven時代へと導くことが予想される。

DASはファイバー軸に沿っての歪み速度テンソル1成分のみを計測す る。しかし、多重螺旋ファイバーの開発も始まり、原理的にはテンソル9 成分(歪み6成分と剛体回転3成分)を計測できる。従来の速度3成分な どに変換するのではなく、合成波形をテンソル成分として求め、記録と直 接比較する方が効率的である。9成分が得られるようになれば、異方性と 不均質性の分離、近地記録における断層運動の動的挙動など、DASはデー タの質の点からも全く新しい分野を拓く可能性がある。

大量データを扱うDeep Learningが我々以上に「創造力・想像力」を持ち うるかは議論沸騰中だが、息抜きに紅茶をすすりながら1本の波形を眺め て仮説の妥当性を疑う作業を、我々はむしろ一層これから要求される。

- <文献>・A.H. Hartog, An introduction to distributed optical fibre sensors, CRC Press, 2017.
- B.L.N. Kennett, *Seismic wave propagation in stratified media*, Cambridge Univ. Press, 1983.

·西村卓也、日本地震学会 2011 年度秋季大会講演予稿集、C31-O4, 2011。
レシーバ関数解析と地震波走時トモグラフィによる紀伊半島下の 3次元地震波速度構造 #澁谷拓郎(京大防災研)・平原和朗(理研)

3D seismic velocity structure beneath Kii Peninsula, southwestern Japan derived from receiver function analysis and seismic tomography #Takuo Shibutani (Kyoto Univ.), Kazuro Hirahara (Riken)

#### 1. Introduction

In order to investigate behavior of slab-derived fluids discharged from the Philippine Sea plate subducting beneath Kii Peninsula, southwestern Japan, we carried out seismic observations, receiver function analysis and seismic tomography. We estimated the geometry of the slab and the seismic velocity structure beneath the Kii Peninsula, and discussed the behavior of the fluids with the distribution of low velocity anomalies.

2. Receiver function (RF) analysis

We carried out linear array seismic observations in the Kii Peninsula from 2004 to 2013. We deployed seismometers along six profile lines with an average spacing of about 5 km. We applied RF analysis and obtained images of S wave velocity discontinuities. We estimated 3D configurations of the continental Moho, the slab top and the oceanic Moho from RF images for the six profile lines.

The continental Moho, the slab top and the oceanic Moho are clearly found in the RF images. A new knowledge obtained by the analysis is that the continental Moho dips upward in the southeast direction above the Philippine Sea slab.

3. Seismic tomography

We carried out the tomography with FMTOMO (Rawlinson et al., 2006).

We used a velocity model with the 3D geometries of the three discontinuities derived from the RF analysis. We used 231,650 P travel times and 210,142 S travel times observed at the temporary stations in addition to permanent stations.

Results of the tomography show that low velocity anomalies (> 5 % in both P and S wave velocities and high Vp/Vs ratio > 1.8) are located in deep low frequency events areas at 30 - 40 km depths on the Philippine Sea slab (Fig.1a) and that another strong low velocity anomaly (> 10 % in P wave velocity and low Vp/Vs ratio < 1.6) 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 (Fig.1b). The first feature can be due to discharged H₂O from hydrous minerals in the oceanic crust. The second feature can be explained by a mechanism that fluids upwelling from the low velocity anomaly in the lower crust.



Fig. 1 Heterogeneous distribution of seismic wave velocity in and around Kii Peninsula. (a) Perturbation of S wave velocity at 34 km depth. (b) Perturbation of P wave velocity at 16 km depth. (c) A map showing the location of our study area (blue rectangle).

### MeSO-net観測波形を用いた地震波動場の推定 #椎名高裕(東大地震研)・前田拓人(弘前大理工)・加納将行(東北 大理)・加藤愛太郎・平田 直(東大地震研)

An estimation of seismic wave field in the MeSO-net #Takahiro Shiina (ERI, Tokyo Univ.), Takuto Maeda (Hirosaki Univ.), Masayuki Kano (Tohoku Univ.), Aitaro Kato, Naoshi Hirata (ERI, Tokyo Univ.)

MeSO-net (Metropolitan Seismic Observation network) は首都圏を中心 に展開された非常に稠密な地震観測網であり,観測点間隔は平均で 5 km 程度,最も密な地域で 2 km 程度となる[笠原・他,2009,酒井・平田, 2009].近年,このような稠密観測で得られる波形記録を用いて地震波動 場そのものを再構築する試みが世界各地で進められている[e.g., Langston, 2007].特に MeSO-net では Kano et al. [2017]によって数値モデリングをベ ースに地震波動場の推定が試みられており,1.0 Hz 程度まででの波動場再 構築が実現されつつある.しかしながら,彼らのアプローチは大きな計算 資源を必要とする.一方,観測波形記録からより直接的に,かつ少ない計 算コストで波動場を見積もる手法として Seismic Wave Gradiometry法(以 下,SG法)が知られている[e.g., Langston, 2007; Maeda et al., 2016].加 えて,SG 法ではスローネスの時空間変化などもデータから見積もること ができる.そこで本研究では,MeSO-net観測記録へSG法を適用し,観測 波形記録のみから同観測網内における地震波動場推定を行うとともに,よ り高精度な波動場構築を行う上での課題を検討した.

SG法[Maeda et al., 2016]では、観測網内のある点における波形振幅とその空間勾配を、周囲の観測点で得られた観測振幅から重み付きの最小二乗法によって推定する.この重みは観測点の配置や振幅推定を行う地点からの距離によって決める.本研究では、任意の点における振幅を周囲 5 km 以内に分布する MeSO-net 観測点の波形を用いて推定することにした.

図1には、2011年4月11日に福島県浜通りで発生した地震(深さ6km, M7.0)の0.1-0.2 Hzの周期帯域の波形記録に対するSG法の結果を示す.

地震面に相当する北西一南東方向にコヒーレントな振幅のパターンが明瞭 に確認できる.この分布は表面波の伝播を表していると考えられ,空間勾 配を用いた発散・回転場からそれぞれ Rayleigh・Love 波の成分を確認し た.SG 法は 1 波長内に複数の観測点が必要なことから適用可能な周波数 に上限がある.MeSO-net のような稠密観測点であると,表面波の通過に 対応する振幅分布は 0.5 Hz 程度までみることができた.

このように MsSO-net の観測波形を用いることにより,首都圏に到来す る地震波の波動場を比較的高い周波数帯域まで再現することができると考 えられる.一方, MeSO-net の観測点密度は一様ではなく,中心部から離 れるにつれて疎となるため,中心部に注目した解析では周辺部での再構築 そのものが難しくなる.観測点の探索距離を単純に大きくすると,振幅を 過小評価するなど,推定精度が低下する.周辺部を含めた MeSO-net 全域 における波動場をより高い精度で再現する上で,観測点密度に応じた探索 距離の設定する必要があるだろう.



図1SG法により推定した地震発生から38.0秒後の地震波波動場(加速度記録).上段 は(左)上下動,(中央)南北動,(右)東西動の各成分を示す.下段は(中央)発散 場と(右)回転場である.震源と観測点は右下の図にそれぞれ星と逆三角で示す.

Inception Moduleを用いた地震波形自動検測 #内出崇彦(産総研)

# Automatic seismic phase picking using the inception module #Takahiko UCHIDE (AIST)

We developed an automatic seismic phase picking model using the inception module technique, where we applied multiple sizes (3, 5, and 7 in this study) of convolution layers and concatenated the outputs. The more the inception module layers were accumulated, the more accurate the phase picking was. The neural network trained just a couple of times gave P arrival times within 1 sample (0.01 s) from the JMA phase picking for more than 60 % of the test data. This study addresses not a classification problem, but a conversion of time-series data. Therefore, this method is applicable to data with different length from the training data.

近年、深層学習技術を主体とした、いわゆる人工知能(AI)技術の台頭は目覚 ましく、データマイニングの領域に大きな変化をもたらしつつある。ニューラルネッ トワークの考え自体は古くからあったが、深層化しても性能は上がらなかった。そ れを打破したのが、畳み込みの導入とそのための数々の工夫であった。畳み込 みをするフィルタの係数を深層学習によって求めることで、データから抽出すべき 特徴量の設定自体を自動的に行うというものである。その際、フィルタのサイズな どは事前に解析者が与える必要がある。Inception module (*Szegedy et al.*, 2015)は GoogLeNet で用いられた手法(*Russakovsky et al.*, 2015)であり、複数のサイズのフ ィルタから得られた結果を結合する技術である。

地震学においても、自動検測の研究は古くから行われてきた。簡易的なものでは、STA/LTA法(例えば、Bungum et al., 1971)がある。その他、振動極性を用いた手法(Earle and Shearer, 1994)、瞬時周波数を用いた手法(Bai and Kennett, 2001)などが試みられてきた。Zhao and Takano (1999)はニューラルネットワークを用いた先駆的な研究であった。

本研究では、深層学習技術を用いて、単一観測点の地震波形データの自動 検測を行う。定常観測網のデータの処理にかかる工数を削減することを目指すほ か、臨時観測網のデータ処理への活用を通して、臨時観測研究の促進を図る。 初めは単純化のため、地殻内地震が多数発生している茨城県北部を研究地 域に定める。気象庁一元化処理震源カタログに記載されている P 波検測値を教 師データとして、同地域の 2 観測点(十王観測点(N.JUOH)及び矢吹観測点 (N.YBKH))以外のデータを用いて学習を行う。学習結果の評価は、これら2 観測 点のデータを用いて行う。これによって、学習データとテストデータを明確に区分 する。既存の検測値がないという臨時観測の状況を模したものでもある。

深層学習に入力するデータは、その振幅が揃っていることが望ましい。そこで、 3 成分の地震波形データを最大振幅で規格化したものと、一定値で飽和させたも のの合わせて 6 成分として入力した。これは、波形全体と局所的な特徴をいずれ も確認するという手動検測の実際に合わせたものである。また、水平方向にデー タを回転させたり、全成分に–1をかけたりしたものも独立したデータとして扱うこと で、データ量を増やした。検測値は、one-hot vectorの形で与えた。データ長は 5 秒間とし、0.5 秒~4.5 秒の範囲に検測値が入るようにした。

学習には、1 次元の畳み込みフィルタからなる Inception module を用いた。 Pooling は用いない。フィルタサイズは、3, 5, 7 のものを用いた。勾配消失や過学 習への対策のため、活性化関数には ReLU (*Nair and Hinton*, 2010)を使用し、 dropout (*Srivastava et al.*, 2014)と batch normalization (*Ioffe and Szegedy*, 2015)を 畳み込みごとに適用した。

Inception module を積み重ねるごとに、学習効率は上がった。学習を始めてす ぐに、6割以上のテストデータに対して、気象庁検測値から1サンプル(0.01秒)以 内の検測値を与えるようになった。学習データと違って、P 波到達が 0.0 秒~0.5 秒または 4.5 秒~5.0 秒になるものをテストデータにした場合でも、正確に検測が できていた。これは、本手法が分類問題ではなく、時系列の変換になっていると いうことを意味している。学習データと異なる長さのデータに対して適用可能であ るという、実用上の利点を示すものである。

**謝辞** 本研究では、気象庁一元化処理震源カタログによる地震波検測データ、国立研究 開発法人防災科学技術研究所の高感度地震観測網(Hi-net)の地震波形データを使用し ました。本研究における深層学習の導入に当たっては、産総研の「デジタル道場(入門 編・プログラミング編)」が有益でした。産総研の深層学習用大型計算機 AAIC の上で、 Obspy ライブラリ(www.obspy.org; *Beyreuther et al.*, 2010)及び Pytorch ライブラリ (pytorch.org; *Paszke et al.*, 2017)を利用して実施しました。本研究は公益財団法人 三菱 財団の自然科学研究助成並びに産総研エッジランナーズ事業による支援を受けました。

空間微分項を用いたベクトル地震波動場の P-SV/SH分離:数値シミュレーションへの適用 #前田 拓人(弘前大理工)

Separation of vector seismic wavefield into P-SV and SH motion: An application to a numerical simulation model #Takuto Maeda (Hirosaki Univ.)

■はじめに 計算機ならびにソフトウェア,そして3次元不均質地下構造のコ ミュニティモデルの発展により,地震波の数値シミュレーション技術はその重 要性をますます増している.だが,問題が大規模化し構造が複雑になるにつれ て,シミュレーション結果を解釈することが観測記録の解釈と同様に難しくな ってきた.これまで,地震波動場の空間微分から速度あるいは変位ベクトルの 発散(div)および回転(rot)成分を表示することにより,計算された地震波動 場の構成要素を検討することが広く行われてきた.しかし,これらはあくまで も波動場の空間微分量であり,地震波そのものを分解したわけではない.その ため,これらの量と計算あるいは観測された地震波形記録そのものとの対応付 けが困難なことがあった.本研究では、シミュレーションによって得られる地 震波動場の空間微分項に着目することにより,地震波の速度もしくは変位場そ のものをP-SV振動とSH振動成分に分解する方法を提案する.

■地震波動場のポテンシャル分解 地震波動場をベクトルおよびスカラーポテ ンシャルを用いて表現する. 地震波速度(あるいは変位)場は,スカラーポテ ンシャル φ(x,t) に加え,成層構造中におけるSV波とSH波を表す2つのベクト ルポテンシャル成分 ψ(x,t), χ(x,t)によって表現することができる (e.g., Aki and Richards, 2002; Box 6.5). 速度場ベクトルのrotの鉛直成分に着目すると, ポテンシャル関数 χ(x,t)が任意の平面内 (たとえば地表) における速度場のrot の上下成分を非斉次項に持つ水平面内の2次元Poisson方程式に従うことが示さ れる. このPoisson方程式を数値的な方法によってポテンシャル関数 χ(x,t) に ついて解くことができれば,その空間微分の評価からSH振動が推定できる. さらに全波動場から推定SH波振動成分を引くことにより,残りのP-SV振動成 分が間接的に求まり, P-SVとSH成分の分解ができる. ■計算例 単純な例として、層境界の深さがなめらかに変わる成層構造媒質に おける地震波伝播の3次元差分法シミュレーションを行い、それに対して本提 案手法を適用した(図).計算の各時間ステップにおいて地表速度波形のrotを 非斉次項として用い、Poisson方程式をGauss-Seidel法により数値的に解くこ とで波動場を分解した.元の地震波動場(図a)からSHとLove波成分が抽出され (b)、その残差としてのP-SV波が分離できている(c)ことが確認できる.

本研究ではシミュレーションモデルに対して波動場の分離を行ったが、その 応用はシミュレーションだけに限らないかもしれない.提案手法で波動場の分 離に必要な量は水平方向の空間微分のみだけである.離散的な観測記録から連 続波動場とその空間微分を推定するSeismic wave gradiometryとの組み合わせ を通じて、本手法を稠密観測地震波形記録にも適用できる可能性がある.



図 提案手法適用例の時刻 75 秒(上)と400 秒(下)のスナップショット. それ ぞれ(a)数値シミュレーションにより計算された水平方向速度場の振動方向,(b) 左図のベクトル場から提案手法によって抽出された SH 振動成分,(c)元波動場と SH 振動成分の残差として得られた P-SV 振動成分.

■謝辞本研究の一部にはJST CREST JPMJCR1763からの支援を受けました.

### 地震波・地震動の解析における最小二乗法 #纐纈-起(東大地震研)

Least-Squares Methods in the Analysis of Seismic Wave and Ground Motion #Kazuki Koketsu (ERI, Univ. Tokyo)

**はじめに** 地震波や地震動を観測した観測量から震源や地下構造のパラメータを 推定するために標準的に使わる統計手法が最小二乗法である. 地震動の観測値  $y_n$  はその真の値  $y_n^0$  の周りで正規分布を成し, Green 関数は真の値を正しく記述 できて  $y_n^0 = f_n(\mathbf{x})$  とすると, この問題全体の確率(尤度)は

$$L = \prod_{n=1}^{N} L_n = \frac{1}{(2\pi)^{N/2}} \prod_{n=1}^{N} \frac{1}{\sigma_n} \exp\left\{-\sum_{n=1}^{N} \frac{(y_n - f_n(\mathbf{x}))^2}{2\sigma_n^2}\right\}$$

であり,最尤推定に基づけば最小二乗法になる.

そこでの丸め誤差など数値誤差の問題は、ピボット選択やスケーリング、修正 Gram-Schmidt法、反復改良など計算方法を工夫することで回避することができる. しかし、たとえば CMT インバージョンや震源インバージョンならば観測波形が大 きな観測誤差を含んでいるときや、地下構造に不明なところが多く Green 関数が 大きな誤差を含んでいるとき、Green 関数の誤差が大きくなくても、震源インバー ジョンのように非常に多数の未知変数(未知パラメータ)が含まれているとき、非線 形最小二乗法ならば非線形性が強い場合や良い初期値が得られていないときな どに、最小二乗法に現れる不安定さを計算方法の工夫で回避することはできない.

制約条件 こうした問題を回避するために制約条件を導入することが行われる. た とえば、未知変数 x のおおよその推定値  $x_0$  がわかっているとき、 x  $\simeq x_0$  はもっと も簡単な制約条件となる. このような制約条件を一般化して

 $\mathbf{h} \simeq \mathbf{g}(\mathbf{x}), \quad \mathbf{h} = (h_{n'}), \ \mathbf{g} = (g_{n'}), \ n' = 1, 2, \cdots, N'$ 

と表現し、 $h_{n'} \sim g_{n'}(\mathbf{x})$ は共通の標準偏差 $\rho$ で正規分布を成すとすると、制約条件全体の確率が

$$L' = \prod_{n=1}^{N} L'_{n'} = \frac{1}{(2\pi)^{N'/2} \rho^{N'}} \exp\left\{-\sum_{n'=1}^{N'} \frac{(h_{n'} - g_{n'}(\mathbf{x}))^2}{2\rho^2}\right\}$$

と与えられる. Bayes 統計の立場で見れば, 震源や地下構造が原因Hであり, 地 震波・地震動が結果Aであるから, Bayesの定理

$$P(H|A) = \frac{P(A|H) P(H)}{\int P(A|H) P(H) dH}$$

における事前確率 P(H)は L', P(A|H)は L となる. 事後確率 P(A|H)を  $L_c$  と置け ば, Bayes の定理から

$$L_c = \frac{LL'}{D} \quad D = \int LL' d\mathbf{x}$$

が得られる.さらに,最大事後確率推定(MAP 推定)を行えば制約条件付き最小 二乗法になる.

**周辺尤度** 事前確率を前提とした尤度の周辺確率は周辺尤度と呼ばれ,周辺尤 度はモデルのパラメータが事前確率からランダムにサンプリングされたときに,デ ータが生成される確率とみなせる.従って,周辺尤度が最大となるパラメータがも っとも確からしいモデルとなる.完全に Bayes 統計に則り超パラメータρも確率変 数とする立場をとるならば, $\rho$ にも事前確率  $P(\rho)$ を与え $\rho$ についても積分して

$$\mathcal{L} = \iint L(\mathbf{x})L'(\mathbf{x},\rho)P(\rho)\,d\mathbf{x}\,d\rho$$

としなければならない. しかし,  $P(\rho)$ がある値の周りで"鋭く尖っている"とき, L は D で近似できる. この近似はエビデンス近似と呼ばれ, エビデンス近似をした周辺 尤度を最大化するようにモデルパラメータや超パラメータを求める方法を経験 Bayes 推定という.

地震波・地震動のインバージョンでは多くの場合,この経験 Bayes 推定が行われている. ABIC は

ABIC = 
$$-2\log \mathcal{L} + 2N_h$$
,  $N_h = 超パラメータの数$ 

であり、超パラメータの数を変えることは稀であるので、ABIC を最小にするということは周辺尤度 L を最大にすることに他ならず、Akaike (1980)の方法は経験 Bayes 推定と等価である.

# 大阪府熊取町でのアレイ観測による微動回転成分 から求めたラブ波位相速度 #吉田邦-(地盤研)・上林宏敏(京大)

# Love wave phase velocity obtained from rotational component of the microtremor array records observed at Kumatori, Osaka

#Kunikazu Yoshida (GRI) and Hirotoshi Uebayashi (Kyoto Univ.)

We observed 3-component microtremor records from nested triangular array and obtained phase velocities from rotational components calculated from the horizontal component of the observed array data. The observed phase velocities agree well with the Love wave dispersion curve computed for the PS-logging velocity model.

はじめに 現在の微動アレイ探査では、上下動成分の観測記録からレイリー 波の位相速度の分散曲線を求め、それを説明する速度構造モデルを逆解析に より探索して地下の速度構造を求める手法が主流である.ところが、この逆 解析の際、一つのレイリー波の分散曲線を説明する速度構造モデルが無数に あることから、解が一意に決まらない問題がある.ここでラブ波の位相速度 を用いることができれば、逆解析の拘束条件として有望である.ラブ波の位 相速度を求める手法として、吉田・上林(2018)は微動アレイ記録の水平 成分から回転成分を求め、その位相速度を求めるという方法を考案した.こ の手法は、数値実験ではラブ波の位相速度を求められることが明らかとなっ ている.今回は実際に微動観測を行い、ラブ波位相速度の推定を試みた. 観測 微動観測は、大阪府熊取町の京都大学複合原子力科学研究所敷地内で 行った.最大半径50 mの二重正三角形アレイを設定し、7地点で3成分記録 をサンプリング周波数200 Hzで約1時間取得した(図1).測定には、GPL6A3

およびSMAR6A3(改)を使用し、GNSSにより時刻を同期させた. 解析 取得した加速度記録には、空間エイリアジングを防ぐために、水平成

分に1-4 Hzのバンドパスフィルターを適用した.その後,吉田・上林 (2018)の方法に従い,6観測点の記録からアレイ中心および半径25 mの3 か所,計4地点の回転成分を計算した.得られた回転成分から,eSPAC法に より位相速度を求めた.比較のため、上下動成分を用いた位相速度も推定した.

結果 回転成分からは2.6-4.0 Hzで,上下動成分からは1.2-5.0 Hzで位相 速度が得られた.このサイトでは,地震基盤の深度は200 m程度で,アレイ の南側200 m程度離れた所でPS検層が行われている(上林・他,2009).PS 検層の速度構造から,レイリー波とラブ波の理論位相速度を求め,それと推 定した位相速度を比較した(図1).レイリー波とラブ波の理論位相速度は, 分散性を示しつつ,0.1 km/s程度の差であるが,回転成分から求められた 位相速度はラブ波基本モードの理論位相速度と,上下動成分についてはレイ リー波基本モードのそれとよく対応し,両者の差が観測位相速度でよく説明 されている.回転成分から位相速度を求められた帯域は,上下動のそれと比 べると狭いものの,レイリー波とラブ波が混在する水平成分から,ラブ波の 位相速度を推定できることが示された.

謝辞 地盤研の西村利光氏には観測にあたりご助力いただいた.

参考文献 上林・他(2009)建築学会構造系論文集, 642, pp. 1453-1460., 吉田・ 上林(2018)物理探査, 71, pp. 15-23.



図 1 (左) アレイ配置. (右) 推定した位相速度と PS 検層による構造モ デルから計算した理論分散曲線.

# 3次元理論地震波形計算によるグリーンランド氷床のQ値の推定

O豊国 源知¹·竹中 博士²·小松 正直²·高木 涼太¹·金尾 政紀³·

#### 坪井 誠司⁴ 「東北大・理・予知セ、²岡山大、³極地研、⁴JAMSTEC

# Q-factor estimation for Greenland ice sheet using the 3-D seismic waveform modeling

OGenti TOYOKUNI¹, Hiroshi TAKENAKA², Masanao KOMATSU², Ryota TAKAGI¹, Masaki KANAO³, and Seiji TSUBOI⁴ ¹RCPEVE Tohoku Univ., ²Okayama Univ., ³NIPR, ⁴JAMSTEC

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Toyokuni et al. (2018, PEPI)では,グリーンラン ド全域の90観測点ペアにおける4.5年間のレイリー波位相速度変化を検出し,氷床 底部の温度状態(凍結または融解)が,位相速度変化のパターンに寄与している可能 性を示した.しかし地震波干渉法は,「観測点間の常時微動記録の相互相関波形は, 長期的に平均するとグリーン関数に近似される」という仮定に基づいた手法であ る.本研究では,3次元地震波伝播モデリングを用いて,グリーンランドにおける 相互相関波形に,この仮定が成り立つかどうか調べた.さらに異なる構造モデル で複数回計算を行うことで,観測波形を最も良く説明する氷床のQ値を求めた.

3次元計算に用いたスキームは, Takenaka et al. (2017, EPS)で提案された Quasi-Cartesian FDMである.これは差分法で3次元の地震波伝播をモデリングす る手法の1つで,地球の曲率,地下の3次元密度・地震波速度・減衰構造,地形, 海水を考慮して,現実的な理論地震波形を計算できる.本研究では現実的な氷床・ 基盤岩地形データ(ETOPO1)と、Crist1.0による地殻・マントル構造を導入して構 造モデルを作成した.ただ、グリーンランド全域を離散化すると格子点数が膨大 になることから、主要な観測点が分布している3つの小領域(Region1~3)に切り 出し、重点的に計算を行った.計算には東大情報基盤センターFX10(216ノード、 432プロセッサ、8スレッド)を用い、MPIとOpenMPのハイブリッド計算で行った.

図1はRegion1について得られた2つの観測点ペアにおける観測波形と理論波形 との比較例である.おおよそ全てのペアで波形の良い一致が見られることから, 地震波干渉法で得られた観測波形は、グリーン関数に十分よく近似されているこ とが確かめられた.さらに、氷床内部のQ値を変えて複数回計算を行った結果、P 波とS波のQ値の組み合わせについて(QP, Qs)=(20,20)が最もよく観測波形を説明 することが明らかとなった.氷床が高減衰であることを、末端の氷河等で行われ たローカルな観測で示した研究例は散見されるが、震央距離数100 kmを超えるよ うな長距離の伝播で確認した例はこれまでにない.



弾性波動方程式の数値解の平滑化スキーム

その1:全体概要と差分法

#藤原広行(防災科研)・今井隆太(みずほ情報総研)

A smoothing scheme for numerical solutions of the elastic wave equation, Part1: Grand Design and FDM #Hiroyuki Fujiwara (NIED), Ryuta Imai (MHIR)

地震動計算のための地震波動伝播シミュレーションでは、三次元的な不均質性 を持つ地盤モデルに対して安定した長時間積分が求められている.しかしながら、 実際には数値不安定性によって発散が生じることがしばしばある.これまでの経験 から、地下構造の空間分布が局所的に大きなコントラストをもつ場合に不安定にな ることが多いことが確認されている.そこで、数値不安定性を緩和するための方法の ひとつとして、地震波動伝播シミュレーションに平滑化スキームを導入する.平滑化 によって長周期地震動の特徴を損なわないためには、空間的に局所的な擾乱成分 のみを選択的に除去できるようなスキームが望ましい.本研究では、地震波動伝播 方程式の数値計算における短波長成分の平滑化スキームを提案する.

本研究で提案する平滑化スキームは,基礎方程式である弾性波動方程式に対し て,短波長成分を選択的に除去するような修正項を追加することで構成される.平 滑化のための修正項は,移流方程式に対する安定化手法としての風上差分の操作 を形式的に空間一次元の波動方程式に拡張することによって発見的に導出した. 具体的には,二つの移流拡散方程式の微分作用素の積の形の微分方程式を考え ることとした:

 $(\partial_t - a\partial_x - b\partial_x^2)(\partial_t + a\partial_x - b\partial_x^2)u = 0.$  (1) 式(1)は,通常の波動方程式に修正項を追加した形に書くことができる:

$$\underbrace{\partial_t^2 u = a^2 \partial_x^2 u}_{\text{wave equation}} + \underbrace{2b \left(\partial_t v - \frac{b}{2} \partial_x^2 v\right)}_{\text{correction terms}}.$$
(2)

但し、 $v = \partial_x^2 u$ とした.この方程式(1),(2)は、波動方程式に対する移流拡散方程式 のアナロジーであり、一般の次元の場合は、以下の微分方程式を考えることになる:  $(\partial_t - b\Delta_x)^2 u = a^2 \Delta_x u.$  (3) この修正波動方程式(1),(2),(3)は発見的に導出された人為的な方程式であり、その 性質は自明ではない.本研究では,空間一次元の場合の修正波動方程式の解の 公式(ダランベールの公式の一般化)や一般次元の場合の修正波動方程式の解が 波動方程式の解と熱核との空間方向の畳み込みによって得られることなど,修正波 動方程式に対するいくつかの数学的に良い性質についても示す.

以下では,提案する平滑化スキームを修正方程式スキームと呼ぶことにする.本研究その1では,修正波動方程式の離散化手法として差分法を適用する場合を議論する:

$$\frac{u_i^{n+1} - 2u_i^n + u_i^{n-1}}{(\delta t)^2} = a^2 \frac{u_{i+1}^n - 2u_i^n + u_{i-1}^n}{(\delta x)^2} + 2b \left(\frac{v_i^n - v_i^{n-1}}{\delta t} - \frac{b}{2} \frac{v_{i+1}^n - 2v_i^n + v_{i-1}^n}{(\delta x)^2}\right).$$
(4)

修正方程式スキーム(4)に対してノイマンの安定性解析と数値実験を行い,本スキ ームが以下のような好ましい特徴を持つことを示す.

- (a) 波動方程式の特性(波の伝播速度)を保存する
- (b) 短波長成分を選択的に除去する
- (c) 短波長成分が除去された以降のエネルギーの減少が緩やか

また,修正項にかかるパラメータを適切に設定する必要があることも示す.

修正方程式スキームで追加する修正項はシンプルな式で表わされているため, 空間二次元あるいは三次元波動方程式や,より一般の弾性波動方程式に対して容 易に適用することができる.本研究では,空間二次元波動方程式および空間二次 元弾性波動方程式に対して修正方程式スキームを適用して,より現実的な問題に 対しても十分な平滑化の機能を発揮することを示す.



図1 数値実験結果(左図:通常スキーム,右図:修正方程式スキーム)

#### 参考文献:

Ryuta Imai, Kei Takamuku & Hiroyuki Fujiwara (2018): A modified wave equation with diffusion effects and its application as a smoothing scheme for seismic wave propagation simulations, International Journal of Computer Mathematics, DOI:10.1080/00207160.2018.1463440

### 弾性波動方程式の数値解の平滑化スキーム

その2:混合型有限要素法の定式化

#今井隆太(みずほ情報総研)・藤原広行(防災科研)

A smoothing scheme for numerical solutions of the elastic wave equation, Part2: A mixed FEM #Ryuta Imai (MHIR), Hiroyuki Fujiwara (NIED)

地震波動方程式の数値解の平滑化スキームその1[藤原・今井]では,差分法による地震波動伝播シミュレーションにおける数値不安定性を緩和するための方法のひとつとして平滑化スキームを提案している.この平滑化スキームは,拡散効果を伴う 修正波動方程式の数値解を構成する手法(修正方程式スキームと呼ぶ)に基づいている.断層面などの不整形な層構造や局所的な物性値の変化などの複雑な地盤や地表面の凹凸などの複雑な形状のモデリングは,有限要素法が得意とするところである.しかしながら,修正波動方程式は空間変数についての4階微分を含んでおり,通常の有限要素法では高階微分の取り扱いに困難がある.そこで,高階微分の取り扱いの困難を解決するために,本研究では,拡散効果を伴う修正波動方程式の混合型有限要素法による定式化を与える.更に,数値実験を実施して,混合型有限要素法が地震波動伝播シミュレーションの平滑化に有効であることを示す.

拡散効果を伴う修正波動方程式とは以下のような方程式である.(本研究その1)  $(\partial_t - b\Delta_x)^2 u(t,x) = a^2 \Delta_x u(t,x)$  (t,x)  $\in \mathbb{R}_+ \times \Omega$ . (1) この方程式は空間変数についての4階微分を含んでおり,通常の弱定式化では解 の滑らかさとして  $H^2$  が要求される.そのため,通常の弱定式化に基づく有限要素 法では,計算領域全体で C¹ 級程度の滑らかな形状関数を適用する必要があり,形 状関数の選択や節点未知変数の選択,境界条件処理などの定式化と実装が格段 に難しくなる.本研究では,弱解の滑らかさを  $H^1$  に緩めることを意図して混合型の 弱定式化を採用する.とくに,混合法を適用するために,本来の未知変数 u(t,x) に 加えて,中間変数  $v(t,x) = \partial_t u(t,x) - b\Delta_x u(t,x)$  も未知変数とする.未知変数とし て  $u \ge v$ の両方を考えることによって,拡散効果を伴う修正波動方程式(1)は,非斉 次の拡散方程式の連立方程式系に帰着される:

$\partial_t u - b\Delta_x u = v,$	( <b>2</b> )
$\partial_t v - b\Delta_x v = a^2 \Delta_x u.$	(2)

式(2)は、反応項がそれぞれ  $v \ge a^2 \Delta_x u$  であるような2成分の反応拡散方程式系に もなっている.

その1[藤原・今井]では、拡散効果を伴う修正波動方程式についての数学的議論 として初期値問題が扱われている。差分法は離散化や境界条件処理が比較的にフ レキシブルであるのに対して、有限要素法は境界条件処理が定式化に厳格に効い てくる。そこで、本研究その2では、修正波動方程式の初期境界値問題についても 議論する。例えば、ラプラシアンの固有関数展開を適用することで、解の存在と一意 性が成り立つことを示す。本研究その2で提案する混合型有限要素法は、式(2)の 弱定式化に基づいている:

$$\begin{cases} M(\partial_t u, \varphi) + B(u, \varphi) - M(v, \varphi) = b \int_{\partial \Omega} \frac{\partial u}{\partial n} \varphi dS, \\ M(\partial_t v, \psi) + B(v, \psi) + A(u, \psi) = b \int_{\partial \Omega} \frac{\partial v}{\partial n} \psi dS + a^2 \int_{\partial \Omega} \frac{\partial u}{\partial n} \psi dS. \end{cases}$$
(3)

 $\sub{} \heartsuit{} \heartsuit{} \heartsuit{} (f,g) = \int_{\Omega} fg dV, \ A(f,g) = a^2 \int_{\Omega} \nabla f \cdot \nabla g dV, \ B(f,g) = b \int_{\Omega} \nabla f \cdot \nabla g dV \ \exists \And{}$ 

れぞれ式(2)の弱定式化に現れる双一次形式とし、 $\varphi, \psi \in H_0^1(\Omega)$ は試験関数とした. 式(3)をガラーキン法で空間方向に離散化する.本研究その2では,混合型有限要 素法によって修正方程式スキームを実装して数値実験を行う.その結果として,波 長の長い成分は除去されにくく,波長の短い成分が選択的に除去されるという平滑 化の効果が発揮されることを示す.また,時間積分が安定になるための条件につい ても示す.



図1 数値実験結果(左図:通常スキーム,右図:修正方程式スキーム)

参考文献:

Ryuta Imai, Kei Takamuku & Hiroyuki Fujiwara (2018): A modified wave equation with diffusion effects and its application as a smoothing scheme for seismic wave propagation simulations, International Journal of Computer Mathematics, DOI:10.1080/00207160.2018.1463440

### 北海道南西部における深部反射法地震探査の成果 #佐藤比呂志・石山達也・加藤直子・岩崎貴哉(東大地震研)・清水英 彦・川崎慎治(地科研)・阿部進・横井悟(石油資源開発)・佐藤 壮・ 野 徹雄・三浦誠一・小平秀一(JAMSTEC)

Deep seismic reflection profiling in the southwestern part of Hokkaido, Japan

#Hiroshi Sato, Tatsuya Ishiyama, Naoko Kato, Takaya Iwasaki (ERI. Univ. Tokyo), Hidehiko Shimizu, Shinji Kawasaki (JGI, Inc.), Susumu Abe, Satoru Yokoi (JAPEX), Takeshi Sato, Tetsuo No, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira (JAMSTEC)

はじめに 上盤プレート内の震源断層モデルと地殻構造の特徴抽出は,物理 的な地震発生ポテンシャル評価モデルの構築にとって極めて重要である. 2013 年度から開始された文部科学省の日本海地震・津波プロジェクトでは,日本海と その沿岸の津波・強震動を明らかにするために,地殻構造探査にもとづいた震 源断層モデルの構築を行ってきた. 2017年には,日高衝突帯西部から石狩平 野を横断し,日本海盆にいたる測線[1]で,2018年には渡島半島を横断し日本 海盆に至る測線で,地殻構造探査を実施した.ここでは,とくに陸域での地殻構 造探査の成果について述べる.

2017年石狩平野横断測線 石狩平野横断測線では,厚い堆積層が分布する ため,とくに低周波信号の活用に重点を置いた探査を行った.バイブロサイス4 台での発震を基本とし,測線長は69 km,西部で50 m 間隔,東部で100 m 間隔 にて発震した.受振器は固定展開で間隔は50 m,1358チャネルを使用した.バ イブレータの発震周波数は、3~40Hzとした.4 km 間隔で50回の多重発震の他, 東端で薬量100 kgの含水爆薬による発破,西端では5台のバイブロサイスによる 850回の多重発震を行った.海域延長にはJAMSTECによる海域探査測線と接 続し[2],海上発震は陸域の探査測線でも収録された.得られた反射法地震探 査深度変換断面では、石狩平野下では厚さ4 kmの新第三紀から第四紀の堆積 層からなる連続性の良好な反射面群が分布する.これらの地層は東から野幌背 斜、太美背斜,海岸背斜に対応した褶曲を示す.これらの褶曲は、基本的には 正断層の反転による逆断層運動によって形成されたと判断される.野幌背斜下 では、東傾斜の断層と断層に向かって西方に層厚が増大する古第三系と推定 される成長層が分布する.この地下6kmよりも深いイメージングは,低周波数信号の活用によって得られたものである.馬追丘陵から夕張にいたる日高衝突帯 西部においては,短縮量が著しい褶曲-断層帯の地質構造を反映して,連続性 のよい反射面群の分布に乏しい.日高衝突帯の前縁断層は,馬追丘陵西縁の 石狩平野東縁断層帯であり,先端は地下3 kmに伏在し,楔状の形状を示す.深 部は東傾斜のスラストである.屈折トモグラフィによる速度構造断面では,5.5 km 以上の高速度帯は日高衝突帯西部で東方に低下する.石狩平野東縁の深部 形状については,波線追跡法による速度構造も含め,総合的に解析する[3].小 規模な速度の逆転構造を示し,東傾斜のスラストが卓越する.測線全体では, 石狩平野下でのシックスキン型の変形に対して,日高衝突帯西部ではシンスキ ン型の変形様式を示している.

2018年渡島半島横断探査測線: 2018年5月に北海道檜山郡江差町江から東に 函館平野北部を横断する54 kmの区間において、バイブロサイス4台を使用して 反射法地震探査を実施した.発震周波数は6-60 Hz,発震点間隔は150 m間隔 で、5 kmごとに集中発震を行った. 受振点間隔は50m, 1119チャネルの固定展 開である.この他,測線の南方で函館平野西縁断層を横断する8km区間で,受 発震間隔10mの高分解能反射法地震探査も実施した.初期的な処理段階では あるが、反射法地震探査断面では往復走時約3秒程度までの反射面群が得ら れている. 屈折トモグラフィによる予察的な解析では、函館平野北部でのP波速 度5km/sの層は往復走時2秒程度に位置する. 西側の松前半島では、カルデラ や初期中新世のハーフグラーベン群の形成にともなって5 km/sの等速度線は, 地表付近から往復走時2秒付近までの起伏を示している. 函館平野西縁断層帯 は,隆起側の急傾斜の反射面と、低下側の緩傾斜の反射面の境界として,往復 走時2秒付近までよく追跡される.この測線の西方延長部は、海域での地殻構 造測線[4]と連続し、今後、渡島半島西方の後志海盆と渡島半島陸域との境界 部に存在する重力急変帯の実態など,震源断層の形状解明のための解析を継 続させる.

文献 [1]佐藤比呂志ほか,2018.日本地球惑星連合2018年大会,SCG59-P06. [2]佐藤壯ほか,2018.地震探査による日本海・北海道西方沖~石狩平 野海陸境界域の地殻構造.2018地震学会(投稿中).[3] 岩崎貴哉ほか, 2018,2017年石狩平野横断深部反射法地震探査の屈折・広角反射法解析. 2018地震学会(投稿中)[4]野徹雄ほか,2018.1993年北海道南西沖地震 震源域~日本海盆での地殻構造探查.2018地震学会(投稿中).

#### 2017年石狩平野横断深部反射法地震探査の屈折・広角反射法解析

Refraction/Wide-angle Reflection Analysis for the 2017 Deep Seismic Reflection Profiling across the Ishikari Foreland, Hokkaido, Japan

#岩崎貴哉・佐藤比呂志・石山達也・加藤直子(東京大地震研究所)・

川崎慎治・清水英彦(地球科学総合研究所)・

阿部 進·橫井 悟(石油資源開発株式会社)

Takaya IWASAKI, Hiroshi SATO, Tatsuya ISHIYAMA, Naoko KATO (ERI, Univ. Tokyo), Shinji KAWASAKI, Hidehiko SHIMIZU (JGI, Inc.), Susumu ABE, Satoru YOKOI (JAPEX)

#### 0. はじめに

文部科学省の「日本海地震・津波調査プロジェクト」の一環として2017年6月下旬から7月中旬に、石狩湾西方海域から石狩平野を経て夕張市南部地域にいたる69kmの測線で制御震源による地殻構造探査が行われた.この探査は、これまで明らかにされていなかった石狩平野下に存在するとされる伏在活断層の実態の解明を目的として実施されたものである.この探査のtomography解析及び反射断面については、既に佐藤他(2018a,b)及び石山他(2018)によって報告されている.

本研究の目的は、この探査データに対して屈折・広角反射法解析を行い、地震波速度 及び地下反射面のインピーダンスコントラストの定量的推定等の反射法解析と相補的な 構造情報を提出することによって、同地域の地下構造の包括的な理解を目指すものであ る.

#### 1. 探査の概要

反射法探査では、全長 69kmの測線に 50m 間隔でオフライン型レコーダー(GSR および GSX)計 1358 チャネルを展開し、震源としてバイブロサイス4 台を使用した.発震 点間隔は、西側の平野部では 50m、東側の丘陵部で 100m である.屈折法解析を目的と した発震点は合計 17 点設けられ、そのうちの 16 点はバイブロサイスによる多重発震、 東端の1 点は含水爆薬による発破である.受振点は、反射法探査と共通である.この実 験の大きな特徴は、通常の反射法解析のみならず FWI による構造推定も視野に入れてバ イブロサイス発震のスィープ周波数を低周波領域まで伸ばし、3-40Hz としたことである. 2. 記録の特徴

屈折・広角反射法的にみた記録の特徴を,以下に要約する.

- (1) バイブロサイス多重発震の記録では、offset 10-20 km 程度まで初動を追跡できる. しかし、全体として遠距離における初動の減衰が顕著である.この原因が、幾何学的減衰によるものか、或いは速度逆転域(低速度層)の存在によるものかは、詳細な検討が必要である.
- (2) ダイナマイト発震の記録では、ほぼ測線全体にわたって初動を確認できる.
- (3) Offset が 10-20 km 以内の初動の見かけ速度は、2-5 km/s である.
- (4) 見かけ速度が6 km/s の初動は, offset が15-30 km 以遠で確認できる. その原点走時は2-3 sec であり,特に測線中央部から西部で堆積層の厚いことが示唆される.
- (5) 後続波は、特に測前中部・西部の発震点の西側の受振点で確認でき、局所的に初動 より大きい振幅を示すが、その連続性はよくない.

#### 3. これまでの解析結果

屈折法発振点 17 点の走時データを用いて、波線追跡法による構造推定が進行中であ

- る. 暫定的な初動走時解析の結果によれば,
- (1) 地殻浅部(<深さ 6-8 km 以浅)は、P 波速度が 1.6-2.5, 3-3.5, 4-4,5 及び 5-5.5 km/s の 4 層から成る.
- (2) 測線中部・西部では、上記4層の厚さは、1-1.2, 1.2-2, 2.5-3 及び2kmである.測線 西部(測線西端から20km程度まで(野幌背斜付近から西側)では、これらの層境界に undulationが見られる.これは、佐藤他(2018)が反射断面から褶曲構造を指摘してい た部分にほぼ対応する.これに対し、測線中部はより水平多層的と言える.
- (3) 6 km/s 層上端の位置は、測線の中部・西部で深さ 6-7 km と推定される.
- (4) 測線東部においては、上記4層が東に向かって薄くなる傾向を示す。特に、第1層の厚さは数百mとなり、第2層はほぼ消滅する。堆積層が薄くなり始める位置は、石狩低地東縁断層帯に相当すると考えられる。この部分の観測走時は複雑で、データを十分説明するモデルを得るには至っていない。

#### 参考文献

石山他,2018. 日本地球惑星連合 2018 年大会,SCG59-06. 佐藤他,2018a. 日本地球惑星連合 2018 年大会,SCG59-P06. 佐藤他,2018b. 平成 30 年度石油技術協会 春季講演会要旨集,p46.

## 地震探査による日本海・北海道西方沖~石狩平野海 陸境界域の地殻構造

#佐藤 壮・野 徹雄・小平秀一・三浦誠一 (JAMSTEC)・石山達也・佐藤 比呂志(東大地震研)

Crustal structure in the margin from the Japan Sea off the coast of the western Hokkaido to the Ishikari Plain deduced from the seismic survey

#Takeshi Sato, Tetsuo No, Shuichi Kodaira, Seiichi Miura (JAMSTEC), Tatsuya Ishiyama, Hiroshi Sato (ERI)

初期中新世に形成された背弧海盆である日本海の北東端に位置する北海道 西方沖では、1940年積丹半島沖地震(Mw7.5)のような大規模な逆断層型地震 が発生し、また沿岸部から奥尻海嶺にかけては、南北または北東-南西方向の 活断層が記載されている(例えば, Okamura et al., 1995). この海域では, 背弧拡大によって形成した日本海盆,南北方向の走向をもつ奥尻海嶺,海嶺の 東側から沿岸部には、武蔵堆などの地形的な高まりや、石狩海盆などの海盆や トラフが存在している. No et al. (2014)は、地殻スケールの構造探査の結果 から1983年日本海中部地震の震源断層は日本海拡大時に形成された構造境界 が起源となって形成されたことを明らかにした、しかしながら、日本海・北海 道西方沖の日本海盆の海洋地殻から大陸地殻を構成する北海道にかけては、地 設構造スケールの探査が行われておらず, 地殻構造の実態が不明である. この ため、津波・強振動予測に必要な津波波源・震源断層モデル化に必要なデータ が不足している.また、活構造域の変形メカニズムを明らかにするために必要 な情報である日本海背弧拡大過程についてもよくわかっていない. そこで日本 海地震津波防災研究プロジェクトの一環として、2017年に北海道西方沖から 沿岸部,および西方沖から石狩湾,陸域の石狩平野にかけて,海域ではマルチ チャンネルストリーマを用いた反射法地震探査(MCS 探査)と海底地震計(OBS) を用いた屈折法・広角反射法地震探査(OBS 探査),陸域ではバイブロサイス とダイナマイトを用いた地震探査(佐藤比・他,2018)を実施した.海域の石 狩海盆から石狩湾にかけての測線と陸域の測線は海陸統合調査測線を構成し ている.本講演では、この地震探査で得られた北海道西方沖から留萌沖沿岸部 と石狩海盆から陸域にかけての地設構造の変化について発表する.

北海道西方沖から留萌沖沿岸部にかけての地殻構造は、日本海盆、奥尻海嶺 から神威トラフの西側の領域、神威トラフから石狩海盆、沿岸部に至る領域の 3つに分けられる.日本海盆では、地殻の厚さ、P波速度分布ともに典型的な 海洋性地殻(White et al., 1992)に類似していることから、海洋性地殻の特 徴を持っている.奥尻海嶺から神威トラフの西側の領域では、地殻は典型的な 海洋性地殻よりも厚くなるが、P波速度分布は典型的な海洋性地殻と類似して いることより、海洋性地殻の特徴を持っていることが示唆される.沿岸部から 石狩海盆、神威トラフに至る領域では、地殻内のP波速度分布は朝鮮半島(Cho et al., 2006)や東北日本弧(Iwasaki et al., 2001)の速度分布と類似し、地 殻も 20 km以上の厚さであることより、大陸地殻が分布していることが推測 される.また、石狩海盆内では、堆積層は約2kmの厚さを持っている.石狩



海盆から沿岸部,石 狩湾に至る領域では, 基盤下の P 波速度 4.0~6.2 km/sの部分 の厚さは大きく変化 している.このよう に沿岸域から沖合に いくにしたがい,地 殻構造は大きく変化 している.

東北地方米沢-会津地域における地震波反射面の空

#### 間分布

#鈴木真奈美・長谷見晶子・岡田知己・松澤 暢・海野 徳仁・中山貴史 (東北大予知セ)・津村紀子(千葉大・理)・山品匡史(高知大・理工)・ 2011年東北地方太平洋沖地震 合同余震観測グループ

Spatial distribution of seismic wave reflectors beneath the Yonezawa-Aizu region, northeastern Japan #Manami Suzuki, Akiko Hasemi, Tomomi Okada, Toru Matsuzawa, Norihito Umino, Takashi Nakayama (Tohoku Univ.), Noriko Tsumura (Chiba Univ.), Tadashi Yamashina (Kochi Univ.), Group for the aftershock observations of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

東北地方の火山活動、地震活動の要因の一つに地殻内に存在する流体 が挙げられている。この流体は、火山地域や活断層の下に地震波低速度 域や地震波反射面を形成していると考えられている(例えば Hori et al., 2004、Hasegawa et al., 2005)。山形県と福島県の県境に位置する 米沢-会津地域では 2011 年東北地方太平洋沖地震発生から一週間後に 地震活動が顕著に活発化した。Okada et al. (2015) などの先行研究 では、その原因として流体の流入が指摘されている。例えば、この地震 活動の観測により、活動域の下に地震波低速度域や地震波反射面が存在 することが分かった。

本研究では、臨時地震観測データを用いて、米沢-会津地域について 地震波反射面の詳細に分布を求め、震源分布、低速度域、新第三紀のカ ルデラとの位置関係を明らかにすることを目的とし、地震活動域への流 体の供給経路の解明を目指す。既報(鈴木・他, JpGU2018)では本地域 の北部における反射波の特徴と反射面深さの概要を報告した。今回は地 域全体について反射面分布の概要と北部の反射面分布をより詳しく求め た結果を報告する。

本研究では、2011 年 5 月から 2012 年 2 月に米沢-会津地域で発生

した 4798 個の地震を、防災科学技術研究所が設置している Hi-net の 定常観測点に加え、高知大学、千葉大学、東北大学が 2011 年 5 月以降 に設置した臨時観測点の合計 12 地点で記録した地震波形データを使用 する。また、反射波をより正確に同定するため Double Difference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000)で震源を再決定した。

まずは活動域全域について、観測点位置と震源の並びを考慮した複数 の測線を設定して各測線ごとに記録断面図を作成した。この記録断面図 では、反射波を明瞭にするためAutomatic Amplitude Control (AAC) 補 正と 4-16Hz のバンドパスフィルターをかけた。その結果、使用する地震 によって見え方は異なるが、ほとんどの観測点で反射波が確認できた。 次に、反射面の深さを大まかなに見積もるため、走時を深さに変換した 記録断面図(Inamori et al., 1992)も作った。この断面図では、反射 面を水平と仮定し、地下構造を水平成層構造で計算した。

その結果、震源域の北東部では約 13-14km の深さに傾斜した反射面 を、同様に中央部では深さ約 13-15km、南西部では深さ約 20-21km、 西部では深さ約 12-14km に反射面を確認した。北東部について観測点 ごとに結果をまとめると、震源に対して直上及び北東に位置する 3 つの 観測点で反射面が顕著に見られ、似たような反射面は震源に対して西 側・南側に位置する 2 つの観測点でも見られた。これら反射面の特徴と して、見かけ上北東方向に深くなっていること、顕著に見られる反射面 より深い位置でもさらに反射面が見られることが挙げられる。このよう な反射面の傾斜の検討のためには、今後、反射面の走向や傾斜を鏡像観 測点法などの手法を用いて求める必要があると考えられる。

### 見かけの異方性を考慮した P波方位異方性と鉛直異方性の解釈:東北地方

# 石瀬 素子・川勝 均(東大地震研)・森重 学(JAMSTEC)・汐見 勝彦(防災科研)

Interpretation of Radial and Azimuthal Anisotropy of the NE Japan: Evaluation of Apparent Seismic Anisotropy

#Motoko Ishise, Hitoshi Kawakatsu (ERI), Manabu Morishige (JAMSTEC), Katsuhiko Shiomi (NIED)

#### <u>背景</u>:

地震波異方性は地震波速度が方向によって異なる物理的性質であり,便 宜的に「方位異方性」と「鉛直異方性」として扱うことが多い.方位異方性は, 水平面内の地震波速度が伝播方位によって異なる地震波異方性であり,鉛 直異方性は,回転対称軸が鉛直軸である場合の異方性で,鉛直方向と水平 方向に伝わる地震波の速さが異なる.

方位異方性および鉛直異方性構造解析を行う際,一般的に,異方性の対称軸が水平面内もしくは鉛直方向にあると仮定する.例えば,Ishise & Oda (2005)は、六方対称軸が水平面内にあると考え、東北地方の3次元P波方位 異方性速度構造解析を行った.そして、太平洋スラブとマントルウェッジの方 位異方性を、それぞれ、プレート拡大時のマントルの流れ、および、現在のマ ントルの流れによるA-typeオリビンの結晶格子選択配向(LPO)であると解釈 した.しかし、東北地方下のマントルウェジには上昇流の存在が示唆されてお り(Honda & Saito, 2003)、それによる鉛直方向に速い鉛直異方性の存在が 予想される.また、プレート構造として提案されているラミナ構造は鉛直異方 性を生じる代表的な構造でもある.したがって、沈み込み帯のマントルダイナミ クスや構造を正しく理解するには、鉛直異方性の評価も不可欠であり、方位異 方性と鉛直異方性の両方の特徴を満たすような異方性モデルが必要である.

#### <u>目的と解析概要</u>:

本研究の目的は, 東北地方下の太平洋スラブの構造とその沈み込みによる マントルダイナミクスの更なる理解である. そのために, 防災科学技術研究所 で独自に読み取られた地震データを使用して, 当該領域におけるP波方位異 方性と鉛直異方性の3次元速度構造解析を行った. 解析には, P波方位異方 性トモグラフィー法 (Ishise & Oda, 2008), およびP波鉛直異方性トモグラフィ ー法 (石瀬・川勝, 2012; Ishise et al., 2018) を用いた.

#### <u>結果と解釈</u>:

本研究のトモグラフィー解析で得られた太平洋スラブおよびマントルウェッジの方位異方性と鉛直異方性の特徴を表に示す.

	マントルウェッジ	太平洋スラブ
P波方位異方性 (速い方向)	東西系	南北系
P波鉛直異方性	$V_{PH} < V_{PV}$	$V_{PH} > V_{PV}$
モデル (解釈)	小規模対流がある3Dマ ントル対流によるA-type オリビンのLPO	プレート拡大時に獲得した マントル構成鉱物のLPOを 含む傾斜したラミナ構造

本トモグラフィーでは、異方性の回転対称軸が水平面内、または鉛直方向 にあると仮定している. そのため、解析で得られる方位異方性と鉛直異方性は、 真の異方性を水平面および鉛直軸に投影した「見かけ」の方位異方性と鉛直 異方性となり、解釈の際に配慮が必要となる. そこで、太平洋スラブの異方性 については、異方性の対称軸の傾斜による「見かけ」の異方性を評価し、解釈 の参考とした. 一方、マントルウェッジの異方性については、マントル対流の数 値シミュレーション結果 (Morishige & Honda, 2011) に基づき「見かけ」の方 位異方性と鉛直異方性を評価し、トモグラフィーの特徴と比較した. その結果、 表の異方性モデルが、観測された見かけの異方性を説明することが分かった.

### MeSO-net,K-NET,KiK-netデータを用いた **三次元**Qs値スペクトルインバージョン #中村亮-・鶴岡弘・加藤愛太郎・酒井慎-・平田直(東大地震研)

# 3-D Qs spectrum inversion by using MeSO-net,K-NET and KiK-net data

# Ryoichi Nakamura, Hiroshi Tsuruoka, Aitaro Kato, Shin'ichi Sakai, Naoshi Hirata (ERI)

#### 1.はじめに

関東地方では、約300点の加速度計から構成されるMeSO-netが配置されている。 これとK-NET及びKiK-netを合わせたデータにより震源・減衰構造・サイト増 幅の同時インバージョンを行った。本研究では、中村・他(2018,JpGU大会) で報告したサイト増幅を用いて関東地方下の減衰構造を推定した。

#### 2.地盤増幅結果の概要

理論卓越周期から観測点をグループ化し、それぞれのグループで同じ増幅 をもつものと仮定してインバージョンを行った結果、地中観測のMeSO-net の増幅については、平均的にみて地表の岩盤サイトに近いことがわかった (中村・他,2018JpGU)。

#### 3.三次元減衰構造について

10HzにおけるQs値(exp[-πf/Qs]の値)及び構造の解像度解析結果をFig.1に示す。深さ10-20 kmをみると、東京湾周辺から西北西の方向に東西に伸びる Low-Qs部分が見られ、それは深さ50 km程度まで続く。Fig.2の東経140°の深 度断面図をみると、フィリピン海プレートに対応するHigh-Qsが北側へ傾斜してい ることがわかる。さらに、深さ50 km付近(距離150km~200km付近)では、同プレ ートのHigh-Qsの連続性が途絶え、より深い部分でLow-Qsに変化する。

一方、深さ0-10 kmをみるとLow-QsとHigh-Qsの地域による水平変化が大きい。 活断層の多くはLow-Qsの地域と概ね対応しているが、Low-Qsと活断層と必 ずしも対応しているわけでもなく、たとえば、茨城・栃木県境や埼玉・栃木 県境のLow-Qsの地域で対応しない。これらの地域では基盤が深いという特 徴がある。木下・大池(2002,地震)は、関東地域の堆積層-基盤系におけるS 波の減衰特性を評価しており、堆積層のQ値が基盤より深部に対して小さい ことを報告している。深さ0-10 kmのLow-Qsは、火山分布のほか活断層分布と 堆積層厚さに関係すると考えられる。 中村他(2015,JAEE大会)は、スペクトルインバージョンで求めたQs値は内部減 衰と散乱減衰(Carcolé and Sato,2010, GJI)の両者の合計と、ほぼ一致することを 示した。今回、得られたQs値について、柿岡2地点(気象庁)で比較してみたところ Fig.3に示すように、内部減衰と散乱減衰のそれらの合計とよく一致することがわか った。

謝辞:防災科学技術研究所K-NET,KiK-net記録を使用させていただきました。本研究は文部科学省受託研究「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト」として実施されました.記して感謝いたします.



Fig. 1 Map views of the attenuation structure and checker board resolution test.

Fig3 Comparison between Qs of this study and Qs by Carcolé and Sato (2010) around Kakioka2 station.

# DONET常時微動記録を用いた実体波の抽出: 付加体先端部の構造モニタリングに向けて #利根川貴志·荒木英一郎·木村俊則(JAMSTEC)

#### Body-wave retrieval from DONET ambient noise records: towards monitoring the accretionary prism toe #Takashi Tonegawa, Eiichiro Araki, Toshinori Kimura (JAMSTEC)

#### 1. はじめに

南海トラフ域では 2010 年末から地震・津波観測監視システム (DONET) が 展開されており、東側の DONET1 は設置からすでに 7 年以上、西側の DONET2 も約2年の観測記録が取得されている (Kaneda et al. 2015; Kawaguchi et al. 2015)。本研究では、この DONET で観測された常時微動記録に相互相関解 析を適用して抽出された波を調べ、南海トラフ域のバックグラウンドの波動 場の性質(見かけ速度・励起・季節変化)について調べる。また、その抽出 された波を用いた構造モニタリングができる可能性(場所・深さ・時空間分 解能)について検討する。

#### 2. 解析手法

解析には広帯域地震計で記録された3成分と微差圧計記録の計4成分を使用する。相互相関を計算する際には、Bensen et al. (2007)の手法を用いて地震波などの大きな振幅のところは小さくし、周波数領域でもwhiteningを行った。時間窓は200秒で、4成分 x 4成分の計16個の相互相関関数を計算し、60日分(2016年2-3月分)をスタックした。

#### 3. 結果

結果では微差圧計と上下動の組み合わせ、もしくは微差圧計同士の相互相関関数が最もよく波の伝播を抽出できた。周波数帯域別に見ると、0.5 Hzよりも短周期側ではTonegawa et al. (2015)のハイドロフォンの相関記録で抽出された音響レーリー波が卓越しており、0.2 Hzよりも長周期側ではRayleigh admittanceの解析に使用されている通り、レーリー波の基本モードが卓越していた(Tonegawa et al. 2017)。その一方で、図1は0.2-0.5 Hzの結果だが、観測点間距離20 km以内でラグタイム正

のみP波が確認できる(ラグタイム正:南→北に向かう波動場)。また、20 km以内でS 波のようなものも確認でき、それより観測点距離が大きくなると、音響レーリー波となっているようである。

#### 4. 議論·結論

P波やS波が抽出された観測点ペアは観測網の南側に集まっていた。このことと、 微差圧計の相関に現れることから、おそらくこの付近の実体波の励起には、波浪に よる海底への圧力と海底の傾斜が関与していると考えられる。

構造モニタリングに関して、0.2-0.5 Hzとかなり長周期で観測網の南側がメインだが、実体波を使用した構造モニタリングができる可能性が出てきた。それぞれの波線も観測点距離20 kmで海底下から約8 kmほどに達するため、付加体先端部のプレート境界もサンプルする。そのため、今後、これらの波の走時変化のモニタリングを行うことで、スロースリップや地震・微動活動との関連の調査が期待できる。



図1. 微差圧計の相互相関関数(0.2-0.5 Hz)を観測点距離で並べたもの.リファレンスの観測点が南のため、正のラグタイムは北に向かう波動場. 走時曲線は Tonegawa et al. (2017)の付加体の構造が入った速度構造を使用して計算.

### 南海トラフ地震発生帯の地殻構造:三次元地震探査

データ再解析による新しい反射波イメージ

#白石和也・山田泰広(JAMSTEC)

木下正高(東大地震研)・木村学(東京海洋大)

Nankai Trough seismogenic zone structures: new reflection images via reprocessing of legacy 3D seismic data #Kazuya Shiraishi, Yasuhiro Yamada (JAMSTEC), Masataka Kinoshita (ERI), Gaku Kimura (TUMSAT)

南海トラフ地震発生帯の詳細な三次元地質構造を明らかにするため、既存の三次元反射法地震探査データ(2006年取得)の一部を、最新のデータ解析技術を適用して再解析を行い、地下構造の新しい三次元深度領域イメージを得た。Phase-1(平成27~28年度)では熊野前弧海盆下の古い付加体内部の変形構造を解明することを目的に、IODP C0002孔を含む25km×12kmの範囲を、Phase-2(平成29~30年度)では前縁スラスト帯の広帯域イメージングを目的に、C0006孔等を含む20km×12kmの範囲を対象とした(図1)。信号の広帯域化やノイズ・多重反射波抑制などの高度な前処理の適用により、反射波シグナルの品質が改善された。その後、異方性を考慮した重合前深度マイグレーションにより速度モデルが更新され、既存のものに比べて高品質で高分解能な深度領域の地設構造イメージが得られた(図2)。

Phase-1の成果:これまで理解が不十分であった付加体内部の変形構造、地震断 層と想定される巨大分岐断層(プレート境界断層)の三次元形状が明らかになった。 また、新たに解析された速度モデルでは、巨大分岐断層の上盤側に厚い高速度帯 の存在が指摘された。熊野海盆直下には、C0002孔北西側の背斜褶曲が明瞭に見 られ、それ以外にも褶曲構造が幾つか認定できる。その下には、傾斜した反射面や フラグメント化した反射波が多数観察され、これらはスラスト断層の活動による背斜 構造の形成と、主のスラストから派生した断層によって分断された反射波群と考えら れる。さらに巨大分岐断層の上盤側には、層構造を示す急傾斜の反射面とそれに 連続する背斜状の反射面が確認される。巨大分岐断層の上部の高速度帯について、 C0002の孔内試料から観察された鉱物化の事実から、分岐断層を通じて移動してき た流体が堆積層内の断層やフラクチャーを通じて移動し、深部の温度圧力条件下 で鉱物化することにより、高速度帯が形成された可能性が考えらえる。新たに推定さ れた巨大分岐断層の三次元形状と速度モデルは、地震発生帯における岩石物性 の空間分布と断層面に沿った応力状態の推定、巨大地震切迫度の評価に不可欠 の要素である。

Phase-2の成果:付加体前縁部の地質構造の理解は比較的進んでいる。しかし、 新たな解析により広帯域化・高品質化された結果では、従来のモノトニックな反射波 イメージとは異なり、地層厚に応じた立体感をもって地質構造が可視化された(図2)。 これにより、微細な変形・破壊構造はより詳細に解析できるようになり、スラストのた めに変位した地層の対応関係を明白に追跡することができる。また、TTI(Tilted Transverse Isotropy)異方性を考慮した深度マイグレーションにより、変形による急 傾斜面や褶曲がより正しい形状でイメージングされた。さらに、スラストの発達する浅 部の互層ユニットの下の厚い低反射波・低速度領域の内部に、複数の反射面の存 在が明瞭になった。これらのいくつかは、スラスト群のデタッチメントとして認定できる。 今後、詳細な構造解釈をすることで、活動的な構造の再検討が可能である。

これまで以上に高解像度に可視化された前縁部からインナーウェッジ付加体の複 雑な断層・褶曲構造は、今後、プレート沈み込みに伴う地質構造発達のより詳しい 理解に役立てられる。さらに、詳細な地殻構造と岩石物性は、プレートに沿って比較 的浅部のスロースリップイベントや低周波微動などの活動と深部で発生する地震に ついて、それらの発生メカニズムや関連性の研究、プレート沈み込み帯のモデル化 において、基本的かつ重要な情報となる。

謝辞:本研究は、JSPS科研費基盤S(JP15H05717)によりサポートされています。



沈み込むフィリピン海プレートからの

反射波の振幅の不均質性

#### #飯高 隆·蔵下英司·五十嵐俊博·岩崎貴哉(東大地震研)

#### Lateral variation of the reflected wave amplitude from the subducting Philippine Sea plate # T. lidaka. E. Kurashimo, T. Igarashi, T. Iwasaki (ERI)

#### 1) はじめに

西南日本下にはフィリピン海プレートが年間数cmの速度で沈み込んでおり,南 海トラフではプレート境界の巨大地震が繰り返し発生してきた。また,南海トラフの 沈み込み帯では,非火山性微動の発生や沈み込む海山の存在など,地球科学的 に見て興味深い現象が多く発見されている。プレート境界の物理量の把握は,こ の領域に発生する巨大地震のメカニズムの解明において重要な課題である。

東海地域から四国にかけての領域では、これまでに人工震源を用いた構造探 査がいくつも行われてきた。それらの探査において顕著な後続波が観測され、沈 み込むフィリピン海プレートからの反射波であることが示されてきた(例えば、 Kodaira et al., 2002;Iidaka et al., 2004; Iwasaki et al., 2016)。また、その反射 波の振幅の解析から、プレート上面に低速度層の存在が示されてきた。さらに、そ の振幅の詳細な解析から、反射係数はプレート境界に沿って一様ではなく、反射 点の深さによって大きく異なることが示された(Iidaka et al., 2004)。

これまでの研究では、2004年に行われた近畿地方を縦断する大規模な構造探 査(新宮-舞鶴測線)でのショット(SP-2D)の波形記録の中にプレート境界からの反 射波を検出し、振幅解析を行ってきた。その結果、プレート上面に低速度層が存 在することを示すとともに、プレートの沈み込み方向における反射強度の不均質性 を検出した。本研究では、新宮-舞鶴測線においてなされた、他のショットの記録を 調べ、反射波を検出するとともに反射強度の深さ変化を調べた。このようにプレー ト境界に存在する反射強度の深さ変化を調べることは、プレート上面の低速度層 の性質を知ることになると共に、プレート境界で発生する巨大地震の発生を理解 するうえで非常に重要な知見となると考えられる。

2) データ

大都市大災害軽減化特別プロジェクトの一環として,2004年に近畿地方を縦断する大規模な構造探査(新宮-舞鶴測線)(伊藤・他,2005)が実施され,その探

査でのショットの波形記録を使用した。

3) 結果

これまでの解析では、この構造探査で行われたショットのうち、SP-2Dのショット において、沈み込むフィリピン海プレート境界からの顕著な反射波を検出し、初動 と反射波の振幅比を比較することによって、振幅の深さ方向の変化を示した。SP-2Dがダイナマイト700kgによる大きなエネルギーだったのに対して、その北側のシ ョットであるSP-3Dはダイナマイト100kgによる発振であったが、SP-2Dと同様に、プ レート境界からの反射波が十分に検出され、深さ方向に沿った反射波の振幅の不 均質性が観測された。

これらの結果は, Iidaka et al. (2004)によって東海地域で示されたような深さ方向に沿った反射強度の変化が,近畿地方における複数のショットで検出されたことを示している。これにより,プレート上面での物理的性質の深さ依存性がより明確なものとなった。今後は,非火山性微動の発生域と比較するとともに,他の地域で観測された反射波の振幅解析の結果と比較検討することによりプレート境界の構造を明らかにしていく。



図1 新宮-舞鶴測線のSP-3Dのショットにおけるフィリピン海プレート上面からの 反射波(矢印)

#### 日本列島下のPS変換面イメージング2.0 #川勝 均・金慧貞(東大地震研)

# Reflectivity imaging beneath the Japanese islands 2.0 #Hitoshi Kawakatsu, HyeJeong Kim (ERI)

Kawakatsuらは日本列島下のPS変換面イメージングを様々なスケー ルで行い、太平洋プレートの沈み込に起因する特徴的な構造を明らか にした:東北弧下のスラブ上面の構造と海洋地殻物質の脱水およびマ ントルへの水の添加プロセス(文献1);東北下スラブの下面のイメー ジング(文献2);準安定橄欖岩楔状構造のイメージング(文献3). これらの研究は、スラブの傾斜の影響を取り込んだレシーバー関数 (RF)解析に基づいており、水平二成分をつかったvectorialな解析も同 時に行われている.また論文化はされていないが同様の解析は西南日 本(文献4)、北海道、九州地域についても行われている.全体をまと めた成果の公表のため、今回14年間(2004年4月~2018年4月)のデー タセットを新たにつくり、再解析を行うこととした.データは、期間 として2.4倍、地震数にして6.4倍、イメージングに使われるRF波形に して4.8倍(約70万本)となっている.RF作成については、今回は Winer filter (Audet, 2010)を採用した(Gaussian filter パラメター2.0).

予備的解析で得られた結果は概ねこれまでのものと整合的であり, データが増えたことによりカバーする領域が広がると共に,イメージ がより明瞭になっている傾向がある(例えば図2のスラブ上面). 講演 では,新たに明らかになった特徴的構造などを示す予定である.

#### Reference:

(1) Kawakatsu and Watada (2007), Seismic evidence for deep water transportation in the mantle, *Science*, 316, 1468-1471.

(2) Kawakatsu, Kumar, et al. (2009), Seismic Evidence for Sharp Lithosphere-Asthenosphere Boundaries of Oceanic Plates, *Science*, 324, 499-502.

(3) Kawakatsu, H., and S. Yoshioka (2011), Metastable olivine wedge and deep dry cold slab beneath SW Japan, **EPSL**, 303, 1-10.

(4) *川勝均, 井出哲*(2010), フィリピン海プレート沈み込みと西南日本: 瀬 戸内海はなぜそこにあるのか?, **地震学会予稿集**. Fig.1 (right) Map of Japan. Triangles represent volcanoes. Fig. 2 is made along the line that is nearly perpendicular to the iso-depth contours of the slab surface below a depth of 300km.

Fig. 2 (below) A preliminary reflectivity image. White corresponds to positive RF, indicating a sharp S-wave speed increase from shallow to deep. At around depths of 200-350km, a dipping plane likely to



correspond to the top surface of the subducting Pacific slab can be seen. At around 400-450km, another dipping white image that may be due to the metastable olivine wedge (MOW) is seen. If dip correction is applied, these dipping images would be shifted toward the direction of earthquakes (circles). With additional vectorial treatment, paper (3) showed that the lower boundary of MOW emerged. As being preliminary, some of bad RFs can be also seen left as vertical continuous traces.



S06 - 11

#### 大規模人工地震探査による南九州下の地殻構造の解明

#### (2)予備的成果と2018年観測計画

#宮町宏樹(鹿児島大)・高橋浩晃・青山裕・椎名高裕・髙田真秀・一柳昌義 ・山口照寛・小野夏生・齊藤一真・伊藤ちひろ・村井芳夫(北海道大) ・筒井智樹・井上雄介・竹井瑠一(秋田大)・山本希・平原聡・中山貴史 ・東龍介・大友周平・日野亮太(東北大)・阿部英二・蔵下英司・岩崎貴哉 ・篠原雅尚・山田知朗(東京大)・中東和夫(東京海洋大)・渡辺俊樹 ・前田裕太・堀川信一郎・奥田隆・辻修平・長谷川大真(名古屋大) ・片尾浩・澁谷拓郎・三浦勉・中川潤・加藤慎也・山下裕亮(京都大) ・松島健・手操佳子・宮町凜太郎・Agnis Triahadini・磯田謙心・清水洋 (九州大)・小林励司・早田正和・仲井一穂・八木原寛・平野舟一郎(鹿児

島大)<br />
・田中康久・川崎慎治・佐藤紀男(地科研)

#### Seismic refraction and wide-angle reflection experiment in southern Kyushu, Japan: (2) Preliminary results and the 2018 exploration plan

#H. Miyamachi (Kagoshima Univ.), H. Takahashi, H. Aoyama, T. Shiina,
M. Takada, M. Ichiyanagi, T. Yamaguchi, N. Ono, K. Saito, C. Ito,
Y. Murai (Hokkaido Univ.), T. Tsutsui, Y. Inoue., R. Takei (Akita Univ.),
M. Yamamoto, S. Hirahara, T. Nakayama, R. Azuma, S. Otomo, R. Hino
(Tohoku Univ.), E. Abe, E. Kurashimo, T. Iwasaki, M. Shinohara, T. Yamada
(Univ. Tokyo, ERI), K. Nakahigashi (Tokyo Univ. MST), T. Watanabe,
Y. Maeda, S. Horikawa, T. Okuda, S. Tsuji, D. Hasegawa (Nagoya Univ.),
H. Katao, T. Shibutani, T. Miura, J. Nakagawa, S. Kato, Y. Yamashita (Kyoto Univ.), T. Matsushima, Y. Teguri, R. Miyamachi, A. Triahadini, K. Isoda,
H. Shimizu (Kyushu Univ.), R. Kobayashi, M. Soda, K. Nakai, H. Yakiwara,
S. Hirano (Kagoshima Univ.), Y. Tanaka, S. Kawasaki, N. Sato (JGI)

[1] 2017 年 11 月に南九州を横断する測線上で実施した陸域の爆薬震源を 用いた人工地震探査(図1参照)によって得られた初動走時に対して,予備的な走 時トモグラフィー解析(セルサイズは 200m×200m)を行った. 理論走時計算には, Linear Travel time Interpolation 法(LTI 法, Asakawa and Kawanaka, 1993)を用 いた. インバージョンのアルゴリズムは Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT 法)である. 暫定的に得られた二次元 P 波速度構造を図2に示した. 深さ 10km 程度までは十分な精度で解が得られている. 一方,より深部では, 地震波線の分布が解に影響している傾向が見られ, 解の信頼性が劣る領域があることがわかる. なお, 反射波の処理は今後検討する.

[2] 2018 年の人工地震探査計画では,2017 年と同様に,陸域に約 820 点 (100m 間隔),海域に 42 点の観測点を配置する.人工震源は,海域の B,D,F,H 測線上でエアガン(最大 6000 cubic inch)を 100m 間隔で発振し,海域の空間 解像度を上げることを目指している.さらに,姶良カルデラ内の陸域の2ケ所で大型 バイブレータ3 台による多重発振を行う予定である.



SP9

0



図2. 予備的解析によって得られた暫定二次元P波速度構造.

### 日奈久断層帯海域延長部における詳細な断層形状と右横 ずれ運動

#大上隆史(產総研)·阿部信太郎(地震予知振興会)·向山建二郎 (川崎地質)·須田茂幸(地科研)

Detailed 3D-structure and Dextral Motion at Offshore Extension of Hinagu Fault Zone, Kyusyu, Japan #Takashi Ogami (AIST), Shintaro Abe (ADEP), Kenjiro Mukaiyama (KGE Co., Ltd), Shigeyuki Suda (JGI)

文部科学省「平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」の一環として, 日奈久断層帯の海域延長部における活動履歴の解明を目的として,高分解能マル チチャンネル音波探査と海上ボーリング調査にもとづいた活断層調査を実施した [阿部・他(2017)].評価対象とした海底活断層の活動履歴を二次元的な探査記録 断面と海上ボーリングから得た堆積記録にもとづいて解読するとともに,音波探査デ ータの三次元的な解析にもとづいて地下構造の検討を進めてきた.本講演では,本 調査プロジェクトの現時点までの成果の中で,特に超高分解能三次元地震探査 [UHR3D:猪野・他(2018)]にもとづいて明らかになった評価対象断層の詳細な形 状について報告する.さらに,評価対象断層の形状および断層近傍の地質構造か ら推察される運動様式についても報告する.

熊本県葦北郡津奈木町沖合の八代海において海底活断層調査を実施した.音 波探査は,音源には出力300Jのブーマーを,受振器には16 chの独立型ストリーマ ーケーブル(受振点間隔 5.0 m)を用いて,約1 km×約2 kmの領域を対象として実 施した[猪野・他(2018)]. 三次元マイグレーション処理済みのサイスミックキューブ (ビンサイズは2.5 m×5.0 m)から切り出した垂直スライス断面および水平スライス断 面にもとづいて,地下構造を検討した.また,評価対象断層を挟んだ2地点(図中の GS-TNK-1およびGS-TNK-2)において「沖積層」を貫く海上ボーリング調査を実施 し,放射性炭素年代測定にもとづいて堆積層の形成年代を決定した.

垂直スライス断面にもとづいて「沖積層」を変形させる海底活断層を追跡し,水平 スライス断面中に断層トレースを書き入れた(図).評価対象断層は,全体としては NE-SW走向を持つ北西側が沈降する正断層であるが,調査海域において約300 m ほど右ステップしている.さらに,右ステップする区間では,評価対象断層と並走し て,南東側が沈降する正断層が発達する.これらの地質構造は,右ステップした形 状を持つ評価対象断層の右横ずれ運動によって発達したと推察される.右横ずれ 運動を想定すると断層の右ステップ区間には引張場が形成されるが,ここでは堆積 層が変形して落ち込んでいる.このような地質構造の検討にもとづく右横ずれの量 および速度については,現在検討中である.

引用文献: 阿部·他(2017) 地震学会2017年度秋季大会. 猪野·他(2018) 物理探查, 71, 33-42.



図 日奈久断層海域部(八代海津奈木沖)の詳細な断層形状 赤線は断層トレース(ケバは沈降側を示す). 黄色の丸は海上ボーリング掘削地点. 基図はサイスミックキューブから切り出した水平スライス断面(TWT=0.055s).

### 2016年熊本地震震源域における内部・散乱減衰 空間分布と強散乱体

#神薗めぐみ(九大理)・松本聡・志藤あずさ(九大地震火山 セ)・山下裕亮(京大防災研)・中元真美(地震予知振興会)・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

#### Scattering and intrinsic structure and distinct strong scatterers around the focal area of the 2016 Kumamoto earthquake

#Megumi Kamizono (Kyushu Univ.), Satoshi Matsumoto, Azusa Shito (SEVO), Yusuke Yamashita (DPRI), Manami Nakamoto (ADEP), Masahiro Miyazaki (DPRI), Shin-ichi Sakai (ERI), Yoshihisa Iio (DPRI), Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

2016年4/161:25に本震(M7.3)が発生した熊本地震においては、当初本震と 考えられていた4/1421:26の最大前震(M6.5)や非常に広範囲にわたる余震活 動が特徴的である.この地震は活断層である布田川断層と日奈久断層の接合部 付近を震源としているが、主に滑ったのは布田川断層である.布田川断層の東 端には活火山である阿蘇山があり、地震時には阿蘇山までその活動が及んでい る.これらのことから、断層帯や阿蘇を含むこの地域の地殻は非常に不均質で あることが考えられる.そこで本研究では、地下の構造を明らかにするために この周辺地域の地震波形記録のコーダ波から地震波減衰構造を推定する.また、 地震波速度トモグラフィの結果から、地震活動と速度構造不均質の分布に強い 関係性がある(Shito et al., 2017)ことが分かっているため、本研究において も速度構造や地震活動と地震波減衰構造を比較する.

Del Pezzo et al. (2016) においてQs, Qiをマッピングするための手法として, モンテカルロシミュレーションによってエネルギー粒子の衝突密度とパスの 空間分布を計算しそれらが散乱・内部減衰に対応するとして2次元の空間重み 関数が提案された. 3次元の重み関数を同様の手順にて求めようと試みたが, 3次元でモンテカルロシミュレーションを行うと形状が複雑になり関数の形で 表現することが難しい.また,ソース-レシーバーのシングルペアごとに減衰 パラメータを与え計算すると、その値によっても形状が大きく変化する.よっ て、全てのペアに対しモンテカルロシミュレーションを行いその値を空間の重 みとして使用しQs、Qiの3次元空間分布を求める.2次元の重み関数を用いた 解析では日奈久・布田川断層接合部において減衰の値が大きいという結果が得 られており、3次元の重み関数を用いることで深さ方向の地震波減衰構造変化 イメージが得られると期待される.

また,地震波形のコーダ波には強いピークが見られることがあり,エンベロー プにおいては減衰の曲線から逸脱した部分(リップル)として観測される(図). 本地域においては一部の震源-観測点のペアのデータでリップルが検出され る.このリップルを散乱強度の大きい散乱体であるとみなしてその位置や広が り,また散乱強度の推定を試みる.



図 エンベロープにおけ るリップルの例.▼は観測 点,☆は地震の震央を表す. エンベロープは地震波形 に中心周波数16Hzのバン ドパスフィルターをかけ 二乗し3成分の平均の常 用対数をとったものであ り、震源位置の近いイベ ント2つのエンベロープ を重ねて示している.横 軸は時間(s)である、観測 点からの距離が遠いもの から順に並べてある.赤 矢印は検出されたリップ ルの 位置を示す.

<謝辞>本研究にはNIED, JMA及び京都大学の地震波形データを使用させて いただきました.また東京大学地震研究所地震火山情報センターの計算機シス テムを利用させていだたきました.記して感謝いたします.

## S波反射法とレシーバー関数解析から 推定された近畿地方中北部における地震学的構造

#加藤慎也·飯尾能久·澁谷拓郎·片尾 浩·

澤田麻沙代·冨阪和秀(京大防災研)

#### Seismic structure revealed by reflection and receiver function analysis in the northern Kinki district, southwestern Japan #Shinya Kato, Yoshihisa lio, Takuo Shibutani, Hiroshi Katao, Masayo Sawada,Kazuhide Tomisaka

内陸地震を引き起こす上部地殻の断層に応力集中するメカニズムとし て、断層深部において下部地殻が局所的に柔らかいために、応力が上部 地殻に集中するというモデルが提唱されている(water-weakened lower crust model; lio et al.(2002))。下部地殻が柔らかくなるためには水の存 在が必要であると考えられている。断層深部に水が存在しているのなら、 地震波速度の低速度領域として不均質構造が捉えられる可能性がある。 現在まで、トモグラフィー解析から内陸地震の断層深部には低速度領域 が存在するという結果が増えてきているが、得られている結果は分解能 が20 km と低く、断層深部において局所的に低速度領域が存在している かどうかがわかっていない。また、この低速度領域が水に起因するとい う直接的な結果が得られていないことから、提唱されているメカニズム が正しいかどうかはわかっていない。この問題を解決するためには、ま ず断層深部において局所的な不均質構造を明らかにする必要がある。そ こで、本研究では断層が多数存在する近畿地方に着目した。また、近畿 地方には稠密地震観測網が展開されており、解析に用いることができる データが豊富である (Miura et al. 2010, ; Iio, 2011)。

高分解能で下部地殻の不均質構造を明らかにできる解析手法は稠密地 震観測網より得られた豊富なデータを用いたS波の反射法解析である (Aoki et al. (2016), Kato et al. (2018))。この解析における分解能は1.5 kmであり、従来のトモグラフィー解析の分解能より高い。そのため、S 波反射法解析では、下部地殻における不均質構造を高分解能で求める事 ができる。

Aoki et al. (2016) は微小地震の中に顕著なS波の反射波が伴うことに 着目し、近畿地方中北部における下部地殻の詳細な反射構造を求めた。 その結果、反射強度が強い領域が傾斜して面上に分布している(S波反射 面)という不均質構造が存在している事がわかった。そして、傾斜したS 波反射面の北端で深部低周波地震(DLFs)が起きているという位置関係と 反射波の振幅の大きさからこのS波反射面は水の存在を表していると結 論づけた。

Aoki et al. (2016)はS波反射面は水の存在を表していると結論づけてい るが、この考えの元となるのはS波反射面とDLFsの位置関係である。そ のため、S波反射面の正確な位置が必要とされる。しかし、Aoki et al. (2016)は反射点を求める際に、S波速度一定の均質構造において鏡映法を 用いていた。地殻における実際の地震波速度は深くなるほど速くなる。 そのため、S波速度一定の速度構造モデルを用いる場合、深い領域での 反射点の位置は実際の位置に比べて浅く求められてしまう。この深さ方 向のズレをなくすために本研究では1次元速度構造モデルである JMA2001(Ueno et al. (2002))を用いて反射波のray-tracingを行うことで、 より確からしい反射面の位置を求めた。

また、本研究では、S波反射面が水であるかを議論する際に、水の供 給源と考えられるフィリピン海プレートの位置は重要であると考え、レ シーバー関数解析を行うことでフィリピン海プレートの位置の推定を試 みる。これまでにも、Hi-netやF-netを用いた近畿地方でのレシーバー関 数解析の結果(Yamauchi et al. (2003), Shiomi et al. (2008), Ueno et al. (2008)) は報告されているが、近畿地方中北部では、フィリピン海プレ ートが不明瞭になってしまい位置が求められていない。そのため、本研 究ではHi-netやF-netで得られたデータだけを用いるだけではなく、近畿 地方中北部に独自展開されている稠密観測網を用いてレシーバー関数解 析を行うことで先行研究よりも広範囲でフィリピン海プレートの位置を 推定しようとした。

本発表では、S波反射法解析によって求められた近畿地方中北部の下 部地殻における反射構造とレシーバー関数解析によって求められたフィ リピン海プレートの位置から近畿地方中北部における地震学的構造を議 論する。

### S10-01

# 深海底における環境放射線変動と周辺地震—相模 湾初島沖観測結果(2002年11月~2018年2月)— #岩瀬良-(JAMSTEC)

Environmental radiation fluctuation on deep seafloor and earthquakes — Long-term observation results off Hatsushima Island in Sagami Bay — #Ryoichi Iwase (JAMSTEC)

多目的海底ケーブル型観測システムである相模湾初島沖「深海底総合観測ステ ーション」(設置水深1175m)により、2000年4月から2018年2月まで、3インチ NaI(Tl)シンチレーション検出器を用いた環境放射線(ガンマ線)観測を実施した. 今回は現位置に再設置された2002年11月以降の全期間の観測結果を報告する.

使用センサの仕様及び2011年4月以前の観測結果の概要については文献1に示 されている.しかしながら,文献1の観測結果は,生データ(エネルギースペクトル) から観測値(放射線強度に相当するピーク面積)を算出するにあたり,センサ特性 の経年変化によるピークチャンネルの移動に伴う算出対象の選択範囲(Range of Interest, ROI)の不連続に起因するデータのバタつきを含んでおり,実際の変動 の識別に難があった.今回はこの観測値算出上のバタつきを補正し,その影響は ほぼ見られない.得られた観測値は10分毎に生成されるエネルギースペクトルの 計数値を1日分積算し,10分間の計測値に相当する値に平均化したものである.

図1に,自然放射線源であるウラン系列(Bi-214),カリウム系列(K-40)及びトリウム系列(TI-208)の各ピーク面積(放射線強度の相対値)並びに海底付近の懸濁物量の指標となるADCP(Acoustic Doppler Current Profiler)の海底面からの高度12mにおける後方散乱強度の観測結果を示す.

ウラン系列に見られる主な変動のうち, a, b, cで示した各変動は, それぞれ周辺 で発生した規模の大きな地震, a:2006年4月21日の伊豆半島東方沖(M5.8), b:2009年12月18日の伊豆半島東方沖(M5.1), c: 2011年3月15日の静岡県東部 (M6.4)に対応している. ADCPの他, 観測ステーションのビデオカメラや水温等デ ータから, この変動は地震に伴う泥流により流入した堆積物に起因すると判断され る. これらの変動ではカリウム系列及びトリウム系列にも変動が見られる. 特にaに 見られるカリウム系列の大幅な増加は, カリウムを多く含むアルカリ岩起源の堆積 物の流入を示していると考えられる.

ウラン系列では、dにおいて顕著な変動が見られるが、他の系列にはそれほどの 変動は見られない.伊豆半島東方沖地震(a)後の時期であるが、周囲に顕著な地 震は発生していない.懸濁物量にも他に比べて特に顕著な変動が発生していると は言えず、観測点直下の地殻変動による湧水の変化等を示していると考えられる. ウラン系列のeやトリウム系列のfにおいて顕著な変動が見られるが、これらは、無 人探査機による観測ステーション周辺での海底作業に伴う擾乱である.この他、直 近ではウラン系列のg等にも変動が見られるが、JAMSTECの航海記録には原因と なるような海底作業は見当たらない.また、センサの分解能が低いため、ウラン系 列の観測値には、福島第一原発事故に伴うCs-137の影響が含まれている可能性 があるが、今回得られた結果には、その影響は特に見られない.

今後,dの変動を中心とした変動原因等の解析を進める.



図1 ウラン系列(Bi-214), カリウム系列(K-40)及びトリウム系列(Tl-208)のピー ク面積(放射線強度相対値)並びにADCPの海底面上高度12mの後方散乱強度 参考文献

1) Kumagai, et al., Gamma Radiation (Intech, Croatia, 2012), DOI:10.5772/36392, p.64.

### S10-02

#### 地震に伴う地鳴り現象の解明に向けて(その2)

#関根秀太郎(地震予知振興会)·根本泰雄(桜美林大自然科学)·大 竹和生(気象大学校)·松林弘智(ANET)·酒井慎一(東大地震研)

Investigate earthquake sound – analyzing sound data #Shutaro Sekine(ADEP), Hiroo Nemoto(J.F.Oberlin Univ.), Kazuo Ohtake(Meteorological College), Hirotoshi Matsubayashi (ANET),Shinichi Sakai (Univ. of Tokyo, ERI)

#### 1. はじめに

大きな地震が発生した時に特定の地域においては地鳴りと呼ばれる現象が 発生することは知られており、Omori(1908)をはじめとして国内外で地震に伴う 地鳴りに関する研究は存在する.しかしながら、その成因、分布等については、 まだまだ研究の余地がある.そこで、東大地震研の筑波地震観測所に地震計 とマイクを置くプロトタイプシステムを運用する事により、地震と音声の同時収 録を行っている[大竹・他(2016)].本研究では、そこから得られたデータから 簡易的な処理をして、地震による地鳴りの音の解析を試みた.

#### 2. 観測及び解析

大竹・他(2016)に記されているとおり,地震計とステレオマイクは東大地震研の筑波地震観測所の地震記録室に設置してある.記録は上下動地震計(Sercel L-28LB)をトリガにして,プレトリガ20秒,ポストトリガ60秒でトリガ収録されており,そのサンプリング周波数は40kHzである.図1に収録した音の波形記録およびFFT解析の例を示す.

いくつかの波形を確認したところ,地震波形と比較して,音の始まりはP波初動におおよそ0.03 秒遅れて始まり,30 Hzから40 Hz付近の帯域でスペクトル にピークを持つ事がわかった.この事から,地鳴りは地震波(P波)が地面で音 に変換して発生していると考えられる.この低音が周りからS波より早く聞こえ ることにより,地震波より地鳴りが先に聞こえるように感じる事例が生じていると 思われる.

30 Hzから40 Hzの帯域のデータが変換されるためには、高周波まで地震波 にパワーがなくてはならないため、比較的大きめの地震で固い岩盤の場所で 観測されると推定される.

#### 3. 今後に向けて

今後も地震と地鳴りの同時観測を続け、地鳴りの発生方向などに関してのデ ータを増やしていく計画である.なお、建物内で観測を行った場合、地鳴りの 音そのものではなく、建物が揺れることによって出された音を収録してしまう可 能性を排除するため、建物外に高精度マイクと地震計を設置し、音声を収録 する事を計画している.

また,音が聞こえる地震の特徴および発生する地域に関しての情報も調査 していこうと考えている.



図1 収録した地鳴りの波形および初動から約3秒間のFFT波形. 37 Hz付近にピ ークを持っている.

謝辞

本研究は、JSPS科研費JP15K12394、JP15H00316の助成を受けたものです.

P波波形を用いた海洋アセノスフェアの構造推定 #竹内希・川勝均・塩原肇・一瀬建日(東大地震研)・杉岡裕子(神戸 大)・伊藤亜妃(海洋研究開発機構)・歌田久司(東大地震研)

Inference of Oceanic Asthenosphere Structure Using P Waveforms

#Nozomu Takeuchi, H. Kawakatsu, H. Shiobara, T. Isse (ERI), H. Sugioka (Kobe Univ.), A. Ito (JAMSTEC), H. Utada (ERI)

海洋アセノスフェアが低速度異常を示すことは、主に表面波から制約されてきた. 海底地震計で計測されたP波波形を用いて制約することができれば、P波速度に 関する情報が得られ、アセノスフェアの物性の重要な情報となりうる。一方で海底 地震計のP波波形は、リソスフェア内の激しい散乱の影響で、短周期成分が極め て複雑であることが知られている。そこで本研究では、長周期成分(0.01-0.1Hz) の観測P波波形を、理論波形と直接比較することにより、海洋アセノスフェアの構 造推定を試みることにした。

千島・東北・伊豆小笠原の浅発地震をNOMan Projectの広帯域海底地震計で 観測した変位P波波形を, IASP91及び北西太平洋モデル(Model NW; Shinohara et al. 2008, Kawakatsu et al. 2009 の結果を適当に外挿したモデル)に対する 理論波形と比較したものを図1に示す.観測P波のピーク時刻は,近距離(震央距 離5°付近)でIASP91のPn理論到達時刻に比べ5秒程度の負の異常を示すが,震 央距離が増大するとともに(震央距離12°付近まで)徐々に異常が小さくなる.しか しその先でトレンドが変わり,震央距離16°より遠くで再び3-4秒程度の負の異常 を示すようになる(図1,図2). Model NWは近距離で比較的良くピーク時刻を説明 するが,震央距離8-15°で観測を説明していないように見える(図2).

震央距離8-15°は、リソスフェア内でbottomingするPnの振幅が非常に弱く、 低速度層であるアセノスフェアに起因するshadow zoneに回り込んでくる回折波の 影響が強い.従ってこの震央距離におけるP波波形はアセノスフェアの構造のP波 構造に敏感である.実際にModel NWのアセノスフェアのP波速度を2%及び4%低 下させたモデルのピーク時刻は、Model NWのそれと比べて有意に遅くなる(図2).

講演では,震源の深さを再決定した上で,depth phaseを含めた波形インバー ジョンにより制約された,北西太平洋域のP波上部マントル構造モデルを示す予定 である.



図2 観測波形(点)及び理論波形(実線)から計測されたピーク時刻の比較.

#### アレイ解析による北米大陸のマルチモード表面波位 相速度分布 #松澤 仁志・吉澤 和範(北大理)

Multi-mode phase speed distribution in North America with array-based dispersion analysis of surface waves #Hitoshi Matsuzawa, Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.)

#### <u>1. はじめに</u>

上部マントルの3次元速度構造を復元する上で,高密度な広帯域地震観測網 を用いたマルチモード表面波トモグラフィーは特に有効である.このような複数の モードを利用する手法の多くは、1観測点での理論波形と観測波形のフィッティ ングを通じて震源―観測点間の平均情報を抽出する(一点法).しかし、周期50 秒よりも短周期帯では複数モードがほぼ同じ群速度を有し、波群を分離すること が本質的に難しい. そのため 1点法では高次モードの位相速度を精度良く計測 できる周期帯が長周期側に限られる(e.g. Yoshizawa, 2014, PEPI). 特にラブ 波の場合は、基本モードの群速度が広い周期帯で高次モードと重なる. そのた め、基本モードですら独立な位相速度計測は容易ではなく、特に観測点間の位 相差を計る二点法では計測誤差が大きくなることが指摘されている(Foster et al., 2014b, BSSA). 我々はこれまで, 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を行ってきた.この手法では、長さ2000km以上の直線アレ イにおける波形記録から、アレイの重心地点の構造を反映したモード毎の分散 曲線を推定できる.本研究では、米国のUSArrayにおける大量の観測波形に独 自のアレイ解析法を適用し、位相速度分布を復元とモデルの精度向上について 検証する.

#### <u>2. データおよび方法</u>

2007~2011年に発生したM6.5以上の地震(217個)について,米国の USArrayおよびGSNの地震波形記録(上下成分およびトランスバース成分)にア レイ解析によるマルチモード位相速度計測法を適用する(例えば図1).この際, 震源から2000km以上離れている観測点のみを利用し,また震源—観測点の方 向が表面波の放射パターンの節面付近の場合は利用しない.次に,収集した位 相速度データを直線アレイの重心点での平均値として空間補間することで,北 米大陸中西部の位相速度分布のマッピングを行う.

#### <u>3. 結果</u>

図2(a)~(c)は、それぞれ北米大陸における基本モードラブ波(周期100秒)、 基本モードレイリー波(周期100秒)、及び1次高次モードレイリー波(周期75秒) の位相速度分布である.いずれのモデルも、西部で低速域、東部で高速域がみ られ、北米大陸のテクトニクスを反映する典型的な速度構造を示している.特に、 地殻~最上部マントルに感度を有する基本モードモデル(a,b)では、大陸西部 の火山活動等による低速度の影響が強く見られる.一方、150kmより深部に感度 を有するレイリー波の1次高次モードモデル(c)では、大規模な低速異常は見ら



れない一方,コロラド高原での高速域やリオ-グラ ンデリフトでの低速域,さらには,沈み込むファン デフカプレートの高速域など,ローカルなテクト ニクスの特徴が見られる.今後さらに,モード 分離した波形を利用した二点法解析の情報も加え ることで,更なるモデルの改善が期待できる.

図 1: 直線アレイ解析の例. (上)震源(2010 年8 月4日 7:15UT, M6.5, 深さ 220km)と観 測点の配置. ★はアレイの重心位置. (下) 推定したマルチモードレイリー波の位相 速度分散曲線. 点線は PREM から計算し たリファレンスの分散曲線.



図 2: アレイ解析による北米大陸中西部の位相速度分布. (a) 基本モードラブ 波(周期 100 秒). (b) 基本モードレイリー波(周期 100 秒). (c) 1 次高次 モードレイリー波(周期 75 秒).

### 震源時間関数の再決定が波形インバージョンによる

### 3次元速度構造推定に与える影響の定量的評価

#山谷里奈・Anselme F.E. Borgeaud・河合 研志・Robert J. Geller(東 大理)・小西 健介(中研院)

Quantitative evaluation of the effect of redetermination of source time functions on the 3-D velocity structure inferred by waveform inversion

# #Lina Yamaya, Anselme F.E. Borgeaud, Kenji Kawai, Robert J. Geller (Univ. of Tokyo), Kensuke Konishi (Academia Sinica)

これまで私たちは、南米下で発生した深発及びやや深発地震の震源パラメ ータ(モーメントテンソル、震源中心、震源時間関数)を広帯域観測網(GSN 及び FDSN)で観測された地震波形データを用いて再決定し、稠密観測網 (USArray)で観測された地震波形データに局所的波形インバージョン(Kawai et al. 2014)を適用することで中米下の3次元S波速度構造を推定した。推定 した速度構造を、これまで行われてきた GCMT 解(Ekström et al. 2012)を用 いた構造推定結果と比較することで、波形インバージョンに震源パラメータ の再決定が与える影響を評価した。この結果として、Yamaya et al. (2017, 地震学会秋季大会など)により、1. 震源パラメータを再決定すると観測波形 と理論波形の残渣が減少し構造推定の精度が上がること、2. 波形インバー ジョンにより推定されたS波速度構造のパターンは一定であること、3. モ ーメントテンソルと震源中心を再決定しても速度異常の振幅は変わらないが 震源時間関数を再決定すると速度異常の振幅が減少することがそれぞれ示さ れた。しかし、これらの詳細な原因は判明していなかった。

そこで、特に震源時間関数の再決定により観測波形と理論波形の残渣が減少し、また得られた構造についても速度異常振幅が減少する原因を解明するために、地震波形にヒルベルト変換を適用し、データを振幅と位相の情報に分けた。その結果、震源時間関数の再決定により観測波形と理論波形の残渣が改善した理由は、位相の一致度合いが上がったためであるとわかった(Yamaya et al. 2018, PEPI)。

また、震源時間関数は短周期に対してより敏感であることが知られている。 そこで、Yamaya et al. (2017, 地震学会秋季大会など)で用いた周期 12.5 秒以 上のデータセットに加えて周期 8 秒以上のデータセットも用いることで、震源時間関数を再決定した時に構造推定に与える影響をより定量的に見積もった。その結果、より短周期のデータを用いた方が構造推定の速度異常の振幅の減少幅が大きくなった(図)。近年、波形インバージョンを用いた研究の発展に伴い、より短周期の地震波形データが用いられるようになっている(例: Borgeaud et al. 2017では 8 秒以上、Bozdağ et al. 2016では 17 秒以上)。本研究により、さらに短周期のデータを用いた波形インバージョン及びそれを用いたより詳細な構造推定の可能性が示唆された。



図:用いる周期の違いに対して震源時間関数の再決定が与える影響の比較。(a) 再決定した震源時間関数を用いて周期12.5秒以上のデータを解析。(b)再決定し た震源時感関数を用いて周期8秒以上のデータを解析。(c)GCMT解を用いて周 期12.5秒以上のデータを解析した結果と(a)の差。(d)GCMT解を用いて周期8秒以 上のデータを解析した結果と(d)の差。

## 波形インバージョンによる北部太平洋下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)

3-D S-velocity structure of D" beneath the Northern Pacific using waveform inversion

#Yuki Suzuki, Kenji Kawai, Robert J. Geller (Univ. Tokyo)

マントル最下部200-300 km (D"領域) はマントル対流の熱境界層と考 えられており、マントル構成鉱物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次元不均質の存在が予想されている。特に沈み 込み帯下のD"領域では、沈みこんだ冷たいスラブ物質と周囲のマントル 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動的な状 態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。 これまでに、transverse成分のS、ScS及びその間に到達する波を用いて、 局所的波形インバージョン (e.g., Kawai *et al.* 2014) 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(Suzuki *et al.* 2016)。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い高速度領域、(B) CMB直上には鉛直方向に約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起因する 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解釈される。そして、鉛直方向に連な る低速度構造(C)を、我々は上昇プルームがスラブの沈み込みに伴い受動 的に発生すると解釈した。この仮説を検証するためにより詳細な構造推定 が必要である。そのため、本研究では地震波形のradial成分もデータとし て用いて構造推定を行う。

本研究ではまず推定対象領域を4つの領域に分割し、各領域の1次元S波

速度(等方・異方)構造を推定した。さらに、推定対象領域を水平方向に 300 km、鉛直方向に100 kmの間隔のグリッドに分割し、radial成分(S, ScS, SKS等のフェーズを含むデータセット)を用いたD"領域の3次元S波速 度異方性構造の推定可能性を定量的に見積もる。



図 1. 本研究で用いた震源、観測点及び推定対象領域

### ScS-S走時差残差の方位変化によるフィリピン直下

下部マントルの方位異方性

#田中 聡(JAMSTEC)

Azimuthal anisotropy in the lower mantle beneath Philippine from azimuthal variation of ScS–S travel time residuals

#Satoru Tanaka (JAMSTEC)

#### <u>1. はじめに</u>

ScS-S走時差残差は、下部マントルの不均質性を明らかにするために有効なデー タであり、これまでに地域的、全地球的な下部マントルの速度構造研究に広く用い られてきた。しかしながら、先の報告で、近接した地域で収集された ScS-S走時差 残差はばらつきが大きく、マントル最下部の構造を解析する際には、既存の3次元 速度構造モデルの選択に注意を払う必要があることを指摘した(田中、2016年地震 学会秋季大会)。ここでは、先に扱ったフィリピン直下を通過するScS-S走時差デー タを増やし、既存の3次元マントル構造を補正した後のScS-S走時差残差に見られ る方位依存性の特徴について報告する。

#### <u>2. データ・方法</u>

フィリピン直下のマントル最下部は大規 模S波低速度領域(LLSVP)の外側にあるた めポストペロフスカイトの層が厚くなっている ことが予想され、地震波速度の異方性が観 測される可能性が高い。また、フィリピンを 取り囲む地域は地震活動が活発であり、多 くの定常・臨時地震観測網が展開されてい るので地震波線の方位のカバレージが良 い。先の報告で使用したF-net、 NECESSAray、INDEPTHに加え、タイ気 象庁やJISNET、中国の臨時地震観測網の 水平動成分に記録されたSとScS波を集め、



変位波形のTranaverse成分で波形の相互相関を用いてScS-S走時差を測定した。 測定した走時差は約500個である。周期10秒におけるPREM(Dziewonski and Anderson, 1981)から予想される走時差からの残差をデータとする。代表的なS波3 次元速度構造S16U6L8(Liu and Dziewonski, 1989)、S4BL16(Masters et al., 2000)、S40RTS (Ritsema et al., 2011)、SEMUCB-WM (French and Romanowicz, 2014)ならびにObayashi et al. (2013)のP波3次元速度構造GAP-P4にKarato (1993)による変換係数R=1.7を適用してS波に変換した構造で補正する。補正後の 走時差残差 $\Delta$ Tに、ScS反射点近傍における波線の方位 $\theta$ を関数として、 $\Delta$ T = Acos2 $\theta$  + Bsin 2 $\theta$  +Ccos 4 $\theta$  + Dsin4 $\theta$  +Eの曲線に最小二乗法でフィットさせた。

#### <u>3. 結果と議論</u>

ScS-S走時差残差の方位変化の特徴は補正に用いた3次元速度構造によって異なる。ここでは、残差のばらつきが最も小さくなった修正GAP-P4で補正した場合の結果を図に示す。方位依存性は40の変化より20の寄与の方が約2倍大きい。20による曲線で残差が最も小さくなる方位が、マントル最下部で最もScS波が速く伝わる方向だと解釈すると、その方位はおよそ105°を指す。興味深いことにこの方向はフィリピン海プレートやスンダランド・マイクロプレートの運動方向とほぼ平行であり、マントルをもグラフィーの結果を密度変化に置き換えてマントル対流を推定した場合のマントル最下部における流れの方向と定性的に一致している(例えばYoshida, 2012)。また、フィリピン直下では厚さ約300kmのD"不連続面が検出されている(Kendall & Shearer, 1994)ので、異方性がこの不連続面より深部に限られていると仮定すると、走時差変化のうち20成分の振幅が約1.5秒p-pなので、速度異方性の振幅は約1%と推定される。



図2.マントル3次元構造(修正 GAP-P4)を補正した後の ScS-S走時差残差の方位変 化。赤線はAcos20+Bsin20 +Ccos40+Dsin40+Eの曲線、 青線は20成分、緑線は40の 成分。

### オントン・ジャワ海台下のP波速度構造

#大林政行・吉光淳子・末次大輔(JAMSTEC)・塩原肇(ERI)・杉岡裕子(神戸大理)・伊藤亜妃(JAMSTEC)・一瀬建日(ERI)・石原靖・田中聡・利根川貴志(JAMSTEC)・小林拓史(神戸大理)

P-wave velocity tructures beneath Ontong Java Plateau # Masayuki Obayashi, Junko Yoshimitsu, Daisuke Suetsugu (JAMSTEC), Hajime Shiobara (ERI), Hiroko Sugioka (Kobe Univ.), Aki Ito (JAMSTEC), Takehi Isse (ERI), Yasushi Ishihara, Satoru Tanaka, Takashi Tonegawa (JAMSTEC), Takumi Kobayashi (Kobe Univ.)

We obtained a three dimensional P-wave velocity structure with a focus on the mantle beneath the Ontong Java Plateau (OJP) using data from the seismological experiment on the OJP and its vicinity from late 2014 to early 2017. More than 120 events during the 2-years long OBS deployment yielded precious measurements. We measured more than  $\sim 170,000$  relative travel times of P-wave between any two stations using the cross-correlation method, in pass-bands between 30 s and 2.7 s dominant period. We also measured more than 500 PP - P differential travel times of which PP rays bounce at the surface around the OJP. We inverted these data in addition to more than 15 million first arrival data of International Seismological Centre and our own data set used in our previous tomography for the whole mantle using the multifrequency tomography technique. The result of the checkerboard resolution test indicates that lateral structures of  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  scales are well resolved between 100 and 1000 km depths beneath the OJP. The tomographic result (Figure 1) shows high velocity anomalies at the middle of the OJP and low velocity anomalies in the northwest part of the OJP in the depth ranges of 100 - 350 km. Massive Fast anomalies are observed at 600 km depth. These anomalies are considered as stagnant Pacific slabs related to the trench migration as well as seafloor-spreading in the Santa Cruz Basin and Melanesia Basin during the Eocene and Oligocene. Slow anomalies along Caroline islands ridge are observed down to about 500 km depth. These slow anomalies are located at the northern edge of the stagnant slab, suggesting the mantle upwelling affected by the stagnant slabs.



Figure 1. P-wave velocity structures beneath the Ontong Java Plateau (OJP) at various depths from 130 to 600 km. The 4000m bathymetric contour of the OJP is outlined in green. Chuuk, Pohnpei, Kosrae of the Carolin islands are indicated by triangles.

GHz-DAC 音速法の開発: KCI 試料での予察的測定 #米田明(岡山大)・小林真一郎・鎌田誠司(東北大)

GHz ultrasonic measurement in DAC

#Akira Yoneda (Okayama Univ.), Shin-ichiro Kobayashi, Seiji Kamada (Tohoku Univ.)

2011年頃からGHz音速測定法の開発に取り組んできた。GHz領域の超音波の波長 は数 µ m程度であり、ダイヤモンドアンビル(DAC)で加圧した薄い試料の音速測定 が可能である。最近、ようやくDACで挟んだ試料からのシグナル検出に成功した。P 波だけでなくS波測定も進行中である。GHz音速法の現状と今後の研究計画につい て報告する。

図1はGHz-DAC音速法の概念図である。バッファロッドをアンビル背面に押し付けて、GHz超音波を試料部へと伝達する。P波用のバッファロッドだけでなく、斜め反射によるP波-S波変換を利用したS波用バッファロッドも開発可能である。

図2は実際の実験の様子である。DACセル中にあるダイヤモンドアンビルの背面 にバッファロッドを押し付ける寸前の写真である。試料はKClであり、ルビースケール による圧力値は1.41GPaである。

図3は測定されたGHz反射波である。1660ns付近が上側のアンビル先端面からの反射波である。1690ns付近に下側アンビルからの反射波が重なっているのが分かる。両者の波は同位相になると振幅を強め合い、逆位相になると弱め合う(振幅変調)。

図4は周波軸上での振幅変調の結果を図示したものである。周波軸上で約30MH zの周期で振幅変調が明瞭に確認できている。概算でP波速度が4.6km/sと計算さ れた。Brillouin散乱法による先行研究(Campbell &Heinz, 1994)による4.3km/sよ り若干高い値が得られている。今回の測定では試料の厚さが正確に決定していない ので、そのためによる誤差の可能性が高い。試料長の問題は、今後、詰めっていく 必要がある。



### 新たに見いだされた因果を及ぼし合わない弾性変 形様式:質点が全空間に渡り突然引き起こす重力加 重に対する弾性体の過渡的応答

#亀伸樹・木村将也(東大地震研)

#### Noncausal deformation regime in the elasticity: transient elastic response to instantaneously applied gravity load induced by a point mass

#Nobuki Kame and Masaya Kimura (ERI, Univ. Tokyo)

#### 変形すれども運動に影響を及ぼさない、並進運動とも剛体回転とも異なる、 非自明の弾性体運動方程式の解を示す。その効果により地震の即時重力変 化に対して重力計の感度が著しく低下することが明快に理解できる。

Seismic waves radiated from an earthquake induce density perturbations in the medium, which in turn generates prompt gravity perturbations at all distances before the arrival of seismic waves. Interest in the earthquake-induced prompt gravity signals is increasing in terms of both theoretical modelling and signal detection in data (Harms *et al.*, 2015; Harms, 2016; Montagner *et al.*, 2016, Vallée *et al.*, 2017, Kimura, 2018; Kimura & Kame, 2018; Kimura *et al.*, 2018). 'Prompt' denotes the period between the event origin time  $t_0$  and the P wave arrival time  $t_p$ .

In the measurement of prompt gravity perturbation  $\delta \mathbf{g}$  using a gravimeter, the effect of ground acceleration  $\mathbf{\ddot{u}}$  has to be taken into account because the sensor output to the perturbation is affected as  $(\mathbf{a})_z = (\delta \mathbf{g} - \mathbf{\ddot{u}})_z$ , where the subscript z denotes the vertical component of

acceleration vectors. In an unbounded homogeneous isotropic elastic medium, it is analytically shown that the acceleration motion induced by prompt gravity perturbation becomes

$$\ddot{\mathbf{u}}(\mathbf{r},t) = \delta \mathbf{g}(\mathbf{r},t), \qquad (t_0 < t < t_p) \qquad (1)$$

where the source is at the origin (so that  $t_0=0$ ), **r** is a receiver position,  $r=|\mathbf{r}|$ , the P wave arrival time at the receiver is  $t_p = r/\alpha$  with the P wave velocity of a medium being  $\alpha$ . It suggests full cancelation of prompt gravity measurement  $\delta \mathbf{g}$  by  $\mathbf{u}$  in the unbounded medium (Vallée *et al.*, 2017; Kimura 2018).

Equation (1) exactly follows from the elastodynamic equation of motion and is mathematically true, but it seems physically counterintuitive in terms of traction interaction, i.e., action through an elastic medium. Noticing that  $\delta g$  has a heterogeneous distribution reflecting the quadrant radiation pattern of density perturbation (Harms *et al.*, 2015), the induced **u** is heterogeneous, indicating that elastic rebound force does act on neighboring portions in the medium. However, each portion ideally follows only the applied gravity force as if it has no traction interaction with one another.

In this presentation, a simple basic elastic response to prompt gravity perturbation induced by a point mass is obtained to gain physical insight into Equation (1). The point mass solution will disclose a fundamental deformation regime so far unnoticed in the elasticity. It is called "elastically noncausal deformation" which is only induced by action at a distance with a  $1/r^2$  distance dependency, and it facilitates the clear understanding of Equation (1).

#### 理論地震波形記録を教師データとした機械学習

による震源決定の試み

#坪井誠司・杉山大祐(JAMSTEC)

#### Development of neural network to locate hypocenter with theoretical seismograms as learning data # Seiji Tsuboi, Daisuke Sugiyama (JAMSTEC)

現実的な3次元地球モデルを用いた理論地震波形記録を教師データとして機 械学習を行うことにより、震源パラメータの推定を行うニューラルネットワークを構築 することを試みたのでその結果について報告する。

図1は、埼玉県で起きた地震に対して計算した理論地震波形記録から、ある時 刻における地表の変位分布を表したものである。経験のある地震学研究者ならば、 この図を見て、おおよその震源の値を推測することが出来ると思われる。ここでは、 このような画像を基にして震源パラメータを推定するニューラルネットワーク(人工 知能と言い替えることも出来る)を構築することが出来るか試みた。機械学習により ニューラルネットワークを構築するためには、大量の教師データが必要となる。理 論地震波形記録は、任意の震源位置およびマグニチュードの地震に対して計算 することが出来るので、大量の理論地震波形記録を計算し、教師データとして用 いた機械学習を行うことで機械学習の精度を容易に向上させることが可能となる。 また、地震の震源が図2に示すような同時に別の場所で発生した場合についても、 教師データとすることが出来る。したがって、これまでの震源決定法では対応が困 難であった、同時に発生する複数の地震の決定にも対応出来る可能性がある。理 論地震波形は、スペクトル要素法のSPECFEM3D GLOBEを用い、256コアを使 って1 chunkを用いて計算した。モデルの精度を表すパラメータであるNEXは256 で、用いた3次元地球モデルはS20RTS、精度は周期17秒である。2分間の理論地 震波形を約600個の地震に対して計算し、約6万枚の地震波伝播画像を生成した。

生成した画像を基に、震源パラメータを推定するニューラルネットワークの構築 を試みた。ニューラルネットワークは深層学習でよく使われるConvolutional Neural Network (CNN)で、convolutionは3層とし、64x64の画像から、各パラメー タを推定するネットワークを機械学習により生成した。ニューラルネットワークのフレ ームワークはTensorFlow (https://github.com/tensorflow)を用いた。機械学習は 約6万枚の画像の4/5を用い、学習のパラメータ設定を海洋研究開発機構・地球情報基盤センターが運用するDAシステムのGPGPUノードを使用して行った。学習により構築したニューラルネットワークに対して残り1/5の画像を用いて検証を行った。検証結果はほぼ満足のいくもので、入力した画像から震源パラメータを推定することが可能であることが分かった。

次に、構築したニューラルネットワークを実際のデータに適用することを試みた。 図1に示した領域で2008-2018年の間に起きたM5クラスの地震10個を選び、それ らの地震に対するK-NET観測網の観測記録を用いた。それぞれの地震に対する K-NET観測網による加速度波形を積分して速度に変換し、5Hzサンプリングのデ ータにdecimationした。それぞれの時刻における速度振幅を空間で内挿し、教師 データで用いた64x64の画像と同じサイズのデータを作成した。各時刻毎の画像 をニューラルネットワークの入力として用い、震源パラメータの推定を行った。推定 の結果および、構築したニューラルネットワークの応用の可能性については発表 の際に述べる。

謝辞

この研究では防災科学技術研究所が構築したK-NET観測網の地震波形データ を使わせていただきました。また計算は海洋研究開発機構・地球情報基盤センタ ーの計算機システムを用いました。記して感謝いたします。



図1 2008年4月4日に埼玉県で起きた MJMA5.0の地震の波動伝播画像



図2 図1に示した領域でM4と M5の地震が約6秒の間隔で起きた 場合の波動伝播画像

ランダムな海洋重力波に対する海洋島の弾性応答 #西田究(東大地震研)

Elastic response of a conical island to background ocean infragravity waves #Kiwamu Nishida (ERI)

#### 1 はじめに

長周期帯域で、海洋島に設置された広帯域地震計のノイズレベルは高く、周期 100 秒か ら数 100 程度のブロードなピークがしばしば観測される。原因として海洋外部重力波起源 だと考えられているが、定性的な議論が中心となっている。

連合大会では、津波の伝搬にともなう海洋島の弾性変形 (西田他,2018)の定量的な評価 について報告した。津波は物理的には外部重力波であるが、平面波を仮定していたため、 そのままでは見積もりに使うことは出来ない。そこで本発表では、この枠組をランダムに 励起された海洋重力波に対して拡張できることを報告し、定量的な議論の可能性を示す。

#### 2 理論

ここでは簡単のため、海洋島を円錐形で近似する [藤間・後藤, 1994]。軸対称構造を考えているため、 島を中心とする極座標  $(r, \theta)$  で考える (図 1)。ここ で、仮想的に海洋島が存在しない一様水深での、既 知の海洋外部重力波の入射波動場  $\eta^{in}$  を考える。こ こで  $\eta^{in}$  は動径方向にはベッセル関数展開で、方位 角方向にはフーリエー級数展開で表現する。入射波



図1 円錐形で近似した海洋島。

動場にたいして、散乱波動場を計算し、そのの重ね合わせで全波動場を表現できるとする。 次に、ηが海底面に及ぼす荷重は ρgη で見積もれると仮定 (浅水近似) する。外部重力波 による荷重変形を、静的な Green 関数で島の変形を見った (Sorrels and Goforth,1973)。 ここで、弾性は速度は津波の速度より十分に早いため、弾性波の効果は無視した。また、水 平動では傾斜の影響が大きいため、傾斜変動も合わせて見積もった。

その結果、原点での上下動の変形は原点での波高 $\eta^{in}$ に比例し、水平動は $\nabla \eta^{in}$ の原点 での値に比例することが分かった。つまり仮想的な入射波動場に対する、原点での地動を 伝達関数として定義することができる。 そこで、上下動の伝達関数 $T_{\eta z}$ と水平動の伝達 関数 $T_{\eta h}$ をそれぞれ,

$$T_{\eta z}(\omega) \equiv \frac{v_z(\omega)}{\eta^{in}(r,\theta,\omega)|_{r=0}},\tag{1}$$

$$T_{\eta h}(\omega) \equiv \frac{-ik_0}{\nabla_h \eta^{in}(r,\theta,\omega)|_{r=0}} \begin{pmatrix} v_x(\omega) \\ v_y(\omega) \end{pmatrix}$$
(2)

と定義する。ここで $v_x, v_y, v_z$ は地動速度のを表し、 $k_0$ は波数を表す。

#### 3 結果

青ヶ島を例に伝達関数を評価した(図 2)。こ こで島の半径は1.5 km,傾斜は0.2,水深は1000 m であると仮定した。長周期の極限では波長に 比べて島が十分に小さくなるために、半無限で の解析解 (Ben-Menahem and Singh, 2012)に 漸近する。100 秒より短周期で波長が島の大き さに比べて短くなるため、伝達関数の値は急激 に小さくなる。傾斜の水平動への寄与は、並進 成分よりも1 桁程度大きいことも分かる。

図3に青ヶ島観測点のパワースペクトルの確 率密度関数をプロットした。3成分ともに、周 期200秒程度にピークを見て取れる。水平度 の振幅は1桁程度大きく、伝達関数の結果と調 和的である。また上下動の伝達関数から、外部 重力波の振幅を見積もると、平均自乗振幅で数 mm程度の大きさと見積もることができる。こ れは海洋物理学モデリングの結果(Ardhuin et al. 2014)とも調和的である。これらの結果は 海洋島での広帯域地震計の連続記録から、海洋 外部重力波の活動をモニタリングできる可能性 を示唆している。



図 2 (a):並進成分のレスポンス。 (b) 水平動の振幅レスポンスにお ける並進成分と傾斜成分の寄与の 比較。

#### 謝辞



防災科学技術研究所の F-net のデータを使わせていただきました。記して感謝します。

図 3 F-net 青ヶ島観測点 (AOG) の 2006 年のパワースペクトル密度の確率分布関数 [McNamara and Buland, 2004]. 周期 200 秒程度にスペクトルピークを見て取れる。

# 多重散乱の効果を考慮した内部減衰・散乱減衰の同 時インバージョンの試み(2) #小木曽仁(気象研)

Simultaneous inversion of intrinsic and scattering attenuation parameters incorporating multiple scattering effect (2) #Masashi Ogiso (MRI)

. . . . . .

#### はじめに

人間が主に揺れを感じる、おおよそ1Hz以上の高周波の地震波減衰は内部 減衰と散乱減衰に分離して考えることができる。この2つの減衰のうち、内部減 衰は主に揺れの大きさに、散乱減衰は揺れの大きさともにその継続時間にも 影響を及ぼす。したがって、高周波数帯においてこれら2つの減衰構造の不均 質性を推定することは、地球内部構造そのものへの理解を促進するとともに、 揺れの最大値のみならず継続時間の地域性といった強震動予測の高度化へ もつながる重要な研究課題である。Ogiso (2018, in revision, 以下前報と称 す)では等方散乱の仮定のもとで西南日本の3次元内部・散乱減衰構造を推 定したが、等方散乱では揺れの継続時間に重要な役割を果たす直達波のエ ンベロープ拡大現象を表現することができない。本研究では非等方散乱を取り 入れたうえで、西南日本の3次元内部・散乱減衰構造を推定することを目的と する。

#### 手法

減衰構造を推定するためには震源振幅やサイト特性が必要である。本研究で は前報と同様、エンベロープフィッテング(例えばEulenfeld and Wegler, 2016) の手法を用いてこれらの特性を推定した。媒質として指数関数型のパワースペ クトルを持つランダム媒質を仮定し、Born近似のもとで非等方散乱を考慮した 散乱係数を計算した。エンベロープフィッテングの際、前報と同様、地震ごとに 一様な減衰パラメータ(内部減衰と速度揺らぎ)を仮定したうえで震源振幅とサ イト特性を推定する。この際に得られる合成エンベロープは地震毎に異なる減 衰パラメータとなることから、地下構造の不均質性を反映していることになる。 そこで、ある初期減衰構造のもとでエンベロープを合成し、震源及びサイト特 性を推定した際のエンベロープと比較する。このエンベロープの差をTakeuchi (2016)によるセンシティビティカーネルを通して内部減衰と速度揺らぎの変化 に置き換え、初期減衰構造を逐次修正していくというアプローチを用いた。

#### 使用データと推定結果

対象地域は前報と同じく西南日本地域とし、M3.0~4.5、深さ90km以浅の328地震を使用した。観測点はこの地域のHi-net観測点238点を用い、各地震について震央距離が100km以内の観測エンベロープを構造推定に用いた。 周波数帯はBorn近似の条件を考慮し、1-2Hzとする。また、速度構造はJMA2001を採用した。

推定された3次元減衰構造(内部減衰及び速度ゆらぎ)を図1に示す。九州地方は 他の地方より内部減衰・速度揺らぎとも大きいという結果が得られた。また、四国地 方は深さ10km以深のほうが浅部より内部減衰・速度揺らぎとも大きそうである。今 後は観測エンベロープそのものをより活用することにより、得られる構造の信頼性 を高めていくことが必要と考えている。

#### 謝辞

本研究では防災科研Hi-netで観測された波形を使用しました。また、本研究の実施にあたり、JSPS科研費JP18K13622の補助を受けました。



図1 本研究で推定した(a)内部減衰 と(b)速度揺らぎの3次元分布
## S01-05

## 新燃岳での地震波速度時間変化における降水量の 影響評価

#水谷 雄太 (東大地震研)・西田 究 (東大地震研)

# The effect of precipitation on temporal changes in seismic velocity around Shinmoe-dake

# Yuta Mizutani (ERI, UTokyo), Kiwamu Nishida (ERI, Utokyo)

■研究目的 2011 年 1 月の新燃岳噴火に伴う地震波速度変化の検出を目指し,新 燃岳周辺の地震計に記録された脈動記録に地震波干渉法を適用した.噴火に関連 した過渡的な速度変化を正確に評価するためには,降水や積雪といった気象現象 起源の季節変動の影響を除去する(例えば Brenguier et al., 2008)必要がある.特に, 新燃岳が位置する九州地方の火山地域では,とりわけ夏の降水による年周期の速 度変化が顕著であると報告されており(Wang et al., 2017),季節変動が噴火イベン トによる過渡的な地震波速度時間変化を隠している可能性がある.そこで,本研 究では,2011 年 1 月の新燃岳噴火に伴う地震波速度変化を定量的に推定するため に,地震波干渉法を用いて計算された速度変化に降水が与える影響を定量的に評 価した.

■解析方法 地震波干渉法による速度変化の推定 には、防災科学技術研究所のV-net, Hi-net及び 東京大学地震研究所のデータ(図1)を用いた. 解 析期間は2010年5月から2018年4月である. ま ず、毎日の相互相関関数を計算した. 0.3-0.6 Hz のバンドパスをかけた1日データから204.8秒ずつ 切り出した. 1-bit化,ホワイトニングを施した相 互相関関数を計算し、1日ごとに平均を求め、さ らに20日で移動平均をとった. 次に、2017年4月

をレファレンスとし、コーダ波干渉法を用いて速度変化を



図1:観測点分布

推定した.具体的には,-40秒から40秒まで幅12.8秒の時間窓をずらしながら, それぞれレファレンス波形からの走時遅れを測定した.その後,遅延時間の絶対 値が20秒より遅いコーダ波の部分で,走時遅れの絶対値が1秒より小さく相関係数 が0.5よりも大きい測定値から,最小二乗法により速度変化を推定した(図2a).

降水量の影響を評価するために,得られた速度変化と5日平均の降水量から伝達 関数を計算した.降水量データは気象庁えびの観測点における計測値を用いた(図 1,図2d).伝達関数の推定には,霧島山 や阿蘇山でのイベントが少ない2011年6月 から2014年4月のデータを使用した.この とき,100日より短周期成分はcos型のテ イパーで落とした.この伝達関数と2009 年1月からの降水量データを用いて,降水 による速度変化を定量的に予測し(図 2b),元の速度変化から除去した(図2c).

#### ■結果

1. 地震波干渉法を用いた速度変化

特にKRMVとKVOのペアで,降水量に よると考えられる年周変動が顕著であった (図2a).ただし,どのペアについてもこの 状態で11年の噴火に対応する変化は検出 されなかった.

2. 降水量の影響評価

単純な伝達関数の計算により,降水によ る年周変動を十分定量的に評価できた.イ ンパルス応答(図3)も因果律を満たした exp型で説明できる.今後はインパルス応 答を特徴付けるより少ないパラメータで評 価していきたい(例えばSens-Schönfelder and Wegler, 2006).

降水量の影響を取り除くと、特徴的なW 字型の変動が検出された. データをさらに 精査して、この変動が噴火によるものか確 認していく必要がある. 図3:





図 2:(a)地震波干渉法により推定 された速度変化,(b)降水量から予 測された速度変化,(c)降水量の影 響を除去した速度変化,(d)5 日平 均降水量.網掛けのデータを使って 伝達関数を求めた(KRMV-KVO).

インパルス応答(KRMV-KVO,紫) exp型インパルス応答(緑)

> <u>謝辞</u>本研究では V-net, Hi-net(防災 科研)および東大地震研の地震計記録 と,気象庁えびの観測点での降水量デ ータを使用させていただきました.

## S01-06

## Single-station reflection imaging of a low-velocity layer at Long Valley Caldera, California: The Magmatic System Roof?

#Nori Nakata (U. Oklahoma), David R. Shelly (USGS)

Long Valley Caldera in California has been studied intensively for decasdes for its geologic structure and eruption history. The waveforms generated by the 2014 Long Valley Caldera earthquake swarm, which was the largest swarm activity since 1997, recorded at station MLH show clear reflected waves that are often stronger than direct P and S waves (Figure 1a). Based on a beamforming analysis, the reflected waves first propagate downward from the source locations and then reflect back to the ground surface. With waveform analyses, including waveform polarity and amplitudes, we discover that these waves are reflected at the top of a low velocity body, which may be residual magma from the  $\sim$ 767 ka caldera-forming eruption. The polarity of the reflection compared to direct P and S waves suggests that the reflection is SP waves (S from hypocenters to reflector and then convert to P waves). Because the wavefields are coherent among different earthquakes and hold high signalto-noise ratios, we apply them to a wavefield migration method for imaging reflectors. For the migration, we use earthquake locations estimated from a previous study. The depth of the imaged magmatic-system roof is around 8.2 km below the surface (Figure 1b). This depth is consistent with previous studies, although the uncertainty is much smaller in this study. This is because we use the reflected waves, and the migration is sensitive to the location of the depth than tomographic techniques.

Even though we use only one station and waveforms from one earthquake swarm, the dense cluster of accurately located earthquakes provides a highresolution image of the roof. The methods used here could be applied to other areas in and out the Long Valley Caldera to characterize reflected waves and map reflectors. Dense earthquake swarms are helpful to identify reflections. The knowledge of the accurate location of earthquakes is important, and focal mechanisms are used for the interpretation of wave types but not needed for imaging. We require sufficiently high SNR of reflected waves for imaging, and hence, we need stations at right spots especially for strike-slip earthquakes such as close enough to have high SNR but not too close to the nodal plane.



Figure 1. (a) Observed waveforms at station MLH (vertical component filtered 2–15 Hz) from a swarm with more than 800 earthquakes. The waveforms are aligned based on wavelets around 3–6 s. The event waveforms are ordered by the relocated depth with the smaller earthquake numbers indicating shallower events. The P, reflected, and S waves stand out clearly as indicated by the green, red, and blue arrows, respectively. (b) Image obtained from the waveforms in panel (a). The silver surface indicates the high intensity areas (isosurface of 0.7), and the reflector is imaged at the depth of 8.2 km.

## S01-07

## 次世代型レシーバ関数:Trans-Dimensional Inversion による グリーン関数の推定と海底地震計への応用

#悪原岳・(東大地震研)・Michael Bostock・Alexandre Plourde (UBC)・ 篠原雅尚(東大地震研)

#### Beyond Receiver Functions: Green's Function Estimation by Trans-Dimensional Inversion and Its Application to OBS Data

#Takeshi Akuhara (ERI), Michael Bostock, Alexandre Plourde (UBC), Masanao Shinohara (ERI)

はじめに 地下構造を調べるために、地震学では広くレシーバ関数が用いら れてきた. 古典的なレシーバ関数解析は、上下動記録が観測点近傍の地下構 造への入射波形をよく近似することを仮定する. このとき,水平動を上下動 でデコンボリューションすることでレシーバ関数が計算できる. しかしなが ら,デコンボリューションの不安定性により,高周波帯域での計算が難しい (問題点1),上下動成分に卓越する多重反射波の影響により,海底地震計 では正しく計算ができない(問題点2),といった問題がある.本研究では, レシーバ関数の代替手段となり得る,地下構造グリーン関数の新しい推定方 法を提案する.

**手法** 本研究では、観測点近傍の地下構造グリーン関数(上下動および水平 動成分)が、インパルス列であらわされると仮定し、パルスの数、振幅、到 達時刻を未知数として扱う.インバージョンの目的関数として、Bodin et al. (2014)などで提案されているcross-convolutionの式を用いる. Crossconvolutionの式には、明示的なデコンボリューションが現れないうえに、 従来のレシーバ関数解析のような上下動記録による入射波形の近似を前提と しない.そのため、前節で述べた問題点1,2が解決できる.また、上下動成 分のグリーン関数が求められることも、長所の一つとして考えられる.

この問題設定では、未知数の数が未知数そのものとなり(いわゆる Trans-dimensional inversion), Reversible-jump Markov-chain Monte Carlo法 (Green 1995) を用いて解くことができる. 本研究では解の収束 効率を高めるために, Parallel Tempering 法 (Sambridge 2014) を併せ て採用した.

結果 新手法を,理論波形および海底地震計の波形記録に適用した.いずれの場合でも,新手法は,従来のレシーバ関数手法よりもRadial成分のグリーン関数を精度よく推定できることが分かった(図1).高周波帯域(<4 Hz)で推定されたRadial成分グリーン関数を用いることで,堆積層内の成層構造を~100 mのオーダーで解像できると期待される.一方で,上下動成分のグリーン関数は正しく推定することができなかった.これは,P波の反射波が,直達P波と等しい入射角を持つことに起因すると考えられる.</li>



# ポスター会場 (1日目)

## S12, S13, S14, S17, S22, S24

## S12-P01

## 神奈川県大井観測井における地震に伴う

## 水位上昇について

#### #李楊·鵜川元雄(日大)·板寺一洋·原田昌武(温地研) The earthquake related water level increase at Oi well in Kanagawa prefecture #Yang Li, Motoo Ukawa(Nihon Univ),Kazuhiro Itadara, Masatake Harada(HSRI)

#### 1 はじめに

神奈川県大井観測井では、地震直後に特徴的な水位上昇が観測され、その水 位変化は減衰指数関数:H(t)=a(1-e^{-bt})で近似することができた(李他,2017 地震 学会)。この式で1/bは時定数を表す。大井観測井で観測された水位上昇の時定 数は100~400秒の範囲である。

本研究ではこの地震に伴う水位上昇を観測井に直結している帯水層の骨格部分(固相部分)が弱まり、帯水層の水圧が上昇し、それにより観測井の水位が上昇 したとして説明できることを示す。

#### 2 大井観測井と地震に伴う水位変化の特徴

大井観測井は神奈川県温泉地学研究所が設置した深さ300mの観測井である。 標高は47mで、スクリーン深度は270~300mである。観測井は足柄平野と大磯丘 陵の境、国府津一松田断層の近傍に位置している。対象とする帯水層は更新統 の固結礫層である。透水係数は5.5×10⁻⁴cm/s、貯留係数は3×10⁻⁸である(横山 他、神奈川温地研報告、1995)。

観測データは大井観測井の標高29mに設置された圧力式水位計で測定され、 1mmの精度、1Hzサンプリングでデジタルデータを収録する。使用したデータの期間は2011年1月から2016年4月までで、この期間に大井観測井で地震に伴い5cm以上の水位変化が観測された10地震を対象として選択した。それらの地震において、観測井の水位は2011年東北地方太平洋沖地震で降下した以外、すべての地震に伴い上昇した。

#### 3 地震に伴う水位上昇のモデル化

帯水層は難透水層に挟まれ、帯水層内は礫などが骨格となり、地下水はその骨格の間隙を満たしていると考える。帯水層の上盤は骨格と地下水の水圧により支えられている。地震により、帯水層内の骨格部分の強度が落ちる。帯水層の上盤を支えるため地下水の圧力が上昇し、それにより井戸の水位が上昇すると考えた(図1)。

井戸周辺の帯水層の水圧が急激に上昇する過程は、スラグテストと逆の過程と 考えられる。そこで、我々はKarasaki et al.(Water Resour Res, 1988)による式を 用いて、水位の時間変化を計算した。Karasaki et al.(1988)では帯水層内の地下 水が周辺岩盤の割れ目に沿い一次元的に流動する場合と水平等方に二次元的 に流動する場合の式が与えられている。大井観測井では水平等方に流動する場 合が観測値を説明することが分かった(図2)。

#### 4 考察と結論

観測井の水位上昇は地下水の圧力上昇が原因である。Roeloffs(JGR,1998)で はその増圧域が井戸から離れている場合のモデルを構築した。そのモデルでは 増圧域で圧力上昇が発生してから、井戸の水位上昇が開始するまでに時間が必 要であり、また井戸の水位はピーク後に降下する。大井観測井では、地震波到着 後、水位上昇がすぐ開始する。また、水位の上昇後に、明瞭な水位の降下が見ら れなかった。これらのことから今回のモデルでは、地震による増圧域は井戸が貫い た帯水層自体と考える。

また、大井観測井の対象とした帯水層は固結礫層であり、帯水層の間隙が水平 方向には均質で、帯水層が増圧した後、地下水は等方的に井戸に流入したと考 えられる。



図1 地震前後の電が層の変化の概念図。地震前、上盤は固相部分と地 下水により支えられているが、地震後、固相部分の強度が低下し、地下 水圧が増加し、水位が上昇する。

## S13-P01

## 中規模の繰り返し相似地震による長期的発生確率

## 予測の成績

#田中昌之(気象研)

#### Result of Long-term Forecast for Moderate Repeating Earthquakes #Masayuki Tanaka (MRI)

#### <u>1. はじめに</u>

日本各地で波形がよく似た地震(相似地震)が観測されている。その多くはプレート境界で発生しており、プレート間の定常的なすべりと密接に関係があると考えられている。気象研究所は、気象庁の機械式強震計などのアナログ記録、加速度計のデジタル記録を使い、中規模の繰り返し相似地震の発生状況を追跡し、適宜、ベイズ統計対数正規分布モデル(LN-Bayes,岡田・他,2007)を用いて、長期的発生確率予測の実験を行っている。2015年4月1日に中規模の繰り返し相似地震78系列を用いて3年確率予測を行っており、今年3月末で予測期間が終了した。そこで、その成績を確認する。また、2014年8月1日に行った3年確率予測の成績と比較する。さらに、地震本部が活断層や一部の海溝型地震の長期評価に採用しているBPT分布モデルなど他のモデルによる予測成績と比較する。なお、この予測には、平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震等による余効変動の影響は考慮していない。また、昨年秋の地震学会以降、再調査により相似地震でない系列が1系列あることが判明したので予測対象から除外した。

#### <u>2. 予測成績の評価指標</u>

#### ・平均対数尤度(MLL)

予測確率と予測期間内の当該地震の発現・非発現との適合度を、対数尤度を用いて評価する手法。ただし、予測確率が0にもかかわらず予測期間内に地震が発現した場合は評価対象から除外する。予測確率が0.5のときの値は-0.696で、値がそれよりも小さいときは非常に悪い成績と、逆に0に近いほど良い成績と言える。 ・ブライアスコア(BS)

予測確率と予測期間内の当該地震の発現・非発現との整合性を、確率誤差を二 乗平均した誤差分散値で評価する手法。予測確率が0.5のときの値は0.25で、値 がそれよりも大きいときは非常に悪い成績と、逆に0に近いほど良い成績と言える。 予測確率が0でかつ予測期間内に地震が非発現のときと、予測確率が1でかつ予 測期間内に地震が発現したときにBSの値は0となる。そのようなときは、予測確率 で現象発生の有無を分離する分離度が高いときである。

#### 3. 結果

予測期間(2015年4月1日~2018年3月31日)に該当地震が発現したのは78系 列中32系列(図1)で、ベイズ統計対数正規分布モデル(LN-Bayes)による予測成 績は、平均対数尤度(MLL)は-0.575、ブライアスコア(BS)は0.196であった。同 期間を指数分布モデル(Exp-pin)で予測した場合の成績は、MLLは-0.637、BS は0.222で、LN-BayesはExp-pinより良い成績である。2014年8月1日に行った LN-Bayesによる3年確率予測(予測期間:2014年8月1日~2017年7月31日)の成 績は、MLLは-0.596、BSは0.197で、MLLとBSとも差は小さい。他のモデルでの 成績についても調べており、当日紹介する。



図1 LN-Bayes モデルを用いた3年発生確率予測(予測日:2015年4月1日) ※図中の□印は予測期間中に当該地震が出現した系列。○印は非出現。

謝辞:気象庁ー元化震源と図作成にGMTを使用しました。

## S13-P02

## 静岡県西部地域の長期的地下水温変化

Water temperature change in the Western Region of Shizuoka Prefecture

#上久保廣信·阿部郁男(常葉大環境防災)

#Hironobu Kamikubo, Ikuo Abe(Tokoha Univ.)

#### 1.はじめに

静岡県西部地域では2013年5月から浜松市中郡(NG).2016年8月から湖西市新 居(KOA).磐田市中泉(IWN).掛川市徳泉(KAT)にて白金測温抵抗体の水温 センサーを用いた長期水温観測を行っている.浜松中郡では2014年後半から 下降を続けていた水温が2016年12月末から上昇に転じ,その後急激な温度上昇 が観測されている.浜松中郡の水温が低下から上昇に転じた時期は浜名湖周辺 の長期スロースリップの収束時期と重なる(図2).静岡県西部地域の湖西市新 居.磐田市中泉.掛川市徳泉でも浜松市中郡と同様に2016年末から水温の上昇 が観測されている(図1).

2. 地下水温データ

グラフのデータ(図1)は上から湖西市新居(KOA).浜松市中郡(NG)(2015.8.20 ~2015.10.8.欠測) 磐田市中泉(IWN)(2016.8~2016.12 2017.12~2018.4欠 測).掛川市徳泉(KAT)(2017.11~2017.12.欠測.データロガー交換による絶 対値のずれがある)2016年12月末の上昇に転じてからの水温上昇率はKOA29 m℃/year.NG73m℃/year.IWN69m℃/year.KAT(欠測期間の補正ができないため 不明). KOAの上昇率はNG.IWN.KATと比べて小さい.

#### 3.考察

静岡県西部地域の4か所の井戸の水温が2016年12月末から上昇している理由 として浜名湖周辺の長期スロースリップの収束の影響を受け地下応力が圧縮 場に転じた可能性が考えられる.

参考文献

Tsukuda T., K. Gotoh and O. Sato, Deep groundwater discharge and ground surface phenomena, B. E. R. I., Univ. Tokyo, 80, 105-131, 2005.

佃 為成, 東海地域における地下水温の長期的変動,日本地球惑星科学連合2017年 大会, SSS14-04.

上久保廣信,静岡県西部地域の地下水温変化と応力変化との相関性について,日本 地球惑星科学連合2018年大会,SSS13-P02.



2016

2014

2017

0.0e+00

図 1:湖西市新居 (深さ 100m) 浜松市中郡(深さ 150m) 磐田市 中泉(深さ 150m) 掛川市徳泉 (深さ 120m)の水温(機械の季 節変化のみ除去).水温の数値 は1日平均値.温度計センサー の位置はいずれも深さ 28m.デ ータ提供は NPO 法人地下から のサイン測ろうかい.

図 2: 気象庁作成の浜名湖 周辺のモーメントの累積グ ラフ(第 375 回地震防災対 策強化地域判定会記者会見 資料71項)に浜松中郡(NG) 水温変化(29 日平均値)を上 下に反転させて重ねたもの

## S13-P03

## モーメント保存則から推定される 日本海溝〜千島・カムチャッカ海溝沿いの プレート境界型地震の最大規模(その3) #弘瀬冬樹(気象研)・前田憲二(気象庁)・吉田康宏(気象大)

Maximum Magnitude of Subduction-Zone Earthquake along the Japan-Kuril-Kamchatka Trench Estimated by Seismic Moment Conservation Principle: Part 3

#Fuyuki Hirose (MRI), Kenji Maeda (JMA), Yasuhiro Yoshida (MC)

#### はじめに

ある地域において起こり得る地震の最大規模を把握しておくことは、防災対策 を考える上で必要不可欠である.一般的に最大規模を精度良く推定するためには、 最大規模地震の平均的な発生間隔以上のデータ期間が必要である.しかし、巨大 地震の再来間隔は人類の一生よりも遥かに長く、我々は限られたデータしか持ち 合わせていない.

この問題に対しては、地震モーメント保存則 [*Kagan & Jackson*, 2013, BSSA; *弘 瀬・他*, 2014, SSJ; 2016, JpGU] に基づいた解析が有効かもしれない.本手法のエッセンスは、テクトニックモーメントレート $\dot{M}_T = \chi \mu W L V_{pl} を考慮し、地震モーメントの総量<math>\dot{M}_s$ が $\dot{M}_T$ と等しいと仮定することにある.ここで $\chi$ はプレート間カップリング率、 $\mu$ は剛性率、Wは断層幅、Lは断層長、そして $V_{pl}$ はプレート収束速度である.

SLM(2) 公本 (2014, 2016) は、最大規模をパラメータで明確に規定できる切断 G-R 則 [f=j, 1978, 地震 2] と宇津の式 [Utsu, 1974, JPE] を地震データに適用し、 日本海溝~千島・カムチャッカ海溝沿いで発生する地震の最大規模を推定した. このとき、地震がプレート境界で発生しているか否かは考慮されていなかった. しかしながら、 $\dot{M}_T$ はプレート間カップリング率を構成要素としていることから、 厳密にはプレート境界面でのモーメント保存則を考えるべきであった.

そこで本研究では、地震のメカニズム解からプレート境界で発生している地震 を抽出し再解析を行った.

#### データ

解析には GCMT カタログ [*Dziewonski et al.*, 1981, JGR; *Ekström et al.*, 2012, PEPI]を用い、プレート境界型地震のみを抽出した。日本海溝~千島・カムチャッカ海溝の走向が 180-240°のため、誤差(±30°)を考慮して断層の走向 150-270°とし、傾斜角 0-45°、すべり角 45-135°のメカニズム解を持つイベントを プレート境界型地震とした。イベントの深さは 0-70 km、規模 *m* は completeness [*Ekström et al.*, 2012]を考慮して 5.8 以上とした。 χは GNSS [Hashimoto et al., 2012, GJI] 及び小繰り返し地震の解析 [Uchida & Matsuzawa, 2011, EPS]を考慮して 70%, μは 49 GPa[Bird & Kagan, 2004, BSSA], Wはプレート形状 [Nakajima & Hasegawa, 2006, GRL; Kita et al., 2010, EPSL; Hayes et al., 2012, JGR] を考慮して日本海溝では 249 km, 千島・カムチャッカ海 溝では 173 km, Lは海溝軸に沿う距離として 2990 km, そしてV_{pl}は MORVEL [DeMets et al., 2010, GJI] に基づき, 領域全体で 8.83 cm/y と設定した.

期間は3期間について調査した.開始日はいずれも1977年1月1日である.終 了日が異なり、①2010年12月31日、②2013年12月31日、③2017年12月31 日である.

#### 結果

推定された最大規模は、切断 G-R 則で m10 程度、宇津の式で m11 程度となった. 2011 年東北沖地震前後で推定された最大規模に大きな変化はなく、最大規模 は解析期間が長くなるとともに若干の増加傾向がある. 宇津の式は切断 G-R 則よ りも常に 1 程度大きい値を示す.以下、パラメータの推定誤差がより小さい切断 G-R 則を用いた結果に基づいて述べる.

データ期間 41 年間において、切断 G-R 則から推定される m9.95 以上の期待値 は約 0.01 個であるため、平均再来間隔は 4 千年程度である。東北沖地震クラスの 地震(m9.15 以上)の期待値は 0.2 個/41 年間であるため、日本海溝〜千島・カム チャッカ海溝沿いの全域における平均再来間隔は 200 年程度と推定される。地震 調査研究推進本部地震調査委員会(以下,推本)[2011]は、津波堆積物の分布か ら、東北沖地震型の巨大地震が東北沖において過去 2500 年間に 5 回(うち 1 回は 869 年貞観地震)発生したとして、平均発生間隔を 600 年程度と推定した。東北 沖領域(長さ 500 km×幅 200 km)は、日本海溝〜千島・カムチャッカ海溝沿い の約 1/6 の面積に相当するため、空間的に発生率の偏りがなければ、東北沖領域 での平均再来間隔は 1200 年程度と見積もられ、推本 [2011]の推定の約 2 倍とな っている。869 年貞観地震と 2011 年東北沖地震の間に発生したと考えられる 15 世紀の地震についての情報は乏しく、仮に、15 世紀の地震の規模が貞観地震や東 北沖地震に比べて一回り小さいようであれば、本研究で見積もった平均再来間隔 1200 年は観測と整合する.

千島海溝沿いについては、17世紀に北海道沖で m8.8 の地震 [*loki and Tanioka*, 2016, EPSL] が発生したと考えられており、津波堆積物調査から、同規模の地震の発生間隔は約 400 年と推定されている [*推本*, 2017]. 切断 G-R 則による m8.75 以上の期待値は約 0.54 個/41 年間であるため、日本海溝~千島・カムチャッカ海 溝沿いの全域における平均再来間隔は 80 年程度と推定される. 北海道沖領域(長さ 300 km×幅 130 km)は、全解析領域の約 1/15 の面積に相当するため、北海道 沖領域での平均発生間隔は 1200 年と見積もられ、先行研究 [*推本*, 2017] による 推定の約 3 倍となっている.

最大規模の推定には、用いる則は勿論のこと、*M_T*を構成するパラメータの与え 方によって結果が大きく変わる.データを蓄積し、より正しいパラメータを用い ることがより精度の高い最大規模推定にとって必要不可欠である.

## 地震動シミュレーションデータのクラスタリング(2) #前田宜浩・藤原広行(防災科研)・早川俊彦・赤木翔(三菱スペース・ ソフトウェア)

Cluster Analysis of Ground-Motion Simulation Data (2) #Takahiro Maeda, Hiroyuki Fujiwara (NIED), Toshihiko Hayakawa, Sho Akagi (MSS)

**はじめに** 地震の不確実さを考慮した多様な震源モデル(シナリオ)と3次元地下 構造モデルを用いて計算された大量の地震動シミュレーションデータを用いて, 地震動分布の類似性によるシナリオの分類や,様々なシナリオに対する揺れ方の 類似性による地域の分類を行うことで,震源パラメタと地震動分布との関係性や, 地域毎の地震動の特徴を抽出できる可能性がある.

我々は、多数のシナリオによる面的な長周期地震動シミュレーションデータに主 成分分析 (PCA) と*k*-means法を組み合わせたクラスタリングを適用し、クラスタと震 源パラメタの関係性について検討を行ってきた(前田・他、2017地震学会).ここで は、これまでの手法を拡張して評価地点(地域)の分類を行うとともに、リスク評価 に資する情報を抽出するために建物データを組み合わせた検討を行った.

**評価地点のクラスタリング** これまでの検討では、地震動シミュレーションにより Q 個のメッシュにおいて出力された地震動指標値の値をそのまま用いていたが、今 回の検討では、シナリオ毎に Q 個の地震動指標値に平均0,分散1の標準化を施 し、元の指標値と標準化した指標値を繋げた2×Q 個のデータを用いることとした. 標準化指標値を付け加えることで、指標値が小さい地震シナリオの情報の重みが 増すことになる. 各指標値について、2×Q 次元のデータに対して主成分分析を 行い P 個の主成分を抽出することで次元削減を行う. 地震シナリオのクラスタリン グでは、この P 次元のデータに対して k-means 法を適用しクラスタリングを行って いたが、今回実施した評価地点のクラスタリングでは、主成分分析で得られる変換 行列 W を転置し、各行を全ての指標値について繋ぎ合わせて作成した各評価地 点のベクトル(次元数は、指標値の数と主成分次元の数の積)に対して k-means 法を適用しクラスタリングを行うこととした.

使用したデータは,相模トラフの巨大地震を想定した長周期地震動シミュレーションデータで,入力シナリオ数は 1174,データ出力点数(Q)は 10377 メッシュ

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、速度構造等を変えて設定されている.最大速度(PGV)値、速度応答値 (周期2、3、5、7、10、20秒)の7種類の指標値に対する変換行列を用いて評 価地点のクラスタリングを行った。その際、評価地点のクラスタ数は10、主成分次 元は2とした。評価地点クラスタと地震基盤相当の深さ分布には類似性が認められ、 地震動によるクラスタの生成に地下構造が寄与していることが確認できた.

**建物データを用いた検討** 次に、建物の位置・高さと地震動指標値とを組み合わ せることで、地震リスク評価に資する情報を抽出する手法を検討した.ここでは、長 周期地震動による影響の大きさや昼間人口との相関を考え、防災科研が所有する 250m メッシュ毎の11階以上建物の棟数データを使用し、建物棟数と地震ハザー ド情報の双方の性質を併せ持つ特徴ベクトルを 250m メッシュごとに作成し、特徴 ベクトル間の距離によってメッシュを分類する手法を検討した.

入力データは、S(=入力シナリオ数)×Q(=計算メッシュ数)の PGV 値とし,これ から 11 階以上の建物を含む P 個のメッシュを抽出し次元を削減した. さらに,こ れを転置し,S 次元の PGV 値をもつ P(=メッシュ数) 個のサンプルからなるデータ セットに変換した.次に,PGV 値の閾値(=100cm/s)を設定し,閾値を越えてい れば当該メッシュの 11 階以上建物棟数を,それ以外では 0 を与える変換を施し た.この変換で得られるベクトルは,対象メッシュの建物棟数とシナリオ地震ハザ ード情報の双方の性質を併せ持つ特徴ベクトルと考えられる.最後に,k-means 法によって P 個の特徴ベクトルを K 個のクラスタに分類した.相模トラフ地震の地 震動計算領域に含まれる 250m メッシュの数は Q= 664128 個,そのうち 11 階以 上の建物が少なくとも 1 つあるメッシュの数は P=7478 個であり,これを K=10 個 のクラスタに分類した.なお,比較のため、建物棟数を考慮せず 11 階以上の建物 の有無のみでのメッシュの分類,建物を考慮せず PGV が閾値を越えたか否かの みでのメッシュの分類も行った.

高層の建物が密集している東京都心部では狭い範囲に複数のメッシュクラスタ が形成され、それ以外の地域では少数のメッシュクラスタが広い範囲に分布する 傾向が見られた.一方、建物の有無のみを考慮した場合には上記の傾向は見ら れず、また、建物を考慮しない場合には東京都心部は一つのクラスタに分類され た.建物棟数を考慮した特徴ベクトルによる分類を行うことで、ハザードとして類似 したメッシュ同士であってもメッシュ内の建物棟数に応じて異なるクラスタに分類さ れ、結果的にハザードとリスクの双方の性質が考慮されたメッシュクラスタを生成す ることができたと考えられる.

謝辞 本研究は, JST, CREST の支援を受けたものである.

## 機械学習を用いた広帯域地震動合成の試み

#岡崎智久(理研)·八谷大岳(和歌山大·理研)·前田宜浩·岩城麻子 藤原広行(防災科研)·上田修功(理研)

# Toward Synthesis of Broadband Ground Motions Using Machine Learning

#Tomohisa Okazaki (RIKEN), Hirotaka Hachiya (Wakayama Univ., RIKEN), Takahiro Maeda, Asako Iwaki, Hiroyuki Fujiwara (NIED), Naonori Ueda (RIKEN)

大規模な地震災害による被害の推定を目的として、シナリオ地震に伴う強震動の数値シミュレーションが行われている。地盤構造モデルを設定し物理方程式を解くことで地表での地震動を計算するが、短周期成分は計算コストの増大や地盤 モデルの解像度不足により正確な評価が難しいのが現状である。

ハイブリッド合成法では、上記の理論的手法で計算された長周期成分に、統計 的グリーン関数法に代表される経験的・半経験的手法によって計算された短周期 成分を組み合わせることで広帯域地震動を求めている。しかし、各周波数成分が 異なる地下構造に基づき独立に計算されるため、経時特性を含めて両成分の整 合性をどう確保するかという課題がある。

そこで本研究では、機械学習を用いて長周期地震動から広帯域地震動の生成 を試みる。防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET, KiK-net)で蓄積された観 測記録を学習データとし、シミュレーションにより得られた長周期地震動から広帯 域地震動を推定する。多数の観測記録を用いることで、長周期・短周期成分の関 係を経時特性を含めて抽出できると期待される。本研究では、2つの手法を提案し 比較・検討を行う。

1つ目は、長周期地震動の時系列波形を入力、広帯域地震動の時系列波形を 出力とするオートエンコーダを構築する。2つ目は、観測記録の長周期・広帯域の 時系列データを適当な類似度(距離)に基づいて低次元空間に埋め込み、シミュ レーションによる長周期地震動に対応する空間内の点の地震動を、近傍の時系列 波形から内挿する方法を構築する。これら2つの手法の比較を行い、広帯域地震 動の生成に適した機械学習手法を考察する。

なお、本研究は理化学研究所と防災科学技術研究所の共同研究の一環として 実施している。





## 深層学習を用いた周辺の観測波形に基づく震度分 布推定の試み

#栗間淳(京大工)・後藤浩之・澤田純男(京大防災研)

# Estimating seismic intensity distribution using Deeplearning

#Jun Kurima, Hiroyuki Goto, Sumio Sawada (Kyoto Univ.)

地震発生後,様々な推定震度分布が公表されるが,通常は観測された計測震度 値から地盤増幅度を考慮して空間補間されたものである.しかし,ばらつきの大きな 回帰式を複数介して求められているため推定精度に課題があり,ばらつきの小さな モデルの構築も容易ではない.一方,モデル化が困難とされてきた問題に対して, 機械学習の一種である深層学習が大きな成果を上げつつある.本研究では,稠密 な臨時地震観測網により地震記録を収集し,これらを学習データとして深層学習に より稠密な計測震度分布を推定することを試みた.

宮城県大崎市古川地区に展開されている高密度地震観測網(Goto et al.2012)の 記録を学習データとして,古川地区の計測震度分布を周辺加速度記録から推定す るモデルの構築を目指す.図1に示すように,モデルは加速度波形から特徴量を抽 出する前半部分と,周辺観測点での特徴量から対象地点の計測震度値を求める後 半部分とで構成する.前半部分については,計測震度を求めるための出力層をモ デルに加えた上で,全国の防災科学技術研究所強震観測網(K-NET, KiK-net)の 記録を用いて予め計測震度の計算過程を学習させている.2012年10月~2017年9 月の期間に観測した152地震イベントの記録を学習データとして用いた.入力デー タとする周辺加速度記録は,K-NET MYG006, MYG009, MYG011の加速度記録 (トリガー時刻から45秒間)を用いた.

2012/1/1 の地震と 2012/12/7 の地震について古川地震観測網全点の計測震度 を推定した(図2). なお、モデル作成時にこれらは学習データとして用いて いない. 前者の地震は計測震度分布の再現性が良いといえるが、後者の地震 では推定誤差が大きい観測点がいくつかある. 深層学習は、学習データに多 く含まれない事象に対する推定精度が悪く、後者の地震は計測震度値が 4.5 程度と大きい. 学習データには計測震度が 4 を超える地震は 1 イベントのみ であるため、前者の地震に比べ推定精度が低くなっていると考えられる.









#### 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.: Very dense seismic array observations in Furukawa district, Japan, Seismological Research Letters, Vol.83, No.5, pp.765-774, 2012.

## 4成分加速度計を用いた強震記録の信頼性検証

#功刀卓・鈴木亘・久保久彦・青井真・ 中村洋光・藤原広行(防災科研)

Validation Check of Strong-motion Records Using Four Component Accelerometer

#Takashi Kunugi, Wataru Suzuki, Hisahiko Kubo, Shin Aoi, Hiromitsu Nakamura, and Hiroyuki Fujiwara (NIED)

#### <u>1. 背景</u>

災害発生直後における初動対応の意思決定支援のため、地震発生後数分程 度で被害推定・状況把握を可能にするシステムの研究開発が進められている(防 災科研 J-RISQ)。また、全国の強震観測点で観測された強震動をほぼリアルタイ ムで可視化するシステムの研究開発も進められている(防災科研 強震モニタ)。こ のようなシステムは、その迅速性のため運用者の作業を経ることのない自動運用 が前提である。このため強震記録に混入したノイズが情報の信頼性低下(誤報)に 直結する。これらのノイズの判定方法としては、周辺の観測点との比較による検出 が一般的である(多点処理)。しかし、多点処理による待ち時間による遅延が問題 となる場合は、単点での信頼性検証を可能にするための研究開発が必要となる。

#### 2. 直交3成分と斜交1成分加速度計を用いた強震観測

観測点単体での強震記録の信頼性検証を可能にするため、防災科研では、新型の強震計(K-NET11/KiK-net11強震計以降)の地上加速度計に4成分加速度計を採用した(功刀ほか、地震学会2014年秋季大会)。4成分加速度計とは、従来用いられている、南北、東西、上下の直交3成分(NS、EW、UD)の加速度計に、それらのいずれとも直交しない斜交1成分(C4)を加えたものであり、これらの強震計はすでに一部のK-NET/KiK-net観測点に配備されている。3成分の地動加速度を4成分の加速度計で計測し相互の一致を比較することにより、落雷に起因する電気的ノイズや加速度センサの故障等の地動に由来しないみかけの振動の混入を検知することが可能になる。これは、通常、2式の3成分加速度計を必要とする強震観測のダブルチェックを1式の4成分加速度計を用いて実現したものと言える。

#### <u>3. 観測例</u>

4成分加速度計の配備以降、4成分間の不一致を生じるノイズの検出はいまだな い。ここでは、強震記録に現れたステップを強震計の不具合によるものか、実際の 地動および傾動によるものかを確定した例を示す。図1には平成28年(2016年)熊 本地震本震時のK-NET湯布院観測点(OIT009)の水平2成分の10秒移動平均 記録が示されているが、地震の前後でEW成分に、約2galの顕著なステップを生じ ていることがわかる。このようなステップの原因としては加速度センサのヒステリシス (強い振動後にセンサのゼロ点が振動前の位置に戻らない現象)と傾動の影響が 考えられるが、3成分の強震記録のみから両者の区別は難しい。図1の最下段に は、4成分記録から計算された残差成分(R)も示されているが(ここで、R=C4-[NS+EW+UD]/3^{1/2})、Rはすべての時間でほぼゼロである。EW成分の加速度セン サのヒステリシスによって生じたステップであればRはゼロとなることはないため、こ の記録に現れたステップは傾動による可能性が高い。なお、後日の観測施設調査 により、地上加速度計筐体上面の水平確認用気泡管の気泡位置の移動が確認さ れている。

#### <u>4. 今後</u>

今後は、信頼性検証を強震計内で行うアルゴリズム開発を行っていく。この際に は、ノイズの検出成功率を高めることはもちろんであるが。ノイズではない強震動を ノイズと誤判定することがないように十分注意する必要がある。



図1 平成28年(2016年)熊本地震本震時にK-NET湯布院観測点(OIT009)で観 測された水平2成分強震記録と、4成分強震記録から計算された残差成分 (いずれも10秒移動平均記録)

### SI値の計算について

#功刀卓·中村洋光(防災科研)

#### On Calculation of Spectrum Intensity #Takashi Kunugi and Hiromitsu Nakamura (NIED)

#### <u>1. 背景</u>

SI値は最大加速度よりも構造物被害と相関の高い強震動指標として、ガス関連 等の機器制御等に広く用いられている。方位毎の値の取り扱い等に違いが存在 するが、1成分の強震記録に対しては、Housnerが提唱したものとして、下記の定 義式が用いられるのが、国内では一般的である[例えば、小金丸ほか(1998)]。

$$SI = \frac{1}{24} \int_{0.1}^{2.5} S_{\rm v}(h, T) dT \qquad \exists 1$$

ここで、*h*、*T*はそれぞれ1自由度振動系の減衰定数および固有周期、*S*_vは速度 応答スペクトルである。一方、国外では、*S*_{pv}を疑似速度応答スペクトルとして、

$$SI = \int_{0.1}^{2.5} S_{\rm pv}(h,T) dT$$
 式2

が、Housner(1952)によるspectrum intensity (Housner spectrum intensity)とされている[例えば、Bradley et al.(2009)]。

#### 2. Housner(1952)によるSI値の計算方法

Housner(1952)では、式1とも式2とも異なり、下記に相当する定義がされている。

$$SI = \int_{0.1}^{2.5} S_{\rm v}(h,T) dT$$
 式3

しかし、S_vの計算式を参照すると、hが小さい条件下での近似計算による変位応 答スペクトルに固有周波数を乗じたものとして定義されている。これは今日でいうと ころの擬似速度応答スペクトルに相当し、Housner(1952)の実質的な定義は式2 に等しい。なお、疑似速度応答という用語が使用され始めたのは1960年頃からで ある。Housner(1970)においては式2の定義式が記載され、疑似速度応答スペク トルを用いることが明示されている。

#### 3. 速度応答スペクトルを用いたSI値計算方法

SIセンサーに関する初期の文献である佐藤ほか(1985)では式1の定義がなされ、 Housner(1961)と岡本(1971)が引用されている。前者では式3、後者では式1の定 義がなされているが、岡本(1971)においては、S_vの定義として応答の最大値では なく包絡線の最大値に基づくものがあげられている。ただし、佐藤ほか(1985)では 電子回路を用いて速度応答を算出するため、実際には、S_vは速度応答スペクトル に相当する。なお、佐藤ほか(1985)は、2つの固有周期のみの計算から式1を近 似する極めて簡略化された概算を行うものである。したがって、速度応答、擬似速 度応答、包絡線の最大値、の違いを意識しなければならないほどの計算精度が要 求されていないとも考えられる。今回の文献調査では、佐藤ほか(1985)が式1を用 いてSI値の計算を行っていることが確認できた最も古いものであった。

#### 4. 異なる計算式による影響

式1と式2の違いのうち平均化のための2.4については本質的な違いを生じない。 しかし、一般に、擬似速度応答スペクトルと速度応答スペクトルは異なる値をとるた め、両者の違いには注意が必要である。なお、Housnerの定義では、擬似速度応 答スペクトルは変位速度応答スペクトルから換算したものであり、加速度応答スペ クトルから換算したものではない。ただし、これら2つの擬似速度応答スペクトルの 違いは速度応答スペクトルとの差にくらべれば小さい。

少ない固有周期による近似、アナログ計算機による演算など、過去の計算において大きな不確定性が存在するため、速度応答と擬似速度応答の違いがSI値の 計算結果を左右する主要な要因であるとはいえないが、現在行われる計算では、 有意な違いを生じる。過去の文献との比較においては、計算法を合わせる必要が あると思われる。

#### 5. 参考文献

Bradley et al. (2009), BSSA,99,1.277-285.

Housner(1952), Spectrum Intensities of Strong-Motion Earthquakes. Symposium on Earthquake and Blast Effects on Structures. 20-36.

Housner(1961), Vibration of Structures Induced by Seismic Waves, Shock and Vibration Handbooks, 10-32.

Housner(1970), Strong Ground Motion, Earthquake Engineering, 75-91 小金丸ほか(1998)、日本地震学会講演予稿集1998年度秋季大会, B65. 岡本(1971), 耐震工学.

佐藤ほか(1985), 地震工学研究発表会講演概要,10,105-108.

## 応答スペクトルの確率論的地震動ハザード評価 #宮腰淳一·森井雄史(大崎総研)·森川信之·藤原広行(防災科研)

Probabilistic seismic hazard assessment of response spectra

# Jun'ichi Miyakoshi, Takeshi Morii (ORI), Nobuyuki Morikawa and Hiroyuki Fujiwara (NIED)

#### 1. はじめに

地震調査研究推進本部より公表されている全国地震動予測地図のうち、確率論 的地震動予測地図では、今後30年間にある震度以上に見舞われる確率や、今後 30年間にその値以上の揺れに見舞われる確率が3%または6%の震度で表現され ている。一方、工学的な利用を考えた場合、震度よりも応答スペクトルで表現する 方が有益と考えられる。ここでは、確率論的地震動予測地図2017年版(地震調査 委員会,2017)の地震活動モデルを用いて、応答スペクトルの地震動ハザードを 試算する。

2. 応答スペクトルの地震動予測式

本論文では、応答スペクトルの地震動予測式として、Morikawa and Fujiwara (2013) (MF13)、Kanno et al. (2006) (KN06)、内山・翠川(2006) (UM06)の3つ の式を用いる。ここで、MF13式とKN06式では異常震域の補正を考慮する。また、 地震動の評価位置は工学的基盤とする。地震動予測式として複数の式を用いる 理由として、日本全国を対象とした地震動ハザードを評価する場合、全国標準版 の地震動予測式を一つに限定するのは難しく、今後はロジックツリーの一つの分 岐として複数の地震動予測式を選択する可能性があるためである。 3. 一様ハザードスペクトル

本論文では、応答スペクトルの地震動ハザードとして、周期に対する応答値のハ ザードカーブに基づいて、同一の超過確率となる応答値を周期を横軸にしてつな いだ一様ハザードスペクトルを計算する。具体的には、確率論的地震動予測地図 2017年版の地震活動モデルの「平均ケース」を用いて、6地点(札幌、仙台、東京、 名古屋、大阪、福岡)の一様ハザードスペクトルを計算する。なお、東京は都庁、 その他は各市役所位置である。ばらつき(標準偏差)の値は一律で0.2(常用対 数)とする。

結果の一例として、MF13式による札幌と東京での50年超過確率39%、10%、

5%、2%のすべての地震に対する一様ハザードスペクトルと、50年超過確率10% における周期別の地震カテゴリーの影響度を図1に示す。地震カテゴリーは、石 川・他(2011)および地震調査委員会(2009)に基づいて、地震カテゴリーIを海溝 型巨大地震、地震カテゴリーIIを海溝型震源不特定地震、地震カテゴリーIIを陸 域浅部地震とする。図より、一様ハザードスペクトルでは、札幌と東京の地震動ハ ザードレベルの違いが確認できる。地震カテゴリーの影響度に対しては、札幌で は、短周期帯域で地震カテゴリーIIIが支配的であるが、長周期帯域になるにつれ て地震カテゴリーIIや地震カテゴリーIIの影響が増大する。一方、東京では、地 震カテゴリーIIが支配的であり、長周期帯域に対しては地震カテゴリーIIだけで なく、地震カテゴリーIの影響も大きくなる。このように、確率論的地震動予測地図 2017年版の地震活動モデルを活用することで、地域の地震動ハザードの違いを 周期帯ごとに把握することが可能となる。図には示していないが、地震動予測式に よる違いも考察している。



一の影響度(右図、50年超過確率10%)

## 全国地震動予測地図2018年版

#島津奈緒未·林 豊(文科省)·藤原広行·森川信之(防災科研)

#### National Seismic Hazard Maps for Japan, 2018 Version #Naomi Shimazu, Yutaka Hayashi (MEXT), Hiroyuki Fujiwara, 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、全国地震動予測地図 を随時更新し、公表している。2017年12月には「四国地域の活断層の長期評価 (第一版)」(四国地域の評価)および「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第 三版)」(千島海溝沿いの評価)を公表したことから、このたび新たな知見を取り入 れて2017年版を更新し、2018年6月に「全国地震動予測地図2018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」(図1の例参照)に関しては、「四国地域の評価」および「千島海溝 沿いの評価」を反映して、計算結果の一部を公表すると共に、その他の計算結果 については防災科研の地震ハザードステーションJ-SHISにて公開した。

もう一方の、「震源断層を特定した地震動予測地図(シナリオ地震動予測地 図)」(図2の例参照)に関しては、「四国地域の評価」によって新たに評価された活 断層帯および「千島海溝沿いの評価」によって新たに評価された海溝型地震を対 象に、簡便法(距離減衰式を用いた方法)により作成した。併せて、四国地域の活 断層帯のうち長さが15km以上の断層帯については、詳細法(ハイブリッド波形合 成法を用いた方法)により予測地図を作成した。なお、中央構造線断層帯につい ては、各区間が単独で破壊するケースに加えて、全体が同時に破壊するケースを 対象に、詳細法により地図を作成した。

図1の右の地図では、北海道南東部や仙台平野の一部、首都圏、東海~四国 地域の太平洋側および糸魚川-静岡構造線断層帯の周辺地域などの確率が高 くなっている。中でも人口や産業が集中している堆積平野内の地域では、一般に 地震動の増幅が大きく、強い揺れに見舞われる確率が高い傾向がある。2017年 版と比べて、新たな長期評価結果を反映したことによる影響が、北海道地方東部 や四国地方、中央構造線断層帯の周辺地域で見られた。また太平洋側の海溝型 地震の影響を受ける地域についても、地震動の超過確率が年々増加している。図 2では、想定されるシナリオの一例を示している。震度6強以上の揺れが計算され た地域は、主にアスペリティの直上や近傍の地域で、かつ破壊フロントの前側(破 壊開始点の北西側)および表層地盤が軟弱な地域に見られた。

謝辞:予測地図作成にあたり、地震本部の委員をはじめご協力頂いた全ての皆様に感謝します。 出典:地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017.12, 2018.6)



## 上下動の地震動予測式の検討

#森川信之·藤原広行(防災科研)

#### Ground Motion Prediction Equation for Vertical Component #Nobuyuki Morikawa, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

#### 1. はじめに

地震動予測式は多数の観測記録から求められた経験式であり, 簡便に強震動予 測を行えるツールとして広く使われている. 最近では, 免震構造物や原子力施設な どで水平動だけでなく上下動の式も必要とされつつある. 我々はすでに水平動の地 震動予測式を提案していることから, それと組で用いる上下動の式を検討した.

#### 2. Morikawa and Fujiwara (2013) のモデルによる回帰(暫定)

ここでは、Morikawa and Fujiwara (2013;以下, MF13) 式と組で用いることを意識 して、同じデータセット(地震, 観測点)から同じ形状の式で回帰することとした. 地震動のモデルは、MF13 のマグニチュードの二次式

 $\log A = a \cdot (Mw' - 16.0)^2 + b_k \cdot X + c_k - \log (X + d \cdot 10^{0.5Mw'}) \pm \sigma$ Mw' = min (Mw, 8.2)

とした. ここで,振幅のマグニチュードに対する頭打ちおよびマグニチュード項の 「16.0」は MF13 の値をそのまま用い,回帰係数  $b_k$ および  $c_k$ については,地震タイ プ k (1:地殻内地震, 2:海溝型プレート間地震, 3:スラブ内地震)ごとに求める. なお, 回帰にあたっては, MF13 と同じ距離に対する重みを付した.

回帰された係数について, MF13の結果と合わせて図に示す.距離減衰項の係数 b の絶対値が水平動よりも小さく,上下動の方が距離による減衰が小さくなっている. また,係数 d はほとんどの周期でゼロに近くなっており,振幅の距離に対する頭打ち がほとんど見られないことを意味している.

#### 3. 上下動と水平動の比の分析

本検討で回帰された式とMF13式を比較したところ,周期1~3秒を除いて近距離 で上下動の方が大きくなることが分かった.それらはいずれも,地殻内地震で10km 以内,海溝型地震で30km以内と観測記録がきわめて少ないところである.一方で, 観測記録の上下動/水平動比は,平均として1未満であるものの,特に周期1秒以 下の短周期では距離が近くなるほどV/Hが大きくなる傾向が見られた.このことは係数bの絶対値が小さく、係数dがゼロに近くなったことに関係していると考えられる.したがって、係数bを水平動と同じ値に固定する、地盤増幅をはじめから組み込んだモデルとする、あるいは水平動の比としてモデル化する、などの検討も必要である.



# 西南日本で観測された計測震度の内帯側と外帯側の傾向の違い

#田中裕人(構造計画研)·松浦律子·古村美津子(地震予知振興 会)·高浜勉(構造計画研)

#### Influence of Outer Zone on Observed JMA Seismic Intensity in Southwestern Japan #Hiroto Tanaka (KKE), Ritsuko S. Matsu'ura, Mitsuko Furumura

(ADEP), Tsutomu Takahama (KKE)

1. はじめに 将来,南海トラフの巨大地震による広範囲における地震被害が危惧されている.被害想定と対策のためにも,西南日本における地震動特性について理解を深めることが重要である.西南日本は中央構造線を境に内帯(北側)と外帯(南側)で地質構造が異なり地震動特性への影響が考えられる.そこで本研究では,内帯と外帯の地震動特性の違いを距離減衰式に考慮するための試行として,西南日本の地震について内帯側と外帯側での観測値の傾向を比較した.

2. 解析概要 検討に用いた地震と観測点を図1に示す.西南日本で発生した Mwが比較的大きく広範囲で観測記録が得られている地震を用いた(表1).本検 討では,中央構造線を境に内帯側と外帯側で観測点を分けて検討した.なお,東 日本(糸魚川-静岡構造線と赤石構造線より東側)は内帯側と同じ扱いとした.表1 に示した20地震を対象に,地震ごとに次式について回帰分析を行った.

 $INT = Ac - (b + b_{out}) \cdot \Delta - \beta \cdot \log \Delta$  (1) ここで, *INT* は計測震度,  $\Delta$  は震源距離(km), *Ac*, *b*, *b_{out*},  $\beta$  は回帰係数である. ただし, *b_{out*}は内帯側と外帯側の傾向の違いを表現するための係数であり, 外帯 側の観測値に対してのみ作用させた. なお, 内帯と外帯の地質構造の違いは距 離減衰だけでなく地盤増幅にも影響があると考えられるが, 同じ距離における内 帯側と外帯側の計測震度の差をみるために便宜的に(1)式のモデルを用いた. ま た, 表層地盤の影響を取り除くために, 田中・他 (2017,日本地震工学会大会)によ るAVS30と計測震度の増幅度の関係を用いて, 工学的基盤相当 (AVS30: 600m/s)に補正した観測値を回帰に用いた.

<u>3. 距離減衰式と観測値の比較</u>地震ごとの回帰分析の結果,南海トラフ沿いで 発生した6地震(図1の破線)で内帯側と外帯側の観測値に明瞭な傾向の違いが 確認された.例として,スラブ内で発生した2004年紀伊半島南東沖地震(本震), プレート境界で発生した1996年10月19日日向灘の地震と2016年4月1日三重県 南東沖の地震について,推定した距離減衰式と観測値の比較を図2に示す.同じ 距離の観測値を比べると内帯側より外帯側の計測震度が小さくなる傾向が確認で きる.これは,外帯と内帯の地質構造の違いによる地震波の伝播特性や地盤の増 幅特性の違いに加えて,内帯側は表面波が発達しやすいことなども要因として考 えられる.距離減衰式は減衰項を内帯側と外帯側で分離することで観測値を概ね 説明することができており,内帯側と外帯側の傾向の違いを比較的簡便な方法で 表現できる可能性を示唆している.

**4. まとめ** 南海トラフ沿いで発生した地震において,西南日本の同じ距離の観 測値を比べると,内帯側より外帯側の計測震度が小さくなる傾向が確認された. 今 後は,要因の分析を進めるとともに,筆者らが検討している距離減衰式に内帯側と 外帯側の違いを反映できる項を導入する予定である.



■謝辞 本研究は文部科学省からの委託により実施しました.防災科学技術研究所の観 測記録およびメカニズム解を利用しました.ここに記して感謝いたします.

## 局所的な距離減衰のリアルタイム推定による地震動

即時予測

#小寺祐貴(気象研)

An earthquake early warning algorithm based on the realtime estimation of local ground motion attenuation #Yuki Kodera (MRI)

2011年東北地方太平洋沖地震のような巨大地震が発生した際でも精度良く緊急 地震速報を発表するため、気象庁では平成30年3月よりPLUM法(揺れから揺れを 直接予測する手法のひとつ;予測地点から半径R以内の観測震度の最大値を予測 値とする)の運用を開始した.しかしながら、現行のPLUM法は距離減衰を考慮して いないため、予測地点のごく近傍の観測データしか予測計算に用いることができず、 得られる猶予時間が比較的短いという課題がある.そこで、局所的な距離減衰をリ アルタイムに推定することで、遠くの観測データを予測計算に取り込むことのできる 新しい予測手法を開発した.

距離減衰の推定には、ある観測点(「基準観測点」と呼ぶ)及びその周辺の観測 点(半径 $R_1$ 以内)で観測された震度分布を用いる(図1).半径 $R_1$ の範囲内ではすで に最大観測震度が得られたと考え、1次元の距離減衰式をフィッティングする.基準 観測点直下に深さ $d = d_1, \dots, d_N$ のN個の点震源があると仮定し、それらの点震源 から表現される距離減衰式のうち、実際の観測分布に最も当てはまるものを推定式 として採用する.距離減衰式が得られた後は、その式を用いて半径 $R_2$ までの範 囲を予測する.1ステップの計算のなかで、この操作は全観測点に対して行 われる(つまり全観測点が1度は基準観測点となる).ある地点に対する予測 震度は複数得られることになるが、その中の最大値を最終的な予測値とする.

東北地方太平洋沖地震に対して本研究の手法を適用し、PLUM法との比較を行った(図2). 観測点はK-NET及びKiK-netを用い、 $R_1 = 45$  km,  $R_2 = 300$  km, d = 2,5,10,20,30,40,50 km (N = 7) とした. PLUM法の半径Rは30 kmとした. 震源付近の高震度の予測はPLUM法の方が迅速であったが、震源付近からやや離れた揺れに対しては、本研究の手法の方が迅速に予測した. また、全体的な予測精度は本研究の手法の方が高かった. 従って、震源からやや離れた地域に対しては、本研究の手法の導入により、予測精度を落とすことなく猶予時間を延ばせることが分かった.



謝辞 本研究では防災科学技術研究所のK-NET・KiK-netの波形を使用しました.



Location of the reference station Hypocentral distance



図2 東北地方太平洋沖地震への適用結果(OTから62秒後時点).(左)PLUM法 の予測値.(右)本研究の手法の予測値.予測震度は基盤面上に補正した値.星 印は破壊開始点(気象庁震源)または強震動生成域(Asano and Iwata, 2012).本 研究の手法は,震度3~1の予測を早い段階でより広い範囲に出している.

## 東北日本太平洋沖の震源の浅い地震による 地震波の減衰の特徴

#小笠原 勇(神戸大理)・筧 楽麿(神戸大理)

Characteristics of the attenuation from the earthquakes with shallow focal depth in Pacific Ocean off the coast of Northeast Japan # Yu Ogasawara (Kobe Univ.), Yasumaro Kakehi (Kobe Univ.)

筧・他(2010)、筧(2015)は、東北日本で発生したスラブ内地震とプレート境界地震を対 象に、高密度強震データを解析し、高周波地震波が火山フロントの背弧側で急激に減衰 する特徴を示した。そこで本研究では、震源の浅いアウターライズ地震とプレート境界地震 を対象に、火山フロントの背弧側における高周波成分の減衰について解析した。図に、福 島県沖で発生したアウターライズ地震(Oとする)とプレート境界地震(Pとする)の震央位置 とメカニズム解、これらの地震による加速度最大振幅の距離減衰特性を示す。図Aを見る と、O は火山フロントの背弧側の観測点における加速度最大振幅が前弧側の値にと比べ て系統的に小さくなり、背弧側で急激に減衰している。一方で、PはOと異なり火山フロント の背弧側の急激な減衰はみられない。この図 A では、横軸を震源距離の対数としている が,アウターライズ地震の震源距離がプレート境界地震に比べて大きいため,結果的にア ウターライズ地震の値をプロットする区域が狭まることによって見かけ上の違いが生じてい る可能性がある。そこで、横軸を線形軸でとった図Bを作成した。また、図Bでは、背弧側の 非弾性的な減衰の大きさに関わる背弧側の伝播距離に注目するため,火山フロントからの 前弧側の観測点の距離を負の値、背弧側の観測点の距離を正の値でとっている。以上の ことを踏まえ図 Bをみると、OとPはほぼ同様の減衰特性を示している。このこと から、横軸を震源距離の対数とした図における O と P の違いは震源距離による見かけ上 のもので、震源の浅い2つの地震の減衰は同様の特徴を示すことが分かった。以上を踏ま えて,東北日本の震源の浅い地震による地震波の減衰の特徴について議論する予定で ある。

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

**参考文献** 筧・西條・染井, 北海道大学地球物理学研究報告, **73**, 57-70, 2010 寛, 神戸大学都市安全研究センター研究報告, **19**, 308-316, 2015



図. 解析に用いた福島県沖のアウターライズ地震(O:M_w7.3,深さ11.00km)とプレート境界 地震(P:M_w6.9,深さ35.00km)と,それらの加速度最大振幅の距離減衰特性(図 A の横軸: 震源距離[対数軸],図 B の横軸:火山フロントからの距離[線形軸])

長周期地震動振幅の短距離間空間較差の発生要因の

理解と簡易的予測に向けた数値実験による予備的検討

(その2)

#畑山健(消防研)

Preliminary Numerical Experiments toward Understanding of Cause and Simplified Prediction of Short-Distance Variation of Long-Period Strong Ground Motion Amplitudes #Ken Hatayama (NRIFD)

#### はじめに

堆積盆地で観測される周期数秒から十数秒の長周期地震動の主成分を表面波で あるとした場合、その波長は水平方向におおむね数kmから20ないし30kmと見積もら れるが、この波長に比べて1波長にも満たないような短い距離で長周期地震動のスペ クトル振幅が大きく異なる(例えば1.5倍とか)事例またはそれを示唆するような事例 がしばしば観測される.

このような短い距離で長周期地震動特性の違いが生じる仕組み・要因を理解する ことは、長周期地震動予測の精度向上の方策を探る上で有意義と考える、この見地 から、2017年の本学会秋季大会では、予備的検討として、横方向に不規則な地下構 造の中を伝播するRayleigh波に関する簡単な数値実験を行い、次のような結果を発 表した.

(1)長周期地震動を構成する地震波の波長に比べて1波長にも満たないような短い 距離でも、地震動のスペクトル振幅が数倍程度異なりうることが理論的な計算か ら確認された.



図1 数値実験に用いた2次元地下構造モデル.

- (2) 横方向に不規則な地下構造において形成される長周期地震動の波動場の深さ方 向のフーリエスペクトル振幅分布は、入射波の条件や周期によっては、その地点 直下の1次元地下構造から計算される表面波基本モードの固有関数の形状と概 ねー致する場合がある.
- (3)この性質をうまく利用すれば、対象地点直下の1次元地下構造モデルから簡易な 方法で、長周期地震動の増幅特性を粗くではあるかもしれないが推定することが 可能かもしれない.

今回の発表では、横方向に不規則な地下構造の中を伝播するLove波について、 前回と同様の検討を行い、前回と今回の結果から、対象地点直下の1次元地下構造 モデルから簡易な方法で長周期地震動の増幅特性を推定することの可能性を探る。

#### Love波についてこれまでに得られた結果

前回と同様、図1に示すようなS波速度3km/sの地震基盤が傾斜する単純な2次元 地下構造モデルを考え、左右の水平成層構造からLove波の基本モードの水平動を

入射させ、地震基盤が深くなる向きに 入射波が伝播する場合と、浅くなる向 きに伝播する場合の2つの場合につ いての波動場を差分法により計算し た.C地点直下の1次元地下構造から 計算されるLove波基本モードの波長 は、周期8秒で約22km、周期12秒で 約35kmである.

図2は、地震基盤が浅くなる向きに 伝播する場合の計算結果である. Love 波についても、Rayleigh 波に関 する検討から得られた上記(2)と同様 の結果が得られた、ただし、不規則な 地下構造において形成される波動場 の深さ方向のフーリエスペクトル振幅 分布とその地点直下の1次元地下構 造から計算される表面波基本モード の固有関数の形状の一致の具合は. とくに地震基盤以深において、 Ravleigh波の場合で見られたものよ りはよくないようである.



図 2 地震基盤が浅くなる向きに入射波が 伝播する場合の計算結果(周期 8 秒にお けるフーリエ振幅スペクトル).振幅は A 地点地表におけるスペクトル振幅で正規 化されたもの.

#### 地震発生層以浅のための摩擦構成則

#加瀬祐子(産総研)・入江紀嘉・壇 一男・ 鳥田晴彦((株)大崎総合研究所)

Friction law for shallower region than the seismogenic layer

#Yuko Kase (GSJ, AIST), Kiyoshi Irie, Kazuo Dan, Haruhiko Torita (ORI)

従来の地震動予測では、地震発生層以浅(表層)のすべりは、地震動に 対する寄与は小さいとして、モデル化の対象とされてこなかった.しかし 最近では、2016年熊本地震の本震で観測された、断層近傍の長周期地震動 や永久変位を説明するためには、従来の強震動生成域に加えて、地表近傍 にライズタイムの長い長周期地震動生成域を設定する必要があることが指 摘されている(例えば、松元ほか、2016;入倉、2018).この長周期地震 動生成域を動力学的震源モデルに導入するためには、摩擦構成則を設定す る必要があるが、地震発生層を対象に設定されるすべり弱化則(例えば、Ida、 1972;Andrews、1976)をそのまま適用すると、長いライズタイムと大き なすべりを再現することが難しい.本稿では、表層に長いライズタイムと大き なすべりを持つすべり時間関数を設定した運動学的震源モデルによる 断層面上の応力の時間変化を計算することにより、表層の摩擦構成則に必 要な特性について考察した.

2層構造の媒質中に、長さ30 km,幅15 kmの鉛直な左横ずれ断層を想定し、地震発生層上端の深さは2 kmとする(Fig. 1a).初めに、すべり弱化の摩擦構成則を仮定した動力学的震源モデルを設定する.ただし、表層では、応力降下量を0 MPa、臨界すべり量(Dc)を4 mと仮定する.このモデルの自発的な破壊過程を計算して得られたすべり速度の時刻歴では、地震発生層(Fig. 1b)と表層(Fig. 1c)でのライズタイムは同程度である.

次に,表層のすべり速度を時間軸方向に2倍,振幅を1/2に変形することで,すべり量は同じだが,ライズタイムが2倍のすべり速度時刻歴を作成する (Fig.1d).表層にはこの時刻歴,地震発生層には動力学的震源モデ

ルを計算して得られたすべり速度時刻歴をそのまま用いて運動学的震源モ デルとし、このモデルによる断層面上の応力の時刻歴を計算する.この時 刻歴とすべり量との関係 (Fig. 1e) は、すべりが始まった後しばらくは、 応力はほぼ一定値を保ち、すべりがある程度に達すると、すべり弱化を示 すという、塑性変形的な特性を示す.また、すべり速度との関係 (Fig. 1f) は、速度硬化を示す.今後は、元となる動力学的震源モデルのパラメータ を様々に変化させて、表層の摩擦構成則の特性の変化を調べ、自発的な破 壊過程に適用可能な表層の摩擦構成則の構築を目指す.



Fig.1: (a) Fault model and parameters. (b) and (c) Examples of slip velocity history in seismogenic and shallower layers calculated from a spontaneous rupture simulation. (d) Modified slip velocity history in the shallower layer. (e) and (f) Slip-shear stress and slip velocity-shear stress relations calculated from a kinematic simulation.

地表地震断層近傍における長周期成分の評価を目的とした 震源モデルの長大断層への適用性 (その2)2008年四川地震 #久田嘉章(工学院大)・田中信也(東電設計) AVAILABILITY TO INLAND EARTHQUAKES CAUSED BY LONG FAULTS OF CHARACTERIZED FAULT MODEL FOR PREDICTION OF LONG-PERIOD GROUND MOTIONS CONTAINING PERMANENT DISPLACEMENT IN THE NEAR-FAULT REGION ~ (Part2) The 2008 Wenchuan earthquake in China~

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

(その2)では、2008年四川地震(M_w7.9)を対象として、(その1)で示した地表 地震断層近傍における永久変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源 モデルの設定方法の適用性について検討を行う。

巨視的面はFielding et al.(2013)による震源モデルを参考に、3つの断層面からなる震源モデルを設定した。破壊開始点は断層面SBFの南西端付近に設定した。破壊の断層面PFへの乗り移りに関してはFielding et al.(2013)の結果を踏まえ、距離と破壊伝播速度から求められる時間よりも短い値を設定している。次に、地震発生層上端深さを3kmと仮定し、地震発生層内は、(その1)と同様に強震動レシピに基づき微視的パラメータを設定した。アスペリティ位置は各断層面の中心を基本とするが、断層面SBFに関しては北東側に寄せたモデルをここでは示す。 一方、地震発生層以浅のすべり量に関して、Fielding et al.(2013)により求められた地表付近のすべりを参照した場合をモデル2とする。いずれも、地震発生層以浅のすべり速度時間関数は、Tinti et al.(2005)による規格化Yoffe関数を用いることとし、パラメータの設定方法は(その1)と同様である。

設定した震源モデルと、周期1秒以上を対象とした波数積分法による評価結果 を図1に示す。ここで、地震動評価に用いる地盤モデルは、Fielding et al.(2013) を基本とするが、1層の地盤物性は2層の値(S波速度で2.1km/s)に見直している。 いずれのモデルでも、一部成分の変位を除き、観測記録をある程度再現できてい る。ただし、SFB観測点(ここでは下盤側として評価)は断層面PFの直上に位置し ているため、断層面PFの地震発生層以浅のすべり量の違いが永久変位の違いと して表れている。ここで、断層面PFに関して、Fielding et al.(2013)により得られて いる地震発生層内のすべり量はモデル2の設定よりも小さい。そこで、モデル2の 地震発生層内を全て背景領域とした震源モデルによる再現結果(モデル3)を図2 に示す。MZQ観測点でも再現性が向上しており、すべり量の影響が確認できる。 また、モデル3において破壊の断層面PFへの乗り移りを考慮せずに、断層面SBF の南西端付近から単純に同心円状に破壊させた場合の再現結果(モデル4)を図 2に併せて示す。この場合、SFB観測点のUD成分の速度パルスが再現できないこ とから、破壊形式の影響も大きいことが確認できる。

以上のように、長大断層による地震を対象とした場合でも、地震発生層以浅ま で震源モデルを設定することで、地表地震断層近傍の観測記録をある程度再現 できるものの、すべり量の与え方と、破壊形式に関しては課題があると考えられる。 大会当日には、より広域の観測記録を説明できるように震源モデルを修正した上 で、地震発生層以浅の寄与など、より詳細な結果を紹介する予定である。 謝辞:本研究はJSPS科研費JP16K06586の助成を受けたものです.図の作成にGMTを使用しました. 中国地震局による地震記録を使用させて頂きました。ここに記してお礼を申し上げます。



## 2010年Darfield地震の永久変位を含む長周期(2秒) 以上) 地震動評価のための特性化震源モデル #松元康広(構造計画研)·入倉孝次郎(愛知工大)·高浜혰(構造計 画研)

Characterized source model for evaluating long-period (more than 2s-) ground motions including permanent displacement of the 2010 Darfield earthquake. #Yasuhito Matsumoto (KKE), Kojiro Irikura (AIT), and Tsutomu Takahama (KKE)

■はじめに 2010年9月3日(UTC)にニュージーランド南島のダーフィールド近 郊でMw 7.1の地震(以降、2010年Darfield地震と呼ぶ)が発生した.この地震で は、地表に最大約5 m近くに達する右横ずれの変位が東西に約30 kmにわたって 現れ (Quigley et al., 2012), 断層近傍で観測された加速度記録を2回積分して 得られる変位波形には永久変位も確認された(Zhao et al., 2011). また, 地表地 震断層が現れた2016年熊本地震本震においても、断層近傍で観測された加速度 波形を2回積分して得られる変位波形には永久変位が確認され(岩田, 2016),こ のような永久変位は断層浅部に長周期地震動生成域(Long-period Motion Generation Area: LMGA)を設定することで評価可能とされている(例えば,入 倉・倉橋 (2017), 松元・他 (2017)). 本検討では, 2010年Darfield地震の断層近 傍の永久変位を含む長周期(2秒以上)地震動評価を目的に、断層浅部にLMGA を設定した特性化震源モデルの構築を試みる。地震動評価手法はHisada and Bielak (2003)を用いる.

■特性化震源モデル 本検討では, Dalguer et al. (2018)の動力学的震源モデ ルを参考に、断層浅部にLMGAを設定した特性化震源モデルを構築した(図1). 設定したLMGA1.2.3はアスペリティの直上で、地表地震断層位置に概ね整合す る. LMGA4は断層面東側の浅部に設定した. 設定したLMGAのすべり量は2~3 m, すべり角は一律180°(右横ずれ)である. 図2(a)に観測と合成の変位波形(周 期2秒以上)の比較を示す. EW成分で観測された大きな永久変位の評価には、 LMGAが必要であることが示唆される.一方, UD成分の永久変位量の評価は芳 しくなく、これはすべり角の設定が一律180°であるためと考えられる、そこで、観測

された地表地震断層の上下変位の向きと調和するような縦ずれ成分を含んだすべ り角を設定したモデルを用いて試評価を行った.その時の観測と合成の変位波形 の比較を図2(b)に示す. UD成分の再現性が向上しているとともに, NS成分も改 善されていることが確認でき、すべり角の設定も重要であると言える.

ところで、GDLC近傍のLMGA1(長さ16km)のすべり量は一律に3 mを設定し た.これは、LMGA1の東側に位置する地表地震断層の変位量(4~5 m)と比較 すると小さい. そこで, LMGA1をGDLCに近い西側(長さ6km)と遠い東側(長さ 10km)に分離し、それぞれの寄与を把握した.その結果、LMGA1の東側の寄与 は西側よりも明らかに小さい、このことから単一の地震観測記録の永久変位のみ から比較的遠い領域のLMGAのすべり量を拘束することは難しいと考えられる.

■まとめと課題 2010年Darfield地震の震源近傍の永久変位は断層浅部に LMGAを設定した特性化震源モデルで評価可能であり、その際、すべり角も重要 である.また、単一の地震動観測記録の永久変位のみを用いて、比較的遠い LMGAのすべり量を拘束することは難しいと考えられる. 特性化震源モデルのさら

なる検証のためには、今後は InSAR等を用いた空間的な変位分 -43'30' 布との比較が必要と考えられる.

■謝辞 本研究は平成29年度原 子力施設等防災対策等委託費(断 層変位評価に係る知見の整備)事 業による成果の一部である. 地震動 データはGeo Net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.

10 15 20 25 30 35 40

0 5 10 15 20 25 30 35 40 Time(s)

(a) すべり角は一律180°

E 276

10 15 20 25 30 35 40

10 15 20 25 30 35 40



(黒:観測,赤:合成,ピンク:合成 (ASP のみ),青:合成 (LMGA のみ)

平成28年熊本地震前震における単発のパルス波の 生成原因分析 #豊増明希(京大工)・後藤浩之・澤田純男(京大防災研)

# Generation mechanism of the single-pulse observations during the fore shock of 2016 Kumamoto earthquake

#Aki Toyomasu, Hiroyuki Goto, Sumio Sawada (Kyoto Univ.)

平成28年熊本地震では本震(4月16日)に先行するMw6.2の地震(以降前震とする)が 4月14日に発生した.前震の震央距離30km以内の観測点で得られた速度波形とその観 測点位置をそれぞれ,図1,図2に示す.ここでは震央の南西に位置する観測波形のみを 示している.図1よりS波初動(S1)の後続波の中にS1から約5秒,約7秒遅れて2つの単発 のパルス波(S2,S3)を確認することができる.そこで本研究では、この2つの単発のパル ス波が生成された原因の分析を目的とし、単発のパルス波の発生位置とメカニズム解の 推定を行った.

S2,S3の発生位置の推定にはhypoDDを用いた.図1のトレース波形からS1,S2,S3の 走時を読み取り,相対的な発生位置と発生時刻を推定した.計算に用いた速度モデルは JMA2001で,前震の震源の情報は気象庁の初動機構解を用いている.観測走時と理論 走時の残差が最小になるよう,読み取りと計算を繰り返すことで推定した.図1に観測走時 と理論走時(|)を,図3に推定されたS2,S3の発生位置(★)を示す.

次にS2, S3のメカニズム解の推定を目的として,各観測点における理論波形を計算す る.理論波形の計算には,Hisada (1994)の成層地盤におけるグリーン関数を計算する手 法を用いた.震源位置はhypoDDで推定されたS2,S3の発生位置とし,前震のメカニズム 解は気象庁の初動機構解を用いた.KiK-net豊野におけるS2とS3の理論波形を計算し, 観測波形と比較したものを図4に示す.S2では理論波形と観測波形が良い対応を示して いるのに対し,S3では十分には再現できていない.このことから,S2は前震と同様のメカニ ズムによるイベントであり,S3は別のメカニズムによって発生したイベントであると考えられ る.今後はS3の観測波形を前震以外のメカニズム解の理論波形と比較し,S3のメカニズ ム解の推定を目指す.

#### <参考文献>

Waldhauser and Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward Fault, California, BSSA, 90(6), 1353-1368, 2000. Hisada, An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths, BSSA,84(5),1456-1472, 1994.



図1:前震のペースト波形(左:南北成分,右:東西成分)



図4:観測波形と理論波形の比較(左:S2,右:S3)

## 2016年熊本地震の震源近傍記録再現のための

特性化震源モデル

#貴堂峻至·永野正行(東京理科大学)·引間和人(東京電力HD)

Characterized seismic source model for simulating the near fault records of the 2016 Kumamoto Earthquake #Toshimichi Kido, Masayuki Nagano (Tokyo Univ. of Science), Kazuhito Hikima (TEPCO)

#### 1. はじめに

2016年熊本地震本震(MJ7.3)時には、益城町や西原村において震度7を記録し 震源近傍におけるフリングステップを伴う観測記録が得られた。益城町では周期1 秒前後で卓越する大振幅パルス波が観測され、古い木造住宅に大きな被害を与 えた。西原村では、周期3秒前後の大振幅パルスが観測され長周期構造物への 被害が懸念されている。本研究では既往の研究による震源モデルを参照し、益城 町と西原村における強震記録を再現可能な特性化震源モデルを構築し、大振幅 パルス性地震動の生成要因について検討を行う。

#### 2. 震源断層モデル

特性化震源モデルは引間(2016)による不均質震源モデルと田中・他(2017)による出ノロ断層を加えた検討を参照し構築する。特性化震源モデルは布田川,日 奈久,出ノロ断層に対応する3枚のセグメントで構成した。布田川,日奈久セグメ ントの巨視的断層面は引間(2016)と田中・他(2017)を参考に設定した。構築した 震源断層モデルを図1に示す。引間(2016)からSMGAを抽出した。SMGAの全断 層面積に対する割合は、Somerville et.al(1999)によって示された22%と概ね対応 する。入倉,倉橋(2017)によって提案されたLMGAを益城町と西原村の近傍に設 定した。震源モデルのパラメータを表1に示す。また、益城町における断層平行方 向で特に卓越したパルス波について、断層破壊伝播の上昇によるdirectivity効果 の影響が指摘されている。これより益城町直下に位置するSMGA2の最深部に破 壊開始点を設定した。すべり速度時間関数の第一タイムウィンドウ伝播速度は2.7 km/sとし、布田川セグメントの破壊開始時刻は発震時刻の2.86秒後とした。 理論地震動の計算には、薄層法を用いた。図2に益城町と西原村のEW成分に おける観測記録と計算結果の速度波形、変位波形および擬似速度応答スペクト ル(h=5%)の比較を示す。益城町における最大振幅となった周期1秒のパルス波 や西原村における大振幅の長周期パルスは良好に再現された。図3には計算結 果に大きく寄与した主要なイベントによる波形を示す。益城町における最大振幅 パルスは深部のSMGA2(破壊伝播上昇によるdirectivity効果)の影響が大きく、 西原村における長周期パルスはLMGA1と出ノロセグメントのSMGA4による影響 が大きい。一方、益城町周辺での強震動分布は局所的な被害集中域とは対応し ない。SMGA2を縮小し、より浅い領域に与えた場合、記録の再現と周辺の被害分 布との対応が良いことを確認した。こちらについて、詳細は当日、発表予定である。 謝辞 一部図の作成にはGMTを利用させて頂きました。



#### 表1 特性化震源モデルのパラメータ

ingue.	セグメント	イベント	走向角 ( [°] )	傾斜角 (『)	すべり角 (゜)	最終すべり量 (m)	ライズタイム (s)	時間遅れ (s)
AP.	布田川	LMGA1	233	75	200	4.0	2.00	1.5
森		LMGA2				3.0	2.00	0.0
Sint		SMGA1				4.0	1.48	1.5
		SMGA2				2.0	0.74	0.0
		背景領域				1.0	3.70	1.5
	日奈久	SMGA3	1 <b>93</b>	78	200	2.0	1.48	0.0
		背景領域				1.0	3.70	0.0
	出ノロ	SMGA4	231	65	270	4.0	1.48	1.5
		背景領域				1.0	3.70	1.5



3. 解析結果

### 強震波形による2016年熊本地震本震の震源過程再解析

#引間和人(東京電力HD)·田中信也(東電設計)

# Reanalysis for the source process of the 2016 Kumamoto mainshock using strong motions

#### #Kazuhito Hikima (TEPCO), Shinya Tanaka (TEPSCO)

【はじめに】2016年熊本地震(M,7.3)の震源過程については,既に多くの解析結果があり[Asaso and Iwata (2016), Kubo *et al.* (2016), など],主要な特徴は概ね明らかと言えよう。また,Kobayashi *et al.* (2017)では,布田川断層・日奈久断層に加えて出ノロ断層も考慮した断層面を設定し,出ノロ断層での正断層成分のすべり量も大きいことを示している。一方,田中・他(2018)では,西原村役場での永久変位を含む大振幅波形を再現するための特性化震源モデルを検討し,出ノロ断層での正断層すべりの影響を指摘している。これは既に,Kobayashi *et al.* でも示されているが,両者の検討条件は異なっている。そこで,本検討では,田中・他と同じ断層面を設定してあらためて強震波形のインバージョン解析を行い,西原村など断層近傍での観測波形の成因について考察する。

【解析条件・使用データ】田中・他(2018)では,引間(2016)の震源インバージョン で設定した布田川断層・日奈久断層に加えて,Himematsu and Furuya (2016) を参考に出ノロ断層に相当する断層面を設定している。本検討でもこれらの断層 面と同じ面を設定した。但し,小断層サイズを2km×2kmとするために,出ノロ断 層の長さは南西側に1km 延長した。

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[Kohketsu(1985)]に使用する速度構造モデルは1次元水平成層構 造であるが、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 ている。これらの条件は引間(2016)と同じである。なお、引間(2016)では小断層の 中心に1 つの点震源を仮定してグリーン関数を計算したが、今回は小断層内に4 ×4 点の点震源を分布させて計算した。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。さらに、西原村役場、 益城町役場などの波形記録もインバージョンに用い、すべり分布を推定する。 【解析結果】 図には予備的解析で求まった最終すべり量を示す。最終すべりが 最大(約 4m)となるのは出ノロ断層のやや深部であり、ここでは正断層成分が主体となっている。一方、布田川断層でのすべり量は引間(2016)よりも小さく、ほぼ純粋な右横ずれ成分が卓越する結果となった。西原村の波形で特徴的なパルス的な速度波形は、計算波形の最大振幅はやや不足しているものの、比較的よく再現できている。また、出ノロ断層を設定しない場合は、布田川断層浅部でのすべり量は現地での観測値よりも大きな 4m 以上となるものの、計算波形の振幅は図の結果よりも不足する。なお、インバージョンの際に西原村の波形を考慮しない場合でも、出ノロ断層には比較的大きなすべりが求まることを確認している。

本検討により、田中・他(2018)が設定した断層モデルがインバージョン結果とも 整合していることが確認され、出ノロ断層での正断層すべりが断層近傍の地震動 に大きく影響していることがあらためて示された。発表では、グリーン関数の計算 方法など、解析条件の違いによる影響を含めて報告する予定である。



図 出ノロ断層を仮定したインバージョン結果と西原村の波形

関連文献:田中・金田・引間・久田(2018):地表地震断層近傍における永久変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源モデルの設定方法,日本建築学会構造系論文集,印刷中.引間 (2016):強震波形を用いた 2016 年熊本地震の本震・前震の震源過程解析,日本地震工学会第 12 回年次大会梗概集, P4-17.

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,気象庁により公開された自治体を含む波形記録や一元化データも使用しています。 関係諸機関に感謝いたします。

熊本地震における地表地震断層近傍の建物倒壊分布 #中村洋光・藤原広行・門馬直一・内藤昌平(防災科研)

Distribution of collapsed building near the surface deformation associated with the Kumamoto earthquake # Hiromitsu Nakamura, Hiroyuki Fujiwara, Naoichi Monma, and Shohei Naito (NIED)

#### <u>1. はじめに</u>

2016年熊本地震により生じた建物被害に関して、熊本市他11市町村を対象とした航空写真判読により作成した建物被害分布データを基に、熊本県益城町を対象として地表地震断層(以下、単に断層と記す)と建物被害分布の関係を報告した藤原ほか(2017)の分析結果に加え、断層が出現している熊本県西原村、南阿蘇村における航空写真を用いた建物被害判読を行い、断層と建物倒壊分布の関係について調査したので報告する。

#### 2. 航空写真を用いた建物被害判読

建物被害の判読は、2段階で行った。まず、建物1棟1棟が識別可能な画像解像 度20cmの航空写真による正射画像から外形、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、建物被害を大、中、 小、なしに区分した。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。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。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。被害なしは、写真判読では被害が確認できな いものである。そして、被害大に区分した建物については、同様の写真の目視判 読により、1階または2階の傾動、1階または2階の倒壊、全倒壊の4つに区分した。

#### 3. 地表地震断層と建物倒壊分布の関係

このように判読した被害大の被害形態別の分布を図1に示す。益城町では、藤 原ほか(2017)で述べているように、断層(Shirahama et al., 2016)に沿って被害 大の建物の多くが分布し、断層の北側に被害が多く、断層に近づくほど、建物被 害が大きい。さらに、詳細にみると全倒壊建物は断層に極めて近接する範囲に集 中的に多数分布し、かつ断層の北側に多く分布している。西原村の全倒壊建物 は、益城町に比べると断層からやや離れた範囲に分布するようになるが、全体の 傾向として益城町と同様に断層の北側に多く分布している。一方、南阿蘇村の全 倒壊建物は、一部で断層に近接して分布するところもあるものの、全体的には、断 層からかなり離れた範囲に分布する傾向が見られる。なお、これらの建物被害に は、地震動以外の地盤災害等の影響も含まれていることに注意が必要である。

倒壊建物と断層の位置関係の全体的な傾向を見るため、図1の断層からの水平 距離を100m幅に区分し、破壊形態の1階倒壊、2階倒壊及び全倒壊を倒壊建物と して、その幅毎に倒壊率を算出した。その結果、断層から500m以内から急激に倒 壊率が上昇し、200m以内の領域では、倒壊率10%を超えていた。

#### <u>参考文献</u>

・藤原ほか (2017):熊本地震における地表地震断層近傍の建物被害分布,日本地震学会講演予稿 集2017年度秋季大会, \$15-06.

• Shirahama *et al.* (2016): Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, Earth, Planets and Space, 68:191.



図1 地表地震断層と建物倒壊分布の全体図

### 強震動シミュレーションによる 1995 年兵庫県南部地震の 「震災の帯」の成因の検討 #村上 譲・纐纈 一起(東大地震研)

Exploring the origin of the "damage belt" of the 1995 Kobe earthquake based on strong motion simulation #Yuzuru Murakami, Kazuki Koketsu (ERI, Univ. Tokyo)

#### <u>はじめに</u>

1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震において最大震度7を経験した地域を「震災の帯」と呼び、その生成過程は盛んに研究されてきた。研究の焦点となったのは、なぜ震源断層の直上ではなくやや盆地側に離れた位置に「震災の帯」が形成されたのかという点である。現在のところその原因として、震源近傍の堆積層による指向性効果の増大や、複数地震波の増幅的干渉が指摘されている。一方、「震災の帯」の研究の一環として、強震動の三次元数値シミュレーションによってその生成過程を再現する試みは以前よりなされてきたが、技術的制約から計算領域を限定せざるを得なかった。計算技術が発展し、さらに反射法探査等によって詳細な地下構造が明らかにされてきた現在、改めてシミュレーションを行うことにより、震源や伝播経路でどのような現象が起きたのかを明らかにできると考えられる。まず予備的検討として既存の速度構造モデルを用いて行った計算とその結果について示し、今後は反射法探査等の結果に基づいて盆地端部の形状を修正してシミュレーションを行う。

#### 解析手法

計算にはボクセル型有限要素法 (Koketsu *et al.*, 2004; Ikegami *et al.*, 2008)を用いた。震源モデルには、Yoshida *et al.* (1996)による一次元水平 成層構造を仮定してグリーン関数を計算した震源インバージョン結果と、三 次元グリーン関数によってそれを改良した Guo *et al.* (2013)によるインバ ージョン結果を使う。速度構造モデルには、Afnimar *et al.* (2002)による 深い構造モデルと香川・他 (1993)や宮腰・他 (1997)による浅い構造モデ ルを組み合わせたものを、Guo *et al.* (2013)が余震の再現を通して改良し たものを用いる。速度構造の断面形状の一例と各層の物性値を図 1 に示す。 今回は計算領域を 73.5×55.5×25.0 (km)、メッシュサイズを 100 (m)とし、 0.7 (Hz)以下の波について発震から 30 秒間の検討を行った。

#### 結果・今後の展望

得られた最大速度分布を図2に、観測波形との比較の一例を図3に示す。 「震災の帯」を完全に再現することはできなかったものの、神戸市街地で強い揺れが生じるという特徴を確認することができた。また粒子軌跡では断層 と直交方向に震動が発達しており、断層破壊の進展による指向性効果が確認 された。しかし一方で、「震災の帯」の形成に直接的に寄与した原因を確認 することはできなかった。今後は基盤面の形状を反射法探査の結果などから 見直して地下構造モデルに反映し、さらにメッシュサイズを小さくしてより 高周波の波を考慮してシミュレーションを行っていく。



図1. 図2の測線 A-A'における地下構造の断面形状と各層の物性値



## 2008年四川大地震(汶川地震)の震源過程解析 #高野和俊·纐纈一起(東大地震研)

Source process of the 2008 Wenchuan earthquake #Kazutoshi Takano, Kazuki Koketsu (ERI)

#### 1.はじめに

2008年四川大地震(汶川地震) (*M*_w7.9) は現地時間(CST)2008年 5月12 日14時28分に発生し,数万人にもおよぶ死者・行方不明者や8000億元以上 の経済損失をもたらした.中国四川省の龍門山断層帯が長さ250km以上に渡 って破壊されたと考えられ,このような大きな被害をもたらした原因を調べるた めに種々の研究がなされてきた.例えばKoketsu et al. (2008) では,遠地実 体波と震源近傍での強震動データを用いて震源過程インバージョンを行うこと によりすべり分布を求め,強震動の要因を考察している.

本研究では、これにZhang(2008)の地殻変動データを加え、ジョイントインバージョン解析を行った.より精度の高い震源モデルの構築を試み、甚大な被害の要因を検討していく.

#### 2. 解析手法

龍門山断層帯は複数の断層系から構成される.本研究では,断層モデルとしてkoketsu et al. (2008) が示唆するように,断層南部を北西傾斜の低角逆断層,北部を高角の横ずれ断層と仮定した.また地下構造モデルとして一次元水平成層構造を仮定した.

インバージョン計算にはYoshida et al. (1996) とHikima and Koketsu (2005) によるマルチタイムウィンドウ法を用い, 近地強震動・遠地実体波・地 殻変動データのグリーン関数はそれぞれ, Kohketsu (1985), Kikuchi and Kanamori (1991), Zhu and Rivera (2002) に基づいて計算した.

#### 3. 結果·考察

インバージョン解析によって暫定的に得られたすべり分布を図1に示した. 断層の南部セグメントの中央に最大のすべりが見られるだけでなく,北部・南 部の両セグメントに複数のアスペリティが存在した.最大のすべり量は約7mだ った.両セグメントの合計で地震モーメントは1.1×10^21Nmとなり,これはおよ そモーメントマグニチュード(M_w)8.0に相当した.

被害をもたらした原因としては、まず南部セグメントの中央で断層が広域に 渡って大きくずれ動いたことによる強震動が考えられる.また複数のアスペリティが破壊されたことも強震動の生成に寄与したと考えられる.

今後はさらに地殻変動データを加え震源モデルを高度化するとともに, directivity効果などについても検討していく.



## Strike (km)

図1. 近地強震動・遠地実体波・地殻変動データを用いた震源過程インバー ジョンにより得られたすべり分布(暫定). 上図が北部セグメント,下図が南部セ グメントのすべり分布を表す.

## 2003年7月26日宮城県北部の地震(M_w 6.1)の震源 モデルと強震動シミュレーション

#染井一寬·宮腰 研·郭 雨佳(地盤研)

# Source Model and Strong Ground Motion Simulations for the 2003 Northern Miyagi Prefecture, Japan, Earthquake $(M_w 6.1)$

#Kazuhiro Somei, Ken Miyakoshi, Yujia Guo (GRI)

2003 年 7 月 26 日 7 時 13 分(日本時間)に宮城県北部で M_w6.1 の逆断層型 の地震(以下,2003年宮城県北部の地震)が発生し、震央距離 10 km 以下の宮 城県矢本町,南郷町,鳴瀬町では最大震度6強が観測され,矢本町や鳴瀬町で は、最大加速度 1000 cm/s² (3 成分最大値)を超える大きな地震動であったこと が報告されている(気象庁、2003).残念ながら、これらの地点では強震波形記録 が残されていなかったが、震央距離 15 km の地点で震度 6 弱を観測した宮城県 涌谷町新町(気象庁強震観測点 8A4)では,最大加速度 555 cm/s² (3成分最大 値)を持つ波形記録が残された他,国立研究開発法人防災科学技術研究所強震 観測網の観測点では、最大で 349 cm/s²(K-NET 築館: MYG004)の記録が得ら れている. Hikima and Koketsu (2004) は, 震源周辺の観測速度波形(0.05-0.5 Hz)から波形インバージョン手法により 2003 年宮城県北部の地震の震源過程を 推定し、大きなすべり領域が断層浅部にあったことを示している、一方で、震央付 近を南北に延びる旭山撓曲周辺で実施された現地調査の結果からは,明瞭な地 表地震断層は確認されていない(例えば、今泉・他、2003). 近年、2016 年熊本 地震において,断層浅部の大すべり域と断層近傍での地震動や地表地震断層と の関係が注目されている(例えば、入倉・倉橋, 2018),本報では、1) 震源近傍の 強震観測記録を対象に含めた震源インバージョン,2)経験的グリーン関数法を用 いた広帯域地震動シミュレーションの 2 点を Hikima and Koketsu (2004)からの 新たな着目点として、2003 年宮城県北部の地震の断層浅部のすべり域の妥当性 や広帯域地震動との関係を議論する.

震源インバージョンでは, 震央に近い気象庁涌谷町新町(8A4)や K-NET 石巻 (MYG010)を含めた強震観測点の記録を対象とし, Hikima and Koketsu (2004) の2枚断層面を滑らかに接続した曲面断層面を仮定した解析を行った. 理論グリ ーン関数の計算に用いる1次元速度構造モデルは,各観測点直下の J-SHIS 全 国深部地盤モデル V2(藤原・ 他,2012)から作成し,一部の 地点については,染井・他 (2018)による微動アレイ観測 の結果を用いる予定である(本 講演時に報告).

経験的グリーン関数法を用 いた地震動シミュレーション (0.3-10 Hz)では、図1に示す ような2枚の強震動生成域 (SMGA)を設定した、ここで、 SMGA の応力降下量は 11.9 MPa とした. SMGA2 は Hikima and Koketsu (2004) の浅部すべり領域よりも深い位 置に設定したが,震源近傍の MYG010 の観測速度波形は 再現が可能であった.一方で、 他の観測点(例えば、 MYGH06)の再現性では過小 評価の地点もあるため,今後, 強震動生成域の深さとパラメタ, 震源インバージョン結果の浅部 すべりとの関係について、より 詳細な検討を進める予定である.



図1 強震動生成域 (SMGA) モデルと観測 速度波形 (黒色) と合成速度波形 (赤色) の比較 (EW 成分, 0.3-10 Hz). 灰色矩形は Hikima and Koketsu (2004)の断層面. 赤色 星印は SMGA の破壊開始点.本震,要素地 震の震央位置(白色星印)と F-net による MT解. 丸印は,本震発生後7日間の余震分 布.四角と三角印はそれぞれ K-NET, KiKnet と気象庁の強震観測点.

#### <参考文献>

気象庁 (2003), 平成 15 年 7 月地震・火山月報(防災編), p.92. Hikima and Koketsu (2004), Earth Planets Space, 56, 87-93. 今泉・他 (2003), http://www.ajg.or.jp/disaster/files/ajg200310_saigai_imaizumi.pdf 入倉・倉橋 (2018), 日本地球惑星科学連合 2018 年大会, SSS14-09. 藤原・他 (2012), 防災科学技術研究所研究資料, 第 379 号. 染井・他 (2018), 物理探査学会第 139 回(平成 30 年度秋季)学術講演会, 投稿中.

#### <謝辞>

解析に際しては、国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET, KiKnet,及び気象庁の強震記録を使用しました.また、気象庁一元化震源カタログの震源情 報,F-net のモーメントテンソル解をそれぞれ使用しました.本研究は、平成 30 年度原子 力施設等防災対策等委託費(内陸型地震による地震動の評価手法の検討)業務による成 果の一部である.

## 経験的グリーン関数法に基づく2018年島根県西部の地震の 震源断層のモデル化 #吉田昌平・香川敬生・野口竜也(鳥取大院工)

Source Model for the 2018 Shimane-Ken Seibu Earthquake based on the Empirical Green's Function Method #Shohei YOSHIDA, Takao KAGAWA, Tatsuya NOGUCHI (Tottori Univ., Graduate School of Engineering)

<はじめに>2018年4月9日に島根県西部を震源としてM」6.1(Mw5.5)の地震が発生 し、震源近傍の大田市内で最大震度5強を記録した.この地震は北北西-南南東に 走向を持つほぼ鉛直傾斜の横ずれ断層破壊型式であった.大田市内の一部地域 では建物被害や液状化被害が確認されており、特に大田市内の波根や久手地区、 三瓶町志学地区における建物被害は顕著であった.これらの地域には常設観測点 は設置されておらず、被害要因は十分に把握されていない.被害要因解明のため に微動探査や臨時余震観測を用いた精力的な調査が現在もなされている(野口ほ か、2018).当該地震の震源周辺は過去にもM5-6程度の地震が頻発(渋谷、2018) しており、今後も大規模地震の発生が危惧される.本検討では被害地域の強震動 評価を実施する上で重要な情報となる特性化震源モデルの構築を試みる.

<解析手順>震源解析を行う際に仮定する断層面はF-netのメカニズム解を基に設定し、余震分布を参考に位置を決定した.震源モデルの構築には経験的グリーン 関数法(Irikura,1986)を使用し、震央距離40km以内に設置されている10観測点の 水平2成分の観測記録(0.5-10Hz)を説明できる最適モデルを推定する.経験的グリ ーン関数には2018年4月9日6時38分に発生した余震(M」3.8)を用いた.この余震は 本震震源の周辺で発生し、かつ震源メカニズムも類似している.モデル化に際して、 対象帯域に対する背景領域の影響は小さく、強震動生成域(SMGA)の寄与が支配 的であると仮定した.また、震源断層のモデル化を単純にするためにSMGAは矩形 を仮定した.経験的グリーン関数の合成の際に必要な諸量(重ね合わせ数や応力 降下量比等)は大地震と小地震の震源スペクトル比のフィッティング(三宅ほか, 1999)により決定した.SMGAのパラメータ(大きさ,位置,ライズタイム等)は,加速度 エンベロープと変位波形の残差値を評価関数として焼きなまし法により探索した. <**解析結果**>図1に推定した震源モデル(SMGA),図2に一部の観測点の観測及び 計算波形の比較を示す.推定モデルは気象庁による震源から破壊が開始し,浅部 方向に破壊伝播するモデルとなっている.表1にSMGAの震源パラメータをまとめる. SMGA総面積は17.2km²でSomerville et al.(1999)の過去の地震のスケーリングに よる11.2km²と比較するとやや大きい値が得られた.またSMGAの応力降下量は 16.1MPaとなり,内陸地殻内地震の平均値よりやや大きい値となった.推定した最 適震源モデルはSMNH03(佐田)のように観測波形を概ね説明できているが, SMN007(邑智)やSMN006(大田)等の震源断層近傍の一部の観測点の再現精度 は低い.今後は,より精度の高い震源モデルの構築に努めていきたい.



<謝辞>本研究では防災科学技術研究所のK-NET,及びKiK-net強震記録, F-net のCMT解,気象庁一元化震源情報を使用しました.作図にはGMTを使用しました. 記して感謝申し上げます.

## 震源至近距離観測された鉱山内データを用いたオー クニーM5.5地震断層すべり解析 #安富達就・James Mori(京都大学)・小笠原宏・(立命館大学)

Slip model of the M5.5 Orkney, South Africa earthquake determined from very close strainmeters, strong-motion instruments and geophones #Tatsunari Yasutomi, James Mori (Kyoto Univ.), Hiroshi

Ogasawara (Rits Univ.)

The M5.5 Orkney earthquake which occurred on 5 August 2014 at the Orkney Gold mine, is recognized as a strong event induced by the mining. The event was the largest earthquake after the dense instrumentation was installed in and around the mine, with 3 Ishii borehole strainmeters at 2.9km depth, and 17 surface strong motion meters at close distances. The aftershock distribution was well located by these instruments. The upper edge of the planar distribution of aftershock activity, dipping almost vertically, was only a few hundred meters below the sites where the strainmeters were installed in boreholes a few tens of meters from the tunnel. The strainmeters recorded clear nearfield waveforms. We try to model the dynamic rupture process of the M5.5 mainshock using the data from the nearby strainmeters, about 10 surface strong-motion instruments and about 10 geophones in the mine. For the inversion a multi-time window method is used. The strain Green functions that include clear nearfield terms that provide a strong constraint on the nearby slip. We present the results of the source model that is constrained by these very near-field data.



Map view of stations and aftershocks for the Orkney earthquake. Black dots are aftershocks. Red star is the mainshock hypocenter and the blue line shows the inferred fault plane. Red triangle; straineter sites. Green triangles: surface strong motion instruments. Yellow triangles: geophones in the mine.

## 永久変位データに基づく断層面積のスケーリング則 #佐藤智美(清水建設)

## Scaling relation based on static displacement #Toshimi Satoh (Shimizu Corp.)

国内の地殻内地震の強震記録から水平成分の永久変位を求め,国土地理院 等の地殻変動データと併せて,既往の永久変位の予測式との比較を行った.強震 記録から10cm以上の永久変位が得られた地震は,図1に示す5地震であり,予測 式との比較では地殻変動データに基づく断層モデルを用いた.その結果,Mw, 断層面積S,傾斜角,断層最短距離をパラメータとしたKamai et al.の式でほぼ説 明できた.しかし,SをパラメータとしないKamai et al.の式,Burks and Bakerの式 では過小評価であった.これは,Sをパラメータとしない式の中で用いているWells

and Coppersmithの $M_0$ -S関係 式によるSが、地殻変動データ に基づく断層モデルのSより大 きく,平均すべり量Dが小さくな るためと考えられる.

この解釈を裏付けるため,図 1には、5地震の地殻変動デー タに基づく断層モデルのMo-S 関係と強震記録に基づく断層 モデルのMo-S関係と、既往の 式との比較を示す.強震記録 に基づくSは、2014年長野県北 部の地震以外は、Somerville et al.の規範でトリミングしたも の(宮腰・他、Yoshida et al.) である.地殻変動データに基 づくSは、2000年鳥取県西部 地震のみ余震分布に基づいた 断層面での不均質すべりを考 慮しているが、他の地震は一



断層モデルの M₀-S 関係と既往の式との比較

様すべり断層である. 地殻変動データに基づくSは, 強震記録に基づくSより小さいことがわかる. また,  $M_0>7.5 \times 10^{18}$ Nmでは, 地殻変動データに基づくSは Wells and Coppersmithや入倉・三宅式より小さく, 武村式よりやや大きい.

そこで、 $M_0$ >7.5×10¹⁸Nmの3地震(1995年兵庫県南部地震,2007能登半島 地震,2007年新潟県中越地震)を加えて定量化を行った.図2には、地殻変 動データに基づく $M_0$ -S関係と $M_0$ -D関係を示す.既往の $M_0$ -S関係式と、これ らの式に剛性率=3×10¹¹dyn/cm²を仮定してDを算出した式も表示した.不均質 すべり断層は、2004年新潟県中越地震以外はトリミングされておらず、一様すべり 断層よりSが大きい.一様すべり断層のデータを用いて、S=a $M_0$ ^bで回帰した結果、 bが2/3に近い値が得られため、b=2/3とした回帰式も作成した.DはD=a $M_0$ ^{1/3}で回 帰した.作成した回帰式は、入倉・三宅式と武村式の間に位置している.Kamai et al.の式で永久変位を予測する際に、Wells and Coppersmithの $M_0$ -S関係式の 代わりに、本研究の式を用いることにより予測精度が向上することになる.今後、海 外の地震に対しても検討も行い、日本の地震の特徴か否かを検討する必要がある. 謝辞:本研究では、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net、気象庁の95型震度計、自 治体(新潟県、岩手県、宮城県、秋田県)の強震記録、国土交通省のダムの強震記録、土 木学会地震工学委員会から公開されているJR東日本設備部、NEXCO東日本技術部の強 震記録を用いました。また、国土地理院の地殻変動データ、断層モデルを用いました.



図 2 M₀>7.5×10¹⁸Nm の国内の地殻内地震の地殻変動データに基づく断層 モデルの M₀-S 関係, M₀-D 関係と既往の式と比較(既往の M₀-D 関係式では剛 性率=3×10¹¹dyn/cm²を仮定)

#### 高周波数帯域におけるスペクトル低減特性の適切な表現方法について ~fmax フィルターおよびパラメータκの比較~

#鶴来雅人・田中礼司(地域 地盤 環境 研究所)・ 香川敬生(鳥取大学)・入倉孝次郎(愛知工業大学)

Comparison of Validity of Two Method to Express Spectral Decay Characteristics in High Frequency Range:  $f_{max}$  Filter and Kappa

#Masato TSURUGI, Reiji TANAKA (Geo-Research Inst.), Takao KAGAWA (Tottori Univ.), and Kojiro IRIKURA (Aichi Inst. of Technology)

#### 1. はじめに

高周波数領域におけるスペクトル形状は  $\omega^2$  則に比べ低減する傾向が見られる ことが良く知られている.このスペクトル低減特性を表現する方法として,  $f_{max}$  フ ィルターによる方法と高周波数パラメータ  $\kappa$  による方法があり,我が国では前者 が,諸外国では後者が採用されることが多い.これまで,著者らは我が国で発生 した地殻内地震について,両方の方法でスペクトル低減特性を評価してきた[例え ば,鶴来・ほか(2017), Tsurugi *et al.*(2017)].本検討ではこれらの結果を元に,観 測記録と比較することにより,スペクトル低減特性を適切に表現するのはいずれ の方法なのかについて検討を行なう.

#### 2. 解析手法

式(1) ~式(4)により地震 *i* の平均観測スペクトル[ $A_o(i, f)$ ]と理論スペクトル [ $A_{fmax}(i, f)$ および $A_{\kappa}(i, f)$ ]との残差  $Err_{fmax}^{-1}(i)$ ,  $Err_{\kappa}^{-1}(i)$ ,  $Err_{\kappa}^{-2}(f)$ を求める. ここで,  $f_1, f_2$ は残差を求める周波数範囲の下限および上限値で, それぞれ 10Hz および 30Hz とした. これは $f_{max}$ フィルターの係数を求める際に着目した周波数範 囲に対応する.  $N_{frq}$ は $f_1 \sim f_2$ の範囲に含まれる周波数の数, NEQ は対象地震数である. 本検討では  $M_J$ が 6.0 を超える 7 つの大地震を対象とする.

$$ERR_{f\max}^{1}(i) = \sqrt{\frac{1}{N_{frq}} \sum_{f=f_{1}}^{f_{2}} \left\{ \log A_{f\max}(i,f) - \log A_{O}(i,f) \right\}^{2}}$$
(1)

$$ERR_{\kappa}^{-1}(i) = \sqrt{\frac{1}{N_{frq}}} \sum_{f=f_1}^{f_2} \{\log A_{\kappa}(i,f) - \log A_O(i,f)\}^2$$
(2)

$$ERR_{f \max}^{2}(f) = \sqrt{\frac{1}{NEQ} \sum_{i=1}^{NEQ} \left\{ \log A_{f \max}(i, f) - \log A_{O}(i, f) \right\}^{2}}$$
(3)

$$ERR_{\kappa}^{2}(f) = \sqrt{\frac{1}{NEQ} \sum_{i=1}^{NEQ} \left\{ \log A_{\kappa}(i, f) - \log A_{O}(i, f) \right\}^{2}}$$
(4)

#### 3. 解析結果

得られた $Err_{fmax}^{1}(i)$ および $Err_{\kappa}^{1}(i)$ を図1に,  $Err_{fmax}^{2}(f)$ および $Err_{\kappa}^{2}(f)$ を図2に示す.  $Err_{fmax}^{1}(i)$ は $Err_{\kappa}^{1}(i)$ に比べ平均的には小さく[図1], また, 一部周波数帯を除けば  $Err_{fmax}^{2}(f)$ が $Err_{\kappa}^{2}(f)$ より小さい[図2]と言える.



図1 得られた $Err_{fmax}^{-1}(i)$ および $Err_{\kappa}^{-1}(i)$  図2 得られた $Err_{fmax}^{-2}(f)$ および $Err_{\kappa}^{-2}(f)$ 

#### 4. おわりに

本検討では高周波数領域におけるスペクトル低減特性を適切に表現する方法に ついて検討を行なった.その結果、対象とした7つの大地震については $f_{max}$ フィル ターを用いた方がパラメータ  $\kappa$ を用いるより観測記録との残差が少ないことが明 らかとなった.しかし、その差は顕著ではなく、 $f_{max}$ フィルターや $\kappa$ に関わるパラ メータが観測記録に基づいて適切に評価されていれば、いずれの方法でも観測記 録を良く表現することが可能であると言える.

**謝辞**:本研究は原子力規制庁の委託研究の一部として実施した.また, Anatoly Petukhin 博士には有益なコメントを頂いた.

**参考文献**: 鶴来・田中・香川・入倉(2017), 日本地震工学会論文集, Vol.17, No.5, pp.109-132. Tsurugi, Kagawa, and Irikura (2017), *Proc. 16th WCEE*, No.1232.

# 波形インバージョン解析による震源断層モデルのトリ ミング方法に関する考察 #宮腰 研・染井一寛・郭 雨佳(地盤研)

# Trimming Methods for the Fault Source Models Estimated from Waveform Inversion Analyses

#Ken Miyakoshi, Kazuhiro Somei, and Yujia Guo (GRI)

1. はじめに:波形インバージョン解析において、多くの場合、余震分布の 広がりを適切に考慮して、その全体を取り囲むような断層面を設定する。し かしながら、Somerville et al. (1999)は、波形インバージョン解析の設定断層 面がやや過大となる可能性を指摘しており、このため、「真」に近い震源断層 面を精度良く推定する目的で、彼らは震源断層モデルの不均質すべり分布に 対して、平均すべり量の0.3倍以下となる小断層を削除するトリミング手法 (以下, S1999とする)を提案している。同様に、Thingbaijam and Mai (2016)は震源断層モデルの不均質すべり分布に対して、すべりの空間変化に 対する自己相関関数に基づいた有効断層長さ(effective length)という考え方 (以下, T2016とする)を提案している。Thingbaijam et al. (2017)は、T2016 の手法に基づいて波形インバージョン解析による震源断層モデル(SRCMOD; Mai and Thingbaijam, 2014)に対してトリミング操作を実施した。S1999及び T2016のどちらのトリミング手法も、断層破壊領域を推定するための手法で あるが、両手法で同じ断層破壊領域が得られるかどうかを確認することは重 要と考える。本検討では、S1999及びT2016のトリミング手法に基づいた断層 破壊領域の比較検討を行う。

**2. 異なるトリミング手法による断層破壊領域の比較**: T2016のトリミング 手法は走向あるいは傾斜方向のすべり変化(f)に対する自己相関関数に基づい て有効断層長さ(*W*_{AC}: effective length)を定義している。

$$W_{\rm AC} = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} (f * f) dx}{f * f|_{\rm x=0}}$$

本検討では、Somerville et al. (1999)とThingbaijam et al. (2017)で共通する米

国・南カリフォルニアで発生した内陸地殻内地震を選び、S1999とT2016のト リミング手法による断層破壊領域について検討した。さらに、日本国内で発 生した内陸地殻内地震の波形インバージョン結果をコンパイルした宮腰・他 (2015)のデータセットに対してThingbaijam et al. (2017)と共通する地震も検討 に加えた。なお、彼らはS1999によるトリミング手法を用いている。図1に S1999及びT2016の異なるトリミング手法から抽出された各地震の断層破壊領 域の比較を示す。いくつかの地震については、T2016に比べてS1999のトリミ ング手法から得られる断層破壊領域は若干小さい結果となっているが、ほと んどの地震においてどちらもほぼ等しい結果となっていることが確認できる。 すなわち、両手法ともに精度の高い断層破壊領域の推定が可能と考える。以 上から、内陸地殻内地震の震源スケーリング則を検討する上で、波形インバ ージョン解析の震源断層モデルに対するトリミング手法である S1999(Somerville et al., 1999)及びT2016 (Thingbaijam and Mai, 2016)は有効 と考える。

**謝辞**:本研究は平成30年度原子力施設等防災対策等委託費(内陸型地震による 地震動の評価手法の検討)事業の成果の一部を取りまとめたものである。



図1 Somerville et al. (1999) (横軸) 及びThingbaijam and Mai (2016) (縦軸) のトリミング手法から得られる断層破壊領域の比較。■: Somerville et al. (1999)の内陸地殻内地震 ●: 宮腰・他(2015)の内陸地殻内地震

## 経験的地震動特性を用いた広帯域地震動合成手法 の面展開

#岩城麻子·藤原広行(防災科研)

Interpolation of the broadband ground motion synthesis based on empirical ground motion characteristics #Asako Iwaki, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

#### 1. はじめに

広帯域地震動の新たな計算方法として,低周波数帯域(およそ1 Hz以下)での地 下構造モデル・震源モデルに基づく地震動数値シミュレーションが持つ情報を高周 波数帯域(およそ1 Hz以上)にも活かした広帯域地震動合成手法を提案している (岩城・藤原, 2013; Iwaki et al. 2016, BSSA).周波数帯域間の加速度エンベロー プの比の経験的特性(以下, envelope ratio function; ERF)を利用して,数値シミュ レーションで得られる低周波数地震動波形にERFを掛け合わせることにより高周波 数地震動波形を推定するというものである.この手法では観測記録に基づくERFを 観測点ごとに求めるため,観測記録のない地点での地震動計算,すなわち特定地 点に限らない面展開の方法が課題となっていたが,表層地盤パラメータや震源距離 を説明変数として回帰することによりERFを任意の地点で構築できる可能性がある (岩城・他, 2017).本発表では,関東地域の広帯域地震動予測への適用を目指し てERFの面展開方法を提案し,観測記録から直接得られたパラメータを用いる従来 の方法(Iwaki et al. 2016)との比較を行う.

#### 2. パラメータの回帰

南関東下のフィリピン海プレート境界で発生したと考えられる中規模地震(4.2  $\leq M_W \leq 5.1$ , 深さ35km未満)の地震記録(関東地域のK-NET, KiK-net地表記録)を用いてERFを求める. 観測加速度波形をオクターブ幅の周波数帯域(バンド)ごとにRMSエンベロープにして三つのパラメータで表現される図1の形にフィッティングし、時間領域で隣り合う周波数帯域間のエンベロープの比をとり、以下の3つのパラメータを各バンドで水平(2成分合成)・鉛直成分についてそれぞれ導出する. (1 $A_{n,n-1}$ : 隣り合うバンド間の振幅比 $a_n/a_{n-1}$ を理論震源スペクトル比で割ったもの (2 $b_0 - b_n$ :最低周波数バンドの強震継続時間 $b_0$ と各バンドの強震継続時間 $b_n$ の差 (3) $c_n$ : エンベロープの減衰特性を表す指数関数の肩 パラメータ $A_{n,n-1}$ は隣り合うバンド間のサイト増幅特性の比で近似されるため、表層 地盤増幅特性と相関の強い $V_{s30}$ (表層から30mの平均S波速度)による回帰モデル を作成する.  $A_{n,n-1}$ が高い感度を持つ地盤特性( $V_{s30}$ )を周波数ごとに表現するため、 滑らかな形状で中心にピークを持つ正規分布の確率密度関数にフィッティングした. ピーク位置に着目すると、高周波数ほど大きい $V_{s30}$ (固い地盤特性)に高い感度を 持つモデルとなった. パラメータ $b_0 - b_n$ は $A_{k,k-1}$ (k = 1, ..., n)で、パラメータ $c_n$ は震 源距離でそれぞれ回帰モデルを作成した.

同様の分析を茨城県沖の太平洋プレート境界の地震および関東下のスラブ内地 震についても行い、それぞれの特徴を比較した.地盤増幅特性で説明されるパラメ ータ $A_{n,n-1}$ は各観測点で地震タイプに依らず安定した値が得られた.一方、パラメー タ $b_0 - b_n$ は茨城県沖の地震で他のタイプの地震と比べて全帯域で値が有意に大き く、スラブ内地震では逆に値が小さい傾向が見られた.

#### 3. 広帯域地震動合成

各観測点で回帰モデルから得られるパラメータに基づいて広帯域地震動合成を 行い(モデル1とする),観測記録から直接得られたパラメータに基づいて計算され た広帯域地震動(モデル2とする)と比較した.地震本部(2016)のモデルに基づい て相模トラフの地震(大正型; Mw7.9)を対象として1 Hz以下の低周波数地震動を三 次元差分法で計算し,モデル1・2それぞれのERFを適用して広帯域地震動波形を 求めた.両者の波形は大局的には整合的であるが,観測点によってモデル間の差 異にばらつきが見られる. 今後,パラメータのばらつきと予測地震動波形のばらつき の関係性を整理するとともに,関東の詳細な地盤モデルを用いて面的な地震動を 計算する.

謝辞:本研究はJSPS科研費JP17K13000の助成を受けたものです.


# S14-P29

### 近年の液状化被害を踏まえた液状化発生率の検討

### # 先名重樹・小澤京子(防災科研)・杉本純也・山田和樹(損保料率機構)

Consideration of liquefaction occurrence rate based on liquefaction damage in recent years

# Shigeki Senna, Kyoko Ozawa(NIED), Junya Sugimoto, Kazuki Yamada(GIROJ)

#### 1. はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震では、東北地方から関東地方にかけての極めて広い地域で液状化が発生し¹⁾,2016 年熊本地震においても熊本市内や阿蘇市内において多数の液状化被害が確認された²⁾. 筆者らは、これまでに、近年の液状化が発生した地震での液状化発生率を検討し、地震動の継続時間の影響で東北地方太平洋沖地震と他の地震での液状化発生率の違いを説明できることを示した³⁾.しかしながら、250m メッシュの微地形区分を基本とした既往の液状化しやすさに基づくグループ分けや、地域性考慮のための地域区分方法では、全国的な液状化ハザードマップの作成は難しく、まだ検討の余地が残っている。本研究では、地形および標高データ等を用いたより詳細な地域区分や微地形区分のグループ分け、および、液状化の面積率等の設定を行い、液状化発生率予測式の高精度化に関する検討を行った.

#### 2. 収集・整備したデータ

本検討のために収集した液状化地点データは、主に筆者らが現地調査お よび航空写真画像による 2011 年東北地方太平洋沖地震と 2016 年熊本地震 の液状化地点の読み取り方法を参考に、地震発生直後の国土地理院等の高 解像度画像から噴砂地点の再読み取りを行った. そのデータに基づき、こ れまで作成整備してきた約 250m メッシュ単位のデータセットだけでなく、 約 50m,および約 25m メッシュ単位の詳細なデータセットも作成した. さら に以下のデータも合わせて整備した.

 10mDEM データに基づく各メッシュサイズ(250m,50m,25m)の平均標 高・平均勾配・比高データ.

② 土地利用区分データに基づく各メッシュサイズの地形区分データ 上記のデータに基づいて、各データと液状化地点の関係性より、液状化発

#### 生率および面積率の検討を行った.

#### 3. 液状化発生率および面積率の検討

液状化発生率については、2011年東北地方太平洋沖地震と2016年熊本地 震の液状化発生率のデータを合算し、微地形区分毎に計測震度と最大速度 のフラジリティを、最小二乗法および最尤法にて計算した上で、微地形区 分をグループ化するために、クラスター解析を行った.その結果、既往研 究による液状化の発生しやすさに基づき分類された微地形グループ^{4),5)}とは 異なる、新たな4つのグループにまとめることが出来た.

また、各グループについては、各メッシュの平均標高、平均勾配、比高の データ等との比較により、グループ細分化の可否について検討した。検討 の結果、どの微地形区分においても液状化発生率は比高との相関性が極め て高く、前述の4つのグループをさらに細分化できる可能性が高いことが 分かった。液状化面積率については、25mメッシュを最小単位として、メ ッシュ内に1か所でも噴砂があれば、そのメッシュ全体が液状化している と見なすこととした。面積率については、すべての微地形区分において計 測震度や最大速度との間に明確な相関性が見られなかったため、微地形区 分毎に面積率の平均値を算出した。本研究では、簡便のため、上記に示し た液状化発生率と液状化面積率を掛けることで最終的な液状化発生率とし てまとめた。

### 4. まとめ (今後の予定)

本研究で検討した液状化発生率計算式(フラジリティー)は、今後、建 物被害分布データとの比較等を行い、結果の妥当性を検証する予定である. <謝辞>

.本研究の一部は地震保険調査研究費による調査研究事業の一環として実施した。解析の一部については、株式会社造計画研究所の橋本光史氏、落合努氏にご協力いただいた。関係各位に謝意を表します。

<参考文献>

- 1) 若松加寿江,先名重樹,小澤京子:2011年東北地方太平洋沖地震による液状化発生の特 性、日本地震工学会論文集第17巻、第1号、 pp.43-62 (2017.2)
- 2) 若松加寿江,先名重樹,小澤京子:平成28年(2016年)熊本地震による液状化発生の 特性、日本地震工学会論文集 第17巻、第4号、 pp.81-100 (2017.8)
- 3) 先名重樹, 松岡昌志, 若松加寿, 翠川三郎: 液状化発生率におよぼす強震動の継続時間 と地域性の影響、日本地震工学会論文集 第18巻、第2号、pp.82-pp.94(2018.5)
- 4) 松岡昌志,若松加寿江,橋本光史:地形・地盤分類 250m メッシュマップに基づく液状 化危険度の推定手法,日本地震工学会論文集,第11巻,第2号,pp.20-pp.39(2011.5).
- 5) 損害保険料率算出機構:微地形区分データを用いた広域の液状化発生予測手法に関する 研究,地震保険研究, No15, (2008.6).

### S14 - P30

### 山形県中山町と寒河江市の震動特性(その2)

#長谷見晶子*1·本田文成(東北大理)·野田恭介(地質計測(株)) ・鈴木鷹也・鴇田丈洋(山形大理)*2・先名重樹(防災科研)

Site amplification characteristics in Nakayama and Sagae, Yamagata Prefecture (Part 2)

#Akiko Hasemi, Fuminari Honda(Tohoku Univ.), Kyosuke Noda (Chishitsu-keisoku Co., Ltd.), Takaya Suzuki, Takehiro Tokita (Yamagata Univ.), Shigeki Senna(NIED)

山形県中山町は周辺地域と比較して震度が1程度大きく観測される傾向が ある。震度計設置点以外の中山町の地盤増幅率はどのようなものかを知るた めに、中山町の3カ所、隣接する寒河江市の4カ所で地震観測を行った。観測 点の間隔は中山町内、寒河江市内で1~2km、中山町と寒河江市との間は 5km程度である。S波到着から30秒後までの1Hz、2Hzの増幅率を調べた結果、 全体として中山町のほうが寒河江市よりも大きいこと、微地形区分が同じでも 中山町のほうが平均で2倍程度大きいことが分かった。震度計が置かれている 中山町役場は寒河江市役所の5.4倍(1Hz)、4.3倍(2Hz)であった(表1)。今 回は、震源の位置による地盤増幅率の変化、時間経過による振幅の変化につ いて報告する。また、地盤増幅率と地盤構造との関係を考察する。

観測にはLBS3(クローバテック社製、固有周期1秒、速度計)を使用し、サン プリング間隔100Hzで連続波形を記録した。観測期間は2017年7月末~2017 年11月末である。秋田県内陸南部、宮城県沖、福島県沖、福島・茨城県境沖、 観測地域の西方約30kmで起きた17個の地震を解析した。S波到着後0~5秒、 0~10秒、10~20秒、20~30秒の水平動トランスバース成分の波形をFFTし、得 られたスペクトルを平滑化した。陵南中学校(寒河江市)に対するスペクトル比 を取ることで各観測点の相対的な地盤増幅率を算出した。0.5Hz, 1Hz、2Hzの 増幅率をみると、中山町の方が寒河江市より大きい。観測地域の西方約30km で起きた地震を除き、震源位置による増幅率の違いはみられなかった。西方 約30kmの地震では中山町の観測点でも増幅率が小さい。このような違いが生 じる原因は現在のところわからない。

時間経過による振幅スペクトルの増減を0.5Hz、1Hz、2Hzについて調べた。 0~5秒の振幅に対する0~10秒の振幅の比を求め、17個の地震を平均すると、

すべての観測点で0~10秒の振幅のほうが大きく、中山町役場で最も大きかっ た(表1)。10~20秒の振幅が0~10秒より20~30パーセント増えている観測点 が3点、同程度の観測点が4点だった。20~30秒の振幅は10~20秒と同程度 かやや減少していた。

中山町役場と寒河江市役所では微動アレイ探査が実施されている(Senna et al., JDR2013)。その結果によると、中山町役場の工学基盤の深さは33m、 寒河江市役所は工学基盤上にある。寒河江市役所に対する中山町役場のス ペクトル比をみると、3Hz付近まで大きく、それ以上の周波数で急に減少する。 比が最も大きいのは1Hz付近で、3Hz付近にもピークが見られる。探査で得ら れた構造を使って中山町役場の増幅スペクトルを計算すると、1Hz、3Hzにピ ークがあり、観測結果と調和的である。

今後は各観測点付近のボーリング資料を収集して地盤増幅率との関係を検 討する。

観測点	微地形区分 注1	表層地盤増 幅率 注1	1Hzの増幅率 注2	1Hzの振幅スペ クトル比 注3
豊田小学校	砂礫質台地	0.8	$1.8 (\pm 0.1)$	1.8
中山中学校	扇状地	1.2	$3.0 (\pm 0.2)$	1.8
中山町役場	自然堤防	1.5	5.4 $(\pm 0.3)$	2.4
陵南中学校	砂礫質台地	1	1	1.9
寒河江市役所	砂礫質台地	1	$1.1 \ (\pm 0.1)$	1.8
西根小学校	扇状地	1.2	1.4 $(\pm 0.1)$	1.9
浄化センター	後背湿地	2	$1.8 (\pm 0.1)$	1.9
	中山町		寒河江市	

表1 観測点の微地形区分、増幅率。微地形区分が同じ観測点を同色で塗っ てあろ

| 寒 川 江 巾

注1 J-SHIS による

注2 陵南中学校を基準。0-10s, 10-20s, 20-30sの平均。

注3 0-5s に対する 0-10s の比

*1 地震・噴火予知研究観測センター 客員研究員

*² 現在の所属 ユニアデックス(株) UNIADEX Ltd.

# S14-P31

### DONETによる海底強震動観測

#中村武史·高橋成実(防災科研)·鈴木健介(海洋機構)

# Ocean-bottom strong-motion observations by the DONET real-time monitoring system

### #Takeshi Nakamura, Narumi Takahashi (NIED), Kensuke Suzuki (JAMSTEC)

海域におけるリアルタイム海底地震計の設置は、海域からの地震波の早期検知 や、震源決定および断層すべりなどの解析の精度向上に有効である。本研究では、 南海トラフに設置された地震・津波観測監視システム(DONET)での強震時の波 形の特徴について、DONETに接続された孔内観測点(KMDB1)および陸上観測 点(K-NET)の波形と比較しながら紹介する。

2016年4月1日三重県南東沖において、M_{JMA} 6.5の中規模地震が発生した。震源の直上に位置するDONETの強震計では、3成分合成で最大926 galの加速度を観測した(図1(a))。観測された加速度波形は、低速度層である堆積層の影響を強く受けて増幅し、一部の観測点では地盤変形もしくはセンサーヒステリシスによると思われる加速度オフセットの混入が確認された。混入が確認された複数の加速度波形について調べたところ、加速度オフセットは、最大加速度にほぼ比例した傾向が見られた(図1(b))。海底下約900 mの堆積層内に設置され、DONETに接続された孔内観測点では、これらの特徴を持つ波形成分は見られなかった(Nakamura et al., 2018)。

DONETの強震観測点における周期6秒程度までの変位振幅値について調べたところ、堆積層による増幅および加速度オフセットの影響により、距離減衰式(清本・他,2010)から予想される振幅値と比べて最大43倍増幅していることがわかった(図1(c))。これは、M_{JMA}に換算すると、カタログ値M_{JMA}6.5と比べて1.87程度の値の差異に相当する。DONETの全強震観測点の変位振幅値からM_{JMA}に換算したところ、平均値7.07 ± 0.42となり、カタログ値と比べて全体的に0.57程度の過大値であることが分かった。一方、震央距離200 km以内のK-NETの観測点データを使って同様の解析を行うと、6.36 ± 0.24となった。平均値とカタログ値との差異および標準偏差ともに、海底観測点で大きく、海底観測点のみのデータからマグニチュードやすべり量などの震源に関する解析を行うと、過大かつ不安定な結果となることが予想される。このような問題を回避するためには、堆積層による増幅

や加速度オフセットの影響を補正もしくは抑制する処理の検討が今後必要であると言える。



### 参考文献

Nakamura, T., N. Takahashi, and K. Suzuki, Ocean-bottom strong-motion observations in the Nankai Trough by the DONET real-time monitoring system, Marine Tech. Soc. J., 52(3), 100-108, 2018. doi: 10.4031/MTSJ.52.3.13

### S14-P32

## 準リアルタイム連続データを利用した地震観測情報 伝達システムの構築 #赤澤隆士(地盤研)

Construction of seismic observation information transmitting system using quasi-real-time continuous data #Takashi Akazawa (GRI)

関西一円で強震観測を実施している関西地震観測研究協議会(関震協)は、 2011年までに、連続観測および観測データのリアルタイム伝送を可能とする リアルタイム連続強震観測網を構築した(赤澤・他(2013))。本検討では、同 観測網で得られた地震観測情報の迅速な伝達を可能とするシステムの構築を目 指して、まずそのプロトタイプを作成し(赤澤(2014))、試験運用とシステム の安定稼動のための改良を経て、2018年6月9日に本運用を開始した。そして、 本運用開始から数日後に、大阪府北部を震源とする地震(M_J6.1)を迎えた。

本システムの機能は、「地震波形データの抽出」と「地震観測情報の配信」、 「地震波形データの頒布」に大別される。「地震波形データの抽出」では、全 観測点の準リアルタイム連続データ(サーバに1分毎に保存されるデータ)を 1分毎に順次読み込み、地震波形データを自動的に抽出する。観測点毎のトリ ガー判定には、STA/LTA比と観測波形データ値を併用する。前者は近地で発 生した小地震による、後者は遠地で発生した大地震による波形の抽出に、特に 有効である。判定に利用するしきい値は、できるだけ多くの地震が捉えられる よう、観測点や成分毎に適切に与えている。また、ノイズによる誤トリガーを 避けるために、2成分以上が観測波形データ値のしきい値を超えた場合にトリ ガーしたと判定する、10秒以内に2観測点以上でトリガーしたと判定された場 合に波形データの抽出処理を開始する、等の対策を施している。抽出処理は、 全観測点を対象に実施される。これにより、地震動が確認できるにも関わらず トリガーしなかった観測点の地震波形データも、確実に抽出できる。全観測点 でトリガー前の振幅レベルと同程度になったと判定されると、抽出処理は終了 する。「地震観測情報の配信」では、抽出された地震波形データを利用して、 関震協メンバーにe-mailで全観測点の地震観測情報(震度階および計測震度, 最大速度,時刻歴波形図)を配信すると共に, 関震協のホームページ (http://www.ceorka.org/) で各観測点の震度階をプロットした地図を一般向け に公開する。e-mailの配信は、抽出処理を開始してから地震動が収束したと判 定されるまで,設定時間毎(抽出処理の開始から約1,2,5,10,20,30,60分後)に配信される。一方,ホームページ上の震度マップは,抽出処理を開始してから地震動が収束したと判定されるまで,毎分更新される。図1に,2018年6月18日7時58分に発生した大阪府北部を震源とする地震(M_J6.1)時に,e-mailで配信された時刻歴波形図の一例を示す。「地震波形データの頒布」では,抽出された地震波形データのファイルをWebサイトにアップロードする。関震協メンバーは,Webサイトにアクセスすることで,ファイルをダウンロードして地震波形データを利用することができる。アップロードされるファイルは,抽出処理を開始してから地震動が収束したと判定されるまで,毎分更新される。 **謝**辞 本研究では,関震協による地震観測記録を使用しました。また,システムの検証にあたり,関震協メンバーの皆様に多くのご意見を頂きました。記して感謝いたします。 参考文献 赤澤・他,2013,日本地震工学会論文集,13(4),55-67.赤澤,2014,日本地震学会講演予稿集2014年度秋季大会,S15-P03.

57:0.00 ) 0	Time(sec) 60	120 (	7 :57:0.00 )	Time(sec) 60	120	18
		1.686 (cm/s)				1.686 (cm/s
90 91		11.274(cm/s)	MOT			11.774(cm/s
M0		12.609(cm/s)			halfed in a source	17.609(cm/s
ИА ————————————————————————————————————		18.149(cm/s)			Julie even a service a ser	18.149(cm/s
RG		1,999 (cm/s)	MRC		initial model have on the other	7.999 (cm/s
TT		13.941 (cm/s)	110		poper services and the service of th	13.911 <cm s<="" td=""></cm>
an a	in the state of the second	0.002 (cm/s)	The second s	Musimula a	addinates a constant	0.002 <cm s<="" td=""></cm>
ning	a standard for the standard st	7.424 (cm/s)	CVIN	A DESCRIPTION OF THE OWNER OF THE		7.424 (cm/s
RO .		4.722 (cm/s)	3NII			4.722 (cm/s
		1.293 (cm/s)	GBN		- has	1.293 (cm/s
M3		0.061 (001/1)	KMD		hearing	0.768 (cm/s
M2		4.656 (00/5)			here and here and	4.656 (cm/s
NZ		2.591 (cm/s)	MIZ			2.591 <cm s<="" td=""></cm>
6U		3.1152 (cm/s)	00U		ANAL AS ANALS AND	3.152 (cm/s
eu		26.554 (cm/s)	CDV	ki	alled a halo and a look of	26.554 (cm/s
TE		11.573(cm/s)	SRK	Ĩ		11.573(cm/s
MB		5.064 (cm/s)	VND	4	History	5.044 (cm/s
R0		91617 (gm/s)			here a free from the second	9.617 (cm/s
SB		1.2305, (cm/s)			latan Johnson or an	1.285 <cm s<="" td=""></cm>
98 ME		1.084 (cm./sp	TME		Provident Matter	1.084 <cm s<="" td=""></cm>
TP		5.365 (cm/s)			Alfalilandarila.	5.365 (cm/s
TC		P.361 (cm/s)				2.361 <cm s<="" td=""></cm>
10		9,509 (cm/s)	010			9.509 (cm/s

#### 抽出処理の開始から約1分後 (地震発生から約1分後)に配信

図1 2018年6月18日7時58分に発生した大阪府北部を震源とする地震 (M_J6.1)時にe-mailで配信された時刻歴波形図(いずれも東西成分)。TYN 観測点は地震発生直後に停電したため、波形が途中で途切れている。

抽出処理の開始から約2分後

(地震発生から約2分後)に配信

## S17-P01

### 高校生と連携した地震防災への取組み

#### 岡本拓夫(福井高専)

Disaster Prevention for Earthquake with the Students of SSH (High school).

#### Takuo OKAMOTO ( FNCT )

We have been teaching the studies in Super Science High School Program from 2010. So, students of high school will get the high motivation to disaster prevention at the city in Fukui prefecture from the their results in SSH. For examples, they lectured the active fault research result in front of the "Echizensi Bousaisi no Kai", 07/23, 2017 and 07/22, 2018.

#### 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が発生している.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.藤島高校や武生高校(SSH指定校)のSSH研究では,福井平野東縁断層帯の地下構造や鯖江断層の詳細を,独自の地震観測網のデータを用いて継続的に調べ(岡本他の指導),結果を,SSH発表会や地球惑星連合大会の高校生の部門で発表している.これらの結果を市民の前で本人達が説明(figure)することにより,各地域における特徴的な震害に対する防災対策や自主防災組織の編成に関して,各住民の防災へのモチベーションの向上に繋がっていく可能性を見出せたので,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、エクセルを用いて、処理している.海抜高度に関しては自治体より頂き、使用し た.研究結果を学校防災アドバイザーとしてや各市町村において、希望にそった形式 でアドバイスに利用している.他に、出前授業の要請に対応して、SSHの授業の一環 として取り組んでいる(越前市防災士の会の前で発表).参考の震源としては、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、福井平野東縁断層帯に帯状に拡がる活動は、詳細を見ると地震 群が塊状に並んでいることが分かった.断層帯では、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、研究結果として報告された(地球惑星科学連合大 会).現在,詳細な解析を継続中である.小・中・高等学校で防災のアドバイスを行 う際,起震断層の一つとして福井地震断層を想定するので,結果がさらに高校生達の 研究の励みとなる.一昨年度より,鯖江断層の南限の解析を武生高校のSSHの研究指 導を始めたので,丹南地区での自治体,学校防災アドバイス,出前授業も念頭に置い て取り入れていくことを考えている.高校生達の研究紹介は,地域の方の意識向上に つながり、子供達の防災や地学への興味のきっかけにもなる.講演では,高校生達に よる防災士の研修会での発表による貢献の様子を,主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(元 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.



### S17-P02

# 学校における当事者意識の醸成をねらった

### 地震減災教育の実践とその効果について

#城 大·伊東明彦(宇都宮大教育)

### The effect of earthquake disaster mitigation program aiming to foster a sense of ownership in school

#### #Masaru Shiro, Akihiko Ito (Utsunomiya Univ.)

#### 1. はじめに

2011年3月に発生した東日本大震災が与えた衝撃は大きく、学校現場においても、改めて学校防災の在り方を考え直し、災害に対して「主体的に行動する態度」の育成が求められている.この「主体的に行動する態度」の育成においては、災害が人他人事ではないという考え、つまり、当事者意識の醸成が必要不可欠である.

一方,学校現場では防災・減災教育に関して,「何をどう教えたら良いか分からない」,「防災教育に割く時間がない」,「保護者や地域との連携がとりにくい」,「生徒が意欲的でない」などの問題が散在しており,「主体的に行動する態度」,「当事者意識」の育成に四苦八苦している.

本研究では、宇都宮市内の学校現場に密着した実践的なアプローチから、 有用かつ持続可能な減災教育の検討をしている.本報では、宇都宮市内の公 立中学校での教育実践とその効果について述べる.

#### 2. 実践内容

宇都宮市立 K 中学校の協力を得て 2017 年 12 月,考案した減災教育を実践 した.実践内容を図 1 に示す.プログラムの核は,京都大学防災研究所の矢 守克也氏らが開発した災害対応カードゲーム「クロスロード」である.これ を活用して,生徒たちが,地震災害対応や命を守ることを自らの問題として 捉え,主体的に減災に取り組もうという意識の啓発を目的とした.

今回は避難訓練の時間を活用した実践のため、プログラム序盤では、事前告知せ

ずに緊急地震速報を鳴動させ、教室内で身を守る行動をとる訓練を導入した.

次に, クラス内での意見交換を実施した. 議題はクロスロードにあるようなジレンマ シーンであり, 学年ごとに議題を設定した. 生徒たちは自分自身でその状況を考え, 行動 (YESかNO)を選択し, 挙手にて意思表示をした. その後, どうしてその行動を 選択したか, 意見交換を行った.

次に,体育館へ全校生徒が移動し,各クラスで出た意見を共有した.また,宿題として,ワークシートを持ち帰り,家族と意見交換するという課題を与えた.

#### 3. 効果の検討

教育実践の効果を,事前アンケート,事後アンケートにより評価した.アンケートは 地震災害に対する主体的な意識や当事者意識に関する項目(計30項目)で構成さ れており,全て4件法により回答を得た.

事前アンケートと事後アンケートを比較した結果,30項目中27項目において,ポジ ティブな回答が増加した.残り3項目のうち2項目は,もともとポジティブな回答が8割 を超えていたため,大きな変化はなかった.残り1項目は,今回の実践で不足してい た面が反映された結果であった.

今後さらに、半年後アンケートの結果を用いて、どれほど主体的な減災意識が維持されているか、あるいは行動に移しているか、有意差の検定も含め評価していく 予定である.



### 2011年東北沖地震後の粘弾性緩和と余効すべりに

よる2016年茨城県北部地震に対する応力載荷 #橋間昭徳・佐藤比呂志(東大地震研)・Andrew M. Freed(パーデュ ー大学)・Thorsten W. Becker (テキサス大学)

Effects of viscoelastic relaxation and afterslip following the 2011 Tohoku-oki earthquake, Japan, on the 2016 North Ibaraki Earthquake

#Akinori Hashima, Hiroshi Sato (ERI, Univ. Tokyo), Thorsten W. Becker (Texas Univ.), Andrew M. Freed (Purdue Univ.)

#### 1. はじめに

2011 年東北沖地震は東日本の広域にわたり地震活動を変化させた。茨城県 北部においては、東北沖地震後に正断層型の地震が増加し、2011年3月19日 と2016年12月28日に~M6の地震が発生した。これらの地震は、小林(2017, JpGU)、福島ほか(2017, JpGU)、内出ほか(2017, 日本地震学会)によって 同じ断層における破壊の繰り返しであることが指摘されている。東北沖地震 後の5年間における応力載荷-断層破壊の過程をモデリングすることは、地 震発生の予測を行う上で重要である。

著者らはこれまでの研究で、日本列島域の有限要素モデルを構築し、東北 沖地震後の3年間の積算地殻変動データを拘束条件として、日本列島下の粘 性構造と積算余効すべり分布を得た(Freed et al., 2017)。得られた粘性構造 は陸側の深さ150-300 kmに低粘性の領域がある一方、沈み込むプレートの下 半にも低粘性層が存在することを示した。本発表では、このモデルに基づい て、2016年茨城県北部地震における応力の時間変化を見積もった。

#### 2. 応力計算

Freed et al. (2017)では、粘弾性緩和による変位の計算と余効すべりによる 変位の計算を、内部の形状がほぼ同じ 2 つの有限要素モデルを用いて別個に 計算していた。これらのモデルを応力計算に適用するために、本発表では以 下の修正を行う。まず、応力は弾性定数にも依存するので、2つのモデルの弾 性構造を統一しそれに合わせて粘性構造も変化させた。また、余効すべり分 布に関しては、すべりインバージョンにおけるすべり領域の境界付近での人 為的なすべりが深部の応力場に影響を与えるので、これらのすべりを最小限 に抑えるように再計算を行った。また、余効すべりは減衰時間が 3 年として 指数関数状の減衰をすると仮定した。以上の操作では、Freed et al. (2007)が 求めた粘性構造、余効すべり、計算した余効変動の基本的な特徴に変更はな かった(Becker et al. 投稿中)。

茨城県北部地震の震源断層に対する応力の時間変化を計算するために、断層面の走向・傾斜とすべり角は Hi-net のメカニズム解による二つの節面のうち余震分布に整合的な面をとり、茨城県北部地震は走向 170.1°、傾斜 62.8°、すべり角-73.6°とした。

#### 3. 結果

まず、東北沖地震による広域的な応力変化をみると、剪断応力増加の領域 は地震後も時間とともに西方に広がることがわかる。しかし南方にあたる茨 城県北部地震の震源での増加はそれほど顕著ではない。計算した応力の東西 成分に着目すると、東北沖地震の地震時に 0.64 MPa 増加し、その後の 5 年間 で 0.08 MPa 増加する。これは地表の GPS 観測データによる歪の時間変化と 調和的である。東北沖地震後の応力増加の要因としては、粘弾性緩和の効果 では 0.13 MPa 減少する一方、余効すべりの効果で 0.21 MPa 増加となる。

断層面上の応力に換算すると、法線応力が 0.06 MPa 増加し、剪断応力は 0.01 MPa 減少する。クーロン破壊応力は見かけの摩擦係数が 0.4 のときに 0.01 MPa、0.7 のときに 0.03 MPa となり促進的である。しかし、これらの値 は一般的な地震の応力降下量と比べると非常にわずかな量である。2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震など、東北沖地震以外の周囲の地震の影響も今 後検討する必要がある。

非線形粘弾性を考慮した2011年東北地方太平洋沖

地震の初期余効変動のモデル化の試み

#飯沼卓史·縣 亮一郎·堀 高峰(JAMSTEC)·太田雄策·日野亮太 (東北大理)

Modelling of the early postseismic deformation of the 2011 Tohoku-oki Earthquake taking non-linear rheology into account

#Takeshi linuma, Ryoichiro Agata, Takane Hori (JAMSTEC), Yusaku Ohta, and Ryota Hino (Tohoku Univ.)

測地学・地震学的データに基づき、これまで数多くの2011年東北地方太平洋沖 地震(以下,東北沖地震)の地震時すべり分布が推定されてきた(例えば, Ide et al., 2011, Simons et al., 2011, Ozawa et al., 2011, Iinuma et al., 2012など). さらに, こうした地震時すべり分布を用いて、粘弾性変形の寄与を仮定したレオロジー構造 モデルから求めるなどしたうえで、余効すべり分布の推定を行う試みもなされてきた (例えば, Johnson et al., 2012, Diao et al., 2014, Yamagiwa et al., 2015, Iinuma et al., 2016など). 余効変動に関するこの7年余りの研究は, 東北沖地震後の海陸 の地殻変動データを説明するためには、太平洋プレート下に低粘性領域が必要で あることを示している(Sun et al., 2014, Freed et al., 2017, Suito, 2017). この太平 洋プレート下の低粘性領域は常在するものではなく, 地震時の非常に大きな応力擾 乱による非線形的挙動を捉えている可能性があることが数値計算シミュレーションか ら示されている(縣・他, 2018, JpGU, 武藤・他, 2018, JpGU). この非線形粘弾性の 効果は地震直後ほど大きいことが想定されるが、これまで地震時すべり分布を推定 するのに用いられてきた測地学的データは、大抵の場合、日座標値時系列を基に 推定された地震時変位であり、初期余効変動を含んでしまっていると考えられる. そ こで本研究では、キネマティックPPP解析に基づくGEONET観測点における1秒サン プリングの変位時系列データと、海底圧力観測から得られた海底上下変位時系列 を用いて,余効変動成分をなるべく含まない「純地震時変位」を推定し(図参照)、こ れと地震後1日以内の変位時系列に基づいて、地震時すべり分布並びに粘性パラ メターの拘束を試みる. 推定した「純地震時変位」を日座標値から求めた地震時変 位から差し引いてみると、余震による変位以外に、広域での沈降及び海溝向きの変

位が残り、本震直後から粘弾性変形が生じていることが示唆される.現在、プレート 境界面や地表面の形状や、大局的な構造・温度の不均質を考慮に入れた三次元 有限要素法に基づくグリーン関数を計算中であり、大会当日にはこれを用いた地震 時すべり分布並びに初期余効変動に関する解析結果について報告する.



図 2011年東北地方太平洋沖地震の地震時変位分布.左に水平成分,右に上下 成分について示す.上段のパネルには日座標値時系列から推定された地震時変 位(A)及びキネマティックPPP及び海底圧力時系列から推定された「純地震時変位」 (B)の両方をプロットしてある.下段は(A)-(B),すなわち,地震後1日間の初期 余効変動に相当する変位及び余震に伴う変位を示している.

### 2011年東北地方太平洋沖地震前後の海底地形変動分布

#富士原敏也,小平秀一,藤江剛,海宝由佳,金松敏也,笠谷貴史,中村恭之, 野徹雄,佐藤壮,高橋努 (JAMSTEC),高橋成実 (NIED/JAMSTEC),金田義行 (Kagawa U./JAMSTEC), A.K. Bachmann, C. dos Santos Ferreira, G. Wefer (MARUM), M. Strasser (U. Innsbruck), T. Sun (Penn. State U.)

# Regional distribution of seafloor displacement before and after the 2011 Tohoku-oki earthquake

# T. Fujiwara, S. Kodaira, G. Fujie, Y. Kaiho, T. Kanamatsu, T. Kasaya,
Y. Nakamura, T. No, T. Sato, T. Takahashi (JAMSTEC), N. Takahashi (NIED/JAMSTEC), Y. Kaneda (Kagawa U./JAMSTEC), A.K. Bachmann,
C. dos Santos Ferreira, G. Wefer (MARUM), M. Strasser (U. Innsbruck), T.
Sun (Penn. State U.)

2011年3月11日東北地方太平洋沖地震後より、我々は東北沖でマルチナロ ービーム音響測深海底地形調査を行ってきた。地震後の調査測線は日本海溝 を跨いだ既存調査と同一測線をとり、地震前後データを比較することにより、 海底地形の変動を調べた。地震前の調査は、JAMSTEC調査船「かいれい」 「よこすか」「みらい」により行われてきた。地震後の調査は、前述の JAMSTEC調査船およびドイツの調査船「ゾンネ」により行われた。現在ま でに、福島沖から三陸沖までの海溝軸近傍地域の海底地形変動分布を調べた。

解析結果には鉛直方向に数m、水平方向には20m程度の不確定さがあると 思われるものの[e.g. Fujiwara et al., MGR 2015]、東北地方太平洋沖地震が 巨大地震であるが故に非常に大きい海底地形変動が検出された。38°05'Nで 海溝軸と交差する震源に近い宮城沖測線の海底地形を比較した結果、海溝軸 に至るまで陸側斜面地形が上昇していることがわかった[Fujiwara et al., Science 2011]。これはプレート境界に沿った断層破壊が海溝軸まで達し、 海底を隆起させたことを示している。海溝軸から陸側へ約40 kmにある斜面 の傾斜変換地点までの範囲の陸側斜面最外側部では特に上昇しており、海側 斜面に対して平均10m以上高くなっている。陸側斜面最外側部は比較的に 急斜面であり、斜面での水平変動が正味の隆起に追加の海底上昇効果を引き 起こしたもので、海溝軸沿いに続く急斜面域の地形変動が短波長で大振幅の 津波発生に寄与した可能性があると考えられる。地震前後の海底地形の水平 ずれを見積もることによって、東南東、海溝軸方向に約60 mの断層すべり が推定された[Sun et al., Nat. Commun. 2017]。

この宮城沖測線の海溝軸底では高低差±50 mの凹と凸の局所的地形変化が 現れた。この地形変化は、海底面まで達した地震断層とその主断層から分岐 した逆断層運動が地殻を変形させたことにより形成されたと解釈される [Kodaira et al., Nat. Geosci. 2012; Strasser et al., Geology 2013]。この地 形・地殻変形構造の拡がりは、海溝軸横断方向に約3 km、海溝軸沿いの方 向には約13 kmの範囲に収まる。他の海溝軸底には、この測線上で見られた ような明瞭な海底地形の変形構造は、現在までの調査では見られていない。

38°05'N測線から約50 km北の宮城沖38°35'Nで海溝軸と交差する測線の結 果もまた、海溝軸まで陸側斜面地形が浅くなっており、プレート境界断層の すべりが海溝軸まで達したと考えられる。しかしながら、変動量は38°05'N 測線に比べて小さく、この地域の地震時変動が比較的小さいことが海底地形 観測から示唆される。38°05'N測線から約100 km北の39°05'Nで海溝軸と交 差する三陸沖測線、38°05'N測線から約100 km市の37°25'Nで海溝軸と交差す る福島沖測線では、38°35'N測線よりもさらに海底地形変動は小さい。また、 海溝軸を明瞭な境界とする地形変化はなかった。したがって、プレート境界 に沿った断層すべりが海溝軸まで達した範囲は、39°05'N以南から37°25'N 以北の間と考えられる。

三陸沿岸で最大となる津波波高を説明するため津波波源が想定されており、 1896年明治三陸津波の波源域でもある三陸沖で、39°10'N、39°20'N、39°30'N で海溝軸を横断する3測線を調べた。局所的に非常に大きな地形上昇や非常 に大きな地すべり地形などは見つからず、上下変動量は数m以内で、海溝に 直交方向の水平変動量は20 m以下であった。推定される誤差幅から鑑みて、 これらの測線では地形変動の大きさを的確に評価することが難しいと思われ るが、3測線に共通して海溝陸側斜面において相似的な海底地形の相対高低 差が見られる。地形の斜面効果を含んで3~5 m程度、海溝軸から約20 km幅 の下部斜面が上昇して、それより陸側の中部斜面、中部斜面平坦面は下降し た地形変動が示唆される[Fujiwara et al., GRL 2017]。この規模の海底地形 変動が海溝軸付近に沿って一定距離続くことが津波波源なのかもしれない。

本研究では、地震前の海底地形データの品質が不十分であることが問題で あった。当時は海底地形変動の検出を調査目的として想定していなかったた めである。今後、その時の技術で成し得る限りで高分解能・高精度海底地形 データを継続して取得していくことは、変動域における海底地形研究にとっ て重要なことと思われる。

# 非定常地殻変動の把握を目指した A-0-A 方式による 海底水圧計ドリフト成分補正の試み #西間木佑衣・太田雄策・日野亮太・鈴木秀市・佐藤真樹子 (東北大理)・ 梶川宏明・小畠時彦 (産総研)

Trial of long-term OBP drift correction for the detection of unsteady crustal deformation using A-0-A approach

#Yui Nishimagi, Yusaku Ohta, Ryota Hino, Syuichi Suzuki, Makiko Sato (Tohoku Univ.)

Hiroaki Kajikawa, Tokihiko Kobata (AIST)

海底水圧計 (OBP) による海底圧力観測は、上下地殻変動を連続的に観測可能で あり、プレート境界における非定常地殻変動等の理解を進める上できわめて重要な観 測手法である.一方、OBP で得られる圧力データには機器特有のドリフト成分が含まれ、 非定常な地殻変動成分を抽出する際の大きな障害となっている.そのため、それら機器 ドリフトの客観的な把握およびその除去は重要な課題である.これらの背景より、東北大 学と産業技術総合研究所では、2016 年から OBP の長期ドリフトを室内実験から定量的 に把握することを目的とした、共同研究を実施している.

OBPの長期ドリフトの補正手法はいくつか提案されている. Kajikawa et al. (2014) は, 長期ドリフトがゼロ点(圧力の印加がない状態での出力)でのドリフト実測値より把握でき る可能性を示した.以下,同手法を A-O-A 方式と呼ぶ.この特性を活用することで,仮 に海底での圧力観測中に並行してゼロ点のドリフトを定期的に計測することができれば, 水圧観測データに含まれるドリフトの除去が実現できる可能性がある.一方で,複数の OBP センサーにおいて印加時のドリフト特性とゼロ点におけるドリフト特性がどの程度一 致するかについての先行研究は少ない.そのため本研究では A-O-A 方式による OBP センサードリフトの除去の可能性について,複数のセンサーを用いて検証を行った.

使用したセンサーは Paroscientific 社製のもので、S/N: 86529, 113928, 113933, 115380の4台(いずれも70MPaフルスケール)を用いた. S/N: 86529および113928には40MPa(4000mの水深に相当)を、S/N:113933および115380には70MPaの圧力を、

長期継続して印加し,定期的に産総研計量標準センター所有の重錘形圧力天びんに よって正確な圧力を印加することで高圧印加状態での校正値を得た.高圧印加状態で の測定後に短時間 (20分),センサーを大気圧に解放することでゼロ点での校正値を 得た.高圧印加時とゼロ点時それぞれで得られた計測値の時系列を比較することで A-0-A 方式によるドリフト軽減の効果を検証した.

図1に70MPaを印加した S/N:113933 および 115380 のドリフト時系列および A-0-A 方式によるドリフト除去後の時系列を示す.両センサーとも印加時とゼロ点時のドリフト 特性は概ね一致するものの,その残差時系列には明瞭なトレンドが確認され,S/N: 113933で (8.0±0.2) hPa/yr, S/N: 115380で (4.9±0.5) hPa/yr に達する.この結果は A-0-A 方式で完全にはドリフト成分が除去できない可能性を示唆する.一方で.残差時 系列は概ね単純な一次式で近似することが可能であり,それらの特性を事前に把握す ることでドリフトを正確に除去できる可能性がある.発表では 40MPa での結果および A-0-A 方式で完全にはドリフト成分を除去できない理由等についても議論を行う.



図1. 重錘形圧力天びんを用いた A-0-A 方式によるドリフト特性把握の検証実験結果. (a) S/N: 113933 に対する 70MPa 印加時 (紫色)と大気圧解放時 (ゼロ点,青色) のドリフト時系列および 両者の残差時系列 (緑色). (b) (a)で示した残差時系列の拡大図およびそれに対して直線回帰した結果. (c) (d) S/N: 115380 の例. 図の見方は(a)(b)と同じ.

# 地震活動度を用いた東北地方太平洋沖地震前後 の福島県沖および房総沖での応力変化の推定 #津村紀子(千葉大院・理)・石橋広崇(千葉大理,現京葉銀行)・高橋 豪(出光興産(株))

Temporal stress change at off Fukisima and off Boso before and after 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake estimated from seismic activity rate

#Noriko Tsumura, Hirotaka Ishibashi* (Chiba Univ., *Keiyo Bank

Ltd.), Go Takahashi (Idemitsu Kosan Co. Ltd.)

#### はじめに

東北地方太平洋沖地震発生後には、本震余震域を含む広い領域で地震活動が 活発化した.過去の研究から、余震や震源からやや離れた場所での地震の発生 には地震による応力変化が重要な役割を果たしていると考えられてきた[例えば Freed, 2005]. Toda et al. (2011) は東北日本太平洋沖地震後地震活動度が低 下した東北脊梁部は、地震による理論的応力変化で地震の発生が抑えられる領 域に当たることを報告している.このことは逆に、地震活動の変化からその領域の 応力変化が求められる可能性を示唆する.

### 方法

本研究では地震発生回数の変化から応力変化を推定する手法Dietrich et a.(2000)を用い,東北地方太平洋沖地震の震源域の南部に位置する南東北一関 東の沿岸域において,太平洋(PAC)及びフィリピン海(PHS)プレート上面付近 の本震後の応力変化の時間変化を推定した.さらに東北地方太平洋沖地震本震, Mw7.9の余震および太平洋プレート上面での余効変動のすべりによる応力変化 を半無限弾性体を仮定して数値計算で求め,地震回数から推定された応力変化 と比較することで,応力変化の原因を考察する.

### 結果

まず東北地方太平洋沖地震発生後,大きな応力変化が破壊域のさらに南側の房 総半島沖付近まで達していたことが明らかとなった.北緯36.5°以北では日本海 溝寄りの太平洋プレート上面では応力変化が小さいか,地震発生数が少ないため 推定不能となった一方, プレート深部延長側では相対的に大きな応力変化が求められた. さらに本震で滑りの大きかった領域に近い福島沖での地震活動に着目すると, 2010年10月ごろから本震発生まで正の応力変化を取り続けたと推定された. 房総半島沖に沈み込む太平洋プレートに関しては, フィリピン海プレート接触域より南部では応力変化が小さいことも明らかになった.東北地方太平洋沖地震発生 直後に房総半島沖で小規模なSSEの発生が推定された領域でフィリピン海プレー ト上面での応力変化が見られた.また, 同地域に対し2011年10月~2012年3月ごろまで周辺より応力変化が大きかったと推定された.

#### 考察

地震回数から求められた太平洋プレートでの応力変化の空間分布は,数値計算 から求められた本震とMw7.9の余震,余効変動による応力変化の空間分布と調和 的である.

フィリピン海プレート上面に対しては、数値計算の結果から太平洋プレートとフィリ ピン海プレート接触域より南側では本震や余効変動による応力変化の影響はごく 小さいと推定されるにもかかわらず、一部期間に周辺と比べて相対的に高い応力 変化があったと推定された.このことは房総半島沖では11年10月末にSSEが発生 したほか、本震直後にも小規模なSSEが発生し、そのすべりによる応力変化が捉 えられた可能性を示している.

謝辞:東北地方太平洋沖地震後の余効変動について,国土地理院の小沢慎三郎 博士より一日ごとのすべり量データの提供をいただきました.記して感謝します.



図 福島沖でのM3.0以上の地震の累積頻度(点線)と地震活動度から求めたその 領域での前の月に対する応力変化(実線).

OBSアレイで観測された日本海溝での

### 誘発低周波微動

#大柳修慧(京大院理)・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)

Triggered low frequency tremor observed by an OBS array near the Japan Trench

#Shukei Ohyanagi (Kyoto Univ.), Kazuaki Ohta, Yoshihiro Ito (DPRI), Ryota Hino, Yusaku Ohta, Ryosuke Azuma (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara, Kimihiro Mochizuki (ERI), Toshinori Sato (Chiba Univ.), and Yoshio Murai (Hokkaido Univ.)

#### ・はじめに

日本海溝では、2011年東北地方太平洋沖地震の様な高速滑りから、低周 波微動 [Ito et al., 2015] や超低周波地震 [Matsuzawa et al., 2015] に代表 されるスロー地震など、様々な地震現象が観測されている。それらは主に海域 で発生している為、陸域の観測網からの観測には限界がある。我々は、日本 海溝で起きる諸現象を精密かつ詳細に調べる目的で、福島県沖の海溝軸近 傍に3つの海底地震計(OBS)アレイで構成されるアレイ・オブ・アレイを設置し た。各アレイは6つの1Hz 短周期 OBSと1つの広帯域 OBSで構成され、広帯 域OBSを中心とする500mの半径内に1Hz OBSが三角形型に配置されている。 観測は2016年9月から2017年10月にかけて行われたが、この期間中に二度、 遠地地震の表面波によって動的誘発された低周波微動が観測された。ここで は、この二つの誘発微動に対して行ったアレイ解析の結果を報告する。

#### ·手法

アレイのデータに記録される波の到来方向・見かけ速度を解析する手法とし てビームフォーミングを用いる。この手法はGhosh et al (2009; 2012)でカスケ ード沈み込み帯における低周波微動の検出に使用された。ここでは、 2Hz~8Hzの周波数帯域でフィルターした波形にビームフォーミングを適用した。 通常、観測される低周波微動の波形では、S波が卓越する [Obara, 2002; La Rocca et al., 2005] 為、水平動成分の波形記録を解析する事が望ましい。 しかしOBSは自己落下式の設置である為に水平動成分の設置方位が不明で ある。これまでに設置方位を遠地地震のP波やレイリー波で求めた先行研究 [Scholz et al., 2016 など] はあるが、求められた方位は10°~20°程度の誤差を 含む。この為、OBSアレイ解析では上下動成分の波形記録のみが用いられて 来た [Ohta et al., 2017 EGU]。本研究では、T-phaseを用いて設置方位をロ バストに推定する手法を新たに開発し、水平動成分のアレイ解析を行った。

#### ・結果と考察

誘発微動は、2016年12月9日にソロモン諸島沖で起きたM7.8の地震、及び 2017年7月18日にカムチャッカ半島沖で起きたM7.7の地震のレイリー波の到 達とほぼ同時に観測された。双方共に、微動の継続時間は約5分である。ビー ムフォーミングの結果から、これらの微動はアレイから見て海溝軸側で起きて いる事が確認された。この領域はMatsuzawa et al (2015)で報告された超低周 波地震の震源域と概ね整合的であり、またTomita et al (2017)で余効すべりが 報告された領域とも一致するため、これらの現象との関連性が示唆される。



図 2016年12月9日のソロモン諸島沖M7.8の地震に誘発された低周波微動 上下共に広帯域 OBSの波形。上は上下動成分の波形を0.02Hz~0.05Hzで、下 はH2(水平動)成分の波形を2Hz~8Hzでフィルターした。X軸は、本震からの経過 時間(秒)を表す。

謝辞 本研究は、JSPS 科研費(26000002)の助成を受けた物である。

# 日本海溝における地震時浅部滑りと地下構造 #中村恭之・富士原敏也・小平秀一・三浦誠一・尾鼻浩一郎 (JAMSTEC)

### Relation of deformation structure to megathrust shallow slip in the Japan Trench axis #Yasuyuki Nakamura, Toshiya Fujiwara, Shuichi Kodaira, Seiichi

Miura, Koichiro Obana (JAMSTEC)

東北地方太平洋沖地震では、プレート境界断層の最浅部まで滑りが達したことが さまざまな結果から示唆されている。地震前後に取得された海底地形データの比較 (差分地形解析)によって、宮城沖の北緯38度から38度30分付近では海溝軸近傍 まで滑りが達したことが強く示唆される。北緯38度付近の1測線において地形データ と同一測線で取得された反射断面には、プレート境界断層最浅部(海溝軸近傍)に 複数の逆断層とそれによって変形した堆積層が観察される。一方、北緯39度10分 から39度30分付近の差分地形解析からは、データ解析の誤差20mを超えるような大 きな滑りが海溝軸付近で発生した証拠は見られなかった。この海域は東北地震にお いて津波波源となっていたことが提唱されており、差分地形解析の結果は一見矛盾 しているように見える。今回、新たに福島沖北緯37度30分付近での差分地形解析を 行った。また、これまでの差分地形解析測線と同一、もしくはごく近傍で取得された 反射断面に見られる構造の特徴と差分地形解析の結果を比較することで、日本海 溝におけるプレート境界浅部断層滑りと地下構造の関連について調べた。

福島沖北緯37度30分付近において差分地形解析を実施した。用いたデータは 1999年に「かいれい」で取得されたデータと2012年にSonneで取得されたデータで あり、いずれもマルチナロービームデータである。解析は Fujiwara et al. (2011), Fujiwara et al. (2017)と同様の手法を用いた。その結果、この測線上では、地震前 後に海溝軸に直交する方向に有意な変位は見られなかった。海溝軸近傍の地下構 造は、高分解能反射法探査によって詳細に描き出されている(Kodaira et al., 2012, Nakamura et al., 2013など)。上記測線を含めて、差分地形解析を実施した5本の 測線と同一もしくはごく近傍の高分解能反射断面を作成し海溝軸近傍の地下構造 を調べたところ、差分地形に有意な変位が見られた北緯38度、北緯38度30分の反 射断面には海溝軸ごく近傍に逆断層とそれによって変形した堆積層の構造が見ら れる。一方、それ以外の測線の断面には、上記したような構造は見られなかった。こ れらのことから、プレート 境界浅部滑りの有無と海 溝軸ごく近傍に見られる 構造には関連性があると 考えられる。

北緯39度10分から北緯 39度40分付近の高分解 能反射断面には斜面崩 壊によると思われる構造 が見られる。この海域は 東北地震時の津波波源 域であったことが提唱され ている。Fujiwara et al. (2017)の差分地形解析 の結果からはこの海域で 大きな海底面の変位は示 唆されない。反射断面に 見られる崩壊がいつ発生 したかに関して明確な答 えを出すことはできない が、たとえば、この崩壊は 明治三陸地震などの過去 のイベントで形成されたも のである可能性や、東北 地震時に差分地形解析 の誤差範囲内の比較的 小さい斜面崩壊がやや広 範囲で発生した、などの 解釈が考えられる。海溝 軸近傍での堆積物調査な どを実施することで、この 問題に対する答えが見つ かる可能性がある。



図 差分地形解析測線の位置(黒細枠)と結果。 黒矢印と黒太数字が海溝軸直交方向での水平 変位量、細数字は鉛直変位量を示す。黒太線 は反射法探査測線の位置。

# 日本海溝アウラ—ライズ域におけるプチスポット周辺の 地殻構造イメージング

# #大平茜・小平秀一(横浜国大/JAMSTEC)藤江剛・野徹雄・中村恭之・三浦誠一(JAMSTEC)

Seismic structure of the oceanic crust around a petit-spot in outer-rise region of the Japan Trench #Akane Ohira, Shuichi Kodaira (Yokohama Natl. Univ./JAMSTEC),

Gou Fujie, Tetsuo No, Yasuyuki Nakamura, Seiichi Miura (JAMSTEC)

#### <u>1. はじめに</u>

沈み込む海洋プレートの構造ヴァリエーションや沈み込みに伴う構造変化を把 握することは、沈み込み帯における地震・火山活動を理解する上で重要である。ア ウターライズ域において実施されてきたこれまでの構造探査からは、海洋プレート の折れ曲がりに伴う大局的な構造変化がイメージングされてきた。その結果、海溝 軸から海側にかけてアウターライズ正断層が発達し、海洋地殻・海洋マントル内の 地震波伝搬速度が低下することなどが示されてきた(e.g., Fujie et al. 2013)。

一方で、近年、日本海溝海側をはじめとしたアウターライズ域において、プレー ト内火成活動(プチスポット火山活動)の存在が明らかになってきた(e.g., Hirano et al. 2006)。プチスポット周辺における反射法地震探査からは、火成活動による sillやdykeの貫入を示唆する構造がイメージングされており(Fujiwara et al. 2007)、プチスポット火成活動は沈み込む海洋プレートの性質を特徴づける一因 であると予想される。しかし、プチスポット周辺の海洋プレートの詳細な地震波速 度構造は明らかになっていない。

#### 2. 観測内容

2017年5月から6月にかけて、海洋研究開発機構の観測船「かいめい」を用いて 宮城県沖アウターライズ域において反射法地震探査および海底地震計(OBS)を 用いた屈折法地震探査が実施された。海溝軸に直交する約100 kmのOBS探査 測線(A4p4obsP1008:図中の黒線)は、プチスポットSite C(Hirano et al. 2006; 2008)の領域(図中の白丸)からホルストーグラーベン構造が発達する領域を網羅 している。この測線は、2011年および2014年の「かいれい」による探査測線(A4: 図中の灰色線)にほぼ一致している。2017年の調査ではA4p4obsP1008測線上に、 40台のOBSが稠密に設置され(設置間隔:2 km)、「かいめい」に搭載された総容 量10,600 inch³のエアガンを100 m間隔で発振してデータを取得した。

#### <u>3. データ解析と結果</u>

取得したほぼ全てのOBSデータにおいて、明瞭な屈折波初動を確認した。プチ スポットの領域に相当する記録範囲では、この屈折波初動の減衰が認められた。 これらの初動走時データを用いて初動走時トモグラフィー解析を行い、得られたP 波速度構造モデルを反射記録断面に基づいた音響基盤(海洋地殻上面)で平滑

 化し、平均的な速度構造からの 偏差を求めた。その結果、プチス ポット下の海洋地殻上部のP波伝
 搬速度は、ホルストーグラーベン
 が発達している領域に比べて相 対的に低いことが示された。また、40N
 この低速度領域はA4測線の反射
 記録断面においてモホ面反射が 不明瞭かつ堆積層が見かけ上薄 い領域に概ね対応していることが
 明らかになった。

この結果は、アウターライズ域 における海洋地殻の構造変化が 従来指摘されてきた大局的な構 造変化に加え、プチスポット火山 活動にも影響されていることを示 唆している。今後は、波形インヴ アージョンを用いたより詳細なイメ ージングを試みる予定である。



図 調査海域。 黄色丸:0BS、黒実線:0BS 探査測線。

# 大阪府北部の地震活動の概要 #宮岡一樹,武田清史,尾崎友亮,青木元(気象庁)

An outline of 2018 Osaka-Hokubu earthquake. #Kazuki Miyaoka, Kiyoshi Takeda, Tomoaki Ozaki and Gen Aoki (JMA)

2018年7月18日07時58分,大阪府北部の深さ13kmで,Mjma6.1の地震が発生 した.この地震により,大阪府内の5市区で震度6弱を,また大阪府,京都府の18 市区町村で震度5強を観測したほか,近畿地方を中心に関東地方から九州地方 の一部にかけて震度5弱~1を観測した.

この地震の発震機構解(図1)は、初動解が西北西-東南東方向に圧力軸を持つ、逆断層に近い型、CMT解は初動解と同様に西北西-東南東方向に圧力軸を 持つが、横ずれに近い型で、複雑な破壊であったことがうかがえる.

その後の地震活動は概ね5km×5kmの範囲で、その中に異なる走行のクラスターが南北に分布している.M6.1の地震の震源はその2つのクラスターの接合部付近に位置している.図1に波形相関を用いたDD法による震源再計算の結果を示す.北側のa領域の断面図(A-A'投影)では東側に40~45°で傾き下がる分布が見られる。図示はしていないが、この領域で発生する地震にはM6.1の地震の初動解に見られるような逆断層型のものが多く分布し、初動解のひとつの節面である38°の東傾斜の面と震源分布が概ね整合的である.一方、南側のb領域の断面図(B-B'投影)では南東傾斜の高角(70~75°)の分布が見られている.この領域ではM6.1の地震のCMT解に見られるような横ずれ断層型を示す発震機構解の地震が分布している.M6.1の地震のCMT解のひとつの節面が北東-南西走行の高角で南東に傾き下がる面であり、震源分布と整合的である.上記のことから、M6.1の地震では、北側クラスターの東傾斜の逆断層と南側クラスターの北東-南西走行の横ずれ断層が同時に形成されたことが考えられる.

今回の地震が発生した地域には有馬-高槻断層帯など多くの活断層が密集している.各活断層で今回の地震前後に顕著な活動の変化は見られていない(図2の①~③).ただし,有馬-高槻断層帯の北側の微小地震の活動域では,今回の地震の直後からやや活発化している傾向が見られる(図2の④).この活動域は六甲-淡路島断層帯の北東延長上にあり,兵庫県南部地震の発生前から地震活動が活発化したほか,地震後にも活動が活発化したことが報告されている.

また,過去にさかのぼってやや広域的に活動を見た場合,1995年の兵庫県南部 地震(M7.3)を除くと,M6.0を超える地震は,1936年に大阪府と奈良県の県境付 近で発生したM6.4が認められるだけであり,比較的大きな地震は数多くは発生し ていない.



### 2018年6月18日の大阪府北部を震源とする地震に対するリアルタイム余 震予測

#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)

# Real-time aftershock forecasting after the 2018 Northern Osaka earthquake

#Takahiro Omi (Univ. Tokyo), Yosihiko Ogata (ISM), Katsuhiko Shiomi (NIED), Bogdan Enescu (Kyoto Univ.), Kaoru Sawazaki (NIED),Kazuyuki Aihara (Univ. Tokyo),

2018年6月18日に大阪府北部でM6.1の地震が起き、最大震度6弱の 揺れが観測された。大都市圏での強い揺れを伴う地震であったことから、本震 による大きな被害が懸念された。またその一方で、内陸の浅い地震は活発な 余震活動を伴う傾向が強いことから、その後の余震活動の見通しに関しても関 心が集まった。

我々は、余震活動の予測をより迅速に行うための手法の開発や[1]、リアル タイムでの予測可能性の検証[2]などを、これまで行ってきた。そして、2017年 4月より防災科学技術研究所のHi-net 自動処理震源カタログを用いた余震 活動のリアルタイム予測システムの試験運用を行っている[3]。今回の大阪府 北部の地震に関しても、システムによって本震発生後3時間後から自動的に リアルタイムに余震活動の予測が開始された。システムは、それぞれの予測を 行う時点で得られている震源データをもとに、大森-宇津則とGutenberg-Richter 則のパラメータ値を推定し、そこから余震確率を計算をする。本震後3 時間の時点で、その後の1日間に本震より大きな地震が一回でも発生する確率は1.9%あった。後により大きな地震が引き続いた2016年の熊本の最大前震(M6.5)に対して同じ確率を計算すると32%であることから、今回の地震の余震確率は比較的小さいことがわかる。実際に、最大余震は本震の約17時間後に起きたM4.1の地震であり、本震の規模に比べると余震活動は低調であった。

今回は、我々の予測システムの概要や、今回の大阪北部の地震を含め、シ ステム運用中に起きた日本の内陸のいくつかの地震に対する余震活動の予 測の結果の詳細についての発表を行う。

#### 参考文献:

[1] T. Omi, Y. Ogata, Y. Hirata, and K. Aihara, "Forecasting large aftershocks within one day after the main shock", *Scientific Reports* 3, 2218 (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", *Bulletin of the Seismological Society of America* 106, 2450 (2016).

[3] T. Omi, Y. Ogata, K. Shiomi, B. Enescu, K. Sawazaki, and K. Aihara, "Implementation of a real-time system for automatic afterfshock forecasting in Japan", (in prep.).

### GNSS データから見た大阪府北部の地震(M6.1) #西村卓也(京大防災研)

An M6.1 earthquake in a northern part of Osaka Prefecture clarified from GNSS data Takuya Nishimura (DPRI, Kyoto Univ.)

#### 1. はじめに

2018年6月18日に大阪府北部においてM6.1の地震が発生した. この地震は GNSS 観測に基づく新潟―神戸ひずみ集中帯(Sagiya et al., 2000)で発生したとも のである. 地震調査研究推進本部によるこの地震の評価によると, この地震は西北 西-東南東方向に圧力軸を持つ型であり, 震源域の北側では東に傾斜する逆断層, 南 側では南東に高角で傾斜する右横ずれ断層が動いたことされている. この地震に伴 ってわずかな地殻変動が GNSS 観測によって捉えられた. 本講演では, 大阪府北部 の地震に伴う地震前・地震時・地震後の地殻変動の特徴と震源断層モデルの推定結 果について報告する.

#### 2. 地震前の地殻変動

国土地理院 GEONET や京大防災研などによる GNSS 連続観測点のデータを GIPSY6.2 の精密単独測位法を用いて日座標値を算出し,2005年4月~2009年 12月(期間1)と2014年12月~2018年3月(期間2)の2つの期間において, 地震に伴うステップ的な変動を除去した変位速度を求めた.次に得られた変位速度 から,Shen et al.(1996)の手法を用いて主ひずみ速度分布と最大せん断ひずみ速 度分布を計算した.ひずみ速度分布の滑らかさを規定する距離減衰定数を15kmと すると,両期間とも震源域周辺の主ひずみ速度は西北西-東南東方向の短縮(~10⁻⁷/ 年)を示し,地震のメカニズム解と調和的である.期間1の最大せん断ひずみ速度 分布には,六甲-淡路断層帯,有馬高槻断層帯,花折・琵琶湖西岸断層帯に沿ったひ ずみ集中帯が確認でき,今回の地震はこのひずみ集中帯で発生したものである.期 間2にも同様のひずみ集中帯が見られるが,全体的に最大せん断ひずみ速度が増加 しており,東北地方太平洋沖地震の余効変動の影響であることが考えられる.

東北地方太平洋沖地震前後の断層への載荷速度の変化を調べるために,地表変位からΔCFSを計算する手法(Nishimura, 2018)を用いて,有馬高槻断層帯におけるΔCFSを計算した.有馬高槻断層帯では1996年4月から2018年4月までに約80KPa応力が増加したことが,2011年以降は一時的に増加速度が加速し,最近では2011年以前の速度に戻りつつあった.今回の地震が有馬高槻断層帯で発生したものとすると,2011年以降の一時的な加速により地震発生が8年程度早まったことになる.

### 3. 地震時及び地震後の地殻変動

この地震に伴って震源域周辺ではわずかな地殻変動が観測された.水平変位の大きさは数 mm 以下であり,ノイズと同程度の大きさであるが,震源域の北西側では,東向きまたは北向き,震源域の南東側では西向きまたは南向きの変位となっている(図1).この変位データを用いて断層モデルの推定を行った.推定には半無限弾性体媒質中の矩形断層一様すべりを仮定し,Matsu'ura and Hasegawa(1987)の非線形インバージョンを用いて,断層の走向と傾斜は余震分布を参考に F-net メカニズム解の1つの節面に強く拘束した.推定された断層モデルのすべり角は152°で,Mw は 5.4 となり,西北西-東南東走向の右横ずれ断層で概ね観測された地殻変動が説明できた.

地震後に京都大学阿武山観測所(図1のABUY)において,GNSS連続観測を 開始したが,地震後3週間程度では目立った変動は見られない.他の基線において もこの時期のGNSS時系列は、大気遅延が原因と考えられるノイズが大きく、顕著 な変化は見られない.

謝辞:国土地理院 GEONET データを利用しました. ここに記して感謝します.



図1 大阪府北部の地震に伴って GNSS 観測点で観測された水平地殻変動と断層モデル. 青の矩形 領域が推定された断層モデル

# 新たに構築したGNSS観測網による大阪北部地震の 電離圏解析

#梅野健·後藤振一郎・土屋俊夫・引間泰成・五十嵐喜良(京大情報, Kyoto Univ.)・森俊洋・湯井能明・江口忠博・大野敦司・松田守弘・谷 岡弘規・福永尊光(K-opti.com)

我々は、大地震発生前の電離圏異常を捉える為に新たにGNSS観測網を4局 体制で構築した(表1参照)。1番最後(2018年6月1日)に運用開始した京大吉田 局を含む4局全てで2018年6月1日から大阪北部を震源とする地震の発生日の 2018年6月18日までの18日間のデータを、国土地理院のGONETデータ[1]と併せ て所有することになる。我々の以前の解析によれば、2011年東北沖地震や2016 年熊本地震(内陸型M7.4),同じく2016年の台湾南部地震(内陸型M 6.4)の地震 発生前において、顕著な電離圏異常が発見されたので[2-4]、今回のM6.1の内陸 型地震において同様の電離圏異常が見られるかを調べることは学術的に意義が ある。仮に、今回の詳細な解析によって電離圏異常が見られなくても、マグニチュ ードおよび地震のタイプの違いによる何らかの閾値の存在がより精緻に明らかに なり、それ(電離圏異常が見られなかったと言う結果)を報告するのは意義がある。 学会発表時には、図1で示す様な今回新たに構築したGNSS観測網によるTECデ ータとGEONETによる電離圏異常解析の結果を報告する。

表1:新たに構築したGNSS観測局

局名	GNSS観測局の住所	所有者
吉田局	京都府京都市吉田本町	京都大学
鴫野局	大阪市城東区鴫野西2丁目6番21号	K-opti.com
和歌山局	和歌山市手平1丁目3番36号	K-opti.com
五條局	奈良県五條市岡町982-1	K-opti.com

#### 【参考文献】

[1] 辻・畑中・檜山・山口・古屋・川元, "GEONET 運用20年: 課題と展望"国土地 理院時報 (2017) No. 129

http://www.gsi.go.jp/common/000191364.pdf

 [2] T. Iwata and K. Umeno, "Correlation Analysis for Preseismic Total Electron Content Anomalies around the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, Journal of Geophysical Research- Space Physics (2016) DOI: 10.1002/2016JA0203036

[3] T. Iwata and K. Umeno, "Preseismic ionospheric anomalies detected before the 2016 Kumamoto earthquake, Journal of Geophysical Research – Space Physics (2017) DOI: 10.1002/2017JA023921

[4] S. Goto, R. Uchida, K. Igarashi, C-H. Chen, K. Umeno, "Preseismic ionospheric anomalies detected before the 2016 Taiwan earthquake", <u>https://arxiv.org/abs/1806.03782</u>

### 2018/168, sat:31,kuy1, 30sec data



図1:地震発生4時間前の間に吉田局で観測した観測したTECデータ。 GPS衛星No. 31. 30秒間隔データ。横軸のTIME[時刻]はUTCを用いる。 縦軸(TEC)の単位は10¹⁶ 電子数/m² であり、観測開始時(UTC 19時(2018年6月 17日)日本時間2018年6月18日午前4時)からのTECの変化量を表す。

## 2018年6月18日大阪府北部地震のリアルタイム震度

および最大震度分布図

#神定健二・高橋功・篠原芳紀(高見沢サイバネティックス)

### Real Time Seismic Intensity and Maximum Intensity Distribution Map for The Northern Part of Osaka on Jun 18,2018

#Kenji Kanjo, Isao takahashi, Yoshinori Shinohara (Takamisawa Cybernetics)

Real time seismic intensity and maximum clipped intensity distribution are shown on movie that applied the Propagation of Local Undamped Motion (PLUM) method for the Northern part of Osaka on Jun.18,2018. It is useful for the strong motion prediction and the taking countermeasures for earthquake disaster.

地震被害は地殻内に発生するM4.5程度の小地震からプレート境界に発生する M9.0の巨大地震により引き起こされることが報告されている。強震動による地震被 害はは震源・経路・サイト効果の相乗効果で表される。M4.5の小地震とM9.0の巨大 地震では震源でのモーメント降下量が1e+16と1e+21と、震源継続時間も0.1秒と 150秒とそれぞれ大きく異なる。また、地震波伝搬経路により減衰が大きく異なる。さ らに、構造物の位置する場所のサイト効果(表層増幅率)により、大きく異なる。また 地震波はP波で6km/sec、S波で3.5km/secで伝播する現象であり、現象をリアルタイ ムで把握するためには伝搬速度と同等以下の観測点距離の密な観測網によらなけ ればならないことは自明である。観測点間距離とデータ処理時間により"ブラインド ゾーン"(Kuyuku and Allen、2014)の概念が定義されている。

既往の気象庁の緊急地震速報は既設の地震観測網(平均観測点間距離20km) を用いて震央・Mを求めて経験式から各地の震度を推定している。地震波検出およ び震源処理に最短でも8~9秒の時間を要している。つまり、平均的に直径30km~ 40kmのブラインドゾーンが見積もられる。この手法で伝搬経路・サイト効果を正確に 評価することは困難であり、ましては震度5弱の発現の評価はさらに難しく、実際に 震度5弱が観測されたにも関わらず"警報"が配信されないミスアラームが数多く見 受けられたが本年3月22日からはPLUM法が適用されたことにより、今後は、ミスアラ ームは解消されるものと推定される

2018年6月18日07時58分に、大阪府北部(34.844N,135.622E)にM6.1D, 5.6W) 深さ13kmのいわゆる直下型地震が発生した。

この地震の主震・余震にについて防災科学技術研究所のKNET, KIKNETデ ータにPLUM法を適用し、リードタイム3秒を採用してリアルタイムおよび最大震度 分布図を動画に示した。また、上下動成分を5倍振幅(震源でのP波とS波の理論上 の振幅比)の動画から、P波入射と同時に、発生した地震の規模を、3秒後には、約 10秒後に出現する最大震度分布図が得られ、強振動予毒や地震の被害推定に役 立つことが示された。



Fig.1 It is show the real-time seismic intensity and Maximum clipped one 1 to 10seccond from the first P-wave incident respectively. It is shown the vertical component multiply 5 times (The theoretical ratio of S/P-wave at source). It is shown the event contain the maximum intensity & weak at 1 second after incident P, and also shown the maximum intensity distribution at 3 sec. after the P-wave incident.

### 2018年6月18日大阪府北部の地震(M.6.1)における 基盤地震動の距離減衰特性 #池浦友則(鹿島技研)

Attenuation Characteristics of Seismic Bedrock Motions during the Northern Osaka

Prefecture Earthquake of 18 June 2018 (M.6.1)

#### Tomonori Ikeura (KaTRI)

2018年6月18日大阪府北部の地震(M16.1)によるK-NET, KiK-netの観測記録をもと に基盤地震動の距離減衰特性を検討した.検討にあたっては、まず、近畿地方とその周 辺における K-NET, KiK-net 地点について, 隣接観測点 network を用いた相対サイトファ クター(RSF)の広域評価[池浦・加藤(2011)]によって各地点の RSF を評価した. 次いで, 同地震による観測地震動の振幅をこの RSF で割り算することにより, 地盤条件の違いを 解消した地震動振幅を求め、その距離減衰分布を検討した.

#### 1. 近畿地方とその周辺における K-NET, KiK-net 地点の RSF

隣接観測点 network を用いた広域の RSF 評価では、中国・四国地方から中部地方西 部にかけての領域を対象とし, 788 地点 3136 組の隣接地点ペアの network を構成した. 各隣接地点間の RSF 評価では 1996 年 7 月~2016 年 4 月の延 70466 地震, 140932 記 録のデータを用いた. 広域の RSF は KiK-net 神岡(GIFH10)の地中観測点(GL-103m)を 基準として周波数 0.3~30Hz の範囲で評価した. なお, 同観測点は花崗閃緑岩 (Vp=5.9km/s, Vs=2.9km/s)内にあり, 地震基盤相当の観測点である. このうち, GL 地点の 水平動について周波数 4Hz 付近(3.0~5.3Hz)の帯域平均 RSF の分布を図1に示す.

#### 2. 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震(M,6.1)の基盤地震動の距離減衰特性

2018 年 6 月 18 日に発生した大阪府北部の地震(M₁6.1)で観測された K-NET・KiK-net 地点の観測スペクトルを地点毎に上記の RSF で除して KiK-net 神岡(GIFH10)地中観測 点の地盤条件でのスペクトル振幅を求め、基盤地震動振幅に換算した(図 2). その結果 をもとに周波数 4Hz 付近で求めた帯域平均振幅の距離減衰分布を図 3 に示す. 図 3 で は元の観測記録について PGA100Gal 超の GL 記録, 100Gal 未満の GL 記録および KiK-net 地中観測記録をそれぞれ'GL>100','GL<100','DH'として区別した. 元記録が PGA100Gal 超の GL 記録の場合は最表層地盤の応答が非線形化している可能性がある ため注意しなければならない. この基盤換算振幅を, 震源距離を r として ln[r]の多項式

で回帰した結果を図 4a に示す. AIC 基準による最適次数 m=3. 対数標準偏差 σ=0.362 であった. 一方, 図 4b は 2013 年 4 月 13 日淡路島の地震(M6.3)で同じ処理を行った結 果(m=4, σ=0.323)である. 他の周波数帯域についても, いずれの地震でも 10Hz より高 周波数領域ではばらつきがやや拡大するが,低周波数側ではσがともに 0.3 台でよくまと まっており、両者の距離減衰分布は大変よく似ている、これらの地震は、大阪周辺で発生 した内陸地殻内地震の基盤地震動について標準的な距離減衰特性を表している可能性 があり、同地域における他の内陸地震でも検討してみる価値があるだろう.

なお、震源近傍における強震動特性の推定という点では、最表層地盤応答の非線形化 の影響の検討が課題である.これについても今後,検討を加えてゆきたい.

【謝辞】K-NET・KiK-net の観測記録を使用させていただきました. 記して感謝いたします. 【参考文献】池浦·加藤(2011)日本地震工学会論文集



図 3 水平動基盤振幅の分布(4Hz 付近)

Comparison of ground motions of north Osaka earthquake and earthquakes in southwest Japan

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

The north Osaka earthquake (Mj 6.1, focal depth 13 km) is one of the well recorded events in the southwest Japan. The earthquake caused loss of human lives in Osaka and significant damages to properties mostly in Osaka and Kyoto. Ground motions of crustal earthquakes, especially in the last 20 years, were well recorded in Japan by nationwide strong-motion networks operated by NIED. The data revealed that the average strong ground motions were substantially variable from event to event. We compared PGA, PGV, and response spectra at periods between 0.1 and 10 s of the north Osaka earthquake with the ground motion prediction equations (GMPEs) and data from other similar magnitude earthquakes in the southwest Japan. We found that the short period ground motions such as the PGAs and intermediate period ground motions such as the PGVs and response spectra at 1 - 2 s were noticeably larger from the average expected values using the GMPEs of Si and Midorikawa (1999) for PGAs and PGVs (Fig. 1), and of Morikawa and Fujiwara (2013) for response spectra (not shown). The observed values are adjusted for site amplifications in the figures. The moment magnitude (Mw) of the event estimated by F-net is 5.5. As shown in Fig. 1, we found that the PGAs and PGVs of the earthquake were very similar to those of the 2013 Mw 5.8 Awaji island area earthquake despite the difference of 0.3 in the Mw values. Also, Fig. 1 shows that the PGAs and PGVs of the earthquake were comparable to those of the relatively deeper intraslab event (focal depth = 43 km, Mw = 5.5) of 31October, 2000 in southern Mie prefecture. Together, the data suggested that the north Osaka earthquake was a higher stress drop event, and because of the higher stress drop, radiation of short period ground motions was remarkably larger compared with the average values from the GMPEs. The difference of 0.6 between the values of Mj and Mw for the earthquake is also remarkable. We compared the observed absolute velocity response spectra

(AVRS) at periods between 1 and 10 s with the GMPEs of Dhakal et al. (2015) who employed Mj in their GMPEs. We found that the data generally followed the trend of average values predicted by the GMPEs at periods of 1 to 5 s (e.g., Fig. 2). The results suggested that the Mw based prediction of short period ground motions, especially for the crustal earthquakes in some parts of southwest Japan, may underestimate the data of future earthquakes.



Fig. 1 Comparison of the observed PGAs and PGVs with the GMPEs



Fig. 2 Comparison of the observed AVRS with the GMPEs for 1 and 2 s

# 墓石転倒率から見た2018年大阪府北部の地震 における地震動分布の特徴

#川辺智士·中家愛梨·林能成(関西大社会安全)

Strong-motion Characteristics of 2018 Northern Osaka Earthquake Deduced from Overturning of Tomb Stones #Satoshi Kawabe, Airi Nakaya, Yoshinari Hayashi(Kansai Univ.)

#### 1. はじめに

2018年大阪府北部の地震(Mj6.1)では大阪府高槻市、茨木市を中心に、 33,000戸を超える住家被害が発生した(7月13日現在、大阪府まとめ)。高密 度に住家が並ぶ都市部で発生した地震のため、M6クラスの地震としては被害 住家数が非常に多い。また、その被害分布はモザイク状で、たとえば被害の大 きい地区と既知の活断層の地表トレース等とは一致せず、地形や表層地盤と も単純には対応していない。この被害分布は震源断層の特性、地盤構造の不 均質、地域ごとの建物建築年代のばらつきなど複数の要因が絡みあって発生 したものと考えられる。そこで被害分布の空間的特徴を把握するための基礎資 料を得る目的で、高槻市、茨木市を中心とした地域で墓石の転倒率調査を行 った。

#### 2. 現地調查

現地調査は6月21日から30日にかけて行い、39箇所の墓地で墓石の転倒 状況を調査した。墓石の形状に多様性があり、その転倒状況を確認できる墓 地では、和式、洋式、軍人墓、卵型、その他の5種類の分類別に墓石転倒数を 調査した。また基数が数百を超える大規模霊園で、転倒墓数が極端に多い箇 所では、現地において目視で大まかな転倒率を確認した上で、管理者へのヒ アリングにより転倒数を推計した。

#### 3. 暫定的な結果

墓石の転倒率は0%から60%まで場所により幅があった。本震の震央は高槻市内にあり、余震は本震の震央から西へ4km程度および北へ7km程度の高槻市内の範囲で発生しているが、同市内におけるほとんどの墓地の転倒率は0

~3%と低かった。しかし南平台墓地のみが14%と突出して高く、この場所は震度6弱を観測したK-NET高槻(高槻市立第2中学校)と近いことから、この付近の揺れが強かったことが示唆される。そしてこの場所を旧地形図と対比すると、比較的規模の大きい盛土上に墓地が位置していたと考えられる。この局所的な地形改変が影響していた可能性がある。

茨木市での墓石転倒率は高槻市と接している地域では0~3%程度であったが、北部の丘陵地帯との境界付近に造成された大規模霊園や南部の水尾地区など数箇所では50%を超える場所があった。墓石転倒率が高い墓地の周辺では屋根瓦の脱落を中心とした建物被害が目立つことから、これらの場所では相対的に地震動が強かったと考えられる。また茨木市の南方にある摂津市や西方にある吹田市の墓地では転倒している墓石は極めて少なかった。

#### 4. 考察

大阪府北部の地震で被害が出た高槻・茨木地区は、北から南に向けて北 摂山地、新興住宅地が並ぶ丘陵地帯、鉄道や国道が通る平地、淀川沿いの 低湿地内の微高地集落という地形で構成されている。地震は丘陵地帯と平地 の境目付近で発生した。標準的な地形・表層地盤分類にもとづく地震動増幅 評価では南部の低湿地帯ほど増幅率が高くなっている(たとえばJ-SHIS, http://www.j-shis.bosai.go.jp/)が今回調査した墓石転倒率ではそのような傾 向は見られなかった。

2009年8月の駿河湾の地震(Mj6.5)における静岡県牧之原市における被 害分布では、砂州や丘陵の際など相対的に地盤がよいとされる場所で屋根瓦 脱落の地震被害が目立ち、後背低地内ではそのような被害が見られなかった (林, 2010)。この地域では1944年東南海地震では逆に後背低地に被害が集 中しており、地震の大きさによって被害集中域が反転していた。今回の大阪府 北部の地震もこの被害状況と類似している部分があり、M6前後の地震の被害 は震源域近傍に限られ、そこでは短周期成分が卓越した地震動となることから、 表層地盤の評価方法に工夫が必要なのかもしれない。

またこの地域の墓地の一部では1995年兵庫県南部地震で大きな被害が出 て、その修復やその後の設置時には、地震を考慮した墓石となっているものが あると話をする墓地の管理者が複数いた。今後、墓地の設置時期や修理履歴 なども考慮して墓石転倒率を精査して、この地域の詳細な地震動分布を求め る予定である。

### 鳥取県境港市で観測される長周期地震動階級 -2018 年大阪府北部の地震など-

星山賢太郎(鳥取大学大学院持続性社会創生科学研究科)・ #香川敬生・野口竜也・吉田昌平(鳥取大学大学院工学研究科)

Long period ground motion levels observed at Sakaiminato city, Tottori, prefecture. - Example by the 2018 northern part of Osaka earthquake -

> Kentaro HOSHIYAMA (Tottori Univ., Graduate School of Sustainability Science) # Takao KAGAWA, Tatsuya NOGUCHI, Shohei YOSHIDA (Tottori Univ., Graduate School of Engineering)

### 1. はじめに

2018年6月18日に発生した大阪府北部の地震(M5.9)では、震源域の大阪 府北部,兵庫県南東部,奈良県において長周期地震動階級2が観測された.南 東部を除く兵庫県の階級は0であったが、鳥取県西部(境港市)では中国地域 唯一の階級1が観測された.一方、隣接する米子市では階級0であった.

境港市では、2016年熊本地震(本震, M7.1)、2016年鳥取県中部の地震(M6.6)、 2018年島根県西部の地震(M5.8)、また 2000年鳥取県西部地震(M7.3)で長 周期地震動階級1から4が観測され、米子市に比べて1から2大きい.

これらについて,気象庁の長周期地震動評価で用いられている絶対速度応答 スペトルを算出し,周辺観測点の比較を通して,境港市で観測される長周期地 震動について紹介したい.

#### 2. 検討内容

気象庁は, 簡素加速度波形から減衰 h=0.05 (5%) の一自由度系による周期 1.5 から 8.0 秒 (暫定的に 1.6 から 0.2 秒刻みで 7.8 秒までで試行)の絶対速度 応答スペクトルを算出し, その最大値が 5cmに満たないと階級 0,5 から 15cm/s で階級 1, 15 から 50cm/s で階級 2, 50 から 100cm/s で階級 3, 100cm/s 以上 で階級 4 としている. 2016 年熊本地震本震の西原村小森で階級 4 が観測され たが,同じ階級 4 が 2000 年鳥取県西部地震の境港で観測されていた.

図に、2018年大阪府北部の地震における JMA 米子および JMA 境港の 5%減

衰絶対速度応答スペクトル(いずれも振幅の大きいEW成分)を示す.JMA 米子の振幅は PGA3cm/s², PGV0.3cm/s程度と小さく記録が1分で終了しているが,S波を含む主要部分は問題なく含まれている.米子は1から1.5秒程度が卓越しているのに対して,境港では1.8秒が卓越し,この応答により周期,最大値ともにほぼ閾値で階級1となっている.卓越周期の傾向は他の地震でも同様である.また,波形で見ると,米子は比較的単純で短周期が卓越するのに対し,境港はやや長周期が卓越した複雑で継続時間の長いものとなっている.



図 5%絶対速度応答スペクトルの比較(左: JMA 米子,右: JMA 境港)

境港市街では、常時微動単点3成分観測も実施している.最も北の島根半島 側の約0.8秒から南へと卓越周期が2秒を超えて長くなる傾向が見られるが、 JMA境港では1.2秒程度であり、地震観測記録との乖離も興味深い現象である.

### 4. おわりに

今後,大阪府北部の地震とほぼ同規模,同距離になる 2013 年淡路島付近の 地震(M6.0)で長周期地震動階級が0であることなど,入射方向や震源距離に よる影響を考察したい.

本研究では、気象庁が公開している震度観測点の加速度データを利用しました.記して感謝します.

#### 参考文献

気象庁,長周期地震動に関する観測情報(試行)HP.

# 関西地震観測協議会の強震観測網が捉えた 2018年6月18日大阪府北部の地震 #赤澤隆士(地盤研)

The Northern Osaka Prefecture Earthquake on June 18, 2018 detected by CEORKA Network #Takashi Akazawa (GRI)

2018年6月18日7時58分に大阪府北部で発生した地震(M_J6.1;以下,本震と称 する)では,関西一円で強震観測を実施している関西地震観測研究協議会(関震 協)の観測網でも強い揺れを観測し,震源近傍に位置するSRK(茨木白川)観測 点を含む全観測点で良好な地震記録が得られた。本報では,観測記録を紹介す ると共に,観測記録に見られる幾つかの特徴について考察する。

本震時, SRK観測点では, NS成分で関震協観測点中最大となる約39cm/sの最 大速度を観測した(図1(a))。同観測点で得られた地震記録の疑似速度応答スペ クトルを図2に示す。水平成分は, NS, EW成分共に周期約0.8秒が卓越している。 図3に,本震とその前後に震源域近傍で発生した地震による記録のH/Vスペクトル 比を重ねて示す。本震前後のスペクトル比は,複数の地震の幾何平均(太線)と± 1 Gについて示している。本震後については,本震後30分間に発生した余震を利 用している。卓越周期に着目すると,本震前後は2Hz付近であるのに対し,本震は 1.2Hz付近にシフトしている。また,本震は,高周波数帯域で全体的にレベルが低 下している。これらは、地盤の非線形応答の特徴を示すものである。また,図3は, 本震から30分の間に、地盤が本震前の特性にほぼ戻ったことを示唆している。

一方,震源からやや離れた場所に位置するAMA(尼崎)観測点では,直達S波の到着後,水平成分に約4秒間隔で連続的に大振幅のパルス状の波が出現した(図1(b))。これは,当該地震の震源付近で発生した地震時にAMA観測点で得られた記録に,良く見られてきた特徴である(例えば赤澤(2003))。図4に,各パルス波を含む4区間(図1(b)中に矢印で示す区間)の波形から計算された加速度応答スペクトルを示す。両成分共に,直達S波は3Hz前後が卓越し,2波目はあまり減衰せずに0.7Hzが卓越している。3波目以降は半分程度に減衰するものの,NS成分の3波目は0.7Hzが,EW成分の3波目と4波目は1Hz付近が卓越している。これは,低層建物に被害を与えるような大規模な地震が当該地震の震源付近で発生した場合,直達S波で被災して固有周期が延び,2波目以降で被害がさらに拡大する可能性があることを示唆している。

謝辞 本研究では, 関震協による地震観測記録を使用しました。記して感謝いたします。 参考文献 赤澤, 2003, 尼崎観測点(関震協)の観測記録に見られる特徴的な後続波, 日本 地震工学会大会-2003梗概集, 58-59.



# 衝撃的で強力な鉛直波動による特徴的な損壊事例

(熊本地震と大阪府北部の地震)

#前原 博(地球システム財団)

Characteristic Damaged Examples Seemed due to Impulsive Strong Vertical Seismic Waves (Kumamoto EQ. and North Osaka Pref. EQ.) #Hiroshi Maehara (Geosystem RI.)

### ○構造物を損壊さす衝撃的な鉛直地震波動

この問題の波動はまだ正確には地震計で計測できていない. その存在すら疑われてきたが,近年海震の震度階表(ルドルフ[1898],シーベルグ[1923])を紹介



図1 辻ヶ峰・忠魂碑と燈籠の飛散状況[益城町]

すると、その存在は疑われにく くなった.とはいえ問題の波の 特性と構造物破壊の多様性等 から、まだその発生や損壊の状 況は殆ど解明されていない. そこで、熊本地震(M7.3)と大 阪府北部の地震(M6.1)につい て特徴的な事例を紹介する. 図1は益城町の堂園地区の辻 ヶ峰の忠魂碑と燈籠の飛散状



図2水路護岸の反転[堂園地区]



図3RC柱列橋脚の部分破壊[秋津川下流]

況で、図2はその東方の地表断層が水路護岸を破壊し、北側の部分が反転して南側 に寄りかかっている状態である.図3は秋津川の下流域に架かる橋の特定のRC柱 が局部的な破壊をしている例である.いずれも衝撃的波動の仕業を端的に示す.

次に大阪府北部の地震に関して特徴的な損壊例を調べる.図4は最も特徴的な 事例で,枚方市南西部での煙突の3分割破壊(a-下段,b-中段,c-上段)の例である.証 言(d)も得られており初期の衝撃的波動による破壊と推定される.図5では門建築 の屋根が反転し東西の道を塞いでいる.主要水平動は東西だが屋根は北側に反転し ている.図6ではJR向日町駅西改札口部のRC柱中間部が圧縮破壊をしている. この地震の震央は高槻市(城跡公園付近)で、同市内西部の地域では家屋の半壊が 多く生じている地域があり,屋根にはブルーシートが沢山架けてある.また同市富 田地区ではRC中層建物1階の駐車場の特定の柱のみが圧縮損壊を生じている事例 がある.この地震では居住用の建物の壊滅的な破壊事例は報道されていない.しか し半壊事例はかなりあるようである.その中には鉛直波動によるものが含まれてい ると予想される.そして重要な知見としては,M6クラスの地震から構造物を損壊 さす衝撃的な鉛直波動が,局地的に発生すると判断できることである.



# 疑似点震源モデルを用いた2018年6月18日大阪府 北部の地震の強震動シミュレーション #長坂陽介・野津厚(港空研)

Strong motion simulation of the Northern Osaka earthquake of June 18, 2018 using the pseudo pointsource model #Yosuke Nagasaka, Atsushi Nozu (PARI)

2018年6月18日7時58分に発生した大阪府北部の地震(M_j6.1)は,大都市近傍 で発生した内陸地殻内地震であることに加え,複数の活断層が存在している地域 で発生した地震であるという意味でも重要な地震である.本検討では疑似点震源 モデルを用いた強震動シミュレーションを行うことにより,内陸地震に対する本手 法の適用性を検証するとともに本地震の強震動生成メカニズムを解明することを 目的とした.

疑似点震源モデル(Nozu, 2012)では震源をωスクエアモデルに従う震源スペクトルとし、これに伝播経路特性(Bore, 1983),経験的サイト増幅特性、経験的サイト位相特性を合わせることで強震動波形を合成する.パラメータが少なくシンプルであるが、過去に多くの地震に対して良好な結果を示している.M6クラスの地震に対しては2005年千葉県中部の地震について観測結果と良い一致を示していたが、内陸地震については適用例が少ない.

本検討では1つの点震源が気象庁による震源位置にあるとしてモデル構築を試みた.パラメータは地盤密度2700kg/m³,S波速度3.55km/s,Q値180× f^{0.7}(Petukhin et al., 2003), ラディエーション係数は平均値,経験的位相は2018 年6月19日4時53分の地震によるものとし,図1に示す対象地点について観測フー リエスペクトルとの誤差が小さくなるように地震モーメント(1.6×10¹⁷Nm)とコーナー 周波数(0.55Hz)を決定した.その結果,図2のような結果が得られた.図2より,全 体的な傾向は良く一致している一方で,地点によっては観測フーリエスペクトルに 干渉によると考えられる山谷がある.複数の異なるメカニズムを持つアスペリティが 強震動に寄与している可能性もあり,今後も検討を続ける予定である.また,ラディ エーション係数についても理論値を含めたモデルの適用を検討する.



# 大阪府北部地震のシミュレーション解析による大

阪平野における浅部表層地盤の影響

#片岡卓也・永野正行(東京理科大学)

Influence of shallow surface soil in the Osaka plain by simulation analysis of Osaka Prefecture North Earthquake #Takuya Kataoka, Masayuki Nagano (Tokyo Univ. of Science)

#### 1.はじめに

2018年6月18日7時58分頃に大阪府北部を震源とする地震(M_j6.1)が発生し、 大阪市北区,高槻市,茨木市,枚方市及び箕面市で震度6弱が記録された。 大阪府内で震度6弱が観測されたのは,記録が残る限り初めてのことであり この観測記録を分析することは大阪平野の地震動評価を行う上で重要である。 震源近傍における観測記録はOSK002(KiK-net:高槻),SRK(CEORKA:茨木 白川)であり,周期0.4~0.8秒で卓越するパルス波であった。シミュレーショ ン解析を行うにあたり,浅部の表層地盤が短周期地震動の増幅特性に大きな 影響を与える可能性がある。本稿では大阪平野における浅部表層地盤を含む 三次元地下構造モデルを構築し,観測記録のシミュレーション解析を行うと ともに浅部表層地盤の影響について検討した。

#### 2.三次元地下構造モデル

工学的基盤(Vs=400m/s)以深の深部地盤構造モデルは平成16年度大阪府が 作成したモデル(以降,表層無モデル)を使用する。工学的基盤以浅の浅部表 層地盤構造モデルは平成22年度産業技術総合研究所が作成したモデルを使 用する。このモデルにおいて,西大阪地域(大阪湾沿岸部付近)は沖積層 (Ma13層),第一洪積砂礫層(Dg1層),海成粘土層(Ma12層)の順で詳細にモデ ル化されている。しかし,東大阪地域(大東市,東大阪市,八尾市等)では Ma13層までしかモデル化されていないため,Dg1層及びMa12層を補間する ためにJ-SHIS Mapの30m平均S波速度を使用する(以降,表層有モデル)。図1 にOSKH02における東西方向のS波速度断面図を示す。表層有モデルの工学 的基盤深さはMa12層下面と設定している。地盤物性値はVs=0.2~3.2km/sの 12層に分割する。減衰特性はQ=Vs(m/s)/15とし,その参照周波数はfo=1.0Hz とする。

#### 3.解析条件

解析手法は大阪堆積盆地の不整形地盤が検討可能な三次元差分法(FDM)を 用いる。解析領域は南北35km,東西35km,深さ16kmの範囲である。深さ 方向において上部領域3km,下部領域13kmに分割する。グリッド間隔は深 さ0~0.1kmにおいて20m,深さ0.1~0.25kmにおいて水平20m,鉛直30m,深 さ0.25~0.5kmにおいて水平20m,鉛直40m,深さ0.5~3kmにおいて水平20m, 鉛直50mとする。3km以深は100m均等グリッド間隔とする。減衰領域は上 部領域側方に100グリッド,下部領域及び底面に20グリッド設け,外部に向 かって上部領域Q=500~5,下部領域Q=100~5に変化するように設定する。 時間刻みは上部領域0.0016秒,下部領域0.008秒とし,50秒間の計算を実施 する。これより,有効周期0.5秒以上の計算精度が保証される。

震源は点震源とみなし、震源解はF-Netの値を用いる。すべり速度時間関数はライズタイム0.9秒の二等辺三角形とする。

#### 4.解析結果

有効振動数0.1~2.0Hzとし、図2に観測記録波形との比較を示す。表層有 モデルの場合、観測記録と良く一致した。表層無モデルの結果と比べると、 浅部表層地盤による影響があると言える。西大阪地域のOSKH02は後続パル ス波の再現が困難であった。そこでQ値を大きくして検討を行う。Q値を大 きくすることによって後続波の生成は確認できたが、振幅が大きくなり、明 瞭な後続パルス波の再現はできなかった。Q値の設定については今後の課題 としたい。



# 京都盆地西南部淀川三川合流地点での反射法地震 探査データの再解析

# 稲崎 富士(土木研)

Re-processing of shallow seismic reflection data obtained at the confluence of Yodo River, southwestern part of the Kyoto Basin. # INAZAKI Tomio (PWRI)

**Abstract:** Shallow seismic reflection survey data, which had been obtained in 1985 at the confluence of the Yodo River, were reprocessed and re-interpreted to reveal the near surface deformation structure at the site. The site is characterized as a junction of major active faults in Kinki District. The reprocessed reflection section delineated a flexure showing east side upheaval at the shallow depths. Whereas the reprocessed data were outdated in the view point of field acquisition parameter, they were still useful for the structural interpretation of the near surfaces by applying advanced processing.

京都盆地南西部に位置する淀川三川(桂川,宇治川,木津川)合流部には,近 畿地方を代表する数多くの活断層・構造線が集中している.同サイトは有馬-高槻 断層帯の東端部にあたり,また横大路断層の南西端にも該当する.さらに京都西山 断層帯および男山断層の延長部でもあるが,どの断層が浅部構造を規制している かはよくわかっていなかった.このサイトでは,今住・小林(1985)が今回再解析した 測線と同一測線上で浅層反射法地震探査断面を実施している.しかし断面の解像 度が低く,地下構造を解釈することは困難である.横倉ほか(2003)は京都盆地南 縁部で反射法地震探査を実施し,男山丘陵東縁部に基盤層が南側で約400m落ち 込む撓曲変形構造を見出している.一方で男山丘陵の北縁部では基盤層が浅部 に伏在していることは明らかにしたものの,浅部構造は不明瞭であった.

筆者らは1980年代に浅層反射法探査技術を確立し,浅部地盤構造探査に適用 してきた(稲崎, 1985).また牽引式の探査ツールとしてS波ランドストリーマーを開 発し,伏在活断層調査に活用してきた(Inazaki,1999).京都盆地内においても京 都西山断層調査(Inazaki, et al. 2001),京都盆地南縁部構造調査(稲崎ほか, 2003)などに使用し,浅部地盤の変形構造を明らかにしてきた.

一方で1982年以降のデジタル探査記録データを再解析処理し、アーカイブ化を

進めている. 今回, 1985年に京都府八幡市地先の淀川三川合流部で取得したP波 浅層反射法探査記録データを再解析処理したところ, 浅部の変形構造をイメージン グすることができたのでここに報告する.

測線は木津川と宇治川とを境する背割り堤上に設置した(Fig. 1). 測線長は 980m, 5m間隔で地震計を設置し, ロールアロング方式で24ch分のショットギャザ

を収録した.P波振 源にはドロップヒッタ を使用した. 解析に 使用したショット記録 は165点分である. マイグレーション 後時間断面をFig.2 に示す. 測線距離程 400m付近に, 東側 上がりの撓曲変形構 造を解釈することが できる.最表層の反 射面はほぼフラット であるのに対し,西 半部側では緩く東に 傾斜する構造を解釈 することができる. 一 方東半部では往復 走 時150msec付 近 に強い反射イベント が出現し、それ以深 はイベントが乏しい. 基盤上面からの反射 に対比することが可 能である.以上の解 釈は,同サイトでは. 基盤層が東側で浅く なっていることを示唆

している.



Fig.1 A map showing the seismic survey line (TJ-P). The field survey was conducted in 1985.



Fig.2 Migrated time section along TJ-P Line, set on a bank at the confluence of Yodo River, Yawata City, southwestern part of the Kyoto Basin.

### 6月18日大阪府北部の地震の高密度余震観測

飯尾能久・#片尾 浩・冨阪和秀・澁谷拓郎・宮﨑真大・長岡愛里・中 川 潤・澤田麻沙代・阪口 光・大柳修慧・原 将太・阿武山サポータ 一有志(京大防災研)・松本 聡・松島 健・神園めぐみ(九大理)・酒 井慎一・増田 正孝・田中 伸一(東大震研)・林 能成(関西大学社会 安全学部)

### High Density Observations for the Aftershocks of JUN18 Northern Osaka Earthquake

Yoshihisa Iio, #Hiroshi Katao, Kazuhide Tomisaka, Takuo Shibutani, Masahiro Miyazaki, Eri Nagaoka, Jun Nakagawa, Mitsu Sakaguchi, Syukei Oyanagi, Shota Hara, Supporters of Abuyama Obs.(DPRI, Kyoto Univ.), Satoshi Matsumoto, Takeshi Matsushima, Megumi Kamizono (Kyushu Univ.), Shin-ichi Sakai, Masataka Masuda, Shin-ichi Tanaka(ERI, Univ. Tokyo), Yoshinari Hayashi(Kansai Univ.)

本年6月18日朝,大阪府北部の地震(Mj6.1)が発生した.震源域の構造や応 力場を詳細に知るためには,震源域直上域において,できるだけ多くの観測点を 置き余震を観測する必要があることは論を待たない.本研究グループでは,同日 夕刻より高密度の余震観測網の展開を開始した.

オンライン観測としては、19~20日の間に、衛星テレメータ観測点4点を震源域 を取り囲むように設置し、リアルタイムで波形データを配信開始した.

オフラインの観測点としては、新学術領域「地殻ダイナミクス」におけるいわゆる 「0.1満点」計画のために開発された近計システム社製EDR-X1000をデータロガ ーに用いた.センサーは固有周期2Hzもしくは4.5Hzの上下動1成分のみで、メモ リーカードに連続波形を記録する.これらの観測システムは、2000年鳥取県西部 地震震源域における長期高密度観測をはじめ、2016年の鳥取県中部地震M6.6、 2017年4月の島根県中部地震M6.1の余震観測でも実績を上げている.18~22 日の間に、高槻市、茨木市、枚方市などの震源直上から周辺域に約50点を設置 した.引き続き7月中旬にかけて順次増強して、さらに約40点を設置、合計で約 100点の臨時観測網を展開した.観測点間隔は平均で約1km程度、最も密度の高 い地域では数百mである. 有馬高槻構造線より北方の北摂・丹波山地は,定常的に微小地震活動が活発 な地域であり,京大防災研では2008年以降従来の高感度定常観測に加え,いわ ゆる「満点計画」による数十点のオフライン観測点を設け,高密度地震観測を実施 してきた.

一方,有馬高槻構造線の南側は,普段の地震活動はきわめて低調である上, 都市の発達した平野部であることから,高感度の地震観測はほとんど行われてい なかった.今回の地震の本震震央は有馬高槻構造線の南側,高槻市街の中央部 に位置し,余震域もほぼ全域が都市の真ただ中で,人口密度や鉄道,道路など交 通量が大きく,人工ノイズを避けることは不可能である.高感度観測の常識に反す る悪環境ながらも,高密度多点観測により,各点の断続的にノイズが軽減される合 間を集約することで多くの地震を捉えることができる可能性が高い.また,深夜早 朝の時間帯には、ノイズ環境が大いに改善すると期待できる.

本研究では、余震の精密分布、地震波速度構造の他、多点観測を生かして初 動による発震機構解の大量決定により、2枚の断層が関与していると言われている 震源周辺の応力場の空間変化を捉えることが期待される.講演では、観測の概要 のほか、データ取得状況と予察的な解析結果を紹介する予定である.



図1 臨時観測点の分布(7月12日現在). 図のほぼ中央が本震震央.

### 大阪北部の微動観測調査と臨時地震観測

#津野靖士(鉄道総研)·山中浩明·地元孝輔(東工大)·是永将宏(鉄 道総研)

### Microtremor Observations and Temporary Seismic Observations Performed in the Northern Part of Osaka Prefecture

#Seiji Tsuno (RTRI), Hiroaki Yamanaka, Kosuke Chimoto (Tokyo Tech.), Masahiro Korenaga (RTRI)

<u>はじめに</u>大阪北部に位置する北摂地域では,複数点の地震観測データから, 複雑な地下構造による地盤震動特性が報告されている(上林・堀家[2002]や 津野ほか[2017]).地下速度構造の空間分布を把握することを目的に,2017 年11月に北摂地域の50地点で単点微動観測を行った.また,2018年6月18日 に発生した大阪北部の地震(Mj 6.1)後,北摂地域の地盤震動特性を詳細に把 握することを目的に,臨時地震観測を9地点で行った.

単点微動観測 北摂地域において,2017年11月に,加速度計JEP-6A3 (10V/G)・速度計VSE-15D6と収録器LS-7000XTを用いて、2kmx2km程度の 範囲内で50地点の微動データを取得した。単点微動観測データから算出し たH/Vスペクトル比のピーク周波数を全観測点に対して読み取り、北摂地域 におけるH/Vスペクトル比の卓越周波数の面的分布を作成した(図1). 図か ら,北摂山地では周波数1Hz以上,芋側低地では周波数0.3Hz,千里丘陵で は周波数0.5Hz付近のH/Vスペクトル比が卓越していることが分かる。2km 程度の距離にも関わらず、地下速度構造が変化に富むことが指摘され、南北 測線で実施された反射法探査とアレー微動探査から推定された2次元地下構 造(宮腰ほか、2017)と対応する。一方で、東西方向の地下速度構造は明らか ではないが、盆地が円筒状に広がっていることが本結果より推察できる. 臨時地震観測 2018年6月18日に発生した大阪北部の地震では、箕面市栗生外 院において震度6弱(気象庁の震度速報)を記録した.そのため、北摂地域の地盤 震動特性を詳細に把握することを目的に、図2に示す9地点において臨時で 連続余震観測を2018年6月21日及び6月29日から開始した。本震時の北摂地 域の地震動分布を再現することを目的に, 箕面市粟生外院と以前設置してい る2地点(北摂山地と芋川低地)と重複させ,他6点は新規観測点として選定した.



図2 震源-観測点の位置関係と設置した臨時地震観測点

### 2018年大阪府北部の地震における茨木市周辺の

### 余震観測

#後藤浩之(京大防災研)・平井俊之・江口拓生(ニュージェック)・中本 幹大・Anirban Chakraborty・山下大輝(京大防災研)

Temporal seismic array around Ibaraki city after the 2018 North Osaka Earthquake

# Hiroyuki Goto (Kyoto Univ.), Toshiyuki Hirai, Hiroki Eguchi (NEWJEC), Mikihiro Nakamoto, Anirban Chakraborty, Daiki Yamashita (Kyoto Univ.)

2018年6月18日に発生した大阪府北部の地震(Mj6.1)を受けて, 震源に近い茨 木市を中心として余震観測を展開した. 6/19に3観測点, 6/20に3観測点の計6点 設置し, 6/26に全点回収した. AC電源の供給とGPSによる時刻校正を行なったオ フライン観測である. 微地形区分によると扇状地に3観測点, 砂礫質台地に2観測 点, 後背湿地に1観測点設置したこととなる.

余震記録の一例を図1に示す. 震源距離の離れた扇状地上のIBR01やIBR02 で速度振幅の大きな記録が得られている. 複数の余震記録に基づき地盤の伝達 関数を推定したところ,扇状地では3Hz付近が,後背湿地では2Hz付近が卓越す る傾向が認められた.







## 2018年6月18日の大阪府北部の地震の余震観測 #松島信一・伊藤恵理・長嶋史明(京大防災研)・門田竜太郎・八木尊 慈・佐藤啓太・王自謙(京大院工)

# Aftershock observation of the earthquake in the northern Osaka Prefecture on June 18th, 2018

#Shinichi Matsushima, Eri Ito, Fumiaki Nagashima (DPRI, Kyoto Univ.), Ryutaro Kadota, Takachika Yagi, Keita Sato, Ziqian Wang (GSE, Kyoto Univ.)

We observed aftershocks of the earthquake that occurred in the northern Osaka Prefecture on June 18th, 2018. The stations were deployed in the area with hardly no damage, but nearly the same epicentral distance as cities such as Takatsuki and Ibraki, where many damage to roof tops of houses and infrastructure were found.

2018年6月18日に発生した、大阪府北部の地震(Mj6.1、深さ13km)により,大阪府大阪市北区,高槻市,枚方市,茨木市,箕面市の5市区で震度6弱,京都府京都市,亀岡市など18の市区町村で震度5強を観測した.大阪府で全壊した建物が12棟あったが,地震の揺れを原因として死亡したのは高槻市と大阪市東淀川区でブロック塀の下敷きになった2名と,茨木市と高槻市で自宅の本棚やタンスに挟まれて死亡した2名であった

著者らは地震動と被害との関係を調査するために,京都大学防災研究所の複数研究分野と協働して,2018年6月19日~7月10日にかけて高槻市やその周辺で 余震観測を行った.住家の屋根被害やライフラインの被害が多かった茨木市を中 心として余震観測点を展開し(後藤・他,2018),著者らは住家被害がほとんど見 られないものの震央距離としては茨木市や高槻市と同程度の交野市や枚方市に も余震観測点を5点展開した.図1に著者らが設置した余震観測点位置(○)を震 央位置(×)と併せて示す.HKT02地点のすぐ東側は京都府八幡市であり,男山の 東側の斜面では屋根被害が集中した地域があった.

図2に、例としてKTN01地点において観測点設置時に観測した微動の水平上 下スペクトル比および2018年6月22日4時19分に発生したMj2.9の余震の観測加 速度波形を示す.これらの記録を分析することで、観測点の地盤構造を推定する. これらの分析結果と後藤・他(2018)や他機関が精力的に収集した余震観測記録をもとに、地震による被害と地盤構造との対応を調べ、震源特性と併せて、被害の原因について明らかにすることを目指す.

謝辞:余震観測を行うにあたって,交野市,枚方市,高槻市の多くの方々に協力していただきました.記して感謝の意を表します.



図1 余震観測点位置(×は震央)(地理院地図に加筆)



図2 KTN01観測点における微動水平上下スペクトル比と余震加速度波形の例

# ポスター会場

# (2日目)

S02, S04, S06, S08, S09, S15, S18, S21

# S02-P01

## 南九州川内地域周辺における

### 高密度地震観測網(AK-net)の構築

#中元真美·澤田義博·笠原敬司·Panayotopoulos Yannis・関根秀太郎(地震予知総合研究振興会)

Construction of the seismic observation network around Sendai area, southwest Kyushu, Japan # Manami Nakamoto, Yoshihiro Sawada, Keiji Kasahara, Panayotopoulos Yannis, Shutaro Sekine(ADEP)

#### <u>はじめに</u>

南九州地域には防災科研Hi-net、気象庁、大学等の微小地震観測点が比較的 密に配置されている.これらの観測点によって鹿児島県西部地域では深さ30km 以浅の地震活動が数多く捉えられている.活断層の活動に伴う極微小地震活動 や地震発生層の上限深度に関する検討のさらなる信頼度向上のためには,より稠 密な地震観測網の設置が必要かつ不可欠である.地震予知総合研究振興会(以

後,振興会)は当該地域における震源 決定の高精度化を図るとともに,各種 解析と合わせて地震活動の常時モニ タリングを行う為に,鹿児島県薩摩川 内市(甑島含む)及びその周辺に新た に地震観測点を設置し,高密度の微 小地震観測網(以後,AK-net)を構築 した.ここではこのAK-netの概要につ いて述べる.

#### 観測網の概要

AK-netは鹿児島県西部において既 設のHi-net観測点,大学及び気象庁 観測点の間を埋めるように観測点を配 置した.2017年6月から2018年3月に



図1AK-net 観測点配置図

かけて12点の地震観測点を新規に設置,既設点2点で観測装置の更新,既設点1 点の移設と観測装置の更新を実施した.各観測点間の距離は既設点も含めると5 ~15km程度である.各地震観測点では、ノイズレベルを下げ地震の検知能力の 向上を図るため、30m~50mのボーリングを掘削しその孔底に地震計を設置した. 設置した地震計は極微小地震から大地震まで対応できるよう,固有周期1秒の高 感度速度計(Lennartz社製,LE-3DLite MKⅢ及びLE-3DB/H)、固有周期120 秒の広帯域地震計(Nanometrics社製,Trillum Compact 120)及びサーボ型 加速度計(Nanometrics社製,Titan)の3種類である.加速度計は震度計としても 用いるため、地表に打設した基礎上に設置している.観測点からのデータは、リア ルタイムで地震予知総合研究振興会の本部に送信され、東大地震研、JDX-net を介して全国の地震観測網ネットワークに送信される.さらにTDX(Tokyo Data exchange)経由にて気象庁と防災科研にもデータが配信されている.AK-netの データは2018年4月より正式に送信を開始した.振興会に送られてきたデータは、 周囲の他機関の地震観測点のデータと合わせて微小地震の検出や地震波速度 構造等の様々な解析に用いられる.

#### 謝辞:

AK-netの構築に際しては、地震観測点の設置等に関して現地住民の方及び 各自治体から多大なご協力を得ることができた.記して深く感謝申し上げま す.



2018060318.31		
A.YUDA.U	1.	0e-3m/s
A.KMMY.U		0e-3m/s
A.WKMT U	Long W Mary Mary 11	0e-3m/s
A.TRMR U	presta M// (M/www.seconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderseconderse	0e—4m/s
A.KUS2 U		De—3m/s
A SATO U		De-3m/s
A.KSBC U	Manager Margaret Margaret Belleville Margaret Marg	De—4m/s
A.OZAT U	[W/p+y]()-y/w/p+y====================================	De-4m/s
AJCHN U	WWWWWWWWWWWWWWWWWWW	De—4m/s
A.URMY U	WWWWWWWWWWWWWWWWWWWWW	De-4m/s
AJMTA U	4.	ðe-4m/s
A.KAMO U	www.www.linel//www.www.sa	∂e—4m/s
AHOKLU		∂e—4m/s
A.FKAG U	Windowskie film / War / War / War / War	∂e—4m/s
A.KTUR U	m Hagtinesses III + 14 / 1/2 martinesses	De—4m/s
30 35	40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90	
	time [c]	

図 3 AK-net の上下動速度波形記録の例 (2018年6月3日18:31:40.6 に天草灘で 発生した Mj3.9 の地震)

### 埼玉県さいたま市見沼区および周辺地域で観測された地震

の波形データの解析による見沼区の地盤特性の推定

#林春太朗·荒井賢一(栄東高等学校)·野間鉄心(栄東中学校) Ground characteristics in Minuma-ku, Saitama City, Saitama Prefecture estimated from spectral analysis of the observed seismic wave data #Shuntaro Hayashi, Ken'ichi Arai(Sakae Higashi High.), Tesshin Noma(Sakae Higashi Junior High.)

本校の理科研究部では、校内に地震計(株式会社 aLab の IT 強震計)を設置 し、地震観測を継続している。本研究では、観測された地震波形のスペクトル 解析をおこなう。併せて、隣接する周辺地域にある K-NET 観測点(大宮・久喜・ 川越、図1にそれらの位置を示す)での観測波形についても、同様の解析をお こなう。両者の結果の比較から、学校の位置する埼玉県さいたま市見沼区にお ける地震動の特性を知ることを目的とする。

上記の解析には、気象庁による震度データベースに収録された地震のうち、 さいたま市見沼区(堀崎)で震度1以上を記録したものを用いる。フーリエス ペクトルの算出には高速フーリエ変換法(FFT 法)を用い、さらに Python の SciPy ライブラリを用いて応答スペクトルを算出した。



AX I AFVICINI VICH		
発生日時	2018/06/17	
	15:27:21.8	
震央	群馬県南部	
深さ	14km	
気象庁マグニチュード	M4.6	
最大震度	5 弱	

主1 解析に用いた地震の1へ



解析に用いた地震の1つとして、2018年6月17日に発生した地震(表1)の 記録から求めた速度応答スペクトルを図2に示す(減衰定数は0.05)。本校と K-NET 大宮観測点の距離はわずか5km程であるが、速度応答スペクトルの最大 値は、大宮観測点の方がEW、NS、UDともに値が大きい。このことから、2地点 の間には、地盤特性に違いがあることが示唆される。久喜・川越の観測点も含 めて、より多くの事例を解析する。

#### 謝辞

IT 強震計で観測されたデータの解析にあたっては、株式会社 aLab 社長の荒 木正之氏に助言を頂くことができた。本研究は、武田科学振興財団より頂いた 研究助成(高等学校理科教育振興奨励)によりおこなった。

### S02-P03

### 日本海溝海底地震津波観測網(S-net) のノイズレ

### ベル評価

#植平賢司・功刀 卓・汐見勝彦・青井 真・高橋成実・近貞直孝・松本 拓己・中村武史(防災科研)・篠原雅尚・山田知朗(東大地震研)・望 月将志(文科省)・金沢敏彦(地震予知振興会)

### Noise levels of S-net stations

#Kenji Uehira, T. Kunugi, K. Shiomi, S. Aoi, N. Takahashi, N. Chikasada, T. Matsumoto, T. Nakamura (NIED), M. Shinohara, T. Yamada (ERI, Univ. of Tokyo), M. Mochizuki (MEXT), T. Kanazawa (ADEP)

### <u>はじめに</u>

日本海溝海底地震津波観測網(S-net)は,2011年3月の東北地方太平洋沖 地震の後,文部科学省からの補助金を受け整備を開始した.整備については, これまで地震学会秋季大会を通じて,次のように報告を行ってきた.すなわち, 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),2016年秋季大会(S02-07,S02-08), 2017年秋季大会(S02-06)である.

合計150の観測点を6つの海域に分けて整備を行い、2016年2月より海溝軸 外側の海域を除く5海域125観測点のデータ収集を開始、2017年3月より海溝 軸外側海の収集も開始し、これをもって全150観測点すべてのデータのデータ 収集が開始された.

本講演では、1年間程度のデータを用い、S-netの観測点のノイズレベルについて報告する.

### <u>S-net観測装置と解析方法</u>

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3成分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. これらの観測装置は直径34cm、長さ226cm の円筒形のベリリウム銅製の容器に収納されている. 観測装置にはジン バルは搭載しておらず,地震計の3軸の方向は装置の設置状況に応じた 方向になっている.従って,解析では,敷設時の設置方位を観測装置の 長手方向とし,加速度計の重力加速度の3軸の大きさの比より上下成分, 南北成分,東西成分に変換を行って解析を実施した.解析はパワースペ クトル密度(PSD)の Probability Density Function (PDF) を McNamara & Boaz (2005)の方法で計算し,ノイズレベルの評価を行った.

サーボ型加速度計は日本航空電子社製のJA5 TypeIII-Aを使っているが, センサーのノイズレベルは-120dB程度あり周期2~8秒程度の脈動の帯域 でしか平時の地動を記録していない.従って,脈動以外の帯域では地動 ノイズレベルの評価は厳しい.速度型地震計については固有周波数15Hz のOMNI-2400を使用しており,15Hzより長周期側のシグナルについて は感度が落ちていくが,機器の特性を補正したものとJA5のスペクトル を比較した所,OMNIについても周期8秒程度までは地動を記録している 事が分かったので,こちらの記録で地動ノイズレベルを議論する.

### 観測装置埋設の効果について

S-netにおいては、水深1,500m以浅については設置時に鋤式埋設機を使って海底下1m程度の深さの溝を掘り、その下に設置している. ほとんどの場合、設置とともに溝の壁が崩れるので実際には海底下1m程度に埋設された状態になっている.一方、水深1,500m以深については海底面に設置されている. 埋設の効果を評価するために水深毎にPSDを計算して比較した.

まず、上下動成分については、すべての帯域において水深にかかわら ず基本的にノイズレベルに大きな変化は見られなかった.水平動成分に ついては、3~9Hzの帯域については、非埋設観測点に比べ埋設観測点の ノイズレベルが10dB程度低くなっており、一般に水深が深くなるにつれ て海底下のノイズレベルが低くなってくることと考え併せて、埋設によ る効果が大きいと考えることが出来る.それ以外の8秒程度までのより 長周期側の帯域においては埋設・非埋設の観測点で大きなノイズレベル の差は見られなかった.先程述べたように、水深が浅くなると低層流の 影響でノイズレベルが一般的には高くなるが、水深による差があまり見 られないということは埋設する事により浅海の低層流の影響をある程度 抑えることが出来ていることが推察される.
## 広帯域海底地震計鉛直成分のノイズ除去による 表面波アレイ計測

#川野由貴·一瀬建日·川勝均·塩原肇(東大地震研)

Array analysis of surface wave using noise removed vertical component BBOBS data

#Yuki Kawano, Takehi Isse, Hitoshi Kawakatsu, Hajime Shiobara (ERI)

#### 背景

海洋底における長周期地震観測では、底層流に起因するノイズ(傾斜ノイズ)が計 測を困難にすることが知られている(Crawford and Webb, 2000).底層流は広帯域 海底地震計 (BBOBS)をその重心周りに微小振動させ、水平成分に顕著な傾斜ノ イズをもたらす.加えて、地震計センサの鉛直軸が真の鉛直方向からずれている場 合、水平成分が鉛直成分にしみ出すため、水平成分とコヒーレントな傾斜ノイズが 鉛直成分に生じる.そこで、水平成分を用いて傾斜ノイズを予測し、鉛直成分から 取り除くことで、鉛直成分ノイズを低減することができる(e.g., Crawford and Webb, 2000; Bell et al., 2015).これまで我々のグループの解析(e.g., Takeo et al., 2013; Isse et al., 2009)では、このようなノイズ低減を試みてこなかったので、本研究では ノイズ除去を行い、より多くの地震波形を用いたデータ解析を試みる.

#### 解析手法

本研究におけるノイズ除去手法は、Crawford and Webb (2000)とBell et al. (2015)を参考とした.まず、日ごとに水平成分から鉛直成分への周波数伝 達関数を求め、位相とアドミッタンスに分解する.次に、各周波数において、 連続した多くの日におけるデータ(位相・アドミッタンス)からアドミッタン スの誤差やコヒーレンスを参考に、よく推定された日のデータの中央値を求 め、観測期間を代表するような伝達関数を1つ構成する.最後に、この中央 値伝達関数を各日の水平成分に適用することで鉛直成分(<0.1Hz)における傾 斜ノイズを推定し、鉛直成分から差し引くことでノイズ除去された鉛直成分 を得る.

#### 結果

上記のノイズ除去をNormal Oceanic Mantle Projectで取得された波形デー タに適用し、表面波アレイ解析 (Takeo et al., 2018, 投稿中)の改善を目指す. Takeo et al. (2013)を参考に、シャツキーライズ南東の4観測点 (2011/11~2013/04)を使用してノイズ除去前後の波形データ (0.01-0.03 Hz) によるイベントリストを2段階選別で作成した.第1段階では、マグニチュー ド5.5以上、震央距離3000 km 以上、震源深さ200 km 以浅のイベントについ て、地震波を含む819秒長波形のエンベロープ関数の最大値と、地震発生2時 間後の波形のRMS振幅値を比較し、10倍以上異なるイベントを選択した.第 2段階では、S/N比の選別を通過したイベントについて、4観測点6ペアの相互 相関関数を求め、平均相互相関係数0.9以上のイベントを採択した.その結果、 ノイズ除去後の採択数はノイズ除去前の2倍以上となった(図1.).ノイズ除去 前は平均相互相関係数0.5未満であったイベントについても、ノイズ除去後は 0.9以上の高い相互相関を示した.



観測点 NM22 からみた逆方位角 図 1. 黒:ノイズ除去後の鉛直成分により採択されたイベント. 灰:ノイズ除去前の鉛直成分を使用した場合.

#### まとめ

ノイズ除去により解析に使用できるイベント数の向上が確認された. 今後 は, 採択されたイベントを用いて, 表面波アレイ位相速度計測を行う. 最終 的なイベント採択方法は表面波アレイ位相速度計測と並行して決定する.

## DONET海中部センサーの長期安定性評価 #中野優・堀高峰(JAMSTEC)・高橋成実(防災科学技術研究所)

## Evaluations of long-term stability of DONET sensors #M. Nakano, T. Hori (JAMSTEC), N. Takahashi (NIED)

はじめに:南海トラフの紀伊半島沖から室戸沖に設置された地震津波観測監視 システム(DONET)は、2010年に観測点の設置が開始されてから約8年が経過す る。DONET観測点は深さ約1000m~4500mの海底に設置されており、この様な環 境でのセンサー特性の長期安定性について評価する必要がある。また、将来の地 震・津波シグナルを正確に記録するため、センサーの特性を常時調査し、健全性 を確認しておく必要があり、そのための手順を構築する必要がある。

本発表では、DONET観測点に設置された各種センサー(水圧計、地震計)に ついて、これまでに蓄積された観測記録を用い、特性の経年変化と安定性につい て評価した結果について報告する。ここでは、例として水晶水圧計(絶対圧力計、 津波計)について評価した例を示す。

長期安定性評価:水晶水圧計の感度と経年変化について、次の手順で推定した。水晶水圧計記録は、海洋潮汐によって常に±20 kPa程度の圧力変化を記録している。理論潮汐に対する圧力変化の比を計算し、水晶水圧計の感度を推定した。理論潮汐による海面高の変化は、Matsumoto et al. (2000) による NAO.99Jb model を用いて計算した。このモデルは、TOPEX/POSEIDON衛星による海面高 および、日本の検潮所における潮汐記録を用いて推定した係数から、理論潮汐を 計算するものである。

水晶水圧計の1日長および1か月長の記録に対して、平均水圧を引いた後、変動成分に対して理論潮汐による海面高を最小二乗フィットし、水圧/海面高比を計算した(図1上)。1か月長の記録においては、水圧/海面高比はほぼ一定の101 Pa/cmとなった。ただし、メンテナンス等による欠測を含む期間では値が大きく外れた。一方1日長のデータに関しては、海洋潮汐の位相によって、90~110 Pa/cmの間でばらつきが見られた。しかし1年間の値を平均すると、ほぼ一定の101 Pa/cmとなった。結果として、水圧/海面高比は、101 ± 1 Pa/cmで全期間、全51観測点でほぼ同じ値が得られた。

推定された水圧/海面高比を用いて観測値から理論潮汐による水圧を除去する と、1 kPa程度の変動成分が残った。この残差成分は全観測点でほぼ同じ波形で あり、また理論潮汐と相関があるように見えることから、理論潮汐が観測と完全には 一致していない事を示唆している。1日長のデータにフィットした場合の水圧/海面 高比に大きなばらつきが見られるのも、理論潮汐が観測と完全に一致していない ためであると考えられる。

次に、1日長および1か月長の観測値から計算した平均水圧について検討する (図1下)。平均水圧は短期的には潮汐の影響を受けるが、長期的にはセンサーの ドリフト、低気圧の通過や黒潮の蛇行などの気象・海洋変動による海面高の変化、 設置場所の深度の変化などの影響を見ていると考えられる。1年程度以上の長期 的なトレンドは観測点によって違いが見られるが、多くの観測点では指数関数的 に増圧する傾向が見られ、センサーのドリフトを見ていると考えられる。数日~数 か月程度継続する変動は全観測点でほぼ共通しており、これは気象・海洋変動の 影響であると考えられる。ただし、観測点によっては数か月~数年程度の、他の観 測点と異なる変動が見られ、これは地下の断層で起きた非地震性すべりの影響の 可能性がある(Suzuki et al. 2016, Tectonophysics)。

議論:理論潮汐の計算にはNAO.99Jbモデルを用いたが、DONET水圧記録の 潮汐成分とは厳密には一致しない事が示唆された。DONET記録をより良く説明 する潮汐モデルを構築することで、センサーの感度やトレンド、経年変化をより精 度よく評価できる可能性がある。

結論:DONET水晶水圧計の感度は、 観測開始から現在まで誤差の範囲で 一定であり、安定していることが示され

ールでのり、安定していることが小された。同様の計測を継続して行い、異常が発生した場合にいち早く検知することが、今後の信頼できる観測を継続するために重要である。また、地震計の特性の経年変化を評価するためには精度の高い入力シグナルが必要であるが、地震動入力時に水圧計にも変換波が記録されるため、これを基準として感度特性についても経年変化の評価が可能であると期待される。



図1水晶水圧計の水圧/海面高比(上)および平均水圧(下)の経年変化(KMA04 観測点)。黒丸と赤点それぞれ、1か月長および1日長のデータを用いた場合。緑 ▲は1日長による結果を1年平均した値を示す。

### 高分解能加速度センサーによる高精度傾斜計測の試み

#石原 靖·深尾良夫·金 泰運(JAMSTEC)

#### High Precision Ground Tilt Test Measurement by High Resolution Accelerometer #Yasushi Ishihara. Yoshio Fukao, Taewoon Kim (JAMSTEC)

#### <u>1.はじめに</u>

グローバル地震観測網においては長らくSTS-1型地震計が使用され地震動 から地球潮汐までの広い帯域をカバーする良質なデータの提供がされてきた。 STS-1地震計の製造メーカー等からの技術的なサポートはすでに終了し、更 に経年劣化により故障する機材が目立つ状況となっている。広帯域地震観測 の世界的な展開により120秒計を中心とするセンサーが広く利用されており、 それらは通常の地震観測では十分なスペックを有している。一方、地球自由振 動などの超長周期成分の観測では十分な感度、S/Nが得ることが難しい。水平 動成分の超長周期地震動の計測に特化した代替のセンサーとして高性能の 加速度センサーを用いた傾斜計測について報告する。

#### 2.機器構成

この試験計測では現在のSTS-1地震計の更新を想定している。観測壕内の 地震計台上での設置で、サイズもほぼ現在の地震計とほぼ同じ程度が望まし い。この試験計測ではParoscientific社の水晶発振型の高分解能トランスドュ ーサーを内蔵する加速度センサーで、更に感度を上げたモデルを使用した。 2軸のセンサーを2組、方位を45度変えて共通の架台に搭載した。これは相 互のデータの整合性を確認することで不正なデータの抽出し、データの信頼 性を高めることを目的にしている。

#### 3.試験計測

室内試験では高精度の傾斜計測の評価が難しい。初期の性能評価としては 観測壕内での安定した環境下で地球潮汐と比較する方法が適切と考えられる。 名古屋大学の犬山観測点では太平洋域ネットワークのSTS-1地震計が稼働し ている。この観測点では安定して地球潮汐が計測できるとともに、STS-1地震 計のLP出力と直接比較できる利点がある。試験センサーをSTS-1地震計の共 通の台の上の隣に設置する。できるだけ観測条件を同じにするために、試験 センサーをSTS-1地震計と同じ形状のプレート上に、更にそのプレートも同じ 方法で据え付けた。この試験センサーは内蔵のデジタル処理によりデータを 出力する。0.3Hzのカットオフとして2spsのサンプリング速度で連続収録した。 4.試験データの状況

設置直後は1週間程度の間大きなドリフトが見られた。設置直後のセンサー本体の温度場の安定やセンサー筐体と設置台のマッチングに時間を要していると推察される。ドリフト成分は落ち着いた頃の1日分の記録の例(3mHzのローパスフィルターを)を示す。東西成分を示す傾斜計CH1-X成分にはノイズ等の不安定な信号が乗っているものの地球潮汐に相当する変動が計測されている。その反面、成分によりデータの品質にばらつきが認められ、他成分では相当する変動の検出は難かしい。稼働した後にパルス状の信号が乗り始めるなど、長期間の安定性にも課題が残る。

#### <u>5.今後の予定</u>

センサー本体の動作確認、また必要に応じて再調整をおこなう共に、筐体や試 験装置の再検討が必要である。課題は多いが、初期機体で地球潮汐の変動が確 認されたことで改善の目標が明確になった。



(左)一日長の試験計測データ。最上段のCH1-X成分は比較的安定したデータが 得られている。 (右)試験計測の様子

謝辞:名古屋大学には観測施設を利用させていただいた。Paroscientific社小林氏、東邦 マーカンタイル大井氏には助言等サポートを受けている。本研究の経費の一部は科研費 (課題番号:17K05646)に拠る。

## 高密度地震観測網における観測データの時刻補正 #木村武志¹・青井真¹・酒井慎一^{1,2}・平田直^{1,2}

(1:防災科研,2:東大地震研)

#### Time Correction of Waveform Data Observed by Highdensity Seismograph Networks

#Takeshi KIMURA¹, Shin AOI¹, Shin'ichi SAKAI^{1,2} & Naoshi HIRATA^{1,2} (1: NIED, 2: ERI, Univ. of Tokyo)

2017年度から開始した「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト」では、首都圏における地震動を高解像度で把握するため、首都圏地震観測網 (MeSO-net)や基盤的地震観測網等のデータに加えて民間企業等が保有するデータも統合して利活用可能にする、官民連携でのマルチデータインテグレーション システムの開発を進めている.民間企業等が保有するデータは観測機器を運用 する各機関の目的に特化して収集されるものであり、様々な機関のデータを統合 する際には各データの特性に合わせた補正処理等が必要になる.

東京ガス株式会社が運用する超高密度リアルタイム地震防災システム (SUPREME)は、東京ガス管内の約4,000カ所(約1km²に1カ所)に設置された地 震計を活用し大地震時のガスの供給停止やガス導管の被害予測等を実現してい る.SUPREMEで観測された地震波形データは地震後に収集されており、首都圏 における地震動を高解像度で把握するための重要なデータセットと言える.一方 で、地震計内の精緻な時刻校正は行われておらず、これを適切に補正することで 利活用の幅が広がることが期待される.

本研究では、SUPREMEの波形データについて各観測点の近傍のMeSO-net やK-NET・KiK-net観測点の記録をreferenceとした時刻補正を行う. SUPREME の各観測点に対して上記3観測網の観測点は少なくとも約9km以内に1点は存在 するため、ごく近傍での波形比較が可能である.補正する手法としては以下の2つ の手法を試みている.1つはS波の高周波エンベロープを用いてreference記録と の相互相関関数から時刻ずれを推定する手法(以下,手法①)で、もう1つは長周 期波形を用いて同じく相互相関関数から時刻ずれを推定する手法(以下,手法 ②)である.

それぞれの手法の精度等を評価するために,K-NET・KiK-netの波形記録を 近傍のMeSO-netの波形記録をreferenceとして補正を行った.これらの観測網で はGPS時計にもとづき時刻校正しているため,各手法で適切に補正が行われれば 時刻ずれはほぼゼロになることが期待される.2012年1月28日の山梨県東部・富 ±五湖の地震(Mj 5.4)の上下動記録を用いて,観測点間距離15km以内の1,224 のペアで解析した.手法①については,4-8Hzのバンドパスフィルターをかけエン ベロープを計算し,referenceであるMeSO-net記録のS波部分を切り出しK-NET・ KiK-net記録とフィッティングした.得られた時刻差と上野・他(2002)の走時表 JMA2001による理論S波走時差の差は±4秒の範囲内に約96%が含まれており,約4秒の精度で補正できることが確認できた.手法②については,0.05-0.1Hzの バンドパスフィルターをかけ,MeSO-net記録とK-NET・KiK-net記録をフィッティ ングした.得られた観測時刻差と理論S波走時差の差を見ると,観測点間距離6km 以下で1秒を超えるのは211ペア中1ペアのみであり,全ペアでも約95%が±2秒 以内にある.手法①②を組み合わせたり複数の観測記録をreferenceとしたりする ことで,±1秒程度の精度で時刻補正できることが見込まれる.



図1 手法①(左)②(右)それぞれのフィッティングの例.K-NET八王子 (TKY004)とMeSO-net別所小学校(BTSM)(観測点間距離2.2km)の比較.

#### 謝辞

本研究は、平成30年度「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクトサブ(b)官民連携による超高密度地震観測データの収集・整備」の一部である. 解析には東京ガス株式会社から提供された波形情報を利用した.

#### 特殊な状況下で用いる時刻校正システムの開発

[#]大竹和生(気象大学校)
 A time calibration system that can be used under some circumstances
 [#] Kazuo Ohtake (Meteorological College)

#### 概要

Windows10 バージョン 1511 においては、インターネット接続がないなど時 刻校正が行なえない環境下では時刻が突然変わってしまう現象が確認されている (バージョン 1677 以降ではこの現象はないとされている)。Windows を「計測機器」 として用いるときには、たとえそれほど時刻精度を要求しない状況であったとして も、勝手な時刻に飛ぶ・イベント時刻の順序が保存されない、というのははなはだ 都合が悪い。発表者らは地震と地鳴りの同期観測中にこの現象に遭遇した。

GPS が受信できないが 3G 携帯は受信可能、時刻精度はそれほど必要ない、という限定された状況下で用いることのできる時刻校正システムを開発したので報告する。

#### システムの構成

携帯網には NITZ (Network Identity and Time Zone) と呼ばれるプロトコルで時 刻情報が流されている。この時刻情報を取得するために、Raspberry Pi 3 Model B V1.2 と Raspberry Pi 用 3G 通信モジュール「3GPi」を用いた。3GPi には稼働環境 の含まれた Raspbian OS が同梱されており、Raspberry Pi と接続すればすぐに利 用を開始することができる。時刻情報を取得するだけであれば、3GPi に SIM カー ドを挿入して電源を投入すればよい。いわゆる APN 情報等を登録する必要もない。 発表者の購入時には Raspberry Pi が 4,995 円、3GPi が 30,024 円であった(送料別)。

#### システムの詳細

前述の通り Raspberry Pi と 3GPi を接続し、OS を起動する。同梱の Raspbian で あれば /dev/tty3GPI というシリアル回線に接続されたモデムが見えるはずなので、 次のように AT コマンドを投入すれば時刻が返ってくる。

#### AT+CCLK?

+CCLK: "18/06/05,16:56:38+36"

スクリプトを組んで上記のコマンドを毎秒実行し、時刻を取得して Raspberry Pi のシステムクロックを設定する。ntpd をローカルの時刻を参照する形で起動して やれば、「ある程度の」精度のある NTP サーバとすることができる。Windows か らはこのサーバに対して時刻同期をさせればよい。

#### 考察

3G 網から時刻を取得して NTP サーバの入力とするシステムを安価に開発するこ とができた。時刻ドリフトについてははコンピュータの内蔵クロックよりは小さい ことが期待される。ただし得られる時刻が秒単位であることから、時刻精度は1秒 よりは良くならないことに注意が必要である。

#### 謝辞

東京大学の笹部哲郎氏には、本システムを開発するにあたってその基本的なアイ ディアについて大変重要な示唆をいただきました。



図:開発した時刻校正システム

### WIN システムで利用可能な Web 利用のリアルタイム波形表示 #伊藤貴盛(株式会社 aLab)

Real-time wave form display of the Web use available for WIN system # Takamori Ito (aLab Inc.)

IT 強震計(鷹野他 2004)などでは、波形の表示に Web 画面上で動作する Java アプレットを使用してきた(伊藤他 2006)。この表示は、http サーバからダウン ロードした波形ファイルをローカル PC の Java 実行環境上で展開・描画するため、 それまでのサーバで作図して画像ファイルをブラウザで表示するという方式より も再描画のレスポンスが速いという利点があった。しかしながら、HTML5の仕様 が公開されて以降、各ブラウザが次々に Java アプレットのサポート打ち切りを表 明し、システムの使用を継続するためには代替表示機能が必要となっていた。そこ で、HTML5の描画機能と JavaScript を使用して、同様の Web ブラウザ上で動 作する波形表示機能を実現した(伊藤 2018)。 Java アプレットを用いた表示では、 UDP パケットを用いたリアルタイム表示機能も実現されていたが、JavaScript では UPD 通信は行えない。 また、IT 強震計用に制約を設けた win データを使用 せねばならず、汎用性に欠けていた。データ取得方法を、独自プロトコルの UDP パケット交換から、http に変更するとともに、通常の WIN システムからデータ取 得するプログラムを作成し、旧来の IT 強震計環境の表示置換だけでなく、稼働し ているWINシステムにWeb利用のリアルタイム表示を簡単に追加できるようにし た。

#### [JavaScript]

波形表示 JavaScript は、Java アプレットのセキュリティ上の制限からの開放 や、実行想定環境を Java アプレット版を開発した 15 年前のものから現在のもの に変更して開発した結果、扱えるデータ量が増加し、汎用性が高いものになってい る。従来の Java アプレットのように、Web サーバが CGI で作成する表示に埋め 込むことはもちろん、単独で波形表示アプリケーションプログラムのように使用す ることもできることは既に発表済である。これの動作モードを切り替えることで最 新データファイル(長さ 2 秒程度)を定期的に(毎秒)取得し描画を更新することで、 リアルタイム表示が実現できるようにしている。旧来の UDP 通信と比べて TCP 上の http では負荷の増加が懸念されたが、同一サーバへのリクエストを短時間で 繰り返す場合には TCP のコネクションは維持されるため、回線に異常が無い限り はパケット(通信)量は UDP の場合と大差ないことが確認されている。

#### [接続プログラム]

http で取得可能なディレクトリに、毎秒更新される win データファイルを作成 されるようにすれば、波形表示 JavaScript でリアルタイム表示は可能になる。IT 強震計の表示置換では、UDP での応答をしていたトリガ判定プログラムにこの機 能を持たせていたが、通常の WIN システムで利用可能にするために、新たにプロ グラムを作成した。時間順整列済の共有メモリから send_raw で送信されるパケ ットを受け取り、チャネルテーブルに従ってリアルタイム表示用の最新 2 秒長ファ イルを毎秒生成する。この仕組み上、win パケットの生成のための 1 秒と時間順 整列の待ち時間の遅延は最低でも発生する。

JavaScript、接続プログラムともに、大規模システムではまだ動作確認していないが、小規模なシステムでは問題無いことを確認している。



鷹野・伊藤・原2004, IT 強震計その概念と試作, 地震学会, 2004.10 (伊藤・鷹野・林2006, IT 強震計用に開発したWeb 利用の動的表示技術, 地震学会, 2006.10 (伊藤2018, JavaScript による地震対策示の試み, 連合大会, 2018.5 ITK Wave Viewer (winPrint. js), (http://seism.jp)

Tremor identification by deep learning Yongxiang Shi (PKU), #Hitoshi Kawakatsu, Hiroshi Tsuruoka, Motoko Ishise (ERI), Jieyuan Ning (PKU)

We use convolutional neural networks (CNNs) to identify tremors from earthquakes and noises in waveforms recorded by 87 stations of Hi-net around Shikoku Island (Fig.1, SK stations) for a period of 2017/01/01~11/30. To prepare waveform samples of tremors (low-frequency events) and earthquakes, we use the catalog of JMA to get locations and origin times of events. We set a region (Fig.1, SK region) to pick tremors and consider that stations within 50km can record the tremor. For earthquakes, we consider a station can record a magnitude 1 earthquake 40km afar and introduce magnitude dependent distance ranges. Then to get event samples, we cut waveforms of serval stations nearest to events with a time window of length L (200s or 400s) with a start time randomly chosen within (-L, 0)s relative to the event time. To get noise samples, we randomly pick waveform records from neighbor stations, based on a hypothesis that event signals take a very small part in continuous records.

Based on Tensorflow by Google, we build two CNN models, one is a 2D CNN model and another is a 1D CNN model. In the 2D model (A), we reshape a sample with four 400s records from four stations' E-components to a 4(height)x40000(width) x1(chn) image as the model' input. In the 1D model, we try two input methods: one is to input a sample from one stations three components, with a size of 20000 (length)x3(chn) (B); another is from three stations' three components, with a size of 20000(length)x9(chn) (C). When model input contains records from different stations, we shuffle records to make sure there is no distance information in model inputs, but the component information is kept. In all three models, A, B and C, the output is a 3D vector whose components consist of probabilities of each of the three event kinds (i.e., tremor, earthquake, or noise), with which we identify the sample's kind. After getting enough samples, we sort samples by time sequence, and choose last 1000 samples in each kind's samples as testing dataset. The rest (training dataset) is used to train model and at each iteration, we batch 20 samples randomly from

three kinds. 2D CNN's training takes more time than 1D CNN, so we get the models' performance after 12k iterations (2D) and 100k iterations (1D). All of them have a accuracy about 94% (Tab.1).

In addition to event kind detection, we try to identify tremors from different areas ("tremor-voice identification"). We choose tremors samples from SK, KII, AICHI (Fig.1) to train a model B (areas as output). It has a good performance with accuracy over 95% in testing dataset that might deserve further investigation.

Tab. 1 three models' performance in testing dtaset





Fig. 1 Three areas' stations and regions

**Acknowledgements:** This research was conducted as a part of Sakura Science Program (internship) supported by JST and ERI.

Singular Spectrum Analysis による 2017 年熊本地震の 余震の S 波到着時刻の読み取り ^{#大島光貴(清水建設)}

#### S wave picking of the aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake by singular spectrum analysis

Mitsutaka Oshima (Shimizu Corp.)

#### 1. はじめに

S 波の開始時刻の読み取りは、震源決定、地震波トモグラフィー、波形インバ ージョン、スペクトルインバージョン等、地震学の様々な場面で必要になる。S 波 の開始部分は P 波の後続相と重なるために、P 波の立ち上がりと比較して読み 取りが困難となる。特に、近地記録は局所的な地盤特性などによる影響が大きい ため、S 波の開始部分が不明瞭となることがある。S 波の開始時刻の読み取り精 度は、前述の解析の結果に影響するため、S 波を精度よく客観的に検出すること が重要である。

近年、多くの地震観測点で地震波形データが得られるようになり、それらの地 震波形データを自動処理する必要から、P波やS波の自動読み取り処理を行うた めの様々な方法が開発されている。それらの自動読み取り処理には、STA/LTA、 極性解析等が用いられている。

本研究では、2016 年熊本地震の K-NET、KiK-net 観測点の記録に Singular Spectrum Analysis(SSA)を適用し高精度かつ客観的な S 波の読み取りを試みた。

#### 2. データ

2017 年熊本地震の余震の近地強震波形記録を用いた。強震波形記録は、一回 積分して速度波形記録とした。通常、S 波の読み取りを行う際には、S 波の信号を 強調するための各種のフィルターを掛けることが多いが、本研究ではフィルターは 掛けていない。

#### 3. 手法

SSA は、部分空間法に属する非線形な信号処理技術の一つで、その歴史は古く、 地震学、気象学、海洋学等の地球物理学をはじめ、経済学、農学、工学、薬学、医 学等、様々な分野において使われてきた。

SSA では、時系列データから抽出した部分時系列をもとに、埋め込み定理に基 づきハンケル行列を構成し、スペクトル分析を行うことで、時系列データの変化の 抽出、ノイズの除去、欠測データの補間、予測など、様々な処理・分析を行うことが できる。SSA はノンパラメトリックな方法であり、分析において用いられる基底は、フ ーリエスペクトル分析などと違って固定されておらず、データに応じて適応的に変化 する。このため、非定常な時系列データを精度よく分析することができる。また、デ ータに従って適応的に分析を行うことができるため、解析時に前もって設定が必要 なパラメータの数が少ない。さらに、SSA は、データのノイズ空間に属する次元を削 除して次元圧縮を行うことにより、ノイズを含むデータに対しても、ロバストな分析を 行うことができる。

S 波の開始部分は、P 波後続動などのノイズを伴うため、読み取りが困難となることがあるが、SSAを用いて波形中の変化を抽出することにより、S 波をロバストに検出することができる可能性がある。

#### 4. 解析

K-NET、KiK-net の強震波形記録を積分した速度波形記録を、地震波の到来方向に基づき LQT 座標系に変換して SH 成分を抽出し、これに対して SSA を適用して各時刻における波形の変化の度合いを調べることで S 波の検出を行った。SSA のデータウィンドウの長さとスタック数は、試行錯誤により決めた。スペクトルのフィルタリングは、寄与の割合に基づいて、時刻毎に適応的に行った。

#### 5. 発表予定

図1に、結果の一例を示す。図1の上段に示す地震波形について、SSAにより 波形の変化の大きさを調べたものが下段で、S波の開始を検出できていることがわ かる。図1の中段は、上段の地震波形のS波の開始部分を拡大したものである。 これを見ると、直達S波以外の波の混入により、S波の開始時刻よりも早くに地震 波形の振幅の増加が始まっているが、SSAは卓越周波数の変化を捉え、S波の開 始をうまく検出することができていることがわかる。

発表では、SSA による 2016 年熊本地震の余震の S 波の読み取りの結果や、解 析時に設定するタイムウィンドウの長さやスタック数の結果への影響等について紹 介する予定である。



図1 上段: 観測速度波形の SH 成分。中段: 観測波形の S 波立ち上がり部分の拡 大。下段: SSA により計算した時系列データの変化の度合い。各段の赤線は S 波の開始時刻を表す。

#### ■ 謝辞

本研究では、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net 観測点の強震波形記 録を使用させて頂きました。記して御礼を申し上げます。

# DASテクノロジーを用いて日本で記録された地震イベントのまとめと将来のビジョン

#木村恒久(シュルンベルジェ)

# Summary of Earthquake Events Recorded in Japan using DAS Technology, and Future Vision # Tsunehisa Kimura (Schlumberger)

最大40kmを超える光ファイバーをセンサーとして用いるDASテクノロジーは、近年、3DVSPを含むサイズミックデータを良好に記録することができるようになり¹⁾、確立された新しい物理探査技術として石油・ガス産業で使われている。光ファイバーのバックスキャッターの位相差データを用いるDASを『hDVS』と呼んでいるが、振幅の変化を主に用いる通常のDASと比べデータが欠損するFadingの影響が少なくデータのS/Nが良いことと²⁾、ゲージ長を変化させた再処理が可能という利点があり³⁾、地震観測や研究に向いていることを地震学会やJpGUで述べてきた。

2017年8月から9月にかけて、国際石油開発帝石株式会社(以下、INPEX社)、 一般財団法人エンジニアリング協会(以下、ENAA)、そして海洋研究開発機構 (以下、JAMSTEC)の協力の下、hDVS Tier-3を用いて日本国内での地震観測の 実証実験を行うことができた。INPEX社とは、最大深度4,390 mの傾斜井内に設 置した光ファイバーを用いて、ENAAとは、20cmの深さに埋めた300mの長さの光 ファイバーを使って、また、JAMSTECとは、豊橋沖に敷設してある17kmの海底光 ファイバーケーブルを介して、自然地震波を良好に記録することができた。その内 容とデータについては、昨年の地震学会、今年のJpGUで発表を行い、そのいず れのデータも気象庁の震源リストや近隣のHi-netデータと良く一致していることを 述べた。またENAAとの実験で記録された地震波は、比較のために、ファイバーか ら約50cmの距離に1m間隔で設置した地震計の波形と比較したが、その両者が極 めて良く一致した4)。つまり、DAS技術を用いて、地表、地中、そして海底での地 震観測を行うことができることを実証したことになる。 図1はENAAとの実験で記録 された自然地震波の例である。このような地震観測が、既存の光ファイバーにDAS 装置をつなげるだけで、いとも簡単に行うことができるのである。このことは、海底 や遠隔地等、現在、地震観測点が無い地域でも、通信目的の光ファイバーが敷設 されていれば、光波長多重通信(WDM)を用いることで、1本の光ファイバーを通

信用に使いながら、地震観測に使うことができるということである。このような方法で、 より充実した地震観測網を日本に築くことができる。発表では、hDVSを使って観 測されたデータのまとめを行うとともに、将来、地震・津波観測をDASテクノロジー を使ってどのように行って行くかのビジョンについて説明を行う。



図1 自然地震波を捉えた20cmの深さに埋めた300mの長さの光ファイバーを介して記録された60秒間のhDVSデータ

引用文献:

- 1) T. Kimura et al, Hybrid 3D VSP Using Fiber-Optic Technology and a Conventional Borehole Seismic Array Tool, EAGE Copenhagen 2018.
- A. Hartog et al., The Use of Multi-Frequency Acquisition to Significantly Improve the Quality of Fibre-Optic Distributed Vibration Sensing, EAGE Vienna 2016
- T. Dean et al, The effect of gauge length on axially incident P-waves measured using fibre optic distributed vibration sensing, EAGE Geophysical Prospecting, 2016.
- 4) J. Kasahara et al, Comparison of DAS (distributed acoustic sensor) and seismometer measurements to evaluate physical quantities in the field, SEG 2018.

## 速度構造の震源決定位置への影響について(3) #勝間田明男(気象研)

What Aspects of Velocity Structure Control Hypocenter Locations? (3) #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.今回は,深 発地震の震源位置について検討を行った.地域観測網から離れた地域につい ては、グローバル観測網で決定された震源の方が観測点の方位角・射出角分 布に偏りが少ないため、地域観測網によって決定された震源位置よりも実際 の震源位置に近いと考えられる.一元化震源の観測網で決定された震源と USGSのEDRの震源位置とを比較した結果,系統的な偏差が認められた.USGS のEDRの震源を真の位置と仮定して,観測着震時に基づいて現在の速度構造 モデルを評価する.

2. 結果

図1(a)に伊豆小笠原弧の沈み込み帯における震源計算結果の比較を示す. 上野・他(2002)(JMA2001)を用いて決定された一元化震源位置を黒,EDRの 震源位置を赤で示す.USGSの震源に比較して,一元化震源の位置がずれて いる.震源深さ400~600kmの震源について,USGSの震源に比べてよりも東 側の深い部分に決定されている.その差は数十km程度である.プレートの沈 み込みの傾斜の緩やかな東北日本でも同様な震源のずれが認められる.プレ ート内の高速度を仮定した三次元速度構造を仮定しトモグラフィー法により 速度を補正した速度構造を構築して震源決定を試みたが,このような震源位 置のずれを解消するに至っていない.初期構造の速度偏差が実際の速度不均 質性を表現するには十分ではなく,またトモグラフィー法では相対的な速度 偏差を補正可能であるものの,このような震源の絶対的位置を補正するため には必ずしも十分でなかったようである.まず,震源位置の偏差が出にくい ように初期速度構造を構築し,更にEDR等の震源位置に拘束条件をつけたト モグラフィー解析を行うことを考えている.グローバルのモデルを使う方法 もあるが,ここでは地域構造モデルを想定する.

EDRの震源時・震源位置を真の値と仮定して、観測走時からの偏差を評価

した. その結果の一例を図1(b)に示す. これは(T_{JMA2001}-T_{obs})/T_{obs}の値を示 している. 赤丸が用いた震源位置であり,各観測点における走時偏差をカラ ースケールにて示している. よく知られているようにプレート内を通過して くる地震波の走時は短く,マントルウェッジを通過してくる地震波の走時は 長くなっている. このような偏差をある程度解消するような速度構造を仮定 しようとすると,プレート内において3~5%高速度にし、マントルウェッジ 部分で2%ほど低速度の補正が必要となる. 但し,単にプレートを高速度, マントルウェッジを低速度にしただけでは走時偏差の地域性は解消しなかっ た. 補正を加えた速度構造を用いて震源計算を行うと震源位置はEDRの値に 近づいた. 但し,そのシフト量は改善の余地がある.





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.

## S04-P01

New tremor detection in Puysegur and Marlborough fault system, New Zealand # Pierre Romanet (Earth and Planetary Science, University of Tokyo) Satoshi Ide (Earth and Planetary Science, University of Tokyo)

In New Zealand, tremors have already been detected in the North Island in Gisborne, Manawatu, Turnagain, and in the South Island on Alpine fault. We report here newly detected tremors in the southern Island: in Puysegur where the Australian plate is subducting under the Pacific plate, and also on the Marlborough fault system, north of the Alpine fault.

In order to detect and locate these tremors, we used seismic velocity traces from broadband and short period seismometers from the GeoNet network. These traces were first bandpass filtered in the 2-8Hz frequency band and then transform into envelope. We then used envelope cross correlation technic to detect and locate tremors. To avoid these false detections, we used a criteria based on seismic energy. Making the assumption that seismic energy is proportional to moment, and using the scaling of moment with duration for slow earthquake and earthquakes [Ide et al. 2007], it is possible to show that the seismic energy for tremors is proportional to their duration, as opposed to earthquake where the seismic energy is proportional to the cube of their duration. We used this property to discriminate tremors and earthquakes.

Finally, we analyze these newly detected tremors through possible relationships to other slow events or earthquakes.

### 1993年北海道南西沖地震震源域~日本海盆での

### 地殼構造探査

#野 徹雄・佐藤 壮・小平 秀一・三浦 誠一(JAMSTEC)・ 石山 達也・佐藤 比呂志(東大地震研)

Preliminary report on seismic survey off the southwestern coast of Hokkaido, Japan sea # Tetsuo No, Takeshi Sato, Shuichi Kodaira, Seiichi Miura

(JAMSTEC), Tatsuya Ishiyama, Hiroshi Sato (ERI)

1993年に発生した北海道南西沖地震(M₁7.8)は、現時点で明治以降日 本海にて発生した浅発地震の中では最もマグニチュードの大きい地震であ る。この地震発生後から海域において多くの調査が実施され、例えば海底 地形調查(水路部北海道南西沖地震震源海域緊急調查班, 1994, 水路部 研究報告)、海底地震計(OBS)を用いた余震観測・構造探査(e.g. 日野・ 他, 1994, 月刊海洋号外; 日野・他, 1995, 地惑合同大会)、「しんかい 2000」や「しんかい6500」の潜航による露頭調査(e.g. Takeuchi et al., 1998, JGR)などが行われた。しかし、北海道南西沖地震に関して、地殻構 造と震源断層の関係は解決していない問題の1つである。ここ10年、「ひず み集中帯の重点的調査・観測」や「日本海地震・津波調査プロジェクト」を 通じて、日本海の地殻構造調査を実施してきたが、2018年は「日本海地 震・津波調査プロジェクト」の一環として、北海道南西沖で調査を行った。 測線は、北海道南西沖地震の震源域を東西に横切る形で実施したので、 この地震の震源断層と地殻構造の関係や日本海東縁の他の大地震の震 源断層と対比する上で重要なデータとなることが期待できる。さらに、測線 の西側は日本海盆も含んでおり、この海域の日本海盆は磁気異常の縞模 様配列の存在が指摘されている場所 (e.g. Kinoshita et al., 1995, 地学 雑)にも重なっているため、日本海盆の形成との関係上も重要である。

調査は、今年4月~5月にJAMSTEC深海調査研究船「かいれい」を用いて、マルチチャンネル反射法地震(MCS)探査を9測線行い、そのうち1測線でOBSを用いた地震探査を行った。MCS探査の主なデータ取得仕様は、

発震間隔50 m、エアガン総容量最大7800 cu.in.、エアガン曳航深度10 m、 受振点間隔12.5 m、ストリーマーケーブル曳航深度12 m、受振チャンネル 数最大444である。OBS探査は、奥尻島南方沖に位置する測線SJ1808に 合計OBS57台を設置し、エアガンアレイを200 m間隔で発震した。なお、測 線SJ1808は、同時期に渡島半島で東京大学地震研究所が実施した地震 探査測線(佐藤比・他,本学会)の西延長上に位置し、統合した地殻構造 研究も実施される予定である。

本発表では、「かいれい」で行った本調査のデータ取得の概要と初期的なデータ処理結果について報告する。



図 本発表の地震探査の測線図。海上の黒線がMCS探査測線、陸上の黒測 線が東大地震研の地震探査測線、丸印がOBSの設置点。星印が1993年 北海道南西沖地震の本震の震央。

反射法地震探査による会津盆地の地下構造

#伊藤忍・木下佐和子・山口和雄・内田洋平・石原武志(産総研)・

竜沢篤ノ助(早稲田大)

Subsurface Structure in Aizu Basin by Seismic Reflection Survey

# Shinobu Ito, Sawako Kinoshita, Kazuo Yamaguchi, Yohei Uchida,

Takeshi Ishihara (GSJ, AIST), Tokunosuke Tatsuzawa (Waseda U) 2014年9月以降, 我々は会津盆地において反射法地震探査を実施してきた. 測線の総数 は7本になる. おおむね深度 100m 以浅を対象としており, 発震・受振点間隔はいずれ も 2m で実施している. このため, 長大な測線では調査の実施が長期間にわたり, データ 量が膨大になるために処理にも手間がかかる. 比較的長大な測線について処理の見通しが 立ってので報告する.

2017年10月に会津坂下町塔寺八日沢測線(GS-ABTY)で実施した調査は,唯一のP波 探査である.測線長が5km近くに達するため,機器の設置作業等の時間を節約するため にP波探査とし,発震も衝撃型震源であるミニインパクター(JMI-mini65)を使用した. このため,交通や農作業等による振動の影響が大きく,データの品質は必ずしも良好では



図 1. 2017 年 10 月に会津坂下町塔寺八日沢測線(GS-ABTY)で実施した反射法地震探査のマイグレーション時間断面. 左が西で右が東であり,上図が西半分,下図が東半分である.

なかった.しかしながら,各種のノイズ除去を行った結果,会津盆地東部で西に傾斜する顕著な反射イベントが見られた(図1).

2015年9月に会津若松市一箕町鶴賀測線(GS-WIT) で実施した調査はS波探査で,発震には可搬型の スイープ震源(EIViS III)を使用した.測線長は 800m程度である.測線上の交通量はあまり多くは なく,おおむね良好なデータを取得することがで きているようである.しかしながら,P波や表面波 との分離が容易ではなかった.速度150~200m/ sで重合したブルートスタック断面が図2である. 測線の中央から西にかけては,西に傾斜する顕著は 反射イベントが見られる.測線の東方はあまり顕著 な反射イベントが見られない.これは,反射面が浅 いことによるものか,あるいは測線の東端は国道 49号線が走っており,そのノイズに埋もれてしまっ ているためなのか判然としない.

これらの測線の近傍ではボーリング調査も実施して いる.今後さらに処理を進め、ボーリングデータと の対比が可能な反射断面を作成する予定である. 王

## 2次元重合前深度マイグレーションによる2011年

東北沖地震破壊領域の地殻構造 #郭晨・朴進午(東京大学大気海洋研究所)

# 2D pre-stack depth migration imaging across the 2011 Tohoku ( $M_w$ 9.0) coseismic rupture zone off NE Japan #Chen Guo, Jin-Oh Park (AORI, Univ. of Tokyo)

#### 1. Introduction

Among the wide range of hydrological, and structural factors that potentially affect tsunami earthquakes, the fluid effect on rupture along the shallow plate boundary fault is also one among those of the most importance. It is suggested that the relationship of the volume of fluid between the seismic region (fluid-rich) and the aseismic region (fluid-poor) is closely associated with tsunami earthquake generation at subduction zones (Saffer, 2017). The epicenter of the 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) is located in the coseismic rupture region similar to all the other earthquakes which happened in the Japan Trench. Therefore, the Tohoku event might offer an example for role of fluid that can cause the tsunami earthquake. However, the relatively comparison of fluid volume between the seismic region and the aseismic region beneath the Japan Trench margin and fluid-involved mechanism for tsunami earthquakes are poorly understood. In order to figure out detailed geologic structure and estimate the fluid volume influencing the accreted structure landward of the Japan Trench, we tried to do 2D pre-stack depth migration (PSDM) imaging using multi-channel seismic (MCS) reflection data in the the 2011 Tohoku coseismic rupture zone off Miyagi, northeast Japan.

#### 2. Data acquisition and processing

The 2D MCS reflection data were acquired along line D13 by R/V Kairei of the JAMSTEC in May 2011 immediately after the Tohoku earthquake. For deep-penetration seismic imaging, a large volume (~130 liters) tuned air gun array was used as the controlled sound source with 50 m shot interval. The MCS data were recorded by a 444-channel streamer with 12.5 m group spacing (~6 km maximum offset). Pre-processing to get CDP gathers with high S/N ratio includes trace editing, pre-filtering, spherical divergence correction, debubbling, deghosting, and surface-related multiple attenuation (SRMA). Using the pre-conditioned CDP gathers, we performed vertical RMS velocity analysis and constrained velocity inversion to build initial depth interval velocity model. In order to update the depth interval velocity model, we have carried out several iterations of PSDM, horizon-based tomography, and grid-based tomography. Ocean bottom seismograph velocity data (Miura et al., 2005) on a nearby wide-angle seismic line guided the 2D PSDM velocity model building.

#### 3. The PSDM result and geologic interpretation

We recognize a bright reflector as the topmost oceanic crust (i.e., plate interface) of the Pacific plate subducting beneath the overlying Okhotsk plate, which can be traceable to more than 100 km landward from the Japan Trench axis (Fig. 1). The seaward Pacific plate is characterized by horst and graben structure with normal faults. A strong reflector of Moho discontinuity, which is observed beneath the oceanic crust before subduction, is also observed even after subduction of the Pacific plate, up to more than 100 km landward from the Japan Trench axis. In the upper plate, we identify the Neogene sedimentary layer overlying the Cretaceous erosional unconformity and backstop interface with high amplitude and negative polarity. We observe a reflection of Arc Moho at depth of about 20 km.



Fig. 1. Preliminary PSDM result of MCS line D13.

### 福島県相馬沖の地震波速度構造

#中東和夫(東京海洋大学)・佐藤壮・藤江剛・高橋努・三浦誠一・ 小平秀一(海洋研究開発機構)

## Seismic structure of the off Soma, Fukushima Prefecture

#K. Nakahigashi (TUMSAT), T. Sato, G, Fujie, T. Takahashi, S. Miura, S. Kodaira (JAMSTEC)

#### はじめに

プレート境界で発生する海溝型地震の破壊域の広がりは、そのプレート境 界形状により規定されている可能性があると指摘されている(たとえばIto et al., 2005)。そのため、東北地方太平洋沖地震に代表される日本海溝周辺 で発生する海溝型地震の発生様式を考える上でプレート境界形状を明らかに することは重要である。日本海溝周辺では人工振源と海底地震計を用いた構 造探査実験が数多く行われ、プレート境界形状がイメージングされている。 しかし、福島県相馬沖の海域では、これまでに大規模な地震探査が行われて おらず、詳細な地震波速度構造は明らかになっていない。そこで本研究では、 プレート境界にまで至る地震波速度構造を明らかにすることを目的として、 福島県相馬沖の海域で構造探査実験を行った。

#### 構造探査実験·解析

2012年12月から2013年1月にかけて海洋研究開発機構所属の深海調査研究 船「かいれい」を用いて構造探査実験を行った。測線長は約180kmであり、 人工振源として総容量7,600cu.in.のエアガンを使用した。受振点として海 底地震計31台を使用した(図)。またマルチチャンネルストリーマー (444ch)を使用した反射法地震探査も行った。解析では回収された海底地 震計で得られたデータからレコードセクションを作成した。また、マルチチ ャンネルストリーマーから得られたデータについても解析を行い、浅部堆積 層の速度構造を決定した。その後、レコードセクションから読み取ったP波 初動走時データをもとにインバージョン計算を行った。その際、マルチチャ ンネルストリーマーデータから得られた浅部堆積層構造を考慮し、初期構造 モデルを作成した。

#### 結果

これまでに得られた速度構造モデルを見ると、海溝から約150kmの位置に おいて、P波速度が約6km/s程度の島弧の上部地殻と考えられる構造が海底 下の浅部に見られる。同様の構造は本研究測線の近傍で行われた先行研究 (Ito et al 2005, Miura et al 2003)でも見られており、福島沖から宮城沖にお ける構造の特徴であると考えられる。今後、2次元波線追跡法を用いて、島 弧地殻の深部の構造やプレート境界構造を明らかにする予定である。



謝辞:本研究は文部科学省委託研究「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調 査観測」で得られた構造探査データを使用しました。

## 富士山、箱根火山周辺の地震波減衰とマグマ溜り

#柏木広和·中島淳一(東工大)·松澤暢(東北大)

Seismic attenuation around Mt. Fuji and Mt. Hakone: Implication for magma chambers

#Hirokazu Kashiwagi, Junichi Nakajima (Tokyo Tech), Toru Matsuzawa (Tohoku Univ.)

#### <u>1. はじめに</u>

富士山,箱根火山は共に伊豆ボニン弧に属し,プレートの三重会合点付近 という世界でも特異なテクトニクス場に発達した火山である.両火山は直線距 離にして約30kmと近接しているが,噴出物の化学組成や噴出率に大きな違い が見られ,両火山のマグマ供給系の違いを反映していると考えられている.こ れまでは,噴出物の化学分析 (例えば Kaneko et al., 2010) や地震波トモグ ラフィー (例えば Nakamichi et al., 2007) などにより直下の地下構造が推定さ れてきたが,両火山のマグマ供給系,とりわけマグマ溜りの情報が詳細に明ら かにされているとは言い難い.そこで本研究では,富士山,箱根火山周辺の 地震波減衰構造を推定し,マグマ溜りの新たな拘束条件を得ることを目指す.

#### <u>2. 手法</u>

地震波形の振幅スペクトルから,地震波線に沿った減衰を定量化する指標 である *t**を計算し,両火山周辺の地震波減衰構造を得ることを考える.しかし, 振幅スペクトルにはコーナー周波数やサイト特性の影響も含まれており,これ らを精度良く見積もらなければ *t**の定量化は難しい.

そこで、Nakajima et al. (2013) で提案された手法を用い、これらの影響を最小化することを考える. 初めに、Sコーダ波スペクトル比法を用いてコーナー周波数を推定し、これが及ぼす振幅スペクトルへの影響を除去する. 続いてインバージョンを行い、t*とサイト特性を同時に推定することで両者の影響を分離する. 最後に t*と地震波線の情報を用いて再びインバージョンを行い、3次元

地震波減衰構造を得る.

#### <u>3. データ</u>

両火山を含む東経137.0-140.5度,北緯34.0-37.0度の領域内において, 2006年1月から2014年12月に発生した地震(震源深さ0-300 km, 2.5 $\leq$ M_j $\leq$ 4.5),合計6520個を用いた.Sコーダ波について,S波走時の2倍から10秒間 の時間窓でフーリエ変換を行い,これをスペクトル比法に用いてコーナー周波 数を推定した.コーナー周波数が求まった地震は3650個である.これらの地震 について,P波走時から2.56秒間の時間窓でフーリエ変換を行ってインバージ ョンを実行し,P波の波線約17万本について  $t^*$ を決定した.第3段階のインバ ージョンでは,グリッド間隔を水平方向に0.2度,深さ方向に5-60 kmとした.ま た不連続面としてコンラッド面・モホ面 (Katsumata, 2010),太平洋プレート上 面境界 (Nakajima et al., 2009)を考慮し,フィリピン海プレートの形状は考慮 していない.3次元地震波速度構造として Nakajima et al. (2009),波線追跡 の手法として Zhao et al. (1992)を用いて計算した.

#### <u>4. 結果</u>

富士山直下の深さ20 km以深に, 深部から連続する高減衰域を検出した. この領域は, 地震波トモグラフィーの先行研究 (Nakamichi et al, 2007) で捉 えられた低速度域と良い一致を示しており, 太平洋プレートから上昇してくる部 分溶融体, もしくは玄武岩質の深部マグマ溜り (藤井, 2007) を表していると考 えられる.

箱根火山の直下では,深さ5 km付近に小規模な減衰域を検出できた一方で,深部から連続するような高減衰域は確認できなかった.

今後は深部で発生している地震の数を増やすなどして、下部地殻~最上部 マントルの分解能向上を目指す予定である.

謝辞:解析には気象庁一元化震源カタログを使用させて頂きました.記し て感謝致します.

レシーバ関数を用いた 伊豆島弧衝突帯の地殻構造解析(2) #安部祐希·本多亮·行竹洋平(温地研)

Crustal structure beneath the Izu collision zone, central Japan, derived from receiver function analysis (2) #Yuki Abe, Ryou Honda, Yohei Yukutake (HSRI, Kanagawa Pref.)

#### はじめに

神奈川県および静岡県の周辺では、フィリピン海プレートが北米プレートに対 し北西方向に約 3 cm/年の速度で相対運動している(Seno et al., 1993, J. Geophys. Res.)。この地域では、狭い範囲で沈み込みから衝突へとプレート収束 の様式が変化し、さらに収束するプレート上の地殻も海洋地殻から島弧地殻へと 変化するため、構造が複雑で3次元的な変化が大きいと考えられる。伊豆島弧衝 突帯の地震波速度境界面の深度は複数の測線下の断面から推定されているが (e.g., Arai et al., 2014, Geochem. Geophys. Geosyst.; Kinoshita et al., 2015, J. Geophys. Res.)、そのテクトニクスを理解するためには境界面の3次元形状を把握 することも重要である。

そこで私たち(安部ほか, 2017, 地震学会)は、神奈川県とその周辺地域におい てレシーバ関数(RF)を用いた構造解析を行った。この解析では、まず多数の観 測点で得られた RF を、この地域の3次元構造(Matsubara and Obara, 2011, Earth Planets Space)をもとに深さ変換(Abe et al., 2011, Geophys. J. Int.)した。そして、 深さ領域のRFを空間的に平均することにより、フィリピン海プレートの地殻部分の 底面(海洋モホ面)に対応すると解釈できる不連続面を30-60kmの深さに正のピ ークとして検出し、その3次元形状を推定した。

東経138.5°-139.0°の陸域では、海洋モホ面が不連続面として明瞭に検出でき、 伊豆半島から山梨県に向かって深さが増す様子が捉えられた。しかし、伊豆衝突 帯北縁の丹沢山地とその周辺では、稠密な観測網が存在するにもかかわらず、 海洋モホ面に対応する明瞭な不連続面は検出できていない。また、神奈川県東 部では観測データが不足しており構造推定が困難であった。

そこで本研究では、MeSO-net 観測点で得られた波形を新たに用いて、神奈川 県東部とその周辺におけるデータの補完を試みた。

#### 解析

2008年4月9日から2009年10月4日までの期間に MeSO-net の観測点で 得られた遠地地震(震央距離 30°-90°、M6 以上)の波形を用いて RF を作成した。 新たに作成した RFを、安部ほか(2017)と同様の手法で深さ変換しその RFと合わ せて空間的に平均して RF 振幅の断面図を作成した(図)。



#### 結果とまとめ

MeSO-netのデータの追加により、解析領域東部における観測点密度が向上し (図 a)、不連続面を検出できる範囲が広がった(図 b.c)。東経 139.5°-140.0°では、 深さ 10 km、30 km 付近に不連続面が検出されているように見え、新たに追加し たデータもこの地域の構造の理解にとって重要であると思われる。今後はまず、 解析領域東部の RF のピークが Ps 変換波によるものか、仮定した速度分布が堆 積層の厚い関東平野の RF の深さ変換にふさわしいかなど、不連続面の存在や 深度推定の正確さについて検討する必要がある。

#### 謝辞

防災科学技術研究所、東京大学、気象庁の地震波形データを使用させていた だきました。RF の作成には時間拡張型マルチテーパ(Shibutani et al., 2008, Bull. Seismol. Soc. Am.)を使用させていただきました。本研究の一部は、首都圏を中心 としたレジリエンス総合力向上プロジェクトの助成を受けて実施いたしました。記し て感謝いたします。

### 重力異常解析による富来川南岸断層の構造

#平松良浩·澤田明宏(金沢大学)·穴田文浩·吉田進·浜田昌明·石 田聡史·宮本慎也(北陸電力)·長 貴浩(総合地質調査)·小鹿浩太 (応用地質)

## Subsurface structure of the Togi-gawa Nangan fault through gravity anomaly analysis

#Yoshihiro Hiramatsu, Akihiro Sawada (Kanazawa Univ.), Fumihiro Anada, Susumu Yoshida, Masaaki Hamada, Satoshi Ishida, Shinya Miyamoto (Hokuriku Electric Power Co.), Takahiro Cho (Sogo Geophys. Explo.), Kota Koshika (OYO Corp.)

#### はじめに

能登半島西岸に位置する富来川南岸断層は,活断層であると考えられている(活断層研究会,1990).しかし,その地下構造の詳細は明らかではない.重力異常解析は地下の断層構造を知る上で有効な手法であり,近年では重力勾配テンソルを用いた解析により,地下の断層傾斜等の情報が重力異常データから直接得られるようになってきた(e.g., Kusumoto, 2016, 2017; Matsumoto et al., 2016).

本講演では,重力異常および重力勾配テンソルを用いた解析から推定される富来川南岸断層の構造について報告する.

#### データ

本研究では、2018年4~6月に現地にて測定した重力データに加え て、金沢大学の既往データ、国土地理院(2006)、Yamamoto et al. (2011)、産総研地質調査総合センター(2013)の重力データを使用 した.2300 kg/m³の補正密度でブーゲー補正および地形補正を行 い、さらにトレンド処理および遮断波長 3 km のローパスフィル ター処理を行ったブーゲー異常データを用い、Mickus and Hinojosa (2001)の方法で重力勾配テンソルを求めた.さらに,重 力勾配テンソルから水平一次微分(HD),鉛直一次微分(VD),鉛 直一次微分で正規化した水平一次微分(TDX),次元指数,傾斜角 を計算した (e.g., 楠本, 2015).

#### 結果・考察

ブーゲー異常の値は富来川南岸断層より南東側で高く,北西側で低い.また,HDとTDXの極大域およびVDのゼロ線は断層の南東側に地表トレースに平行に延びることから,富来川南岸断層の地下構造として,南東傾斜の逆断層構造が考えられる.

Kusumoto (2016)で指摘されているように,地下の断層構造領域としてHDの値が大きく次元指数が二次元的である領域のみ抽出すると, その領域は富来川南岸断層と平行に西南西-東北東方向に延び,走 向方向の領域サイズは活断層詳細デジタルマップ(新編)(今泉ほか, 東大出版会,2018)に示されている富来川南岸断層と一致する.

断層の傾斜角は約50~60度と推定される. 富来川南岸断層を横切 る測線における重力異常データの二次元タルワニ法によるモデリング からも逆断層構造の傾斜角は約50~60度であることが支持される.

現在,能登半島西方沖において海底重力調査を行っている.本講 演では,海域も含めた重力異常の特徴およびそれから推定される富来 川南岸断層の空間的拡がりについても報告を行う.

#### 謝辞

本研究では、国土地理院、Yamamoto et al. (2011)、産業総合技術研究所地質調査総合センターによる重力データを使用しました. 記して感謝します.

## 地震波干渉法で探る地震発生と水の関係(2)

#片尾 浩(京大防災研)

The Deep Crustal Reflector Observed Using the Seismic Interfoerometry(2) #Hiroshi KATAO (DPRI, Kyoto Univ.)

近畿地方中北部の北摂・丹波地域に存在する地殻深部反射面を,地震波干渉 法を用いて捉えることを試みる.

同地域は定常的に微小地震活動が活発である。これらの活動は近年発生した 大地震の余震ではなく、特定の活断層に沿うことなく広く面状に分布していること や、長年にわたりほぼ一定の地震発生レートを保ち極めて定常的であることなどの 特徴がある.周辺には第四紀火山活動も無く、他地域では見られない特異な定常 的活動の原因はよくわかっていないが、地殻内の流体の存在が大きな要因である と考えてられている。(片尾, 2005;片尾, 2013など)

この地域で観測される微小地震の観測波形には、初動からおよそ10秒後に顕 著な後続波が見られる例が多い.反射波の振幅は非常に大きく、直達S波のそれ に匹敵する場合もある.これは下部地殻の深さ約20~25kmに存在し、北向きにや や傾き下がる反射面から返ってくるS波であることが知られている(片尾,1994な ど).その高い反射係数から、この反射面には流体が多量に存在していると推定さ れる.反射面に潤沢に存在する水が上部地殻へと上昇していき、定常的な微小地 震活動を引き起こす原因となっている可能性が高い.すなわち、地殻深部の流体 の存在と地震発生には密接な関係があり、内陸地震発生のメカニズムを解明する 上で重要な問題である.

自然地震の観測に基づく反射波解析により,北摂・丹波山地の微小地震が活 発な地域と,その直下の反射面の存在範囲はほぼ一致するという結果が得られて いる(Aoki et al., 2014).大阪平野や滋賀県東部など北摂・丹波山地に隣接する 地域の微小地震活動は低調で,下部地殻反射面も検知されていない.しかし、そ もそも自然地震が少ない場所では、反射面を検知することが困難であり,反射面 (地下流体)がその上の地震活動を引き起こしているのか,地震が頻発するのでそ の下の反射面が検知し易いのかを判別できない.いわば「鶏が先か卵が先か」とも いえるこの疑問に決着をつける必要がある.

近年、地震波干渉法 (Seismic Interferometry) を用いた地下構造の解析が盛 んに行われるようになってきた.近畿地方に地震波干渉法による解析の例としては, 三輪(2015)が約2年間にわたる広帯域地震観測網(F-net)の雑微動記録から深 さ35kmのモホ面からのP波およびS波の反射波を捉えている.本研究では、震動 源としての自然地震に依存しない地震波干渉法を用いることにより,近畿地方中 北部において深部S波反射面の存在の有無を検証し,下部地殻の流体の存在範 囲と、その上部の地震発生頻度との因果関係を明らかにすることを目的とする.

使用するデータは,周辺地域における定常観測網のオンラインデータに加え, 京都大学防災研究所で2008 年末より琵琶湖西岸から丹波山地にかけて83点の 臨時観測点を設けて行っている稠密オフライン観測(飯尾,2011;片尾,2013)の データを用いる.現時点で約7年間にわたる連続波形データ(約23TB)が使用可 能である.

昨年の予察的な解析結果では、従来顕著な反射波が観測された観測点の連続 記録に対して、自己相関関数をスタックすることで反射フェーズの同定を試みたが、 はっきりしたシグナルを捉えることはできなかった.常時微動では地殻深部まで届 くパワーが不足している可能性があるが、さらに適切な周波数帯を探ったり、複数 観測点間の相互相関関数を利用するなどの改善策を試みた結果について報告す る.(本研究は、JSPS科研費JP16K05538の助成を受けて行っています。)



図1 (左上)震央分布(2008.11-2016.3,30km以浅),(右上)観測点分布,(左下)観測波形例,(右下)2ヶ月間スタックしたN.KMEH上下動の自己相関関数.

### 2017年9月3日に北朝鮮で発生した爆発的事象によ

## る長周期表面波

#山田 浩二(阪神コンサルタンツ)

Long period surface wave due to an explosive event occurred in North Korea on September 3, 2017 #Koji Yamada (Hanshin Consultants.co.ltd)

#### はじめに

幾つかの堆積平野・堆積盆地では強震動予測のためのモデル化が行われてお り、地表から基盤岩に至るまでの堆積層部分のモデル化は反射法地震探査など の物理探査を稠密に実施しデータを蓄積することによって可能であると考えられる。 これに対し、地震基盤相当の物性値に関しては、地震波トモグラフィーによる速度 構造の検討が行われているが、観測点密度が粗く、十分な情報量があるとは考え にくい。

2017年9月3日の12時30分ごろ、朝鮮民主主義人民共和国咸鏡北道(ハムギョ ンプクド)吉州(キルジュ)郡豊渓里(プンゲリ)付近を震源として、爆発的な事象が 各地で観測された。気象庁による震源の位置は、北緯41.3度、東経129.1度、深さ 0キロメートルとされており、ほぼ地表付近を震源とする。このため、表面波が励起 されやすく、観測されていれば巨大な表面波探査として見なすことが可能である。 ここでは、廣瀬・伊藤(2006)で大深度の構造がある程度解っている近畿地方を対 象に、位相速度を求め大局的なS波速度構造の推定を試みた。

#### データ

図1にF-net阿武山観測点における上下動成分の非定常スペクトルを示すが0.03 ~0.1Hz付近にかけて分散性を示す波群が見られている。この現象はF-net観測 点に共通に見られている。F-netのみでは観測点密度が空間的に疎である。この ため、防災科学技術研究所Hi-net、気象庁、大学で観測されたデータに対して、 地震計の特性を補正し周期50秒以下を通すようなフィルターを施し、同じように分 散性の見られる記録を解析に用いることにより観測点数を確保した。位相速度の 推定には表面波多チャンネル解析 (Multichannel Analysis of Surface Wave)を 行い、その分散曲線から地下構造の推定を行った。 地下構造の推定結果

MASWによる推定結果は、0.04Hzで3.7km/s、0.12Hz付近で3.2km/s程度で周 波数が高くなるにつれて速度が遅くなる分散性が見られた。推定された位相速度 が地震基盤におけるS波速度と同程度であることから、観測された波群は地震基 盤以深における構造を反映したものと推定される。廣瀬・伊藤(2006)による新宮-舞鶴測線の推定構造を参考に1次元速度モデルを設定しレーリー波の理論分散 曲線を求めたところ、MASWによって得られた分散曲線に概ね一致した。このこと から、この爆発的な事象によって観測された表面波は、モホ面にまでの速度構造 を反映したものと見られる。

#### 謝辞

この検討には防災科学技術研究所高感度地震観測網webに公開されているFnet、Hi-net、気象庁、各大学の観測波形データを使用させて頂きました。記して 感謝します。



## レシーバ関数解析による西南日本スロー地震発生域<br /> 周辺の構造変化の検出

#佐脇泰典(京大理)·伊藤喜宏·太田和晃·澁谷拓郎(京大防災研)

Detection of the structural variation around regions with slow earthquakes in southwest Japan using receiver function method #Yasunori Sawaki (Kyoto Univ.), Yoshihiro Ito, Kazuaki Ohta, Takuro Shibutani (DPRI)

#### 1. <u>はじめに</u>

プレート間地震を引き起こす固着域と深部安定すべり領域間の遷移帯におい て、多くのスロー地震現象が確認されている. Dragert et al. (2001) などは、 Cascadia 沈み込み帯において深部低周波地震(DLFE)や微動がスロースリップ イベント(SSE)と同期して発生していることを明らかにし、これらは ETS (Episodic Tremor and Slip)と呼ばれている. これらの DLFE や微動は SSE の活動とほぼ同 時期に観測されるが、両者の発生域はそれぞれ異なるため、プレート境界付近 の摩擦特性がそれぞれ異なる場で発生している現象と解釈できる(例えば、Shelly et al., 2006). また ETS の migration や伝播に際して、摩擦特性が時空間的に変 化している可能性も指摘されている(例えば、Obara et al., 2016). しかし、プレー ト境界面構造の空間分布・時間変化は詳しく調べられていない. プレート間構造 の空間的特徴の詳細の理解は、スロー地震現象並びにプレート間巨大地震の 物理の理解に資する.

#### 2. <u>手法: レシーバ関数解析</u>

レシーバ関数(RF)は、地震波の上下動成分を基準とし、水平動成分に含まれる P-S 変換波の振幅や走時から地下の地震波速度構造を推定する手法である.

特に観測点直下の速度不連続面深度を推定するのに適した手法である. 西南 日本においても, RF を用いた研究が多数なされている. 特にフィリピン海プレー トのモホ面(例えば, Shiomi et al., 2008)や大陸モホ面・フィリピン海プレート上面 (例えば, Ueno et al., 2008)の検出など, フィリピン海プレートの沈み込みに伴う 速度不連続面のイメージングが行われている.

レシーバ関数解析では、通常ハイカットフィルタをかけ、約0.5 Hz 以下の低周 波成分を使用するのが一般的である。例えば Shiomi et al. (2008)では、0.6 Hz の ハイカットフィルタが用いられている。本研究では、プレート境界のより詳細な構 造を調べる目的で、特に高周波側での挙動に着目し、RF の周波数依存性とそ の空間的特徴を調べる。本発表では、特に東海から四国下のスロー地震発生 域直上の観測点について解析を行う。

#### 3. <u>データ・結果</u>

解析には、防災科研 F-net/Hi-net の波形データを使用した.本研究では、 Shibutani et al. (2008)の extended-time multitaper 法によって、RF の計算を行っ た.通常作成する RF には、1 Hz のガウシアンハイカットフィルタをかけた波形を 使用した.遠地地震の数的問題があるため、各観測点で震源の backazimuth が 近い RF でスタックした.

RF 解析の結果,先行研究で確認されている海洋プレートモホ面・大陸モホ面 などでの変換点と考えられる波を概ね確認することができた.しかし backazimuth が異なると RF が大きく変わることがある.これはスラブの沈み込みの角度により, 異なる backazimuth では変換点が異なるという可能性や,地表近傍の不均質構 造の影響を受けている可能性が考えられる.空間的特徴を調べていく上で大き な課題であると言える.

## 四国西部深部低周波微動域周辺における 異方性構造の変化 2:理論波形に基づく解釈 [#]汐見勝彦(防災科研)

### Variation of Anisotropic feature around the deep low-frequency tremor zone in the western Shikoku (2): Numerical tests

[#]Katsuhiko SHIOMI (NIED)

#### <u>1. はじめに</u>

汐見(2017; 地震学会秋季大会)は,四国西部で観測されたレシーバ関数に harmonic decomposition 解析(e.g., Bianch *et al.*, 2010; JGR)を適用すること により,深部低周波微動発生域南端を境として,海洋地殻相当層の異方性構造が明瞭に 変化している可能性を示した. この解析においては,速度不連続面として明瞭に検知される 海洋モホ面からの *Ps* 変換波到達時間の 0.8 秒前から 0.2 秒前を解析ウィンドウとすることで, 海洋地殻相当層の特徴を反映していると考えた.一方,深部低周波微動発生域南端は陸 側モホ面と沈み込む海洋プレートが接する地域に該当する.このことは,深部低周波微動発 生域の海洋地殻直上にマントルウェッジが存在することを意味しており,異なる媒質の存在が 異方性構造の推定に影響を与えた可能性も否定できない.

そこで、今回、簡単な複数のモデルに対する理論波形を求め、その波形データを用いて海 洋地殻相当層の異方性構造をレシーバ関数から適切に抽出可能かどうかの確認を行った.

#### 2. 解析方法

実際の四国西部の地下には傾斜するプレートが存在するが、今回は異方性構造の特徴把 握を目的とするため、水平成層からなる以下の5種類のモデルを作成した.

- 0) 上部地殻/下部地殻/海洋地殻(東西 5%)/海洋マントル
- 1) 上部地殻/下部地殻/マントルウェッジ/海洋地殻(南北 5%)/海洋マントル
- 2) 上部地殻/下部地殻/マントルウェッジ(南北 8%)/海洋地殻(東西 5%)/海洋マントル
- 3) 上部地殻/下部地殻/マントルウェッジ(南北 8%)/海洋地殻(南北 5%)/海洋マントル
- 4) 上部地殻/下部地殻/マントルウェッジ(東西 8%)/海洋地殻(南北 5%)/海洋マントル

各媒質の弾性定数はモデル間で不変である. 各層の厚さは上部地殻, 下部地殻が15 km,

マントルウェッジが5 km, 海洋地殻が10 km とした. 異方性を与えた媒質には括弧で速い 軸の方向とその割合を示した. 理論波形の計算には, Frederiksen & Bostock (2000; GJI)の方法を用いた. モデル0は深部低周波微動域よりも海溝軸側の構造を想定している. その他のモデルは微動域の構造を意識し,海洋地殻の異方性の軸の方位のみが変化した場 合(モデル1),海洋地殻内の異方性は変化せず,その上部のマントルウェッジに異方性が 見られる場合(モデル2),マントルウェッジに異方性が存在し,海洋地殻内の異方性の軸 も変化した場合(モデル3,4)を想定した. 観測点は全方位に5°間隔で72点配置し, 各観測点への波の入射角は33°とした. 得られた理論波形に対して,harmonic 解析を適 用し,海洋モホ面によるPs変換波到達時間の0.8秒前から0.2秒前を解析ウィンドウとした 場合に,海洋地殻に設定した異方性の特徴が抽出出来ているかを確認した.

#### <u>3. 解析結果</u>

一例として,モデル 0, 2, 3 の解析結果を下図に示す. 各図最上部のトレース(A)が radial 成分をスタックした記録を表しており,海洋モ木面(OM)からの変換波は各モデルとも 4~5 秒付近に大きな振幅で到達している.下 2 本の波形(*D,E*)は harmonic 解析の 異方性に相当する成分(*k*=2)を表しており,モ木面からの変換波より少し早いタイミングで, モデル0と2のDは負値,モデル3は正値を示す.*E*はいずれもほぼゼロである. このことは, モ木面直上の層における異方性の速い軸が,モデル0と2は東西方向,モデル3は南北方 向を指すことを示しており,より上部の層の影響を受けていないことを意味する.



図 理論波形に対する harmonic 解析の結果の一例. A(t)は radial 成分のスタック. D(t)と E(t)は k=2 成分の結果. 星印周辺の振幅から異方性構造の特徴を読み取ることが出来る.

謝辞: 理論波形の計算には, A. Frederiksen 氏が作成されたプログラムを使用しました. 本研究の一部は JSPS 科研費 JP16H06475 の助成を受けました。

**稠密余震観測による 2016 年熊本地震震源域周辺の不均質構造** [#]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

#### Heterogeneous structure in and around the focal area of the 2016 Kumamoto Earthquake by a dense aftershock observation

[#]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

#### はじめに

2016年熊本地震では、4月14日にM_j6.5の地震が発生した後、4月16日に M_j7.3の地震が発生し、その後、活発な余震活動が継続した。M_j6.5の震源付 近には日奈久断層帯が、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。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、日奈久断層帯の北部から阿蘇山北側に至る地域において稠密 余震観測を実施した(蔵下・他、2016年秋地震学会)。

本講演では、稠密余震観測で取得したデータに地震波トモグラフィー解 析・地震波干渉法解析を適応することで明らかになった熊本地震震源域周辺の 不均質構造について報告する.

#### 観測とデータ

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 北側に至る地域に稠密余震観測測線(測線長:約65km)を設定し,測線上に 臨時地震観測点を250m-500m 間隔で225 箇所に設置した.また,測線周辺の 25 箇所にも面的に臨時地震観測点を設置した. 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.臨時地震観測点で得られた記録は連続 観測記録であるため,イベント毎にデータ編集を行う必要がある.そこで,九 州地方の定常観測点で取得されたデータに対して,Winシステム(ト部・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することで得 られたリストをもとにしてイベント毎へのデータ編集を行った.続いて,臨時 地震観測点と測線周辺の 26 定常観測点で取得したデータとの統合作業および P 波・S 波の検測作業を行った.検測作業は,2016 年 5 月 2 日から 2016 年 5 月 22 日までの 722 イベントに対して行った.

#### 解析と結果

熊本地震震源域周辺の地震波速度構造を得る為に,臨時地震観測点と測線周辺の26定常観測点で得た P 波・S 波の走時データを用いて地震波トモグラフィー解析を実施した.地震波トモグラフィー解析には,Double-Difference Tomography 法(Zhang and Thurber, 2003)を使用した.また,得られた地震波形データに対して地震波干渉法解析を適応し,得られた擬似発震データを用いて反射法解析を実施することで不均質構造のイメージングを試みた.地震波干渉法解析では,臨時地震観測点データのうち,線状に設置した225点で得られたイベントデータから,S/N が良い72 イベントを抽出し,各観測点で取得したデータに対して,相互相関処理を実施した.このような処理によって作成した,全ての観測点を仮想発震点・仮想観測点とする擬似波形記録に共通反射点重合法による反射法解析を適応した.得られた反射法断面図からは,阿蘇山北部の深さ 5-8km 付近に明瞭な反射層が確認できる.この領域は,地震活動が活発で,周囲よりP波速度が低下している領域に対応しており,地殻内に存在する不均質構造と地震活動との関連が示唆される.

## 地震波トモグラフィーを用いた九州地方における三

## 次元速度構造の推定

#鳥家充裕・山田浩二(阪神コンサルタンツ)

## Estimation of 3D velocity structure in Kyushu region by the seismic tomography

#Mitsuhiro Toya, Koji Yamada (Hanshin Consultants Co., Ltd.)

#### 1,はじめに

火山地帯の詳細な地下構造は、将来の火山活動予測のための重要な基礎情報 となる.したがって、この研究では、火山地帯でも利用できる三次元地震波トモグ ラフィーの開発を目指した予備研究を九州地方において行う.この地域では、 2016年4月に発生した熊本地震の本震及び余震の大量の地震記録が利用でき、 阿蘇山や雲仙普賢岳など多くの火山が存在しているため、この研究に適している. そこで、九州地方において三次元地震波トモグラフィーを行い、三次元速度構造 の推定を試み、火山地帯への適用についての問題を考察する.

#### 2,解析手法とデータ

地震波トモグラフィーには Rawlinson et al. (2006)による FMTOMO(Fast Marching Tomography)を用いた.このプログラムでは Fast Marching Methodを 用い走時計算を行っている.走時データには、防災科学技術研究所高感度地震 観測網webに公開されている検測データを用いた.使用したデータは期間2016年 4月~2017年3月,範囲北緯31.5°~33.5°,東経130°~132°,深さ 0km~200km, 地震数57588,P波走時数750674,S波走時数723715とした.モ デルの範囲は、北緯31.3°~33.7°,東経129.8°~132.2°,深さ-1.5km~200km とし、グリッド間隔は緯度×経度×深さ方向に0.1°×0.1°×約4km(グリッド数は 24×24×50)とした.初期速度構造にはJMA2001(上野ほか、2001)を用い.P波 及びS波トモグラフィーを行った.インバージョンの際のイタレーションは6回とした. また、求めた解の信頼性を評価するためにチェッカーボードテストを行った.チェ ッカーの大きさは緯度×経度×深さ方向に2×2×2とし、初期構造モデルに± 1km/sの速度偏差を与えた.テストの結果,熊本地方を中心に深さ約15kmまでは 分解能があることを確認した. 3,結果

地震波トモグラフィーのS波の結果を図1に示す.所々に速度が小さくなっている 地域が見られる.特に熊本県人吉付近でP波S波ともに速度が小さくなっており、こ の原因について今後調べていく必要がある.今回の解析では阿蘇周辺に目立っ た速度変化は見られなかった.また、深さ1kmの断面図を見ると、熊本平野中心の 速度が小さくなっていた.今後、観測点補正、震源位置の相対決定、自社観測の データ(吉田ほか、2016年物理探査学会講演会)の追加などを行うつもりである.

#### 謝辞

データについては、防災科学技術研究所高感度地震観測網webに公開されて いる検測データを使用させていただきました.ここに記して,感謝の意を表します. また,図の作成についてはWessel and Smith (1998)のGeneric Mapping Toolsを 使用しています.



九州地方における地殻の内部減衰と散乱減衰の 三次元構造 #志藤あずさ・松本聡(九大地震火山セ)・大倉敬宏(京大火山セ)

3D structure of scattering attenuation and intrinsic attenuation in the crust beneath Kyushu #Azusa Shito, Satoshi Matsumoto (SEVO, Kyushu Univ.), Takahiro Ohkura (AVL, Kyoto Univ.)

#### はじめに

地震波の減衰には、非弾性による内部減衰とランダムな不均質性に よる散乱減衰とがあるが、いずれも媒質の物性を特徴づけるパラメタ であり、両者を分離推定することが重要である。本研究では、散乱減 衰および内部減衰の三次元構造を推定する手法を開発し、活火山や活 断層が多数存在する九州地方の地殻に適用した結果について報告する。

#### 手法

以下の手順により散乱減衰と内部減衰の三次元構造を推定する。

(1) S 波とそのコーダ波の MS エンベロープを輻射伝達理論の近似
 解析解[Paasschens, 1997]によりフィッティッティングし、Qs⁻¹
 (散乱減衰)・Qi⁻¹(内部減衰)を各データについて推定する。

(2) Qs⁻¹ と Qi⁻¹ とを空間重みに応じて対象領域に配置されたブロ ックに配分する。これを全てのデータに対して実行し、各ブロックの Qs⁻¹ と Qi⁻¹の推定値を平均する。なお、Qs⁻¹構造(と震源一観測点 配置)に応じて変化する空間重みは、モンテカルロシミュレーション [Yoshimoto, 2000]により計算した。

#### データ

解析対象領域を九州地方とし、九州地方に展開された Hi-net および 九州大学・京都大学のローカルな地震計観測網の地震計によって記録 された連続(またはトリガー)波形データ(震源距離 100 km 以 内)の直達 S 波から 45 秒間の三成分 MS エンベロープをデータとし て使用した。解析に使用した地震は九州地方において 2007 年 7 月 から 2015 年 12 月までの間に起きた M1.0 から M5.0、深さ 35km 以浅の地震 1892 個で、観測点数は 309 個、データ数は 25765 個 である。なお、波形の切り出しには、九州大学ルーチン処理の S 波 走時検測値を使用した。

#### 結果

九州地方の地殻の深さ 15 km まで、高い空間分解能(ブロックサ イズは水平方向 10 km 、鉛直方向 5 km)で三次元構造を推定でき た。(1)散乱減衰の方が内部減衰よりも空間変化が大きい、(2)活 火山周辺地域では内部減衰・散乱減衰がともに大きい、という傾向が 認められた。活火山周辺で散乱減衰が大きいという結果は過去の研究 [Carcole and Sato, 2010; Takahashi et al., 2013]と調和的で ある。また、散乱減衰は深さとともに弱くなる傾向が認められたが、 これは本研究により初めて明らかになった特徴である。

#### 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および気象庁の一元 化震源カタログを使用しました。計算には地震研究所地震火山センタ ーの計算機システムを使用しました。また、本研究は「災害の軽減に 貢献するための地震火山観測研究計画」経費と科研費 (JP15J40067)の助成を受けました。記して感謝いたします。

### 琉球海溝沈み込み帯北部の地震波速度構造

#山本揚二朗·高橋努·石原靖·尾鼻浩一郎·三浦誠一·小平秀一 (JAMSTEC)·金田義行(香川大)

## Seismic velocity structure around northern Ryukyu subduction zone

#Yojiro Yamamoto, Tsutomu Takahashi, Yasushi Ishihara, Koichiro Obana, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira (JAMSTEC), Yoshiyuki Kaneda (Kagawa Univ.)

琉球海溝は、九州南東沖から八重山諸島沖にかけて位置し、全長 1,300 km におよぶ。ここ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沈み 込んでいるが、定常観測網がまばらに分布する島嶼に限られることから、沈 み込むフィリピン海プレート上面の深さや、地震活動の正確な位置が不明瞭 である。一方で、低周波微動[Yamashita et al., 2015]や短期スロースリップ活 動[Nishimura, 2014]が報告されており、通常の地震と合わせてプレート境界 に沿った活動を評価することは、琉球海溝沈み込み帯に沿った地震ハザード を評価する上で重要である。このような背景から、JAMSTECでは、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、琉球海溝沈み込み帯におい て、プレート境界形状と地震活動の実態を明らかにする目的で、自然地震観 測を実施している。本研究では、このうち 2016 年の 9 月から 12 月にかけて 琉球海溝北部において行われた、海底地震計 43 台と臨時陸上観測点4点を組 み合わせた自然地震観測データを気象庁一元化処理データと統合し、地震活 動解析および地震波トモグラフィを行う。

連続記録から地震を検出し、手動検測を行った結果、臨時観測網の近傍の 1,223 個の震源において、P 波、S 波走時データそれぞれ最低1以上、かつ 5 観測点以上の検測データが得られた。このうち、498 個の地震については、気 象庁一元化震源リストと一致する。得られた震源分布を Slab1.0 model [Hayes et al., 2012]と比較すると、プレート境界付近で地震活動が活発な領域は、深 さ 15-30km 程度の範囲に限られ、海溝軸近傍のプレート境界では低周波微動 [Yamashita et al., 2015]やスロースリップ[Nishimura, 2014]が卓越するように みえる。また、スラブ内地震が沈み込む前から活発であることがわかる。

次に、地震波トモグラフィに向けて、気象庁一元化リストと一致した地震

について、33の定常観測点における一元化処理の読み取り値を追加し、新た に455個の気象庁一元化震源を追加したデータセット(図 a)を用いて、空間 分解能テストを実施した。その結果を Slab1.0model[Hayes et al., 2012]と比較 すると、プレート境界周辺の速度構造を議論できる範囲は、北部では深さ 60 km、南部では 40km 程度であると考えられる(図 b)。予察的な構造解析では、 前弧域フィリピン海プレート内に、沈み込むスラブマントルに相当する高速 度域がイメージされている。今後、初期モデル等各パラメタを更新した構造 推定を実行し、琉球海溝北部域の構造不均質の特徴を明らかにしていく。



図(a) 観測点および初期震源分布。逆三角が追加した定常点も含む観測点。×印 は速度構造グリッドの位置(中心部15 km,縁辺部 30 km 間隔)を示す。(b)チェッ カーボードテストの結果例。A-A'およびB-B 'に沿った断面。黒線はSlab1.0model [Hayes et al., 2012]によるプレート境界位置。

## NZプロジェクト ーヒクランギ沈み込み帯での大規模 海底地震観測ー

#新井隆太·小平秀一·藤江剛·尾鼻浩一郎·山本揚二朗·三浦誠一 (海洋研究開発機構)·望月公廣(東大地震研)·仲谷幸浩(鹿児島 大)·Stuart Henrys·Dan Barker·Richard Kellett·Dan Bassett (GNS Science)·Nathan Bangs·Harm van Avendonk (Univ. Texas)

## NZ project -Marine seismic investigations in the Hikurangi subduction zone-

#Ryuta Arai, Shuichi Kodaira, Gou Fujie, Koichiro Obana, Yojiro Yamamoto, Seiichi Miura (JAMSTEC), Kimihiro Mochizuki (ERI, Univ. Tokyo), Yukihiro Nakatani (Kagoshima Univ.), Stuart Henrys, Dan Barker, Richard Kellett, Dan Bassett (GNS Science), Nathan Bangs, Harm van Avendonk (Univ. Texas)

スロー地震や津波地震が多発するニュージーランド(NZ) ヒクランギ沈み込み 帯では、近年プレート境界地震発生帯をターゲットとした国際観測研究が集中 的に進行している.2017年度に日米英NZの各研究機関との共同で大規模地震 観測が実施された.このプロジェクトは海陸での地震波構造探査・自然地震観 測,地形調査等による地震履歴研究からなり、さらに関連プロジェクトとして、 IODPによる掘削調査も同じ海域で進行している.本発表では、このNZプロジェ クトの概要とJAMSTECが主に担当している海底地震計(OBS)を用いた構造探 査・自然地震観測について紹介する.

構造探査はヒクランギ沈み込み帯における大局的なプレート構造の把握を 目指す2D探査(SHIRE)と、プレート境界面の詳細な物性の把握を目指す稠 密な3D探査(NZ3D)からなる.2D探査では、海溝に直交する測線2本と平行 な測線2本の計4本の長大測線においてOBS-エアガンデータが取得された (図1左).加えて、米国グループによって海溝から前弧域にかけての領域で 2D反射法探査が実施された.OBSの設置・回収はNZ調査船「Tangaroa」によ って行われ、OBS100台を用いて延べ114の観測点でデータが取得された.エ アガン発振は米国調査船「Langseth」で実施された.これらのデータから、プレ ート境界摩擦特性の南北変化(北部のクリープ領域から南部の固着域への遷 移)に対応するプレート境界域の構造変化と、それを規定している可能性があ る沈み込むヒクランギ海台の内部構造を解明する.

3D探査はヒクランギ沈み込み帯の北部で行われた(図1右).調査海域では 浅部スロースリップに加えて、1947年にM7クラスの津波地震が発生している. また、プレート境界深度が浅く、先行研究から沈み込む海山の存在も知られて いる [Bell et al. 2010]. この領域にOBS100台を2km間隔で面的に展開し、 Langsethによる3D反射法探査の発振データを収録した. この稠密データに波 形インバージョン解析を適用し、高分解能なプレート境界構造を明らかにする. また3次元探査の利点を活かし、P波速度の方位異方性からプレート境界周辺 の応力状態の推定を試みる. OBSデータはプレート境界浅部をターゲットとし ているが、英NZの研究機関が陸上観測点でLangsethのエアガンデータを記 録している. 将来的には、これらのデータを統合し、深さ15km程度までの詳細 なプレート境界構造の解明を目指す. OBS100台のうち25台は、2018年3月末 に回収されるまで約3か月間の自然地震データも収録している. これらの成果 を統合して、プレート境界地震発生帯を構造・物性・活動の面から統一的に理 解することを目指す.



図1.(左)SHIREプロジェクトで実施された広域2D反射法・OBS探査 の測線図.黒四角内で稠密3D探査が行われた.(右)稠密3D探査のレイ アウト.黒線上で行われた3D反射法探査の発振記録を同海域に展開した 100台のOBSで収録した.

## 水中スピーカーを用いた三次元反射法地震探査デ ータ取得実験

#小川真由・清水史緒・鶴哲郎・古山精史朗(海洋大)・朴進午・郭晨 (AORI)・荒井晃作・井上卓彦(産総研)

## Field experiment of 3D multichannel seismic reflection data acquisition using underwater speakers.

#M. OGAWA, S. SHIMIZU, T. TSURU, S. FURUYAMA (TUMSAT), J.O. PARK,G. CHEN (AORI), K. ARAI, T. INOUE (AIST)

#### 1. はじめに

反射法地震探査(以下、地震探査)は石油天然ガスなどの資源開発や地震防 災分野で良く用いられる探査法である。しかし、近年、地震探査でよく使用さ れる爆破型あるいはパルス型振源であるエアガンが海洋の生態系に悪影響を 及ぼす可能性が頻繁に指摘されるようになり(IOGP/IAGC, 2017)、環境保全の 観点から探査の実施が制約されることが多くなってきた。その結果、地震探査 機器を製造するメーカーでは、パルス型振源からマリンバイブレーターといっ た非パルス型振源の開発を進めている(Mougenot et al., 2017)。

このような生態系への影響に対する制約は、漁業活動が活発な浅海域ほど強い傾向にある。加えて、浅海域は船舶が輻輳する海域でもある。従って、複数のケーブルを曳航する三次元地震探査(3D 地震探査)に至っては、浅海域での実施はほとんど不可能と言える。このような背景の下、上述した環境保全と 浅海域での 3D 地震探査を容易にするため、非パルス型振源の研究開発を開始 した(鶴ほか,2017)。今回は、2018年に実施した海上実験の結果を報告する。 また、発振波形の最適化に関する水槽実験および周波数特性を利用した地質解 釈についても報告する。 2.手法

図 1 に同時発振方式の従来型 3D 地震探査と現在開発中の同時発振方式の 3D 地震探査のシステム概念図を示す。前者は、一組のパルス型振源から発振 した音波を、探査船後方で曳航する複数のストリーマーケーブルによって同時 に受振する。一方、後者は、複数の非パルス型振源と単一のストリーマーケー ブルで受振する方式である。同時発振方式にすることにより、観測システムが 簡素化されるため探査船の小型化が可能となり、浅海域でも 3D 地震探査を実

施し易くなる。また、非パル ス型振源を用いることによ り、単位時間当たりの発振エ ネルギーを大幅に小さくで きるため、海洋の生態系に与 える影響を抑制できる。

海上でのデータ取得実験
 2017年、東京湾において、
 水中スピーカーを振源とし
 て用いた同時発振方式の地
 震探査データ取得実験を実



施した。その結果、同時発振によって得られた記録を各々の振源の波動場に分離することに成功した。これにより、東京湾のような浅海域でも 3D 地震探査 を実施できる可能性が出てきたと考えられる。

4. まとめ

このたび、同時発振用振源として水中スピーカーを使用した。その結果、3D 地震探査に必要な波動場分離を実施できる振源であることが実証された。

## 日本列島下におけるスラブ内地震の放射効率

#足立夢成・中島淳一(東工大)・松澤暢(東北大)

#### Radiation Efficiency of Intraslab Earthquakes in Japan

#Yumenari Adachi, Junichi Nakajima(Tokyo Tech), Toru Matsuzawa(Tohoku Univ.)

#### 1.はじめに

全地震のおよそ 10%は沈み込むプレート内部で発生するスラブ内地震によ るものだが、その発生メカニズムは未だ解明されていない. 地震波放射効率は、 地震断層の破壊プロセスと密接に関係している物理量のひとつである. ところ が地震波放射効率の深さ依存性やモーメント依存性については研究によって解 釈が異なり、 議論の余地の残るところとなっている(たとえば、Nishituji and Mori 2014; Poli and Prieto 2016). 本研究では日本列島下のフィリピン海スラ ブと太平洋スラブを対象とし、スラブ内地震の放射効率を推定、深さ依存性と モーメント依存性を明らかにする.

#### 2. 手法

地震波放射効率( $\eta_R$ )は、地震波放射エネルギー( $E_R$ )および断層破壊エネルギ ー( $E_G$ )を用いて、 $\eta_R = E_R/(E_R + E_G)$ の式で導かれる。観測された振幅スペクト ルに減衰係数と放射パターンの補正を行うことで $E_R$ は見積もられ(Kanamori et al. 1993)、 $E_R + E_G$ は静的応力降下量から導出される(Kanamori and Brodsky 2004). 静的応力降下量を求めるためにはコーナー周波数が必要になるが、 Brune(1970)の震源モデル( $\omega^2$ モデル)に観測された振幅スペクトルを当ては めてコーナー周波数を得る手法では、減衰係数との間に強いトレードオフが発 生し、精度良く求めることが難しい、そこで本研究ではコーダ波スペクトル比 法を使うことで先にコーナー周波数を求め、得られたコーナー周波数から減衰 係数および静的応力降下量を導出した.この手法を用いることによりコーナー 周波数と減衰係数を独立に求めることができ、より高精度な地震波放射効率の 推定が可能となる.また、位置・規模・メカニズム解・使用観測点など条件の 近い地震を用いることで、さらに高精度な地震波放射効率の導出が期待される.

#### 3. データ

日本列島下のフィリピン海スラブおよび太平洋スラブ内の地震(M≥2),合計 9230 個を用いた.期間は 2006 年 1 月から 2015 年 2 月まで,深さ範囲は 80-200km である. コーダ S 波は S 波走時の 2 倍から,直達 S 波は読み取り走時の 1 秒前から 6 秒間の波形を切り出し,10%のコサインテーパーをかけた後フーリエ変換を行った.解析には,得られたスペクトルにハニングフィルタをかけ,上下,南北,東西成分の二乗和の平方根を取ったものを用いた.また,コーダ S 波に対して 1/3 オクターブで 0.1Hz から 30Hz までリサンプルを行った.

#### 4. 結果

地震モーメントの増加に伴い,地震波放射効率が減少する傾向が見られた. この地震波放射効率のモーメント依存性を,最小二乗法でフィッティングして 取り除いたところ,僅かな深さ依存性が見られた.深さが増加するにつれ地震 波放射効率は減少していく傾向が見られ,これは震源が深いと断層破壊に使わ れるエネルギーの割合が高まることを示唆している.地震波放射効率の深さ依 存性はフィリピン海スラブと太平洋スラブのどちらでも認められ,絶対値にも 明確な差異は示されなかった.今後,解析対象を深発地震まで広げるため,地 震波放射効率のさらに高精度な導出を研究中である.

謝辞:解析には気象庁一元化による読み取り値を使用いたしました.記して感 謝いたします.

## スラブ地殻内地震~相転移境界と応力擾乱~ #臼井友輔・中島淳一(東エ大)・松澤暢(東北大)

The genesis of seismic clusters in the subducting oceanic crust

#Yusuke Usui, Junichi Nakajima (Tokyo Tech), Toru Matsuzawa (Tohoku Univ.)

#### <u>1. はじめに</u>

東北日本弧に沈み込む太平洋スラブ内では、深さ70~150 kmにおいて二 重深発地震面が形成されている.この二重深発地震面の応力場は、上面が 圧縮場で下面が伸張場である.二重深発地震面上面に位置する沈み込む スラブ地殻内では、含水鉱物の相転移(浅い側(深さ80 km~130 km): jadeite lawsonite blueschist→lawsonite amphibole eclogite,深い側(深さ 110~150 km): lawsonite amphibole eclogite) により体積減少が 生じることが期待される.この体積減少により、二重深発地震面上面にお いても局所的に伸張場が形成されることが示唆されている[Igarashi et al. (2001); Kita et al. (2006)]. Nakajima et al. (2013)では深さ150 kmで密集 して発生する地震クラスターを解析し、逆断層地震の約1 km浅部で正断 層地震が発生することから、深い側の相転移で生じる体積減少による伸 張場の形成がこの地震クラスターの発生に関係しているというモデルを 提案した.本研究では、浅い側の相転移境界付近で発生する地震クラスタ ーの高精度震源決定およびメカニズム解の推定により、相転移が起震応 力場へ与える影響を議論する.

#### <u>2. 解析手法と結果</u>

2004年から2015年に東北日本弧下の二重深発地震面上面で発生した M1.0以上の地震に対してDouble-Difference hypocenter location method [Waldhauser and Ellsworth (2000)] (以下DD法と表記) を用いた震源再 決定を行い正確な震源位置を求め、その震源分布の数密度を計算するこ とで地震クラスターの検出を行なった.その結果、深さ~110 kmと~150 kmのプレート境界等深線に沿って地震クラスターが点在していることが わかった.続いて、検知できた各地震クラスターについて地震波形のクロ ススペクトル解析を用いて、地震ペアの正確な相対走時差を求め、この相 対走時差を用いたDD法により震源を高精度で決定した.さらに、P波初動 極性を読み取り、地震クラスターのメカニズム解を決定した.

#### <u>3. 結果</u>

東北日本弧の深さ110 km付近のスラブ地殻内の地震クラスターでは逆 断層型の地震群の浅部に正断層型の地震群が非常に近接して(~0.1 km)発 生することが明らかになった.このような100 mスケールでの起震応力場 の変化はプレートのアンベンディングに起因する広域の圧縮応力だけで は説明できないため、局所的な応力変化を生じさせる別の要因があると 考えられる.その一つの解釈として、Nakajima et al. (2013)で示唆された 相転移による体積減少が挙げられる.つまり、地震クラスターの間に相転 移のreaction frontが位置し、浅い側では体積減少により伸長場が、深い側 ではアンベンディングによる広域応力場(圧縮場)で地震が発生している と考えると観測されたメカニズム解の特徴を説明できる.本研究の結果 は、相転移の体積減少による応力擾乱が100 mという細かい空間スケール で生じていること示す新しい知見である.

謝辞:解析には気象庁一元化の読み取り値を使用いたしました.記して感謝 いたします.

## 南海沈み込み帯における誘発微動と表面波による 応力摂動

#池田亮平・須田直樹(広島大・理)

Triggered tremors and stress perturbation due to surface waves

in the Nankai subduction zone

#Ryohei Ikeda, Naoki Suda (Hiroshima Univ.)

深部スロー地震は、海溝型巨大地震発生域よりも深いプレート境界で発生 しており、それらの発生様式の違いはプレート境界面の摩擦特性の違いを 反映している.深部スロー地震現象の中で最も特異なものとして、遠地大 地震からの表面波による非火山性微動の誘発があり(e.g. Miyazawa & Brodsky, 2008)、南海沈み込み帯では紀伊半島東部と四国西部に誘発微動 のクラスターが存在することが知られている(Kurihara et al., 2018).誘発 微動の発生メカニズムについてはまだ不明な点が多く、海溝型巨大地震の 発生とも関連して摩擦特性の観点から理解することは重要である.本研究 ではその第一段階として、表面波によるプレート境界でのクーロン破壊応 力変化を広帯域地震計記録から推定し、その大きさと四国西部での誘発微 動の有無との関係について調べた.

表面波によるプレート境界での応力変化は,Spudich et al. (1995)の方法 にもとづき推定した.この方法は,(1) 観測地動速度から地表での応力を推 定し,(2) 地表での応力からプレート境界での応力を推定する,という2段 階からなる.推定には地動および応力の周波数領域での比例関係を利用す るが,その比例係数は地球自由振動モードの重ね合わせから計算した地動 および応力の理論波形より求めた.その際,地球内部構造として PREM (Dzeiwonski & Anderson, 1981)を,震源としてグローバル CMT 解 (e.g. Ekström et al., 2012)を用いた.また,震源時間関数としてグローバル CMT 解のセントロイド時間シフトの2倍の幅を持つ三角パルス波を用いた.

2004年から 2016年までに発生した M7.5以上の 51の大地震について解析

した.上記の方法では観測点の下のプレート境界の応力が推定される.今回は,四国西部の誘発微動クラスターに最も近い広帯域地震観測点である F-netの西土佐観測点における三成分記録を用いた.推定された震源座標系 での応力をプレート境界面での垂直応力と微動の推定すべり方向の剪断応 力に変換し,摩擦係数を 0.2 としてクーロン破壊応力変化(ΔCFS)の波形を 求めた.

下図に求められた Δ CFS の最大値を、微動が明瞭に誘発された地震につい ては★で、それ以外では●でプロットした.★の地震はいずれも最大 Δ CFS が 1kPa 以上であることが分かる.一方で、1kPa を超えているにもかかわ らず、微動を誘発していない地震が多数存在することも分かる.この結果 から、明瞭な誘発微動の発生には表面波による応力摂動だけではなく、背 景で発生しているスロースリップイベントやプレート境界上の間隙流体と いった別の要因が必要と考えられる.



図. 遠地地震の Mw と推定した最大クーロン破壊応力. ●:誘発微動がないまたは不明瞭な遠地地震. ★:誘発微動が明瞭な遠地地震

西南日本の長期的 SSE 期間に誘発される深部低周波微動の空間的特徴 #中本敬大・平松良浩(金沢大)・松澤孝紀(防災科研)

## Spatial features of deep low frequency tremors induced during the long-term SSE period in Southwest Japan.

#Keita Nakamoto, Yoshihiro Hiramatsu (Kanazawa Univ.), Takanori Matsuzawa (NIED)

#### はじめに

西南日本の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 SSE や短期的 SSE, 深部低周波微 動(以下微動)などが発生し、これらはスロー地震と呼ばれている. 短期的 SSE と微動との関係性は多くの研究によって調べられており、これら二つ の現象は時空間的に同期して発生することが広く知られている[e.g. Obara, 2004]. さらに豊後水道や東海といった領域において長期的 SSE が発生す ることにより、長期的 SSE のすべり域周辺において微動や短期的 SSE が誘 発されることも報告されている[Hirose and Obara, 2010; Ozawa et al., 2014; Ozawa et al., 2016].

先行研究では長期的 SSE の発生により微動震源の決定数が増加すること は示されているが、どのような特徴の微動がどこで発生しているかといっ たことは明らかではない.

本研究では微動の振幅・継続時間分布が指数分布に従う[Watanabe et al., 2007]という特徴を用いて,指数分布の傾きで微動イベントを特徴づける. さらに微動が長期的 SSE によってどの程度誘発されたのかという指標として活性化率を定義し,この二つのパラメーターを利用し,長期的 SSE と微動の関係を調査し,その関係性を説明可能な定性的なモデルを提唱する.

#### データ・解析手法

本研究では西南日本にて主に長期的 SSE によって微動の誘発が確認され ている東海と四国西部[Ozawa et al., 2013; Ozawa et al., 2016]について解 析を行った. 解析期間は, Daiku et al.[2017]によって報告された 2002 年 4 月から 2013 年 7 月に,本研究で新たに四国西部について 2001 年から 2002 年 3 月と 2013 年 8 月から 2017 年 2 月の期間を追加した.解析には防災科研 Hi-net の連続地震波形記録を使用した.

本研究では東海と四国西部の解析領域についてグリッドを 0.05°ごとに 配置し, それぞれのグリッドから 10km 以内のイベントを抜き出す[Yabe and Ide, 2014]ことによりグリッド毎にイベントを配分した.

振幅・継続時間分布の傾き(λ)の算出方法は Watanabe et al. [2007] に

従った.

微動のサイズとして疑似モーメントを用いる.長期的SSEが微動を明確 に誘発した期間として長期的SSE期間を決定した後,長期的SSE期間の疑 似モーメント開放速度を測地学的に長期的SSEが検出されていない期間の 疑似モーメント開放速度で規格化した値を活性化率として定義した.

それぞれのグリッドにおいて、長期的SSE期間の振幅・継続時間分布の傾 きの平均値から長期的SSEが発生していない期間の振幅・継続時間分布の 傾きの平均値を差し引くことにより、振幅・継続時間分布の傾きの平均値の 差(以下 $\Delta\lambda$ )を決定した. $\Delta\lambda$ は長期的SSE期間の微動の特徴を反映して いると考えられる.

#### 結果・考察

まず振幅・継続時間分布の傾きλの大小はどのような微動の特徴に対応す るかといったことを調査した.その結果,λは継続時間,疑似モーメント,疑 似モーメント率(疑似モーメント/継続時間)全てとの間に負の相関が確認 された.これは,λの小さなイベントは継続時間が長く,疑似モーメント率(振 幅)が大きい傾向があることを示している.

Δλ と活性化率の関係を調査した結果, 東海と四国西部については基本的 に活性化率が小さくなるほどΔλが正となる傾向が強くなるという結果が 確認された.これは長期的 SSE による応力変化の大きさの空間変化によっ て誘発される微動の特徴的なスケールの上限が変化することを反映してい る可能性がある.

先行研究では、微動の震源は流体で満たされたパッチのクラスターであ る可能性が指摘されている[Obara, 2010; Ando et al., 2010]. Yabe et al. [2015]では、微動の潮汐による微小応力への敏感性を調査した結果、継続 時間が短く、振幅の小さいイベントがより微小な応力変化に敏感である可 能性を指摘しており、このことから、継続時間及び振幅は微動クラスター の強度に関係していると考察している.このことと、本研究のλと継続時 間、疑似モーメント率の関係からλの小さなイベントはより強度の強いク ラスター全体の破壊によって生じていると解釈することができる.

ここでモデルとして, 強度の強いパッチのクラスターと強度の弱いパッチ のクラスターが分布していると仮定すると, 上記のことから長期的 SSE の すべり域周辺においては大きな応力変化が伴うことにより, 強度が強いク ラスターと弱いクラスター両方が破壊される傾向があるが, 長期的 SSE の すべり域から離れた領域においては応力変化が小さいことにより強度の弱 いクラスターが優先的に破壊されたと考えることができる.

## GNSSデータのスタックによる四国西部の短期的 SSEのすべり分布の推定

#加納 将行(東北大理)・加藤 愛太郎・小原一成(東大地震研)

## Spatial distribution of short-term slow slip events based on the stacking method of GNSS data

#Masayuki Kano (Tohoku Univ.), Aitaro Kato, Kazushige Obara (ERI, UTokyo)

世界各地の沈み込み帯において観測されるslow slip event(SSE)は、巨大地震発生 域に隣接して発生することが多く、SSEの活動を詳細に調べることで、SSEによる 巨大地震発生域の応力蓄積を評価することができる。数日から数週間の継続時間 を持つ短期的SSEは、ひずみ・傾斜計やGNSS等で捉えられ、SSE発生前後の地表 変動を用いて、SSEによる断層すべりの推定が行われている。例えばNishimura et al. (2013)は、SSEによる地表変位をステップ関数で近似し、GNSSの時系列を用いて 網羅的に西南日本の短期的SSEの検出を行った。しかしながら、これまでの研究の 多くは、短期的SSEによるすべりを1枚の矩形断層による均質すべりで近似してお り、不均質なすべりの空間分布を推定した例は限られている(例えばHirose and Obara, 2010)。加えて、短期的SSEのシグナルが小さいことも、詳細なすべりの空 間分布の推定が困難な要因と考えられる。

Frank et al. (2015)は、SSEと同期して発生しているとされる低周波地震の発生数 を基準として、GNSSデータをスタックすることでS/N比を増加させ、SSEに伴う シグナルを検出する手法を開発した。本研究では、Frank et al. (2015)により開発さ れた手法を、短期的SSEが活発な地域の一つである四国西部のGNSSデータに適用 し、既知の短期的SSEによるすべりの空間分布の推定を試みる。

本研究では国土地理院によるGEONETのF3解および加藤(2017; JpGU)で得ら れた低周波地震のカタログを使用した。解析期間は2004年4月から2009年3月とし、 四国西部を中心とする39点で得られた日座標値を使用した。はじめに、五島列島 の3点のGNSS観測点の日座標値を平均し、使用する時系列から除去後、20日の移 動平均を計算した。次に、傾斜計(Sekine et al., 2010)またはGNSS(Nishimura et al., 2013)で報告されている全12回の短期的SSEの発生期間それぞれで、低周波地 震の数が最大になる日を基準日として定める。この基準日から前後それぞれ150日 間のGNSSデータそれぞれに対し、トレンドを除去後、スタックすることで、 GNSS変位スタック時系列を作成した。図1にスタック時系列の基準日を挟む20日 間の変位ベクトルを表す。最大で約2cm程度の変位が推定され、全体的に南東向き の変位を示している。この変位の向きの傾向は短期的SSEから期待される変動と調 和的である。

このようにして得られた変位ベクトルを用いて、断層すべりの空間分布を Nishimura (2009)に倣って推定した。このとき、プレート境界を約7.5 km四方の285 の矩形小断層に分割し、各小断層のすべりによる地表の変位応答はOkada (1992)を 用いて計算した。また、すべりは空間的に滑らかに分布していると仮定し、空間 平滑化の重みはABIC最小になるように決定した。

推定されたすべり分布を図2に示す。低周波地震の震源域のやや深部(30 km付 近)におよそ8-10 cmの大すべり域が推定された。この領域はNishimura et al. (2013) 等で推定されたすべり域と調和的である。一方、大すべり域より浅部の、四国南 西部の深さ20 km程度付近のプレート境界にもおよそ1-2.5 cmのすべりが推定され た。観測点をランダムに35点選択し断層すべりを推定するという操作を100回繰り 返し、すべりの標準偏差を評価したところ、浅部のすべりも有意であることが分 かった。この領域は1946年南海地震のすべり域に隣接しており、Yokota et al. (2016) により4 cm/yr程度のすべり欠損が推定されているが、そこでの短期的SSEの存在の 可能性は本研究によって初めて示唆された。この結果は短期的SSEが発生している 最中に固着域の中でも、わずかながらゆっくり滑りが発生しており固着の剥がれ が進行していると解釈できる。また、剛性率を40 GPaと仮定したときの断層面全 体の地震モーメントは1.4×10¹⁹ Nm(モーメントマグニチュード6.7)であり、既 存研究で推定された地震モーメントの総和と概ね調和的である。



(左)図1:GNSSデータのスタックによる短期的SSEによる累積変位。黒矢印が観 測変位、青矢印が理論変位を示す。また赤丸は加藤(2017; JpGU)による低周波地震 の位置を示す。(右)図2:累積すべり分布。

謝辞:本研究は文部科学省・日本科学技術振興会科学研究費助成事業新学術領域 研究「スロー地震学」(JP16H06473)の一環として行われています。

アジョイント法によるSSE発生域の摩擦特性の推定 #加納将行(東北大理)・宮崎真一(京大理)・平原和朗(理研)

## Adjoint-based estimation of frictional parameters on SSE areas

#Masayuki Kano (Tohoku Univ.), Shin'ichi Miyazaki (Kyoto Univ.), Kazuro Hirahara (RIKEN)

世界各地の沈み込み帯で発生するslow slip event(SSE)は、海溝型巨大地震発生域 深部のプレート境界で発生する応力解放過程である。一方で、巨大地震発生域に 隣接して発生することから、そのような領域への応力蓄積過程ともみなせる(例 えばObara and Kato, 2016)。従って、SSEの時空間発展を詳細に調べることで、SSE による巨大地震発生域への応力蓄積をより定量的に評価することができる。

SSEなどの断層すべりの時空間発展は、弾性体の運動方程式と速度状態依存摩擦 構成則(Dieterich, 1979)などの摩擦法則を連立して解くことで数値的に計算され る。このとき、プレート境界面の摩擦パラメータを試行錯誤的に変化させること で、様々な時定数を持つ断層すべりが定性的に再現される。つまり、観測データ から摩擦パラメータを推定できれば、物理法則と観測データの両方に基づいた、 より現実的な断層すべりの再現と予測が可能となる。

観測データから物理法則で使用する摩擦パラメータを推定する手法としてデー タ同化の利用が挙げられる。これまでいくつかのデータ同化手法を用いて、摩擦 パラメータの推定の試みが行われてきた。例えば、Fukuda et al. (2009)はマルコフ 連鎖モンテカルロ法 (MCMC)を用いて摩擦パラメータを推定する手法を開発し た。2003年十勝沖地震後の余効すべり発生域を一自由度系の断層モデルで近似し、 GNSSデータから摩擦パラメータを推定した。MCMCは推定するパラメータの確率 分布を評価することができるため、非常に強力ではあるものの、多数回のフォワ ード計算を必要とするため、Fukuda et al. (2009)で用いられた一自由度系の断層モ デルのような計算時間を必要としない問題に適用範囲が限られる。一方、Kano et al. (2013, 2015)は計算時間を削減できる手法として、アジョイント法による摩擦パ ラメータ推定手法を開発し、2003年十勝沖地震の余効すべり発生域の摩擦パラメ ータの空間分布を推定した。アジョイント法は計算時間の観点からは優れている ものの、パラメータの推定誤差を直接評価できず、また推定結果が推定の初期値 に依存してしまうという問題がある。

SSE発生域の摩擦パラメータを推定した研究として、Hirahara and Nishikiori (2018,

JpGU)はアンサンブルカルマンフィルター(EnKF)による推定手法を開発し、数 値実験を通してその有効性を示した。しかしながら、EnKFは逐次的にデータを同 化していくため、最終的に得られる断層すべりの時空間発展は物理法則に従わな い。また、MCMC同様、多数のフォワード計算が必要となる。

このように各手法に一長一短があるため、より現実的な手法の開発に向けて、 まずは手法間の比較を行う必要がある。そこで本研究では、Hirahara and Nishikiori (2018, JpGU)で用いられたSSEの断層モデルに対して、アジョイント法を適用し摩 擦パラメータの推定を試みる。また、彼らはSSE発生域に加え、固着域を考慮した 断層モデルを導入し、運動学的に固着レートを推定しており、本研究でも、固着 レートの同時推定を行う。具体的には、strike方向120 km×dip方向100 kmの沈み込 み帯の断層モデルを2 km四方のグリッドに分割し、中心に35 kmの円形パッチを配

置し、パッチ内でSSEが発生するように 摩擦パラメータを設定する。また、周囲 は速度強化の安定すべり域とし、モデル の浅部に固着域を仮定する。この固着域 は一定の固着レートになるようにすべっ ていると仮定し、すべり速度の時間発展 は考慮しない。

このような断層モデルを用いると、再来 間隔約7年、継続時間約2年のSSEが再 現される。本研究では、1回のSSEのす べり速度の時間発展(真値とする)にノ イズを加え人エデータを作成し、アジョ イント法を用いて摩擦パラメータを推定 したところ、真値がよく再現された (図)。今後、固着レートの同時推定 や、EnKFによる推定結果との比較を行 う予定である。

図:円形パッチの中心を通るdip方向の 測線のすべり速度の時間変化。(上)真 値。(中)同化前。(下)同化後。

謝辞:本研究はJSPS科研費JP18K03796 の助成を受けたものです。



### 有限要素計算を用いた豊後水道の長期的スロースリ ップサイクルシミュレーション

#縣亮一郎·堀高峰(JAMSTEC)·藤田航平(東大地震研)·兵藤守 (JAMSTEC)·市村強(東大地震研)

Cycle simulation of long-term slow slips at Bungo Channel based on finite element modeling

#Ryoichiro Agata, Takane Hori (JAMSTEC), Kohei Fujita(Univ. of Tokyo) Hyodo Mamoru (JAMSTEC), Tsuyoshi Ichimura (Univ. of Tokyo)

プレート境界における地震発生過程の理解のため、プレート境界地震の繰り返しを既存弱面での摩擦すべりの時空間変化でモデル化した地震サイクルシミュレーションが用いられている.このような手法は、通常の地震(例えば Hori 2009; Barbot et al. 2012)はもとより、同じ領域で繰り返し発生するスロースリップの再現にも用いられている(例えばMatsuzawa et al. 2013).ここに挙げたものを含め、多くの既往研究では、断層面における速度状態依存摩擦 則と、弾性半無限媒質におけるグリーン関数に基づく境界積分法を組み合わせた手法が使用されている。一方でこのアプローチを用いた場合、地震サイクルへの弾性不均質性の影響、粘弾性緩和の影響、周辺領域での地震活動による擾乱からの粘弾性媒質を通じた影響などを調べることは一般的には難しい.

本研究では、様々な不均質構造や構成則を組み込むことでこれらの影響を 考慮するため、有限要素法に基づく地殻変動計算と速度・状態依存摩擦則を 組み合わせた地震サイクルシミュレーションの開発を行う.有限要素法の導入 に際し問題となるのは数値解を得るための計算コストであるが、大規模並列計 算環境の使用を前提としたスケーラブルな高速有限要素ソルバ(Ichimura et al. 2016)、及び地震サイクル計算に対し効率的な有限要素メッシュ生成手法 の導入により、現実的な時間内で計算を行う.本研究では、計算手法としての 開発要件は通常の地震サイクルとは本質的に変わらないが、比較的小さい計 算コストで検討を進められるスロースリップサイクルの計算に着目して検討を進 める.

境界積分法に基づいたアプローチと同様に,速度状態依存摩擦則,力の つりあい式,状態変数の時間発展則からなる支配方程式を解く.この方程式を 解くにあたり、断層でのすべりによる変形に起因する断層面での応力変化を、 従来手法のようにすべり応答関数を重ね合わせて計算するのではなく、有限 要素法を用いて直接計算する.速度状態依存摩擦則はスロースリップ計算の ためにカットオフ速度を導入したもの(Okubo 1989)を用いる.

開発した手法を用いて豊後水道の長期的スロースリップサイクルシミュレーションを行った.速度状態依存摩擦則の摩擦パラメータとして, Matsuzawa et al. (2013)から短期的スロースリップ部分を消去したものを用いた.図1に計算された断層すべり速度のスナップショットを示す.細かい比較については検討中であるが,境界積分法による計算結果と矛盾しない結果を得た.今回の計算では弾性体を仮定し,その3次元的構造不均質を導入した.今後は,すでに計算コード上では開発済みである非線形粘弾性を導入した計算を進める予定である.

謝辞:防災科学研究所の松澤孝紀博士には豊後水道スロースリップ計算用の 断層パラメータをご提供いただきました.本研究の結果は,理化学研究所のス ーパーコンピュータ「京」を利用して得られたものです(課題番号: hp170249).



図 1 計算された豊後水道の長期的スロースリップのスナップショット. す べり速度をプレート収束速度で正規化し,常用対数をとったもの.

## 関東地震と房総沖スロースリップイベントのモデル化 #中田 令子・縣 亮一郎・兵藤 守・堀 高峰 (JAMSTEC)

Numerical modelling of the Kanto Earthquake and the Boso slow slip events # Ryoko Nakata, Ryoichiro Agata, Mamoru Hyodo and Takane Hori (JAMSTEC)

#### <u>はじめに</u>

房総半島沖では、相模トラフからフィリピン海プレートが 2~3cm/yr で沈み込んで おり、マグニチュード(M) 8 前後の大地震が過去に 200~500 年間隔で発生してい る。1923 年大正関東地震 (M7.9)および 1703 年元禄関東地震 (M8.2)のすべり域 については、多くの研究が行われている [e.g., Nyst et al., 2006; Matsu'ura et al., 2007; 宍倉, 2012; Sato et al., 2016]。これらから、図1のように相模トラフ沿いの M8 クラスの地震のすべり域を4つのセグメントに分けて考えると、1923年大正地震のす べり域は西側の2 セグメント(A+B)、1703 年元禄地震のすべり域は真ん中の2 セグ メント(B+C)(さらに津波の解析から東端のセグメント D)という解釈になる(なお、東 端のセグメントは、スロースリップイベント(SSE)が約 0.6~7 年間隔で繰り返し発生し ているエリアを含む)。従って、東側の2セグメント(C+D)は、1923年にはほとんどす べっておらず、房総半島南東沖は1703年以降、300年以上地震を起こしていない、 割れ残りである可能性があるとともに、1703年より前には大正タイプとは別の時期に 単独ですべった可能性も指摘されている [宍倉, 2012]。さらに、地殻変動データか らは、この領域でのすべり遅れの蓄積も指摘されており [Sato et al., 2016]、この領域 を震源域とする地震が発生する可能性がある。しかしながら、この東側領域(C+D) 単独で発生する地震は、痕跡が見つかっていないことを理由に、地震調査研究推 進本部の長期評価 [2014]では想定されていない。

そこで本研究では、この地域を対象とした長期評価の改訂に向けた準備のため、 相模トラフ沿いの M8 クラスの地震と、そのすぐ近傍で繰り返す房総 SSE を対象とし た地震発生サイクルのモデル化を行う。本講演では、南海トラフ [e.g., Nakata et al., 2014]や日本海溝 [Nakata et al., 2017]と同じように、まずは 3 次元のプレート境界面 上でモデル化した結果を紹介する。今後は、3 次元不均質媒質モデルを用いた有 限要素法による地震発生サイクルシミュレーションに移行し、次に起こり得るシナリオ (震源域の広がりや地震に伴う地殻変動・津波等)を検討していく。

#### <u> 房総沖 SSE</u>

1996年5月、2002年10月、2007年8月、2011年3月、2011年11月、2014年 1月に発生 [e.g., Ozawa et al., 2014; Kato et al., 2014]。2018年6月にも観測された ばかりである。2011年東北地方太平洋沖地震を境に、それまで短くなっていた繰り 返し間隔が再び長くなっているが、規模(Mw = 6.5~6.7)は毎回ほぼ同じである。た だし、2011年3月は少し規模が小さいとされている [Kato et al., 2014]。SSE は群発 地震を伴っているが、今回は単純化のため、モデルに組み込まない。

#### 地震発生サイクルシミュレーション

フィリピン海プレートと上盤との境界面形状は、全国一次地下構造モデル(暫定版) [Koketsu et al., 2008; 地震調査研究推進本部, 2012]を用いる。まずは、摩擦 則は Matsuzawa et al. [2013]を参考にし、摩擦パラメタの分布は、南海地震・日向灘 地震・豊後水道長期的 SSE をモデル化した Nakata et al. [2014, JGR](SSE 域が地 震時すべりを起こすモデル)を基に設定する。

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」の補助を受けています。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。


# 三陸沖北部から房総沖にかけての地震発生シミュレーション

#藤田健一·弘瀬冬樹(気象研)·前田憲二(気象庁)

Simulation of Recurring Earthquakes along the Japan Trench

#Kenichi Fujita, Fuyuki Hirose (MRI), Kenji Maeda (JMA)

### 1. はじめに

三陸沖北部から茨城県沖にかけては規模(M)7-8 クラスの地震が各領域で繰り 返し発生することが知られており、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、岩手県沖から茨城県沖を震源域とする M9 クラス の地震が発生することが分かった.藤田・他 [2017, SSJ]では、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の他、津波地震の代表とされる 1896 年明 治三陸地震のすべりを良く再現する地震発生シミュレーションモデルを構築した. 一方、岩手県沖の北側に隣接する三陸沖北部では、1968 年十勝沖地震から約 50 年、1994 年三陸はるか沖地震から約 20 年以上経過している.さらに、茨城県 沖の南側に隣接する房総沖では、津波地震であったと考えられている 1677 年延 宝房総沖地震から既に 300 年以上経過している.東北沖地震の余効すべり [e.g., Yamagiwa et al., 2015, GRL ほか]がこれらの震源域付近まで及んでいるこ とから、これらのアスペリティに及ぼす影響を評価する必要がある.

そこで本研究では,藤田・他 [2017, SSJ]のモデルに延宝房総沖地震のアスペリティを追加し,三陸沖北部のアスペリティの配置を微修正し,三陸沖北部から房総沖にかけての地震発生シミュレーションを試みた.

#### 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、三陸沖北部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辺の長さが、約4 kmの三角形セル33,817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8.5 cm/yに設定した.アスペリティは、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.海溝軸付近のアスペリティは、アスペリティサイズのスケーリ ング則 [Murotani et al., 2013, GRL]を参考に、アスペリティの中に特に大きくす べる領域を設定した.摩擦パラメータ(A, B)及び特徴的すべり量(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 等を参考に設定した.

#### 3. 解析結果

1677年延宝房総沖地震,1968年十勝沖地震,1994年三陸はるか沖地震のアスペリティの位置を,中央防災会議 [2005]で設定された断層モデル等を参考に多数のパターンでシミュレートを行った.その結果,東北沖地震を良く再現するM9クラスの地震が発生した後は,1968年十勝沖地震や1994年三陸はるか沖地震のアスペリティにおける地震の発生間隔がM9クラスの地震の前よりも短くなる傾向を示した.一方,1677年延宝房総沖地震のアスペリティについては,地震の発生間隔の短縮傾向はあまり見られなかった.



図1 設定したパラメータの例. a) 摩擦パラメータ(a-b)の分布.b) 特徴的すべり 量(L)の分布.c) 有効法線応力の分布, 白丸はUSGSによる1976年から東北沖 地震以前に発生したMw5.0-6.9の震央分布.

## 速度・状態依存摩擦則に従う断層が並行する場合: スロースリップ断層ときどき高速すべり化 #三井雄太(静大理)

Elastic interaction of parallel rate and state faults: aging and slip laws #Yuta Mitsui (Sci., Shizuoka Univ.)

## 1. はじめに

地震や地殻変動の観測データは、多くの場合において断層から遥かに遠 方で取得される。そのような場合、1枚のすべり平面・曲面上に数値グリ ッドを切るシンプルな近似により、観測データは十分に説明される。これ は、たとえ複数のすべり面があっても、遠方では1枚すべり面の場合と区 別できない、という線形弾性体力学の特性にもよる(右図参照)。

観測データの解釈と異なり、断層運動の力学においては、複雑な断層構造による弾性相互作用の重要性が、地震に伴う静的応力変化(e.g. King et al., 1994)や動的応力変化(e.g. Harris and Day, 1993)の観点から長く指摘されてきた。しかし、地震だけでなく、その核形成プロセスやアフタースリップ、あるいは自発的スロースリップイベントを含む、イベントサイクル全体を扱うモデリング(e.g. Tse and Rice, 1986)の分野では、主に計算コストの問題から、複数の断層面が設定されることは稀であった。数少ない例として、Kato and Hirasawa (2000)やRomanet et al. (2018)がある。

Romanet et al. (2018)は、2次元弾性体中に、並行する2枚の断層面 (速度・状態依存摩擦則に支配される)を設定し、複雑なすべり挙動が現 れるパラメータ範囲において地震・スロースリップイベントが共存するこ とを示した。彼らは摩擦の状態発展則としてaging lawのみを仮定したが、 スロースリップイベントが発生するパラメータ範囲はaging lawとslip law とで大きく異なることがわかっている(e.g. Rubin, 2008)。近年、slip law の重要性が指摘されていることもあり(Bhattacharya et al., 2017)、一般化 のためには、どちらの状態発展則でも共通する特徴を抽出する必要がある と考えられる。



図 全無限弾性体中の右横ずれ断層(点線)の運動による、変位場。

### 2. 手法

2次元の均質弾性体中に、並行する2枚のすべり面を設定する。すべり 面の配置は、右上図のように両端の位置が揃ったものとする。一定の載荷 速度を仮定し、面上では速度・状態依存摩擦則(aging lawまたはslip law) が働くとする。双方の面上では同一の均質な摩擦パラメータを仮定する。 摩擦パラメータ、すべり面間同士の距離を変数 x として、数値実験を行う。

#### 3. 結果·議論

すべり面間の距離を断層長より十分に短くすると、1枚面の場合と比べ て、定性的にも異なった振る舞いするケースがaging lawとslip lawの両方 で見られた。具体的には、1枚面の場合に自発的スロースリップが生じる が、2枚面の場合にはスロースリップに加えて高速すべりが生じる場合が ある。逆に、1枚面の場合に規則的な高速すべりが生じる断層で、2枚面 の場合にスロースリップベースの活動となるケースは確認されなかった。

イベントサイクル中のせん断応力・すべり発展を調べた。本研究の断層 配置はストレスシャドウの関係となっており、片側の断層ですべりイベン トが生じるともう片側の断層でも応力降下が起こり、イベントサイクルが 擾乱を受ける。この擾乱の影響を、もともと条件付き不安定に近い状態に あるスロースリップ断層のほうが受けやすいと考えられる。興味深いこと に、大きな負の応力変化が高速イベント発生の要因となる。擾乱を受けた 断層上での核形成過程についても、興味深い結果が得られたので報告する。

Multiple Cracks in Brittle Solids: Individual Mechanical Interaction versus Collective Behavior #Koji Uenishi (GSFS, Univ. Tokyo), Yuki Fukuda (Sch. Eng., Univ. Tokyo), Nobuki Kame (ERI, Univ. Tokyo)

In typical earthquake models, rupture areas in the seismic source region may expand and sometimes interact with other ruptures quasi-statically and/or dynamically. Harris and Day (JGR, 1993), for instance, have numerically studied the effect of fault steps between two parallel strike-slip faults on dynamic ruptures (cracks) by utilizing a two-dimensional finite difference technique, and have shown that dynamically propagating cracks can jump fault steps and also suggested that the maximum stepover width that can be jumped by a propagating crack depends on the crack speed on the firstly ruptured fault segment. This type of local approach investigates each individual mechanical interaction of cracks in detail but at the same time often assumes that the bulk physical nature of the surroundings remains unchanged even with evolution of ruptures.

On the other hand, as described in Uenishi et al. (SSJ Fall Meet., 2017), there is another, global type of analyses for the mechanical problems of multiple cracks in a brittle solid that treat the collective behavior of cracks only. For example, Gomez (Ph.D. Thesis, 2017) has studied the nonlinear characteristics of an initially linear elastic solid with multiple cracks and predicted that the prescribed constant strain rate, externally applied to the solid, can considerably alter in time the stress-strain relation of that solid. Parts of the theoretical predictions, e.g. the distinct abrupt stress drops with relatively smaller strain rates externally exerted and the increase of the overall tensile strength with the given strain rate, have been confirmed, at least in a range of relatively smaller strain rates, by our recent laboratory experiments using tensile testing machine with rectangular polycarbonate specimens. Thus, the collective behavior of cracks does affect the global nature of a solid but the way how this change in the global properties reversely alters the local mechanical crack motion in the solid has not been truly understood, especially in light of experiments, and a series of systematic experimental investigations must be organized with specimens containing optimally designed distributions of cracks.

In this work, therefore, further photoelastic rupture experiments are performed to comprehend the abovementioned relation between the local and global solid/crack behavior. First of all, two-dimensional specimens with a set of parallel cracks are prepared to try to identify whether ruptures can really jump steps like suggested by Harris and Day (JGR, 1993) and how this jump, if any, mechanically influences the global solid properties. The experiments are performed under mode-I (tensile) or mixed mode (mode-I and II; in tension and in-plane shear) conditions, and in addition to the global stress-strain relation recorded by the tensile testing machine, the local stress evolution in the specimens is observed with a high-speed digital video camera. Our attention is paid not only to the stepover width but also to the initial density of cracks in order to uncover under what circumstances the global/local approach is preferred and the mechanics is collective behavior-dominated/each individual interaction-governed.

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). We are grateful to the support provided through the Joint Research Program of the Earthquake Research Institute (ERI), The University of Tokyo.

Wave Propagation and Dynamic Rupture in a Granular Slope #Koji Uenishi (GSFS, Univ. Tokyo), Tsukasa Goji (Sch. Eng., Univ. Tokyo)

The rupture phenomena associated with earthquakes are quite often handled in terms of continuum mechanics, and for instance, the presence of the universal critical conditions for nucleation of earthquakes (Uenishi and Rice, JGR, 2003; Uenishi, J. Mech. Phys. Solids, 2018) and the significant effects of the frequencies and types of incident seismic waves on earthquake-induced structural failure patterns (Uenishi, Int. J. Geomech., 2010a; Rock Mech. Rock Eng., 2010b; J. Appl. Mech., 2012) have been indicated by our continuum mechanics-based analyses. It is not simple, however, to describe other vital seismic phenomena like liquefaction and landslides utilizing the concepts proposed for continua. For those phenomena, instead, mechanical characteristics of particles in granular media subjected to dynamic impact may play a certain role, but possible influence of waves on rupture in granular media, for example, has not been clarified yet. Hence, besides a basic study on transient granular mass flow from a (semi-)cylindrical column composed of dry glass beads (Uenishi and Tsuji, JpGU Meet., 2008; Uenishi et al., AGU Fall Meet., 2009), the mechanical details of stress transfers in granular media that are made of epoxy resin and under dynamic deformation (Uenishi et al., IAG-IASPEI, 2017) have been investigated experimentally by using technique of dynamic photoelasticity in conjunction with high-speed cinematography.

Here, dynamic behavior of granular media, especially wave and rupture propagation inside the media, is further experimentally examined under dry conditions. Photoelastic penny-shaped particles (diameter 8 mm, thickness 3 mm) are cut out from birefringent polycarbonate plates by a laser cutter, piled up on a rigid horizontal plane, and two-dimensional model granular slopes with some

inclination angles, say 60 degrees, are formed. Impact load is imparted to the horizontal free surface of the slope on the top by a projectile launched using an airsoft gun (sphere of diameter 6 mm, mass 0.2 grams, impact velocity 76 m/s) or by a free-falling button-shaped aluminum (diameter 20 mm, thickness 10 mm, mass 8.4 grams, impact velocity 3.5 m/s). The observations of the time-dependent stress variations and rupture development by a high-speed digital video camera at a frame rate of 50,000 frames per second indicate the existence of (1) one-dimensional stress transfer (like force chains often recognizable in quasi-static cases) and (2) broadly distributed two-dimensional wave propagation, and whichever appears seems to be determined by the amount of energy given to the granular slope by the impact. It is also experimentally shown that waves propagating in the granular slope can cause separation of the slope face only, which is similar to toppling failure. The identified physical process of wave and rupture development in the granular slopes is compared with that in typical continuum media and the actual patterns of earthquake-induced slope failures (Uenishi and Sakurai, Geomech. Geoeng., 2015) continually noticed in Sendai, Japan, California, USA and the South Island of New Zealand. In order to deepen our understanding of the diversity in earthquakes and earthquake disaster, more careful experimental observations and theoretical treatment are still needed regarding the development of (multiple) ruptures in granular media.

**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). KU is grateful to the generous support provided by the Construction Engineering Research Institute Foundation in Kobe, Japan.

0.1満点観測によって得られた鳥取県西部地震震源 領域における微小地震のメカニズム解の特徴につい

て

#林田祐人・松本聡(九大)・飯尾能久(京大防災研)・酒井慎一・加藤 愛太郎(東大地震研)・0.1満点地震観測グループ

Characteristics of focal mechanism solution of the earthquakes in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake based on "0.1 Manten" hyper dense seismic observation

#Yuto Hayashida, Satoshi matsumoto (Kyushu Univ.), Yoshihisa Iio (DPRI, Kyoto Univ.), Shinichi Sakai, Aitarou Kato(ERI), Group for "0.1 Manten" hyper dense seismic observation

我々は2000年に発生した鳥取県西部地震震源領域に約1000点の地震計を設 置し、2017年3月から約1年間観測を行った。発生した地震のイベントのメカニズム 解を推定したところ、ダブルカップル型では十分に説明できない極性のミスフィット が節面、ヌル軸付近に確認された。地震の発生過程は、地下の応力状態や構造 によって支配されているため、地震のメカニズム解を詳細に決定することは、地下 の状況を議論するのに非常に有効であると考えられている。

そこで本研究では、観測された極性から、メカニズム解の非ダブルカップル型の 成分を推定し、ミスフィットが生じる原因を探ることを目的とした。解析では、2017 年5月から、10月までに発生した8つの地震に対し、手動で走時と極性を読み取っ た。解析したイベントのマグニチュードの範囲は1.3から3.1であり、、深さの範囲は 3.43kmから9.547kmである。メカニズム解の推定には、HASHプログラム (Hardebeck & Shearer, 2002)を用いた。

非ダブルカップル型の成分を推定するために、tensile shear crackのモデルを 用いた。HASHプログラムで求まった最適解から走行、傾斜、すべり角を±10°の 範囲で幅を持たせ、tensileとダブルカップル型の大きさの比をグリッドサーチで求 めた。

その結果、推定されたtensile成分の大きさの空間分布は、2000年に生じた本震

時のすべり分布に関係性が得られた。tensileの成分が大きい領域が本震時によく すべった領域に対応している。このことは、本震断層のすべり分布と余震活動の 発生過程に関係があることを反映している可能性がある。



図1上:8つイベントにおけるHASHプログラムを用いて推定したメカニズム解下:上段のイベントについてブートストラップ法を用いた節面の95%信頼区間



図2左:tensile shear crackのモデル図。ダブルカップル型のT軸とtensileのT軸 は共有する。tensile成分の大きさをqとした

右:灰色の点は、観測点分布、星の点はイベントの震央分布を示す。星の色はグリッドサーチで求めたtensile成分の大きさqに対応している。観測点分布の中央付近で、大きい値を取っている。

謝辞 本研究は平成26-30 年度文部科学省新学術研究領域「観察・観測による 断層帯の発達過程とミクロからマクロまでの地殻構造の解明」(代表:竹下 徹、課 題 番号26109004)によって助成されました。

# P波初動データから得た応力場の 空間パターンに基づくメカニズム解推定

## #岩田貴樹(常磐大学)

## Estimation of focal mechanisms on the basis of the spatial stress pattern inferred from *P*-wave first motion data [#]Iwata, Takaki (Tokiwa Univ.)

lwata [2018] (以下, IW2018) において, ベイズ統計を用いた*P*波初動デー タを用いた応力空間パターン推定手法を提案した. Horiuchi et al. [1995]や Abers and Gephart [2001]はメカニズム解を介することなく, *P*波初動から 直接応力場を推定する手法を呈示しており, これを空間パターン推定が出来る よう拡張したものである.

ところで、この手法においては各々の地震のメカニズム解を応力場推定と同時に推定することが本来は可能である.但し、同時推定するパラメータ数が膨大となり、推定困難である.具体的には、応力場を表すパラメータ(とP波初動の極性を誤って反転して記録する確率qなどの、関連するパラメータ)数が、設定にもよるが数百程度なのに対し、メカニズム解を表すパラメータは(地震数) x 2であり、IW2018で解析した2000年鳥取県西部地震のデータセットであれば、約7000個となる.つまり、応力場とメカニズム解を同時推定するには数千から万程度のパラメータ推定を同時に行うことになる.推定アルゴリズムにマルコフ連鎖モンテカルロ法を用いており、相当の計算時間を掛ければ推定可能ではあるが、現実的とは言い難い.

しかし、一旦、応力場の推定(正確にはその確率分布(事後分布)の推定) 結果を得てしまえば、以下のようにして、ある地震のメカニズム解の事後分布 推定が簡単に行える.(1)推定済みの応力場の事後分布から、着目する地震の震 源(震央)における応力場(とP波極性反転の確率q)を1つ、ランダムに抽出 する.(2) この応力場に対し、ランダムな断層面の向き、即ちstrikeとdipを与 える.(3)「すべりは与えた面内での剪断応力最大方向(あるいは応力接線方 向)に生じるという仮定(Wallace-Bott仮説)から、rakeは自動的に定まり、 即ちメカニズム解が決まる.(4)このメカニズム解を(1-q)ⁿq^{N-n}の確率で採択す る.ここで、Nは着目している地震に対して得られたP波初動の総数であり、n はメカニズム解から期待される極性と観測したそれとが合わなかったP波初動の 個数である.(1)から(4)の手順を繰り返すことで、モンテカルロ的にメカニズ ム解を得ることが出来、ここから例えば事後分布平均など、必要な統計量の推 定値が計算可能である. 人工データに対する解析結果を以下に示す. P波初動データはIW2018で作成したものである(http://doi.org/10.5281/zenodo.1188466の"datasetA.txt"). 滑らかに変動する応力場を仮定し、法線ベクトルが上半球上に一様に分布するよう設定した乱数から断層面の向きを各地震にランダムに与え、上述のWallace-Bott仮説によりメカニズム解が決まる. このメカニズム解と、震源と各観測点との位置関係からP波極性を決め、さらにq = 0.05の確率でこの極性を反転させてデータとした. これを先に記した(1)から(4)の手順で、各地震に対するメカニズム解のモンテカルロサンプリングを行った. なお、「推定済みの応力場の事後分布」はIW2018によって得たものを用いた.

可視化の都合上、ここでは15個のメカニズム解をモンテカルロサンプリングした結果について示す。また、比較のため、応力場の情報を使わず、純粋にP波初動のみからメカニズム解を決めた(ランダムサンプリングした)結果についても示してある。これは、strikeおよびdipだけでなくrakeもランダムに与えて作り出したメカニズム解を、やはり $(1-q)^n q^{N-n}$ の確率で採択したものである。

一例を図(a)(b)に示す. 推定した応力場を考慮して推定を行った場合(図(a))は 概ね元のメカニズム解に近いものをサンプリングしているが、P波初動のみからメ カニズム解を求める(図(b))と、かなり異なったものが選ばれる. これは観測点 数が5つしかなく、それらの押し/引きをデータ通りに分けるメカニズム解に相当 の自由度があるためである. しかし、応力場を考慮することで、メカニズム解に相当 約が生じ、結果として元のメカニズム解に近いものがサンプリングされやすくな る. こういった傾向は、P波初動の極性を誤って記録したデータに対しても(図(c) (d))同様であり、このアプローチの有効性が示唆される.

参考文献 Abers and Gephart, JGR, **106**, 26,523-26,540, 2001; Horiuchi et al., JGR, **100**, 8327-8338, 1995; Iwata, JGR, doi:10.1002/2017JB01539, 2018 (in press).



図:人工データに対して行ったメカ ニズム解のモンテカルロサンプル15 個分.(a)(c)推定した応力場を考慮し た場合と(b)(d)しなかった場合.紫は 真のメカニズム解に対応する節面. (a)(b)はP波初動の極性に誤りがなか ったケース,(c)(d)はあったケースで ある(黒丸(押し)が,本当は白丸 (引き)である).

## 2016年熊本地震震源断層および

# 日奈久断層周辺の応力場の時空間変化について

#光岡郁穂・松本聡(九大理)・志藤あずさ(九大地震火山セ)・山下裕亮(京大 防災研)・中元真美(地震予知振興会)・宮崎真大・飯尾能久(京大防災研)・酒 井慎一(東大地震研)・2016年熊本地震合同観測グループ

# The spatiotemporal change of stress fields around Hinagu fault zone through the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu Japan

#Ayaho Mitsuoka, Satoshi Matsumoto (Kyushu Univ.), Azusa Shito (SEVO), Yusuke Yamashita (DPRI), Manami Nakamoto (ADEP), Masahiro Miyazaki, Yoshihisa Iio (DPRI), Shin-ichi Sakai (ERI), Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake

2016年熊本地震は、布田川・日奈久断層帯において右横ずれ、正断層型の応 力場で発生した。最大前震(Mj 6.5)は2016年4月14日、本震(Mj 7.3)は2016年 4月16日に起こり、その後広範囲で活発な余震活動が見られた。本研究では、その 活動を詳細に得るため、3次元地震波速度構造[Shito et al., 2017]を用いて、震源 再決定を行った。その結果、面状に広がる震源分布が得られた。その震源分布をも とに、断層面形状の決定を行った(図1)。日奈久断層側には、西傾斜の大きな断層 から、最大前震(Mj 6.5)や本震(Mj 7.3)を面上に持つ2つの東傾斜の断層面が枝 分かれしているような形状が見られた。布田川断層については、Asano and Iwata [2016]の本震すべりモデルの布田川断層側の形状に調和的であったので、それを 採用した。熊本地震前の活動では決定した断層面に沿うような地震活動が見られず、 これらは2016年熊本地震の活動に特徴的な面であることがわかる。

さらに、日奈久断層周辺を対象領域に設定し、発震機構解を用いて応力場を求め、本研究で決定した断層面との位置関係と比較しながら、応力場の時空間変化について議論する。時間変化は、(i)最大前震(Mj 6.5)発生前15年間、(ii)最大前震発生から本震(Mj 7.3)発生まで、(iii)本震後(本震発生から2016年12月まで)の3期間を設定した。(i)から(iii)の各期間の発震機構解をデータとして、Matsumoto [2016]の方法を用いて応力場を推定した(図2)。

(i)熊本地震発生前は、Matsumoto et al.[2018]に示されているように、断層 周囲や南東領域では右横ずれ応力場であるのに対し、北西領域では正断層応力 場で、空間的に不均質な応力場であることがわかる。しかし、(iii)の本震(Mj 7.3) 後は、主応力軸が日奈久断層面の大きな西傾斜の断層を取り囲むように回転して いる様子が確認された。また、断層北側はより正断層応力場に変化したことがわか った。地震前と比べ、大きく応力軸が変化していることから、大地震発生による応力 変化の影響が大きいことが示唆される。また(ii)最大前震(Mj 6.5)発生後から本 震発生までは応力場の変化が(iii)より小さく、本震による応力変化の大きさが伺え る。今後、応力変化と比較した検討を行い、評価する。







# 遠地実体波を用いた 2016 年熊本地震の断層形状と 破壊伝播の同時推定 #茅野奎太・八木勇治(筑波大学)

Fault geometry and rupture propagation of the 2016 Kumamoto earthquake estimated by the waveform inversion of the teleseismic body wave

#Keita Kayano, Yuji Yagi (Univ. Tsukuba)

屈曲した断層,分岐した断層など,非平面の幾何を持つ断層で発生した地震は, 非平面部を中心に応力分布を局所的に変化させる (Saucier et al., 1992). この ような地震に対し、将来の地震発生リスクを適切に評価するためには、断層で の破壊進展を断層幾何に沿い詳細に知ることが重要である. 非平面の断層幾何 を持つと考えられる地震の一つに 2016 年熊本地震がある. この地震による断 層破壊は、布田川断層・日奈久断層と呼ばれる二つの活断層をまたぎ進展した と考えられており、地震発生直後に両断層のトレース上に露出した地震断層の 線状分布が、本地震の断層幾何(走向)を知る手がかりとなる(Kumahara et al., 2016). 本研究では、断層破壊が進展したと考えられる時空間領域に対し、 基底モーメントテンソルを 5 成分ずつ配置し,各成分の重み(モデルパラメタ ー) を, Global Seismographic Network (GSN) の 27 地点で観測された遠地 実体波 P 波の上下動成分を用いたインバージョン解析で求めた. また解を一 意に求めるため、モデルパラメターの時空間変化にはスムージングを課してい る. 基底モーメントテンソルは時間方向に 0.3 秒間隔で 49 個配置し, 空間方 向には2km 間隔で傾斜角0°の水平なモデル平面上に配置した.破壊域の広 さが不確かさを考慮するため、空間方向の基底モーメントテンソルの数は 21 ×6 個配置した場合 (Case 1) と 29×12 個与えた場合 (Case 2) に分けて解 析を行った. 日奈久・布田川断層トレース上の地震断層の線状分布の方向をそ れぞれ日奈久・布田川断層の走向と考えると、Case 1,2 いずれも空間全体での トータルのモーメントテンソルは、破壊開始後1秒に南東傾斜を示したのち 北西傾斜となり,破壊開始後2秒に布田川,3-5秒に日奈久,6秒に布田川断 層に近い走向を示した. 日奈久・布田川両断層が北西傾斜であると仮定すると、 破壊開始 2-6 秒後において布田川断層で生じた破壊が日奈久断層へ伝播し、 その後再び布田川断層へ伝播したと解釈できる.一方, Casel での破壊開始後 3 秒における空間全体でのトータルでのモーメントテンソルは、Case2 に比べ ノンダブルカップル成分が強く現れた. 破壊開始後 3 秒でのモーメントテン ソルの空間分布を見ると、Case 2 では日奈久・布田川両断層付近のモーメン トテンソルともに布田川断層に近い走向を示した一方で、Case 1 では Case 2 と異なり、日奈久断層付近のモーメントテンソルのみ日奈久断層に近い走向を 示した. また, Case1 での破壊開始後 8-9 秒における空間全体でのトータル でのモーメントテンソルは、Case2に比ベノンダブルカップル成分が弱く現れ た. 破壊開始後 8-9 秒でのモーメントテンソルの空間分布を見ると、Case 1 では日奈久・布田川両断層付近のモーメントテンソルともに正断層成分が卓越 した一方で、Case 2 では日奈久断層に近いモーメントテンソルほど右横ずれ 成分が卓越した.モデルパラメター数の違いにより観測される断層破壊進展が 異なった原因は、各モデルパラメターの決定にスムージングが寄与することに あると考える. すなわち、各モデルパラメターは観測データから定まる要素と スムージングから定まる要素で構成されており、モデルパラメター数の変化に より両要素の構成比率が変動するのである.本発表ではこの結果を基に、地震 断層や余震分布など断層幾何を拘束する情報が乏しい地震に対し、断層幾何に 沿った破壊進展を、断層破壊域の不確定性にかかわらず詳細・安定に解析する 手法と本解析手法がなりうるか議論する.

# 2016年ニュージーランド Kaikōura地震の複雑な震源

過程について

#前畑健人·八木勇治·清水宏亮·奥脇亮(筑波大)

# Complex Rupture Source Process of the 2016 Kaikōura, New Zealand Earthquake

#Kento Maehata, Yuji Yagi, Kousuke Shimizu, Ryo Okuwaki (Univ. Tsukuba)

2016年ニュージーランド・カイコウラ地震は横ずれ断層や逆断層が混 在した地域で発生し、地震時にこれらの異なる断層が連動した.一般的に、 このように複数の異なるタイプの断層が連動した地震の震源過程を従来の 波形インバージョン法で解析するには、断層の幾何形状を適切に仮定する 必要がある.断層形状の近似が不適切な場合は、得られる解は歪められ、 解釈が困難になる.そこで本研究では、カイコウラ地震の複雑な破壊過程 を断層形状の仮定なく安定に求めるために、ポテンシーの時空間密度分 布を推定することが可能な新しいインバージョン法を用いて、モデル平面 上の震源メカニズムの時空間分布とすべり量を同時推定した.これにより断 層形状の仮定に依存しない震源過程の推定が可能になる.

解析には、グリーン関数の不確定性を適切に考慮しやすく、空間分 解能は低いが震源メカニズム解の変化に敏感な遠地実体波P波の上下成 分データを用いた.モデル平面として深さ16 kmの水平な面を仮定し、その モデル平面で断層すべりが発生したと仮定して解析を行った.

図1に得られた震源メカニズム解とポテンシー分布を示す. 横ずれ型 が卓越する地域と逆断層型が卓越する地域があり,大きく4つの領域に分 けることができる. エリア1では逆断層型, エリア2では横ずれ型,エリア3で は逆断層型,エリア4では横ずれ型が支配的である. ポテンシー密度が大 きい領域の震源メカニズム解の節面の一つは,地表断層の分布と概ね調 和的である (GNS Science, https://data.gns.cri.nz/af/). 震源メカニズム解の時間変化に着目すると,エリア1及び3において は、横ずれ型から逆断層型へと震源メカニズム解が変化している(図2).こ のような震源メカニズム解が時間変化する領域では、時間積分したトータル の震源メカニズム解のノンダブルカップル成分が大きく異なる傾向にある. 最大のポテンシー密度が観測されたエリア3に着目すると、56秒から60秒 の間に観測される横ずれ成分は、地表断層の形状と一致することから地表 断層に沿った破壊に対応すると考えられる.一方で、66秒から70秒で観測 される逆断層型の震源メカニズム解は、オーストラリア-太平洋プレート境界 の形状と食い違い方向に整合的である(例えば Williams et al., 2013, SRL)ことより、プレート間すべりに対応している可能性がある.



図1 各ノットのメカニズム解 震 源球の色はポテンシーの大きさ.星 は震央,赤色と灰色の実線は活断層 (GNS Science).黒い破線は海溝を 示す.黒い枠線はエリア1-4を示 す.曲線は海岸線.左下インセット は観測点分布.右下インセットは解 析対象範囲の広域図.

**図 2 各ノットのメカニズム解の時間分布** 震源球の色はポテンシーレ ートを示す.星は震央 (GNS Science).黒い枠線はエリア 1,3 を 示す.曲線は海岸線.各スナップシ ョットの時間は各パネル左上に表 示.

# 流体関与の地震のnon-double-couple成分 #今西和俊·内出崇彦(産総研)

# Non-double-couple components of fluid-related earthquakes

## Kazutoshi Imanishi and Takahiko Uchide (GSJ, AIST)

火山地域で発生する地震や石油・ガス開発等に伴う誘発地震など、流体が関 与する地震には、non-double-couple成分(NDC)が含まれることが報告されてい る(e.g., Martínez-Garzón et al., 2017)。これらの地震のNDCを正確に推定する ことは、背景の物理機構を明らかにする上でとても重要である。しかし、地下構造 の詳細が完全にはわからないため、グリーン関数を正確に計算できず、見積もら れるNDCの信憑性が常に議論されてきた。Dahm(1996)は近接する地震ペアの 同一観測点における振幅比をデータとすることで、共通する伝播経路の効果をキ ャンセルし、グリーン関数を計算せずにモーメントテンソル解を推定する手法(相 対モーメントテンソル法)を提案した。ただし、この手法で推定されるのはマスター 地震のモーメントテンソル解に対する相対値であるため、マスター地震のモーメン 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という問題点を抱え ていた。我々はこの問題点を解決するため、以下の手順による逐次相対モーメント テンソル法を提案した(Imanishi and Uchide, in preparation)。

(1) ある程度拘束できているメカニズム解を持つN個の近接地震を抽出する。

(2) 推定対象とする地震(ターゲット地震)を一つ選び、それ以外の地震をマスター地震(N-1個)とし、相対モーメントテンソル法を適用する。ターゲット地震を変えながら同様の計算を行い、全ての地震のモーメントテンソル解を推定する。
(3) 推定された解を新たなモーメントテンソル解(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。

重要なポイントは、(2)で、1個のターゲット地震に対して複数のマスター地震を取ることにより、推定精度が十分でないマスター地震の影響を軽減させる効果がある 点である。また、逐次的に推定していくことで個々のモーメントテンソル解の推定 精度を上げるのと同時に地震間の相対精度も上げていく効果がある。

この手法を茨城県南西部におけるフィリピン海プレート境界からの排水により誘発された地震群(Nakajima and Uchida, 2018)に適用した(図1)。2010年から

2013年に発生したM_j 2以上の13イベントを解析対象とし、入力データとして変位 スペクトルの低周波レベルから推定したP波とSH波の振幅値を与えた(P波につい ては、極性がわかるものは極性付きの振幅値)。逐次法の適用に先立ち、ダブル カップルを仮定したメカニズム解推定を行ったところ、P波初動極性および振幅値 を十分に説明できないことがわかった。これを踏まえて逐次法を適用するが、震源 モデルとしてshear-tensileモデルを仮定した(図1c)。このモデルでは、tensile成 分(クラックの開口角 α)がNDCに相当する。推定結果を図1aに示す。いずれも |α|<10°でshear成分が卓越するが、ブートストラップ法による誤差評価の結果、 tensile成分は微小であるものの有意であることが示され、ほとんどの地震がNDC を持つことがわかった。一般には流体が注入されることでクラックが開くイメージを 持つが、解析した地震の多くはαが負、つまり、クラックが閉じる地震であった。この 地震群が発生する深さの封圧を考えると、簡単にクラックが閉じる地震であった。この 地震群が注入して断層強度を超えるとせん断破壊が生じ、同時に空隙を含 む破砕帯が圧密されることによりクラックが閉じるセンスの運動を示すと考えられる。



図 1 (a) 推定結果。ビーチボールの色はクラック開口角( $\alpha$ )。右上に* が付いている地震はダブルカップルで説明可能。(b) 断面図。丸の色は クラック開口角( $\alpha$ )。(c) shear-tensile モデル。未知パラメータは、地震 モーメント、走向、傾斜角、すべり角に加えて、クラックの開口角( $\alpha$ )。

謝辞:解析には防災科学技術研究所(Hi-net)、気象庁、東京大学地震研究所の 波形データ、気象庁一元化震源を使用させていただきました。

# P波の変位振幅の立ち上がりのマグニチュード依存 性(2)

## #立岩和也•岡田知己•内田直希(東北大理)

## The dependence of the initial part of the peak displacement amplitude of P-wave on magnitude #Kazuya Tateiwa, Tomomi Okada, Naoki Uchida (Tohoku Univ.)

破壊核形成過程によって地震の最終的な規模が決まるかどうかということはこれ まで様々な研究で議論されている。そのひとつとして、Colombelli et al. (2014) はP波の変位波形の立ち上がりとマグニチュードの関係を調べた。具体的には、P 波の変位波形の対数をとったものに対して3つの直線(3つ目の直線は傾きゼロ) からなる折れ線をフィットし、1つ目の直線の傾き(B1)、2つ目の直線の傾き(B2)、 3つ目の直線の平坦レベル(PL)、1回目の折れ曲がりの時間(T1)、2回目の折れ 曲がりの時間(T2)とマグニチュードの関係を求めた。すると、B1、PL、T1、T2 と マグニチュードの間にスケーリングがあるという結果が得られた。求まった B1 とマ グニチュードの関係および既往研究の結果を総合し、Colombelli et al. (2014) は臨界すべり量の大きな領域で破壊が開始した場合マグニチュードが大きくなると し、破壊核形成過程によって地震の規模が決まると結論付けた。

本研究は Colombelli et al. (2014) の手法の再検討を行う。具体的には、彼女 らの手法を新たな地震へ適用した場合に彼女らの結果と矛盾しないかを確認する。 新たな地震に対して解析を行った結果、Colombelli et al. (2014) と同じく B1、 PL、T1、T2 とマグニチュードの間に概ねスケーリングがあるという結果が得られた。 一方でこの傾向から外れるイベントが存在した。この傾向から外れてしまう理由とし て、解析手法の問題、観測点の問題、個々の地震の特性などが考えられる。それ ぞれの問題点について検討したところ、解析手法や観測点に大きな問題は無いと 分かった。つまり個々の地震の特性に原因があると考えることができる。個々の地 震の特性について、既往研究 (Ampuero et al. (2002), Ohnaka and Shen (1999), Ohnaka (2003))の結果から考察したところ、破損応力降下量や断層全体で平均 された応力降下量、臨界すべり量の大小を考慮するとP波の変位振幅の立ち上が りが対象とした地震全体の傾向から外れる理由を説明できると分かった(破損応力 降下量が大きい、あるいは臨界すべり量が小さいと T1 が小さく、B1 が大きくな る)。特に、秋田県で発生した2つのイベントの T1 は大きく、B1 は小さく推定された。つまり、これらのイベントは破損応力降下量が低いと考えることができる。この2 つのイベントは東北地方太平洋沖地震の誘発地震であるが、元々の強度が低く東北地方太平洋沖地震による応力擾乱の影響を受けやすかった、あるいは間隙流体圧上昇による強度低下かが原因で発生した地震であると考えれば破損応力降下量が低いという推定と整合的である。

さらに本研究で求めた B1 のマグニチュード依存性と、既往研究の結果 (Ampuero et al. (2002), Ohnaka (2000))を組み合わせると破損応力降下量と断 層全体で平均化された応力降下量の比が求まる。本研究で解析対象とした地震 のこの応力降下量比は1よりやや大きい値として求まった。応力降下量比が求まる ということは断層全体で平均化された応力降下量が求まれば破損応力降下量も求 まるということである。そこで、釜石沖の繰り返し地震を対象として、既報の応力降 下量 (Uchida et al. (2014))を用いて破損応力降下量を求めたところ、平均化さ れた応力降下量が大きくなると破損応力降下量も大きくなるという結果が得られた。

ここまでの結果は Colombelli et al. (2014) で用いられた手法を適用した場合 のものである。ここでは加速度波形(生データ)から変位波形に変換する際に二階 積分してから非因果律ハイパスフィルタをかけてトレンドを除去するという操作を行 っている。しかし、変位波形に変換する方法を変えると B1 などのパラメータとマグ ニチュードの間にスケーリングが見られなくなった。つまり Colombelli et al. (2014) やそれに従った場合の本研究の結果は非因果律フィルタをかけたことによ る見かけの効果に過ぎない可能性もある。従って、本研究の結果から議論を発展 させる前に、変位波形の立ち上がりが本当にマグニチュード依存性を示すのかど うかを慎重に検討することが求められる。

# 繰り返し地震の地震サイクルにおけるとその近傍の

微小地震活動~パークフィールドと東北沖との比較~

## #田中麻莉子·内田直希·松澤暢(東北大理)·Robert M. Nadeau(UC Berkeley) Microseismicity in and around repeating earthquakes during their earthquake cycles ~ A comparison for Parkfield and NE Japan repeaters ~

#Mariko Tanaka, Naoki Uchida, Toru Matsuzawa (Tohoku Univ.), Robert M. Nadeau (UC Berkeley)

繰り返し地震近傍における微小地震活動 M4.8前後の地震(本震)が繰り返し

発生している岩手県釜石沖のプレート境界では、本震の破壊域内部において、繰り 返し地震を含む小地震が複数のクラスタを形成することから、地震性すべり域の階 層性が指摘されている(例えば, Uchida et al. (2007, GRL), 奥田ほか(2017, 地 震)).この小地震活動は、本震の地震サイクルの後半に活発化、前半に静穏化す る傾向がみられ、本震すべり域内の応力集中過程を示している可能性がある、奥田 ほか(2017)は、釜石沖地震のように地震を起こす領域が孤立している場合でなく、 活発な余震活動が見られる場合についても、余震のほとんどが地震時すべり域外で 起きているとすれば、 地震時すべり域内だけを見た場合には応力解放によって余震 活動が静穏化する可能性を示した.

本研究では、地震発生前後の物理過程のより普遍的な理解のために、横ずれ断 層型のプレート境界である米・カリフォルニア州のサンアンドレアス断層パークフィー ルド地域で発生する繰り返し地震とその近傍の小地震の発生データを用い,繰り返 し地震の破壊域近傍の地震活動が繰り返し地震の発生サイクルの中でどのように変 化するかを調べた.さらに、同様の解析を沈み込み帯である東北沖の釜石沖繰り返 し地震以外の繰り返し地震にも適用した.

データと手法 パークフィールドの繰り返し地震とその破壊域で発生した地震のデ

ータは、Nadeauによる繰り返し地震カタログ(解析期間:1998-2015)を用いた(例え ば、Nadeau and McEvilly 2004). 本カタログには、波形相関の高さによって18系 列の繰り返し地震本震とその近傍で発生した地震に分類された1343個のイベントデ ータが含まれる. 東北地方のデータは, 内田により波形相関の高さから同定された 繰り返し地震とその周辺で発生したイベントのカタログデータ(解析期間:19952003、 例えば Uchida et al., 2006) から, Nadeauの 繰り返し 地震の本震とその 近傍 の地震との区別に用いた基準に近くなるように本震と近傍地震を選定しなおしたも のを用いた.これには釜石沖繰り返し地震を含まない8系列・121個の地震が含まれ る.パークフィールドならびに東北沖のデータセットそれぞれについて、「それぞれ の繰り返し地震系列の近傍地震について、2つの連続する繰り返し地震の発生時間 の間のいつどのくらいの数が発生したか」を調べ、それぞれの地震サイクルの長さ (再来間隔)で規格化しスタックしたものを、さらにすべての繰り返し地震系列でスタ ックした.

結果 パークフィールド(図1(上))では、繰り返し地震発生の直前・直後(地震サイ

クルで時間的に規格化した値で繰り返し地震発生前後±1%)に近傍の地震活動が 集中していた.これは地震サイク

ルの中盤から地震活動がみられ る釜石沖繰り返し地震とは異な る. 一方, 東北沖(図1(下))で は,繰り返し地震発生直前・直 後の近傍地震活動の活発化は 確認されなかったことに加え,釜 石沖繰り返し地震のような明 らかな前震活動の多さはみら れなかった.繰り返し地震近 傍の微小地震活動は、繰り返 し地震による応力変化だけで なく、断層の地質的条件や、 地震の孤立具合など様々な 要因により支配されている可能 性がある.



## 南アフリカ Mponeng 金鉱山地表下 3.3 km で発生した M 2 地震前後の Acoustic Emission の震源位置標定と 絶対規模推定

## #松田幹生·直井誠·南隆太郎·石田毅(京大)·中谷正生(東大)·矢部 康男(東北大)

Magnitude estimation of acoustic emissions and their activity around an M2 earthquake in a deep gold mine in South Africa

#Mikio Matsuda, Makoto Naoi, Minami Ryutaro, Ishida Tsuyoshi (Kyoto Univ.), Masao Nakatani (The Univ. of Tokyo), Yasuo Yabe (Tohoku Univ.).

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 Mponeng 金鉱山の地表下 3.3 km に、高感度 AE (Acoustic Emission) センサ8台と、25 kHz 三軸加速度計1台からなる観測網を展開した. 同観測網直近では、2007年12月27日に、*Mw* 2.2の地震(以後、本震)が発生し、その後大量の AE が検知された(以下、余震 AE; Yabe et al., 2009). Naoi et al. (2011)は、本震後一週間に同観測網で得られた波形に対して手動で走時検測を行い、21112個の精度の良い震源を得た. これらのイベントの一部は見かけ約4m程度の薄い二次元状の分布(以下、余震面)を示しており、その方位が本震のモーメントテンソル解と調和的であることから、本震破壊面を描き出すように起こったものと考えられる(Naoi et al., 2011). また、Yabe et al. (2015)は本震発生前の一部のデータに対して手動走時検測を行い、本震から少なくとも6ヶ月前から余震面上で AE が起こっていることを明らかにした.

本研究では、これまで未処理だったものを含めて手動走時検測・震源決定 を行い、Naoi et al. (2011)で作成したものと合わせて、本震発生6ヶ月前か ら本震発生1週間後までのAEカタログを作成した.解析対象とした 2007 年6月13日から2008年1月4日の間には、合計94144回トリガーがかか り、それぞれに対して全センサにおける波形が記録されている.これらに対 し、Naoi et al. (2011)の基準に従い、P波走時読み取り数  $\geq$ 4, S波走時読み 取り数  $\geq$ 4, 走時残差のRMS residual  $\leq$  0.2 ms の条件でよく決定された震源 を抽出したところ,56578 個の震源が得られた.新しく得られた本震発生前の AE は,余震 AE と同じく,AE がほとんど起こっていない場所を挟んでいくつかの場所に空間的に密集していた.また,余震 AE が集中していた場所と同じところに集中する傾向がみられた.

次に、これらの AE の絶対規模 ( $M_W$ ) の推定を行った. 一般に AE センサ はその特性が複雑であり、設置方法によってその特性が変化するため、絶対 規模推定を行なうのは簡単ではない. 特に本研究で用いた AE センサはバネ で孔壁に押し付ける機構で設置しており、大きな地震などで振動が与えら れるとカップリング状況が変化し感度が変わる可能性もある. 本研究では、 AE センサに隣接して埋設した加速度計のデータをリファレンスとし、AE センサの感度評価、並びにその時間変化の推定を行い、その結果を用いて、 AE の絶対規模推定を実施した. 本震前 AE に対しては  $M_W$  -5.1 から 0.7、 本震後に対しては-5.4 から-1.0 の値が得られた. 鉱山で通常運用されてい る地震観測網の検知限界は  $M_W$ -1 程度であるが、本研究で求められたほぼ すべてのイベントの  $M_W$ が-2 以下であり、鉱山地震観測網の検知限界以下 のイベントが大量に得られていることがわかった.

本稿で紹介したプロジェクトは,JST/JICA,SATREPS,JSPS 科研費(18253003, 14204040,18403007,07J09904,21224012,21246134,26249137,26887022),地震予知のための観測研究計画,東北大学 21 世紀 COE プログラム,新井科学技術振興財団,前田記念工学振興財団,東京大学地震研究所共同利用の助成を受けて行われました.

## 4m長模擬断層面で観測された主破壊に至るまでの 前震活動の特徴 #山下太・福山英一・徐世慶(防災科研)

## Characteristics of foreshock activities preceding the main rupture observed on 4m-long laboratory faults # Futoshi Yamashita, Eiichi Fukuyama, Shiqing Xu (NIED)

#### <u>はじめに</u>

断層およびその周辺で観測される微小地震活動は、その断層面や応力の状態を 反映していると考えられ、そこで将来どのような地震が発生するかを知る重要な手が かりとなり得る.しかしながら、本震直前の地震活動、いわゆる前震がどのように引き 起こされ断層の主破壊に至るのかは必ずしも明確ではない.その過程を実験室に おいて再現し十分な精度で議論しようとしても、従来のcmスケールの岩石試料を用 いた実験研究では空間分解能が十分ではなかった.そこで本研究では、十分な空 間分解能のもとで主破壊に至る準備過程を明らかにするため、4m長の岩石試料を 用いた摩擦実験を実施し、特に前震活動に注目して調査をおこなった.

#### 実験装置及び実験条件

実験は防災科学技術研究所が新たに開発した長大岩石試料摩擦試験機を用いておこなった(図1).直方体のインド産変はんれい岩を試料とし,L4.1 m×W0.1 m×H0.2 mの試料の上にL4.0 m×W0.1 m×H0.2 mの試料を積み重ねている.したがって模擬断層の面積は長さ4.0 m,幅0.1 mである.この断層面へ均一な垂直応力を与えるため上側試料の上面を8枚のフラットジャッキを使って加圧し,目的の圧力まで載荷した後,下側試料の西端を水平方向にジャッキで載荷してせん断荷重を与えている.上側試料の東端は試験機のフレームによって固定されている一方,下側試料の下部には低摩擦ローラーがあり自由に変位できるよう設計されている.これらの垂直荷重およびせん断荷重の載荷にはハンドポンプを使用している.後述する渦電流変位センサーの測定限界のため,1回の実験の総変位量は2 mmである.

垂直荷重を与える8つフラットジャッキの圧力は個別の圧力計で測定しており、せん断荷重はジャッキと下側試料西端の間に設置されたロードセルを用いて測定している.さらに断層面上で発生するローカルな現象をモニターするため、16個のAEセンサー(Olympus V103-RM)、40枚の3軸半導体ひずみゲージ(Kyowa SKS-30282)、10個の渦電流変位センサー(Shinkawa FK-202F)を断層に沿って設置し

ている. それぞれ10 MHz, 1 MHz, 50 kHzのサンプリング周波数で連続収録した. 本研究では比較的速い速度で載荷をおこなったFB02-006,008(載荷速度:67-185 kPa/s)および比較的遅い載荷速度で実施したFB02-007,010(2-7 kPa/s)の4 つの実験を対象とする. 全ての実験で多数のスティックスリップイベントが発生した. 同等の条件下で比較をおこなうため,総変位量が2 mmに達する直前の7つのイベ ントに注目し,主破壊に先行する活動について調査をおこなった.

#### 結果

変位センサーのデータは、断層の東西両端が極めて低速ながらもせん断荷重の 載荷中に変位し続けていることを示している.このことは断層面両端が定常的にす べり続けていたことを示唆している.両端からすべりが始まりやすいことは、有限要 素法による準静的なモデリングの予測と調和的である.これらの定常的なゆっくりす べりは量及び範囲ともに低載荷速度の実験において顕著であった.しかしながらこ れらのゆっくりすべりによって即座に弾性波を放出するイベント(以後,前震)が多数 誘発されることはなく、ほぼ全ての前震が主破壊の直前に集中して観測された.結 果として、巨視的な載荷速度と前震の観測数の間には明瞭な関係性は確認されな かった.

断層面のせん断応力が上昇し主破壊に近づくと、このゆっくりすべり領域において 前震が観測されるようになった.この前震は孤立したイベントで、波形の立ち上がり もシャープである.続いて、固着していた領域において震源核が形成され、すべり 域が加速的に拡大し、既にすべりが生じている領域で前震が連続的かつ同時多発 的に発生していることがわかった.この段階で観測される前震は立ち上がりも不明瞭 であった.

本研究では、定常すべり域に隣接する固着域から核形成が始まり主破壊に至る過 程を再現した.また、それに伴い、断層面上のある一領域で発生する前震の活動様 式が遷移していく様相を観察した.一実験中は断層面の摩擦や応力状態がそれほ ど大きくは変動しないことから、本研究の結果は、局所的なすべりの時空間的な進 展が前震の活動様式に大きく影響しうることを示唆している.



M5.5 Orkney地震の余震発生帯から回収された断層 岩の微小変形構造(ICDP DSeis project) #横山友暉・金木俊也・廣野哲朗(大阪大)・矢部康男(東北大)・小 笠原宏(立命館大)

Microscale deformation structure of fault zone that slipped at the M5.5 Orkney earthquake in South Africa (ICDP DSeis project)

#Yuki Yokoyama, Shunya kaneki, Tetsuro hirono (Osaka Univ.), Yasuo Yabe(tohoku Univ.), Hiroshi Ogasawara(ritsumeikan Univ.)

南アフリカの金鉱山の1つである"Moab Khotsong"鉱山(モアプ・コツォン鉱山) 付近で2014年8月5日にM5.5の地震が発生した.この地震および余震は,鉱山地 下2-3kmに設置された46個の地震計,地表に設置された17個の強震計,地下2.9 kmに設置された3個のひずみ計により観測され(Ogasawara et al., 2018, JpGU), データ分析の結果,震源は比較的鉱山の地下近くにあるということが判明した.そ こで,DSeisプロジェクトが立ち上げられ,鉱山地下3kmからこの地震発生帯へ向 けて採掘を行った.

DSeisプロジェクトでは、Hole AとHole Bとの2つのHoleが採掘された.本研究では、817mまで採掘されたHole Aと、700mのHole Bで回収された採掘コアにて、 Hole Bコアのみよりサンプリングを行った.M5.5の地震の余震を引き起こした 616mと619mの断層帯の試料を含め、この周辺のコアより約20mにわたって、計26 個の試料を採取した.これらの試料にて、岩石薄片を作成し、光学顕微鏡および 走査型電子顕微鏡を用いた微小変形構造の観察を実施した.

光学顕微鏡下では、断層上盤の母岩は、粒径が1mm程度であり、石英・正長石・黒雲母を主とする(図1). 断層下盤の母岩、石英・長石から構成される. 一方で、断層岩(断層粘土・角礫岩)では、母岩と比較して、粒径が小さく、0.1mm以下である. さらに粘土鉱物に富み、石英や長石をクラストとして含む(図2). さらにfoliationが発達する.

また,本要旨作成時では全ての試料の観察が完了していないが,本発表では, 全26試料の微小構造観察の結果の速報について報告する.



図1 断層上盤の顕微鏡画像



### 図2 断層岩の顕微鏡画像

(引用文献) Ogasawara et al., 2018, JpGU

# 主断層から離れた地点に生じた小規模な地表地震

断層上における古地震履歴: 阿蘇カルデラ北西部,

## 阿蘇市宮地のトレンチ調査

#石村大輔(首都大)・熊原康博(広島大)・堤 浩之(同志社大)・遠田 晋次・高橋直也(東北大)・市原季彦(堆積環境リサーチ)・高田圭太 ((株)復建調査設計)・加藤佑一(首都大)

## Paleoseismic records of a surface rupture with a small amount of displacement far from main rupture zone: Trench survey at Miyaji, Aso City, in the northwestern part of Aso Caldera

#Daisuke Ishimura (Tokyo Metropolitan Univ.), Yasuhiro Kumahara (Hiroshima Univ.), Hiroyuki Tsutsumi (Doshisha Univ.), Shinji Toda, Naoya Takahashi (Tohoku Univ.), Toshihiko Ichihara (SER), Keita Takada (Fukken co., Itd.), Yuichi Kato (Tokyo Metropolitan Univ.)

2016年熊本地震に伴い主断層である布田川断層から大きく離れた地点における地表変位がInSARにより検出された(Fujiwara et al., 2016). 現地では, それら InSARの検出箇所において, 微小ながらも明瞭な変位が多くの地点で確認された (熊原ほか, 2016; Goto et al., 2017など). 一部は既存の活断層線に一致してお り, 断層活動に伴う誘発的なすべりも断層変位地形の形成に寄与している可能性 を示唆している. ただし, このような小さな変位の実態(地下構造, 繰り返しの有 無)は解明されていない. そこで, 本発表では, 阿蘇カルデラ北東部に位置する阿 蘇市宮地に出現した小規模な地表地震断層上でトレンチ調査を行った結果を報 告する. ちなみに本地点は, 阿蘇カルデラ西部の, 主断層に沿って出現した地表 地震断層の東端から約10 km離れている.

阿蘇市宮地周辺で認められた小さな変位は、石村ほか(2017)により詳細が記載されている. InSARに認められる干渉縞の不連続位置に小さな変位(上下変位10 cm未満,右横ずれ5 cm未満)を示す地表地震断層が2条認められた. なおこれらのトレース上に、累積性を示す断層変位地形は認められない. トレンチサイトは北側トレースの北東端であり、トレンチサイト周辺では、さらに2条のトレースに細

分でき、それら2条のトレースに挟まれた部分が落ち込む地溝状の変形が生じている.

トレンチ掘削は,細分される2条のトレースのうち北側のトレースで行った.トレン チの大きさは長さ10 m,幅5 m,深さ3 mであった.トレンチ下部では,杵島岳スコ リア(KsS)(4.0 ka:Miyabuchi,2009)を多量に含む堆積物が分布する.その上 位に,往生岳スコリア(OjS)(3.6 ka:Miyabuchi,2009)から中岳N2スコリア (N2S)(1.5 ka:Miyabuchi,2009)までのテフラと土壌が連続的に堆積している. 本トレンチ調査では,計8試料の放射性炭素年代測定を行い,以下に述べる過去 の断層活動の年代を推定した.

2016年熊本地震時に活動した断層は, 地震後に改変された耕作土の下面まで 変形させており, その上下変形量は10-15 cmであった. この値は, 石村ほか (2017)によるピット掘削結果と同様である. 一方, OjSの上面・下面は25-35 cm上 下変位しており, 明らかな変位の累積性が読み取れた. 壁面での断層観察結果 から, 2016年の1回前の活動はOjSとN2Sの間に推定され, その年代は放射性炭 素年代測定結果から1840-2070 cal.BPと推定された. これより古い断層活動はト レンチ壁面では確認できないことから, 本トレンチで読み取れた断層活動の回数 は, KsS以降2回である.

本トレンチで認められた1回前の活動時期は、カルデラ内の遺跡に記録されて いる開口亀裂の形成時期(熊本県教育委員会、2010;阿蘇市教育委員会、2011) や布田川断層沿いの活動履歴(熊原ほか、2017;高橋ほか、2017;遠田ほか、 2018;堤ほか、2018;上田ほか、2018)などと一致する.このことは、本研究地 点の1回前の活動も、2016年同様に布田川断層の活動と同時に起こったと考えら れ、約2000年前に2016年熊本地震と同様の地震が生じたことが示唆される.また、 本トレンチでは、他地点に比べてテフラにより確度の高い年代と多くの変位基準が 得られており、本研究で得られた古地震履歴は精度・確度ともに高いと考えられる.

本トレンチで認められた断層活動の1回変位量と活動間隔から,その変位速度 は0.1 mm/yr未満となり,低活動度の活断層となる.一方,活動間隔は2000年で あるため,小さな単位変位量かつ高頻度という従来の低活動度の活断層像とは異 なる.ただし,本地点の断層活動は,布田川断層の地震活動と関係する可能性が 高く,単独の起震断層としては扱えない可能性がある.このように,本地点の知見 は,国内の低活動度の活断層を評価する上で重要だと考えられる.

## 熊本県益城町の地震断層を横断する反射法地震探査

#青柳恭平・上田圭一(電中研)・ 竹本哲也・末広匡基・宮脇理一郎(阪神コンサルタンツ)

## Seismic Reflection Survey across the Surface Ruptures of the 2016 Kumamoto Earthquake in Mashiki Town

## #Yasuhira Aoyagi, Keiichi Ueta (CRIEPI), Tetsuya Takemoto, Masaki Suehiro, Riichiro Miyawaki (Hanshin Consult.)

2016年熊本地震では、木山川沿いの沖積低地周辺で、複数の地表地震断層 が出現した(図1上)。低地南縁の右横ずれ断層(Fb)およびその200~400m山側 の正断層(Fa)は、活断層として認識されていたものとほぼ一致するが、低地内に 出現した右横ずれ断層(Fc)や左横ずれ断層(Fx)の位置には、活断層が認識さ れていなかった。これらの断層群の3次元形態を明らかにし、その発達過程と形成 メカニズムを考察するために、断層群を横断する反射法地震探査を行った。

探査は断層Fa,Fb,Fcにほぼ直交する①測線(約3.4km)と,断層Fxに直交して Fa,Fbを斜めに横断する②測線(約1.8km)の2測線で行った。油圧インパクターを 用いて2.5m間隔で発震し,受振点間隔5mで独立型デジタルレコーダーにより収 録した。解析は一般的なCMP重合法による。得られた①測線の深度断面とその地 質解釈図を図1下に示す。概略は以下の通りである。

低地下には反射面の卓越する盆状構造が深さ300mまで認められる。低地南縁 では、反射面の不連続・傾斜急変から、活断層に対応して複数の断層が推定され る。山側の正断層Faは高角北傾斜と推定され、浅部に顕著な変形を伴っている。 山地平野境界の横ずれ断層Fbでは、明瞭な上下変位は認められないが、反射面 の傾斜変換部を結ぶほぼ鉛直の断層が推定される。FaとFbは深さ300mでは収斂 しないが、両者の間には(北傾斜の)断層が分布し、全体として多段階に北側を低 下させていると解釈される。また、これらの各断層を境に地下100mまでの表層速 度にも、急変が認められた。一方、低地北縁では、南縁と比較して、反射面・表層 速度ともにフラットである。低地北側の台地を形成するAso-4の基底高度は低地 中央部まで緩やかに南へ低下し、顕著な上下落差はない。南縁のような明瞭な断 層は認められないが、反射面の傾斜変換部から地表地震断層Fcが、反射パター ンの南北変化から木山断層(低地北縁の崖地形や地質資料に基づいて推定され ていた南落ちの断層;渡辺ほか、1979)が、それぞれ推定できる可能性がある。



# 図1 (上)地質図に重ねた測線図。赤線は活断層,黒点線は地表地震断層,青線は測線を示す。赤丸は解釈で参考にした既存ボーリング地点。(下)測線①の 深度断面地質解釈図。「活」は活断層,「断」は地表地震断層の通過位置を示す。

謝辞:本研究は、電力委託研究「破砕部性状等による断層の活動性評価手法の 高度化に関する研究」によって行われた成果の一部である。測線周辺にお住まい の皆様には、探査にご理解とご協力を頂きました。記して御礼申し上げます。

## 地中レーダを用いた台湾山脚断層の検出

## #中村衛(琉球大理)、陳浩維(台湾中央大) Ground penetrating radar profiling across the Sanchiao fault in northeast Taiwan #Mamoru Nakamura (Univ. Ryukyus), How-Wei Chen (NCU)

1867年12月18日、台湾北東部で基隆地震が発生した。この地震によ り台湾北東部に位置する金山周辺は震度6~7(台湾中央気象局の震度階 級)相当の激しい揺れに襲われ、また基隆を含む台湾北東部沿岸へ遡上 高約6mの津波が襲来した。古記録を用いて推定された基隆地震の震度 分布、および地震・津波の被害状況から、山脚断層の海域延長部がこの 地震の震源断層の候補とされている(Cheng et al., 2016 TAO)。山脚断 層とは台北市南部から金山を通る長さ約53kmの正断層である(Shyu et al., 2015 TAO)。地形調査、ボーリング探査および反射法探査の結果か ら、山脚断層は金山市街地の北側を山麓に沿って通っていると推定され ている。しかし、山脚断層の陸域部分が1867年のときに活動したかど うかはわかっていない。そこで地中レーダ(Ground Penetrating Radar: GPR)を用いた地下構造探査を実施し、断層位置の検出を試みた。

GPR 調査は金山市街地の北側にある海岸砂丘で実施した。砂丘は海岸 に沿って北西-南東方向に伸びており、山脚断層と直交している。GPR の測線は、砂丘と平行方向に、かつ断層の推定位置を通る測線と、それ と直交方向の測線の2種類を配置した。実施した時期は2017年8月15 日から17日に実施した。測線は砂丘に平行な方向に3測線、および砂 丘に直交する方向に2測線設定した。使用した機器はSensors & Software Inc.の pulseEKKO である。探査に使用した電磁波の周波数は 100MHz および200MHzの2種類である。

周波数100MHzのとき、砂丘に平行な測線では往復走時100nsまでの構造が探査されている。砂の電磁波伝播速度を100 m/μsとすると、深さ約5mまでイメージングされている。

往復走時50~70nsに反射強度の強い反射層がほぼ連続的に広範囲で分 布していた。この反射層の上層では反射面群の連続性がやや悪い。一方、 反射層の下層ではやや連続性のある水平に近い反射面群が見られる。

また、反射強度の強い反射層およびその下層には、水平位置53mの所

で明瞭な不連続性が見られた。上記の電磁波伝播速度を仮定すると、北 西側が約1m沈降していることを示している。この場所はボーリング調査 で推定されている山脚断層のトレースに近い。このことから、反射層の 不連続は下層形成後に山脚断層の活動によって生じた可能性が高いと考 えられる。



図2 GPR調査結果。矢印は反射層に不連続が見られた位置を示す。

1944年東南海地震, 1945年三河地震における

## 豊田市域の震度分布

## #廣内大助(信州大)・服部亜由未(愛知県立大)・前島訓子(椙山女 学園大・非)・内山琴絵・西尾さつき・阿部雅也(名古屋大)

## Seismic intensity distribution of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake in the Toyota city, central Japan

# D. Hirouchi (Sinshu U.), A. Hattori (Aichi P.U.), N. Maejima (Sugiyama W.Univ.), K. Uchiyama, S. Nishio and M. Abe (Nagoya U.)

はじめに

近代以降における地震の震度や被害については、発災後の現地調査や行 政の被災記録資料、被災者へのアンケートや聞き取り調査から明らかにされて きた。それらはアンケート調査に基づいて濃尾地震の揺れ分布を調査した村 松(1976)や、愛知県などの被害記録などから東南海トラフ地震の市町村別の 被害や震度を明らかにした飯田(1977)などがある。一方県や旧市町村の行政 資料に記載される、被害は主に町丁目でまとめられており、震度や被害の詳 細な位置を復元することは難しい。また情報の密度が低く、各地域の震度や被 害の特徴を土地条件や地盤と比較して議論する精度はかなわないことが多い。

本研究では、愛知県豊田市における1944年東南海地震ならびに1945年三 河地震の被害や震度の詳細について、主にアンケート調査、ヒアリング調査を 実施し、その詳細な位置と分布の解明をめざした。

#### 調査方法

調査は新修豊田市史の一環として実施した。調査は発災当時から現在まで 豊田市域に在住の方約5000名を抽出し、アンケート用紙を送付したところ、約 5割りの回答があった。回答者の中から特に特筆すべき記述のある方、旧町村 地区別の偏りを調整しながら、約200名以上の方にヒアリング調査を実施した。 調査では被災当時どこでなにをしていたのか、どのような様子だったのかを詳 細に聞き取り、その様子から震度を推定した。本調査では特に被害の正確な 位置情報の取得に重点を置き、話者の被災直後の行動や周辺の被害など当時や現在の地図、米軍撮影の航空写真などを参考にしつつ確認しながら聞き取りを行い、当時の様子を記録した。震度については、気象庁の震度階級およびそうていされる揺れや被災状況に従って、ヒアリング結果、アンケート結果を読み替えた。従って実際の震度とは誤差を含むものである。

#### 調査結果

1944年東南海地震、1945年三河地震ともに、飯田(1977;1978)が示した震度分布と比較して、市域南部の高岡や上郷で震度が大きく、北東の足助や稲 武へ向かって小さくなる様子は一致している。一方今回の調査結果では、従 来よりさらに北東においても大きな震度を示す地点があることが明らかとなった。 1944年東南海地震では、従来と違わず高岡・上郷では、震度5強~5強程度 であったが、これまで震度6未満とされていた挙母・高橋・猿投・保見・藤岡の 各地区でも一部で震度6弱以上の強い揺れに襲われた場所が確認できた。ま た非住家や寺社の鳥居、灯篭、家屋の一部損壊などの被害も広く認められた。

1945年三河地震でも震度分布に同様の蛍光が認められ、これまで震度6未満とされていた、挙母・高橋・猿投・保見・松平の各地区の一部で震度6弱程度の揺れに襲われた地点があることが明らかとなった。また三河地震では、高岡地区駒場の徳念寺で疎開児童と引導30名が倒壊した建物の下敷きとなり死亡したとされていた。しかしながら地域での聞き取り調査から、倒壊したのは庫裏の玄関、山門、鐘楼堂、灯篭、土塀であり、死亡したのは児童2名ということが明らかとなった。

これら地域の詳細な被害の様子や被災者の行動などを丁寧に聞き取り、これらを震度分布図や地域の被害分布図としてまとめた。ポスター報告で詳細を 提示するがこれらは廣内(2018)「豊田市発行の豊田市史自然編(2018年6月 25日刊行)」にその一部を掲載している。しかしながら取得したデータはより詳 細かつ大量にあることから、今後地形条件や地盤条件と震度の関係など、 様々な分析を行っていく予定である。

## 引用文献

飯田汲事(1977;1978;1979)愛知県防災会議地震部会

村松育栄(1976)濃尾地震の震度分布について,岐阜大学教育学部研究報告(自 然科学)5(5),424-440.

廣内大助(2018)豊田市とその周辺地域における地震災害.新修豊田市史23別 冊自然,659-680.

# 殖産興業の民間先駆者 田中長嶺が見た濃尾地震 #平井敬(名大環境)

Nobi Earthquake seen by Nagane Tanaka – Civil Pioneer of the Promotion of Industry #Takashi Hirai (Environmental Studies, Nagoya Univ.)

#### はじめに

1891年濃尾地震は、明治殖産興業期の日本を震撼させた巨大地震であった. 東海道本線は2年前に全通していたが、長良川にかかる橋梁(この区間は4年前に 開通)が崩落したことは有名である.このとき、鉄道が不通となったために被災地を 徒歩で通過した人々がいた.本報告で取り上げる田中長嶺はそのひとりであり、彼 が被災地を見聞した記録「尾濃震災図録」について紹介する.

#### 田中長嶺について

田中長嶺¹⁾は、1849年に現在の新潟県で生まれた.農業と山林の開墾に従事 するかたわら、きのこの人工栽培法や炭焼き窯の改良といった新技術を開発・普 及した明治殖産興業の民間先駆者と評される人物である.晩年は名古屋・三河の 文化人のもとに寓居して歴史や考古学の研究に打ち込み、1922年に名古屋にて 死去した.葬儀は愛知県西尾市の聖運寺で行われ、現在も顕彰碑が立っている.

#### 尾濃震災図録に描かれた濃尾地震

1891年,東京に居住していた田中長嶺は,宮内省御料局より「菌蕈類製造及花 卉果物写生画ノ業務」を嘱託され,10月に京都へ出かけた.京都衣笠山で松茸育 成の調査と指導を行っている頃,10月28日に濃尾地震が発生した.その直後,彼 は業務を終えて東京へ戻ることになるが,東海道本線が垂井駅から岡崎駅まで不 通となっており,11月2日から3日にかけてこの区間を徒歩で通過した.このときに 被災地を見聞した記録が「尾濃震災図録」である.

尾濃震災図録では、まず京都滞在中に体験した濃尾地震の揺れについて、このように綴っている.「明治二十四年十月二十八日午前六時ニ十分ノ震災ハ、我日本古今未曾有ノコトト云ザルヲ得ズ.予,此頃御料局ノ命ヲ以テ松蕈山ヲ踏査シテ京都西六條旅宿ニ投ジ、二十八日朝起出テ手洗盥漱セントセシ折節、轟然タル 響キト共ニ震動撃烈ニシテ室内ニ掛ケタル帽子ハ顛落シ、花瓶ハ転倒シ、婦女子



図1 田中長嶺筆「尾濃震災図録」の一部

等ハ戸外ニ走出シ、家々屋瓦ヲ見ル、恰モ波瀾ノ抑揚スルカ如シ. 暫クニシテ動 揺止ム.後チ微震数十回アリ.人々恐怖措ク所ヲ知ラス」また、垂井駅から被災地 を踏破した感想を次のように記している.「其悲惨哀悼目モ当テラレヌ事ノミニテ言 語ノ能ク尽クヘキニ非ス.夢幻ノ境ヲ経ルカ如ク」

さらに、被災地の様子を記録した46枚ものスケッチが綴じられている. そのうち5 枚については、「遭害者ノ直話ヲ写シ出ス」とあり、田中長嶺本人が直接見た情景 ではない. また、絵の大枠と添えられた文章がほぼ同一で、下書きと清書の関係に あると見られるものが9組存在する. 内容は、地震による直接的な住家被害の様子 を描いたもののほか、火災、河川堤防の崩壊、救助の様子、鉄道駅や茶店の雑踏、 瓦礫の処理、役所の仮設庁舎での業務、死者を供養する場面など、多岐にわたる. なお、尾濃震災図録の原本には朱による抹消や追記が原文と同じ筆跡で多数 施されており、田中長嶺本人が後日の出版を意図していた可能性がある. しかしな がら、現在のところ、それらしい出版物の存在は確認されていない.

#### 参考文献

1) 西尾市岩瀬文庫:田中長嶺〜知られざる明治殖産興業のパイオニア〜,2009

### 謝辞

西尾市教育委員会所蔵「田中長嶺筆 尾濃震災図録」を参照した. 解読にあたり, 名古屋大学 石川寛博士の指導と減災連携研究センター古文書勉強会の協力を いただいた. また,兵庫県立大学 阪本真由美博士,愛知県 山本真一郎氏,田中 長嶺事績顕彰会 中條長昭氏より有益な情報提供をいただいた. なお,本報告は 中部「歴史地震」研究年報第3号 (2018) 掲載の報告を再構成したものである.

## 伊豆・小笠原諸島海域の断層分布

#新井麗・勝山美奈子・田中恵介・鎌田弘巳・高橋成実 (JAMSTEC)・佐藤智之・井上卓彦(AIST)・金田義行(香川大)

## Fault distribution of the Izu-Bonin arc area

## #Rei Arai, Minako Katsuyama, Shigeyoshi Tanaka, Hiromi Kamata, Narumi Takahashi(JAMSTEC), Tomoyuki Sato, Takuhiko Inoue(AIST) and Yoshiyuki Kaneda (JAMSTEC/Kagawa Univ.)

JAMSTECは、文部科学省よりの委託事業として、「海域における断層情報 総合評価プロジェクト」を平成25年度より実施している。このプロジェクトは 日本周辺海域の断層情報を統一的な基準で整備し、津波ハザード評価のための 基礎資料を提供することを目的とし、JAMSTEC では既存の反射法地震探査を利 用して、日本周辺海域の断層分布図を作成している。平成26年度に日本海全域 (対馬沖~北海道西方沖)、平成27年度に南西諸島海域南部(徳之島周辺~先 島諸島海域)、平成28年度に南西諸島海域北部(九州南西海域~沖縄北方海域) での断層分布図を作成した。平成29年度は、房総沖~伊豆・小笠原諸島海域を 対象に断層解釈作業を実施し、断層分布図を作成した。これらの海域における 断層分布図を作成するにあたり、経済産業省の国内石油・天然ガス基礎調査の 一環として JOGMEC が受託した基礎物理探査・基礎試錐、AIST の浅層反射法 探査、JAMSTEC や海上保安庁の海底下構造探査などの地震探査データを収集 し、基礎データとした。収集した一部の反射法地震探査データについて、ノイ ズ除去手法など最新のデータ処理技術を適用し、品質および深部イメージング を向上させるための再解析を実施し、処理結果の統一化を図った。

解釈作業には Decision Space Geoscience (Landmark 社製) を利用し、本発表 の海域を含む、伊豆・小笠原~南海トラフ海域の収集したデータは、経済産業 省/JOGMEC、AIST、JCG、JAMSTEC、民間石油会社より、測線数合計 1,625・ 総測線長 173,878km の 2 D MCS/SCS、調査数 8 ・総調査面積 4,853km2 の 3 D MCS の地震探査データである。

このプロジェクトでは、断層特定の第一の基準を海底面下の地質構造におけ

る変位(堆積層のずれや撓曲など)の有無とし、第二の基準を海底地形におけ る変位の有無とした。ただし、空間的な発達や分布域を特定することができな い場合は、海底地形図を用いてリニアメントをマッピングする方法で特定でき た断層の空間的連続性を判断した。また、断層の種類(正/逆断層、横ずれ断層) は応力パターンや防災科学技術研究所が提供する F-net による地震のメカニズム解 から深度 10km 以浅のデータを参考にして、地震活動と整合する断層解釈を行った。

房総沖~伊豆・小笠原諸島海域は非常に広域な範囲で、伊豆・小笠原弧の全 域をカバーする断層分布が今回明らかになった。確認された断層総数は473 本であり、海域ごとの内訳は、房総沖~相模湾内の相模トラフ域47本、伊豆 小笠原弧背弧海盆13本、背弧域141本、火山フロント37本、陸側斜面2 0本、アウターライズ204本である。

房総沖~相模湾内の特徴は、フィリピン海プレートが陸側プレートに沈込む 運動によって発達する圧縮構造であり、付加体に逆断層や横ずれ断層が発達し ている。相模湾内では沖ノ山堆列の高まりに北西-南東から西北西-東南東走 向の逆断層構造に加え、トラフ底直下には堆積層を緩やかな南西傾斜に変形させ る構造が認められ、トラフ近傍でプレートの沈み込みによる圧力が働いている可能 性が示唆される。伊豆・小笠原弧背弧~火山フロントの特徴としては、八丈島、 スミスカルデラ、鳥島および孀婦岩の火山フロント西側の背弧には、南-北に伸 びる正断層群が発達し、南北に細長く断続的に凹地 (グラーベン)が存在する。 七曜海山列では、北北西-南南東走向に並走する直線的な正断層群が確認され た。伊豆・小笠原アウターライズ域の特徴としては、海溝陸側斜面では太平洋 プレートの沈み込みにより、逆断層が海溝軸の堆積物内に発達している一方、 海溝海側斜面では太平洋プレートが沈み込むために湾曲し、同プレート表面に 張力により形成されたと考えられる正断層が発達する。沈み込む太平洋プレー ト上に位置する海山の小笠原海台の西部は、伊豆・小笠原弧と衝突しており、 フィリピン海プレート下への沈み込みに伴い、その一部が陸側斜面基部に付加 されている。一方、海溝海側の小笠原海台周辺域では、海底を変形させる多数 の正断層が発達する。

## 伊豆・小笠原海域の三次元速度構造

## #勝山美奈子・新井 麗・田中恵介・高橋 成実・鎌田弘己(JAMSTEC)・ 佐藤智之・井上卓彦(AIST)・金田義行(香川大)

3D velocity model in the region of Izu-Bonin area #Minako Katsuyama, Rei Arai, Shigeyoshi Tanaka, Narumi Takahashi, Hiromi Kamata(JAMSTEC) ,Tomoyuki Sato, Takuhiko Inoue(AIST) and Yoshiyuki Kaneda (Kagawa Univ.)

JAMSTECは、平成25年度より文部科学省からの受託業務「海域における 断層情報総合評価プロジェクト」を実施している。このプロジェクトでは、既 存の反射法地震探査データを利用して、これまでに、日本海および南西諸島海 域での断層分布図を作成し、平成29年度は伊豆・小笠原海域の断層分布図を 作成した。これらの断層分布図を作成するにあたって、JAMSTECが実施し た反射法地震探査のデータのみならず、経済産業省が(独)石油天然ガス・金 属鉱物資源機構(JOGMEC)に委託し実施した基礎物理探査のデータ、(国研) 産業総合技術研究所(AIST)、民間石油会社、海上保安庁の地震探査データ 等を収集して、基礎データとした。これら反射法地震探査データは、各機関に より1970年代からごく最近までに取得されたものであり、データ取得の仕様 やデータ処理手法に違いがあるため、一部のデータに対しては、最新のデータ 処理手法を適用し再処理を行い、処理結果の統一化を図った。なお、この再処 理については、特に多重反射波の除去に比重を置いた。

収集した地震探査データの多くは時間ドメインであるため、断層解釈につい ては時間ドメインの断面図上でおこなった。そのため、解釈結果の深度変換を おこなうことを目的に三次元速度構造モデルを作成した。ここではこの三次元 速度構造モデルについてを紹介する。

モデル作成に際しては、まず海底地震計を用いた屈折法探査結果(OBS)を

収集した。伊豆小笠原海域では海上保安庁や JAMSTEC により屈折法探査デ ータが取得され公開されている。また、浅部の速度についてはマルチチャンネ ル反射法探査データ(MCS)を再処理する際に得られた、速度解析の結果(重合 速度)を用いて補完した。さらに、堆積層、上部地殻、下部地殻、およびマントル の4層を基準に層構造を作成した。

使用したデータの内訳は、速度情報がOBS探査データ28測線、反射法地震 探査データの重合速度15測線。構造解釈に用いたデータがAISTのシングル チャンネル反射法探査(SCS)調査525測線(63,421km)、JAMSTECのMCS調査 381測線(27,225km)、JOGMECのMCS調査258測線(46,303km)、海上保安庁 MCS調査54測線(10,336km)、民間石油会社MCS調査28測線(2,561km)であ る。データの存否については、海域によって差があり、特に伊豆・小笠原海溝の 東側にはあまりデータが存在しない。たとえば、AISTのSCSデータについては、 本州および伊豆諸島沿岸に高密度に存在し、それ以外の海域ではデータ密度 が低い。

反射断面で解釈された構造とOBS データで得られた層構造に基づいて速度構造を作成した。今回作成した速度構造では、フィリピン海プレートとユーラシアプレートはそれぞれの堆積層と上部地殻を互いに共有しており、下部地殻のみが沈み込んでいるという研究成果を取り入れたモデルとした。また、各層の速度についてはOBS速度情報や既存論文などを参考に、Sea Waterを1,500m/sec一定値、上部地殻下面を6,200m/sec、下部地殻上面を6,580m/secと仮定した。また、マントルの地震波速度については8,000m/sec一定値と仮定した。

## 南海トラフ西部周辺海域おける断層分布

#眞保敬・新井麗・勝山美奈子・田中恵介・ 高橋成実・鎌田弘己(JAMSTEC)・ 佐藤智之・井上卓彦(AIST)・金田義行(香川大)

# Fault distribution around western Nankai trough area #Takashi Shimbo, Rei Arai, Minako Katsuyama, Shigeyosi Tanaka , Hiromi Kamata, Narumi Takahashi (JAMSTEC), Tomoyu Sato, Takuhiko Inoue (AIST), Yoshiyuki Kaneda( Kagawa Univ.)

JAMSTEC では、文部科学省の委託事業「海域における断層情報総合評価 プロジェクト」を平成 25 年度より実施している。このプロジェクトの目的 は、既存の反射法地震探査データを用いて、日本周辺海域の断層の分布図を 作成することである。このプロジェクトでは、これまでに日本海、南西諸島、 伊豆・小笠原海域で断層分布図を作成した。今年度(平成 30 年度)は、南 海トラフ周辺海域における断層分布図を作成する。この海域における断層 分布図を作成するにあたり、JAMSTEC が実施した反射法地震探査データ に加え、(独)石油天然ガス・金属鉱物資源開発機構(JOGMEC)、産業技 術総合研究所(AIST)、海上保安庁、民間石油会社の地震探査データを収集 し、断層の解釈作業に用いている。

南海トラフでは、フィリピン海プレートが北西にユーラシアプレートの 下に沈み込んでいて、その速さは伊豆半島付近で 38mm/yr、紀伊半島沖で 43mm/yr、四国沖で 46mm/yr などである [Seno et al. (1993)]。フィリピン 海プレートの沈み込みにより、ユーラシアプレートとの間で M8 を超える地 震が、100-200 年間隔で発生している [Ando (1975)]。フィリピン海プレート の沈み込みにより、ユーラシアプレートでは付加体が発達し、分岐断層も見 られる [例えば、Park et al. (2000、2002)]。本研究では、南海トラフ西部 (四国沖から種子島沖合の海域) における断層の解釈作業を実施している ので、その結果について報告する。本研究の解析領域は、内閣府 (2012) に よる南海トラフ巨大地震の断層モデルの西端部であり、九州—パラオ海嶺がユ ーラシアプレートの下に沈み込んでいる海域でもある [例えば、Park et al. (2009)、Nisizawa et al. (2016)]。本研究の目的は、南海トラフで見られる付 加体による分岐断層の連続性、反射断面から九州—パラオ海嶺の沈み込み の影響を明確にすることである。

南海トラフ西部おける活断層を特定するため、以下の基準に基づき断層 解釈を行った。(1)地震探査断面上で断層と判断できる、(2)地震探査断 面上での海底に変位が見られる、(3)海底地形にも顕著な変位が見られる、 (4)隣接する測線上で断層の連続性が確認できる。

これらの基準に基づき、その特徴をまとめる。南海トラフの沈み込み帯周 辺の陸側斜面では、付加体による逆断層や、デコルマ面から海底面まで切断 する分岐断層が見られる。日向海盆周辺では褶曲構造が見られ、それに伴う 逆断層が発達する。一方、九州一パラオ海嶺の西側から種子島の沖合では、 鉛直に近い傾斜面を持つ横ずれと思われる断層が見られる。この海域にお ける応力場は、九州一パラオ海嶺の沈み込みにより、複雑になっていると考 えられる。今後、九州一パラオ海嶺の沈み込みと断層発達の関係について、 議論する必要がある。

## 南西諸島海域における波源断層モデルの構築と

島嶼部における津波の影響評価

#乘松君衣·松山尚典(応用地質)·大角恒雄(防災科研)·高橋成実 (JAMSTEC/防災科研)·藤原広行(防災科研)

Construction of Fault Models in the Nansei Islands Area and Evaluation of Tsunami #Kimie Norimatsu, Hisanori Matsuyama (OYO), Tsuneo Ohsumi (NIED), Narumi Takahashi(JAMSTEC/NIED), Hiroyuki Fujiwara(NIED)

1. 研究の目的と概要:本研究では音波探査等の観測から得られた断層情報 にもとづき、津波および地震動予測計算で利用可能な断層モデルを構築する手 法を検討し、網羅的な断層モデル群の設定を行っている。前回の報告(乘松ほか, 2017:地震学会秋季大会)では南西諸島南部海域において、島弧・背弧周辺の 142本について断層モデル群を設定した。今回は、南西諸島北部海域および九 州西岸海域において、249本(合計391本)の断層について断層モデル群の設定 を行った。

**2. 検討と結果**:断層モデルは、観測結果をもとに、先行研究および地震調査研究推進本部の評価部会・分科会等における議論を参照し、以下の不確定性を考慮した上でパラメータを設定した。

・「偶然的ばらつき」=観測手法や条件、断層・地震等の自然現象に起因するばらつきについて断層モデルのパラメータにばらつきの範囲を持たせることで考慮。
・「認識論的不確定性」=複数の考え方や方法があり、一義的に設定できない場合について複数パターンの断層モデルを設定。

(設定例) 断層下端深度の設定については認識論的不確定性を考慮し、2通りの 設定を行った。最近の熊本地震についての地震本部等における議論を反映し、 前回の方法の見直しを行い、①コンラッド面として設定する場合と、②コンラッド面 として設定したときの断層幅に5kmを加算したときの深度とする場合の2通りとした。 (パラメータスタディの実施) 断層下端深度のちがいによる島嶼部および九州西 岸地域への津波の影響を評価するため、甑島付近の断層についてモデルの感度 解析を行った。その結果、下端深度の変化について図1の例では下端深度および 断層幅が約1.35倍になることで最大水位上昇量の平均は約1.4倍になり、津波高 さは下端深さの変化の割合に近い割合で高くなった。

3. まとめ:南西諸島海域の全域における波源断層モデル群を構築した。南西諸島海域においては、従来、このような観測データにもとづく網羅的な断層モデル 群の設定はされてこなかったため、本研究における知見は今後の地震・津波に対 する防災施策を検討していく上で重要なものとなる。断層下端深度の設定は、現 在、学会・部会等で統一的な指針は無く、今後も引き続き検討すべき課題である。



図1 断層下端深度を変化させた場合の沿岸の津波高さの変化。ケース①は断層下端深度をコンラッド面とした場合、ケース②はケース①の時の断層幅に5kmを 加算した深さを断層下端深度とした場合。

(謝辞)この研究は文部科学省の「海域における断層情報総合評価プロジェクト」の一環として実施しました。

地中と地表における地震記録のデコンボリューションの微分波形#柴田剛・中原恒(東北大理)

Differential seismograms using analytic partial derivatives for subsurface-

#### surface deconvolutions

#Tsuyoshi Shibata and Hisashi Nakahara (Tohoku Univ.)

#### 1. はじめに

表層地盤のS波速度と減衰は地震動振幅に大きく影響するため、その推定は地震 動予測の観点から重要である。Shibata and Nakahara (2018, JpGU)は、地中記録 を地表記録でデコンボリューションした全波形に対して MCMC 法を適用すること で最適な1次元S波速度構造を推定した。しかし、S波速度や層厚といったパラメ ータがデコンボリューション波形に対してどれだけの感度を有しているか調べる ためには、パラメータに関する偏微分である Differential seismogram (微分波形) を別途計算する必要があった。そこで本研究では、デコンボリューション波形の微 分波形を解析的に導出することにした。解析的な微分波形の計算については、レシ ーバー関数に対してすでに Hu and Zhu (2017)により行われている。

#### 2. 定式化

Silva (1976)を参考に、水平成層構造における SH 波鉛直入射に対する地中記録  $u_b(\omega)$ 、地表記録 $u_s(\omega)$ をハスケル法で計算し、さらに地中/地表デコンボリューションを以下のように計算する(ただし $\omega$ は角周波数)。

$$D(\omega) = \frac{u_b(\omega)}{u_s(\omega)} \tag{1}$$

これを第n層のS波速度vnで偏微分したものは、以下のように書ける。

$$D_{v_n}(\omega) = \frac{u_{b,v_n}(\omega)u_s(\omega) - u_{s,v_n}(\omega)u_b(\omega)}{u_s^2(\omega)}$$
(2)

ここで「 $v_n$ 」は第 n 層の S 波速度についての偏微分を表し、これは解析的に計算できる。さらに、フーリエ逆変換を用いると時間領域での微分波形を計算できる。

## 3. 数值計算例

ここでは1例として、2層+半無限のS波速度構造(減衰特性は一様でQs=50) に対する結果を示す。デルタ関数的なSH波の鉛直入射に対する地中と地表の理論 波形を、時間刻み0.01秒で81.92秒間計算した。FFTの折り返しによるゴースト を防ぐため、シュードダンピングを導入した。(2)式の計算の際にはスペクトルの安 定化を図るため0.06Hz幅のParzenウィンドウを用いて平滑化を行った。そして 得られたスペクトルをフーリエ逆変換することで微分波形を求めた。周波数帯は1-3Hzである。

図1に示すように、第1層のS波速度についての微分波形のフェイズは元のデ コンボリューション波形と比べるとLag Time 0秒の方向に遷移しており、地震波 速度の増加によりフェイズの到達時刻を早くするセンスとなっている。また、今回 導出した解析的な微分波形を、第1層のS波速度が100m/sと101m/sの場合のデ コンボリューション波形の差分と比較したところ、両者はよく合うことが分かった。 これは本研究の計算の妥当性を示しているものと考えられる。

#### 4. まとめ

水平成層構造に対して,地中と地表のデコンボリューションのS波速度について の微分波形を理論的に導出した。今後は現実的な層構造に対し感度解析を行うとと もに、微分波形を用いて線形化インバージョンを行う予定である。



図1. 第1層のS波速度についての微分波形(赤)と差分波形(黒)の比較

## データ同化に基づく地中地震記録を用いた地表地震記録の予測

#石原 正也・中原 恒(東北大・理)

Predicting surface seismograms from observed borehole seismograms based on data assimilation.

#Masaya ISHIHARA and Hisashi NAKAHARA (Tohoku Univ.)

## <u>はじめに</u>

地震や津波の緊急速報の高度化を目指し、観測データをシミュレーションに 取り込むデータ同化を用いた手法が、地震波動場の予測(e.g. Hoshiba et al., 2015)や津波の予測(e.g. Maeda et al. 2015)のため提唱されている。Hoshiba et al. (2015) では、震度の分布を面的に予測するべく、輻射伝達方程式を使用 している。一方、波動方程式については、津波ではMeada et al. (2015)が使用 しているが、地震波の場合には、観測点密度・次元・計算時間等の制約のためで あろうが、まだ現実には使用されていないようである。そこで我々は、KiK-net などの鉛直ボアホールを対象に、問題を1次元に制約して、波動方程式に基づく データ同化に関する取り組みを開始した。地中地震記録から地表地震記録を迅 速かつ高精度で再現可能ならば、地表地震記録のみを用いる場合より、警報を 出す時間を僅かでも早められるだろう。本研究は、直下型地震に対するオンサイ ト型の緊急地震速報の高度化に向けた基礎研究と位置づけられる。

#### <u>データ・手法</u>

本研究では、防災科学技術研究所のKiK-net観測網の中でCHBH10(千葉)を利 用した。この観測点では地表と深さ2000mに強震計が設置されている。千葉県 周辺で発生したM5以上の地震60個に対して解析を行った。シミュレーションに は、水平成層構造における平面波の斜め入射を差分法で効率的に解くことが出 来る、Tanaka&Takenaka(2004)の手法を用いた。地中記録のP波初動部分1秒 間(図1(下)の0.5~1.5s部分に相当)の波形から粒子軌跡を描き、地震波の到来方 向と入射角を計算した。速度検層による地震波速度構造に対して、方位角・入射 角の結果と地中記録を用いて、差分法により地中から地表面にかけての波動場の シミュレーションを行い、地表の観測波形と計算波形とを比較した。KiK-netは 地中に1観測点のみ存在するため、深さ2000m地点では観測データに100%の 重みを与えてデータ同化を行うこととした。

#### <u>結果・考察</u>

ここでは1例として、2012年4月29日に、CHBH10から震央距離48km、深 さ37kmで発生したM5.8の地震の解析結果について紹介する。図1(上)は地表に おける鉛直成分の速度振幅の観測波形(青色)とその計算波形(赤色)、図1(下)は地 中の観測波形を示す。CHBH10では、地中から地表観測点までの地震波の片道 走時は約1.0秒である。そのため、図1(下)の0.5秒付近に現れたP波初動部分は、 図1(上)において1.5秒付近に現れており、今回のシミュレーションでも、これを 再現できている事が分かる。波形全体を見てみると、地表の観測波形はP波の主 要道部分では良く再現できている。ただし、時間の経過に伴い後続波の再現が 徐々に悪くなる事も分かった。これは、用いている速度構造が現実の構造からず れており、地中において観測波形(上昇波+下降波)と計算波形(下降波)が一致せず、 人工的な上昇波を発生させてしまうためであると考えられる。

現在はP-SV波のシミュレーションを行っており、鉛直成分に関しては図1の 様にかなり再現する事が出来ている。一方で、ラディアル成分の再現は良くない。 この原因として、S波速度構造の現実からのずれが考えられる。今後は、S波も 再現できるように、速度構造の修正や手法の改良を進める予定である。

### <u>謝辞</u>

本研究では防災科学技術研究所のKiK-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。



# **拡張SPAC法のインコヒーレントノイズ補正** #長郁夫(産総研)

Compensating for the impact of incoherent noise in the

spatial autocorrelation microtremor array method #lkuo Cho (AIST)

Extended Spatial Autocorrelation method (ESAC 法)でインコヒーレントノイズの影響を考慮した簡単な位相速度解析法を提案する。具体的には、複数のSPAC 係数—SPAC 法で位相速度を得るために生成される中間量—を用いて、インコヒーレントノイズを加味した観測方程式を連立させて解く方法である。

標準的な SPAC 法では,円の中心点及び円環上に等間隔に3個のセンサー並べた円形アレイでの微動上下動成分の波形を観測する。得られたデータは SPAC 係数pと呼ばれる中間量にまとめられる。SPAC 係数pは通常距離 r間の 複素コヒーレンスの方位平均の実部として定義される。SPAC 係数は次式でモデル化される。

 $\rho = J_0(rk), \quad (1)$ 

r, kはそれぞれアレイ半径、レーリー波の波数、 $\int_{0}$ ()は第1種0次ベッセル関数である。rは既知であるから、この式を用いれば観測値pから波数kを、そして位相速度 $c=2\pi f/k$ (fは周波数)を推定できる。

アレイ半径に対して相対的に長い波長帯域では SPAC 係数は一般にインコ ヒーレントノイズの影響で過小評価される傾向があること,そして,その影 響を考慮して位相速度を解析するためには,式(1)の代わりに次式を用いれば 良いことが分かっている(Cho et al.(2006)の式(126))。i.e.,

$$\rho = \frac{1}{1+e} J_0(rk) \,. \quad (1')$$

ただし, e は Signal-to-Noise Ratio (SNR)の逆数(Noise-to-Signal Ratio, NSR) であり, 正の微小数である。本来(1')を用いるべきところに(1)を用いると長 波長帯域で位相速度が過小評価される。しかし, これまで式(1')はほとんど用 いられたことがない。

ESAC 法は一般に様々なrの組み合わせが存在するアレイを適用対象として

いる。i, j番目の距離をそれぞれ $r_i, r_j(r_j > r_i)$ とし、対応する SPAC 係数をそれ ぞれ、これらのペアの間でインコヒーレントノイズの大きさが 同じならば、次式が得られる。すなわち、

$$\begin{cases} \rho_i = J_0(r_i k_{ij}) / (1 + e_{ij}), \\ \rho_j = J_0(r_j k_{ij}) / (1 + e_{ij}). \end{cases}$$
(2)

 $k_{ij}, e_{ij}$ はそれぞれ *i*, *j* 番目の距離のペアから推定される波数,NSR である。 式(2)のベッセル関数をテーラー展開してべき乗近似する。

$$J_0(x) \approx 1 - x^2/4.$$
 (3)

これを式(2)に用い $e_{ij}$ を消去して $r_i k_{ij}$ について解けば次式を得る。

$$r_{i}k_{ij} = 2\sqrt{(\rho_{i} - \rho_{j})/(a_{ij}^{2}\rho_{i} - \rho_{j})}, \ a_{ij} = r_{j}/r_{i} \ (>1).$$
(4)

微動アレイデータの解析によって周波数ごとに $\mathbf{p}_i$ ,  $\mathbf{p}_i$ を推定すれば,  $r_i$ ,  $a_{ij}$ は 既知なので,式(4)を用いて $k_{ij}$ を推定できる。よって,波数 $k_{ij}$ と位相速度 $c_{ij}$ の 関係を介して次式を得る。

$$c_{ij} = \pi r f \sqrt{(a_{ij}^2 \rho_i - \rho_j) / (\rho_i - \rho_j)}.$$
 (5)

現実的には、ロバスト化のため、全ての距離の組み合わせについて本手法を 適用してそれぞれ位相速度を推定し、周波数ごとにアンサンブル平均をとっ て最終的な推定値*c_{en}と*する方がよいであろう。すなわち、

$$c_{en} = \frac{1}{n_c} \sum_{(i,j) \in Q} c_{ij}.$$
 (6)

Qは(i, j)の可能な組み合わせ要素の集合, $n_c$ は組み合わせ数を表す。式(6)が ESAC法でインコヒーレントノイズの影響を補正した位相速度となる。

以上, ESAC 法でインコヒーレントノイズの影響を考慮した簡単な位相速 度解析法を提案した。この方法では位相速度は SPAC 係数の簡単な代数式で 与えられる。ここではスペースの問題から示せなかったが,この方法では, 位相速度の推定誤差も簡単にモデル化できる。そこで発表では誤差解析の方 法および本手法の実データ適用例を示す予定である。

謝辞本研究の一部は JSPS 科研費 17K18962 の助成を受けました。 引用文献 Cho et al., 2006, **165**, 236-258.

# 微動アレー観測に含まれるばらつきを考慮した 地盤増幅特性の評価法に関する検討 #林穂高·後藤浩之·澤田純男(京大防災研)

## Estimation of site amplification factors incorporating variance in microtremor array observations #Hodaka Hayashi, Hiroyuki Goto, Sumio Sawada (Kyoto Univ.)

常時微動アレー観測の結果から Rayleigh 波位相速度を推定し、これを用いて速度 構造を評価する方法があるが、位相速度の推定において考えられる観測誤差等の影 響やモデル感度により、一般に速度構造は一意に求まらない、そこで本研究では、 微動アレー観測結果に基づき、得られる速度構造や地盤増幅特性のばらつきについ て検討する.

本研究では K-NET, KiK-net 観測点の, SIG011, SIG010, OSK002, OSK003, KYT011, OSKH05, KYT013 の 7 観測点において, 2017 年 8 月から 9 月にかけて微 動アレー観測を実施した. 各観測点では中心1点と円周上に3点の微動計を置き, アレー半径を 1m, 2m, 5m, 10m と変え, 各半径で 30 分間, 常時微動を計測した. 得られた観測結果から SPAC 法および CCA 法に基づいて Rayleigh 波位相速度を推定 した. さらに, K-NET, KiK-net で公開されている地盤情報を参考に, 位相速度およ び H/V スペクトル比を説明するような速度構造を求めた。例として、OSK002 の結 果を図1に示す. OSK002では、半径1mと10mのアレー観測結果からCCA法に基 づいて計算した Ravleigh 波位相速度を説明する速度構造を求めた. 黒色実線が求め た速度構造から計算した Rayleigh 波基本モードの位相速度で、1.5Hz から 20Hz まで、 観測結果とおおむね一致する.参考に、K-NET で公開されている地盤情報から計算 した Rayleigh 波基本モードの位相速度を黒色破線で示す。推定した速度構造を表 1 に、K-NET で公開されている地盤情報を表 2 に示す. 同様に KYT013 の結果につい て図2に、KYT013の推定速度構造を表3に、公開地盤情報を表4に示す。KYT013 では、半径 1m, 2m, 5m, 10m のアレー観測結果から CCA 法に基づいて計算した Rayleigh 波位相速度を説明する速度構造を求めた.速度構造から計算した Rayleigh 波 位相速度の基本モードは、2Hzから20Hzまで、観測結果とおおむね一致する.ただ し、これらの求めたモデルは一意ではないため、複数の考えられる速度構造モデル について、 地盤増幅特性との関係を今後、検討していく.



OSK002の結果 図 1

## 表1 OSK002の推定速度構造

- 12				
	Vs[m/s]	Vp[m/s]	$\rho \; [kg/m^3]$	depth[m
	240	1610	1700	7.05
	270	1610	1900	20.5
	370	1610	1900	60.0
	600	1610	1900	

### 表3 KYT013の推定速度構造

Vs[m/s]	Vp[m/s]	$\rho \ [kg/m^3]$	depth[m]
130	240	1600	2.0
300	1550	1750	10.9
420	2260	2000	70.0
900	2260	2000	

### 表2 OSK002の公開情報

## 表4 KYT013の公開情報

Vs[m/s]	Vp[m/s]	$\rho [kg/m^3]$	depth[m]	V
240	1610	1700	6.0	
330	1610	1900		

[m]	Vs[m∕s]	Vp[m∕s]	ρ [kg∕m³]	depth[m]
	110	240	1600	2.0
	280	1550	1750	10.0
	420	2260	2000	

#### <参考文献>

Cho, I., Tada, T. and Shinozaki, Y.: A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms, Geophysics, 69, 1535-1551, 2004.

Tada, T., Cho, I. and Shinozaki, Y.: New horizons in the utility of horizontalmotion microtremors, Proc.7th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology.

(http://www.cuee.titech.ac.jp/Japanese/Publications/Doc/conference 7th.pdf)

## 微動アレイ探査の位相速度特性に基づく強震動予測のための地盤の類型化 # 先名重樹・若井淳(防災科研)・谷田貝淳・松山尚典(応用地質)・ 藤原広行(防災科研)

Ground type classification for strong motion evaluation based on the characteristics of Phase-Velocity Curves estimated by Microtremor Array

#### Measurements

# Shigeki Senna, Atsushi Wakai(NIED), Atsushi Yatagai, Hisanori Matsuyama(OYO corp), Hiroyuki Fujiwara(NIED)

## 1. はじめに

防災科研では、SIP において、関東・東海・熊本の各地域で、強震動予測の ための地盤モデルの作成および高度化のために、約 1km の間隔で、総計約 25,000 箇所で極小アレイ・不規則アレイ観測、大アレイ観測も約 5km 間隔で、 約 1,000 箇所以上で実施してきている。地震動の増幅、建物・人的被害に影響 の大きい地下浅部の弾性波速度(S波速度、以下 Vs)構造モデルを作成してい る。ここで得られた稠密なデータから、微動探査で得られる位相速度分散(以 下、Pv)と微地形区分、地盤の地質構成との対応関係について、ボーリングデ ータのみでは得られない新たな知見も含め、地盤モデル作成に有効な情報が整 理できた。

#### 2. 微動探査結果にもとづく地盤の類型化

今回実施した極小・不規則アレイによる微動探査では、一般に周波数 2Hz~30Hz の Pv 曲線が得られる。一般に高周波数域の Pv は、地下のごく浅部(深度数 m~10m)の、また、低周波数域のものは、地下のやや深い部分(深度数 10m)の地盤構成をそれぞれ反映しているので、低周波数域から高周波数域(3Hz、6Hz、10Hz、20Hz)までの Pv を抽出して微地形区分(若松・松岡,2013)や地盤の地質構成との対応を検討した。得られた速度構造も参照して、地盤の類型化を試みた。

1) 大地形区分との対応: 微動探査は、主に低地と台地で実施されている。一般 に今回検討している周波数域では、低地ではPvが小さく、台地では低周波数域 でPvが大きくなる傾向がある。この結果として、低地では台地に比べて工学的 基盤相当のVs(350m/秒層)の上面深度が深い。

2) 台地との対応:ローム台地と砂礫質台地を比べると後者のほうがPvが大きい。また、形成時代が同じ台地(段丘面)でも地域的に相違がみられ、天竜川両岸の磐田原と三方ヶ原では、後者のほうが広い周波数域でPvが小さく、Vs500m/秒層の上面深度が浅い。荒川左岸の台地においても、狭山市付近では、

その両側に比べてPv速度が大きい傾向がみられる。このような地域性は、ボーリングの地質・N値柱状図からは読み取りにくい。

3) 低地との対応:沖積低地を細区分した微地形では、次のような特徴がある。 a.扇状地:全体にPvが大きく、近傍の台地よりも大きい箇所も多い。

b.自然堤防、後背湿地、三角州・海岸低地、(旧河道):いずれもPvは広い周波 数域で小さく、曲線の傾向はおおむね同様である。地表の微地形の相違に対応 する相違はみられない。河川勾配の小さい河川流域(中川低地)では、上下流 方向でのPvの変化傾向は明瞭ではないが、勾配のやや大きい河川流域(濃尾平 野、熊本平野)では、上流側へPvが大きくなり、工学的基盤相当の速度層の上 面が浅くなる傾向がみられる。

c.砂州、砂丘等:自然堤防等に比べて高周波数域でPvが大きい。

d.干拓地・埋立地:Pvは広い周波数域で小さく、自然堤防等のPv曲線に類似。 e.谷底低地:b、dに比べてPvは大きい。Pvと山地、丘陵、台地の斜面との距離 との相関がうかがえる。

また、低地の縁の台地や山地、丘陵に近い地域では、Pvが、特に低周波数域で 大きくなる傾向がある。これは、周辺に分布するPvの大きい地盤から成る段 丘・斜面・波食台が地下に埋没していることによる。これは、微地形区分のみ では把握できない傾向である。

4) その他の地形・地盤との対応:熊本平野の東方には、Aso-4火砕流堆積物(8万~9万年前に噴出)が広く分布し火砕流台地を形成している。このような地域では、Pv曲線の形状が周辺の低地や台地と異なる傾向を示す。

#### 3. まとめと今後の課題

以上のように、広域・稠密な微動探査により、Pv速度と地盤の特性の対応関 係の類型化が可能になった。この結果は、地盤モデル作成作業を AI により支 援させる際の学習の基礎となる情報としても必要なものである。今後、この類 型化の成果を地盤モデル作成の具体的な作業方法(Vs構造の設定、データの補 間方法など)に反映させ、強震動予測のための地盤モデルを改良していく予定 である。

#### <参考文献>

先名重樹・若井淳・神薫・松山尚典・前田宜浩・藤原広行(2017):関東地域に おける広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築(その2),日 本地球惑星科学連合 2017 年大会, SSS15-19.

<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。

# 東海地域における浅部深部統合地盤モデルの構築 #若井淳・先名重樹(防災科研)・神薫・谷田貝淳・稲垣賢亮・松山尚 典(応用地質)・藤原広行(防災科研)

Modeling of subsurface velocity structures from seismic bedrock to ground surface for Tokai region #Atsushi Wakai, Shigeki Senna (NIED), Kaoru Jin, Atsushi Yatagai, Yoshiaki Inagaki, Hisanori Matsuyama (OYO), Hiroyuki Fujiwara (NIED)

### 1. はじめに

強震動予測精度向上のためには、地下構造モデルの高度化が重要な課題の 一つである.現在、防災科研では、国のSIP事業の一環で、関東および東海地 域において広帯域の地震動特性を説明できるような広域の浅部深部統合地盤 モデルの構築を実施しているところである.

本検討では、東海地域4県(静岡・愛知・岐阜・三重)を対象とした浅部深部 統合地盤モデルの構築について取り上げる.モデル構築手順は基本的に、先 行してモデル化を実施している関東地域の方法(例えば先名他,2017)に従う. 具体的には、まず、既存の地盤モデル、これまでに収集したボーリングデー タ(101,000本超)や地質情報等に基づき初期地盤モデルを作成した.そして、 稠密な微動アレイ探査を実施して得られた地盤震動特性等を用いて、初期地 盤モデルを調整した.本稿では、上記内容および修正地盤モデルの特徴等に ついて報告する.

#### 2. 初期統合地盤モデル

深部地盤に対しては,基本的には既存の地盤モデル(堀川他,2008)の層構 成を単純化して初期モデルとした.浅部地盤に対しては,静岡県については 県の第四次地震被害想定(静岡県,2013)で作成された地盤モデルを,残りの 3県については使用するデータや層境界設定等の作成方法を統一して作成した 地盤モデルを接続して初期モデルとした.その上で,浅部地盤の工学的基盤 上面を深部地盤の第1層上面とするなどして両者を統合し初期統合地盤モデル とした.

#### 3. 微動アレイ探査

SIP事業で新たに実施した微動アレイ観測は、対象地域の低地および台地に おいて、大アレイ観測(アレイ半径100、200、400mの3点および一辺25~75m のL字型)を約5km間隔にて約180地点で、極小・不規則アレイ観測(アレイ半 径60cmの4点および1辺5m~10m超の三角形)を約1km間隔にて約5,300地点で 実施した(2018年7月現在).得られた微動データから分散曲線および H/V(R/V)スペクトル比を評価した上で、これらの地盤震動特性データと初期 地盤モデルに基づいて、ジョイントインバージョンを行い、各観測地点にお ける1次元S波速度構造を得た.

#### 4. 微動アレイ探査結果に基づく初期統合地盤モデルの修正

3. で得られた1次元S波速度構造等を用いて,各観測地点における初期地 盤モデルを修正し,速度層ごとに水平方向へ空間補間して3次元S波速度構造 モデルを作成した. 修正モデルについてAVS30の平面分布を微地形区分に基づ くモデルと比較すると,全体としては平野部でAVS30が小さい地域が相対的に 広くなっており,局所的な変化が大きくなる傾向が見られる.また,深部地 盤については,各種探査データが比較的少なかった静岡県において初期モデ ルからの変化がやや大きくなる傾向が認められる.

### 5. まとめ

本稿では、東海地域を対象とした浅部深部統合地盤モデルの構築と結果の 一例を示した.今後は、地震観測点における経験的サイト増幅特性など、地 震記録を利用した地盤モデルの検証を行う予定である.

#### 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

先名他(2017):関東地域における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合 地盤モデルの構築(その2),日本地球惑星科学連合2017年大会,SSS15-19., 堀川他(2008):中京地域の3次元地盤構造モデル,活断層・古地震研究報告, No.8,203-245.,静岡県(2013):静岡県第四次地震被害想定調査(第一次報 告),平成25年6月27日.

# 地震動と微動の広帯域観測記録より推定した ネパール・カトマンズ盆地の表面波位相速度 #林田拓己・横井俊明(建築研)・

バッタライムクンダ(ネパール鉱山地質局)

## Phase velocity of long-period surface waves in the Kathmandu Valley, Nepal, inferred from continuous broadband seismic data

#Takumi Hayashida, Toshiaki Yokoi (IISEE, BRI), Mukunda Bhattarai (DMG, Nepal)

Long-period seismic amplifications in the Kathmandu Valley, Nepal were predominantly observed during the 2015 Gorkha earthquake (Dixit et al., 2015; Bhattarai et al., 2015; Takai et al, 2016), and the deep sedimentary velocity structure of the valley has been investigated vigorously using aftershock data (Dhakal et al., 2016; Bijukchhen et al., 2017), gravity data (Pradhan et al., 2018) and microtremor data (e.g., Poovarodom et al., 2017). These results indicated the strong S-wave velocity (Vs) contrast between sedimentary layers (< 1000 m/s) and bedrock and thick sediments (> 600 m) in the central part. Previously we also conducted microtremor array surveys with broadband seismometers and determined the Rayleigh-wave phase velocities in the lower frequency range (< 1 Hz) to estimate the thickness of sedimentary layers at the central part of the basin (Bhattarai et al., 2017; Yokoi et al., 2018), but the dispersion characteristics below 0.2 Hz were unclear due to the low ambient noise (microseism) level. To clarify the surface-wave phase velocity below 0.2 Hz and increase accuracy of the bedrock depth estimations, we deployed four temporary continuous seismic/microtremor observation stations, which are composed of a set of a portable broadband seismometer (GMG-40T; Guralp Systems Ltd) and data logger (DATAMARK LS-8800; Hakusan Corp.) in the valley from February 7, 2018 to present. The station-tostation intervals are 4.6 - 14.7 km. First we applied the two-station spatial auto-correlation method (2ST-SPAC; Hayashi and Craig, 2016) to the continuous ambient noise recordings to estimate phase velocity of Rayleigh wave in the lower frequency range. During the observation period, signals from several local earthquakes (>  $M_L$ =4.0) and distant large earthquakes that occurred at shallow depth were clearly detected and we also used surface-wave component of the recordings in the lower frequencies for the estimation of Rayleigh- and Love-wave phase velocities. The estimated phase velocities show dispersive characteristics between 0.03 and 0.2 Hz, which is consistent with those in the lowest frequency range in the results of past surveys.

## Acknowledgements:

This research was supported by Science and Technology Research Partnership for Sustainable Development (SATREPS), Japan Science and Technology Agency (JST) / Japan International Cooperation Agency (JICA).

Construction of a 3-D velocity model for ground motion simulation in the Kathmandu Basin, Nepal

#Subeg Bijukchhen (Hokkaido Univ.), Nobuo Takai (Hokkaido Univ.), Michiko Shigefuji (Kyushu Univ.), Masayoshi Ichiyanagi (Hokkaido Univ.), Tsutomu Sasatani, Yokito Sugimura

The Kathmandu Basin is a tectonic basin formed during the mountain building process and filled with river and lake sediment. When seismic waves passing through thick layers of soft-sediments get amplified on reaching the surface it causes more damage than in regions lying above hard ground. The sediment deposit of the Kathmandu Basin amplify the waves but since the sediment distribution is not uniform the thickness of sediment vary a lot from place to place resulting in a varying seismic response in different parts of the basin.

Previous studies have shown undulated and highly uneven basin topography of the Kathmandu Basin. It results in a complex basin response during earthquakes making the generalisation of seismic response difficult. To properly study the seismic response, a thorough understanding of the underground structure of the basin sediments is necessary. But, there are very few study and data regarding the underground structure of the Kathmandu Basin. The results of these studies are not adequate for computation and simulation to explain the seismic characteristics of the basin.

To achieve the goal, we compiled the available geological cross-sections, groundwater borehole logs, and Bouguer Anomaly data to construct a 3-D velocity structure of the Kathmandu Basin (Figure 1). The velocity structure has five sediment layers and a thin weathered bed-rock layer superseding the basement rocks. The structure clearly shows the undulated basement topography and variation in sediment

thickness and distribution. There are rock exposures breaching through the sediments creating a number of smaller sub-basin inside the basin. The sediment thickness is 612 m at the deepest part in the centre of the basin.

We then used this 3-D velocity structure for ground motion simulation using the finite difference method. We used the aftershock of 2015 Gorkha earthquake sequence that occurred near the Kathmandu Basin and compared the simulation result with the observed records at eight strong-motion seismometers inside the basin (black triangles in Figure 1).

Our results show that the observed and synthetic waveform have a good fit in most at most of the stations even in the later phases. The simulation also show strong basin-edge effect and the effect of small sub-basins. The areas in east and south of the basin near the edges and the sub-basins show larger amplification and prolonged activity of the seismic waves.

This 3-D velocity structure can be used to simulate probable scenario earthquakes and demarcate seismically vulnerable areas inside the basin and thus help in disaster mitigation studies.



Figure 1. Depth distribution map of bedrock ( $V_s$ =3.2 km/s) and vertical cross-sections of the Kathmandu Basin. Strong motion stations are shown as black triangles. [Part of this study was supported by the SATREPS program of JST/JICA and J-RAPID program of JST and JSPS KAKENHI (Grant Numbers 16K06586, 16K16370, and 17H06215)]

# 瑞浪地殻変動観測壕内で発生した有感地震イベント による地下構造の変化

## #國友孝洋(東濃地震研·名大)·浅井康広·石井紘(東濃地震研)

Change of subsurface structure by a felt seismic event occurred in the Mizunami observation vault

> #Takahiro Kunitomo (TRIES, Nagoya Univ.), Hiroshi Ishii, Yasuhiro Asai (TRIES)

我々は独自に開発した超磁歪震源による地下浅部の時間変化のモニ タリングを2016年4月から2年間以上継続している。超磁歪震源は、 停電による停止以外はメンテナンスフリーで稼働を続けている。これ までに、熊本地震(2016年4月16日 M7.3)による土岐花崗岩内のP 波速度変化を報告した。また、昨年の地震学会では、瑞浪地殻変動観 測壕内に設置したジオフォンアレイにより、瑞浪層群内に数メートル 規模の大きく時間変化する場所が存在する可能性を報告した。本講演 では、2018年3月28日に瑞浪層群内で発生した有感地震イベントと それに伴う散乱構造の変化について報告する。

本実験で用いた超磁歪震源とジオフォンアレイ(固有周波数 8Hz。 上下動。5.4m 間隔 12 点。1kHz サンプリング)の配置を図1に示す。 実験場所は、瑞浪地殻変動観測壕内(以下観測壕)である。実験の詳 細は國友ほか(2017)地震学会予稿集を参照のこと。有感地震イベント (以下 X)は、2018 年 3 月 28 日 15 時 26 分頃に発生した。当時、壕 内で複数の人間が作業をしており、大きな振動と音を体感している。 推定される震央の位置を図1に☆印で示す。高周波のため減衰が大き く、近傍の地震観測点では観測できていない。超磁歪震源のグリーン 関数の波形(特に後続波)が、X の前後で大きく変化しており、観測 壕近傍の散乱構造に変化があったことが分かる(図3)。すぐ隣の観測 点の波形変化が小さいことから、せいぜい数メートル程度の範囲の変 化であったと考えられる。

Xのメカニズムは落盤が考えやすいが、該当する場所はコルゲート 鋼板で覆われており落盤の事実は確認できない。初動は、北東方向に は P 波が、南西方向には S 波が伝わっている。初動の見かけ速度が、 それぞれ Vp および Vs よりも速い。また、超磁歪震源からの直接 SV 波や反射 SV 波の走時が X で変化した後に回復を示していることなど から、山ハネなど落盤以外の可能性も考える必要がある。X の付近で は、規模が桁で小さいが、似たような地震波形が度々観測されており、 安全性の面からも解明が必要である。



壕)●ジオフォン★超磁歪震源 ☆X の推定震央

図3. 超磁歪震源の信号解 析により得られた観測点 A での1時間毎のグリー ン関数の変化(2018年3 月20日~4月5日)。イベ ントXの発生を境にグリ ーン関数が明瞭に変化し ている。送信帯域は、 100.5-300.5Hzであるが、 変化が明瞭な150.5-250.5Hz帯域の結果を示 した。

イから余り離れていないと推定される。



# S18-P01

Hi-net地震記録から推定する 地震モーメントとモーメントマグニチュード #上野友岳・齊藤竜彦(防災科研) Seismic Moments and Moment Magnitudes using Hi-net records #Tomotake UENO, Tatsuhiko SAITO (NIED)

地震の規模を表すものとして、マグニチュードが使われている。防災科学技術研究所では地震が発生すると、地震の規模によらず発震時、震源位置、マグニ チュードを随時推定し公表している。地震の規模については、高感度地震観測 網(Hi-net)で記録された地震波の最大振幅値から、マグニチュードMhiが推定 されている。Mhiは推定が容易であるが、地震モーメントの大きな地震に対して 頭打ちを起こす。そこで、地震の規模が気象庁マグニチュード(MJMA)で3.5より 大きい場合に広帯域地震観測網(F-net)の波形解析によって、地震の規模を示 す地震モーメントとモーメントマグニチュード(Mw)を推定し公表している。地震 モーメントは断層面の大きさとすべり量に関係する物理量であり、地震モーメント を基準にしているMwは地震の規模を明確に示す重要な指標である。一方で MJMAが3.5より小さい地震に関しては、観測点間隔の広いF-netでは地震波形 のS/Nが十分に確保できない場合があり、地震モーメントおよびMwを公表して いない。そこで、我々は観測点間隔がF-netより密であり、短周期ではあるが高 感度の地震計を用いているHi-net観測網の地震記録を用いて、小さい地震に ついて地震モーメントおよびMwの推定をこころみた。

解析には、全国の地殻内で発生したと考えられる $M_{hi}$ が1から4の200個の地震を使用した。Hi-netで記録されたこれらの地震記録からトランスバース成分を計算し、そのS波部分を用いた。計器特性を補正したS波記録に対して、到達時の1秒前から10秒間の波形を切り出して(図1)スペクトルを計算した。さらに、サイト増幅特性と距離減衰およびS波の減衰を補正し、地震波の平均的な放射特性と媒質のS波速度と密度を仮定して震源スペクトルを推定した(図2)。そして、 $\omega^2$ モデルを仮定して、周波数無限小の振幅値である地震モーメントを推定した。 $\omega^2$ モデルのフィッティングには、低周波側ではスペクトル振幅でノイズレベルより2倍以上を、高周波側は10Hzまでを対象とした。

Hi-net記録から推定した地震モーメントとMwは, F-netのカタログ値と概ねー 致し, 違いはMwで最大でも0.2程度であった。一方で, MhiとF-netで求めたMw

の違いは最大で0.4である。この結果は、Hi-netを利用することで小地震の地震 モーメントが推定可能であることを示している。また、Hi-netで求めた $M_w$ と $M_{hi}$ を 比較したところ、 $M_w$ 3以上 $M_w$ 4以下で両者は概ね一致するが、 $M_w$ 3以下では、  $M_{hi}$ は $M_w$ より小さくなる傾向がある。例えば $M_w$ 1.8の地震は $M_{hi}$ 1.5、 $M_w$ 1.5の地 震は $M_{hi}$ 1.0となり、 $M_w$ が小さいほど $M_{hi}$ はより小さく推定された。



図1. 地震波形例。横棒(灰)は解析に使用した範囲を示している。



図 2. 2017 年 8 月 8 日に発生した地震 (M_{hi} 4.0, M_w 3.8) の震源スペク トル。灰色は各観測点で推定した観測スペクトル。赤線は平均観測ス ペクトル。青線はω²モデルに基づく計算スペクトルを示している。黒 線は各観測点のノイズスペクトルの平均値を示している。

# S21-P01

## 見掛け輻射特性の周波数・距離依存性の空間変化

#武村俊介・齊藤竜彦・久保久彦・汐見勝彦(防災科研)

Spatial variations of frequency- and distance-dependent characteristics of apparent radiation pattern

[#]Shunsuke TAKEMURA, Tatsuhiko SAITO, Hisahiko KUBO and Katsuhiko SHIOMI (NIED)

1. はじめに 地震時に観測される P 波および S 波最大振幅の方位角変化(以下,見掛け 輻射特性)は、1 Hz 以下の低周波数ではダブルカップルモデルから予測される四象限型の パターンを示すが、高周波数では周波数と伝播距離の増大に伴い崩れることが報告されて いる(例えば、Liu and Helmberger, 1985; Takemura et al., 2016).見掛け輻射特性 の周波数・距離依存性の主な原因は、地殻内の短波長速度不均質構造による地震波散乱で あると考えられており(例えば、Takemura et al. 2015, 2017)、見掛け輻射特性の崩れ の強さは地殻内の不均質性の強さを反映する.本研究では、2016年熊本地震の震源域周 辺の 26 の地殻内地震(図1地図中)を用いて、見掛け輻射特性の周波数・距離変化につ いて解析し、九州中部の不均質性の強さについて議論した。

**2. 手法** 図1の地図中に示す地震の Hi-net 速度波形のうち, 震源距離 150 km 未満の記録を用いた. 0.5-1, 1-2, 2-4, 4-8 および 8-16 Hz の帯域について見掛け輻射特性の周波数・距離依存性の解析を行った. フィルターを掛けた後, それぞれの帯域の3 成分合成RMS エンベロープ(以下,単にエンベロープ)を作成した. 震源規模や観測点下の地盤増幅特性の違いを除すため, 経過時間 60-65 秒のコーダ波振幅の平均値でエンベロープを規格化し, P 波および S 波最大振幅(以下,単に P 波および S 波振幅)を計測した. 最大振幅の距離減衰式を推定し,震源距離 L,方位角 $\phi$ の観測点で得られた P 波および S 波振幅について振幅ゆらぎるA(L, $\phi$ )/A₀(L) = (A(L, $\phi$ )-A₀(r))/A₀(L)を評価した. 振幅ゆらぎの方位角変化と F-net MT 解から予測される輻射特性係数の方位角変化との間で相関係数を計算し,見掛け輻射特性の崩れを評価した. 手法の詳細は Takemura et al. (2016)に記されている.

3.結果 本研究では、北緯32.5度で地震を2つのグループにわけて相関係数を評価した. 図 1ab に結果を示す. 横軸は規格化震源距離で、震源距離 L と波数 k の積である. 図中 の青色の破線は Takemura et al. (2016)による中国地方の解析結果を示している. 大局 的な傾向として、規格化震源距離の増大に伴い、相関係数が低下しており、見掛け輻射特 性の周波数・距離依存性が確認された. 南側に分布する地震のみを用いた場合(図1a)は、P波とS波でkL依存性に差はなく、 相関係数も中国地方と概ね同程度の値である.この地域における地殻内の短波長速度不均 質構造は、中国地方と同程度であると予想される.一方で、北側に分布する地震のみを用 いた場合(図1b)では、S波の相関係数が中国地方や南側の地震を用いた場合と比べて小 さい、使用している Hi-netの観測点に大きな違いがないことから、これらの差は九州中部 の広域な地殻構造の差ではなく、震源域近傍の不均質構造の違いが影響していることが考 えられる.



図1. 観測された見掛け輻射特性と理論予測の相関係数(CCC)の規格化震源距離(kL)依存性. (a) 北緯 32.5 度より南で発生した地震,(b) 北緯 32.5 度より北で発生した地震の解析 結果. 図中の青点線は, Takemura et al. (2016)による中国地方の CCC の kL 依存性. 相関係数の推定誤差は Bootstrap 法により評価した.右上の地図中に,それぞれで使用し た地震の F-net MT 解を示す.

#### 見掛け輻射特性にの解析手順に関する参考文献

Takemura, S., Kobayashi, M., & Yoshimoto, K. (2016) Prediction of maximum P- and S-wave amplitude distributions incorporating frequency- and distance-dependent characteristics of the observed apparent radiation patterns, Earth, Planets and Space, 68:166, http://doi.org/10.1186/s40623-016-0544-8.

謝辞 Hi-net および F-net の観測波形記録と F-net MT カタログを利用しました. この研究は, JSPS 科研費 17K1482 による助成を受けました.

# S21-P02

# 海底地震計記録の自己相関関数の時間変化の要因

# を探る

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

Tracing to Causes of Temporal Variation on Auto Correlation Function Calculated from Ocean-Bottom Seismometer's Records

#Miyuu Uemura ( Kyoto Univ.), Yoshihiro Ito, Kazuaki Ohta (DPRI), Ryota Hino (Tohoku Univ.), Masanao Shinohara (ERI)

大地震に伴う地震波速度変化の検出に有効な手法の一つとして地震波干 渉法が挙げられる.これまでに地震波干渉法によって様々な地域で大地震に 伴う地震波速度低下が検出されてきた(例えば, Wegler et al., 2009; Zhen and Song, 2009; Sawazaki et al., 2016; Nimiya et al., 2017).また,通常の 地震以外でもスロー地震の一種であるスロースリップ(Slow Slip Event: SSE) の発生に伴う地震波速度の変化の事例も,その数は少ないもののいくつか報 告されている(Rivet et al., 2011, 2014).

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)では、本震に先行して 同年1月末から3月9日の最大前震(Mw7.3)発生までの間にSSEおよび低周波 微動が宮城県沖で観測された(Ito et al., 2013; Ito et al., 2015; Katakami et al., 2016). 宮城県沖にはSSE発生前から本震後にかけて複数の自己浮上式 海底地震計(Ocean Bottom Seismometer: OBS / 固有周波数4.5Hz, サンプ リング周波数100Hz)が設置されており、その全観測点でSSEや低周波微動, 本震を含む約半年間の連続波形記録が得られている.

我々はこれまでに、これらのOBS記録を用いた地震波干渉法の解析より本 震及びSSEに伴う地震波速度の変化を調べてきた.特にOBSの連続記録の雑 微動部分を用いて自己相関関数(Auto Correlation Function: ACF)を求め、 その時間変化から地震波速度の変化を評価した.その結果、本震に伴う地震 波速度の低下は検出されたものの、SSEに伴う地震波速度の変化は検出され なかった.一方、低周波微動の発生期間に対応したACFの時間変化が検出さ れた.このACFの変化は、低周波微動の発生に伴う地震波速度構造の変化で なく、低周波微動の波群がACFの解析に含まれることにより生じる雑微動の波 源の時間変化を反映している可能性が高い.しかしながら、低周波微動の発 生期間以外にも地震波速度の変化に由来しないACFの変化が観測されてお り、この変化が未確認の低周波微動の活動に起因した変化か否かは現在明ら かでない.そこで、本研究では、地震波干渉法による低周波微動の検出に向 けて、同地域に設置されていたOBSの上記期間以外の記録を用い、天候や海 流、常時微動の季節性変化、小さな地震活動などによるACFの時間変化を検 証する.
### S21-P03

# 秋田県森吉山周辺において観測されたS-S散乱波の波形形状の時間変化

#雨澤勇太・小菅正裕・前田拓人(弘前大理工)

### Temporal change in S-S scattered wavforms observed around the Moriyoshi-zan volcano in Akita prefecture

#Yuta Amezawa, Masahiro Kosuga, and Takuto Maeda (Hirosaki univ.)

#### 1.<u>はじめに</u>

秋田県北部の第四紀火山である森吉山周辺では、2011年東北地方太平洋沖地 震発生後、震源のマイグレーションを伴う誘発地震活動が活発化し、その活動は 今なお継続している.森吉山周辺では観測波形のS波の後に明瞭なS-S散乱波が 観測されることが以前から報告されており、その発生源として地殻流体の存在が 指摘されてきた(e.g., Kosuga, 2014).また、その散乱波の波形形状が時間変 化することが報告されており(Kosuga, 2015),地殻流体の挙動が散乱波の波 形の変化に現れている可能性がある.そこで本研究では、2011年3月から2016 年11月までの長期間に渡って発生した地震の観測波形を波形相関を用いて系統 的に分類し、散乱波部分の波形形状に着目してそれらの時間変化を解析した.

#### 2. <u>観測データと解析方法</u>

本研究では散乱波の挙動に着目するため、まず、震源位置ならびにメカニズム が非常に良く似ている波形同士をグルーピングし、その中での散乱波の変化を抽 出した.まず、DD法で再決定した震源を、一辺 500 mのグリッド毎に分け、同 グリッド内の地震波形のP波およびS波を含む部分を切り出し、異なるイベント 間の同一の観測点における波形相関を計算した.解析には Hi-net 阿仁観測点 (N.ANIH)で得られたデータを用いた.相関は、2-8 Hzのバンドパスフィル ターをかけた波形のP波およびS波を含む 5 s 間の波形について計算した後、三 成分の相互相関行列の各要素について算術平均をとり、その平均値が 0.95 以上 となる波形群を1つのグループとした、次に、同グループ内の全てのイベントペ アに対して0.5 s の時間窓を用い,それを0.01 s ずつずらしながら相関を計算し,それらの散乱波部分の波形形状の時間変化を調査した.

#### 3.<u>結果と議論</u>

グループ内のイベントのS波部分の相関係数は、0.9を超えた. これは、グルー プ内の地震の震源位置が非常に近く、震源と観測点周辺の構造は時間変化してい ないことを示している.一方、散乱波の波形形状は複雑に変化しており、それら の相関係数は約0.6と直達波に比べて低い.散乱波の卓越周波数はいずれも 10 Hz 以上であり、その波形形状は、振幅・継続時間・ピーク数が地震ごとにラン ダムに変化しているように見える(図1).2014年2月23日の観測波形イベン トには明瞭な散乱波が見られるが、その4日後(2月27日)の観測波形では散乱 波は不明瞭である.一方、地震発生日時の間隔が数ヶ月であっても波形形状が よく似た散乱波が観測される場合もある.

観測された散乱波の波形の時間変化の要因として,震源位置・メカニズムの違いと散乱体構造の変化が考えられる.しかし,本研究では相関解析により震源がほぼ同一とみなせる地震群について解析しているため,散乱波の波形の急激な時間変化は散乱体の構造変化によるものと考えた方がより妥当であろう.図1のような変化の場合,数日スケールでの散乱体構造の変化を考える必要があり,原因として地殻流体の移動などによって,散乱体構造が高速に変化している可能性が示唆される.



謝辞 気象庁一元化震源カタログ・防災科学技術研究所Hi-netの地震波形データ・GISMO( a seismic data analysis toolbox for MATLAB)を利用させていただきました。記して謝意を表します。

### S21-P04

## 地球の曲率を考慮した3次元構造モデルに基づく

### 地震動・地殻変動・津波統合シミュレーション

#竹中博士·小松正直(岡山大)·中村武史(防災科研)· 豊国源知(東北大)·岡元太郎(東工大) Quasi-Cartesian Approach for Unified Modelling of Seismic Waves, Crustal Deformation, and Tsunamis in a Regional 3D Earth Model #Hiroshi Takenaka, Masanao Komatsu (Okayama Univ.), Takeshi Nakamura (NIED), Genti Toyokuni (Tohoku Univ.), and Taro Okamoto (TITech)

我々は、Takenaka et al. (2017, EPS)において、長大距離地震波動伝播シミュレー ションのための地球の曲率を考慮した計算スキームとして、球座標系の支配方程式をロ ーカルな疑似デカルト座標系(*x*, *y*, *z*) (直交曲線座標系)で表現して差分法で解く Quasi-Cartesian アプローチを提案した。本研究では、これを重力項を含む地震波動方 程式に適用し、地球の曲率を考慮した地震動・地殻変動・津波の統合シミュレーション のためのスキームを実装した。

図1は、2014年8月29日の日向灘の地震(Mw5.8)のシミュレーションの結果であ る。震央は気象庁の一元化震源を採用し、震源の深さは、海洋地殻第2層に震源がくる ように21kmとした。メカニズムは、低角逆断層面を持つF-net CMT 解の断層震源解 を採用した。差分計算は、空間格子間隔:0.005°×0.005°×0.5km、時間格子間隔: 0.025秒、格子サイズ:1601×2401×401、時間ステップ数:120000とした。計算は安 定に行うことができた。図1は、発震後250秒と3000秒の自由表面(陸域は地表、海 域は海水面)と海底面における上下変位のスナップショットである。それぞれ上に自由 表面における変位、下に海底面の変位を表示している。発震後250秒後のパネルを見る と、海水面では震央付近に津波が現れているが、それ以外は地震波である。また、海底 では地殻変動の他にやはり長く伝播する地震波が重なっている。一方、発震後3000秒 のパネルには、津波と地殻変動しか見られない。

以上示したように、今回実装した「丸い地球」モデル用のQuasi-Cartesian スキーム

で、地震動、地殻変動、津波のいずれも安定に計算できている。



# ポスター会場 (3日目)

# S01, S03, S07, S16, S23

### 波線近傍にノードを限定した最短経路法による効率

### 的な波線追跡

#関口渉次(防災科研)

### Efficient ray tracing by a modified shortest-path method using only limited nodes around the ray #Shoji Sekiguchi(NIED)

最短経路法を用いた波線追跡はNakanishi & Yamaguchi (1986)の論文を嚆 矢として最近では異方性媒質においても計算可能となった(たとえば, Zhou & Greenhalgh (2005), Bai *et al.* (2007)). しかしながら,関東東海地方の等方性 媒質でのトモグラフィなど実際的な規模の領域を対象に検討してみると,非常に長 い計算時間が必要となり,このままではこの手法の現実的な領域への適用に制限 が見込まれる.何らかのやり方で手法内の大小関係を比較するデータ数を減少さ せれば計算時間は短くなると期待できる.

そこで、本研究では、一本の波線に着目し、そこから遠い波線から影響を受ける可能性は低いので、波線近傍のノードのみに限定し最短経路法を適用してみることにした(図1). その結果計算時間の大幅な短縮が可能なことがわかった.

例として一辺100kmの立方体領域を想定し震源は底の角の頂点に一つ,観測 点は地表に5km間隔で均一に設置(21x21=441点)した.地震波速度は基準値を 10km/sとし10km grid間隔で0%,+5%,0,-5%,0%の揺らぎを与え一種の checkerboard patternとした.grid間は線型補間している.適切なセルやノードの 数を決めるためにセルとノードの数を倍倍と増やしていき観測点での走時がその 前の場合と比較して平均0.01sec以内に収束した時の数を採用することとした.そ の結果,セルは媒質のgridの10kmを各方向に4分割されたものとなり,各セル境界 面上のノードは面上の各方向20分割した交点に置かれた.

このケースでは,従来の最短経路法では計算に約114min33secかかった.(比較的小さな領域なのでこの程度の時間に収まった.3次元構造の関東東海地域を想定すると走時の収束判定を緩くしても1週間程度はかかる.)

つぎに波線の周辺のノードだけに限定して最短経路法を波線一本一本に適用 して計算した.基準となる波線から距離4ノード以内にあるノードを対象とした(図 1).震源と全観測点を結ぶ波線について計算したところ約3min33secかかった. 波線一本一本計算するので観測点の数に比例して計算時間は増加する.従来の 方法による計算時間の約32分の1になり相当の効率化が図られたことがわかる.

なお、ここでは計算時間だけに着目しているので基準とした波線は従来の最短 経路法で得られた波線を用いている.実際の計算では、時間的に許容されるとこ ろまで従来の最短経路法で計算してその波線を最初の基準として、それ以降はセ ルやノードの数を増やし波線を更新しながら走時が収束するまで今回の手法で計 算してゆくことになる.

このようなやり方で従来の方法と同じような結果が得られるかどうか,という点に ついては,確認の必要がある.そこで上記構造モデル例に対して今回の方法でセ ルやノードを増やしたときの走時計算結果と従来の方法によるそれとを比較してみ るとほぼ同じ(平均して走時差が0.01sec以下)になった.従来の手法による結果に さらに一致させたい場合にはセルとノードの数を固定したままで波線を更新しなが らさらに1,2回計算を繰り返せば非常に一致してくる.したがって,今回の手法を 用いて上述の手順で計算しても問題にならないと思われる.

今回の手法のデメリットとしては,得られた波線がlocal minimumに落ちている可 能性が出てきてしまうことである.



図1 左図:矩形セルと境界面上のノード. 波線(青線)の近傍のノード(赤丸)のみ を対象とする. 右図:近傍4点以内の距離に入る面上のノード分布. 隣のセル 面上にまたがっていてもよい. 鉛直に交わったセル面上でもよい.

### **津波地震(スロー地震)規模推定手法の検討(3)** #田中昌之·勝間田明男(気象研)

Study on Magnitude Estimation Method of Slow Earthquakes (3) #Masayuki Tanaka, Akio Katsumata (MRI)

#### <u>1. はじめに</u>

津波地震(スロー地震)は、気象庁マグニチュード  $M_J$  や表面波マグニチュード  $M_S$  に比べて異常に大きな津波が観測される現象で、海溝などの沈み込み帯で見られる。普通の地震よりも地震動の継続時間や周期が長いという特徴を持っている。このため、1896 年明治三陸地震( $M_S$ :7.2,  $M_w$ :8.0-8.1)や 1946 年アリューシャン地震( $M_S$ :7.3,  $M_w$ :8.6)等のスロー地震に、3 分以内の津波予報に用いられている変位振幅に基づくマグニチュードを用いると、過小評価すると想像される。それに対して、地震モーメント  $M_0$ (Aki, 1966)に対応した、モーメントマグニチュード  $M_w$ (Kanamori, 1979)はほぼ適正に推定されると思われる。Kikuchi and Ishida (1993) によれば、広帯域地震計 (STS-2) で捉えた地震動の P 波初動部分の面積は  $M_0$ に比例し、速度を 2 回時間積分した変位の積分記録から得られる振幅と震源が分かれば  $M_0$ の近似値が得られ、 $M_w$ の推定は可能としている。

スロー地震に対応可能な地震の規模推定式を作成するため、先行研究で、 日本及びその周辺で発生した M7 以上の津波を伴った 21 地震の速度型強震 計の垂直成分の記録を使い、基線補正、線形トレンドの除去、地震計特性の 補正及びコーナー周波数 500 秒の 4 次のベッセルハイパスフィルタを用い て長周期成分を除去した後、速度を 1 回時間積分した変位の最大振幅付近まで で、速度を 2 回時間積分して得られる最大振幅  $A(\mathbf{m}\cdot\mathbf{s})$ と震央距離  $R(\mathbf{km})$ から、コ ロンビア大学の GCMT 解の  $M_w$ との差が最小となる地震の規模推定式  $M_{wt}$ (=  $\log_{10}A$  + 0.68  $\log_{10}R$  + 6.93) を作成した。そして、世界で発生した主な M7 以上の地震に適用することを確認した。

ここでは、3 分以内の津波予報に対して、この手法を用いた場合、地震発 生後の *M_{wt}*の成長と、値はいつ頃安定するのかを、国内で発生した M7 以上 で津波を伴った地震を用いて調べる。なお、波形のデジタル化以降、国内でス ロー地震と判断される地震は起きていないので、普通の地震を用いている。

#### <u>2. 方 法</u>

震央距離約 600km までの観測点を用いる。時間経過とともに次々と最大振幅が 出現するので、その都度、その出現した観測点の *M_{wt}*を算出し、それまでに出現 した観測点の *M_{wt}*から平均値と標準偏差を計算する。そして、平均値との差が 0.3 以上ある観測点を除外した平均値を計算し、*M_{wt}*の時間変化を調べる。

#### 3. 結果

2011 年東北地方太平洋沖地震について調べた結果を図 1 に示す。地震発生から約 140 秒後に最初の最大振幅が現れる。そして、175 秒後までに 5 地点となる。その時の *M_{wt}*の平均は 8.99、標準偏差は 0.08 である。180 秒後までに 6 地点となるが、*M_{wt}*の値は変わらない。約 188 秒後に 10 地点となるが *M_{wt}*は 8.98 でほとんど変わらない。その後も地点数は増えるが、*M_{wt}*の値はほとんど変化しない。なお、最初の最大振幅の出現が 140 秒後となったのは、最初に出現した観測点が震央から約 180km 離れていること、断層の破壊継続時間が約 160 秒で、しかも、そのピークは破壊開始から 35~80 秒であったことが要因と思われる。



# 図1 2011 年東北地方太平洋沖地震時の M_{wt}の時間変化 ※横点線は GCMT 解による M_{wo}。縦点線は OT から 180 秒後。 灰色実線は最大振幅が早く出現した 10 点の各点での M_{wt}の成長曲線。

#### 謝辞:防災科学技術研究所の F-net 記録、気象庁ー元化震源、コロンビア大学の GCMT 解のデータと、一部の解析と図作成に SAC と GMT を使用しました。

### Wiener filterを用いたS波異方性検出の試み #本多亮(温地研)・蓬田清(北大理)

# A new approach for S-wave splitting analysis using wiener filters

#Ryou Honda (HSRI), Kiyoshi Yomogida (Hokkaido Univ.)

S波速度の異方性を推定するために広く用いられる手法として、波形の相互相関を用いた手法(Cross Correlation法;例えば、Shih and Meyer (1990))があげられる。 この手法では、S波の水平2成分の波形を回転し、時間ずれを与えて2成分間の相関係数を求め、最も相関係数が高くなる回転角と時間差からS波速度の異方性を推定する。この手法では回転角と時間差ごとに相関係数が得られるが、最大値が 0.7~0.8程度より大きい場合にパラメータとして採用されることが多い。ただし、最大 値以外でも相関係数が大きなピークが現れることもある。特にバンドパスフィルタを かけて解析を行う場合にはより単純な波形になるため、位相の周期性によって相関 係数の高い時間差(local minimum)が周期的に現れる。

このような問題は、データを周期関数で表現するような問題(例えば波形データに よる震源インバージョン)では共通する課題であるが、蓬田(2015)は、このような位 相の周期性からlocal minimumが生じる問題を回避するために、wiener filterを導 入して解く手法を提唱した。本研究ではこの手法をS波の異方性解析に適用し、実際のデータを使用した結果について報告する。

ー般にS波の異方性を解析する際には、(解析対象の波長)>>(割れ目などの大きさ)として、異方性によって分離した2つの波形(速い振動方向の成分と、それに 直交する遅い成分)は相似形で、単に時間軸でずれるだけ(分散などがない)であ る、という暗黙の仮定がある。この仮定にのっとれば、正しい角度と時間ずれを与え たときの一方の波形を入力波形f(t)、もう一方を出力波形d(t)としたとき、 $f(t)^*w(t) \cong$ d(t)とした場合のwiener filter w(t)はデルタ関数に相当する。様々な角度で回転さ せ、時間ずれを与えた水平2成分の波形をf(t),d(t)としてw(t)を求め、w(t)がデルタ 関数的になるかどうかを評価してやることで、異方性のパラメータである速いS波の 振動方向(LSPD)と2つのS波の時間差(Dt)を推定する。最適なフィルターを得るた めの指標として、本研究では $J = \sum_t (t w(t))^2 / \sum_t w(t)^2 \varepsilon$ 導入した。この指標Jが小さ いほど、w(t)の広がりが小さくデルタ関数的であるといえる。

最初に、同じ波形を回転し時間ずれを与えて作成した2つの波形を用いて、正し

い答えが得られるかを確認し、次に実際のデータを用いてテストを実施した。データは、2015年5月22日11時2分53秒に小塚山観測点(温地研)で観測された速度波形に2-8Hzのバンドパスフィルターをかけ、S波部分(0.5秒)を切り出したものを使用した。

Wiener filterを用いて解析を実施したところ、Jの分布はフィルタ長や解析に用い る波形の長さなどによって、大きく変わることが分かった。以下、特徴を簡単にまとめ る。フィルタ長を波形の100%から40%まで変えて、wiener filterを計算したところ、 フィルタ長が長いほうが波形の再現性がよく、短くすると観測波形の端のほうが再現 できなくなった。また、推定されるスプリッティングパラメータも従来法の結果とは大き く異なる結果となった。次に、使用する波形の前後0.1秒を削除して、長さを0.3秒に して同様の解析を行ったところ、0.5秒の時に比べ、フィルタ長さによる違いはあまり 見られず、推定されるスプリッティングパラメータもフィルタが長い場合に比較して改 善された。Jの値が小さくなる時間差と角度が必ずしも従来法から推定されたものと 一致しなかったり、最適値のまわりでばらつく理由の一つとして、波形にわずかな分 散性があり、wiener filterはこの影響も含めて二つの波形の関係を示していることが 考えられる。その場合にはw(t)は非対称の成分を含むと考えられるため、フィルタの 対称成分を抜き出して、同じ基準(J)でフィルタを評価することで、従来法に近い結 果が得られることが期待される。



左図:従来法で相関が最も高かった回転角および時間差における入力波形(赤)、 出力波形(緑)、入力波形とwiener filterのコンボリューション波形(青)。右図:この 時のwiener filter。

Shih, X. R., and R. P. Meyer (1990), Observation of shear wave splitting from natural events: South moat of Long Valley Caldera, California, June 29 to August 12, 1982, J. Geophys. Res., 95(B7), 11,179–11,195 蓬田清(2015), Wiener フィルターを用いたインバージョン法: 2次元データや短い波

形への拡張,日2015年日本地震学会秋季大会,S01-P01

### 地震波速度変化の統計的特徴(2)

#中原 恒(東北大・理) Statistical characteristics of seismic velocity changes (2) [#]Hisashi NAKAHARA (Tohoku Univ.)

#### はじめに

地震波干渉法により、大・中地震や(e.g. Wegler and Sens-Schoenfelder, 2007) や火山噴火(e.g. Brenguier et al., 2008)に伴う地震波速度変化が報告されてい るが、それ以外に年周変化(e.g. Meier et al., 2010; Hirose et al., 2017)などが 見られることも報告されている. 地震波速度変化のモニタリングを行い、地震 や火山噴火に伴う異常を検出するには、平常時の振る舞いを理解し、その統計 的な特徴を事前に調べておくことが重要である. 中原 (2017, 地震学会)では、 2008年岩手宮城内陸地震震源域と桜島の2地域で地震波速度変化の確率密度分 布を調査した. 本研究では調査領域を日本全国に広げることとした.

#### <u>データ</u>

解析には、Wang et al. (2017)により日本全国の Hi-net 観測点の連続データを 用いて計算された地震波速度変化を使用した.0.15-0.9Hz の周波数帯における 9成分の相互相関テンソルのラグタイム-60sから 60 s の部分を用いて各観測点 での地震波速度が計算されている。各観測点から 30 km以内の観測点とのペア に対する相互相関テンソルが使われている。相互相関テンソル9成分のコーダ 部分と複数の観測点ペアを用いることで、地震波速度変化の推定が安定化され ている。Wang et al. (2017)では、近畿地方中部を境に北東側 480 点においては 2008 年から 2012 年にかけての期間が解析され、南西側 214 点では 2011 年か ら 2012 年にかけての期間が解析された。

#### <u>確率密度分布</u>

本研究では「平常時」の地震波速度変化の確率密度分布を調べたいため、地震に よる明瞭なステップ変化が見られない期間のデータを利用した.北東側の観測点 では2009-2010年の2年間、南西側の観測点では2011-2012年の2年間を選んだ.平 均ランク法により図1のようなガウス確率プロットを作成し、その直線性を確認す ることによりガウス分布に従うかどうかを調べた.700点近いすべての観測点に対 して、ガウス確率プロット上での直線性が極めて高いことが分かった.これは、 平常時の地震波速度変化がガウス分布に従っていると仮定してもよいことを意味 する.

先行研究との比較 先行研究の中原(2017,地震学会)では、平常時の地震波速

度変化の確率密度分布は、2008年岩手宮城内陸地震震源域ではガウス分布、桜島 では切断レイリー分布に従うことを示した.一方、本研究ではすべての観測点で ガウス分布に従うことを示しており、桜島での切断レイリー分布が珍しいことが 分かった.この原因はまだよくわからないが、桜島のような活動的な火山では、 「平常時」と判断した大きな地震波速度変化が見られない期間でも何らかの活動 が起こっており、その影響を受けているのかもしれない、今後精査が必要である.

#### 定量的モニタリングに向けて

今回の結果から、平常時の地震波速度変化の平均値と標準偏差 σ が分かるので、 例えば閾値を平均値±4 σ に設定すると、それを超える確率はガウス分布に基 づき約0.01%と定量的に計算できる.さらに時間的に連続して閾値を超えると、 そのような確率はさらに小さくなる.つまり異常がどの程度稀であるかを確率 的に表現できることになる.確率を用いることにより、モニタリングを定量化 でき、自動的な異常検知も可能になる.

#### まとめ

本研究では、日本全国で求められた地震波速度変化のデータについて、「平常時」の確率密度分布を求め、すべての観測点でガウス分布に従うことを明らかにした. この知見は、今後定量的かつ自動的なモニタリングを行う際に不可欠である. 異常を知るには平常を知ること、定量化するには確率を用いること、の重要性を改めて確認した.

謝辞 フランス・グルノーブルアルプ大学のQingyu Wang氏には、地震波速度変 化のデータを提供していただいた. ここに記して感謝いたします.



図1. 地震波速度変化のガウス確率プロットの例.

#### 余震による地震動最大振幅の頻度分布と時間変化

#澤崎郁(防災科研)

Frequency distribution of peak amplitudes of aftershock ground motion and its time lapse change

#Kaoru Sawazaki (NIED)

### <u>はじめに</u>

余震活動予測を地震発生直後から行う上で問題となるのが、検知能力の低下によ り、使用できる震源カタログの質、量が共に劣化することである。一方で、連続観 測されている地震動については、任意の時間窓内での最大振幅の頻度分布を、大地 震直後から欠損なく容易に把握できる。この最大振幅の時間推移と統計的特徴を抽 出できれば、震源決定のプロセスを介することなく、余震による揺れの予測を地点 ごとに行うことが理論上は可能である。本研究では、熊本地震の本震発生後からの 最大振幅の頻度分布と時間変化を調査し、余震による地震動の予測を試みた。

#### 最大振幅の時間変化

図1に、Hi-netのN.TYNH 観測点で得られた 2-8Hz 帯域の3成分 RMS 速度振幅の10 秒間ごとの最大値の推移を、熊本地震の本震(M7.3)発生から24時間分について示す。最大値は時間の経過とともに減衰する一方で、同じ時間帯でも大きくばらつくことが分かる。まず、この最大振幅xの時間変化が、大森・宇津公式と同様に

$$x_{ave}(t) = K/t^p \tag{1}$$

という関数形に従うと仮定し(c値はここでは0とみなす)、対数軸上で最小二乗法 を適用しK値とp値とを求めた。図中の線は、地震発生から3(紫)、6(青)、12 (橙)、24(赤)時間のデータを用いて得られた(1)式の近似曲線を表す。(1)式が時 間減衰をよく再現できることが分かる。

#### 最大振幅の頻度分布

次に、最大振幅を平均振幅で除した規格化最大振幅の頻度分布を、経過時間ごと に図2に示す。経過時間によらず、発生頻度は大振幅でほぼべき乗側に従い減衰し (例えば石本・飯田, 1939)、小振幅ではより鋭く減衰する傾向がみられる。この規 格化最大振幅の頻度分布は、極値統計理論からの類推により、  $f(x) = Bexp[-(x/x_{ave})^{-a}](x/x_{ave})^{-m}$  (2) という式でおおむね記述できることがわかった。図2の各色の線は各時間帯での(2) 式の近似曲線を表すが、観測された頻度分布をよく再現できている。

#### 最大振幅発生数の予測

振幅の時間推移と近似曲線。

次に、本震発生後3時間以内のデータを用いて得られた各パラメータを用いて、 (1)、(2)式を3時間後から24時間後までの期間に外挿し、この期間内で最大振幅が 0.1mm/s以上となる回数の予測を試みた。その結果、本震の震源に近いN.TYNH 観 測点では、予測数203回に対し観測数は411回であった。一方、阿蘇地方に設置さ れているN.NMNH 観測点で同様の計算を試みた結果、予測数573回に対し観測数 は214回であった。本震からの震源距離100km以内の25観測点についての計算で は、観測数/予測数は0.37から2.41までの値をとり、その平均値は0.93であった。 平均値としては発生数を概ね予測できている。観測点間のばらつきの原因の一つと しては、近傍で大きな余震が3時間以内に発生した観測点では発生数を過大評価し、 逆に3時間以内に起こらなかった観測点では過小評価することが考えられる。実際、 阿蘇地方では3時間以内にM5.7以上の余震が2回発生している。

謝辞:本研究は科研費・若手研究 B「連続地震波形記録を用いた準リアルタイム余 震活動予測手法の開発」(課題番号 17K14385)からの支援を受けています。



化最大振幅の頻度分布と近似曲線。

### 常時地球自由振動の振幅の長期的変動について #功刀龍一·須田直樹(広島大理)

Long-term variation in amplitude of the Earth's background free oscillations #Ryuichi Kunugi, Naoki Suda (Hiroshima Univ.)

常時地球自由振動とは地震の有無にかかわらず固体地球が常に微弱に自 由振動している現象のことである [Nawa et al. 1998; Suda et al. 1998; Kobayashi and Nishida 1998; Tanimoto et al. 1998]。常時地球自由振動 は大気や海洋が固体地球に及ぼす力によって励起されている [e.g. Nishida 2013]。また、常時地球自由振動の振幅は季節変動することが知られている [Nishida et al. 2000]。しかし、永年変動のような長期的変動についてはまだ よくわかっていない。

大気・海洋の永年変動としてとして、全球の表面付近の平均気温偏差の上 昇が挙げられる。気象庁のデータによると、過去100年にわたり気温が平均 で0.73 ℃上昇している。しかし、その上昇は一定ではなく、停滞と上昇を繰り 返している。過去18年間の5年移動平均に注目すると、2001年から2011年 頃まではハイエタスと呼ばれる平均気温偏差の上昇が停滞する現象が発生 し、それ以降は上昇を続けている。本研究では、この2011年頃のトレンドの 変化が常時地球自由振動の振幅にも見られるか調べた。

解析したモードは3-5 mHzの₀S₂₂₋₀S₄₃である。データはIRIS DMCで管理されているリージョナル及びグローバル地震計ネットワークに属する65観測点のSTS-1型広帯域地震計の上下動記録を用いた。解析期間は2000年から2017年の18年間である。データ解析の手法は、Nishida et al. (2000)と同様にハニング窓を適用した修正ピリオドグラム法を用いた。連続時系列データから3日長のデータを1日ずらしで切り出し、高速フーリエ変換で時間領域から周波数領域に変換するとともに計測システムのレスポンスを周波数領域で補正して、各観測点のパワースペクトル密度(PSD)を求めた。地震等の擾乱を含むデータを排除するために、1日の3-5 mHzのPSDの平均が1.0×10⁻²⁰

から1.0×10⁻¹⁸ m²/s³を満たすデータのみを使用して、全観測点のデータから1年平均のPSDを計算した。ランダムノイズによるスペクトルのベースラインの変動の影響を避けるために各モードでシグナル帯-ノイズ帯の平均PSD 値を計算し、それらを平均した。同様の方法で5年移動平均も計算した。

図に常時地球自由振動のPSDと全球平均気温偏差の各年平均および5年 移動平均を示す。どちらの5年移動平均も2011年でトレンドが変化している。 しかし、その変化の様子は異なっている。常時地球自由振動のPSDは2011 年まで緩やかな減少を続け、2011年以降は増加している。一方、全球の平 均気温偏差は2011年まで停滞し、2011年以降は増加している。本研究から、 常時地球自由振動の振幅と全球の平均気温偏差に相関があることが初めて 示された。



図 常時地球自由振動の振幅と全球の平均気温偏差の比較 破線が各年のPSD(▲)と全球の平均気温偏差(●)の値、実線が5年の移動平均を表している。

## 四国地方の遷移領域における 固着速度と微動個数レートの時間変化 #落唯史(産総研)

### Temporal evolution of the coupling and tremor count rates in the transition zone around the Shikoku region #Tadafumi Ochi (GSJ, AIST)

四国地方の遷移領域を対象として,固着速度の時間変化と,深部低周波微動の発 生個数レート(微動個数レート)との時間変化との関係を考察した。その結果,特 にスロースリップの期間に限定しなくとも,ある特定の(スポット的な)領域では 両者によい相関が見られることがわかったので報告する。詳細は Ochi and Takeda (2018, EPS)を参照。

#### データ

固着速度の推定には、中国・四国地方の GEONET 225 点の F3 解を用いた。日々 の座標値から年周変動と地震やアンテナ交換によるステップを取り除いた後の時 系列に1年ごとに直線をあてはめ、この傾きを年間の平均地殻変動速度とみなした。 あてはめる区間を 0.2 年ずつシフトさせ、2007 年 7 月から 2015 年 6 月までの地殻 変動速度の時間変化を算出した。この地殻変動速度を用いて、Ochi (2015, EPSL)と 同様の手順で1年あたりのプレート間固着速度を推定した。一方、微動データは防 災科研の深部低周波微動カタログを用いた。固着速度の推定に使用したのと同様の 時間窓をとり、検出した微動の個数をその1 年間の微動個数レートとした。最後に プレート境界面に沿って 0.1°間隔でグリッドをとり、各グリッドにおける固着速度 の時間変化と微動個数レートの時間変化とを比較した。

#### 相関の地域性

0.2 年ずつシフトさせた各時刻における固着速度と微動個数レートの値の組を 2 次元のデータとみなし,両者の相関を計算した(図 1)。背景の等値線は 2010.0-2011.0 年の平均固着速度であり,青色が固着を,赤色が負の固着(スロースリップ)に対応している。図 1 のグリッド[A]周辺でよい負の相関が見られることは,固着速度

の減少(スロースリップの発生)と微 動個数レートの増加が対応しているこ との必要条件であり,先行研究で指摘 されていることである。本研究ではス ロースリップの発生期間に限定せずに 解析をしているので,スロースリップ よりも小さな固着速度のゆらぎに対し ても微動個数レートが対応していると いえる。同様の負のよい相関はグリッ ド[B]や[C]でもスポット的に見られる。 固着速度と微動個数レートの直線フィ

回 有 速度 ど 佩 動 恒 致 レートの 単 緑 ノ・ ットモデル

図2はグリッド[A]-[C]における固着 速度と微動個数レートの値の組の散布 図である。また,破線は対応する色の



図1 2007 年 7 月-2015 年 6 月の固着速度と 微動個数レートの相関。青・赤の等値線は それぞれ 3 cm/yr 以上の正の固着(1 cm/yr 間隔)・負の固着(3 cm/yr 間隔)を表す.

データに対して、データ点からの距離の二乗和が最小になるような直線を表す。この図から、直線の傾き(固着速度と微動個数レートとの変換係数)はグリッド毎に異なることがわかる。また微動個数レートがゼロになる固着速度(以下"x切片"と表記する)は、グリッド[A]-[C]に対してそれぞれ 6.6, 6.4, 3.8 cm/yr となった。相関係数が-0.6 を下回る 14 グリッド ([A], [B]を含む)について x 切片を求めると 5.6  $\pm$  1.2 cm/yr となり、誤差は大きいもののこの地域のプレート収束速度に近い値となる。これは完全固着では微動が発生しないということであり、微動の震源はプレート境界面にあることを示唆する。

グリッド[C]-[E]は?

一方,グリッド[C]における x 切片がプ レート収束速度から大きく離れている原 因は数点の外れ値の影響と考えられる。ま たそもそも相関の良くないグリッド[D]や [E]に対しては直線フィットというモデル が不適切なのかもしれない。これらは今後 の検討課題である。



線はデータ点を説明する回帰直線。

### GNSS-A観測から見えてきた南海トラフ周辺の海底の 地殻変動速度場の時間変化 #石川直史・横田裕輔(海上保安庁海洋情報部)

### Temporal variation of crustal velocity field of Nankai trough subduction zone inferred from GNSS-A seafloor observation #Tadashi Ishikawa, Yusuke Yokota (JHOD)

Yokota et al. (2016) では、2006年 (一部2012年) から2015年6月までのGNSS-A観測 の結果から得られた海底の地殻変動速度場からプレート境界における滑り欠損レートの 推定を行った。その結果、空間的に滑り欠損レートの不均質があることが明らかにされ、 滑り欠損レートが小さいところでは、VLFEの活動が活発であるなど、スロー地震との関連 性を示唆するような結果が得られた。一方で、この結果はある特定の期間における平均的 な速度場のスナップショットでしかないため、この分布が時間的に安定なのかどうかにつ いては不明、という課題が残った。

海上保安庁では、現在も継続的に観測を実施しており、Yokota et al. (2016)以降の約3 年分の新しいデータが得られている。現状のGNSS-A観測の時間分解能では、短期の変 化を正確に検出することは難しいものの、3-4年程度の平均速度の比較からある程度の速 度変化が見えてきている。

図1にYokota et al. (2016)で使用した速度と最近約4年間の平均速度の比較を示す。 Yokota et al. (2016)において滑り欠損レートが相対的に小さく推定されていた熊野 灘や紀伊水道では、速度が変化している様子が見られる。この地域では、最近約4年間 の平均速度を求めたデータの中に、浅部においてVLFEや低周波微動が活発化した時 期や、DONETに接続された孔内での間隙水圧計によって短期的SSEが検出された時期 が含まれている。これらの個別のイベントによる影響は微小であるため、観測値の時系列 からその影響を同定することは困難であるが、影響が累積して平均速度に影響を及ぼし ていると考えられる。一方で、滑り欠損レートが相対的に大きい四国沖では速度変化が小 さく、固着の強い領域では速度が安定している様子が見られる。

現状では、最長でも約十年分程度のデータしか無いことと、GNSS-A観測の時間分解 能が低いことから、南海トラフにおけるすべりの時間変化について精密に議論するレベル には達していないものの、地域による速度の時間変化の違いが、ある程度まで見えてきて いる。今後も観測データを蓄積することで、固着が強く速度が安定している地域とスロー 地震等の影響により速度が時間変化する地域がより明確に見えてくることが期待される。



図1 GNSS-A観測で得られた南海トラフ周辺の海底の地殻変動速度。白抜き矢印は 2006年または2012年から2015年5月までの平均速度(Yokota et al. 2016)。黒矢印は、 2014年4月から2018年5月までの約4年間の平均速度。背景のコンターはYokota et al.(2016) によるすべり欠損レートの分布。

#### 参考文献

Yokota, Y., Ishikawa, T., Watanabe, S. I., Tashiro, T., & Asada, A. (2016). Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone. *Nature*, *534*(7607), 374.

### マルチチャンネル特異スペクトル解析法を用いた 房総沖スロースリップ域の海底圧力計データの解析 #村田耕一・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)

### Analyzing of ocean bottom pressure gauges at the Boso slow slip region by using multichannel singular spectrum analysis

### #K.Murata, T.Sato, S.Hasegawa, A.Kono (Chiba Univ.), H.Shiobara, T.Yagi, T.Yamada, M.Shinohara (ERI)

#### <u>1. はじめに</u>

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(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。SSEの滑り分布を精 度よく決定するために、海底圧力計(OBP)による観測が行われている。佐藤・他(地 震学会、2016)、Sato et al. (GRL, 2017)は、OBPデータ解析に解析的な関数を fittingする方法でSSEの変動を抽出したが、自然界の変動は必ずしもそのような関 数で表せるとは限らない。本研究では解析的な関数を用いない手法としてマルチチ ャンネル特異スペクトル解析法(M-SSA)の適用を試みた。M-SSAは複数の観測点 を同時に解析し、時空間的に共通する成分に分解する方法である。

#### 2. 観測と解析

観測は東大地震研所有のOBPを用いて行った。圧力計はParoscientific社の 8B2000-2,8B7000-2を用いた。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、良好なデータが取得できた2点(BOSO2,KAP3)を用い、まず、リサン プリング、Baytap08による潮汐変動除去、平滑化、トレンドの除去を行った。次に、 この処理をした信号を $x_{l,i}$ (i = 1, 2, ..., m; l = 1, 2)とし、ウィンドウの長さを $(n - 1)\Delta t$ (ただし、 $\Delta t$ はサンプリング間隔)とすると、解析に必要な軌道行列*X*は次のようになる。

$$X = (X_1 \ X_2) \ \text{trial}, X_l = \begin{pmatrix} x_{l,1} & x_{l,2} & \dots & x_{l,n} \\ x_{l,2} & x_{l,3} & \dots & x_{l,n+1} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{l,m-n+1} & x_{l,m-n+2} & \dots & x_{l,m} \end{pmatrix}$$

次にXを特異値分解し、両者に共通する成分の抽出を行った。

$$X = U \begin{pmatrix} \lambda_1 & & \\ & \lambda_2 & \\ & & \ddots & \\ & & & \lambda_r \end{pmatrix} V^T$$
$$= \lambda_1 u_1 v_1^T + \lambda_2 u_2 v_2^T + \dots + \lambda_r u_r v_r^T \quad (\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_r)$$

3. 結果

現在、解析途中であるが、M-SSAによって得られた成分を図1に、処理をした信号から第2成分までを除去した後の結果を図2に示す。SSE前後の平均差から、両観測 点とも1cm弱の隆起があるように見える。解析的な関数を用いた方法では、KAP3にのみ隆起が見られた。発表では両解析方法による差異についても議論する。

#### <u>謝辞</u>

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。



青線:BOSO2、赤線:KAP3

GEONET に基づく 2018 年 6 月房総半島 SSE の滑り分布モデル #小沢慎三郎・矢来博司(国土地理院) Slip distribution model of the 2018 Boso slow slip event #Shinzaburo Ozawa, Hiroshi Yarai

Geospatial Information Authority of Japan

#### 要旨

GNSS 観測により、2018 年6月から房総半島で遷移的な地殻変動が観測された。 観測された地殻変動から推定した、プレート境界滑りモデルのモーメントは 15x10¹⁸Nm に達し、1996 年以降の房総半島 SSE 中で最大の規模を示した。推 定された破壊過程は、房総半島の長生沖合で滑りが始まり、その後北側と南 側に滑り域が拡大すると共に滑りの中心が南側に移動する様子が推定された。 過去の SSE の破壊過程でも、滑りの中心が時間と共に南に移動する傾向があ り、今回のイベントも同様の傾向を示した。

はじめに

東北地震前は、房総半島の沖合で5~6年程の間隔でSSEが発生してきた。 東北地震後には、2011年10月、2014年1月に発生しており、発生間隔が大 きく変化していた。東北地震直後に房総半島SSEが発生した可能性が指摘さ れており(Kato et al. 2011)、もしこの仮説が正しければ、房総半島SSEの 発生間隔は、東北地震後に7ケ月、2年3ケ月と変化してきたことになる。 東北地震直後のSSEに関しては、GNSSで捉えられていないためその規模はそ れほど大きくなかったと考えられるが、2011年10月のSSEはそれまでで最 大規模の滑りを伴ったSSEであり、2014年1月のイベントは最少の規模であ った。2014年1月の発生間隔は最短だったことを考えると規模が小さいのは 妥当なのかもしれない。そのような中、2018年6月に房総半島で遷移的な地 殻変動が GNSS によって検出された。本研究では、2018年6月の房総半島SSE の滑り過程を推定し過去のイベントとの比較を行う。

#### 解析手法

GNSS による、観測点の座標時系列から、2013-2016 年間の年周、半年周成分 を三角関数の重ね合わせで推定し、元の座標時系列からとり除いた。周期成 分を取り除いた時系列から 2017-2018 年間の一次トレンドを差し引いている。 このようにして得られた東西、南北、上下の座標時系列データを用いて時間 依存のインバージョン解析を行った。観測点は房総半島の観測点 44 点を使用 した。弘瀬他 (2008) によりコンパイルされたフィリピン海プレートの形状を スプライン曲面で表して解析に使用している。グリッド間隔は、凡そ 10km 程としている。プレート境界面上のすべりの方向は東向き、南向きになるよ うに拘束をかけた。

#### 結果と考察

2018年6月4日ころから房総半島の長生の沖合で滑りが始まり、時間と共に 滑り域が北側と南側に拡大して、滑りの中心が南に移動している。また6月 12日から滑り速度が加速し、最大で6cm/dayに達している。6月18日以 降はほぼ終息した様子が推定された。過去のイベントと比較すると、今回の イベントはモーメントが15x10¹⁸Nmとなり、最大規模となっている。また 南に滑りの中心が移動していく傾向は過去のイベントでも見られている。房 総半島SSEの再来間隔は東北地震後に大きく変化していたが、今回のイベン トで東北地震後の再来間隔は、7ケ月、2年3ケ月、4年5ケ月となり、東 北地震前の再来間隔の5~6年にほぼ戻ったように見える。1996年以降の房 総半島SSEによる、相模トラフ沿いの固着の強い領域での応力変化を今後 見積もっていく必要がある。

### 2018年房総半島沖スロースリップイベントに伴う傾 斜変動および地震活動の特徴 #木村尚紀(防災科研)

Characteristics of tilt change and seismic activity associated with the Slow Slip Event off the Boso Peninsula on 2018 #Hisanori Kimura (NIED)

### 【はじめに】

房総半島沖では、スロースリップイベント(Slow Slip Event: SSE)が、群発地震 を伴って2-7年間隔で繰り返し発生することが知られている。これまでに1983年、 1990年、1996年、2002年、2007年、2011年、および2013-2014年に発生し、最新 の活動は 2018年6月に約4年5カ月の繰り返し間隔で再来した。近年の測地観測 の充実により、世界の多くの沈み込み帯でSSEが見出されている。その多くは、プ レート境界浅部の巨大地震が発生する固着域と、深部の定常すべり域との間に位 置し、プレート境界の性質が変化する遷移的な領域で発生する現象と考えられて いる。関東地方南部では、フィリピン海プレート上で1923年関東地震(M_W7.9)が 発生し、その翌日に房総半島沖で最大余震(M_W7.5)が発生した(武村、1994; Kimura *et al.*, 2009; 本多ほか、2014)。房総SSEすべり域は最大余震震源域の 深い側に位置しており、その活動を把握することはプレート境界での応力の蓄積 状況をモニタリングする上で重要である。そこで、房総SSEに伴う傾斜変動、地震 活動、および傾斜データの初期解析結果の特徴を紹介するとともに、過去の房総 SSEとの共通点および相違点を整理した。

#### 【2018年房総SSE】

2018年6月3日頃より、房総半島沖で地震が発生しはじめるとともに、防災科研 Hi-netに併設された高感度加速度計(傾斜計)により、傾斜変動が観測された(図 1)。大きな傾斜変動の観測された勝浦東観測点(KT2H)における記録を元に、特 徴的な期間(①~④)に分類した。期間①では、KT2Hで西北西方向に約0.14 µradの傾斜変動が見られた。地震の発生場所は海域に限定されている。期間② では、地震は少なく傾斜変動も小さい。期間③では、北北西方向に約1.03 µradに 達する急激な傾斜変動が見られた。この期間に日別地震数は最大となり、房総半 島南東部(図2、領域B)でも地震が発生し始めた。その後、期間④でも地震は発生 し続け、東南東方向に約0.27 µradの傾斜変動が見られた。期間毎に房総半島の Hi-net点で観測された傾斜記録を用いて、Obara *et al.* (2004) およびHirose and Obara (2005) の手法により、単純な一様すべり矩形断層モデルを推定した(推本、「房総半島沖のスロースリップイベント(2018年6月)」、「2018年6月の地震活動の評価」、推本Web)。期間①では、すべり域は海域に推定される一方、期間③では、 房総半島南東部(領域B)を含む領域に推定されている(図2)。期間②および④は、 傾斜変動が小さく、房総半島南東部に限定されるため、推定精度は低い。

#### 【これまでの房総SSEとの共通点および相違点】

過去の活動と比較すると、以下の特徴がみられる。共通点として、今回の地震 の発生領域は、これまでの房総SSEに伴い地震が発生した領域(領域A)に含まれ る。はじめ東側で地震が発生し、その後西側に拡大したことは、過去の房総SSEと 共通している(Hirose et al., 2012)。期間①および③で、すべり域と地震発生域の 移動に相関が見られる可能性があることは、SSEの断層すべりにより地震が励起さ れているとする既存結果(Hirose et al., 2014)と調和的といえそうである。相違点と して、房総半島南東部(領域B)で地震が発生したことは、2011年と共通する一方、 2007年および2013-2014年とは異なる。また、主要な傾斜変動を期間③および④ とすると、継続期間は約10日となり、これまでと同程度だが、その前の期間①およ び②(約10日)を含めると、これまでより長い。以上のように、過去の房総SSEと多く の共通点がみられる一方、継続期間については、これまでより長い可能性がある。





**図1** 傾斜時系列および地震発生数。 BAYTAP-G (Tamura *et al.*, 1991) により潮汐・ 気圧応答成分を除去し、地震時のステップおよ び直線トレンドを補正した。領域A・B(図2)の日 別地震発生数(Hi-net)をあわせて示す。 **図2** 房総SSEの断層モデル。 期間①~④のモデル(実線矩形)およびHi-netによる震央 分布(灰丸)を示す。

## ALOS/PALSARデータの干渉SAR時系列解析による 相模湾沿岸地域の地殻変動

#道家涼介(温地研)

### Crustal deformation of coastal area of Sagami Bay by InSAR time series analysis of ALOS/PALSAR data #Ryosuke Doke (HSRI)

伊豆半島~神奈川県および房総半島一体の相模湾沿岸地域は、相模トラフから関東平野下に沈み込むフィリピン海プレートの影響を強く受ける地域である。例 えば、1923年に発生した大正関東地震に代表されるプレート境界型の地震による 変位の累積と、その地震間に生じる地殻変動が、同地域の地形発達に大きく寄与 した(例えば、熊木、1999)。また、相模トラフの西側の延長部においては、伊豆半 島が本州に衝突し、その周辺では複雑な変形が生じ、繰り返し被害地震が発生し ている(石橋、1992)。

この様な複雑なテクトニクス場において、地震間の地殻変動を把握することは、 同地域のテクトニクスや、地震発生のメカニズムを理解する上で重要である。従来、 同地域の地殻変動の把握はGNSS観測などにより行われてきたが、近年、定着し ている干渉SARの手法を用いることにより、高分解能に地殻変動のデータを補間 し、地上の観測点の分布に寄らない、面的な地殻変動の把握が可能である。そこ で、本発表では、干渉SAR解析の手法を相模湾沿岸地域に適用し、同地域の地 殻変動を面的にマッピングすることを試みた予察的な結果について報告する。

使用したデータは、2006~2011年に運用されていたALOS/PALSARによる取 得データである。北行軌道、南行軌道それぞれについてSmall Baseline Subset (SBAS)法(Beradino et al., 2002)による干渉SAR時系列解析を行い、衛星視線 方向の変位速度を得た。その際、GEONET観測点の座標値(F3解)をGround Control Pointとして用いた。また、北行軌道、南行軌道の各解析結果を用いて、 2.5次元解析(Fujiwara et al. 2000)を行い、準東西成分、準上下成分の変位を 得た。図1は解析結果の一例で、三浦半島における準上下成分の変位速度である。 既報(例えば、檀原、1973)で知られている通り、同半島において数mm/yr程度の 沈降速度が得られ、概ね妥当な結果が得られていると解釈できる。

なお発表では、隣接する地域の解析結果についても併せて提示する予定であ

る。また、水準測量などの他の地殻変動データや地形学的に推定される地殻変動 速度との間で比較を行い、同地域のテクトニクスや地震発生周期に関する考察に ついても、今後行っていく予定である。



図1 干渉SAR時系列解析による三浦半島周辺の地殻変動(準上下成分) 使用したデータの期間は2006~2011年(東北地方太平洋沖地震より前の期間)。 スケールは、正(赤色)が上向き、負(青色)が下向きの変位成分を示す。

### InSAR時系列解析による太平洋沿岸の岬周辺にお

### ける定常的地殻変動

#安藤 忍·小林 昭夫(気象研)

Steady Crustal Deformation around the Pacific Coast Cape using InSAR Time-series Analysis #Shinobu ANDO, Akio KOBAYASHI (MRI)

#### はじめに

気象研究所では、プレート境界におけるスロースリップなど固着状態の変 化を検出するための手段として、面的な地殻変動の検出が可能な衛星SAR データを活用している.筆者らは、近い将来発生が懸念されている南海トラ フ大規模地震に着目し、プレート沈み込みの影響を受けやすいと考えられる 東海から四国にかけての太平洋沿岸地域の岬周辺を対象とし、変動速度を一 定として計算した(安藤・小林、2018、JPGU).しかしながら、実際には撮 像日間において変動速度に揺らぎが生じており、本講演では、この点につい て議論する.

#### 解析方法

一般的に差分干渉解析は、ある2時期のデータを用いるため、衛星軌道の ズレや地表の散乱状態の変化に伴うノイズなどにより精度が数cm程度とい われている.一方、多数のSAR画像を用いた干渉SAR時系列解析では、先 述のノイズによる影響が少ないピクセル部分のみを用いて解析を行うため mm単位の精度で計測可能であり、なおかつその時系列変化を追随すること が可能である.本解析では、国産のSAR衛星「だいち」のデータを使い、 スタンフォード大学が開発したStaMPS (Hooper et al., 2004)を利用し、時系 列解析を行った.

#### 解析結果

対象期間の変動を一定と仮定した場合,各岬における変動速度は次のとお りであった.御前崎:西へ0.8cm/年かつ2.0cm/年の沈降.潮岬:西へ3.5cm/ 年かつ2.0cm/年の沈降.室戸岬:西へ2.5cm/年かつ1.0cm/年の沈降.足摺 岬:西へ3.0cm/年かつ1.5cm/年の沈降.各々の結果は同期間におけるGNSS の結果と約2cm以内で整合していることがわかった(安藤・小林, 2018, JPGU).一方,使用したデータの各撮像日毎の視線方向距離(LoS)時系列変 化を見てみると,撮像日によっては数cm以上の変化が存在している場合が あることが分かった.例えば図1は,御前崎の岬周辺における平均されたピ クセル値の時系列変化推移であるが,2008年と2009年の夏季において両軌 道とも大きな変動があることがわかる.これらの原因は不明であるが,前者 については,「だいち」衛星の面外軌道制御期間とほぼ一致しており, InSAR時系列解析の際には当該期間のデータを除いて処理を行う必要がある かもしれない.

#### 謝辞

本解析で用いたPALSARデータの一部は、国土地理院が中心となって進め ている防災利用実証実験(地震WG)に基づいて観測・提供されたものであ る.また、一部はPIXELで共有しているものであり、宇宙航空研究開発機構 (JAXA)と東京大学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.PALSAR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.関係者にお礼申し上げる.



図1 御前崎周辺(N34.6-34.64,E138.20-138.24)における視線方向距離(LoS) のピクセル平均値の時系列変化

### 東北地方太平洋沖地震前15年間の地殻変動から推定 したプレート間の固着・非地震性すべりの時空間分布 #田中もも・吉岡祥一(神戸大)

Spatiotemporal distribution of interplate coupling and aseismic slips prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake inferred from GNSS data #Momo Tanaka and Shoichi Yoshioka (Kobe Univ.)

### 1. はじめに

海溝型巨大地震の発生機構を理解するためには、地震発生前にどのような プレート間カップリングが生じていたかを知ることが重要である.本研究で は、2011年東北地方太平洋沖地震をターゲットとして、その発生前15年間 の東北地方の GNSS データからテクトニックな地殻変動を抽出し、 時間依 存のすべり分布のインヴァージョンを行うことで、東北沖のプレート境界に おける固着・非地震性すべりの時空間分布の推定を行った.

#### 2. 手法・モデル

東北地方の GEONET の電子基準点で得られた地殻変動の観測データを用 いて、プレート運動によるテクトニックな水平・上下変動を求めた、解析期 間は 1996 年 3 月 21 日から 2011 年 2 月 28 日までである.新潟の 3 観測点 を参照点として相対変位速度を求めた。時系列データにおいて、地震時とア ンテナ交換に伴うステップを除去した後、水平成分で顕著な余効変動がみら れた 2003 年十勝沖地震 (M8.0), 2006 年宮城県沖地震(M7.2), 2008 年岩手 宮城内陸地震(M7.2)について、余効変動を対数関数で近似することでその影 響を取り除いた. さらに, 年周・半年周成分と, 解析に使用した全観測点の 時系列データから求めた共通誤差成分を取り除いた。本研究では、チェビシ ェフ多項式を用いてテクトニックな変動を高精度で求めることを可能にし, 最適の多項式の次数は AIC を最小にするように求めた.

時系列データから得られたテクトニックな地殻変動を用いて、インヴァー ジョン解析を行い、1年ごとのタイムステップでプレート間の固着状態と非 地震性すべりの時空間分布を推定した.太平洋プレート上面の形状は Nakajima and Hasegawa (2006) を使用した. 解析には、すべりの空間分布 がなめらかである、すべりは主にプレート収束方向を向く、すべりの時間変 化はなめらかであるという3つの先験的情報を与えたインヴァージョン法

「Yoshioka et al.(2015)]を用いた.これらの最適な超パラメターの値は ABIC [Akaike(1980)] 最小化条件によって推定した.

### 3. 結果·考察

図1に、本研究で得られた1997年~2002年の各年のプレート境界における固 着・非地震性すべりの空間分布を示す. 東北地方太平洋沖地震の震源を中心と して, 1997年から解析期間を通して9 cm/vr 程度の強い固着が見られた. 2009 年と 2010年の期間の結果を比較すると、三陸沖南部で約4cm/yr 程、固着 が弱 まっていることがわかった. 1997年から2002年の期間では、1年ごとにインヴァージ ョンを行ったIkuta et al. (2012) による固着分布と概ね調和的であった.



Mavrommatis et al. (2014) で示されたような東北地方の 観測点での加速的な変位も 確認された.

謝辞 本研究では国土地理 院の日々の座標値F3解.気 象庁の地震カタログを使用 させていただきました. 記し て感謝申し上げます.

図1 プレート境界での固着・非地震性すべりの1年ごとの空間分布. 赤色が固着、青色が非地震性すべりを示す。ベクトルは固着・非地震性すべ りの大きさと方向を表す.ベクトルの先端の円は1σの推定誤差を示す.星 印は東北地方太平洋沖地震の震源を示す. (a) 1997年. (b) 1998年. (c) 1999年. (d) 2000年. (e) 2001年. (f) 2002年.

ひずみデータを用いたすべり量分布の解析について #露木貴裕(気象研)

Strain data inversion method for spatial distribution of slow slip #Takahiro Tsuyuki (MRI)

フィリピン海プレート境界面上で発生する短期的SSEは数日程度の時間スケー ルの現象であり、気象庁では東海地域に設置しているひずみ計の変化からそのす べりの場所や規模を解析してきた.その解析の手法はグリッドサーチに基づくもの であり、近年では断層のサイズやすべりの大きさなどを大域的最適化手法により推 定することも行われている.また、ひずみのスタッキングデータ(宮岡・横田,2012) からプレート境界面上の特定のグリッドですべりが発生したことを客観的に検知し、 そのすべりの大きさを推定することも可能となっている(露木・ほか,2017).後者 のスタッキングの手法により、プレート境界面の特定のグリッドでのすべりを客観的 に検知し、その位置での断層モデルを前者の手法により自動的に求めることも可 能であると考えられる.

一方で、従来の手法では、一定サイズの断層が一様にすべっていることを仮定 してそのすべりの大きさを求めていることから、すべりの分布を把握することはでき ない、そこで、ABICを用いたインバージョン解析(Yabuki and Matsu'ura, 1992) をひずみデータに適用し、すべりの分布を解析する手法を開発中である、これが 可能となれば、準リアルタイムで、プレート境界面上のすべりの分布をモニターす ることが可能になることが期待される、手法としては、ひずみデータ変化とすべり分 布がなめらかであるとする先験的情報を組み合わせて、ABICによりひずみのすべ りの分布を求めるものである、すべりの分布をB-splineで基底関数展開した場合と、 一定間隔に点震源を分布させた場合の両方について計算できるようにした.すべ りの方向については、一定範囲に拘束している.

実データによるインバージョン解析を行う前に、まず解析の解像度を確認するために、どの程度の間隔ごとにすべりを分布させるか、その場合にどの程度の観測 データが必要となるのかを計算し、これを従来からある手法と比較して、インバー ジョンの手法がどの程度有効であるのかを考察した.あわせて、スタッキングデー タに対して、インバージョンの手法を採り入れることにより、その解像度をどの程度 向上させることができるのかについて検討中であるが、その第一段階としてスタッ キングデータの誤差の評価を行った.

# マグマオーシャン深部条件での珪酸塩メルトの粘性 率測定

謝 龍剣・#米田 明(岡大惑星研)・肥後祐司・丹下慶範(JASRI)

Silicate melt viscosity at conditions of deep magma ocean Longjian Xie, #Akira Yoneda (Okayama Univ.), Yuji Higo, Yoshinori Tange (JASRI)

Magma Ocean in the early Earth constrained the evolution of the Earth to the present from its crystallization. The viscosity of the silicate melts under the corresponding pressures is one of the main physical parameters to control the magma ocean recrystallization processes. Here we report the in-situ viscosity measurement of molten forsterite (Fo), enstatite (En), and diopside (Di) compositions up to ~30 GPa and ~3200 K by devising borondoped diamond heater and ultra-fast cameral (1000 f/s) in the Kawai multi-anvil apparatus with synchrotron X ray facilities; the present achievement has much extended the previous experimental range up to  $\sim 13$  GPa. We find that the viscosities of silicate melt have complex pressure dependence up to  $\sim 30$  GPa. The present results show very low viscosities of 0.01- 0.1 Pa.s down to the bottom of the Magma Ocean (~900 km depth), which implicates a fractional crystallization of magma ocean. (2) Compared with geochemical data, our fractionation model suggest that the primary upper mantle may be the result of fractionation of Mgbridgmanite (96 wt%) and Ca-bridgmanite (4 wt%) up to ~13wt% in a magma ocean with ~900 km depth. (This part is unclear. Please rewrite more logically with using more words, may be double. I am not sure "Ca-bridgmanite" is suitable or not. Traditionally, CaSiO3 perovskite) (3)The viscosity increase at a depth of 800-1200 km and a decrease at 110-1400 km of present Earth, may be a residual feature of the fractionated accumulate layer. (This parts also need more words. Note that this viscosity is not melt viscosity. Description order may be (1)-(3).) (1) We evaluated the life time of the Magma Ocean incorporating the blanket effect of SiO₂ vapor covering the Magma Ocean; the conclusion is  $\sim$ 1-6 thousand years

# スラブ挙動に対する海溝後退速度の時間変化の影響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 influence of temporal change of trench retreat velocity on slab behavior #Mana Tsuchida, Masanori Kameyama (GRC)

### 1 はじめに

地震波トモグラフィー研究 (例えば Fukao and Obayashi, 2013) により、沈み込む プレート (スラブ) は多様な挙動を示すことが明らかにされている。その例として深さ 660 km 付近の上部-下部マントル境界で水平に横たわり停滞するもの (いわゆる「スタ グナントスラブ」) や境界を突き抜け下部マントルにまで到達するものなどが挙げら れる。このようなスラブの多様性の原因を解明すべく、多くの数値シミュレーション 研究が行われており、近年はスタグナントスラブの形成メカニズムのみならず、その 下部マントルへの崩落に関する研究 (Yoshioka and Naganoda, 2010、Agrusta *et al.*, 2017) も進められてきた。本研究では、スタグナントスラブの形成とその崩落のメカ ニズムを包括的に理解するために、海溝後退速度の時間変化の効果に注目し、プレー ト沈み込みの数値シミュレーションを系統的に行う。

#### 2 研究手法

外径 6400 km、厚さ 2000 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。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、それぞれに速度を与えて運動させる。海洋プレート速度  $v_{\rm pl}$  は右 向きを正、大陸プレート速度 (海溝後退速度)  $v_{\rm tr}$  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  $v_{\rm pl}$  で流し込むことによってモデル化している。ここでは、スラブ挙動に対する「海溝 後退速度 ( $v_{\rm tr}$ )の時間変化」の影響を調査するために、沈み込み開始から 4000 万年経 過した時点で海溝後退速度 ( $v_{\rm tr}$ )を $v_{\rm tr1}$ から $v_{\rm tr2}$ に変化させるシミュレーションを系 統的に行った。具体的には、 $v_{\rm c} = 7.88$  cm/yr 一定を保ちながら、(a)海溝後退なし→ あり ( $v_{\rm tr1} = 0$  かつ $v_{\rm tr2} > 0$ )の場合、および (b)海溝後退あり→なし ( $v_{\rm tr1} > 0$  かつ  $v_{\rm tr2} = 0$ )の場合の2パターンで、 $v_{\rm tr1}$ と $v_{\rm tr2}$ を設定した。(a)系統のシミュレーション では、 $v_{tr2} = 3.15 \text{ cm/yr}$ とした。(b) 系統のシミュレーションでは、 $v_{tr1} = 1.58$ 、3.15、 4.73 cm/yr の 3 通りとした。また、660 km 不連続面の粘性ジャンプ  $r_{\eta}$  と負のクラペ イロン勾配  $\gamma^{660}$  についても、それぞれ  $r_{\eta} = 1$ 、3、10 の 3 通り、および  $\gamma^{660} = -3$ 、 -2、-1 MPa/Kの 3 通りを考慮した。

#### 3 結果・考察

結果の一例を図1に示す。系統的にシミュレーションを行った結果、海溝後退の停止は有意にスラブの下部マントルへの崩落を引き起こすことが示された。また、その 崩落様式やその後の下部マントル内でのスラブ挙動は、海溝後退の停止が起きた時点 におけるスラブ形態、具体的には、下部マントルにすでに先端が崩落しているかどう かや 660 km 不連続面の水平停滞部分の長さに強く依存することが見出された。さら に、海溝後退がなく下部マントルに垂直に貫入しているスラブについても、途中から 海溝後退を開始させることにより、スタグナントスラブが形成されることが示された。 本研究の結果は、海溝後退の有無やその速度の時間変化がスラブ挙動、すなわちスタ グナントスラブが形成されるかどうか、さらにはスタグナントスラブが下部マントル へどう崩落するのかを支配する最も重要な役割をもつ可能性を示唆するものである。 この考えをさらに押し進めれば、観測されるスラブ形態によって、その沈み込み帯の テクトニクス史 (すなわち海溝後退や背弧の拡大など)を紐解く鍵の1つが得られるの かもしれない。



図 1. 各条件下におけるスラブ挙動に関する Regime diagram  $\gamma^{660} = -1 \text{ MPa/K}$ の場合について、沈み込み開始から約 8000 万年経過した時点での温度分布を示す。各スラブ挙動の右下には、比較対象として  $v_{tr}$ を変化させる前 (沈み込み開始から約 4000 万年経過後)のスラブ挙動の様子を示す。ここで、赤枠内は (a) 海溝後退なし→ありの場合の結果、緑枠内は (b) 海溝後退あり→なしの場合の結果である。

Trans-dimensional Bayesian inversionによる大陸域 の地殻—上部マントル速度構造推定 #平亨·吉澤和範(北大理)

Trans-dimensional Bayesian inversion for the crust and upper mantle structure

#Toru Taira, Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.)

### <u>1. はじめに</u>

近年,リソスフェア-アセノスフェア境界(Lithosphere-Asthenosphere Boundary: LAB)や,リソスフェア内不連続面(Mid-Lithosphere Discontinuity: MLD)等の境界層を含む地殻〜上部マントルの速度構造につ いて,実体波や表面波を用いた詳細な解析が進められている.実体波による LABやMLDの研究で主に用いられるレシーバ関数は,観測点下の変換面で のインピーダンスコントラストを反映するが,絶対速度に対しては感度がない. 一方で,表面波の分散曲線はS波速度の絶対値を反映するが,比較的長周 期のデータであるため境界面のシャープネスにはほぼ感度がない.そこで, 地殻・上部マントルの実態解明には,これら異なる感度を有する複数の地震 波データを同時に用いた構造研究が不可欠である.

最近、レシーバ関数と表面波との同時解析も広く行われているが、表面波 に関しては、基本モードの情報のみが利用されることが多い.しかし、大陸域 のように厚いリソスフェアを有する地域では、リソスフェア下部~アセノスフェ アにも高い感度を有する高次モード表面波の利用が不可欠である. 我々は、 実体波(PおよびSレシーバ関数)とマルチモード表面波を用いたTransdimensional Bayesian inversionによる構造解析法の開発を進めている.本 研究ではまず、マルチモード表面波を用いた非線形インバージョンを通じ、オ ーストラリア大陸域の各地の1次元S波速度構造モデルの推定を試みる.

#### 2. モデルの推定方法

Trans-dimensional inversion法では、モデルパラメータ数(例えば、1次元 構造モデルの層の数)が可変となり、先験的な拘束条件を与えることなく、観 測データに対して最適な解像度での構造推定が可能になる.次元の変化する パラメータ空間を探索するため、Reversible Jump Markov Chain Monte Carlo法(Green, 1995, Biometrika)を用いる. また, データ誤差がガウス分布 に従うと仮定し, その分散も同時に推定するHierarchical Bayes法(e.g. Malinverno and Briggs, 2004, Geophysics)も取り入れることにより, モデル の過剰適合を防止する. また, サンプリング効率の向上とパラメータ探索範囲 の拡充のため, Parallel Tempering法(e.g. Sambridge, 2014, GJI)を用いる.

### 3. 結果と考察

本研究ではYoshizawa (2014, PEPI)によるオーストラリア地域のマルチモ ード分散曲線を用いてインバージョンを行った.図は大陸内のクラトン域に位 置する2つの観測点での1次元S波速度構造の推定例である.大陸西部のク ラトン下では,顕著な高速度異常が深さ150km程度まで見られ、150-200km の深さで漸移的にアセノスフェアの低速域となる.一方,大陸中央部のクラト ン下では、モホ面直下で高速化し、90km付近で低下が見られる.これはレシ ーバ関数解析から期待されるMLDの深さ(e.g., Ford et al., 2010, EPSL)とよ く一致する.先験的な拘束条件を与えないTrans-dimensional inversionを用 いた速度構造推定により、表面波のみでもMLDを推定できる可能性を示唆し ている.今後さらに、レシーバ関数との同時インバージョンを行うことで、速度 構造モデルの更なる推定精度の向上が期待される.



 図:(中央)深さ100kmでのS波速度モデル(Yoshizawa, 2014, PEPI).(左,右)基本モード~4次高次モードの表面波を用いた速度構造の推定結果.(左)MBWA 観測点,(右)WRAB観測点.マゼンダ線:推定された平均S波速度モデル,白線:Yoshizawa(2014,PEPI)による線形化インバージョンによるS波速度モデル.

## $\eta_{\kappa}$ を用いた太平洋及びオーストラリア周辺域の

上部マントル3次元鉛直異方性構造

#奥山秀弥・吉澤和範(北大理)・川勝均・一瀬健日(東大地震研)

Radially anisotropic upper mantle structure from multimode surface waves incorporating the  $\eta_{\kappa}$  parameter: Application to the Pacific and Australian regions #Shuya Okuyama, Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.), Hitoshi Kawakatsu, Takehi Isse (ERI, Univ. of Tokyo)

### 1. <u>はじめに</u>

地震波速度異方性は、地球内部の構造やマントルのダイナミクスを探る上で 重要な手がかりとなる. 波の振動/伝播方向による地震波速度の違いを表す 鉛直異方性は4つの地震波速度( $\beta_v$ , $\beta_h$ , $\alpha_h$ , $\alpha_v$ )と異方性パラメータηによって記 述される( $\beta_v$ はSV波速度、 $\beta_h$ はSH波速度、 $\alpha_h$ はPH波速度、 $\alpha_v$ はPV波速度). 表面波を用いた最近の鉛直異方性の研究は主にS波速度の異方性( $\beta_v$ , $\beta_h$ , $\xi = (\beta_h/\beta_v)^2$ )の議論が中心であり、P波速度( $\alpha_h$ , $\alpha_v$ )やηパラメータについてはスケ ーリングされるか、標準モデルで固定され、直接議論されることは稀である.

最近、Kawakatsu et al. [2015、GJI]によって、5番目の異方性パラメータ $\eta$ の 定義が見直され、新たな異方性パラメータ $\eta_{\kappa}$ が提唱された、 $\eta_{\kappa}$ の導入により、 実体波速度の入射角依存性との関係がより明確となった、また、 $\eta \epsilon \eta_{\kappa}$ に変更 することで $\alpha_{h}, \alpha_{v}, \eta_{\kappa}$ の感度カーネルには顕著な変化が生じる[Kawakatsu, 2016b、GJI].  $\eta_{\kappa}$ の感度カーネルの大きさは $\eta$ の場合より大きく(約1.8倍)なるが、  $\beta_{v}$ の感度カーネルとの負の相関が強まるため、 $\beta_{v} \epsilon \eta_{\kappa}$ 間のトレードオフがより発 生する、そのため、復元された $\eta_{\kappa}$ モデルの解釈は容易ではない、本研究では、 太平洋及びオーストラリア周辺域の鉛直異方性を、 $\eta_{\kappa}$ を含めて復元する.

#### 2. <u>データ及び方法</u>

本研究では、太平洋(Isse et al., 2018, submitted to EPSL)及びオーストラ リア(Yoshizawa, 2014, PEPI)の表面波位相速度分布(周期30-200s, 0-4次モ ード)を用いて、3次元鉛直異方性モデルを作成した.この際、Tarantola & Valette [1982]による非線形インバージョンの方法を用いて、5つの弾性パラメ  $- g[\beta_v, \beta_h, \alpha_h, \alpha_v, \eta_\kappa]$ すべてを独立変数として地点毎にインバージョンを行い, 3次元モデルを復元した.なお,密度は初期モデルの値で固定した.

#### 3. <u>結果及び考察</u>

下図は太平洋及びオーストラリアの深さ100kmの $\eta_{\kappa}$ 分布と太平洋を横切る北緯 20度,オーストラリア大陸を横切る南緯25度における $\beta_{\nu}$ 及び $\eta_{\kappa}$ の鉛直断面図で ある.太平洋における $\eta_{\kappa}$ 分布(a)では,海嶺付近において $\eta_{\kappa}$ が大きく,海溝付近 で小さくなる傾向が見られる.また,オーストラリアにおける $\eta_{\kappa}$ 分布(c)では,大 陸域で $\eta_{\kappa}$ が小さく,海洋域では $\eta_{\kappa}$ が大きくなる傾向が見られる.さらに,鉛直断 面図(b,d)では,S波速度の高速域(海洋および大陸リソスフェア)で $\eta_{\kappa}$ が小さく なり,海洋ではその直下のアセノスフェアで $\eta_{\kappa}$ が大きくなる.

しかし、このような $\eta_{\kappa}$ の異常の多くは、 $\beta_{\nu} \geq \eta_{\kappa}$ の感度カーネルの逆相関に起因 するトレードオフによっても説明可能である. さらに、初期モデルを代えて復元 を行った場合でも、 $\eta_{\kappa}$ の初期モデルからの摂動はほぼ変わらず、結果として、 復元された $\eta_{\kappa}$ の絶対値は初期モデルに大きく依存する.  $\eta_{\kappa}$ は $\beta_{\nu} \geq$ のトレードオフ が強いため、表面波位相速度の情報のみから、独立に $\eta_{\kappa}$ の絶対値を復元・解 釈することは困難といえる.



図: (a)太平洋の深さ100kmにおける $\eta_{\kappa}$ 分布. (b)太平洋を横切る北緯20度の  $\beta_{v}$ 及び $\eta_{\kappa}$ 鉛直断面図. (c)オーストラリアの深さ100kmにおける $\eta_{\kappa}$ モデル. (d)オーストラリアを横切る南緯25度の $\beta_{v}$ 及び $\eta_{\kappa}$ 鉛直断面図.

### マルチモード表面波を用いたオーストラリア周辺域の 上部マントル方位異方性 #西村 祐香・吉澤 和範(北大理)

Azimuthal anisotropy in the upper mantle beneath the Australian region using multi-mode surface waves #Yuka Nishimura, Kazunori Yoshizawa (Hokkaido Univ.)

#### <u>1. はじめに</u>

地震表面波は上部マントル内の不均質構造の復元や、プレート運動と地球内部 のダイナミクスの解明に有用である.地震波速度の方位異方性は主に、地球内 部での物質流動による結晶選択配向の影響を反映する.そのため、方位異方性 を調べることで、マントル内部の流れ場や過去の変形過程等を推定できる.オー ストラリア大陸は、現在世界で最も速く移動している大陸プレートであり、大陸プレ ート周辺域における活発な地震活動により、ほぼ全方位から大陸全域をカバーす る波線が得られやすく、高解像度なトモグラフィー研究に適した地域である.本研 究では、Yoshizawa(2014、PEPI)によるオーストラリア地域の新しい位相速度デ ータを用いて、レイリー波とラブ波それぞれの基本モードおよび高次モードの周波 数毎の方位異方性の空間分布を復元し、当該地域のテクトニクスやプレート絶対 運動との関係等について検証する.

#### 2. データ及び方法

1990年~2007年におけるマグニチュード5.0~7.0の地震について,国際デジタ ル地震計ネットワークFDSN(1990年~2007年)及びオーストラリアの臨時観測点 の3成分広帯域地震計(1993年~2004年)における観測波形記録を利用する.ま ず,震源-観測点間の非線形波形フィッティング法(Yoshizawa, 2010, GJI)により, マルチモード表面波の位相速度を計測する.基本モードレイリー波は8000波線以 上,高次モードレイリー波は2000~3000波線程度得られており,またラブ波の測 線数はレイリー波の3分の2程度である.収集した大量の位相速度データから, Yoshizawa & Kennett (2004, JGR)のトモグラフィー法を用いて,方位異方性を含 めた位相速度マップを復元する.

#### 3. 結果と考察

図は周期62.5秒及び周期166.7秒の基本モードレイリー波の方位異方性を含む

位相速度マップ(図a, d)と、方位異方性の方位角とプレート運動方向との角度差 (図b, e)を示す. プレートの絶対運動は、ホットスポット基準でのHS2-NUVEL-1 (Gripp & Gordon, 1990, GRL)のオイラー極と角速度を用いている.

深さ約100kmに感度を有する周期62.5秒では、大陸中央部の縫合帯において 東西方向の方位異方性が見られるが、深さ約250kmに感度を有する周期166.7秒 では見られない.また、比較的浅部(150km以浅)においては、オーストラリア大陸 内の主なクラトン間の境界(図a, dの赤線)で方位異方性の方向が変化することが わかる.これは、各クラトンの形成史を反映しているものと考えられる.

プレート運動方向と方位異方性の高速方向の角度差は、どちらの周期において も北東側のプレート境界付近の海域において、±20°の範囲で概ね一致している ことがわかる.また、大陸内では、タスマンライン(図a, dの青線)の東側において、 浅部での一致度が特に高い.これはタスマンラインの東側は西側に比べてリソス フェアが薄く、アセノスフェアの流動の影響が浅部にまで見られることがその一因 と推測される.



図: 周期62.5秒と166.7秒での (a, d)基本モードレイリー波位相速度の方位異方性 分布, (b, e)異方性の方位角とプレート運動方向との差, (c, f)及び対応するS波 速度の鉛直感度カーネル.

Observation of a super-low velocity anomaly inside slab within the mantle transition zone beneath Kii peninsula

#### #Xin Long, Hitoshi Kawakatsu, Nozomu Takeuchi (ERI)

Seismic velocity structure of the subducting slab within the mantle transition zone is critical for us to understand the mineralogy and dynamics in that depth. One relevant topic that is often discussed in the seismological literature is the metastable olive wedge (MOW) that represents a delayed olivine-spinel phase transition in the cold core of the slab. However, due to the lack of direct evidence, its existence is still controversial. Here we provide a new travel time observation that may be related to the MOW structure beneath Kii peninsula where a dipping low velocity layer has been imaged by the receiver function technique (Kawakatsu & Yoshioka 2011). Unlike some previous studies that use absolute arrival times, we measure the differential travel time between earthquake pairs, which is similar to Jiang et al. (2015). Assuming the ray paths of two earthquakes are identical in upper mantle, the differential travel time residual could reflect the velocity anomaly in the slab segment between them. Earthquakes with depth from 300-500km and magnitude of 2-4 beneath Kii peninsula are selected from the JMA catalog. To observe travel time variation caused by the slab structure, travel time residuals between the deepest event and other shallower events are measured for a common station. Preliminary results show that, for stations in Kanto area (i.e., slab up-dip direction), the differential residuals steeply increase with differential depth from 0 to 2s when the shallower event is located below 410km, and then gradually decrease above the discontinuity. Such trend is clear for different subsets of selected events (i.e., different sections in Fig.2), which means it is less possibly caused by the mislocation of earthquakes. The residuals for stations right above the earthquakes show a constant pattern and the variation is confined within about 0.5s. This suggests variation of residuals that up to 2s might be related to structure within the slab. The increase of residual up to 2s suggests a slab segment about 20% slower than AK135 model exists beneath 410km-discontinuity that may be

related to the MOW, and the decrease of residual corresponds to the fast cold slab above the discontinuity. Further waveform analysis and travel time modeling are required to obtain a tight constrain on the property of this low velocity zone.



**Fig** 1. Differential travel time residuals (crosses) as a function of differential depth between a deepest event with depth of 457km and other shallower events in section AB (Fig.2) for station BTOH (left) and KAWH (right). The dashed line indicates the location of 410km-discontinuity. Red line is prediction of model with velocity 19% slower below 410km and 8% faster above 410km.



**Fig 2**. Map that shows earthquakes (crosses) and stations (triangles) used in this study. Locations of station BTOH and KAWH are marked.

# 内核西半球内における1次元減衰・速度構造の地域 特性

#入谷良平・川勝均・竹内希(東大地震研)・D. Srinagesh (NGRI, India)

### Regional variation of 1D attenuation and velocity profiles in the western hemisphere of the Earth's inner core #Ryohei Iritani, Hitoshi Kawakatsu, Nozomu Takeuchi (ERI, Univ. of Tokyo), D. Srinagesh (NGRI, India)

地球の中心に位置する内核は、これまでの研究によって表層部において、 西半球で減衰が弱く地震波速度が遅く、東半球で減衰が強く地震波速度が速 いという東西半球不均質構造を持つことが示されている(e.g. Tanaka and Hamaguchi, 1997)。しかし、この不均質性は内核表層約 100 km の領域を 通過するデータをもとにしており、それ以深の構造に関しては、その領域を 伝搬してきた core phase の複雑性から解析が困難とされてきた。我々はこ れまで、幾つかの波が重なったデータにも適用でき、取得されたデータを最 大限活用できる手法として simulated annealing (SA)を用いた地震波解析手 法の開発、改良を行ってきた。そして、この手法を全世界的に展開されてい る稠密広帯域地震観測網で取得された core phase データに適用し、様々な 地域における内核上部 300 km の連続的な減衰・速度構造を推定した。そし て、得られた内核の不均質構造は単純な東西不均質より複雑な構造をしてい ることが示唆された。減衰構造に関しては、東半球については表層 150 km の領域で強減衰を示し、深くなるにつれて減衰が弱くなる傾向が見られたの に対し、西半球ではアフリカ下では一様な弱減衰であるのに対して(図中 W1)、北米下では表層から深さ 200 km にかけて弱減衰から徐々に減衰が 強くなる傾向が見られた(図中 W2)。また、速度構造についても、最表層 において、先行研究と調和的な東半球で高速度、西半球で低速度な構造が得 られ、さらに深さ 200 km にかけて徐々に半球構造の差が小さくなり同速度 に近づくことが新たに示唆された(Iritani et al., 2014a)。さらに SA 地震波解 析手法を改良することにより、減衰の周波数依存性についても研究し、東半 球の減衰の周波数依存性は無く、西半球の減衰には依存性が見られる結果が

#### 得られた(Iritani et al., 2014b)。

本研究では、最新のグローバルアレイデータに同手法を適用し、減衰・速 度の不均質構造についての研究を深める。新たに解析したデータには、これ までの研究では比較的データ量が少なかったアフリカ下の内核(W1)を通 過するデータ(CSIR-NGRI Seismological observatory data)、北部太平洋下 (W2)における東西半球不均質構造の境界と考えられている領域のデータ (USArray)が含まれている(図参照)。今後さらに解析データは増えるこ とが期待でき、本発表では今までの研究結果と新たなデータ解析結果を統合 し、特に内核西半球における詳細な不均質構造の議論を行う。

#### Reference:

Iritani R., Takeuchi N., Kawakatsu H., Intricate heterogeneous structures of the top 300 km of the Earth's inner core inferred from global array data: I. Regional 1D attenuation and velocity profiles, PEPI, 230, 15-27, 2014a. Iritani R., Takeuchi N., Kawakatsu H., Intricate heterogeneous structures of

the top 300 km of the Earth's inner core inferred from global array data: II. Frequency dependence of inner core attenuation and its implication, EPSL, 405, 231-243, 2014b



図 新たなcore phaseデータの内核内の伝搬経路の例(──)。☆、△はそれぞれ 震源、観測点を示す。

## 三陸海岸に分布する869年貞観津波に対比されるイ ベント堆積物の特徴

#石村大輔(首都大)

### Characteristics of event deposits correlating with AD869 Jogan tsunami event on the Sanriku Coast #Daisuke Ishimura (Tokyo Metropolitan Univ.)

2011年東北地方太平洋沖地震・津波(以後,2011年地震・津波)以降に国内の 津波堆積物研究は大幅に増加した.それらにより,2011年以前から仙台平野及び 石巻平野で発見された869年貞観津波に対比されるイベント堆積物(以後,869年 イベント堆積物)は,2011年以降に三陸海岸でも広く発見された(高田ほか, 2016).並行して869年貞観津波の断層モデルの更新も行われており(Namegaya and Satake,2014),それまでと比較してより大きな規模の地震によると推定されて いる.これら様々な情報に基づき,2011年津波の1回前に東北地方太平洋岸を襲 った大きな津波の一つとして869年貞観津波が挙げられる.

一方,発表者の三陸海岸における岩手県山田町小谷鳥の研究(Ishimura and Miyauchi, 2015)では、869年イベント堆積物は見出されているものの、2011年津 波堆積物と比べて規模の小さな津波によって運搬されたと推定される特徴を示す. より南部の宮城県南三陸町大沼(Ishimura and Miyauchi, 2017)では、2000~ 3000年前のイベント堆積物と十和田a火山灰(AD915;町田・新井, 2003)の間の 静穏な環境を示す湿地堆積物中にイベント堆積物は認められない.しかし、同地 点では、明瞭な2011年津波堆積物が分布する.このように三陸海岸には、869年 イベント堆積物が分布するが、その特徴は2011年津波堆積物とは異なる地点や、 対応する時期にイベント堆積物が認められない地点がある.このことは、三陸海岸 において869年貞観津波が、2011年津波と同様であったとは言えないことを示唆 する.そこで、本発表では、三陸海岸において、上記2地点の情報に加えて、既存 研究で記載されている869年イベント堆積物についても2011年津波堆積物と比較 を行う.

小谷鳥では、11層の津波起源と考えられるイベント堆積物(E1-E11)が認めら れている(Ishimura and Miyauchi, 2015). E1が2011年津波堆積物, E4が869年 イベント堆積物である. 両者を比較したところ, 平均層厚, 含礫率はいずれもE1の 方が大きく、特に平均層厚は、E1のものがE4に比べて2倍の値を示し、両者の違いが認められる.大沼に関しては、放射性炭素年代測定を追加し、イベント堆積 物の年代を再検討した.しかし、イベント堆積物と肉眼で確認されるTo-a火山灰と の間(AD380-AD915)に、肉眼観察でもX線画像からもイベント堆積物は認めら れない.存在しないことを根拠に869年貞観津波の有無を論じることは難しいが、 肉眼で確認される十和田a火山灰により地層が覆われていること、その下位に静穏 な環境を示す湿地堆積物が分布し、その間にイベント堆積物が認められないこと から、本地点に869年イベント堆積物は残されていない可能性が高い.一方で、 2011津波は、明瞭な堆積物を本地点に残している.したがって、本地点でも2011 年津波との違いが認められる.高田ほか(2016)にある869年イベント堆積物と 2011年津波堆積物が複数の掘削試料から確認される地点は、宮古市太田浜、大 船渡市越喜来、陸前高田市田谷、陸前高田市御城林であった.詳細な粒度の情 報はなかったため、柱状図に基づき層厚を比較すると、これらの地点では、両者 に大きな違いは認められない.ただし、869年イベント堆積物の層厚が、2011年津 波堆積物よりも有意に大きな地点は認められない.

より詳細な津波堆積物の認定や年代値の議論が必要ではあるが,869年イベン ト堆積物の有無やその特徴はいくつかの示唆を与える。1つ目は、2011年津波と 869年貞観津波の三陸海岸における挙動の違いである.これについては、津波そ のものの違いと古地形の違いが可能性として挙げられる.後者については、過去 の海岸線位置の違いが挙げられる.しかし、石巻平野や仙台平野のように正確に 過去の海岸線位置はわかっていないため、この視点は三陸海岸の過去の津波規 模を考える上で今後重要であると考えられる.2つ目は、三陸海岸における869年 イベント堆積物が,仙台平野及び石巻平野で見出されているものとは異なる津波 による堆積物である可能性である.南三陸町大沼では、869年に相当する堆積物 中にイベント堆積物が見つからなかったが,三陸海岸の陸前高田市~野田村で は広く見つかっている.現状では、三陸海岸南部で一度その分布が途切れる形に なっている.実際に、1896年明治三陸津波や1933年昭和三陸津波の遡上高は、 三陸海岸南部で急激に減じる(渡辺,1998).このような津波が869年前後に三陸 海岸で生じた場合,現在認められる869年イベント堆積物の有無や特徴を説明しう る. 今後, 三陸海岸南部の津波堆積物調査や津波堆積物の分布や特徴を説明し うる数値シミュレーションの検討が必要だと考えられる.

### 北海道霧多布湿原における 13・17 世紀頃の海岸線の推定

#伊尾木圭衣・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一朗・松本弾・中村淳路(産総研)・ 嶋田侑眞(筑波大)

Estimation of the shoreline in the 13th and 17th century at Kiritappu marsh, Hokkaido

#Kei Ioki, Yuki Sawai, Yuichi Namegaya, Koichiro Tanigawa, Dan Matsumoto, Atsunori Nakamura (AIST), Yumi Shimada (Tsukuba Univ.)

#### 1. はじめに

千島海溝南部に面した北海道東部では,先史時代に堆積した津波堆積物が報告されており,最新の巨大津波は17世紀,その一つ前のものは13世紀に発生したと考えられている(Nanayama et al., 2007, Sedimentary Geology). このうち,17世紀の巨大津波については,Satake et al. (2008, EPS)や Ioki and Tanioka (2016, EPSL)が数値計算による浸水範囲と津波堆積物の分布を比較し,その断層モデルが推定されている. しかしながら,そこで行われた浸水計算は過去数百年規模での海岸線の前進を考慮しておらず,断層モデルの評価には議論の余地が残されている. 以上のことを踏まえ,本研究では13・17世紀に発生した地震の規模の再評価のため,霧多布湿原の浜中湾,琵琶瀬湾周辺において,13・17世紀頃の海岸地形を復元することを目的とした.

### 2. 研究方法

今回研究対象とした霧多布湿原では,浜堤列と,浜堤列の間に形成される堤間湿地が発達しており,堤間湿地では13・17世紀頃の巨大津波による津波堆積物が残されていることが知られている.本研究では,浜中湾岸の榊,琵琶瀬湾

岸の仲の浜において,これらの津波堆積物を内陸側から海側へと連続的に追跡 し,津波堆積物が確認できなくなる場所を特定した. 海岸線の前進とともに 浜堤は新たに海側に付加されるため,津波堆積物が確認できなくなった浜堤・ 堤間湿地の周辺を当時の海岸線の位置とした. 海岸線の平面的な広がりは, 地形対比にもとづいて推定した. 地形の対比は,1940 年代の空中写真データ, 1920 年代の旧版地図(国土地理院),約 200 年前の海岸線の位置(デジタル伊能 図)などを参考にした.

#### 3. 結果

榊, 仲の浜において, 内陸側から海岸付近(海岸線から数百 m 離れた地点)ま で, 泥炭層中に砂層や火山灰層を連続的に観察することができた. 先行研究 との比較から, これらの砂層は 13・17 世紀頃の津波堆積物と推定される. 津 波堆積物の分布域と浜堤列の発達史から, 霧多布湿原の 13 世紀頃と 17 世紀頃 の海岸線は同様の位置にあり, 現海岸線から約 200 - 300 m, 内陸に位置するこ とがわかった. 今後は, 13・17 世紀地震の断層モデル構築のため, 霧多布湿原 において津波の浸水計算を行い, 当時の海岸線の位置によって浸水範囲がどの ように変化するかを検討する予定である.



### 1707年宝永地震の津波痕跡高を再現する特性化波

### 源断層モデルの作成

#鬼頭直(応用地質)·平田賢治·藤原広行·中村洋光(防災科研)·松 山尚典(応用地質)·村田泰洋(国際航業)·阿部雄太(CTC)

A characterized Fault Model estimated from the Tsunami height of the1707 Hoei earthquake

# Tadashi Kito (OYO), Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara, Hiromitsu Nakamura (NIED), Hisanori Matsuyama (OYO), Yasuhiro Murata (KKC), Shinichi Akiyama (CTC)

#### 1. モデル作成の目的

防災科学技術研究所では、東北地方太平洋沖地震を契機として、日本全国 の沿岸を対象とした確率論的津波ハザード評価の研究を進めている(藤原・ 他,2013,JpGU)。平成24年度から開始され、日本海溝・千島海溝沿い、 南海トラフ沿い、相模トラフ沿い及び南西諸島海溝沿いの海域において断層 すべりの不均質性を簡略化した「特性化波源断層モデル」を設定し、津波伝 播計算による沿岸の津波高から確率論的に津波ハザードを評価している。そ のような評価を実施する上で「特性化」の枠組みが有効であることが求めら れるが、この有効性は、適切にチューニングを加えた1つの特性化波源断層 モデルが過去の地震津波を良好に再現することで確認することが可能である。 これまで、2003年十勝沖地震、1946年南海地震、1944年東南海地震、 1854年安政南海地震、1854年安政東海地震の各地震で「特性化」の枠組み の有効性を確認している。本研究では、1707年宝永地震の津波痕跡高(東 北大学の「津波痕跡データベース」(<u>http://irides.tohoku.ac.jp/</u> <u>project/tsunami-db.html</u>)を再現する特性化波源断層モデルを、地震調査 委員会(2017)の津波レシピに基づき作成した。

#### 2. 作成方法

三次元的に形状が変化するプレート面上で断層モデルを表現するため、内 閣府(2012)が南海トラフから沈み込んでいるフィリピン海プレートの上 面に配置した約 5km x 5km の要素断層を用いて断層モデルを設定した。す ベり角はフィリピン海プレートのユーラシアプレートに対する相対運動方向 に基づき設定した。1854年安政南海地震と1854年安政南海地震の再現モデ ル(鬼頭・他,2018,JpGU)を初期モデルとし、地震モーメント、平均す べり量に対する大すべり域のすべり量倍率とアスペクト比、震源域に対する 大すべり域の面積比を可変パラメータとして、特性化波源断層モデルを作成 した。また、震源域の形状も地震モーメントと断層面積のスケーリング則を 考慮して初期モデルを修正した。これらのモデルについて、地盤変動量を計 算して津波伝播計算を行い、津波痕跡高と比較して再現性を評価した。

#### 3. 再現性の評価

モデルの再現性を評価する指標として、痕跡高と計算値の残差二乗和を用 いた。痕跡高のデータとしては、痕跡信頼度 ABCD、痕跡高 50cm 以上、沿岸 遡上距離 100m 以内の各条件に合致するように選別した 1707 年宝永地震の 津波痕跡高を用いた。津波痕跡高と計算値の残差二乗和がある程度以上小さ くなるモデル、すなわち再現モデルをいくつか求めた。求めた再現モデルの うち、残差二乗和が最小となるモデルは、1854 年安政東海地震の再現モデ ル(鬼頭・他, 2018, JpGU) に加え、南海側に震源域に対する大すべり域 の面積比が 30%,平均すべり量に対する大すべり域のすべり量倍率が 1.6 倍 のモデルを重ね合わせたモデル(2 枚矩形断層)となった(図 1)。今後、 特性化波源断層モデルの妥当性・有効性を担保するために、過去の地震の津 波痕跡高を一定程度説明する特性化波源断層モデルを各海域で求めていく予 定である。



図1 1707年宝永地震の津波痕跡高を再現する特性化波源断層モデル.背景すべり域 (薄黄色)と面積比30%ですべり量倍率1.6倍の大すべり域(橙色)の2段階すべりで表現.

### 「1768年明和沖縄本島南西沖地震津波」に関する一考察 #土肥裕史・平田賢治・藤原広行(防災科研)

A study of the 1768 earthquake and tsunami near Okinawa-jima # Yuji Dohi, Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

防災科研は地震津波に対する事前の備え・対策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に取り組んでいる.その一環として過去に南 西諸島周辺で発生した地震津波について検討する.本研究では「1768年明和沖 縄本島南西沖地震津波」に関する歴史資料を調べ、津波波源について検討した.

琉球王国(1429~1879年)の史書「球陽」によると、この地震は1768年7月22日 (明和5年6月9日)に発生した.この地震による被害について「球陽」には(a)「王城 の石墻数十个所,併びに三个寺・玉陵・極楽陵の石墻処々,地震の壊す所と為る. 其の外,諸方に亦損所有り」と記載されている.「王城,三个寺,玉陵」(現在の首 里城周辺)や「極楽陵」(現在の浦添ようどれ)の石垣が壊れたことが読み取れる. また, 津波痕跡について(b)「潮水常ならず, 或いは二三尺許り, 或いは三四尺許 り、内港に揚入して再三満退す」、(c)「慶良間島内座間味・阿佐兩村に至りては、 海辺の田園処々,併びに民屋九家,波を被りて損ぜらる」と記載されている.「内 港」(現在の那覇港)で0.6~1.2mほどの津波高であったこと,「慶良間島」(現在の 座間味島)の座間味・阿佐で海辺の水田と民家九軒が津波の被害を受けたことが 読み取れる. 著者らが「球陽」から確認できた津波痕跡情報は上記2地域のみであ った.近年では、宇佐美・他(1996,2013)や宇津(1990)はこの地震の震央を 26.2°N, 127.5°Eと推定し、この震央に基づき羽島(2003)は津波波源域を沖縄本 島南西沖に位置していたと推定している.しかし、宇佐美・他、宇津を読み込むと、 震央の推定根拠は上述の「球陽」の記載(a)~(c)から類推したことがわかった.した がって、この地震の震央、津波波源域が沖縄本島周辺のどこに位置していたのか については未だ明確ではない. そこで本研究では, 上記の(a)~(c)以外で「球陽」 に記載された1768年以前・以降の沖縄本島および周辺諸島に関する記載を詳細 に読み解き、1768年の地震津波の震央、津波波源域を考察する、

まず,沖縄本島および周辺諸島の海岸地域における集落の分布に関する記載 を調べた.その結果,本島各地や周辺諸島の海岸地域に少なくとも数十個の集落 (村)が分布していたこと,また,多くの村に琉球王国の役人が配置されていたこと がわかった.具体的には,1657年の記載に(d)「横目を諸郡邑に設置す.諸郡邑 並びに外島,各々観察使(小横目)を置き,以て風を観,俗を整ふるを為す(毎村 二員)」,1728年の記載に(e)「往昔の時より,首里・那覇・唐栄・泊邑等の処は, 各々横目を置き,風を観,俗を整ふ.(中略)五年に一次,五十員輪流して,国 頭・久志・本部・今帰仁・読谷山・勝連・喜屋武・伊江・慶良間九処の在番職を実 授す」とある.砂川(2008)によると,各村には村役として小横目(各村2人)が配置 され,災害の発生や村人の様子を監視し,上役に報告する体制が整備されていた.

次に、沖縄本島および周辺諸島における海の異常に関する記載を調べた.その結果、少なくとも17~18世紀に各地で津波に関する記載が多く存在することがわかった.具体的には、1687年の記載に(f)「与那城郡、海水漲退すること三次」、1771年の記載に宮古島で(g)「大浪騰涌すること三次,(中略)十二三丈にして、大石を岸上に揚置す」など先島諸島の多くの海岸地域で、1791年の記載に(h)「泊村の港、(中略)那覇の港、張溢すること五尺許」、(i)「渡久地の港、張溢して村中に進み来る.其の深さ七八寸許り」、(j)「与那原村の港亦張溢すること三丈六尺許り」とある。1687年の記載について米国海洋大気庁は同年10月20日にペルー沖で発生した地震津波(Ms8.5)であったと報告している。1771年の記載は八重山地震津波に関する内容であった。1791年の記載について羽鳥(2003)は沖縄本島南方沖で発生した地震(震源、地震の規模は不明)と報告している。

以上より、1768年の地震発生時点で沖縄本島および周辺諸島で災害を報告 する体制が整っており、1768年の地震で首里城等の石垣が壊れたが(震度5 程度)、他の地域で石垣等が壊れたという記載がないため、この地震はロー カルな中規模サイズの地震であり、首里城から近距離に震源があったと推定 できる.また、1791年までに本島および周辺諸島で津波の記載が多数存在 する一方で1768年の地震による津波痕跡が2地域のみであることから、この津 波は本島南西部と座間味島のみに来襲し、その他の地域に有意な津波がなか ったと推測される.特に座間味島西方沖の久米島で津波に関する記載がないこ とから、津波波源は本島南西部と座間味島の間に位置すると推定できる.し たがって、宇佐美・他、宇津、羽鳥はこの地震の震央、津波波源の位置(本島南 西沖)を概ね正しく推定していたといえる.今後、1768年の地震の震源域や津波 波源に関して、フォワード・モデリング等を用いてさらに検討していく予定である.



1906 年エクアドル・コロンビア地震の津波波源の再検討 #吉本昌弘・熊谷博之(名大環境)

# The tsunami source of the 1906 Ecuador-Colombia earthquake revisited

#Masahiro Yoshimoto, Hiroyuki Kumagai (Nagoya Univ)

エクアドル・コロンビア沈み込み帯は、20世紀以降5つの大地震(1906、 1942, 1958, 1979, 2016)が発生し、それら大地震の破壊様式が注目されてい る領域である. Yoshimoto et al. (GRL, 2017)では, 2016 年地震(Mw 7.7)の遠 地実体波解析や近地 CMT 解析からこの地震が 1942 年地震の再来地震であ ると考えられる事, 遠地検潮記録(Honolulu, San Francisco, 鮎川)を用いた 津波解析から 1906 年地震(Mw 8.4)が従来考えられていた規模(Mw 8.8)より も小さく, 主にエクアドルの海溝付近を破壊した地震であった事を示した. 最近 Yamanaka et al. (EPS, 2017)は, Yoshimoto et al. (2017)では局所的に 異常に大きなすべりが生じるために解析から除外した Naos Island (Panama)の検潮記録も解析に用いて, 1906 年地震が 1979 年コロンビア地 震(Mw 8.3)の破壊域やその更に北部を主に破壊したという新しい津波波源 モデルを提案した.しかしながら, Yamanaka et al. (2017)の津波波源モデ ルではNaos Islandの検潮記録に特徴的な2つのパルス的な波が再現できて おらず,局所的に大きなすべりが必要である事を示唆している.そこで本 研究ではこの Naos Island の検潮記録を用いた津波波源解析の妥当性を再 検討した.

断層モデルは Yoshimoto et al. (2017)で用いたモデルの北部を更に 100 km 延長したものを使用した.小断層は元々の 50 km × 50 km のサイズをより短波長な波形の特徴を再現するために半分の 25 km × 25 km に変更した. 海底地形は GEBCO30 秒グリッドを使用し,各小断層の津波グリーン関数 波形は線形長波理論で計算した.すべりの空間的な滑らかさの度合いを変えながら,非負の最小二乗法による津波波形インバージョンでどの程度滑 らかなすべりでNaos Islandの特徴的な2つのパルス波を再現できるかどう か検討を行った.破壊の運動学的な伝播の影響を調べるため,破壊伝播速 度は無限大, 3.0 km/s, 2.0 km/s の3通り変えて検討をした.

まず Yoshimoto et al. (2017)や Yamanaka et al. (2017)のように破壊伝播 速度が無限大であると仮定して解析を行った.その結果,滑らかさの度合 いを大きくすると Yamanaka et al. (2017)の結果に近いすべり分布が得られ たが、理論津波波形は観測津波波形の2 つのパルスを全く再現できなかっ た. これらパルスを再現するには、断層の3カ所(4-5°N, 3°N, 2°N付近)に それぞれ 50-100 km 程度の範囲で 20-30 m 程度の局所的に異常に大きな断 層すべりが必要である.破壊伝播の有限の速度を仮定すると観測波形の再 現性は悪くなり、特に破壊開始点(断層の南西端)から遠い北側(4-5°N)の 断層すべりは地震発生後ほぼ同時に破壊していなければ観測波形を再現で きない. このような非現実的に大きい局所的な破壊が、しかも複数箇所で 同時に発生するとは考えにくい. 1906 年地震による津波や強震動の被害は およそ 1-3°N 付近では甚大であったが、4-5°N 付近では目立った被害は報 告されていない. 検潮所での連続観測が行われ原記録が存在する他の観測 点(Honolulu, San Francisco, 鮎川)に比べて, Naos Island の検潮所での連続 観測は 1949 年以降しか記録がなく(PSMSL, http://www.psmsl.org), 1906 年における検潮所の設置状況は不明である.波形も原記録ではないため, 記録の信頼性は他の観測点に比べて低いと考えられる.

我々のグループが行った 1979 年地震の遠地実体波解析とこの沈み込み 帯のプレート間固着率分布の推定(Yoshimoto et al., AGU, 2017)から, 1979 年地震の破壊域では弱いプレート間固着が広がっていることが示されてい る.また 1979 年地震の破壊域とプレート間固着領域の空間的な広がりは良 く対応している.この地震の再来間隔は 133 年と見積もられ, 1979 年地震 が 1906 年地震以前から長い期間蓄積していた応力を解放した事を示して いる.本研究の結果は 1906 年地震と 1979 年地震がそれぞれ別の領域を破 壊したという Yoshimoto et al. (GRL, 2017)のモデルと整合的である.

富山新港の1秒サンプリング潮位記録と短周期先行津波

#川崎一朗(東濃地科研)·河合雅司(富山高専)· 石森繁樹(富山高専名誉教授)·西村卓也(京大防災研)

Short period tsunami forerunner as revealed by 1 s sampling tidal records in the Toyama new Port due to the 2011 Tohoku earthquake

#Ichiro Kawasaki (TRIES), Masashi Kawai, Shigeki Ishimori (Toyama College) and Takuya Nishimura (DPRI, Kyoto Univ.)

●2011年超巨大東北地震が発生してから2分後から3分後、山形県酒田 で振幅1.5mほど、新潟で1mほど、富山で0.5mほどの巨大地震波が日 本海沿岸部各地を襲った。不思議なことに、日本海沿岸各地で、巨大地 震波到達直後20分ほどのあいだ、振幅10cmから30m、周期50秒~100秒 ほど、継続時間7分~8分の短周期先行津波が生じ、同程度の振幅の周期 50分ほどの長周期先行津波が続いた。Murotani et al. (2015)は、数値シ ミュレーションによって、長周期先行津波は、東北地震の地殻変動が日 本海に及んだ最大5cmほどの地殻変動上下成分によって生じたことを示 した。

●このとき、富山新港の富山高専の潮位観測点(以下、富山新港観測点 と呼ぶ)では1秒サンプリングの貴重な記録がえられた(河合、2016)。 この記録とGEONETの富山観測点のGPS1秒サンプリング記録から次の ことが分かった。

①富山新港観測点の潮位記録の最初の部分とGPS記録の水平東西成分 (またはradial成分。周期50秒~100秒)の最初の数分は「そっくり」で ある。従って、潮位記録の最初の数数分は、海底面の水平動による海水 の強制振動と言える。ただし潮位記録の振幅はGPS記録の3分の1程度。 ②GPS記録の大きな振幅の振動は2分から3分で収束するが、潮位変化 は20分程度減衰振動する。

③気象庁の富山検潮所、新潟巨大津波計、酒田巨大津波計など、河口内の閉鎖的な観測点環境では同様の短周期前期津波が観測されたが、佐渡 市鷲崎津波計や能登半島先端の珠洲市長橋津波計など、外海に向かって 開放的な環境の観測点では観測されなかった。ただし、富山新港観測点 以外の潮位観測点のサンプリング間隔は15秒。

●周期50秒~100秒、波長数100kmの巨大地震波の場合、その上下成分 に対しては海水は海底面と一体となって動くであろう。一方、地震動の 水平成分に対してどのように反応するかは微妙である。海底面が水平の 場合、海水とのあいだにほとんど摩擦が無いので、海水は反応しない。

海底面が傾斜している場合、次のように考えることができる。傾斜の ある海底面が水平に動くと、慣性で静止している海水に衝突する。仮想 的に、地動記録と逆方向に動く海水が静止している海底面や岸壁に打ち つけられるのと同じである。富山検潮所、新潟巨大津波計、酒田巨大津 波計など、河口の中の閉鎖的な環境にある場合は大きな潮位変動になり やすいものと思われる。

●日本海沿岸部や、太平洋岸の名古屋や大阪では、巨大地震波の変位速度が~1cm/s程度で、GPS変位の3分の1程度の先行津波が生じた。波形の形が異なるので同じ比較は出来ないが、あえて比較すると、三陸沿岸部では、~10cm/s程度の変位速度で最大50cmほどの先行津波が生じた。 呉羽山断層は陸地では富山市を縦断し、北東に向かって10kmほど富山湾に延びている。もしここで地震が起こると、断層線近傍の地震動は100cm/s近くになるであろう。断層近傍では相当衝撃的な津波になる可能性がある。

首都圏直下型地震の場合、たとえ横ずれ型断層の場合でも、直上では 1m規模の慣性津波が生じ(海水が100cm/sで構造物にぶつかる)、海 岸部の構造物の被害を拡大させることが危惧される。

謝辞

検潮所や巨大津波計などの津波記録を提供して頂いた気象庁海洋気象 情報室に感謝したします。

引用文献

河合雅司・北村康司・後藤佑介・川口清司、富山湾沿岸における長周期 水位変動について、日本航海学会論文集、135、19~26、2016.

Murotani, S., M. Iwai, K. Satake, G. Shevchenko and A. Loskutov, Tsunami Forerunner of the 2011 Tohoku Earthquake Observed in the Sea of Japan, Pure Appl. Geophys., 172, 683–697, 2015.

### 東北地方太平洋域地震の隣接地域における想定海 溝型巨大地震に伴う津波の数値シミュレーション #長田史應(大阪大)・吉岡祥-(神戸大)・馬場俊孝(徳島大)

Numerical simulations of tsunamis at hypothetical megathrust earthquakes in the neighboring regions of the Tohoku-oki earthquake #Shion Osada (Osaka Univ.), Shoichi Yoshioka (Kobe Univ.), Toshitaka Baba (Tokushima Univ.)

### 1. はじめに

一般に、海溝型巨大地震が発生した隣接地域において、数年後に海溝型巨 大地震が発生するといったケースが少なからずあり、そのようなケースを想 定した津波の数値シミュレーションを行うことは防災的見地からも重要であ る。本研究では、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(Mw9.0) の震源域の隣接地域において海溝型巨大地震が発生したと仮定し、津波の数 値シミュレーションを行った。

本研究では、震源域の南側の房総沖でMw8.0とMw9.0の海溝型巨大地震が 発生したとしたときの線形長波、非線形長波、線形分散波に対する津波の数 値シミュレーションを行った。長波理論と津波の分散性を考慮した分散波理 論の計算結果の比較や、沿岸部において地形ネスティングを適用した際の線 形長波と非線形長波の計算結果の比較を行った。また、震源域の北側の十勝 沖においてもMw9.0の海溝型巨大地震の発生を仮定し、津波の数値シミュレ ーションを行った。

#### 2. 手法とモデル

本研究では高性能津波計算コードJAGURS(馬場、2016)を使用し、津波の 伝播、及び浸水の計算を行った。また、外洋部では数kmオーダーの格子間 隔でも計算誤差の問題はないが、沿岸部では水深が浅くなるにつれて伝播速 度が遅くなることや、局所的な地形を考慮する必要があるため、格子間隔の 小さい地形データが要求される(鴫原他、2012)。そこで、非線形長波理論 を適用する際、房総半島沿岸部について地形ネスティングを行った。

海底地形データは、房総沖、十勝沖ともにGEBCOの30秒データを用いた。 房総沖については、地形ネスティングを行うため内閣府の南海トラフ巨大地 震モデル検討会において検討を行った際に用いられた地形データ(内閣府、 2017)も使用した。 Mw9.0の場合、断層の大きさはおおよそ長さ400km、幅200km程度とな る。しかしながら、房総沖では海溝が屈曲しており、その大きさの1枚の矩 形断層を海溝に沿って配置することができないため、同じ面積を持つ小断層 2枚を日本海溝~伊豆-小笠原海溝沿いに配置した(図1)。十勝沖の場合は、 上述と同じ面積を持つ細長い形状の1枚の矩形断層を千島海溝沿いに配置し た(図2)。また、本研究ではどちらも純粋な逆断層型すべりを与えた。



### 3. 結果と考察

房総沖、十勝沖のいずれの想定海溝型巨大地震に伴う津波も、湾よりも岬 のような地形において最大波高が高くなる傾向が見られた。浅海域を巻き込 む方向へ津波の進行方向が曲げられ、岬の先端でエネルギーの集中が起こる ため、このような傾向が現れたと考えられる。また、線形長波と非線形長波、 線形長波と線形分散波を比較すると、前者では最大波高の違いが見られたが、 後者はそれに加え、津波発生から5400秒以降の津波波形の違いが顕著に現 れた。したがって、非線形性よりも分散性の方が津波波形の隆起や沈降によ り大きな影響を及ぼしていると考えられる。

謝辞:本研究を進める上で、神戸大学の末永伸明氏にはテクニカルな面で サポートして頂きました。記して御礼申し上げます。

### アウターライズ地震津波のデータベース構築に向けた津波計 算モデルの感度解析

#馬場俊孝(徳島大)・近貞直孝(防災科研)・中村恭之・藤江剛・尾鼻浩一郎・三浦誠一・小平秀一(JAMSTEC)

Tsunami Sensitivity Analysis for Constructing Database of Tsunamis Caused by Outer-rise Earthquakes

#Toshitaka Baba (Tokushima Univ.), Naotaka Chikasada (NIED), Yasuyuki Nakamura, Go Fujie, Koichiro Obana, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira (JAMSTEC)

#### 1. はじめに

日本海溝の海底へS-netの整備が完了し、沖合での高密度なリアルタイム津 波観測が開始した.また、Yamamoto et al. (2016)はS-netデータを用いて、デ ータベース (DB)検索型の津波遡上即時予測アルゴリズムを提案した.一方、 2011年東北地方太平洋沖地震の対となるM8クラスのアウターライズ地震は未 だ発生しておらず、津波即時予測においてはアウターライズ地震津波への対応 が特に求められる.DB検索型システムで予測精度を担保するのは、多種多様な 地震シナリオを不足なくDBに取り込むことである.しかし、実はこれが難しく、 DBに格納する断層の深さは何キロ間隔で設定することが必要かなどの問いに対 して、我々は明確な答えを持ち合わせていない.そこで本研究では、アウター ライズ地震津波に対する断層パラメタ等の感度解析を行った.

#### 2. 解析手法

まず,地殻構造探査や海底観測の結果を参照して,アウターライズ地震の9 つの基本モデルを設定した(図).各基本モデルは長さ20km程度の複数の小断 層で構成され,小断層の上端深さは全て海底下0.1km,傾斜は60°,すべり角 は270°とした.地形や構造探査に基づいて走向を与えた.アウターライズ地 震のスケーリング則(Álvarez-Gómez et al., 2012)を使って,全断層長(L) からMwをもとめた.断層幅(W)は地震発生層の下端で拘束されるが,下端に 達するまではL/W=1として与えた.地震発生層の厚さは35kmとした.すべり量 は断層面積とMwから求めた.半無限均質弾性体媒質を仮定して地殻変動を計算 し(Okada, 1985),斜面の水平移動による津波励起の効果(Tanioka and Satake, 1996)と,水理フィルタ(Kajiura, 1963)を考慮した上で津波の初 期水位分布とした.津 波計算は非線形浅水波 式を差分法で解くこと によって行い,東北地 方沿岸での最大津波高 を記録した.

この9つの基本モデル の断層パラメタ,計算 法をひとつずつ変え て,沿岸津波高に対す る感度を規格化した二 乗 平均 平方 根 誤 差 (NRMSE)で評価した.本 稿では,基本モデルの 傾斜60°に対して,① 45°と②75°の派生モ デルを生成して沿岸の 津波を計算した.傾斜 はそのままだが,複数



図 左) アウターライズ断層の9本の海底トレース. 黄色が西落ち,青が東落ちを示す.右)ひとつの海底トレースに小断層を割り当てたもの(基本モデルのひとつ)。

断層ではなく③1枚断層で近似したモデルも作成して計算を行った. さらに, 基本モデルの④斜面の水平移動の効果を無視した場合と⑤水理フィルタを無視 した場合も計算した.

#### 3. 結果と今後の方針

本検討において,沿岸最大津波高における両者の違いが大きかったのは⑤水 理フィルタのあり,なしであった(NRMSE=0.277).アウターライズ地震の断層 は高角で,かつ,本検討では断層の上端深さが浅いため水理フィルタの影響が 大きくなったと解釈できる.続いて,③一枚断層を用いた場合(NRMSE=0.199), ①,②断層の傾斜角を変えた場合(①,②ともにNRMSE=0.166)の影響も確認 された.アウターライズ地震は比較的平坦な大洋下で発生する高角な断層なの で④斜面の水平移動による効果は小さかった(NRMSE=0.039).

今後の方針は、構造探査結果を基に検討する断層数を増やすとともに、津波 被害に直結する浸水域(浸水分布)で比較する.また、各種断層スケーリング 則に対する感度解析も実施する予定である.

本研究は科研費15H05718の助成を受けています。記して感謝いたします。

### 北陸3県における津波ハザード評価~将来の地震に

対する災害軽減を目指して~

#大堀道広(福井大原子力研)・益川優里(建設技術研究所)・ 小嶋啓介(福井大工)

Tsunami Hazard Assessment for the Hokuriku Region, Japan: Toward Disaster Mitigation for Future Earthquake #Michihiro Ohori (Univ. Fukui), Yuri Masukawa (CTI Engineering), Keisuke Kojima (Univ. Fukui)

#### 1. はじめに

本研究で対象とする北陸3県は、有感地震が少なく、津波被害の経験も少ない ため、防災意識が低いのが実状である.一方、各県独自の津波シミュレーション が行われているが、津波が行政境界に関係なく伝播するにも拘わらず、ハザード マップの公表は県単位(さらには市町村単位)のため、防災教育に向けた津波の 全体像の理解や災害時の広域連携を検討するには利用しづらい面もある.以上 を背景とし、本研究では、津波ハザード評価を統一的に行い、全体を俯瞰した上 で、防災教育を優先的に進めるためのモデル地域を抽出することも念頭におき、 同地域において津波発生による被害が懸念される海域の3断層を対象とした津波 ハザード評価を行ったので報告する.

#### 2. 検討内容·検討条件

北陸3県への津波被害が懸念される海域断層として,若狭海丘列付近断層,能 登半島北方沖断層,能登半島東方沖断層,以上の3つの断層を対象として,津波 シミュレーションを行った.断層モデルの設定には,国土交通省・日本海における 大規模地震に関する調査検討会(2014)および各県の津波シミュレーション結果 を参照した.いずれの断層もマグニチュード7.6の地震発生が想定されており,ここ では,地震の不確定性を考慮し,断層のすべり量を2倍したM_w7.8の場合の解 析も合わせて行った.津波シミュレーションには,(株)構造計画研究所の TSUNAMI-Kを用いて,陸域への津波の遡上を考慮するために非線形長波方程 式を解いた.地震に伴う地殻変動の評価はMansinha and Smylie(1971)の方法 を用いて,津波の初期条件となる海底面の静的変形を算出した.数値解析法には staggered格子とleap-flog法に基づく差分法による.解析の時間刻みは0.1秒とし, 地震発生から180分経過するまでの津波伝播を計算する.なお,海底摩擦項のパラメータを表すManning係数は一律0.025とした.

#### 3. 解析結果と考察

最大津波高さの空間分布の例として,能登半島東方沖断層に関する結果を図1 に示す.これより,能登半島東方沖断層の場合の津波高さは,石川県珠洲市で最 大13.8 mとなった.この他,若狭海丘列付近断層による津波高さは,福井県坂井 市三国町で最大9 mとなった.能登半島北方沖断層の場合の津波高さは,石川県 珠洲市で最大7 mとなった.以上より,石川県珠洲市の津波が周辺に比較して高く なることが注目される.特に能登半島東方沖断層において,同市の津波が高くな るのは,沿岸の比較的浅い海底と富山湾の深い海底との地形効果により津波が屈 折して集中するためである.能登半島東方沖断層の一部から射出された津波が珠 洲市に集中する様子を図2に例示する.なお,Mw7.8の場合には,M7.6の場合 に比べて,津波高さが断層近傍や沖合いで約2倍,沿岸では約1.5倍となった.

この他, GISを用いて浸水域を画面表示し,沿岸に沿って観察したところ,能登 半島北方沖断層と能登半島東方沖断層のいずれに対しても最大津波高さを示し た珠洲市の浸水域が周辺地域に比べて大きいことを確認した. M7.8の場合には, M7.6の場合に対して沿岸から2~4倍ほど内陸深くまで浸水域が拡大した.

#### 4. まとめ

北陸3県の地震・津波に対するハザード評価を統一的に行い,対象領域全体の 解析結果を俯瞰し,津波被害が特に大きくなる可能性が高い地域として石川県珠 洲市に注目した. 今後,地震の揺れによる被害なども考慮し,津波からの避難経 路や避難時間を総合的に検討する必要があると考える.



図1 津波の最大高さの分布例

図2 津波の屈折と集中

### 山陰沖~九州沖の海域活断層による

### 日本海沿岸部の津波高

#佐竹 健治(東大地震研)·Aditya Riadi Gusman (GNS Science)· 五島 朋子(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 from active faults off-San'in and off-Kyushu active faults

# Kenji Satake (ERI), Aditya Riadi Gusman (GNS Science), Tomoko Goto (ERI), Satoko Murotani (NMNS), and Takeo Ishibe (ADEP)

「日本海地震・津波調査プロジェクト」による海域構造調査や海陸統合構 造調査から得られた山陰沖から九州沖の海底活断層を対象にシナリオ型津波 シミュレーションを実施し、日本海沿岸部における津波高分布を調査した (図 1)。これらのうち、断層長が 20 km 以上の断層に対してそれぞれの断 層が単独で活動すると想定した 31 モデル、長さ 20 km 以下の断層も含め て複数の断層・セグメントが連動する 6 モデルの合計 37 モデルに対し津 波伝播解析を実施した。

9 秒メッシュを用いて 3 通りのスケーリング則(入倉・三宅(2001;地学雑誌)式(以下、レシピ(ア))、松田(1975;地震 2)式+武村(1990;地震 2) 式(以下、レシピ(イ))、武村(1998;地震 2)式)(以下、武村式)から断 層すべり量を算定しその影響を調査した。また、すべり角を基準すべり角か ら±15 度、±30 度に変化させることですべり角に対する津波高の依存性を 検討した。さらに、沿岸域に影響を及ぼす断層を対象に 3 秒メッシュを用 いた詳細津波シミュレーションを実施した。

その結果、レシピ(ア)とレシピ(イ)では同程度の津波高になった。一 方で、武村式を用いた場合には、レシピ(ア)・(イ)に比べて総じて高い津 波になった(図 2)。また、すべり角の設定が津波高に与える影響は、スケ ーリング則の相違に比べ概ね小さい傾向にあるものの、横ずれに近く沿岸域 における津波高が比較的低い断層の場合、スケーリング則の相違と同程度以 上になる可能性が明らかとなった。

レシピ(ア)を用いて算定した断層すべり量による、9 秒メッシュを用い

た概略津波伝播解析の結果、それぞれの3 秒メッシュ領域内における沿岸 の津波高が最大となる波源断層モデルを選定し、沿岸域における主な構造物 ならびに陸上への遡上を含む詳細津波伝播解析を実施した。その結果、殆ど のケースでは陸上への浸水は見られず、また浸水したとしてもその多くは沿 岸域のごく一部に留まった。なお、津波シミュレーションの基礎方程式には 非線形長波式を用い、9 秒メッシュを用いた計算では陸上遡上は考慮しなか った。時間格子間隔は0.5 秒とし、マニングの粗度係数は n=0.025 m^{-1/3}/s を与えた。計算は地震発生後5 時間まで行い、平均潮位面を基準面とした。 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。記して感謝いたします。



図 1 「日本海地震・津波調査プロ ジェクト」による山陰沖〜九州沖の 断層モデル。黒色ならびに灰色はそ れぞれ断層長が 20 km 未満の断層 ならびに傾斜角が不明な断層を表 す。

> 図 2 連動モデル (YM07a+YM07b+YM07c))に対し異なるスケー リング則により算定されたすべり量を用いた 場合の津波高分布の変化

南西諸島海溝を対象とした確率論的津波ハザード評価のた

めの特性化波源断層モデル

#大嶋健嗣(応用地質)・平田賢治・藤原広行・中村洋光(防災科研)・松山 尚典・鬼頭直(応用地質)・村田泰洋(国際航業)・是永眞理子(CTC)

Characterized Earthquake Fault Models for Probabilistic Tsunami Hazard Assessment along the Ryukyu Trench #Kenshi Ohshima(OYO), Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara, Hiromitsu Nakamura(NIED), Yasuhiro Murata(KKC), Naohisa Matsuyama, Tadashi Kito(OYO), Mariko Korenaga(CTC)

防災科学技術研究所では、日本全国の沿岸を対象とした確率論的津波ハザードの研究を進めており(藤原・他, 2013, JpGU)、これまで日本海溝、南海トラフ、 相模トラフ及び千島海溝南部において特性化波源断層モデルを設定し、それらを 用いた津波ハザード評価を実施してきた(平田・他, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, JpGU)。今回我々は、南西諸島海溝を対象とし、確率論的津波ハザード評 価を実施した。

確率論的津波ハザード評価では、日本周辺海域で津波波源となる可能性のあ る地震を網羅的に検討するために、地震調査委員会のような公的機関で評価され ている地震に加え、震源の位置、形状及び発生確率を特定せずにモデル化する 「震源をあらかじめ特定しにくい地震」を考慮する。南西諸島海溝における地震活 動についての既往の評価資料として、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震 活動の長期評価」(地震調査委員会,2004)がある。しかし同資料では、南西諸島 周辺の地震発生の特性の解明が不十分であること及び巨大地震についてのデー タ不足から、南西諸島周辺における地震の発生位置や発生頻度等の評価は行っ ていない。従って本研究では、同海域で将来起こりうるすべての地震を「震源をあ らかじめ特定しにくい地震」として取り扱った確率論的津波ハザード評価を行うこと とした。本発表では、そのための特性化波源断層モデルの設定について紹介する。

初めに、南西諸島海溝沿いにおいて特性化波源断層モデルを設定するプレート境界面形状と地震発生領域を設定した。プレート境界面形状については、中村・ 兼城(2000)をもとに作成された文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所 (2012)のプレート境界面形状モデルを元データとして採用し、それを南海トラフの 評価の際に用いたモデル(内閣府, 2012)と整合するように調整した。加えて、奄 美海台周辺や台湾島周辺の特徴的な地形がみられる領域において、構造探査の 結果や地震活動から推測されたプレート上面位置をモデルに反映した。地震発生 領域については、走向方向は南海トラフの評価に用いた地震発生領域の南西端 から、与那国島周辺の地震活動を考慮して122°Eまでの範囲とした。傾斜方向は 海溝軸を上端とし、地震調査委員会(2004)の評価対象範囲と地震活動分布を考 慮して、プレート境界の60 km等深線を下端とした。

設定したプレート境界面形状モデルと地震発生領域を用いて、Mw7.0から Mw9.4までの地震規模をもつ「震源をあらかじめ特定しにくい地震」として特性化 波源断層モデル群を設定した。「震源をあらかじめ特定しにくい地震」は、将来の 地震の規模、位置、形状等の評価が困難であるという前提でモデル化するため、 断層面の形状は基本的に特徴的な縦横比を持たない正方形とした。ただし、正方 形では地震発生領域からはみ出るほど大きなモデルについては、地震発生領域 からはみ出た分を切り取り、その面積分をモデルの走向方向に付与した変形形状 とした。その他細かなモデルの設定方法については、千島海溝南部における「震 源をあらかじめ特定しにくい地震」のモデル設定と同様の手法(大嶋・他, 2018, JpGU)を用いた。以上の条件のもと、今回南西諸島海溝沿いに合計3,693個のモ デルを設定した。

今回設定した特性化波源断層モデル群は、過去の大地震に関する情報(地震 規模や震源域の位置・形状等の情報)を含んでいないため不確実性の大きなモ デル群であると言える。一方、今回のモデル群を用いてなされる津波ハザード評 価は、南西諸島海溝のプレート境界で将来発生する可能性のあるプレート間地震 による津波の危険性を漏れなく含んだ安全側の評価になると考えられる。

本研究は防災科研の研究プロジェクト「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。


### 南西諸島海溝における確率論的津波ハザード評価

### のための津波予測計算

#齊藤龍(国際航業)・袴田智哉(CTC)・大嶋健嗣・鬼頭直(応用地 質)・村田泰洋(国際航業)・松山尚典(応用地質)・是永眞理子 (CTC)・中村洋光・平田賢治・藤原広行(防災科研)

Tsunami simulations of earthquakes in the Ryukyu Trench region for probabilistic tsunami hazard assessment #Ryu Saito(KKC), Tomoya Hakamata(CTC), Kenshi Ohshima, Tadashi Kito(OYO), Yasuhiro Murata(KKC), Naohisa Matsuyama(OYO), Mariko Korenaga(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に着手し(藤原・他、2013、JpGU)、既に日本海溝、 南海トラフ、相模トラフ及び千島海溝南部の周辺海域を対象とした検討内容及び 評価結果を報告してきた(平田・他、2014、2015、2016、2017、2018、JpGU)。ま た、評価作業の一環として実施した津波予測計算の結果についても、それぞれの 海域毎に報告してきた(高山、2016、JpGU; 齊藤、2016、2017、地震学会;齊藤、 2017、2018、JpGU)。今回は、南西諸島海溝沿い周辺で発生する地震を対象に 実施した津波予測計算の結果をとりまとめ、計算で得られた南西諸島沿岸及び九 州地方から関東地方まで沿岸の津波高さの特徴について紹介する。

対象地震は、近地地震津波のみとした。そのため南西諸島海溝から沈み込む フィリピン海プレートの上面に沿って発生するプレート間地震及びその近くで発生 する地震のうち津波を起こし得るもののみが対象となる。

南西諸島海溝沿い周辺で発生する地震について、長期評価(地震調査委員会、2004)は地震の発生領域について評価していない。そのため、今回の検討では、 津波予測計算用の断層モデルについて、「震源をあらかじめ特定しにくい地震」と して設定された特性化波源断層モデル群(大嶋・他、2018、本講演)を用いた。総 モデル数は地震規模Mw7.0からMw9.4までの計3693個(震源域は2997パターン) である。すべての震源域に大すべり域が配置されている。

これらの特性化波源断層モデル計3693個のうち、今回は第一段階として、

Mw8.0以上の特性化波源断層モデル計1071個を使い津波予測計算を実施した。 検討範囲の沿岸付近では計算格子サイズ50 mを設定し、その計算格子のうち汀 線付近のものおよそ45万地点を津波ハザードの評価地点とした。震源域から沿岸 域までを一括して津波高さを予測するため、外洋から沿岸へ順に1350 m、450 m、 150 m、50 mで計算格子サイズを細分化し接続した。陸域では遡上境界条件、外 洋の計算領域外縁では無反射透過境界条件をそれぞれ課した。それぞれの評価 地点における津波は、海底摩擦及び移流を考慮した二次元非線形長波理論によ る支配方程式をStaggered grid, Leap-frog法で差分化し解くことによって求めた。 初期水位分布については、特性化波源断層モデルによって計算される海底地殻 変動量をOkada(1992)の手法で求め、その鉛直変位に、地殻変動量の水平変位 からの鉛直方向への寄与分を考慮する(Tanioka and Satake、1996)ことで算出し た。潮位基準は東京湾平均海面(T.P.+0 m)とし、潮位変化は、津波予測計算の 結果を確率論的な津波ハザード評価へ利用することを目的としているため、考慮 しない。

津波予測計算によって求めた沿岸の最大水位上昇量の結果のうちの一部を示 すと、最大規模(Mw9.4)の特性化波源断層モデルで求めた場合の最大値はおよ そ、先島諸島で20 m、沖縄諸島で20 m、奄美群島やトカラ列島で35 m、大隅諸 島で25 mとなり、南西諸島では軒並み20 mを超える大きな水位上昇となった。さ らに、九州地方西岸や太平洋岸、四国地方太平洋岸、伊豆・小笠原諸島におい て15~20 m、近畿地方から関東地方までの太平洋岸で5 mとなるなど、震源域から 離れた遠方の沿岸部にまで影響を及ぼす結果となった。また、本検討の中での最 小規模(Mw8.0)においても、南西諸島、九州地方、四国地方に5 m前後、近畿地 方から関東地方に1 m前後の水位上昇をもたらし、広範囲に影響を及ぼすことが わかった。中国や韓国の沿岸へも津波は伝播し反射する。しかし、中国や韓国の 海岸線が複雑であること、浅い東シナ海によって伝播速度が減速することなどによ り、反射波は日本の沿岸の最大水位上昇量にほとんど影響を及ぼさない結果とな った。

これらのデータセットは、不確実性の見積もりや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、2018、本講演)に利用できるなど、基礎研究な どへ貢献する。今後、これらの津波予測解析の結果を、沿岸の最大津波水位のデ ータセットとして整備し、幅広い利用促進に向けたデータベース化にも取り組む。

本研究は、防災科研の研究プロジェクト「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。

南西諸島海溝における確率論的津波ハザード評価:確率設定方 法と評価結果について

#阿部雄太·袴田智哉·是永眞理子·秋山伸一(CTC)·鬼頭直(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 along the Ryukyu Trench : Probability setting and results

# Yuta Abe, Tomoya Hakamata, Mariko Korenaga, Shinichi Akiyama(CTC), Tadashi Kitou(OYO), Yasuhiro Murata(KKC), Kenji Hirata, Hiroyuki Fujiwara (NIED)

防災科学技術研究所では、日本全国の沿岸を対象とした確率論的津波ハザ ード評価(PHTA)を進めており(藤原・他,2013,JpGU)、過年度までに日 本海溝沿い、南海トラフ沿い、相模トラフ沿い、千島海溝南部の4つの海域 において発生する地震についてPTHAを実施してきた。今回、南西諸島海溝 沿いで発生する地震について、波源断層モデルや発生確率の設定根拠を長期 評価に依らず、全ての地震を「震源をあらかじめ特定しにくい地震」として 扱ってPTHAを実施した。本発表では、南西諸島海溝におけるPTHAの発生 確率の設定方法とハザード評価結果について報告する。

南西諸島海溝沿いで発生する地震の年平均発生頻度は、気象庁地震カタログより当該地震活動領域内のM5.0以上の地震の頻度から求めた。南西諸島海溝沿いの東経123°より西の与那国島周辺の領域では、それ以外の領域(以下、南西諸島周辺の領域)に比べて極端に地震活動が活発であり、長期評価(地震調査委員会,2004)においても南西諸島周辺の地震活動と区別して評価されている。このため、本研究では南西諸島海溝沿いの地震活動領域を、東経123°を基準にして東西に2つの領域に分け、各領域における地震発生頻度を求めた。Mw7.0以上のプレート間地震の年平均発生頻度は、南西諸島周辺の領域では8.15×10⁻²、与那国島周辺の領域では3.32×10⁻²となった。最後に、各領域内に設定した地震群全体のマグニチュード - 頻度関係がb値0.9のG-R則に従うように各波源断層モデルの平均発生頻度を設定し、定常ポアソン過程を用いて発生確率を求めた。これは従来のPTHAにおける「長期間平均ハザード」の発生確率設定方法に相当する。

各波源断層モデルの津波解析によって得られた沿岸津波高さと発生確率か ら、地震毎の津波ハザードカーブを算出し、各地震の発生は互いに独立事象 と考えてハザードカーブを統合した。ハザードカーブを計算するにあたり、 計算結果に与えるばらつきとして対数正規分布を仮定し、津波の数値解析に 伴う計算誤差をこれまでのPTHAと同様に対数標準偏差で0.13とした。また、 すべり分布の不均質さによる不確実さとして対数標準偏差で0.09のばらつき を考慮した。全ての沿岸評価地点で求めたハザードカーブに対して、任意の 最大水位上昇量を超過する確率または任意の超過確率における最大水位上昇 量の値を参照し、超過確率または最大水位上昇量の空間的分布を調べた。最 大水位上昇量の空間的分布の結果例として、再現期間1,000年相当を参照し た場合、南西諸島の多くの沿岸で5mを超える結果となった。また最大水位 上昇量3mを超過する確率分布を見ると、南西諸島の南東側のほぼ全ての沿 岸において30年超過確率が30%を上回っていた。

本研究は防災科研の研究プロジェクト「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。



図 南西諸島海溝の津波ハザードカーブの例。

# 津波遡上即時予測情報を用いた被害推定システムの 試作 #中村洋光·髙橋郁夫·藤原広行(防災科研)

Prototype of damage estimation system using real-time tsunami inundation forecast information

#Hiromitsu Nakamura, Ikuo Takahashi, and Hiroyuki Fujiwara (NIED)

#### <u>1. はじめに</u>

2011 年東北地方太平洋沖地震において、地震発生直後の陸域の観測結果に基づく マグニチュードが過小に評価されることにより、結果として津波高さが過小に評価されたこ とを踏まえ、防災科学技術研究所では、日本海溝海底地震津波観測網(S-net)の沖合 の海底水圧計で直接的に観測される津波の情報を用いて即時的に陸域の浸水を予測 する津波遡上即時予測システムの開発を進めている(山本・他, 2017)。このシステムは、 予め準備した多数のパターンの波源断層モデルによる津波伝播・遡上浸水の一連の津 波シナリオ群の中から、沖合の水圧変動を説明する津波シナリオを高速に検索することで、 陸域の浸水を即時に予測する。

本研究では、津波遡上即時予測システムから得られる情報(浸水深情報、津波到達時 間等)を入力とし、千葉県外房地域を対象に、津波遡上による建物被害や人的被害をリ アルタイムに推定するシステム(以下、システムと記す)を試作したので報告する。

#### 2. 被害推定システムの試作

システムは、津波遡上即時予測システムのWEBAPIに定期的にアクセスし、発表情報の更 新を検知した場合に、10mメッシュ単位の最大浸水深及び、一定の浸水深に到達する時刻情 報を取得し、被害推定(浸水深曝露建物、建物被害、人的被害)を開始する。

具体的には、上記で得た情報を、千葉県外房地域を対象に構築した建物や人口の曝露モデ ルのメッシュサイズ(50m 単位)に変換し、「津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.00」を参考に、 8 通りの浸水深区分毎の曝露建物棟数分布を推定する。建物被害推定については、中央防災 会議(2012)及び、国土交通省(2011)の被害関数に加え、中央防災会議(2012)の被害関数を 基に、東北地方太平洋沖地震の津波による建物被害と浸水深データを用いてパラメータを調整 した被害関数を適用し、建物全壊、全半壊棟数分布の推定を行う。 人的被害推定は、避難未完了者数を推定した後に、浸水深および建物流失被害により死者 数を推定する手法(高橋・他, 2017)を実装した。高橋・他(2017)において、避難未完了者数は、 津波到達時刻(浸水深 30cm に到達時刻)から避難距離と避難速度から推定される避難所要時 間を減じた時刻までに避難を開始しなかった避難者数としており、避難を開始する避難者数は、 地震発生からの時間を説明変数とする対数正規分布の累積分布関数で表す避難開始済率に より推定する。なお、避難速度は東北地方太平洋地震の被災地を対象とした津波避難シミュレ ーション結果に基づいて設定している。こうして求めた避難未完了者数に、越村・他(2009)を 基に、東北地方太平洋地震による死者率と浸水深の関係によりパラメータを調整した人的被害 関数による死者率を、建物流失率で補正した死者率を乗じることで死者数を推定する。

最終的に被害推定結果は、図1のように可視化するのと同時にWEB APIを用いて、2次利用可能な形で情報提供を可能にしている。

#### 3. おわりに

今後、津波遡上即時予測システムと連接した形で、連続的な稼働試験を実施し、シス テムの性能について検証を行う予定である。

**謝辞**:本研究は、総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)「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 建物被害推定結果の表示イメージ

# データベース検索型津波遡上即時予測システム: オフラインシステムによる検証 #三好崇之・鈴木亘・近貞直孝・青井真(防災科研)

Development of real-time tsunami inundation forecast system: A trial examination using offline system #Takayuki Miyoshi, Wataru Suzuki, Naotaka Yamamoto Chikasada, Shin Aoi (NIED)

●津波発生時に沿岸の人びとを適切な避難に導くためには、沿岸での津波の高 さに加えて溯上高や浸水分布などを即時的に高精度で予測することが重要であり、 これらに関わる防災科学技術の進展が期待される.このような背景のもと、防災科 学技術研究所(以下,防災科研)では,千葉県九十九里・外房沿岸地域における 津波溯上を対象として、日本海溝海底地震津波観測網(S-net)のリアルタイム水 圧データを利用したデータベース検索型津波溯上予測システム(以下,予測シス テム)を構築中である(例えば,青井・他 2015JpGU). 予測システムでは,津波の 沖合水圧データと浸水分布などを津波シナリオバンクとして準備し,沖合水圧デ ータに対して観測データと津波シナリオバンクとで時空間マッチング (Yamamoto et al. 2016EPS)を行って浸水を予測する. 九十九里・外房沿岸地域は, 複雑なテ クトニック環境にあるため地震活動が活発だが、津波発生の頻度は低いため津波 観測記録による予測システムの検証は難しい. 三好・他 (2017SSJ)では, 過去の 津波を再現した模擬津波や多数の仮想津波によるシミュレーション結果に対して、 シナリオバンクからシナリオを選別できるかを検討した.本研究はその発展的研究 として、リアルタイム稼働の予測システムを可能な限り忠実に再現したオフラインシ ステムを用いて、S-net観測記録とシミュレーション結果を併用したデータに対して 津波浸水予測の検証を行う.

●本研究で用いたオフラインシステムは、S-netの水圧データ(仮想的な観測記録 または実観測記録)をパケットにして検索システムに送信する仮想システム、S-net の水圧データを津波シナリオバンクのシナリオと照合してシナリオを選別する検索 システムからなる.検索システムに送信する仮想的な観測記録は、事前計算して おいたシミュレーションによる模擬津波データと防災科研に蓄積されたS-netの連 続波形データとの合成波形を準備したほか、模擬津波データに人工的なノイズや 理論潮汐を加えた水圧波形を用いることができる.これらを津波シナリオバンクに 照合することで,適切なシナリオ群を抽出して適切な予測がなされるかを検証する. 一方, S-netの連続観測データのみでも検索システムに送信できるので,台風な ど気象条件が悪い場合において,津波シグナル以外のノイズによる予測システム の動作状況(鈴木・他 2017SSJ)を検証することも可能である.

●検証で用いる模擬津波は,過去に日本海溝および相模トラフ沿いで発生した津 波を再現したもので,1677年延宝房総沖地震や2011年東北地方太平洋沖地震 などである. S-net観測データは,海況が穏やかなノイズの小さい時期と台風など の襲来によってノイズが大きい時期,メンテナンス等による観測が欠測した時期な ど,さまざまなケースをできるだけ網羅的にテストするよう考慮した.図にオフライン システムの試験稼働を実施した事例を示す.検証作業を重ねることで予測システ ムの課題を抽出し,アルゴリズムを改良することで適切な津波浸水予測がなされる ように予測システムの高度化を進める.

**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戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)「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 オフラインシステムの試験稼働による予測結果.1677年延宝房総沖地震の模擬津波に人工的なノイズを加えた場合の事例.浸水深予測分布(右上)は千葉県御宿町.

### F-netメカニズム解およびERI_WPHASE解 を用いた遠地津波伝播に関する

即時計算システムの開発 #中村武史・鈴木 亘・近貞直孝・高橋成実(防災科研)・ 鶴岡 弘(東大地震研)・木村武志・木村尚紀(防災科研)

Development of a rapid calculation system for transoceanic tsunami propagation by using the F-net and ERI_WPHASE source mechanisms #Takeshi Nakamura, Wataru Suzuki, Naotaka Chikasada, Narumi Takahashi (NIED), Hiroshi Tsuruoka (ERI), Takeshi Kimura, Hisanori Kimura (NIED)

地震発生に伴う津波の波高分布や波形等を迅速に予測するために、データベ ース化されたシミュレーション結果の検索(例えば、舘畑,1998; Titov et al., 2005; Yamamoto et al., 2016; Takahashi et al., 2017)、沖合水圧データを活用 した初期波源推定及び津波伝播の順解析(例えば、Tsushima et al., 2009, 2014)、GNSSデータを活用した断層モデル推定及び津波伝播・浸水予測(東北 大・大阪大・NEC・国際航業・エイツー,2017)、データ同化による逐次解析 (Maeda et al., 2015)、沖合と沿岸波高との関係式の構築(Baba et al., 2004, 2014)等の予測手法が提案されている。昨年度地震学会の中村・他(2017)では、 AQUA-MT/CMT解を基に波源域の設定及び津波伝播の順解析を行い、日本列 島周辺の波高分布や津波観測点の波形を予測するシステム開発の紹介を行った。 本研究では、福山・他(1998)による周期20秒以上の波形インバージョン解析(Fnetメカニズム解)および鶴岡・他(2012)によるW-phaseインバージョン解析による モーメントテンソル解(ERI_WPHASE解)を基に、国内の島嶼部や海外で発生し た地震に伴う津波の波高分布や津波観測点の波形を迅速に予測、情報発信する システムを開発したので報告する。

本研究で開発したシステムで入力データとして使用するF-netメカニズム解は、 島嶼部を含む国内に広く展開されたF-net観測点データを使用し、地震発生から 約8分程度でモーメントテンソル解の推定を行っている。北海道~九州にかけての 地域およびその周辺海域だけでなく、AQUA-MT/CMT解では解析対象の範囲外 である、台湾・南西諸島・父島以南の海域・北方領土以東の海域で発生した地震 についても解析を行っている。ERI_WPHASE解は、世界各地で発生した地震に 対し、発生から約30分程度で解の推定を行っている。グローバルに展開された IRIS観測点で観測された、長周期成分が卓越するW-phase波形を解析し、地震 の発生場所に大きく依存することなく、解がほぼ安定していることが特徴として挙 げられる。推定したF-netメカニズム解およびERI_WPHASE解は、メールを通して 自動配信されている。

本研究で開発したシステムでは、受信したF-netメカニズム解および ERI WPHASE解の情報を基に有限サイズの断層を計算領域内に設定し、地殻 変動及び津波伝播の計算を開始する。津波伝播の計算では、線形長波式を数値 的に解く、Nakamura and Baba (2016)のコードを使用する。このコードでは、計算 機でのメモリアクセスの最適化、多重ループ内での条件分岐の回避、入力地形デ ータの事前分割、地殻変動と津波伝播の統合計算、共役する2つの断層モデルに 対する同時計算等の処理や設定を導入しており、入出力を含めた効率的な並列 計算を図っている。Intel Xeon 2.6 GHzのCPUによる12コアMPIフラット並列で、 7.5分メッシュの海底地形モデルを使った太平洋域内における30時間長の津波伝 播計算では、40秒程度の計算時間となった。F-netメカニズム解および ERI WPHASE解が得られるまでの時間と合わせると、地震発生からそれぞれ、最 短10分および32分程度の時間で、津波の波高分布予測や各観測点での予測波 形の出力が可能である。開発したシステムは、現在、24コアを有する計算機サー バーに実装し、安定的に稼働している。全ての処理は完全自動で行われ、計算終 了後、予測結果をまとめた情報とともに、関係者へのメール送信と内部ホームペー ジへのアップロードを行っている。

本研究で開発したシステムにより、地震発生後速やかに第一近似解として、津 波の波高分布や波形に関する予測結果の情報発信・把握が可能となる。このため、 国内の島嶼部や海外での大地震発生時に、国内各地の沿岸地域における即時 的なリスクもしくは安全評価や防災警戒態勢の開始・解除の判断等への活用が期 待できる。また、S-netやDONETなど遠地津波に対する前線観測点としてのデー タの評価やモニタリングにも有用となる。例えば、観測点で水位変動が検出された 場合、予測波形との比較から、津波励起・伝播の有無の判定に役立てることがで きる。特に、深い場所で発生した地震や中規模以下の地震、横ずれ成分を持つメ カニズムの地震時など、津波の振幅が微小なために、観測波形のみからは津波の シグナル検知が困難な場合に、予測波形との比較が効果的である。また、津波が 観測されなかった地震について、波高が定常的なノイズレベル以下であるために 津波のシグナル検出が困難であることを理論計算の観点から定量的に示すことも できる。

# 南太平洋を波源とする遠地津波振幅の時間推移 #山本剛靖(気象研)

Far-field Tsunami Decay Processes in the Cases of South Pacific Ocean #Takeyasu Yamamoto (MRI)

山本・他(JpGU2018)は、南米チリ及びペルー沿岸を波源とし日本に到達し た遠地津波の振幅時間変化について、林・他(2010)によるMRMS振幅を用 いて調査した結果、第1波到達時刻から12時間後までの津波振幅の増加・減 少の様相がチリ中部沿岸とチリ北部沿岸・ペルー沿岸とで異なる一方、12時間 後以降の減衰の様相は両者似通っていて、その大きさは地震のマグニチュー ドと相関があることを示した。本稿では、同じ調査手法を用いて南太平洋を波 源とする遠地津波の時間推移を解析した結果について報告する。

対象とした遠地津波(地震)は、①1997年4月21日サンタクルーズ諸島 (M_w7.7)、②1998年7月17日パプア・ニューギニア北部(M_w7.0)、③1999年 11月26日バヌアツ(M_w7.4)、④2002年9月9日パプア・ニューギニア北部 (M_w7.6)、⑤2009年1月4日インドネシア・パプア(M_w7.7)、⑥2009年9月30日 サモア諸島(M_w8.1)、⑦2013年2月6日サンタクルーズ諸島(M_w7.9)の7事例 である(図1)。

南米沿岸の事例 (M_w8.0~8.8)と比べて地震・津波の規模が小さく(M_w7.0 ~8.1) 早い時期に背景潮位変動と同程度の振幅にまで減衰してしまうこと、解 析対象期間中の背景潮位変動の振幅が大きく、またその振幅が対象期間内 で変化していることから、上記7事例だけを用いて減衰過程を精度良く解析す ることは難しい。そこで、南米沿岸の事例からの結果と比較することにより検討 した。

今回の対象事例のうち、日本の太平洋側沿岸全体で津波が観測された 2009年サモア諸島(M_w8.1)、及び2013年サンタクルーズ諸島(M_w7.9)と、地 震の規模がほぼ同等な2015年チリ中部沿岸(M_w8.3)、及び2007年ペルー沿 岸(M_w8.0)の観測点平均MRMS振幅(マグニチュード調整済み)を図2(左) に示す。サンタクルーズ諸島を波源とする津波は、第1波到達後の立ち上がり が急で約3時間後に最大値が出現し、チリ中部沿岸を波源とする津波の経過と 似ており、一方、サモア諸島を波源とする津波は、第1波到達後の立ち上がり が緩やかで最大値の出現が約5時間後と遅く、ペルー沿岸を波源とする津波の経過と似ている。図2(右)に2002年パプア・ニューギニア北部の事例を示す。 第1波到達後の立ち上がりはサンタクルーズ諸島の事例よりさらに早く1時間弱後に最大値が出現する。いずれの事例でもその後の指数関数型減衰の傾向はほぼ同じ水準にあり、南米沖の事例と同じく地震のマグニチュードとの相関が同様に成り立っていることを示している。







図2 観測点平均MRMS振幅(cm)の時間推移。南米沿岸を波源とする津波に基 づくマグニチュードとの関係によりM8.0相当の振幅に調整済み。横軸は、第1 波到達時からの経過時間(分)。(左)サンタクルーズ諸島の事例で期間の両端 に見られる変化や(右)パプア・ニューギニアの事例で津波前後に見られるレベ ルの変化は、擾乱による背景潮位変動と思われる。

# 遠地津波計算におけるブシネスク型分散と数値分散 利用モデルの比較

#木村健吾·馬場俊孝(徳島大学大学院)

Comparisons between Boussinesq type and numerical error models in far-field dispersive tsunami calculation

#Kengo Kimura, Toshitaka Baba (Tokushima Univ.)

#### <u>1.はじめに</u>

太平洋を横断する遠地津波の計算には津波の分散性を考慮する必要がある. 平面二次元の浅水波理論において分散性を考慮するには運動の式にブシネスク 型の分散項を加えるのが一般的である.ただし,この分散項を数値的に解くには 計算負荷の高い陰解法が必要なため,遠地津波計算における分散性の考慮は, 浅水波理論を差分化する際に発生する数値誤差(今村ほか,1990)を利用して物 理的な分散を表現するという方法が用いられることが多かった.これは陽的に解け る浅水波理論式を解くだけで分散を考慮できるという画期的な方法であるが,数 値誤差項を分散項に同等のものとするため,空間分解能を細かくできないという制 約があった.一方,近年の大規模計算機の開発によって,ブシネスク型分散項を 直接解いても広域な領域を高分解能で計算できるようになってきた.そこで本研 究では,2011年東北地方太平洋沖地震の遠地津波を対象として,ブシネスク型分 散と数値分散性モデルを比較した.なお,計算では近年発見された地球の弾性と 海水密度の鉛直効果も考慮した.

#### 2.データおよび解析方法

地形データはGEBCO, 震源モデルは2011年東北太平洋沖地震の初期水位分 布はSaito et al. (2011)のものを利用し, NOAAのDART観測点(図1)で得られた データと比較した. ブシネスク型分散の計算では数値誤差を抑えるため空間格子 間隔30秒,計算ステップ幅0.5秒を利用し,数値分散モデルでは数値誤差で物理 分散を代用するため270秒格子,1秒ステップ幅を利用した.計算領域は太平洋全 体,積分時間は28時間とした.計算ソフトウェアはJAGURS (Baba et al., 2017), 計算機は海洋研究開発機構の地球シミュレーター(256ノード)を使用した.

#### 3.解析結果·考察

解析によって得られたDART観測点での津波波形を図2に示す.どの観測点に おいても第一波や第二波の波形はブシネスク型分散モデルと数値分散モデルで ほぼ同じだったが,津波発生源から近い観測点では後続波の波形に違いが見ら れた(図2中矢印の部分).その原因として,数値分散モデルを使用する際の制約 により,空間格子分解能を270秒格子と粗くしたため,30秒格子では詳細に表現さ れていた海岸線が平滑化したことが考えられた.そこで,海岸線からの反射波を高 精度で再現するため,地形ネスティングを行い,海岸線部分のみ地形分解能をオ リジナルの30秒格子とした(図1).地形ネスティングにおける格子間隔は,270秒 (計算領域全体)→90秒(黒枠)→30秒(赤枠)である.

ネスティングありの数値分散モデルで計算された津波波形を図2の下段に赤で 示す.この図から,数値分散モデルを使用する際でも地形ネスティングを行い,海 岸線を詳細に表現することにより,津波波形の再現性を高くできることを確認した. また,ブシネスク型分散の計算時間は約151時間で,数値分散利用モデルでは約 14時間であった.



ニが観測, かか計算, 上段:線形分散波理論 中段:数値分散モデル 下段:ネスティングありの数値分散モデル

津波地震(スロー地震)の近地波形の推計とそれに

基づくマグニチュード推定の考察

#西宮隆仁·勝間田明男(気象研)

### Magnitude estimation for 'slow tsunami earthquakes' based on local synthetic seismogram calculated from moment rate spectrum

#Takahito Nishimiya, Akio Katsumata (MRI)

通常の地震に比べて1~20秒の周期帯で地震波エネルギーが極端に小さく、 かつ大きな津波を発生させる津波地震(スロー地震)について、1992年9月2日の ニカラグア沖地震(Mw7.6,GlobalCMTによる)など遠地記録をもとに震源スペクト ルを推定し、その特徴を確認してきた(西宮・勝間田,JpGU Meeting 2018)。

迅速に津波を予測し津波警報を発するには、遠地記録ではなく近地の地震波 形記録を解析することが必要となるが、これまでに発生した津波地震(スロー地 震)での近地の記録は見当たらない。そこで、遠地記録から推定した震源スペクト ルに基づき近地の地震波形を推計し、それからどの程度のマグニチュードが推定 されるか見積もることとした。

(近地波形記録の推計手法)

簡単のため点震源を用い、震源の位置、地震モーメント、メカニズム解(走向、傾斜、すべり角)、ω²モデルとなる震源時間関数を与え、武尾(1985)の手法を用いて、気象庁の観測点における地震波を計算した。それに、観測点に設置されている地震計の周波数特性を加味することにより、マグニチュード推定で用いられる近地の波形記録を推計した。気象庁マグニチュード(変位)の推定は、周期の長い側で概ね6秒まで平坦な特性の波形記録(勝間田,2008)の最大振幅(水平成分)に基づいている。

なお、波形計算については、F-netのデータと突き合わせることにより検証したところ、概ね問題なく行えることを確認した。

#### (解析結果)

概ね2000年以降の東北地方太平洋側で発生した海溝型地震について、遠地

記録から推定した震源スペクトルをもとに

- ・ 地震モーメント(GlobalCMTによる)が等しい。
- ・ 周期3~6秒付近のモーメントレート振幅が同程度。
- ・ メカニズム(走向、傾斜、すべり角)が等しい。

となるよう震源時間関数を与えて近地波形記録を推計した。

次に1992年のニカラグア沖地震など津波地震(スロー地震)の震源スペクトルと

・ 地震モーメント(GlobalCMTによる)が等しい。

・ 周期3~6秒付近のモーメントレート振幅が同程度。

となる震源時間関数に置き換えることにより、同じ場所で津波地震(スロー地震)が 発生したと仮定した場合の近地の波形記録を推計した。

2005年12月2日の宮城県沖(M_w6.5)の地震での例を図1に示す。推計(黒の太線)では実際の観測記録(青・橙・桃の線)と同程度の最大振幅が再現できている。 そして、津波地震(スロー地震)を仮定した推計(緑の太線)では、実際のマグニチ ュードはM7後半であるにも関わらず、最大振幅はM_w6.5とあまり変わらない。この ことは、通常のマグニチュードの推定では過小評価となる可能性を示唆する。

秋季大会では推計した波形を用いて、近地の波形記録に基づく津波地震(スロー地震)のマグニチュード推定値がどの程度に見積もられるか報告する。



図1 2005/12/02 宮城県沖(M_w6.5)での福島川内における波形 このうち黒の太線は計算による推計、緑の太線は1992年ニカラグア沖の 地震と同じ震源スペクトル相当の地震を仮定した場合の推計

#### 四国沖大陸棚斜面の海底地すべりの地形調査

# 権容大・馬場俊孝(徳島大学大学院)・松野哲男・林美鶴(神戸大学) 市原寛(名古屋大学)

A bathymetric Survey of submarine landslide on the continental slope off the coast of Shikoku

#Youdai Gon. Toshitaka Baba (Tokushima Univ.). Tetsuo Matsuno. Mitsuru Hayashi (Kobe Univ.), Hiroshi Ichihara (Nagoya Univ.)

海底地すべり現象は、海底通信ケーブル等の海域インフラに被害を与えるととも に、津波を引き起こす。1998年パプアニューギニア(PNG)地震、2010年ハイチ 地震等では津波の原因となる海底地すべりが特定されている。海底地すべりは地震 波を伴わないため、津波地震の原因となる。日本の海底地形データからは多くの地 すべり跡が見られ、四国沖の大陸棚斜面上にも海底地すべりを思われる地形が存在 する。この海底地すべりによって津波が発生した場合、海岸までの距離が短いため、 影響は局所的かもしれないが、津波高は大きい。そこで本研究ではこの海底地すべ りの地形的特徴を詳細に把握するため、マルチナロービーム音響測深による海底地 形調査を実施した。

マルチナロービーム音響測深は「平成 29 年度深江丸夏季研究航海」「平成 30 年 度深江丸春季研究航海 | にて行われた。これらの調査で得られた海底地形図を図1 に示す。海底地形データの空間格子間隔は 20m である。A からDの 4 つの半円形 の崩壊跡が見られる。図2に図1のAからDの黒線に沿った地形断面を示した。こ れらのデータから地すべりの頂部の水深、幅、長さ、厚さと底部の傾斜を読み取っ た(表1)。さらに、崩壊土砂堆積を見積ったところ、最大のBのもので4.8km³と なった。最大およそ 15m の津波が襲来した 1998PNG 地震の崩壊土砂堆積は 6.4km³ とされているから(Tappin et al., 2008)、この海底地すべりが津波を励起するポテ ンシャルは十分あると考えられる。

A の地すべりには少し見られるものの、陸上の地すべりで見られるような崩壊土 砂の堆積は、この海底地すべりではあまり明瞭でない。本海域では弱い未固結堆積





向)

	А	В	С	D	
水深(m)	660	640	760	850	
幅(km)	4.2	6.9	3.7	3.2	
長さ(km)	4.2	4.2	2.7	2.9	
厚さ(m)	210	280	280	90	
傾斜(°)	7	5	4	6	
体積(km ³ )	1.9	4.8	1.3	0.4	

distance (km

物が海底を覆っていると考えられるため、崩壊土砂はタービダイトとなって流れ出 てしまった可能性がある。

また、この海域ではガリ(溝状の地形)が特徴的な地形を作り出している。図3 に図1にカラーで示した測線に沿った地形断面を示す(図3と図1の線の色は対応 している)。ガリの深さは最大で 40m 程度、ガリとガリの間隔は狭いところで 300m 程度である。B~Dではガリが滑落崖を侵食していることが確認できる。

謝辞:今回の地形調査において、深江丸船長をはじめ、調査に関わってくださっ た皆様に深謝いたします。

# 離れた地震の揺れに起因する地下の流体流動 ~検出方法と地熱地域への適用~

#岡本京祐·浅沼 宏(産総研)

Fluid Flow in Subsurface Associated with The Seismic Motion of Remote Earthquakes ~Detection Method and Application in A Geothermal Field~ #Kyosuke Okamoto, Hiroshi Asanuma, Yuki Tanaka (AIST)

#### 【はじめに】

地下の流体流動変化を把握することは、地震の発生メカニ ズムの解明や地熱発電等において地下流体を利用する際 に重要となる。本報告では離れた位置で発生する地震の 揺れにより、地下の流体流動に変化が生じ得るか、微小地 震モニタリングを用いて検討したので報告する。手法適用 の対象地域は、奥会津地熱地域(福島県柳津町、図1)、 対象期間は2016年6月~2016年8月である。



【手法】

- (1) Double-Difference法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を用いた微小地震ク ラスタ解析により,高精度震源位置決定を行った。
- (2) テンサイル成分を考慮した震源メカニズム解析により、流体流動由来の非DCイ ベントを特定した。なお、逆解析には遺伝的アルゴリズムを使用した。
- (3) グラフ理論を用いたクラスタ分類により,非DCイベントを含む微小地震クラスタ を特定し,流動存在位置と見なした。

#### 【解析データ】

対象地域内に設置されている全19点(地表15点,坑内4点)で連続記録された微小 地震記録を用いた。検討対象となる離れた地震は,A. 福島県沖(6/27, M5.9, 深さ 19km,対象地域震度1),B. 茨城県北部(7/27, M5.4, 深さ57km,対象地域震度 2),C. 福島県沖(8/15, M5.6, 深さ47km,対象地域震度2)の3地震(図1参照)で ある。

#### 【結果】

(1) 解析期間を通して、745イベントが決定された。

(2) 解析期間中に9イベントの震源メカニズムが決定された(図2上)。そのうち,7イ ベントは負のテンサイル角を持つ流体流出によるイベントであった。

(3) (2)で決定した非DCイベントをつなぐよ うに、非DCイベントを含む微小地震クラ スタ(流体由来クラスタ,図2下)を検出 した。

以上より、図2上に示した非DC成分のイベントに沿った流動があることが推定された。 次に、対象地震A~C、および6/11に発生した茨城県南部の地震F(解析対象外)の発生時刻を起点とした拡散方程式により、流体由来クラスタ内の微小地震を4群に分類した(図3)。いずれの群においても拡散式が成り立ち、地震A~Cにより新たな流動を発生させている可能性が示唆された(図4)。特に地震Bでは、他の地震とは異なる方向の流動を発生させており、揺れの方向との関連性があることも示唆された(地震A、Cは東西方向、一方、地震Bは南北方向の揺れが卓越)。 【まとめ】

本報告では,流体流動の検出方法の手順を 構築し,その手順を奥会津地熱地域に適用 した。その結果,離れた地震によって生じる 流動を確認した。

【謝辞】

本報告はJOGMECの地熱発電技術に関する委 託研究「地熱貯留層評価・管理技術」で実施され た。ここに記して感謝の意を表す。



図2(上)メカニズム解決定結果 (下)流体由来クラスタの分布 ▼は観測点,図の中心には注水井



図 3 流体由来クラスタ内の微小地 震分布の時空間分布 地震 A~C を起点とした拡散式で 4 グループ に区分けした



図4 地震 A~C に起因する流体由来クラスタに属する微小地震分布

# 豊後水道から日向灘にかけてのb値時空間分布 #千葉慶太(九大・地震火山センター)

Spatial and temporal *b*-value distribution from the Bunngo channel to the Hyuganada #keita Chiba (SEVO, Kyushu Univ.)

南海トラフにおける豊後水道から日向灘にかけての海域では、多くのスロー地震 が発生することが報告されている(e.g., Obara and kato, 2016)。これらのスロー地 震は、時定数の違いにより様々なタイプに分類されるが、スロー地震発生に伴う応 力の解放により、プレート境界の固着域における応力が増加し、将来発生する大 地震への影響が懸念される。こうしたスロー地震による応力状態の変化を調べるた めに、本発表では豊後水道から日向灘における、グーテンベルグ・リヒター測のb 値分布を求め、特にこの海域で発生した長期的スロースリップとの関係を調べた。 b値は、大きい規模の地震と小さい規模の地震の相対的な発生数のパラメタであり、 差応力と逆相関することが知られている(e.g., Scholz, 1968; Scholz, 2015)。ゆえ に、b値の時空間分布からプレート境界近傍における応力状態を把握できると期 待される。

震源データには防災科研のJUICEカタログ(Yano et al., 2017)を使用した。この カタログデータは、Hi-netによる震源カタログを基に、地震波形データの波形相関 を用いたDouble-Difference法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000)により再決定 されたものである。解析期間は2001/1/1-2012/12/31個、解析範囲はE131°-133°、N31.0°-34.0°の深さ20-40kmに発生する地震を用いた。下限マグニチ ュードMcの時間変化を考慮し、解析にはM  $\geq$  1.4のイベント8684個を使用した。b 値の計算にはZMAP (Wiemer, 2001)を使用した。計算には0.02°間隔のグリッド 点を作成し、各グリッド点に対し50-100個の地震を取り出し最尤法(Aki, 1965)に よりb値を計算する。このとき、グリッドから半径35km以内のイベント数が50個未満 の場合は計算を行わない。 解析の結果、b値の空間分布に着目すると、スロースリップが起こった領域近傍 においては、b値は相対的に大きく(b~1.5: fig. 1のregion 1, 2は2003年、2010 年の豊後水道におけるスロースリップ, region 4は2005年、2007年、2009年の宮 崎南部におけるスロースリップ)、日向灘周辺で発生する通常のスラスト地震発生 域(fig.1 region 3)ではb値は相対的に小さいことがわかった(fig. 1)。こうした解析 結果は、スロースリップが発生する領域では差応力が平均的に小さく、通常のスラ スト地震発生域では差応力が大きいことを示唆する。さらに、上記の特徴がみられ たregion 1から4においてb値の時間変化を調べた。その結果、2003年、region 2 において2010年スロースリップ前・発生初期において有意なb値の上昇、スロース リップ後半においてb値の低下がみられた。Region 2は2003年、2010年スロースリ ップによる変位量が大きい領域に相当する。スロースリップの発生メカニズムには 流体が関与していると考えると、b値の上昇はスラブから供給された流体により間 隙圧が上昇し、有効法線応力が低下したことによって生じたと解釈できる。一方、 引き続くb値の低下は、流体が排出されたことにより、間隙圧が下がり、有効法線 応力が上昇したことによって生じた可能性が考えられる。



Fig. 1 本研究で得られたb値の空間分布。 灰丸印は気象庁一元化震源におけ る低周波地震(2001-2012)を表す。

### 根室沖の震源決定精度の検討

#一柳昌義·高橋浩晃(北大地震火山セ)・Iurii LEVIN(サハリン地震観測所)

Examination of hypocenter determination accuracy, off Nemuro area, Eastern part of Hokkaido #Masayoshi Ichiyanagi, Hiroaki Takahashi (Hokkaido Univ.) and Iurii Levin (GS, RAS, Yuzhno-sakhalinsk)

根室沖では1894年の根室沖の地震(M8.3),1973年根室半島沖地震(M7.8)などM7-8クラスの巨大地震が発生してきた地域である.更に,津波堆積物調査から,地震調査委員会はM8.8以上の超巨大地震の発生確率が今後30年以内の発生確率が7~40%で発生が切迫しているとしている.この地域では,陸域の地震観測網とJAMSTECの釧路沖海底地震計を利用して震源決定を行っているが,沿岸から沖合に行くに従い,震源決定精度の低下が見られる.防災科研のS-netの設置が完了したため,今後は震源精度の大幅な改善が予想される.本発表では,Nonlinear Hypocenter Determination法(以下NHD法)を利用した数値実験により,根室沖の 震源決定精度の調査を行ったので報告する.

根室沖とその周辺の3つの海域で、海溝軸に直交する方向のプレート境界に沿っ て、数カ所の仮想震源を置き、各観測点までの理論走時を計算した.理論走時から NHD法(Tarantola and Valette, 1982)を用いて震源計算を行うと、震源位置が緯度 及び経度方向に10km、深さ方向に5kmごとの確率密度関数が推定される.計算に 用いた速度構造は北海道大学のルーチン処理で使用している速度構造(笠原・他, 1994)である.今回の実験では、北海道東部の陸域のみ、JAMSTECの釧路沖海底 地震計を加えた場合、サハリン地震観測所が設置している色丹島と国後島の観測 点も加えた場合、S-netを加えた場合の4つのパターンについて検討を行った.

釧路沖東部(厚岸沖)では、沿岸からやや沖合では、陸域の観測点のみで震源 決定した方が震源決定の精度が高い.それより沖合では、JAMSTEC釧路沖海底 地震計を加えることで精度が向上するが、海溝軸に近づくに従い、特に深さ方向で 精度が徐々に低下することが分かった.また、この領域ではS-netを加えることで精 度が向上することも確認した.根室半島南東沖では、沿岸からやや沖合いの地震は、 色丹島の観測点を加えることで精度が向上するが、沖合に行くに従いその効果は 減少する.この領域でもS-netを加えることにより精度は向上した.また,北海道東方 沖(色丹沖)では,色丹島を加えることで向上するが,S-net観測点は震源から離れ てしまうため精度の向上は見られなかった

謝辞:本研究を行うにあたり気象庁, JAMSTECの釧路沖海底地震計, 防災科学技術研究所HinetとS-netの観測点位置を使用しました.感謝いたします。



図1. 陸域と釧路沖海底地震計(三角印)の観測点を使用した場合の計算結果(全ての観測点でP波とS波相が検測された場合). 確率密度関数のコンターマップで表現される.星印は初期震源位置、コンターの一番外側が確率20%の範囲、太線は40%と80%. 深さ方向にコンターが広がっているのが分かる.

### 紀伊半島北西部における岩相と地震活動の関係 #前田純伶・大坪 誠 (産総研)・松澤 暢(東北大理)

Lithological controls on seismicity in the northwestern Kii Peninsula, southern Honshu, Japan

#Sumire Maeda, Makoto Otsubo (GSJ/AIST), Toru Matsuzawa (Tohoku Univ.)

日本列島は安定した大陸に比べて、非常に不均質な構造をしており、日本 列島の地殻浅部において発生する内陸地震は、プレートの衝突によって生じ る広域の応力場に支配されるだけではなく、岩石の違いや断層、地下のマグ マだまり、流体の存在等による地殻内の構造的不均質の影響を強く受けてい ると考えられる(e.g.,海野・他、1998; Okada et al., 2012; Kato et al., 2014; Matsumoto et al., 2015). この地殻内の構造的不均質に起因する応 力と強度の不均質性と地震発生の関係を明らかにすることができれば、地震 の発生しやすい領域や、その領域において発生しやすい地震の断層タイプの 予測に繋がると期待される.

地殻内の構造的な不均質が内陸地震発生に与える影響を検討するためには、 大規模地震だけでは発生数が少ないため不十分であり、地震の発生数が多く、 応力・強度の短波長不均質の影響を受けやすいと考えられる小規模地震(M<3) を解析することが重要となる。そこで、上部地殻内で、定常的に地震活動度 が高い紀伊半島北西部に注目し、詳細な解析を行ってきた。

前田(2014)は、紀伊半島北西部における地質学的な不均質構造が地震活動に与える影響を検討するために、1)hypoDD法による震源再決定、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を行った、得られた高精度の微小地震震 源は三波川帯・秩父帯の分布域に対応するように分布しており、特に、三波 川変成帯の中の塩基性岩類で主に構成されている御荷鉾帯や点紋帯において、 地震活動度が周辺の堆積岩類よりも低いことが明らかになった。Maeda et al. (2018)は、局所的な応力場の不均質性が地震活動に与える影響を検討するた めに、1)断層タイプ別に地震発生深度の詳細な検討、2)発震機構解に基づ く応力場の推定を行なった. その結果,本地域の地震の断層タイプや応力場 が深さ方向に変化しており,それらは地下に存在する熱流体 (Yoshida et al., 2011; Kato et al., 2014) や弱面の影響を受けている可能性が高いこ とを指摘した.

上記の研究から, 微小地震は局所的な応力や強度の不均質性の情報を持っ ていることが明らかになってきたことを踏まえ, 本研究では紀伊半島北西部 の微小地震活動の空間的不均質性について, さらに詳細に検討を行った. 具 体的には, I) 震源の分布と表面地質 (産業技術総合研究所地質調査総合セ ンター, 2015), 及び和歌山地域重力図 (宮川・他, 2017) から推測される深 部地質構造との比較 (図1), I) b 値の推定, II) 岩相と地震活動の関係性 の検討を行なった. これまでに予備的な解析結果として, M4 以上の地震が発 生する地域では低 b 値, 微小地震しか発生しない地域では高 b 値となってい る傾向があることが判明した. 本講演では, このような紀伊半島北西部にお ける地殻内の構造的不均質と微小地震活動との関係の検討結果について紹介 する.



図1 紀伊半島北西部における再決定震源と(左)地質・(右)ブーゲー異常(仮定密度2.3 g/cm³)との比較.

# 最近の気象庁一元化震源の動向 #上野 寛・上田 満治・森脇 健 (気象庁)・溜渕 功史 (気象研)

Recently Changes of the JMA Unified Earthquake Catalog #UENO Hiroshi, Mitsuharu UEDA, Ken MORIWAKI (JMA) and Koji TAMARIBUCHI (MRI)

気象庁では、地震調査研究推進本部の施策に基づき、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。2016年4月1日より、「高感度地震観測データの処 理方法の改善に関する報告書」(地震調査委員会、2014)を踏まえた震源の 決定等の処理の改善を行った。具体的には、これまでのトリガ方式の地震検 知に加えて新たな地震検知手法である PF 法(溜渕ほか、2016)を取り入れ、 自動処理による地震検出結果を検測処理の基本とする作業手順を確立した。 これにより、地震カタログに登録される地震数は改善前の約 2~3 倍となっ

- た.今回は一元化震源カタログの品質に係る最近の動向について報告する.
- 2017年3月22日~:熊本地震の際は規模が大きい地震の直後の自動震 源決定率が低かったため、パラメータチューニングなどを行い、自動震 源決定率を向上させた。
- ② 2017年12月1日~:地震予知総合研究振興会の観測点(下北地域,宮城地域,福島地域,長岡地域)の検測処理を開始し,同地域の検知能力が若干向上した.
- ③ 2018年3月22日~:西南日本の南海トラフ沿いで広範囲に発生する深 部低周波地震に対して、Matched Filter法(森脇, 2017)を用いた自 動処理を開始した.深部低周波地震の自動震源数の増加に伴い、一元化 震源の地震数は更に増加した(図1).

一方,平成28年(2016年)熊本地震の一連の地震活動は非常に活発であったため,M1.7以上の地震について優先的に処理を行っていたが,M1.7未満の地震については,溜渕(2017)の波形相関の方法を用いて効率的に処理し,簡易的な確認を行った上で,一元化震源に登録した.

①の改善により,規模が大きい地震直後の自動震源決定率が高くなったが, 処理地震数が大幅に増加した場合は以下の簡易処理を行っている. a. 精査検測対象地震(内陸だと Mthl.7 以上)もしくは有感地震を優先的 に震源決定処理する.

b. 精査検測対象地震未満の地震について: Mth-1.0 以上(内陸の地震の場合, M0.7~M1.6)の地震については, とりあえず A 登録(自動震源)する. Mth-1.0 未満(内陸の地震の場合, M0.6 以下)の地震については, ノイズ か地震かどうかの判断のみで, a 登録(自動参考登録)を行う.

c. 地震活動が落ち着いたら, b で A 登録した地震について見直しを行い, 必要あらば,手動簡易検測を行い, k 登録(簡易登録)を行う.

d. 規模の比較的大きい地震について取りこぼしがあった場合は追加で震源 決定を行う(落穂処理).

この a 及び b の処理結果については,地震発生翌日には公表している.c 及び d の処理結果については,1週間後~1ヶ月後に公表するように努めて いる.上記簡易処理は,最近では 2018/04/09 の島根県西部の地震, 2018/03 の西表島付近の地震,2018/05/25 の長野県北部の地震, 2018/06/18の大阪府北部の地震で適用している.



### 四国・日向灘地域における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)·芝崎文一郎(建築研)

#### Numerical simulation of slow slip events in the Shikoku and Hyuganada region #Takanori Matsuzawa (NIED), Bunichiro Shibazaki (BRI)

#### 1. はじめに

四国から日向灘にかけての領域では,深さ 30km 付近で発生する深部の 低周波微動,超低周波地震,短期的・長期的スロースリップイベント(SSE) だけでなく,海溝軸付近の浅部でもこうしたスロー地震の発生が報告されて いる. さらに近年の地殻変動データの解析からは,日向灘から四国の領域に おいても長期的 SSE の発生が報告されており,とくに日向灘南部ではやや 浅い部分まですべりが推定されている(Ozawa, 2017). 我々はこれまで四国 地域について,プレートの沈み込み形状および実際のスロー地震の分布を考 慮した数値モデリングを実施し,深部の短期的および長期的 SSE を再現し てきた(Matsuzawa et al., 2013).本研究ではこれを発展させ,日向灘から四 国の領域における SSE の発生を説明する包括的モデルの構築を試みた.

#### 2. 数値モデル

フィリピン海プレート上面のモデルは、四国地域については Matsuzawa et al. (2013)と同様に Baba et al(2006)および Shiomi et al.(2008),日向灘地 域については Slab1.0 (Hayes et al., 2012)を参考に設定した.以下では海 底・地表面からの深さに換算し、122,257 個の三角形要素によって表現した プレート境界モデル (図(a)) による結果を示す. 摩擦則としては Matsuzawa et al. (2013)と同様にカットオフ速度をもったすべり速度・状態 依存則を使用した. 浅部のスロー地震領域についても、すべり速度に依存し た安定性の変化が岩石実験から得られており(Saito et al., 2013),深部同様 カットオフ速度の効果を導入した. 豊後水道の長期的 SSE 領域についても、 Matsuzawa et al. (2013)と同意に、周囲よりやや有効法線応力が低い領域と して導入した. 日向灘の長期的 SSE 領域については、長期的 SSE 領域が設 定する場合 (モデル1,図(b))および設定しない場合 (モデル2,図(c)) を検討した. このような摩擦モデルを用いて、半無限弾性体の応答を仮定し、 すべりの時間発展の数値シミュレーションを実施した.

#### 3. 結果・議論

図(d)および図(e)に、それぞれモデル1とモデル2の結果を示す. 足摺岬沖の 浅部領域(点A-C)では、東側の点Dに比べすべりの振幅が大きく、よりepisodicな 挙動を示す. 実際、浅部超低周波地震の活動は足摺沖から東側の領域ではそれ ほど活発でなく(Asano et al., 2008)、この結果は沈み込み形状が浅部のスロー地 震活動のパターンに影響を与える可能性を示唆する.

日向灘南部に長期的SSE領域を設定した場合(モデル1), SSE発生時に南部 から北方向へのすべりの伝播がみられたのに対し(図(d)),設定しない場合(モデ ル2)には,ほぼ同時にすべりがみられた(図(e)).北方向への浅部超低周波地震 の活動域の移動は,2010年,2013年の活動の解析でともに観測されており (Asano et al., 2015; Yamashita et al., 2015),固着域の幅が狭くなることによって, 日向灘南部ですべりが開始しやすくなっている可能性が示唆される.



図(a)数値モデルで仮定したプレート境界深さ.(b),(c)モデル1,モデル2それぞれの有効法線応力の分布.(d),(e)モデル1,モデル2それぞれのすべり速度. A-D 点の位置は図(d),(e)に示す.

謝辞:本研究は科研費補助金(JP16H06477)により助成された.

# 豊後水道 GNSS 観測網で捉えた 2015 年 12 月~2016 年 3 月頃の小規模なスロースリップイベント

# 廣瀬仁 (神戸大)・松島健 (九大理)・田部井隆雄 (高知大)・ 西村卓也 (京大防災研)

- A small slow slip event in the Bungo Channel from December 2015 to March 2016 detected by a GNSS observation network
  - # Hitoshi Hirose (Kobe Univ.), Takeshi Matsushima (Kyushu Univ.), Takao Tabei (Kochi Univ.) and Takuya Nishimura (Kyoto Univ.)

#### [はじめに]

豊後水道周辺域において、フィリピン海プレートの沈み込みに伴い、スロースリップ イベント (SSE) がくり返し発生していることが、主として国土地理院の GNSS 観測網 (GEONET) によって見出されている (例えば, Hirose et al., 1999; Ozawa, 2017)。そ れらのうち規模が M_w 6 クラス後半の大規模なものは 2010 年までに 3 回、約 6–7 年 間隔で発生している。しかしそれ以降の大規模 SSE は、平均的な繰り返し間隔から 1 年以上超過した 2018 年 6 月現在でも未だ発生が確認されていない。一方で、2014 年 および 2016 年には、より小規模で短い継続時間の SSE が豊後水道で発生したと報告 されている (Ozawa, 2017)。

これらの各種 SSE のすべりの範囲を制約することは、この領域でのひずみ収支を明 らかにするために重要である。このため、我々は 2014 年度より豊後水道周辺地域にお いて GNSS 連続観測点を順次設置し観測を継続している。本研究では、これらの観測 点で捉えた 2016 年の小規模 SSE による地殻変動と、そのインバージョン解析による すべり分布の推定結果を報告する。

#### [データ・解析方法]

GNSS データは GIPSY-OASIS 6.4 にて ITRF2008 に準拠した日々の座標値を推定し た。それらを GEONET 三隅 (0388) に対する相対的な変位に変換し、さらに 2016 年 6 月~2018 年 6 月の期間を定常と仮定し、この期間にあてはめた線形トレンド・年周 期・半年周成分を全期間から差し引いた。さらに観測点保守や 2016 年 4 月の熊本地震 に伴うステップ的な変動を補正した。この前処理データを目で確認し、2015 年 11 月末 から 2016 年 4 月初旬(熊本地震前まで)を SSE 期間と判定した。データ品質等を検 討し、最終的に、図に示す 36 観測点の 3 成分の変位データをインバージョン (Hirose and Obara, 2010; Hirose et al., 2014) に用いた。

#### [結果と考察]

この SSE のすべりは足摺岬の西方を中心とする位置に推定された(図)。豊後水道で の3回の大規模 SSE (例えば, Ozawa et al., 2013)のすべり分布と比較すると、2015 SSE のすべり域はほぼ大規模 SSE のすべり領域に内包され、すべり域の北方向(より 深部)への広がりに欠けている。地震モーメントは 3.3×10¹⁸ Nm (M_w 6.3)、最大す べり量は 4 cm であった。有意なモーメント解放は 2015 年 12 月初め~2016 年 3 月末 にかけての約 4 か月間に発生した。豊後水道の大規模 SSE は足摺岬付近からすべりが 開始する事例が多いが、今回の領域がまさにその開始場所に一致し、大規模 SSE に進 展するか、小 SSE で終息するかを決定づける役割を果たしていると考えられる。



図: 推定された SSE のすべり分布(カラースケール)とインバージョンに使用した観測点の分布(白抜き三角).本研究グループで設置した観測点に観測点コードを付した.なお解析領域 西端のすべりは、同時期の日向灘での SSE が混入したものと考えられる.

謝辞 国土地理院の GNSS データを利用させていただきました。本研究は文部科学省 「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」、東京大学地震研究所共同利用、 JSPS 科研費 JP16H06474 の助成を受けたものです。記して感謝いたします。

MUSIC法を用いた紀伊半島周辺の深部低周波微動のアレイ解析

#寒河江皓大・中原恒・西村太志(東北大理)・今西和俊(産総研)

Array Analysis of deep low frequency tremors around Kii Peninsula using the MUSIC method

#Kodai Sagae, Hisashi Nakahara,Takeshi Nishimura (Tohoku Univ.), and Kazutoshi Imanishi (AIST)

#### <u>はじめに</u>

産業技術総合研究所(以降、産総研)は、紀伊半島に鉛直地震計アレイを配 置している。Imanishi et al.(2011)は、この鉛直アレイを使った深部低周波 微動の検出法Vertical Seismic Array Detection (VSAD)を開発し、微弱な微 動の検出を可能とした。しかし、鉛直アレイのみでは到来方位角がわからな いため、さらに地表地震計アレイも設置された。

本研究では、紀伊半島に設置されたこれら3次元アレイのうちの地表地震計 アレイを用いて、イベント検出基準を設け、深部低周波微動検出の時間分解 能の向上を試みる。

#### <u>データ・解析方法</u>

紀伊半島に設置された産総研の地表地震計アレイは、口径は約1.5kmで、十 字形に50~100m間隔で配置された39点における3成分速度型地震計から構成 されている(図1)。地震計の固有周波数は2Hzであり、サンプリング周波数は 200Hzである。

まず、地震計の機器補正を行い、アレイ直下の局所的な構造の影響を取り 除くために走時の観測点補正値を与える。2秒間の時間窓内でクロススペクト ル行列*C_{ij}*(i,jは観測点)のアンサンブル平均を計算し、時間窓をずらしながら1 秒ごとにクロススペクトル行列を計算する。次に、アレイにコヒーレントな 波が入射しているかを判断するために、観測点iと他観測点jのコヒーレンスの 平均値*T_iを*(1)式のように計算する。そして、(2)式のように、20点以上の観 測点で、*T_i*が閾値(0.8)以上となるときに、アレイでコヒーレントな信号が検 出されたと判断した。

$$\sum_{i=1}^{N} S_{i} \ge 20 \qquad \text{trtl} S_{i} = \begin{cases} 0 \ (T_{i} \le 0.8) \\ 1 \ (T_{i} \ge 0.8) \end{cases} \cdots (2)$$

このようにして、信号を検出した時刻において、MUSIC法[Schmidt(1986)] を用いて、入射波の見かけスローネスと到来方向を推定する。

<u>結果</u>

紀伊半島で微動が活発化した2014年1月9日~1月13日まで解析を行った。9 日にアレイの直下で微動が発生し、微動の活動域が北東方向と南西方向に移 動する様子を、推定した見かけスローネスと到来方向の変化から確認できた。 これは、産総研がエンベロープ相関法で推定した微動カタログの結果と調和 的である。また、11日以降に北東方向で微動カタログにはないイベントが検 出されており、北東方向の微動活動が続いていることが示唆される。地震計 アレイを用いた深部低周波微動の解析により、従来よりも高時間分解能(1s間 隔)で微動を検出し、その移動を高角度分解能で追跡できることが分かった。



←図1 地表地震計アレイの配置。カ ラーバーは基準点からの標高差。

→図2 左:到来方向、右:見かけスロー ネス。赤星は微動カタログにあるイベ ント。(2014/01/11 3Hz の例)



#### <u>謝辞</u>

産総研の微動カタログは、Slow Earthquake Database[Kano et al.(2018)] からダウンロードいたしました。記して感謝いたします。

### 「スロー地震データベース」の構築と運用

#田中優作(東大地震研)·加納将行(東北大理)·麻生尚文(東工大理)·松澤孝紀(防災科研)·井出哲(東大理)·小原一成(東大地震研)

#### Recent Report on "Slow Earthquake Database"

#Yusaku Tanaka (ERI), Masayuki Kano (Tohoku Univ.), Naofumi Aso (Tokyo Tech.), Takanori Matsuzawa (NIED), Satoshi Ide (UTokyo) Kazushige Obara (ERI)

スロー地震は低周波微動(low-frequency tremor),低周波地震(LFE; lowfrequency earthquake),超低周波地震(VLFE; very low-frequency earthquake),スロースリップ(SSE; slow slip event)に大別され、通常の地震よ り長い時定数をもち、数Hz~数年という非常に幅広い時間スケールで進行す る現象である。さらには、繰り返し地震(repeater)もスロー地震の発生を示唆す る(e.g., Uchida et al., Science, 2016)。これらは現在まで多くの研究者によっ て様々な手法を用いて検出され、論文やウェブサイト等に各々のフォーマット で公開されている。新学術領域研究「スロー地震学」では、このように散在する 多様なデータを集約し、フォーマットを標準化する事や、散在するデータへの アクセス拠点の構築を目指し、"Slow Earthquake Database"(<u>http://wwwsolid.eps.s.u-tokyo.ac.jp/~sloweq/</u>)を2017年12月に公開した。現在、我々 「スロー地震学」カタログ班事務局が、この構築と運用を担当している。

スロー地震データベースでは、スロー地震のカタログを、現象については LFE、Tremor、VLFE、SSE、Repeater、地域については日本、Cascadia、San Andreas、Mexico、Chile、New Zealand、Taiwanに分けて整理している。利 用者は対象とする期間とカタログを選択する事で、カタログごと/深さごと/発 生時間ごとに整理してGoogle Maps上に表示されるデータを確認する事が出 来る。また、その情報をもとにして、統一されたフォーマットでcsv形式のデータ をダウンロードする事が出来る。個々のデータに対してAGUのフォーマットで 整理された原著論文が示されているため、利用者は各データについて十分に 理解した上でそのデータを利用する事が可能である。

図に実際のデータベースのスクリーンショットを示す(2018/07/09現在)。表示 されているMap+DLタブは、選択する期間(Time Span)、現象と地域別に整理 されたカタログ(Catalog; 2018年7月現在、カタログ数44)、選択したカタログに 含まれるデータが表示されるGoogle Map(Map View)、必要なデータを選択して ダウンロード(Download)、本データベース の標準フォーマットについての説明欄(Data Format)で構築されている。また、最下部の Google Formからは、データベースに対す る意見や質問、あるいはカタログの提供の 為の連絡を取る事が出来る。

Direct DLのタブからは標準化フォーマッ トに変換する前のオリジナルデータへアクセ ス出来るように準備を進めている。Policy、 AD、Newsタブでは、それぞれ本データベ ースのポリシー(General Policy)と個々の カタログのポリシー(Individual Policy)、カ タログ提供のお願い、本データベースの更 新履歴が示されている。

現在、一度にダウンロードできるデータの 量が制限されている点や、SSEの時間発展 についてはカタログが対応していない等の 課題が残されているものの、ブラウザによっ てデータがダウンロードできなかった問題な どを解決し、ユーザビリティを向上させつつ、 長期的に持続可能なデータベースとして存 続できるよう調整を進めている。また、本デ ータベースについては既に論文化されてお り(Kano et al., SRL 2018)、今後もデータ の追加と利用の促進に取り組んでいく。 [謝辞] 本データベースの構築・更新にご協 力してくださっている皆様に深く感謝します。 また、本データベースは新学術領域研究 「スロー地震学」の一環として、科研費 JP16H06472, JP16H06473, JP16H06474, JP16H06476, JP16H06477, JP16K21728 の助成を受け、構築・運営されています。



図1 Slow Earthquake Database

### 2017年9月8日に秋田県南部で発生した M5.2 の地震の震源過程・破壊伝播 指向性・応力降下量と、東北日本の偏差応力

#吉田圭佑¹・齊藤竜彦²・江本賢太郎¹・松澤暢¹(1:東北大・理、2:防災科研) Source process, rupture directivity, and stress drop of the 2018 M5.2 Southern Akita earthquake, and its implication to deviatoric stress in Tohoku

#Keisuke Yoshida, Tatsuhiko Saito, and Kentaro Emoto, Toru Matsuzawa

地震は、地球内部に分布する弱面に働くせん断応力が、その摩擦強度に達した際に生 じると考えられる。そのため、その発生機構の理解のためには、地球内部の応力・摩擦 強度の情報が不可欠である。しかしながら、地球内部の応力・摩擦強度の状態を推定す る方法は確立されていない。ただし、地震波形や地殻変動のデータを用いることにより、 断層サイズを精度良く求めることができれば、地震時応力降下量の推定が可能になる。

応力の大きさを推定するために考えられる一つの方法は、観測可能量である応力場の 方向の変化を用いるやり方である。大地震の発生により生じる応力変化を尺度にするこ とにより、原理的には偏差応力の大きさの推定が可能になる(e.g., Hardebeck & Hauksson, 2001; Wesson & Boyd, 2006)。例えば、2011 年東北沖地震は、その応力変 化により、震源域直上の圧縮応力場を引っ張り応力場に逆転させたことが推定されてい る(Hasegawa et al., 2012)。地震時静的応力変化との比較から、2011 年東北沖地震発 生以前の東北日本震源域直上の差応力の大きさが、およそ < 20 MPa であったことにな る。

2011 年東北沖地震に伴う応力場の回転は、震源域直上のみならず、東北日本の内陸 域、秋田県と福島-茨城県境周辺でも生じたことが推定された(Yoshida et al., 2012)。 その場合、元々の差応力の大きさが <1 MPa と言うことになり、これは地震の典型的 とされる応力降下量と同程度かむしろ小さい。その後の解析により、福島-茨城におい て見られた応力場の回転は、元々存在していた応力の異常域において、局所的に差応 力・せん断歪みエネルギーが増加したことによる地震トリガーの結果として生じた見か けのものである可能性が示唆され (Imanishi et al., 2013; Yoshida et al., 2015)、秋田 でも同様の結果が得られている (Yoshida et al., 2016, JpGU, 2018, submitted)。

2017 年 9 月 8 日に秋田県大仙市において、M5.2 の地震が発生した。波形相関を用 いて再決定した震源位置によると、この地震の余震分布は、本震震源周辺に 1.5 km 程 度の空白域を持つようである (図 1)。2011 年東北沖地震などの例の場合に顕著に見ら れたように (Asano et al., 2011)、本震時の主要な滑り域に対応するのかもしれない (e.g. Wetzler et al., 2018)。

観測された地震波形から本震の震源過程の情報を抽出する目的で、本震近傍(0.3 km)で発生した M 3.4 の前震を用いて、デコンボリューション (Riggoria and Ammon, 1983)により震源時間関数の推定を行った (図 2)。得られた震源時間関数は、2 つのピークを持ち、その時間差が北側と南側の観測点で異なる。本震が 2 つの主要なすべり 域を持つことを示唆する。また、ピークの最大振幅と卓越周波数が、破壊が北側に伝播 したことを示唆する顕著な方向依存性を持つ。デコンボリューションにより求めた震源 時間関数を用いて、Ross et al. (2017, GRL)と同様の方法で、本震の震源過程の推定を 行った。その結果は、仮定する破壊伝播速度 vr にも依存するが、vr/Vs < 0.9 のいず れの場合も、大滑り域を生じた領域は、震源近傍の 2 km 程度の狭い範囲内に収まり、およそ余震の空白域と対応しそうである (図 3)。すべり分布は震源近傍とその 1km 程 度北部に位置する 2 つのピークを持つようである。それらの応力降下量の大きさは > 10 MPa であり、この地域の差応力が < 1MPa とするモデルで説明することは難しそう である。



### 東海地域のスラブ内地震の特性

#鈴木貞臣・村上 理(東濃地震研)・V.M. タン・V.V. ブング(ベト ナム地物研)・ 木股文昭(東濃地震研)

Characteristics of the intrasrab earthquakes in Tokai #Sadaomi Suzuki • Osamu Murakami (TRIES) • V. M. Tuan • V. V. Vung(Vietnam A. S. T) • Fumiaki Kimata (TRIES)

東海地域のスラブ内地震については既に Miyoshi and Obara (2010) 等によっ て詳しく調べられているが、その後、気象庁による震源データが増えてきたこと や、東濃地震科学研究所とベトナム地球物理学研究所が共同で最近の地震の メカニズム解を求めたので、それらの結果を整理して、東海地域のスラブ内地震 の特性を再検討した.

図1は、気象庁によって得られた、東海地域で発生した深さ60kmより浅い地 震の震源分布である. 震源が35kmから45kmの間の(緑色の)地震がスラブ内 地震とみなされる. これらの地震の分布は均一ではなく、図中の楕円で示されて いるように、幾つかの帯状配列がみられる(例えば、三好・小原(2010)). 帯状配 列Aとdは東海地域のスラブ内地震の中心をなし、今回の調査によっても、それ らの T 軸はスラブの走行に平行(ほぼ東西)で、P 軸はスラブの最大傾斜方向 (ほぼ南北)に沿っている. この地域のスラブ内地震の起震応力場はスラブの曲 げから期待される伸張場と圧縮場に調和的との指摘(Miyoshi and Obara (2010))があるが、帯状配列Aとdは伊勢湾から琵琶湖北方にかけてのスラブの 尾根より東に約50km離れているので、その指摘には賛成できない. 帯状配列 e とf はスラブの谷に近い. 一方、帯状配列 B は伊勢湾名古屋港付近から北北 東に伸びて、A と約70°の角をなしている. こらの地震の起震力を統一的に説 明することは、今の所できていない.



図 1. 東海地域で発生した深さ 60 km より浅い地震の震源分布 (気象庁震源による). 期間は2002年6月より2018年4月まで. AとBの楕円で囲まれた震央は、比較的明瞭な帯状配列. c - f の楕円で囲まれた震央は短い帯状配列. 伊 勢湾から琵琶湖北方に向かう灰色太矢印はスラブの尾根軸. 図右側の茶色太矢印は スラブの谷軸.

#### 引用文献

Miyoshi, T. and K. Obara (2010), Double seismic zone within the ridge-shaped slab beneath southwest Japan, Earth Planets Space, 62, 949-954. 三好崇之・小原一成(2010)、伊勢湾から紀伊半島下のフィリッピン海スラブ内にみ られる二重地震面の起震応力場、日本地球惑星科学連合 2010 年大会、地震活動 S-SS013P14.

# 南極,東オングル島における複数地震計アレイ観測 #中元真美(地震予知振興会)・金尾政紀(極地研)

Multiple seismic array observation in East Ongul Island, Antarctica #Manami Nakamoto (ADEP), Masaki Kanao (NIPR)

1. はじめに

南極プレートは周りを海嶺とトランスフォ ーム断層で囲まれており、その中央に位置 する南極大陸は比較的安定した陸塊であ る.大陸全体としての地震活動は低いが, これまでに西南極の火山地域や南極半島、 東南極大陸内でも地震の発生が報告され ている.日本の観測拠点である昭和基地が ある東オングル島は南極大陸から4km沖に 位置し、1959年から地震観測が開始され, 現在では昭和基地の他に対岸の大陸沿岸 域でも複数の場所で地震観測が実施され ている.これらの地震観測点では南極域で 発生する地域的な地震や世界各地で発生 する遠地地震に加えて、東オングル島周辺の



図1 地震観測点分布

局地的な地震もとらえられている.さらに微小地震・氷震や微動も観測されている が,規模の小さい地震は既存の観測点だけではその震動を精度良く決めることが 難しい.そこで我々は東オングル島周辺での地震活動を把握するために,2017年 -2018年に地震計アレイ観測を実施した.

#### 2. 地震観測

我々は東オングル島周辺で発生すると考えられる局所的な微小地震と氷震を主 なターゲットとし、微動源の時空間変化を調べることも目的とした.1ヶ所での地震 計アレイ観測からは観測点に入射する波の到来方向とスローネスといった情報が 得られるが、震源を決めることはできない.そこで島内2ヶ所にアレイ観測点を設置 した(図2).夏は岩が露出する東オングル島で はあるが、冬期は積雪もあり気温も-30℃以下と なる.そのため冬期の観測継続は難しく、2度の 夏期間(2017年1月-2017年3月、2017年11月-2018年1月)のみ地震観測をすることとし、東オ ングル島の東部と南部にそれぞれ6台、7台の地 震計で構成されるアレイ観測点を構築した.使 用した地震計は東部が固有周期2Hzの上下動 地震計、南部が固有周期2Hzの3成分地震計で ある.収録装置は東部と南部の観測点で異なる ものを用い、それぞれ200Hz、250Hzサンプリン グで現地の記録メディアに連続記録を収録した.

3. データ

設置期間や消費電力の違いにより、両方の観 測点でデータが収録できたのは前半1ヶ月と後 半2ヶ月の約3ヶ月間であった.ブリザード等の 風を起源とするノイズを除けば人工的なノイズは 少なく良好なデータである. 期間中に見られる 震動は記録された観測点の違いから大きく3つ に分けられる.1つ目は遠地地震で、東オングル 島の観測点はもちろん対岸の南極大陸沿岸の 全ての地震観測点で記録されている。2つ目は 比較的近地で発生した震動で東オングル島と一 部の沿岸観測点でのみ記録されている.3つ目 は島内の観測点のみで見られ,東オングル島の 極近傍で発生していると考えられる震動である (図3). 今後これらの震動についてその発生位 置を推定し、この地域の地震活動を明らかに する.



図2 東オングル島内の地震観 測点分布(上)と各アレイ観 測点の配置(下)



謝辞:

本観測にあたり、九州大学地震火山観測研究センターよりデータロガー及び 地震計をお借りしました.記して感謝申し上げます.

# 四国西部のスロー地震発生域における

稠密アレイを用いたレシーバー関数解析

#疋田朗·小原一成·加藤愛太郎·竹尾明子

·悪原岳(東大地震研)·前田拓人(弘前大理工)

Receiver function analysis with dense array where slow earthquakes occur in western Shikoku #Akira Hikita, Kazushige Obara, Aitaro Kato, Akiko Takeo, Takeshi Akuhara (ERI), and Takuto Maeda (Hirosaki Univ.)

#### 序論・目的

深部低周波微動・地震(LFE)やスロースリップイベントなどのスロー地震は 世界中の沈み込み帯において観測されており、その発生メカニズムについて 多くの議論がなされている。Kato et al. (2010)は東海地方に設置した稠密ア レイデータを用いて地震波トモグラフィとレシーバー関数解析を行い、 Episodic Tremor and Slip (ETS)が沈み込む海洋プレートとマントルウェッジ の境界付近で、またそれよりも浅い陸側地殻と海洋プレートとの境界で長期 的スロースリップイベントが発生していることを明らかにした。本解析では、東 海地方と同様にスロー地震が最も活発な地域の1つである四国西部に設置し た稠密アレイデータを用いることによって、沈み込み帯の構造とスロー地震の 関連性を探ることを目的とする。

データ・手法

解析には、稠密アレイ観測69点に測線近辺のHi-net3点、気象庁1点、産業 技術総合研究所(AIST)1点を合わせた計74点の波形データを用い、設置 期間(2011年10月~2013年3月)中に発生したマグニチュードM5.5以上、震 央距離30~90度の遠地地震119個について、レシーバー関数を計算した。 安定的にレシーバー関数の計算を行うため、本解析には、P波到達時刻40秒 前から80秒間の時間窓に1 Hzのローパスフィルタをかけたデータに対して、 ウォーターレベル法を採用した。SN比は3以上のデータのみを使用した。 3. 結果·考察

深さ20-40 kmの範囲に南から北に向かって沈み込む低速度層の上面と下面が明瞭にイ メージングされた(図)。これらはそれぞれフィリピン海プレートと上盤プレートとの境界面、 およびフィリピン海プレート内のスラブモホ面であると考えられる。地震活動と比較すると、 スラブ内地震はスラブモホ面付近に分布しているのに対し、Ohta and Ide (2017)によって 震源再決定されたLFEは、プレート境界面上に分布する。また、測線北部において深さ 25-30 km付近に上盤プレート側のモホ面が存在することから、四国西部においてもETSは マントルウェッジと沈み込むプレートとの境界付近で起こっているといえる。



図(左). 観測点と地震活動の分布。赤い線が今回の測線を示しており、橙、青、黒、白の 三角はそれぞれ、稠密アレイ、防災科学技術研究所(NIED)Hi-net、気象庁、AISTの観 測点を表す。黄色の星はNIEDが検出した2001年1月から2017年1月までの深部低周波微 動。緑の星はOhta and Ide (2017)が震源再決定した2004年4月から2011年3月までの LFE。灰色の丸は気象庁が検出した2011年10月から2013年3月までの通常の地震。

図(右).上:NIED微動カタログの2001年1月から2017年1月までの累積地震波輻射エネ ルギー下:測線断面に沿って深さに変換したレシーバー関数。横軸は測線に沿った距離 を表しており、図(左)の南北に伸びる赤線と一致している。図の左端は赤線の北端と対応 する。緑の星はOhta and Ide (2017)が震源再決定したLFE。黒い点は気象庁が検出した 通常の地震。

謝辞:本研究は防災科学技術研究所の高感度地震観測網Hi-netや、気象庁、産業技術総合研究所の波形データ、及びKano et al. (2018)のスロー地震カタログを使用しました。

# 南海トラフ西部におけるスロースリップイベントの震 源パラメータ

#高木涼太·内田直希·長谷川昭(東北大)·小原一成(東大地震研)

Source parameters of slow slip events in the western part of Nankai trough

#Ryota Takagi, Naoki Uchida, Akira Hasegawa (Tohoku Univ.), Kazushige Obara (ERI)

南海トラフ西部の日向灘から四国西部の領域では,低周波微動・超低周波 地震・スロースリップイベント(SSE)といった様々なスロー地震が発生している. その中でも,SSEは継続時間が1週間程度,繰り返し間隔が3-6ヶ月程度の短 期的SSEと,2-6年程度の間隔で1年程度の継続時間を持つ長期的SSEに分 類されている.これらのSSEの発生間隔,継続時間,モーメント,応力降下量な どの震源パラメータの推定は,SSE発生メカニズムの理解のために重要である. 本研究では,南海トラフ西部においてGNSSデータから長期的SSEを系統的に 検出し,その震源パラメータを調べた.

長期的SSEは、GNSS変位時系列にランプ関数と有限矩形断層を用いて計算されるモデル時系列をフィッティングし、発生日と断層位置をグリッドサーチすることで系統的な検出を行った(Takagi et al., 2018、JpGU). その結果、1996年から2017年の期間で日向灘から四国西部の領域において24個の長期的SSEが検出された. SSEの発生間隔は走向方向に変化しており、日向灘南部で約2年、日向灘北部で約6年、豊後水道で約3年、四国西部で約6年である. 20年間の積算すべり量は日向灘南部と豊後水道でそれぞれ79 cm、64 cmと大きく、日向灘北部と四国西部で30 cm、15 cmと小さい. さらに、推定した断層パラメータを用いて応力降下量を計算した. 応力降下量は5-200 kPaの範囲に推定され、頻度分布のピークは50 kPaであった(図1b, c).

長期的SSEと短期的SSEの応力降下量を比較するため、Nishimura (2014) により検出された短期的SSEの断層パラメータから応力降下量を計算した.短 期的SSEの応力降下量は10 kPaにピークを持つ.長期的SSEと短期的SSEの 積算すべり分布のピークの位置は空間的にずれており、長期的SSEと短期的 SSEの応力降下量の違いは、プレート境界面にかかる有効法線応力の違いに よる摩擦強度の空間分布を反映している可能性が考えられる.長期的SSEと 短期的SSEの発生メカニズムを明らかにするためには、継続時間、発生間隔、 モーメントなどの震源パラメータについてもさらに調べていく必要がある.



図1. (a) 長期的SSE(カラーコンター; 灰色コンター10 cm間隔)と短期的 SSE(黒色コンター5 cm間隔; Nishimura 2014)の積算すべり量分布. 灰色の 領域は地震時すべり域(Sagiya and Thatcher 1999; Yagi et al., 1998). (b) 長期的SSE(四角)と短期的SSE(丸)の応力降下量. (c) 応力降下量の規格化 した頻度分布. 黒線が長期的SSE, 灰色が短期的SSE.

### OBS観測による駿河湾の地震活動について

---駿河湾における最近の地震活動の特徴---馬塲久紀(東海大海洋)・#西宮隆仁・中田健嗣・小林昭夫・ 勝間田明男・(気象研)・対馬弘晃(気象庁)・澤田義博・笠原敬司・ Panayotopoulos Yannis・阿部信太郎(地震予知振興会)・曽谷太洋・ 中尾凪佐(東海大院海洋)

Seismicity in Suruga Bay from OBSs Observations.

-Recent Features Seismic Activity in Suruga Bay-Hisatoshi Baba (Tokai Univ.), #Takahito Nishimiya, Kenji Nakata, Akio Kobayashi, Akio Katsumata (MRI), Hiroaki Tsushima (JMA), Yoshihiro Sawada, Keiji Kasahara, Panayotopoulos Yannis, Shintaro Abe(ADEP), Taiyo Sotani and Nagisa Nakao (Tokai Univ.)

#### Abstract

Tokai Univ. and MRI are carrying out the ocean bottom earthquake observations near Suruga Trough axial region, east end of a possible nearfuture Tokai Earthquake, using 4 pop-up type Ocean Bottom Seismographs (OBSs) from October, 2011. The seismic activity obtained by these observations proved that most of them were aftershocks of the M6.5 earthquake occurred in Suruga Bay in 2009. Therefore, in order to investigate the seismic activity in the northern and southern part of Suruga Bay, we installed 2 more OBSs by ADEP. In this presentation, we report characteristics of seismic activity obtained with 6 OBSs.

#### はじめに

駿河湾では,東海地震の想定震源域として,1976年から巨大地震の発生が懸念 されてきた(石橋,1976)が,いまだに東海地震は発生していない.2009年8月「静 岡沖の地震(M6.5)」と2011年8月「駿河湾南西部の地震(M6.2)」の発生を契機に, 東海大と気象研(MRI)では駿河湾石花海(せのうみ)周辺海域で,海底地震観測 を開始し,駿河湾で発生する詳細な地震活動の調査を開始した(例えば,馬塲ほか, 2015).海底地震観測は,観測点4箇所(●:MRI-OBS)で,通常3ヶ月ごとにOBS の回収・設置を繰り返している(図1).さらに2017年8月には、3ヶ月間にわたり、地 震予知振興会(ADEP)によるOBS観測点を北側と南側に増設し、観測を行った(図 2).本発表ではこれらの観測で把握された地震活動の特徴について報告する.

#### 地震活動の特徴

- (1)4観測点(MRI-OBS)で決められた震源のほとんどは、石花海北碓の直下に集中している(図1). 震央は逆L字型に分布し、これらの震源は2009年8月「静岡沖の地震(M6.5)」と2011年8月「駿河湾南西部の地震(M6.2)」のそれぞれの余震と考えられる.
- (2) 震源分布としては西に向かって若干深くなる傾向を呈しているが、プレート境界 との関係については、構造探査結果との比較等、さらなる検討が必要である.
- (3) 現在6観測点(MRI-OBS, ADEP-OBS)による解析を進めているが, 駿河湾伊豆 側(西伊豆波勝崎沖)と駿河湾南部(湾口部)における地震検知ないしは震源 決定精度に改善が見られた. 駿河湾北部は, ほとんど震源が決まらなかった.



### 天草地震空白域における非弾性ひずみの検出 #湯浅雄平(九大理)・松本聡・松島健(九大地震火山セ)・中尾茂(鹿 児島大理工)・大倉敬宏(京大理火山研究セ)

Detecting Inelastic strain in seismic gap around Amakusa Island

#Yuhei Yuasa, Satoshi Matsumoto, Takeru Matsushima (Kyushu Univ.), Shigeru Nakao (Kagoshima Univ.), Takahiro Ohkura (Kyoto Univ.)

九州の西部に位置する天草諸島の地震活動は九州の他の地域よりもはるか に低く、地震空白域となっている。また、GNSS によって観測される歪み速 度場は一様ではなく、2 次元の弾性不均質では説明することが出来ない。従 って局所的な非弾性変形が地震空白域と観測される歪み不均質の原因である 可能性が考えられる。また地震は媒質中の弾性ひずみエネルギーを解放する 現象であるため、防災上の観点から弾性ひずみの蓄積がどこで進行している のかを知る必要がある。これらの理由から対象領域の弾性変形と非弾性変形 の分離を目指し、解析を行った。

これまで測地データから地下の非弾性歪みの分布を得る試みはいくつか行 われてきた(Noda et al. 2010, Meneses-Gutierrez and Sagiya 2016)。しかし ながら、測地学データを用いて地殻中の弾性ひずみと非弾性ひずみの分離を 行うことは通常困難である。そこで、今回は簡単な仮定のもと解析を行った。 ある領域での観測された歪みの平均値は広域応力場によるものと仮定し、観 測値とこの平均値の差が局所的な非弾性変形によって生じた歪みとした。こ の値をデータとして Barbot et al. (2017)のグリーン関数を用いてインバージ ョンを行うことで地殻中の非弾性変形場を求めた。その際、地震空白域周辺 の非弾性変形の向きは領域内で発生した地震のモーメントテンソルを足し合 わせていく手法(Kostrov 1974, Matsumoto et al. 2016)で得られた非弾性歪 み速度と同じとした。

結果として天草島周辺の地震発生層に相当する深さに非弾性ひずみ速度が 高い領域が存在することが分かった。この局所的な高い非弾性ひずみ速度に よって地震空白域内のせん断応力が低下している可能性があるが、広域応力 場の絶対値は分からないので実際のせん断応力の増減を推測することは出来 ない。しかし、この非弾性歪みの分布と 2011 年の東北沖の地震などの巨大 な地震による地殻の弾性応答の分布を比較することで、天草周辺の地殻変動 の特徴を議論することが出来ると考える。



図1. 九大地震火山センターによって決められた1984年~2014年間に発生した M2.0以上、深さ30 km 以浅の地震の震央分布。



図2. 天草諸島周辺の観測された歪み速度分布。左は東西、中央はせん断、右は 南北成分

### 1997-2010年における東海地方スロースリップイベン

### トの時空間発展の推定

#坂上啓(京大理)·西村卓也(京大防災研)· 福田淳一(東大地震研)·加藤照之(温地研)

Time-space evolution of slow slip events in the Tokai region, central Japan from 1997 to 2010. #Hiromu Sakaue (Kyoto Univ.), Takuya Nishimura (DPRI), Jun'ichi Fukuda (ERI), Teruyuki Kato (HSRI)

スロースリップイベント(SSE)は、世界各地の沈み込み帯の巨大地震の震源域に 隣接する領域で数多く観測されているゆっくりとした非地震性の断層すべり現象で ある.東海地方では2000年から2005年と2013年から2016年に長期的SSEの発生 が報告されている.また、長期的SSEの発生領域に隣接するやや深い領域では、 深部低周波微動(LFTs)を伴った継続期間が数日から2週間程度の短期的SSEが 数ヶ月間隔で繰り返し観測されている.短期的SSEによる地表変位は非常に小さく、 主にボアホール傾斜計やひずみ計を用いて観測が行われていることが多かった. 本研究では、Fukuda et al. (2008)のインバージョン法をGNSSデータに適用し、 1997年から2010年に発生した長期的SSEと短期的SSEの時空間発展の同時推定 を試みた.

本研究では、国土地理院GEONETのGNSSデータに加え、東大地震研等による GNSS連続観測データについてもGIPSY OASIS II (version 6.1.1)を用いて日々 の座標値解析を行い、プレート境界面上でのすべりの時空間発展の推定を行った. 解析を行った1997年から2010年の期間に東海地方では、2000年の三宅島ー神 津島火山活動に伴う地殻変動 [例えば、Nishimura et al. (2001)] や、2004年紀 伊半島沖地震の地震時変位とその余効変動[例えば、水藤(2017)]が観測されて おり、それぞれモデル計算値を用いて補正した.また、季節成分やアンテナ交換 等の人為的なオフセットの補正はインバージョン解析の前処理として行った. 暫定的な推定結果の特徴は以下の通りである.2001年1月頃から長期的SSEに よるモーメントの解放が始まり,浜名湖周辺にすべりが推定された.2003年にモー メントの解放が加速し,同時期に北東方向へすべり域が移動/拡大し,2006年末 に収束した.これらの結果は先行研究 [例えば,水藤・小沢(2009)] で報告されて いる結果と調和的である.

本研究では、モーメントレートが推定誤差2σを超えて加速した期間を短期的 SSEとした.解析期間に推定された短期的SSEのすべり分布の一例を図1に示す. 推定された短期的SSEは2001年から2010年の期間で13個であった.これらの短 期的SSEは長期的SSEのすべり域よりも深い側で推定され、解放モーメントは M_w5.9-6.1であった.傾斜計やひずみ計を用いて推定された結果と概ね一致し、 傾斜計やひずみ計を用いて推定されたM_w5.8以下の短期的SSEは推定できなか った.短期的SSEの最大すべり速度は20-30 cm/yrと推定され、長期的SSEと比べ ておよそ10倍速い.本講演では長期的SSEおよび短期的SSEの時空間発展につ いての詳細を報告するほか、推定された短期的SSEのすべり速度とLFTsの伝搬 速度、およびLFTsのエネルギーとの関係について考察を行う.



図1 (a) 2008/2/16-3/15, (b) 2009/4/27-5/27, (c) 2010/5/16-/6/5 の期間 に推定された短期的SSEのすべりと微動 [Obara et al. (2010)] 分布.

三つの津波地震の前震活動に関する地域性及び時空間的特徴の評価

#劉 弋鋒·伊藤喜宏·太田和晃(京大防災研)·片上智史(京 大院理)

Study on regional and spatiotemporal characteristics of foreshock activities for three typical Tsunami Earthquakes

#Yifeng Liu, Yoshihiro Ito, Kazuaki Ohta (DPRI, Kyoto Univ.), Satoshi Katakami (Kyoto Univ.)

### 背景

震源における破壊の伝播速度や継続時間などの震源パラメーターは、 せん断破壊による応力降下量を評価する上で重要な役割を果たしている。 津波地震は観測される実体波の振幅に比べて大きな津波が観測されるた め、緊急地震速報が適切に機能せず、結果として沿岸部に対して甚大な 被害を及ぼす可能性がある。つまり、津波地震の震源過程の根本的な理 解は理学的な側面のみならず防災の観点からも極めて重要である。しか しながら、津波地震そのものの観測事例は少ないため、津波地震の震源 過程の研究事例は圧倒的に少ない。ここでは将来の津波地震の震源過程 の解析に向け、地震カタログから津波地震の前震活動の抽出およびその 時空間的特徴の評価を行なった。

#### 手法

ここでは、ニカラグア(1992-09-02 00:16:01 UTC Mw7.7)、ジャワ (2006-07-17 08:19:28 UTC Mw7.7) およびメンタワイ(2010-10-25 14:42:22 UTC Mw7.8) で発生した津波地震に着目し、ISC の地震カタロ グに基づき、前震活動の時空間的特徴を調べた。津波地震の震源を中心 とした5度*5度の領域を1 度刻みで分割し、各セグメントに含まれる 地震の活動度を調べ、ニカラグア、ジャワ、メンタワイの各地域におけ る活動度を評価した。

#### 結果・議論

1992年ニカラグア地震では、本震が起きる前の8月10日から13日 にかけて、本震の震源近傍でMw5前後の3つの地震活動が確認された。 加えて、これらの震源はいずれも本震破壊開始点の西側10km以内の範 囲に集中し、北東から南西方向への震源のマイグレーションも明らかに した。また、Mw3.5以上のイベント数は8月以降、ニカラグア沿岸部で 急激に増加し、結果として3ヶ月間の地震活動の半数以上が、本震発生 前の1ヶ月間に集中していることが分かった。一方、このような顕著な 地震発生数の増加はジャワ島地震、メンタワイ地震の前では見られなか った。これらの現象から、ニカラグア地震にのみ顕著な前震活動が伴っ たことが示唆される。

また、セグメント毎の活動度の評価からは、ニカラグア地震の震源域 近傍の6つのセグメントにおいて顕著な前震活動の静穏化が見られた。 一方、ジャワ島地震とメンタワイ地震においては、明瞭な前震活動は見 られなかったものの、震源近傍の1ないし2セグメントで本震前に地震 活動の低下があった。このことは前震活動の静穏化が津波地震に伴う普 遍的な現象である可能性を示唆する。

今後は、これまでに得られた結果を踏まえ、震源過程解析に取り組む ことで、津波地震の発生メカニズムそのものの理解を目指す。

### 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(5)

#八木原寛・仲谷幸浩・平野舟一郎・小林励司・宮町宏樹・中尾茂(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 (5)

*Yakiwara, H., Nakatani, Y., S. Hirano, R. Kobayashi, H. Miyamachi, S. Nakao (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、南西諸島北部の海域及び島嶼域における微小地震観測を2014年4 月から実施している.本観測の開始以前は、当該海域において1年を超える中 長期に連続的な海底地震観測は実施されておらず、島嶼域から100km 以上離 れたプレート境界域の微小地震活動の詳細はよく分かっていなかった.本観測 の目的は、当該領域におけるプレート境界面の3次元形状推定の精度向上、プ レート境界付近の微小地震活動の時間的空間的変化、さらに浅部低周波微動の 発生を検出することにある.OBS 観測点数は2015年7月に、それ以前の3か ら6に増加し、以後同一位置において現在まで繰り返し観測を継続している. ただし、OBSの台数の制約から観測点間隔が密ではないため、精度を向上させ た震源決定の対象地震は概ねM3.0以上の地震に限定される.

本予稿投稿時において,6点のOBS 観測点データが揃っている期間は2015 年7月~2017年4月の約1年9か月である.ここで,海域及び島嶼域観測点 に囲まれる M3.0 の地震 308 個の地震を用い,3D 速度モデル及び station correction を推定した上で2014年4月以降の期間に対して震源再計算を行い, 578 個の収束解を得た.この結果,震源精度の改善が屋久島南方の29.0~29.5° N付近で著しく,JMAの一元化震源と比較して震源の深さが50 km以上浅く 決定された.その一方で,深さ40 km以浅については,プレート境界域から 背弧側の広範囲にわたり深さ10~20 kmに決定される地震が多く,震源分布の みからのプレート境界面の深さ推定は困難であることが分かった.そこでM4.0 かつ深さ40 km以浅の地震を対象に震源メカニズム解析を行い,1 枚の nodal planeの走向が海溝軸とほぼ平行な,低角逆断層型の解が得られた地震を抽出 した.該当した地震は10 個で,地震数や空間分布は十分ではないが,これら の震源からプレート境界の深さ20 kmの等深線を推定した.結果として,深さ 40 km以深の地震面の等深線はトカラ海峡以南で海溝軸の走向に対しオフセッ トが見られるのに対し,プレート境界面の深さ20 kmの等深線は海溝軸とほぼ 平行であることが分かった.なお,低角逆断層解が得られた震源の深さは,Arai et al. (2017)の反射法探査断面で示されたプレート境界面の深さと誤差の範囲 で一致する.

本観測は当初,2018年度の回収をもって終了する計画であったが,約1年延 長することとした.2018年度も、これまでと同様に2航海にわたってOBS回 収と再投入を実施する.4月16~17日に3観測点の回収を行い、残りの3観 測点の回収については8月1~2日に実施する予定である.2018年度中に回収 するOBSデータは、処理の途上もしくは未回収のために、未解析の状態であ る.本発表では、2017年4月14日~2018年4月15日のデータを新たに加え て再解析を行った結果を示し、プレート形状を再考察する.鹿児島大学地震火 山地域防災センター附属南西島弧地震火山観測所(NOEV)の震源リストに基 づく解析対象地震の追加数は176を見込んでいる.

**謝辞** OBS の回収と再投入のための航海は,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.

# 蔵王山直下の深部低周波地震活動 #池谷拓馬·山本希(東北大理)

# Deep low-frequency earthquakes beneath Zao volcano #Takuma Ikegaya, Mare Yamamoto (Tohoku Univ.)

2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw:9.0)の発生により,東北地方では広域にわたって歪・応力の変化が生じ,地殻深部の火山性流体も影響を受けたと考えられる.これを示唆する例として,東日本の複数の火山において,下部地殻・モホ面付近で発生している深部低周波地震の活動に東北地方太平洋沖地震以降変化が見られることが挙げられる.したがってこのような深部低周波地震の活動から深部マグマの活動を推定することは,巨大地震後の中長期的な火山活動を考える上で重要である.また,深部低周波地震と火山浅部の火山性地震の活動の相関を詳細に調べることにより,地殻内の流体移動メカニズムに関する情報を得られると考えられる.そこで,本発表では,東北地方太平洋沖地震後に地震活動に変化が見られる蔵王山について,深部低周波地震の活動を解析した結果を報告する.

蔵王山は、山形県と宮城県の県境に位置する活火山の一つである.東北地 方太平洋沖地震後、蔵王山直下では 2012 年初頭から深部低周波地震が増加 し、2013 年以降は浅部(深さ約 2 km 以浅)で発生する火山性地震や長周 期地震が観測されている.このような地震活動の推移を調べるにあたり、地 震発生数、震源、規模別頻度は最も基礎的な情報であるが、気象庁一元化震 源カタログでは規模の小さな深部低周波地震については計数・検測の完全性 が充分でない可能性がある.そこで本研究では、震源、マグニチュードが既 知の地震波形と連続波形記録との相関により地震を検出する Matched Filter 法(以下, MF 法)の適用を行った.

本研究では、東北大学 七ヶ宿 (TU.SHC), 釜房 (TU.KMF), 防災科学技 術研究所 Hi-net 上山 (N.KMYH), 気象庁 蔵王坊平 (V.ZABD) の 4 観測 点の連続記録に対して, 気象庁一元化震源カタログに記載されている 2012 年1月~2016年9月に発生した蔵王山直下の深部低周波地震146個をテン プレート地震として, MF 法を適用した.解析には深部低周波地震の卓越周 波数を含む 1-8 Hz の周波数帯域を用い, 地震検出の閾値はテンプレート間 の相関を基に 0.2 に設定した.

2012 年 1 月~2018 年 5 月の連続記録に対して MF 法を適用した結果,テ ンプレート地震数の約 10 倍にあたる 1361 個の深部低周波地震を検出する ことができた。テンプレート地震との振幅比を基に、検出した地震のマグニ チュードを推定したところ、特にマグニチュード 0.5 以下における検出が 改善したことが分かる.このため, Gutenberg-Richter 則の b 値の推定に 使用できるマグニチュード下限は,気象庁一元化震源カタログの深部低周波 地震を用いた場合は約 0.6 であるのに対し、本研究で検出したカタログを 用いた場合は約0.1となり、b値の推定精度を向上させることができた.解 析期間5年間全体で推定したb値は1.2±0.1となる.b値には時間変化が 認められ最も高い期間の b 値は 1.5±0.2, 最も低い期間の b 値は 1.1±0.1 となった.また、検出した地震について個々の波形の特徴をまとめたところ、 初動付近に高周波成分が重畳したもの(354 個)と高周波成分が認められな いもの(1007 個)の2 種類に大局的には分類できた.前者の震源の深さは 33 km 付近に最頻値を持ち, 18~38 km に幅広く分布するのに対し, 後者の 深さは 23 km 付近を中心とした 20~25 km の狭い範囲に分布することを明 らかにした.一方で、両者の b 値には明瞭な差異は認められない.

今後,検出された深部低周波地震の震源の再決定やメカニズムの推定を行 うことで,深部低周波地震と深部火山性流体との関連を明らかにできること が期待される.



# 室内実験における摩擦構成則と地震発生サイクル #山口哲生・西澤祐希・澤江義則(九大工)

#### Frictional constitutive laws and earthquake cycles in laboratory experiments #Tetsuo Yamaguchi, Y. Nishizawa, Y. Sawae (Kyushu Univ.)

We conducted laboratory experiments of earthquakes using soft and compliant gels. We succeeded in controlling frictional constitutive laws by curvature radius of surface asperities and also in observing a wide variety of slip events from slow slips to supershear ruptures.

本研究では、ゲルと呼ばれるやわらかくて透明な弾性体を用いてアナログ実験 を行なった. 摩擦構成則を精密に制御しつつ地震発生サイクル挙動を調べること で、通常の地震とスロー地震との共通点・相違点などを理解することを目標とした. 実験の結果、以下のようなことが明らかになった.

1. 定常状態において摩擦力を測定したところ,アスペリティの曲率半径に依存した非単調な速度依存性が得られた.

2. 適当な値で縦軸, 横軸を無次元化したところ, 図1のようなマスターカーブ(摩擦力曲線)が得られた.



図1:無次元化すべり速度-無次元化摩擦力曲線

3. 実験で測定された非単調な摩擦構成関係を記述する理論を構築することに成功した.

4. このような摩擦構成則をもつゲルに対して、図2のようにトレーサー粒子を用い

て地震発生サイクルを可視化したところ, 駆動速度が臨界点(摩擦力がピークをも つ速度)より僅かに大きな条件では,ゆっくりすべりだけでなく,Uni-lateral,Bilateral両方の破壊挙動が観察された(図3参照).また,いずれの高速破壊の場合 でも破壊伝ば速度がS波速度より大きなSuper shear ruptureであることが分かった. 発表では,数値計算の結果も併せて示し,メカニズムについても明らかにする予 定である.



図2:実験系の模式図.ゲル側面にトレーサー粒子を 貼り付け, PIV解析することで変位場や応力場を求めた.



謝辞:本研究は,科研費新学術領域研究「スロー地震学」(JP16H06478)から支援を受けています.

#### 参考文献

1. T. Yamaguchi, et al., In preparation.

東北日本で発生する深部低周波地震のスペクトル特性 #小菅正裕·春山太-(弘前大理工)

#### Spectral characteristics of waveforms of deep lowfrequency microearthquakes beneath northeastern Japan #Masairo Kosuga and Taichi Haruyama (Hirosaki Univ.)

#### 1. はじめに

東北日本弧で発生する深部低周波地震は、地震の規模に比して卓越周波数が 顕著に低く、振動継続時間が長く、地殻の脆性–塑性境界を超えた深さで発生す ることから、断層運動とは異なるメカニズムで発生すると考えられている.しかし、 低周波でありながら地震波形が多様であることから、一般的な発生メカニズムは明 らかになっていない.そこで我々は、波形の多様性をスペクトル特性の面から検討 することを行なっており、前報(2018JpGU)ではS波部分の卓越周波数の時空間 変化を調べた.その結果、震源深さと卓越周波数に明瞭な対応は見られないこと から、波形の特徴は深さに依存する温度や圧力が支配的なパラメータとはなって いないことを指摘した.本研究では、卓越周波数に加えてFrequency Index (FI) を求めてその空間分布を検討し、FI値が特に低い地震の波形の特徴も調べた.

#### 2. 方法・データ

FI値は、2つの周波数帯域での平均スペクトル比(高周波/低周波)の常用対数 を取ったものとして定義され、低周波が卓越すればマイナスの値を取る.周波数帯 域の設定のしかたは任意で、ここでは、注目する帯域として、

やや低周波:(10-20 Hz) /(2-4 Hz),低周波:(10-20 Hz) /(1-2 Hz) を用いた.時間ウィンドウは、S波到達からの2.56秒間(S波ウィンドウ)と、S波到達 3秒後から20秒間(コーダウィンドウ)の2つを用いた(図).従って、やや低周波で のS波とコーダ波、低周波でのS波とコーダ波の4通りのFI値を求めた.深部低周 波地震はS波が卓越するので、水平2成分からのFI値の平均を求めた.また、分母 の周波数帯域は常時微動が卓越する帯域でもあるので、各ウィンドウでの平均ス ペクトル振幅がP波到達前のノイズウィンドウでの振幅よりも十分に大きい場合に、 求められたFI値を採用した.

FI値の計算は、北海道から関東地方までの10箇所の深部低周波地震発生域において、マグニチュード(M)1.0以上で、気象庁によって低周波地震のフラグが付

けられている地震を対象にし、主としてHi-net観測点の波形データを用いた.

#### 3. 結果と議論

解析した領域全体での卓越周波数は1-6 Hzの範囲に分布し,2 Hzを中心とし た対数正規分布に近い.一方,FI値は正規分布に近く,平均値は,やや低周波 帯域では-0.2,低周波帯域では-1.5程度の値を取る.また,コーダウィンドウでは 相対的に高いFI値の頻度が低く,比較的高周波の波動はS波部分には含まれる 場合があるが,コーダ波部分には含まれないことを示している.今回調査した中で, コーダ波部分での低周波振動の励起が最も顕著であった例を図に示す.これは, 深さ29 kmにおいて発生したM 1.8の地震で,卓越周波数0.8 Hzの振動が30秒以 上も継続している.これほど顕著ではないが,低周波のコーダ波が卓越する例は いくつかあり,深さ方向に細長く伸びた震源分布域の中では,深いクラスター内に 位置する例が比較的多い.ほぼ同じ位置でFI値のより大きな地震も発生している ことから,低周波振動が震源起源であることは明らかである.

図に示した地震について、コーダでのFI値は観測点位置に依存しないが、位相の山谷は観測点によってずれている.従って、球形振動源の共鳴のようなものではなく、震源放射に指向性がある現象である.このように、低周波振動が継続する地震の解析は、深部低周波地震の発生メカニズム解明にとって重要である. 謝辞:本研究では、防災科学技術研究所Hi-net及び気象庁観測点での波形記録、気象庁 一元化処理の震源要素と検測値を使用した.関係諸機関に感謝いたします.



図1 山形県肘折地域において2014年8月21日に発生した深部低周波地震の波 形例.西川西観測点での生波形を示す.波形の下の線は時間ウィンドウを表す.

+勝沖・三陸沖における低周波微動活動 #田中佐千子・松澤孝紀・浅野陽一(防災科研)

Low frequency tremor off Tokachi and off Sanriku #Sachiko Tanaka, Takanori Matsuzawa, Youichi Asano (NIED)

**はじめに** 南海トラフや日本海溝の海溝軸近傍では,陸域の高密度観測網の記録から,卓越周期が10秒程度の超低周波地震の発生が捉えられている(Asano et al., 2008; Matsuzawa et al., 2015).加えて,最近の海底観測により,南海トラフでは,超低周波地震の活動時期に,卓越周波数1-10Hzの低周波微動も発生していることが明らかにされている(Yamashita et al., 2017; Araki et al., 2017).東北日本の太平洋沖では,2011年東北地方太平洋沖地震の発生を契機に,大規模な海底観測網(日本海溝海底地震津波観測網,S-net)の整備が行われた(植平,2017).本研究では,この観測網の記録を活用し,超低周波地震の発生が報告されている十勝沖および三陸沖において,低周波微動の検出を試みた.

<u>データ・解析方法</u> 用いたデータは、S-net の三陸沖北部および釧路・青森沖海域の3成分連続速度波形記録である.微動源の検出には、エンベロー プ相関法(Obara, 2002)を用いた.連続波形記録に2-10Hzのバンドパスフ ィルタを適用し、3成分合成 RMS エンベロープを作成した.2分間のウィ ンドウを1分ずつずらしながら、各観測点のエンベロープ間の相互相関を計 算し、相関係数が高い場合(0.7以上)にその時刻差から1分毎の微動源の 位置を推定した.ただし、エンベロープ相関法では、地震等の低周波微動以 外の活動やノイズによる誤決定等が多く含まれる.これらの影響を取り除く ため、低周波微動が近接した位置で長時間継続する特徴を利用し、シングル リンク法(Frohlich and Davis, 1990)によるクラスタリング処理(時空間の 変換係数20 km/day、時空間距離5 km以内)を行い、30 個以上の微動源を 含むクラスタのみを抽出した.

<u>解析結果</u>解析の結果,日本海溝の海溝軸近傍においても,顕著な低周波 微動の発生が確認された.2017年の1年間に推定された微動源の分布を図

1 に示す. 微動源は海溝軸に沿って一様に分布するのではなく,空白域をは さみ,十勝沖,三陸沖それぞれに集中する領域が確認できる. 微動活動の時 空間分布を示したものが図2である. 十勝沖では,活発な活動が6月後半に 検出された. 微動活動は北から南に移動し,途中,活動が検出されない期間 もはさみながら,約10日間継続した. この期間は,活発な超低周波地震活 動が報告されている期間(浅野,2017)と一致する. 一方,三陸沖では,1 ~5日間程度継続する小規模な微動活動が繰り返し確認された. そのうちの いくつかは,超低周波地震が検出されている期間(松澤,2018)に対応する.

以上のように、十勝沖および三陸沖の海溝軸近傍において、低周波微動活 動が検出され、それぞれの領域で活動様式が異なることが確認された.南海 トラフで考えられているように、これらの微動活動がプレート境界で発生し ているとすれば、発生域や活動様式の空間変化は、プレート境界浅部におけ る摩擦特性の不均質を示唆するものと期待される.



### 長期孔内観測点とDONETデータによる 南海トラフ浅部ゆっくりすべりモニタリング

#### [#]鈴木健介·荒木英一郎·木村俊則·町田祐弥·堀高峰(JAMSTEC)· 高橋成実(NIED/JAMSTEC)·小平秀一(JAMSTEC)

Monitoring of the shallow slow slip events along the Nankai trough by using LTBMS and DONET

#### [#]Kensuke Suzuki, Eiichiro Araki, Toshinori Kimura, Yuya Machida, Takane Hori (JAMSTEC), Narumi Takahashi (NIED/JAMSTEC), Shuichi Kodaira (JAMSTEC)

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 (DONET: Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis)の構築を行ってきた(Kaneda et al., 2015; Kawaguchi et al., 2015). DONET は、構築終了後の2016年4月1日より海洋研究開発機 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・保守を行っ ている. さらに、海洋研究開発機構では、IODP プログラムによる NanTroSEIZE の一部として長期孔内観測点(LTBMS: Long-Term Borehole Monitoring System)の構築を行ってきた(e.g., Kopf et al., 2011). 長期孔内観測点には地震計の他に間隙水圧計・体積歪計などの 複数のセンサーが設置されており、東南海地震の想定震源域直上におけ る地震学的・測地学的観測が可能となっている(図1).

2016年4月までに設置された2点の長期孔内観測点(C0002・C0010)の間隙水圧計を用いることで繰り返し発生する小規模なゆっくりすべり(SSE)が南海トラフの浅部プレート境界において捉えられている(Araki et al., 2017).海洋研究開発機構では,上記2点に加え,2018年3月に新たにDONETに接続された長期孔内観測点(C0006)を併せた3点に設置された間隙水圧計・体積歪計によって南海トラフの浅部SSEのモニタリングを行っている.また,長期孔内観測点及びDONETに設置された広帯域地震計の波形記録(2~8 Hz)にエンベロープ相関法(Ide, 2010; Ide, 2012)を適用することで低周波微動の検知を行い,間隙水圧による南海トラフ浅部SSEのモニタリングを行っている.

直近1年間(2017年7月1日~2018年6月30日)の長期孔内観測点の間隙水圧変化に注目すると、2017年7月30日~8月10日頃(-0.6 kPa@C0002·+0.5 kPa@C0010)及び2018年4月26日~5月7日頃(-

0.4kPa@C0002++1.4 kPa@C0010)にかけて変動が見られる(図 2b). こ れらの変動は, Araki et al. (2017)による過去の事例から SSE による変動 だと考えられる. なお, これらの SSE に伴う低周波微動は, 長期孔内観測 点近傍では観測されていない.

低周波微動活動に注目すると、室戸沖の(32.8°, 134.9°)付近を活動の 中心とし、南東から北西方向に活動域が拡大する M1.0 程度の低周波微 動活動が、2018年2月21日~3月15日頃及び2018年3月22日~4 月2日頃の期間において発生している(図2a中の①).また、活動域の東 側(32.9°, 135.2°付近)においては、2018年4月29日~5月16日頃に かけて、M1.0程度の活発な低周波微動活動が発生し、その後も低周波微 動活動は2018年6月12日頃まで継続している(図2a中の②).



図 1. 南海トラフ東南海地震震源域沖合に設置された 3 点の長期孔内観 測点(C0002・C0010・C0006)の設置位置(地震断面図に投影). 海底下 980m (C0002)・650 m(C0010)・495 m(C0006)まで掘削した孔内におけ る地殻内の間隙水圧・体積歪(C0010・C0006)・地震動などの記録を DONET ケーブルを用いてデータ伝送することにより連続リアルタイム観測 を実施している.



図 2. SSE・低周波微動モニタリング(2017 年 7 月 1 日~2018 年 6 月 30 日).(a)低周波微動の震央分布図(●:低周波微動、○:通常の地震). そ れぞれの震源深さが,0~15 km 及び 0~60 km の範囲に決まったイベン トのみを示す.▼・▼・▼・▼は、それぞれ C0002・C0010・C0006・DONET 観測点を示す.(b)長期孔内観測点における間隙水圧変化(—:C0002・ -:C0010・--:C0006).枠外の矢印は、各観測点の間隙水圧変化を体積 歪変化に換算するスケールを示す.

# 広帯域海底地震計の近地記録に基づく浅部VLFEと tremorの関係

#藤亜希子·井出哲(東大理)·Wu-Cheng Chi(台湾中央研究院)

# Relations between shallow VLFEs and tremors based on near-field BBOBS records

#Akiko Toh, Satoshi Ide (Tokyo Univ.), Wu-Cheng Chi (Acad. Sinica, Taiwan)

南海トラフの沈み込み帯浅部(深さ<15km)では、多数の微小地震が発生している。 震源域直上に展開されるDONET1広帯域海底地震計で観測されるシグナルの周 波数帯域に基づき、それらは、普通地震、VLFE、tremorに分類できる(表1)。また、 VLFEとtremorは、>10Hz成分に枯渇しているだけでなく、普通地震と比べて長いシ グナル継続時間を示しており、スロー地震(Ide et al., 2007)であると考えられる。

従来、tremorとVLFEは、短周期(4.5Hz)海底地震計と100km以上離れた陸域地震 計でそれぞれ別個に観測されていた。観測されるシグナルの帯域も異なる為、時空 間分布を含め二つの現象の関係は不明であった。2009年、Sugiokaら(2012)は機 動広帯域海底地震計による近地観測に成功し、陸域では低周波に卓越するVLFE が震源付近では~2-8Hzの高周波も大きく励起していることを初めて示した。更に、 その後DONET1広帯域地震計記録の解析により、VLFEは脈動帯を含む広帯域 (~0.01-10Hz)の現象である確証が得られている(Kaneko et al., 2018)。他方、To et al., (2015)は、VLFE活発期に同期して、2-8HzでVLFEと似た特徴を持つにも 関わらず低周波成分(<0.1Hz)を伴わない地震(i.e. tremor; 表1)が多数発生してい ることを報告した。

VLFEとtremorは同じ現象だろうか?二つの現象のマグニチュードや頻度、時空間 的な関係を明らかにすることは、浅部スロー地震の成因及び背景にある物理法則を 理解する上で重要である。To et al.,(2015)は、2011年3月に発生したVLFE活動の 当時設置されていた10観測点のDONET1記録から、シグナルが明瞭なVLFE71個 とtremor70個を抜き出し、二つ周波数帯域(0.02-0.05Hz と 2-8Hz)における最大 振幅を測定し比較した。その結果以下のことが分かった。

1. VLFEについて、二つの周波数帯域の最大振幅は正の相関を持つ。つまり、低 周波成分の振幅が大きいVLFEは、高周波成分の振幅も大きい。

2. 高周波成分の振幅が大きなイベントは、全てVLFEとして検出される。

これらのシグナル振幅の特徴から、二つは同じ現象であり、マグニチュードの大きなものが VLFE として観測されているとする描像を得た。

本研究は、tremorとVLFEの相対的な震源位置を明らかにすることを目的とする。 VLFEは、空間的にクラスタ化して発生する性質を持つ(Toh et al., 2018)。仮に、 VLFEとtremorの違いが単にマグニチュードの大小であれば、二つは似た震源分 布を示すはずである。同海域で2015年10月に発生したVLFE活動の、DONET1 観測点20点の記録から、目視でVLFE144個とTremor775個を検出し解析した。

浅部VLFE/tremorの近地海底地震計記録は、観測点間で波形が似ておらず、エンベロープ相関法による震源位置決定の誤差は大きい。そこで、各イベントの走時パターン(2-8Hzエンベロープが最大振幅を持つ時間の観測点間の変化)に、 階層クラスタリングを適用し震源位置が近いもの同士をグループ化した(Toh et al., 2018)。

得られた結果について、初めに北東側の震源グループ(VLFE49個、tremor59個) を詳しく調べた。まず、VLFEのみをクラスタリングすると震源位置は概ね4つのグ ループに分かれた。次に、VLFEとtremorを一緒にクラスタリングすると、tremor6 個だけで構成されるグループが一つ出現したが、その他のtremorは前述の4つの VLFEグループの何れかに分類された。各グループ内でVLFEとtremorの走時パ ターンは似ている。つまり、tremorとVLFEは同じ現象であるという描像を支持する 結果を得た。南西側の震源グループについても、今後詳細を調べる予定である。 更に、これらのデータについて、二つ周波数帯域(0.02-0.05Hz と 2-8Hz)におけ る最大振幅を比較し、To et al., (2015)と調和的な結果を得た。

表1に示す通り、VLFEの低周波成分(0.02-0.05Hz)が単独で観測されることはな く、必ずtremor周波数帯(2-8Hz)のシグナルを伴う。これまでに明らかにした DONET1下の二つの現象の関係は、tremorがVLFEの構成要素(Building blocks)であるとする震源モデル(e.g. Ide 2008; Gomberg et al., 2016)と調和的 である。

#### 表1 DONET直下で発生する地震(M<~4)の分類

	10 – 30 Hz	2 – 8 Hz	0.02 – 0.05 Hz	波形の特徴
普通地震	Ο	0	X	立ち上がり明瞭、短い継続時間
Tremor	×	Ο	×	立ち上がり不明瞭、長い継続時間
VLFE	×	Ο	0	2–8 Hzでは、Tremorと同様の特徴

謝辞 DONETの速度 波形記録を使用しま した。

# 高密度観測網AS-netで捉えられた東北地方北部~ 北海道南西部の低周波イベントの分布と特徴 #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・阿部信太郎・石田貴美子(振興会)

Distribution and Characteristics of Low Frequency Events Observed by AS-net at Northern Tohoku and Sowthwestern Hokkaido #Shinako Noguchi, Shutaro Sekine, Yoshihiro Sawada, Keiji Kasahara, Shunji Sasaki, Yoshihiro Tazawa, Hiroshi Yajima, Shintaro Abe, Kimiko Ishida (ADEP)

通常の地震に比べ高周波数成分に乏しく,低周波数成分が卓越する特徴的な 波形を示すいわゆる低周波イベントは,高密度地震観測網の整備により発見され, 今日では世界中の沈み込み帯で発生していることが確認されている.日本では, 西南日本で沈み込むフィリピン海プレート上面の上の深さ20~50 kmに帯状に発 生する低周波イベントが知られている他,東北日本では火山や火山でない地域に 発生領域が点在しており(小菅・他,2017),そこでは概ね20~40 kmの深部低周 波地震や,火山直下の浅部低周波地震などが発生している.このうち火山でない 地域の低周波地震活動は,その上部に通常地震の活動域を伴うこともあり,北海 道南西部の非火山の深部低周波地震の活動領域の直上では,2016年に MJMA5.3(最大震度6弱)の地震が発生した.

東北日本のうち,北海道南西部から東北地方北部にかけては,Hi-netの整備以降も地震観測点の比較的疎な状況が続いていたが,地震予知振興会は2013年から2014年にかけ,36観測点からなる地域観測網AS-netを整備し(図1),観測点間隔は10 km程度となった(野口・他,2017).さらに,AS-netと周辺観測点を用いた 震源決定を2014年から行っている.AS-net周辺ではいくつか低周波地震の活動 領域が存在する(図1).観測点が密になったことで,通常地震に加え低周波地震 の震源決定についても精度の向上が見込まれる.

本発表では、観測データとこれまで行った震源決定の結果から、対象地域で発 生する低周波地震の分布とその特徴について述べる.通常地震も含む震源決定 では、手動震源決定を行い走時の観測点補正をしているが(野口・他,2017)、低 周波イベントについてはさらに、活動領域ごとに波形と読み取りの見直しを行い、 分布の精度を高めた.気象庁の一元化震源でも、深部低周波地震についてはマ ークされているが、浅部の低周波地震については通常地震と区別されていない. 一方で、我々の震源決定では、領域内で深さ5 kmかそれより浅い低周波地震を 発見している.そのうちーか所(図1;A)では、ほぼ直上のAS-net鶴野観測点で観 測された波形のS-P時間が約1秒と極めて短く、震源が浅いことを示唆している.ま た、それらのイベントの波形には通常地震と低周波地震の間のような特徴を示すも のもある.これらについてスペクトル解析なども行う.

この他,津軽半島の下風呂沖で深さ約15~40 kmに鉛直に分布する3つの低周 波地震活動領域など,他の活動領域も含めて報告する.

#### 参考



図 1 AS-net を使って震源決定された低周波地震 の分布

# 2018年4月14日に発生した愛知県西部の地震の地 震波放射エネルギー #村上理(東濃地震研)

Radiated Energy from the Western Aichi prefecture earthquakes in April 14, 2018 #Osamu Murakami (TRIES)

2018年4月14日15:13 (JST) に愛知県西部において, Mj4.5の地震が発生した. この地震の最大の特徴は, Mj4.5の地震発生の約5時間前にMj3.6の地震が発生 したことであり, これら2つの地震の震源は非常に近く, メカニズム解もかなり類似し ている(図1).これらの地震は, 1945年三河地震の震源付近に位置するため, こ の領域における地震の物理を理解することは重要である. なお, この2つの地震 の間には, 約20km北東でMj3.2の地震も発生しているが, その深さは全く違う上, メカニズム解も大きく異なり, このMj3.2の地震は沈み込むフィリピン海プレート内 の地震と推測される.

本研究では、メカニズム解が類似し、震源が互いに近い地震を利用し、スペクトル比法により、これらの地震の地震波放射エネルギーの推定を試みる.図1右から、2018年4月14日の2つの浅い地震を中心に、2km程度の範囲に同程度の深さの地震が発生していることがわかる.そのため、スペクトル比法を適用するにあたって、波線経路がほぼ同一という仮定を満たすべく、震央距離20km以上の観測点を用いる.図2に一例として、Hi-net観測点KGIHにおける2つのイベントの上下動成分速度波形(P波到達時の1.0秒前から7秒間)と、そのフーリエスペクトルを示す.

地震波放射エネルギーの推定にあたっては, Baltay et al. (2011)において, M4から5クラスの日本国内で発生したイベントにおいて,高周波成分に富んだ energetic eventや高周波成分の少ないenervated eventを見つけているが,本研 究で扱った地震が,そのどちらに分類されるのかも検討していきたい.また,先に 発生したMi3.6の地震と,約5時間後のMi4.5の地震との違いについても検討する.

謝辞:本研究では,防災科学技術研究所のHi-netのデータを使用させていただきました.



図1 2018年4月14日の愛知県西部の地震(10:36, Mj3.6; 13:51, Mj3.2; 15:13, Mj4.5)の震央分布と気象庁初動発震機構解. 2002年6月から2018年6月までの 深さ60km以浅の震央(気象庁ー元化震源)も示した.



図2 2018年4月14日の愛知県西部の地震のHi-net観測点KGIH(震央距離約 54km)におけるP波到達1.0秒前から6.0秒後までの上下動速度波形(左)と、その フーリエスペクトル(右). 青線が15:13(Mj4.5), 赤線が10:36(Mj3.6).
## S23-P28

### Signals in Transition from Deformation to Failure

#Miki Yamamoto Takane Hori Osamu Kuwano Hide Sakaguchi (JAMSTEC)

Changing the value of a parameter governing a material may cause a sudden change in the state or property of the material. Furthermore, some signals sometimes appear immediately before the sudden change. Such a preceding phenomenon before sudden change is called a precursory phenomenon. The word precursor is often used predictively against the occurrence of natural disasters such as earthquakes, and its uncertainty makes people may think that study for precursor is a kind of pseudoscience. However, the fact that there is a precursory phenomenon already formulated scientifically means that the existence of precursory phenomena itself is never unnatural.

Material deformation is one of the phenomena accompanying discontinuous changes. When an external load is applied to a material, the material first shows the elastic deformation, and leads to the plastic deformation and failure when the applied load becomes large. Although plasticity and failure are phenomena classified as of non-equilibrium, could there be any preceding phenomenon followed by the plastic deformation or failure when the material still shows elasticity? It is an important issue to consider the existence of a precursor leading to plastic deformation or failure of materials because it is industrially important problems such as verification of safety of materials and also closely related to the problems of the prediction for earthquakes.

In this study, we investigate through model analysis whether or not a precursory phenomenon can be associated with a large deformation of a material. In the analysis, we adopt visco-hyperelastic and viscoelastoplastic models. These models are designed to be simplified as much as possible, it is assumed that the element has only one-dimensional volume strain and greatly deforms (yields) when the stress applied to the element exceeds a certain value. Through analysis of this model, we provide a basic view on precursors of plastic deformation and failure.

## 発表者索引(*は招待講演)

	۲.,
- 2	Б
C	Y
-	

đ	5			1
青	井		真······S19-04*	1 7
青	柳	恭	平S09-P02	
赤	澤	隆	±	7
縣		亮-	-郎	ī
悪	原		岳S01-07	-
浅	野	公	之S24-09	ţ
東		龍	介S22-18	f
麻	生	尚	文S23-18	f
足	立	夢	成S08-P01	f
हिन्	部	邦	昭S16-04	禾
安	部	祐	希S06-P06	
矴	部	雄	太S16-P13	1
雨	澤	勇	太S21-P03	1
新	井	隆	太	ļ
			S06-P16, S19-01*	ţ
新	井		麗······S09-P06	)
荒	木	英-	良尽	)
有	吉	慶	介S23-21	년 1
安	藤		忍S03-P07	
安	藤	亮	輔S24-08	년
ι	, \			년 1
<b>A</b>	-	61.	k.	7
飯	厇	能	入	7
 AE		н		
泤	田	Ē	54······S14-01	
馭	尚辺	占	座	-+
取 伊E	/î ₹≁-	早土	史	ſ
沪厅	七小	土士	式	-
他	佃公	及坧	则	-
油	П	<del>Т.</del>	<i>与</i> 323-120 輔····································	+
油	Ш	八点	⁺⁺	1
石		古	中	1
́ц 		<u>ре</u> ,	~ 	1
石	Ш	有	三····································	F
石	瀬	素	子······S06-05	F
石	橋	克	彦······S09-01	P

石	原		靖S02-P06
石	辺	岳	男S23-24
石	村	大	輔
			S09-P01, S16-P01
石	山	達	也
市	場	達	矢S12-01
	柳	昌	義S23-P03
井	出		哲S23-17*
伊	藤		忍S06-P02
伊	藤	貴	盛S02-P09
伊	藤	嘉	秋S22-08
稲	崎	富	士
•			S15-03, S24-P14
今	井	健フ	大郎S16-11
今	井	隆	太S21-15
今	西	和	俊S08-P18
井	元	政_	二郎S13-07
入	倉	孝礼	大郎S14-09
入	谷	良	平S07-P07
岩	城	麻	子
•			S14-10, S14-P28
岩	崎	貴	哉S06-02
岩	瀬	良	S10-01
岩	田	貴	樹S08-P14
岩	Ξ	知	孝S24-15
j.	ð		
F	ш		七
上	山	信	111 [™] 525-55
1년 	印	田士	丘
-L-  -	町	及	古····································
 	封林	字	克····································
山	小下 五乙	瓜堅	載 524-14 司
植	村	員堪	中J 502-105
加	1] *1	业	④
1世 空 <i>f</i>	た見	元和	☆ 521-1 02 子
戸る	土土	11日 左	, <u>322-0</u> 3 輔
口内	Ħ	~ 直	[™] 500-102 希······S23-25
内	Ш	直康	人 ····································
r ı 内	山出	尽出	중
ΓĴ	μц	সা	IP 021-09

畝	畄		歩S15-05
梅	田	康	弘S13-02
梅	野		健S24-P04
7	Ł		
榎	本	祐	嗣S16-03
江	本	賢力	大郎S20-04*
AL AL	đ		
74	111	ᅲ	⊒
及	Е	陀	亡 506-19 由
八 十/	工	底	又 500-12
大ク	小小	下多	十一一
人上	屿	使业	刪
人上	局	兀	貝····································
	田田	们	光
太	出	1	裕······S14-02
大	竹	和	生
大	谷	真衤	2子S08-25
大	峡	充	己S14-14
大	林	政	行S07-06
大	平		茜S22-P08
大	堀	道	広S16-P09
近	江	崇	宏S24-P02
大	柳	修	慧S22-P06
岡	﨑	智	久S14-P02
小	空原		宏S08-03
小	空原		勇S14-P11
尚	田	知	己S22-03
尚	田	由	佳S02-09
尾	形	良	彦S23-10*
尚	本	京	祐S23-P01
畄	本	拓	夫S17-P01
小	Л	真	由S06-P17
小7	大曽		仁S01-04
奥	Ш	秀	弥S07-P04
奥	脇		亮S08-11
長	田	史	應S16-P07
小	沢	慎王	三郎S03-P04
小	澤		創S23-19
落		唯	史S03-P01

小里	予寺	弘	幸S20-05*
尾	鼻	浩-	一郎
小	原		成S19-05*
小	村	健力	大朗S11-03
織	原	義	明S13-05

#### か

香	川	敬	生
			S14-12, S24-P09
柏	木	広	和S06-P05
加	瀬	祐	子S14-P13
片	尾		浩
		•••••	S06-P08, S24-P15
片	畄	卓	也S24-P13
片	上	智	史S22-16
勝	間田	明	男S02-P13
勝	俣		啓S23-01
勝	山	美芬	≶子·····S09-P07
加	藤	愛大	<郎
加	藤	研	S14-07
加	藤	慎	也S06-14
金	木	俊	也S08-06
加	納	将	行
			S08-P05, S08-P06
加	納	靖	之
			S09-02, S24-07
鎌	谷	紀	子S13-03
上	久保	廣	信S13-P02
神	薗	めく	、みーーーー
亀		伸	樹S01-01
茅	野	奎	太S08-P16
河	内		男S09-05
Ш	勝		均
	•••••		S02-P10, S06-10
Ш	崎	彩	奈S17-03
Ш	崎		朗
	•••••		S16-P06, S21-02
Ш	野	由	貴S02-P04
Ш	辺	智	±S24-P08
Л	辺	秀	憲······S24-16

Л	元	智	司S03-05
神	定	健	二S24-P05
	き		
菊	池	年	晃······S02-04
北		佐枝	支子S23-09
鬼	頭		直S16-P03
貴	堂	峻	至S14-P17
木	村	健	吾S16-P18
木	村	武	志S02-P07
木	村	恒	久
			S02-03, S02-P12
木	村	治	夫S09-08
木	村	尚	紀S03-P05
金	城	亜ネ	b美S23-32
	<		
梽	木		<b>膝</b>
而	平 左	*	彩 510-01 洋S15 P00
國功	风刀	4	百
-)]			
功	Л	巃	S01-P06
久	保	久	彦S14-11
久	保田	達	矢S08-14
熊	谷	博	之S02-08
熊	澤	貴	雄S22-09
蔵	下	英	司S06-P12
倉	橋		奨S24-11
栗	原		亮S23-31
栗	間		淳S14-P03
	Ę		
al.	白	쓰.	問 620.07
小筎	氶	口]	mn 520-07 封
利用	和	 ਹ	起521-11
小	百	正禾	稻····································
小	+	75 ++-	二
1	寸	1⁄口	具 
紁	本	·)生	
1欠	^那	(□ 4-03	بر S24-13* S24-P17

S03-05	此	松	昌	彦······S20-03*
24-P05	木	場	Æ	信······S16-14
	小	松	正	直S08-29
	権		容	大S16-P20
S02-04	近	藤	久	雄S09-09
S23-09	_	+		
16-P03	(	2		
14-P17	齋	藤	拓	也S23-34
16-P18	齊	藤	竜	彦S23-06
02-P07	齊	藤		龍S16-P12
	坂	上		啓S23-P17
02-P12	寒涧	可江	皓	大S23-P08
S09-08	篠	島	僚	平S22-10*
03-P05	佐	竹	健	治
S23-32				S16-02, S16-P10
	佐	藤	啓	太S15-04
	佐	藤		壮S06-03
S16-01	佐	藤	智	美S14-P25
15-P09	佐	藤	比	吕志S06-01
	佐	藤		公S20-01*
14-P05	佐	野		修S11-01
01-P06	佐	脇	泰	典S06-P10
S14-11	澤	崎		郁S01-P05
S08-14	三周	反畑		修S16-07
S02-08	ı			
S22-09	, i			
06-P12	椎	名	高	裕S21-08
S24-11	汐	見	勝	彦S06-P11
S23-31	鴫	原	良	典S16-12
14-P03	志	藤	あっ	ずさS06-P14
	篠	原	雅	尚S22-11
	柴	田	伊	廣S20-02*
S20-07	柴	田		剛S15-P01
S21-11	澁	谷	拓	郎S21-07
23-P22	島	崎	邦	彦S18-02
S22-02	島	津	奈約	者未S14-P07
	清	水	宏	亮S08-12
14-P10	白	石	和	也S06-08
	城			大S17-P02
24-P17	眞	保		敬S09-P08

## す

水	藤		尚S22-07
鈴	木	健	介S23-P24
鈴	木	貞	臣S23-P11
鈴	木	岳	人S08-27
鈴	木	真然	奈美S06-04
鈴	木	裕	輝S07-04
鈴	木		亘S16-05

## せ

関		渉	次	
関	根	秀力	、郎	S10-02
先	名	重	樹	
			S14-P29,	S15-P05

## そ

染 扌	‡ →	寛	
		S14-P22,	S24-12

## た

平			亭S07-P03
高	木	涼	太S23-P14
高	野	和	俊S14-P21
鷹	野		澄S18-03
高	橋	成	実S16-06
高	橋	秀	暢S22-15
高	橋	雅	紀S04-01
竹	内		希S07-01
竹	中	博	±S21-P04
武	村	俊	介
			S21-P01, S23-27
武	村	雅	之S20-08
立	岩	和	也S08-P19
田	中	佐日	F子
$\boxplus$	中		聡······S07-05
田	中	信	也S14-08
田	中	裕	人S14-P09
田	中	昌	之
			S01-P02, S13-P01

田	中	麻莉	前子S08-P20
田	中	Ł	\$S03-P08
田	中	優	作S23-P09
田	中	優	介S03-04
溜	渕	功	史S02-01
	ち		
近	貞	直	孝S16-08
千	葉	慶	太S23-P02
長		郁	夫S15-P03
-	2		
佃		為	成S13-01
)四 十	Ш	直	愛S07-P02
一	野	活	☆ 501 P 02
坪	井	誠	王 S21110
津	村	紀	子······S22-P05
露	木	貴	裕S03-P09
鶴	来	雅	人S14-P26
	τ		
寺	Л	寿	子S08-17
	٤		
藤		亜え	养子S23-P25
道	家	涼	介S03-P06
遠	田	晋	次
			S23-14, S24-05
利机	限川	貴	志S06-07
土	肥	裕	史S16-P04
友	澤	裕	介S14-06
鳥	家	充	裕S06-P13
豊	玉	源	知S21-13
豊	増	明	希S14-P16
;	な		
永	井	夏	織S14-05
長	坂	陽	介S24-P12
仲	$\boxplus$	典	弘
			S19-02*, S01-06

······S19-02*,	S01-06
······S19-02°,	501-06

中	田	令	子S08-P08
中	野		優
			S02-P05, S23-30
中	原		恒S01-P04
中	東	和	夫S06-P04
中	村	武	史
			····S14-P31, S16-P16
中	村	洋	光
			····S14-P19, S16-P14
中	村	不:	二夫S13-04
中	村		衛S09-P03
中	村	恭	之S22-P07
中	村	亮	S06-06
中	本	敬	大S08-P04
中	元	真	美
			····S02-P01, S23-P12
,	-		
v			
西	Ш	友	章S23-22
西	田		究S01-03
西間	哥木	佑	衣S22-P04
西	宮	隆	仁
			····S16-P19, S23-P15
西	村	卓	也S24-P03
西	村	祐	香S07-P05
西	森	智	也S22-13
1	a		
根	本	泰	雄S17-01
	<b>D</b>		
0	0		
野		徹	雄S06-P01
野	$\Box$	科	子S23-P26
野	$\Box$	竜	也S14-04
野	田	朱	美S08-18
野	$\mathbb{H}$	博	之S23-13
野	津		厚S24-10
野	村	俊	S09-10
乘	松	君	衣S09-P09

は

橋	間	昭	徳S22-P01
長名	氵見	日	子S14-P30
秦		真	平S16-09
波多	5野	恭	弘S23-35
畑	山		健S14-P12
服	部	健力	大郎S09-04
馬	場		慧S23-26
馬	場	俊	孝S16-P08
林		春丸	大朗S02-P02
林		穂	高S15-P04
林	田	拓	己S15-P07
林	$\boxplus$	祐	人S08-P13

#### ひ

疋	田		朗S23-P13
引	間	和	人S14-P18
久	田	嘉	章S14-P14
Η	野	亮	太S22-01
日	向	惠国	星名S17-02
平	井		敬S09-P05
平	田	賢	治S16-13
平	野	史	朗S23-16
平	原	和	朗S23-20
平	松	良	浩S06-P07
廣	内	大	助S09-P04
廣	瀬		仁S23-P07
弘	瀬	冬	樹S13-P03

#### ふ

深	尾	良	夫S23-23
福	島		洋S18-04
福	山	英	S08-01
藤	江		剛S22-17
藤	田	健	S08-P09
藤	原		智S24-06
富-	上原	敏	也S22-P03
藤	原	広	行S21-14
古	村	孝	志S21-05

#### ほ

干	場	充	之S14-13
堀		高	峰S13-08
堀	内	茂	木S02-07
本	多		亮S01-P03
10	ŧ		
前	田	純	伶S23-P04
前	田	宜	浩S14-P01
前	田	拓	人S21-10
前	畑	健	人S08-P17
前	原		博S24-P11
眞	島	英	壽S04-02
増	田	幸	治S11-02
松	浦	充	宏S08-16
松	浦	律	子S23-02
松	澤	孝	紀S23-P06
松	澤	仁	志S07-02
松	下	隼	人S15-02
松	島	信	S24-P18
松	田	幹	生S08-P21
松	原		誠S20-06
松	本		聡S23-05
松	元	康	広S14-P15
松	本	圭	晶S23-04
ð	4		
水	谷	雄	太S01-05

溝	$\Box$	宏	S20-09
光	井	能	麻S20-10
Ξ	井	雄	太S08-P10
光	岡	郁	穂S08-P15
水戸	ゴ川		司S23-12
南		雅	晃S16-10
宮	岡		樹S24-P01
Ξ	宅	雄	紀S08-26
宮	腰		研S14-P27
宮	腰	淳	S14-P06
宮	町	宏	樹S06-11

## 三 好 崇 之-----S16-P15 む

椋	平	祐	輔S23-08
村	上		理S23-P27
村	上		讓S14-P20
村	田	耕	S03-P03
村	山	良	之S24-03*
室	谷	智	子S18-05
4	5		
森	上	竣	介S08-23
森	Л	信	之
			S14-15, S14-P08
X	ę		
八フ	卜原		寛S23-P19
安	富	達	就S14-P24
矢	部		優S23-29
矢	部	康	男······S08-09
山	$\square$	哲	生S23-P21
山	下		太S08-P22
山	田	浩	二S06-P09
山	村	紀	香S09-03
山	本	剛	靖S16-P17
山	本	美	希S23-P28
山	本	揚_	二朗S06-P15
山	谷	里	奈S07-03
矢	来	博	司S03-03
Ņ	Þ		
湯	浅	雄	平S23-P16
行	竹	洋	平S08-21
	F		
c	~		
横	井	俊	明S15-01
横	田	裕	輔S03-01
横	山	友	暉S08-P23
吉	澤	和	範S21-03

吉 田 邦 一------S21-12

吉	田	圭	佑
			S23-11, S23-P10
吉	田	昌	平S14-P23
吉	田	真	吾S08-24
吉	光	奈	奈S08-10
吉	本	和	生S21-04
吉	本	昌	弘S16-P05
米	田		明
			S07-07, S07-P01
蓬	田		清······S21-06*

Xu Shiqing	
······S08-02, S19-03*	
Yano Tomoko Elizabeth	
S24-02	
Zhang Shengfeng-S13-06	

### わ

若	井		淳······S15-P06
渡	邉	早	姫S23-28

## A-Zほか

郭 晨S06-P03
ケネット ブライアン
S21-01*
趙 大 鵰
パリーク 亜美S17-04
プリード ネルソンS08-15
李 楊S12-P01
劉 弋 鋒S23-P18
Long Xin-S07-P06
Bijukchhen SubegS15-P08
Chang Ta-Wei
Dhakal Yadab PS24-P07
Linzer LindsayS08-05
Manzi MusaS08-04
Mngadi SiyandaS08-07
Mori JamesS08-20
Pacheco Karim-S23-07
Qwana CalvinS08-13
Romanet PierreS04-P01
Uenishi Koji
S08-P11, S08-P12
Wang Dun-S02-05
Watson BryanS08-08

## 出展団体広告

## 地震発生! このビルは大丈夫ですか? 避難が必要かどうか、すぐに判定しメールやWebで連絡します

## 「IT強震計」ビルの健全性診断システム

## 損傷の有無を直接計測

加速度センサーによる、ビルの現状を反映す る測定データにより、新たな重大な損傷が ないかどうかを実測します。

設計値との比較などによる推測を避ける手 法です。

## 2 複数のビルを一括管理

Webベースのサーバシステムにより、複数の ビルのゆれ、状態や履歴を一括して管理・ 閲覧できます。専門家向けの各種グラフ、 レポートも出力します。

BCP(事業継続計画)にお役立てください。

## 東大地震研のコンソーシアム提唱

東京大学地震研究所のIT強震計コンソー シアムの提唱をもとにした、オムロンの高性能 センサーを軸とするシステムです。

LAN内で簡単に設置・導入できます



自動で行います。 解析の結果を、地震発生後わずか数分でお知らせします。



イーグローバレッジ株式会社 TEL 03-6412-6035 sbo@e-globaledge.com

開発元 株式会社エーラボ 製造元 オムロン株式会社

11.111

本製品はビルなど構造物の無災害、無倒壊、無損傷や構造物内外での無損害を保証するものではありません。

# 日本地震学会2018年度秋季大会団体展示にて、 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。





〒559-0031 大阪市住之江区南港東 8-2-61 TEL:06-6613-2331 FAX:06-6613-5872

# **OBX** Ocean Bottom Recorder

## **OBX-750**



- Continuous cable-free 4C autonomous recording
- Maximum operating depth: 750 meters
- Battery module: 30 days
- Built-in full resolution test generator
- Solid-state flash memory: 4 GB per

channel

OVCXO clock





**GEOSYS**株式会社ジオシス 東京都文京区大塚1-5-18





GNSS



# **DATAMARK** LT-7700

白山工業株式会社 I support@hakusan.co.jp

〒183-0044 東京都府中市日綱町1-1 Jタワー10F TEL.042-333-0080

# 熟成の7000シリーズに新製品!! 高機能・低消費電力テレメータ

## 小型・軽量・低消費電力テレメータに 高機能を凝縮



1000Hz、500Hzの高速サンプリングに対応

## ■ データセンタの2重化

2つの送信先にデータ伝送可能

■ 高機能

ACT対応、広帯域地震計制御に対応

https://www.hakusan.co.jp/

お問い合わせ先

#### 日本地震学会 2018年度秋季大会 講演予稿集

2018年9月21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