

東海・東南海・南海地震の連動性評価のための
調査観測・研究

(平成 20 年度)
成果報告書

平成 21 年 5 月

文部科学省 研究開発局

独立行政法人海洋研究開発機構

国立大学法人東北大学

国立大学法人東京大学

独立行政法人防災科学技術研究所

国立大学法人名古屋大学

国立大学法人高知大学

国立大学法人京都大学

本報告書は、文部科学省の科学技術試験研究委託事業による委託業務として、独立行政法人海洋研究開発機構が実施した平成20年度「東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究」の成果を取りまとめたものです。

1 - 1 . 南海トラフ海域地震探査・地震観測

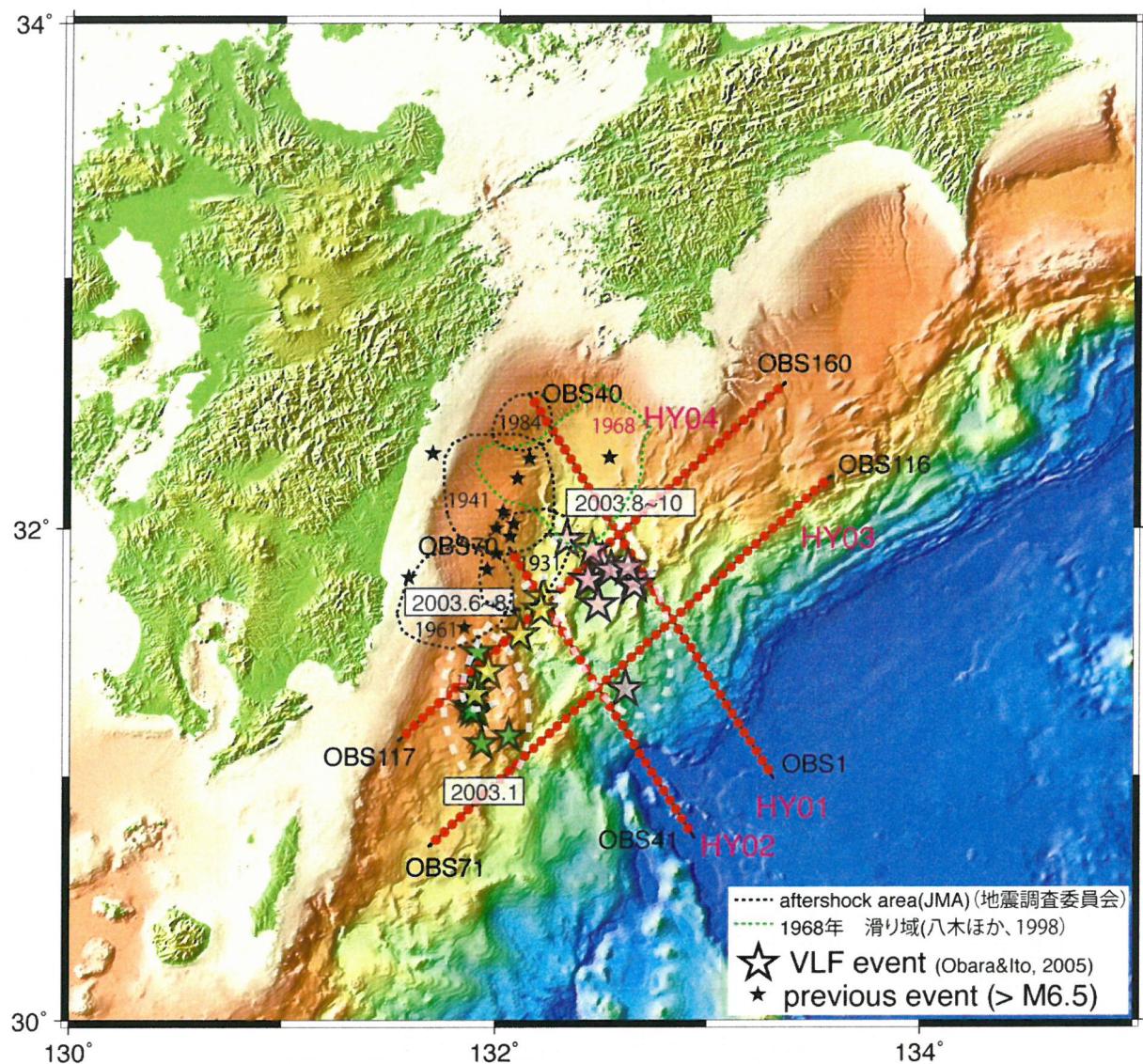


図 1 : 日向灘における屈折法地震探査測線。赤丸は海底地震計(OBS)。黒星印は過去の大地震の震源。破線で囲まれた領域は数字で示す年(西暦)の大地震の余震域。余震域は気象庁による。1968年の日向灘地震の滑り域については緑破線で示す。色つきの星印は低周波地震で、2003年8月(赤星)、2003年6月(黄星)、2003年1月(緑星)に群発的に起きた。

1-2. 切迫度の高い震源域の先行調査観測



図2：観測準備が完了した海底地震計（奥側の黄色のケースのもの）と海底水圧計（手前側の橙色のケースのもの）。

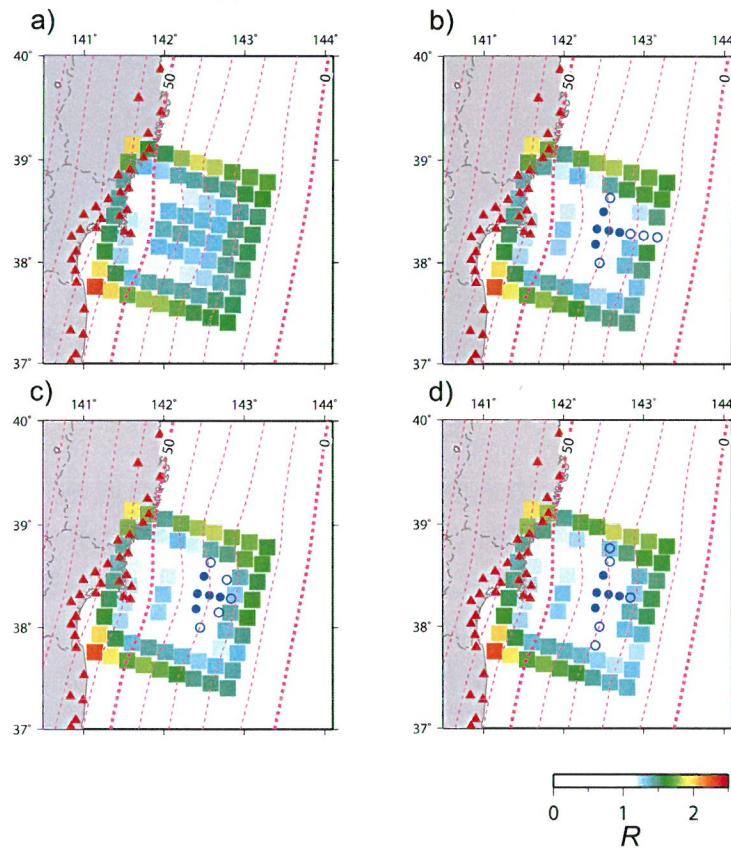


図3：地殻変動観測点の配置の違いによる、プレート間すべりの推定精度の違い。 R 値が小さい領域で発生したプレート間すべりイベントは、イベントの発生位置と規模を高精度で推定することができる。陸上観測点しかない場合 (a) に比べ、海底観測データを加えた場合 (bd) では、 R が小さい領域が広がっている。詳細は本文参照。

1-3. 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測



図4：最終調整が完了し、設置する船舶の甲板上に並べられた広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計（平成20年12月）

1-4. 陸域機動的地震観測による付加体・プレート界面のすべりの時空間発展

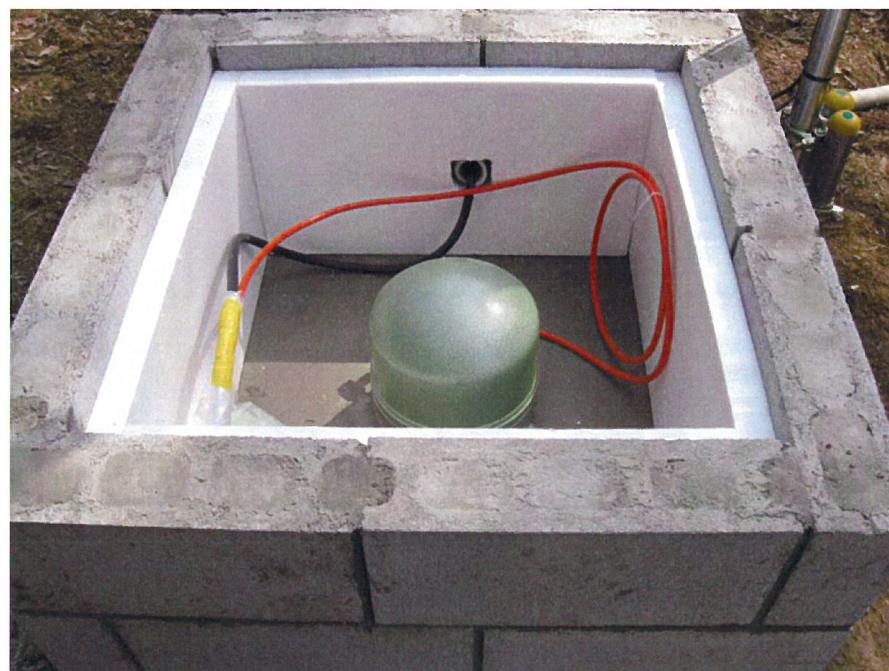


図5：STS-2 地震計の設置と断熱材の壁面設置。

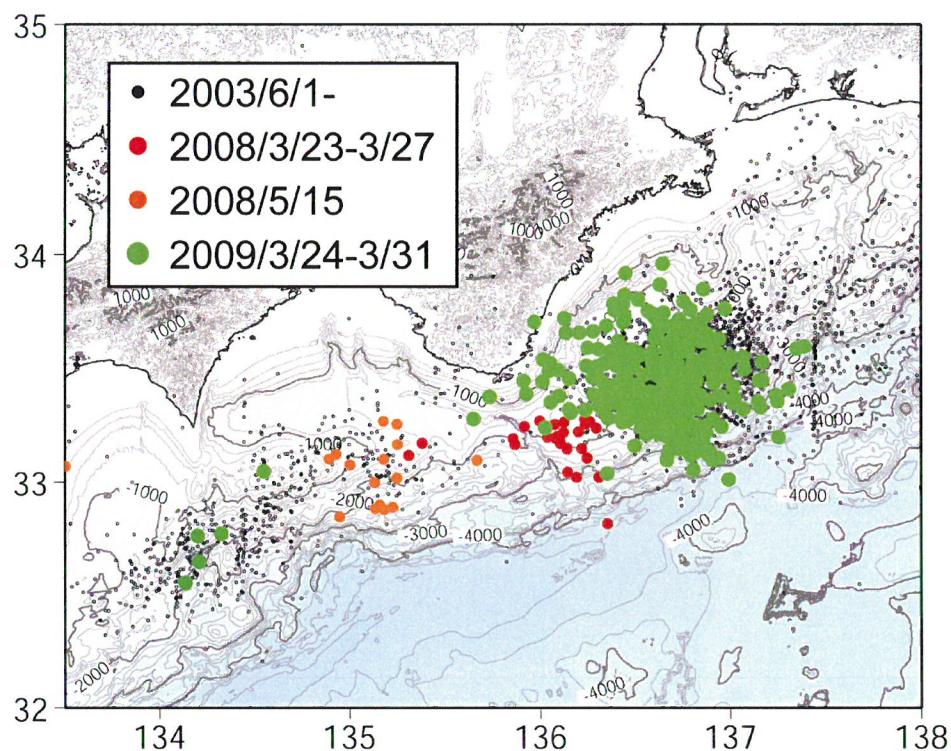


図6：紀伊半島南東沖から室戸岬沖にかけての領域における浅部超低周波地震の震央分布。2003年6月2009年3月の期間に検出された浅部超低周波地震の震央を丸印で示す。丸印の色は、発生した時期を表す。

1-5. 地殻媒質モデルの研究

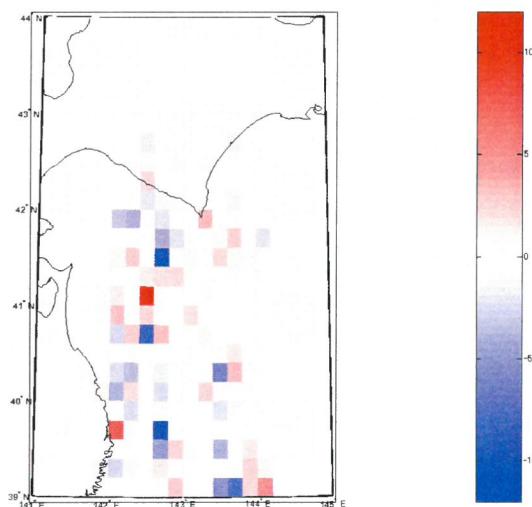
主成分分析研究法による十勝沖から宮城沖にかけての、東北地方プレート境界上部における微小地震頻度の時間空間変動を 1997-2007 年について次元圧縮をおこない、その変化トレンドを 3 次元で表現できた。その結果、プレート境界の媒質評価に次元縮約法が有効であることがわかった。この研究で次元圧縮法の有効利用の可能性が始めて示された。

ひとつの結果はまず、時間軸を 10 分割し、それぞれの時間における微小地震数を変数空間として、データ 500 点のパターンを 3 次元空間に次元圧縮することが可能となった。3 次元空間上では 2 つの特徴的なクラスタが現れ、ひとつは変動の少ないクラスタ、二つは正の変動、三つは負の変動に分解され、それらの空間配置をマッピングした結果、第一図のように、後者 2 つの対になった空間配置が識別された。

このようなパターンを、第 2 に空間分割し、それを 30 次元の変数空間として、次元圧縮をおこない、3 次元の特徴的なパターンを解析した。それは空間的な連結する配置構造を示していると思われた。

さらに、次元圧縮法が有効であることを実証するために、モデルシステムで多数のバネーブロックスライダーシステムを構築し、その挙動を多次元情報としてシミュレーションした。そこで得られた多次元時間空間変動データを次元圧縮法による挙動解析に用いた結果、明白なアトラクタの再現が 3 次元系で可能であることが判明した。

図 7：第 2 主成分強度によるマップ、正が赤色、負が青色である。



2-1. プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築

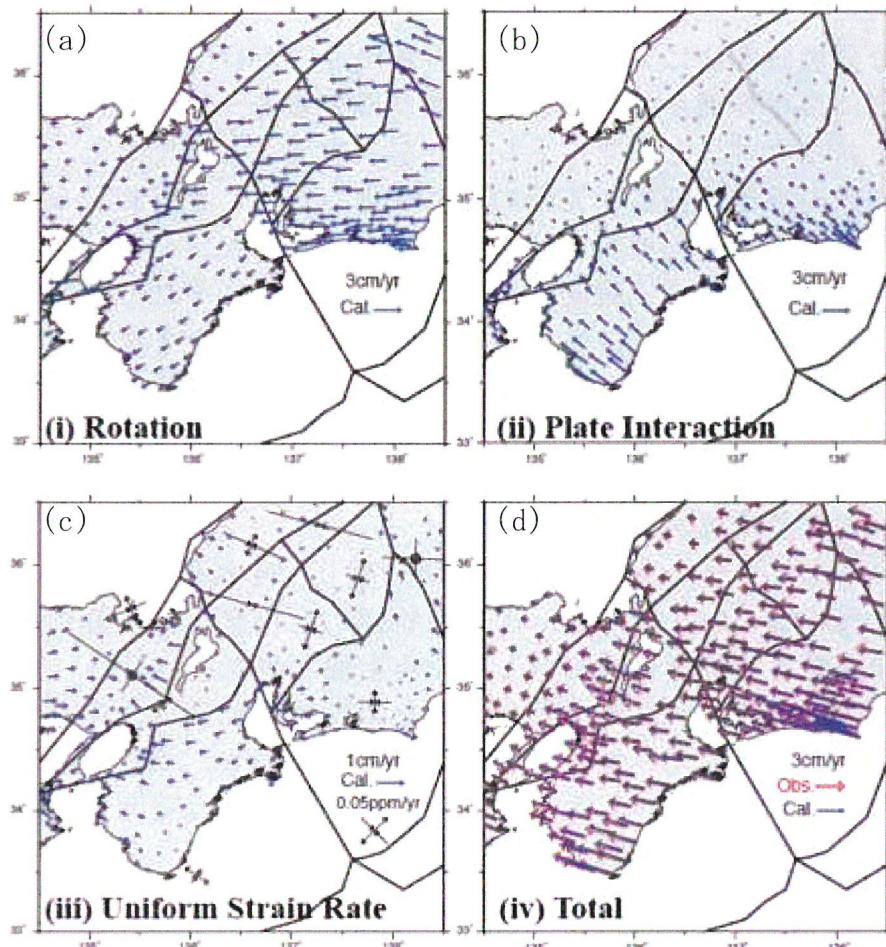


図8：GPS速度ベクトル(d)を(a)ブロック回転成分、(b)ブロック間相互作用成分、(c)ブロック内ひずみ成分に分解した。

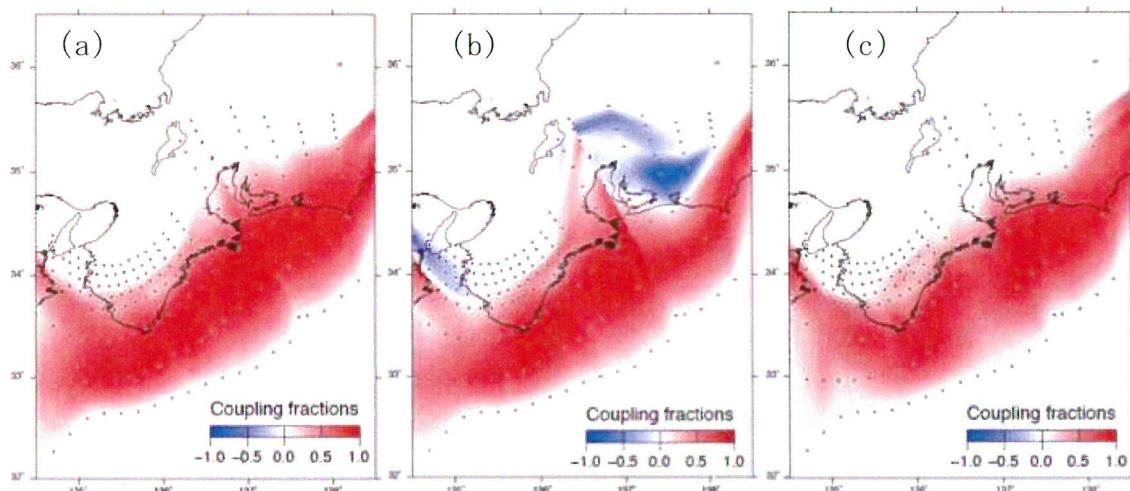


図9：GPSデータから推定した東海・東南海地域におけるプレート境界面でのすべり欠損（赤）-すべり過剰（青）の分布。（a）スロースリップ発生前（1996-2000）。(b)スロースリップ発生中（2001-2004）。(c)スロースリップ発生後（2006-2008）

2-2. 過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価

南海トラフ沿いの東海地域における過去の地震履歴を明らかにするために、浜名湖において地質記録に残された過去の津波の調査を行った。高分解能音波探査を行い、湖底下 10m 程度の音響断面図を得て解析を行うとともに、ピストンコアリングによって湖底下 4m 程度の柱状試料を 8 本採取し分析を行った。

音響断面図と堆積物の分析結果から、湖底下約 1m と 2m にイベントを示唆すると思われる顕著な砂層が分布していることが明らかになった。年代測定の結果から、深度 1m の砂層は西暦 1707 年の宝永地震の津波に対比することができ、深度 2m の砂層は 3500-4000 年前のイベントであることがわかった。音響断面図の解析から、深度 2m の砂層の堆積時には大きな堆積環境の変化が起こったこと、地域的な地盤の変動があったことが明らかになり、伏在的な活断層の活動が示唆される。

1707 年の宝永南海地震による津波は、1498 年に湖口が海とつながって以後の過去 500 年間では浜名湖において最大のイベントであったことが明らかになった。

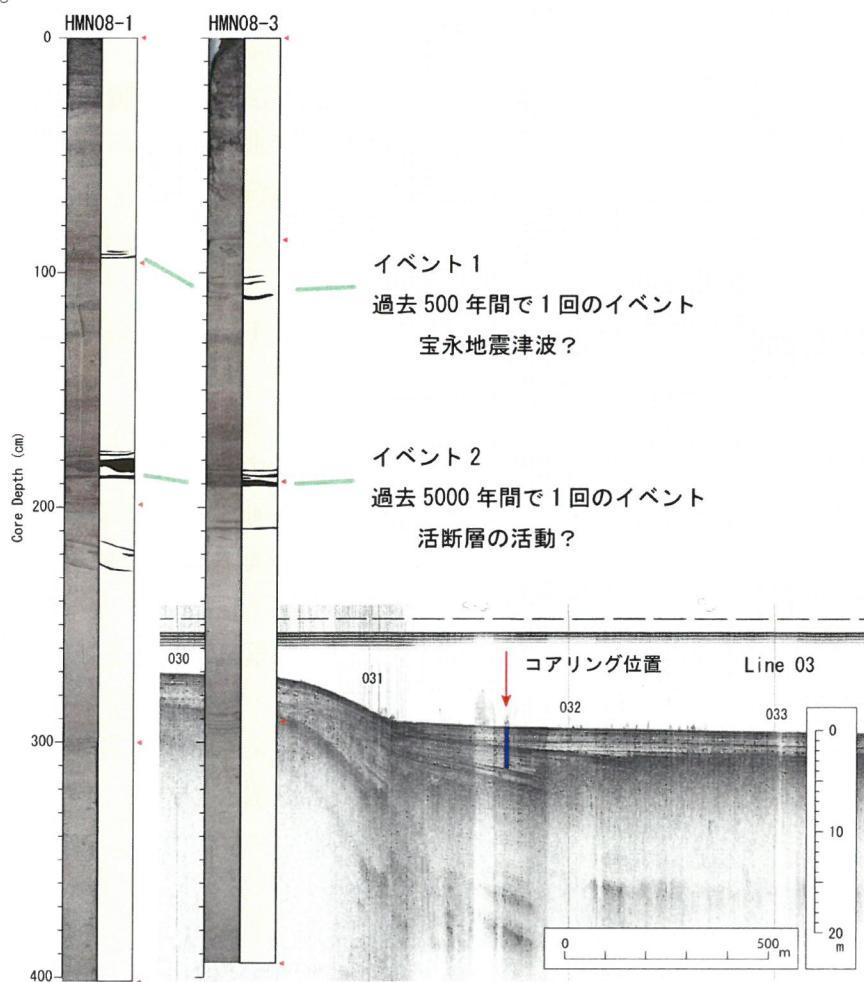


図 10：浜名湖湖底の音響断面図とコアの写真及び柱状図

2-3. シミュレーション手法と物理モデルの高度化

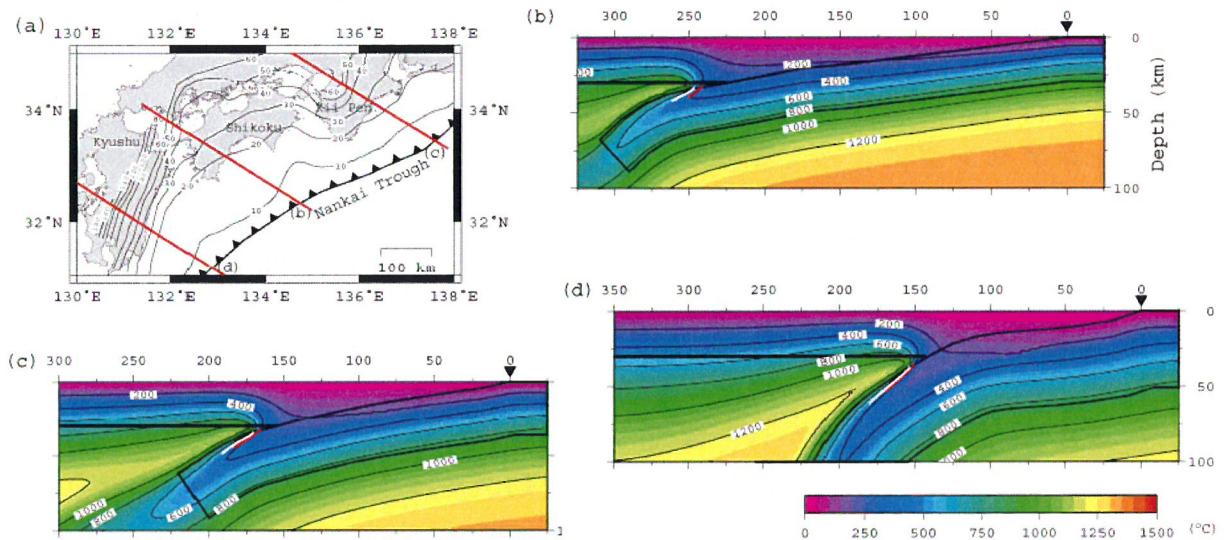


図 1-1 : (a) フィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布を計算した測線(b),(c),(d)の位置を示す図。 (b)四国西部を横切る図(a)に示された測線(b)に沿った温度分布。黒い逆三角形は南海トラフの位置を表す。モデルのサイズは水平 500km、深さ 300km で、その一部のみを示す。短く赤いまたは白い線は、それぞれ、1 番目と 2 番目の脱水反応が海洋地殻内で起こる場所を表している。これらは Hacker et al.(2003)の含水玄武岩の相図から計算されている。(c) 紀伊半島を横切る図(a)に示された測線(c)に沿った温度分布。(d) 九州東部を横切る図(a)に示された測線(d)に沿った温度分布。

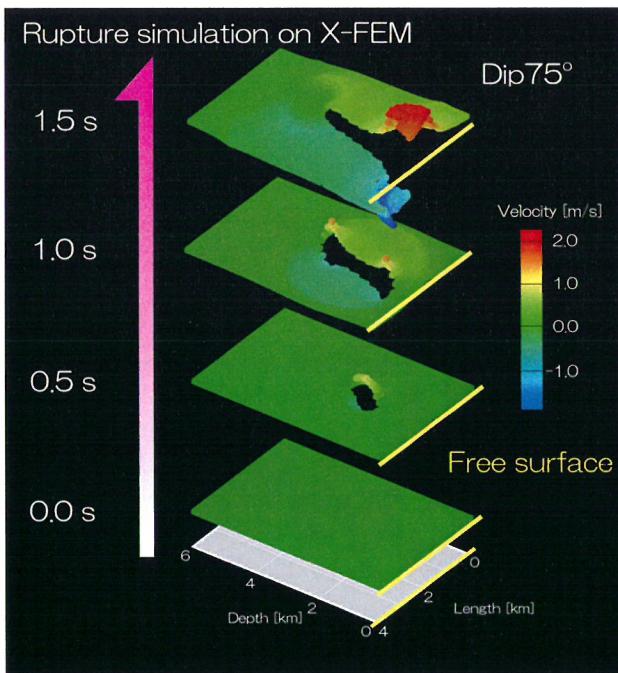


図 1-2 : 拡張有限要素法 (X-FEM) による、2 次元 S H 問題における、地表を含む均質媒質中に存在する、傾斜角 75° の逆断層上で動的破壊伝播シミュレーション結果：速度値分布のスナップショット。

断層面に与える滑り弱化型摩擦則のパラメタは断層面全領域で一様とし、降伏表面力 81.24 MPa、残留表面力 63.0 MPa、滑り弱化距離 (D_c) 0.4 m とする。自由表面の近傍で大きな速度値が得られるが、相対的に上盤側の速度値が下盤側よりも大きいことが重要な特徴である。

2-4. 連動条件評価のためのシミュレーション研究

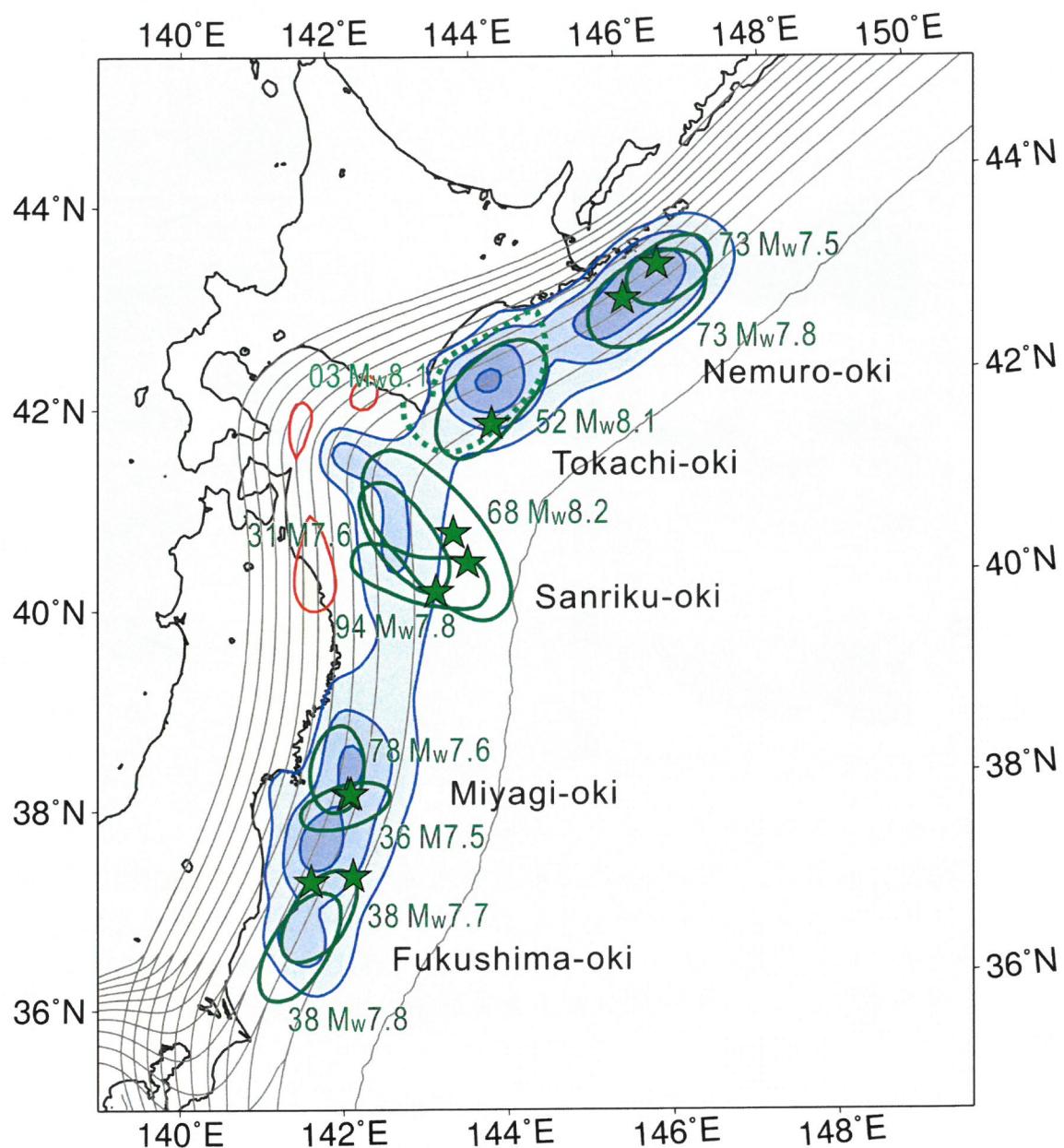


図13：国土地理院のGPS観測網（GEOPNET）の変位速度ベクトルデータを用いて、北海道・東北地域の太平洋・北アメリカプレート境界面のすべりと固着状態を推定した。六つの強い固着域は、この地域で過去100年間に発生したプレート間大地震の震源域とほぼ完全に一致する。

2-5. 地震発生サイクル多様性のメカニズム解明

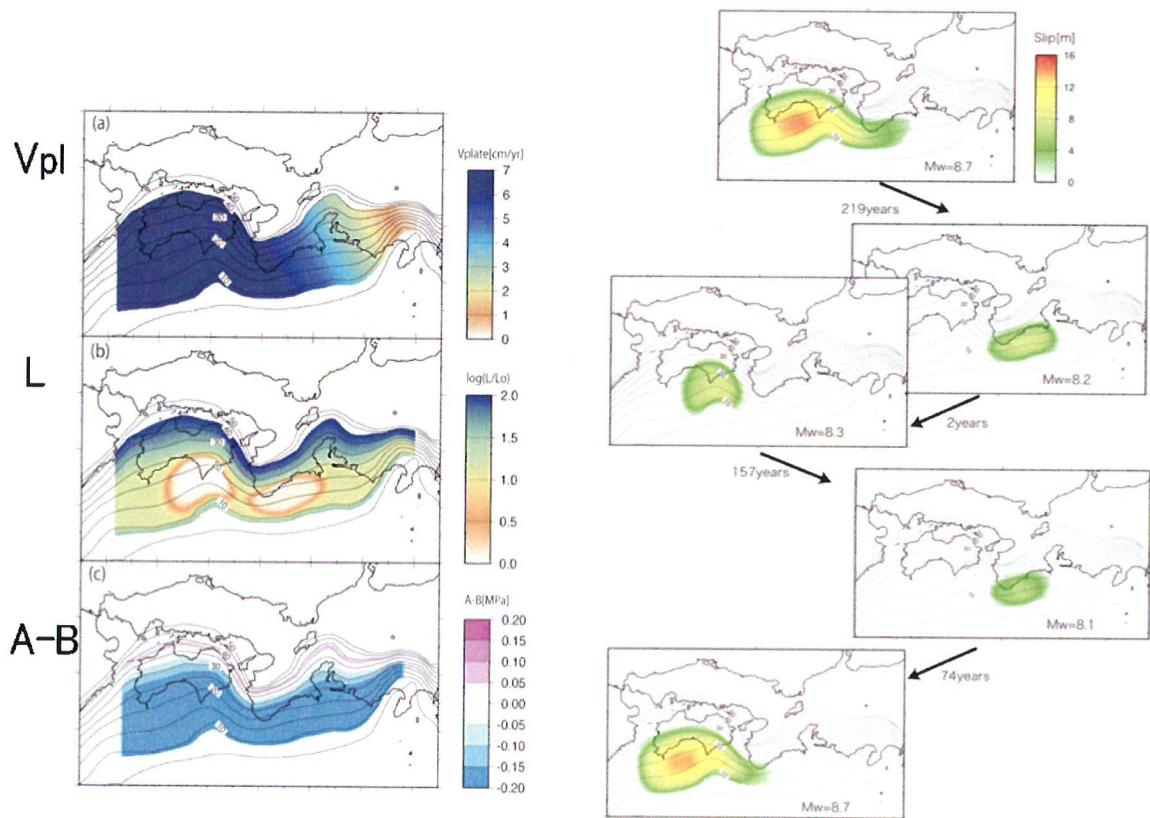


図14：南海トラフを対象として、左図のような摩擦特性とプレート収束速度の不均質を仮定し、プレート境界形状を考慮したすべり応答関数を用いた地震発生サイクルシミュレーションを行った。その結果、従来は実現の難しかった規模に依存する大きな発生間隔変化が実現した。右図は地震時(すべり速度が 1cm/s 以上)のすべり分布と発生間隔、 M_w はモーメントマグニチュードを表す。

目次

はじめに	1
I. プロジェクトの概要	2
II. 研究機関及び研究者リスト	4
III. 研究報告	
1. 稠密海底地震・津波・地殻変動観測	
1-1. 南海トラフ海域地震探査・地震観測	5
1-2. 切迫度の高い震源域の先行調査観測	23
1-3. 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測	48
1-4. 陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査	66
1-5. 地殻媒質モデルの研究	91
2. 物理モデル構築及び地震発生シミュレーション研究	
2-1. プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築	101
2-2. 過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価	115
2-3. シミュレーション手法と物理モデルの高度化	134
2-4. 連動条件評価のためのシミュレーション研究	170
2-5. 地震発生サイクル多様性のメカニズム解明	186
IV. 活動報告	196
1. 会議録	
2. 対外的発表	
V. むすび	197

はじめに

東海・東南海・南海地震については、政府の地震調査研究推進本部（以下、「地震本部」という。）によると、今後30年以内の発生確率は、想定東海地震が87%（M8.0程度）、東南海地震が60～70%（M8.1程度）、南海地震が50%程度（M8.4程度）と、非常に高い値となっている。また、中央防災会議によると、東海・東南海・南海地震の同時発生による最大被害想定は、死者2万5千人、経済的被害81兆円との予測がなされている。さらに、過去の地震等記録によれば、これら3つの地震は将来連動して発生する可能性が高いとされている。このように、東海・東南海・南海地震については、きわめて切迫度が高く、推定される被害も甚大である。

このため、東海・東南海・南海地震の想定震源域等における稠密な海底地震・津波・地殻変動観測、大規模数値シミュレーション研究、強震動予測、津波予測、被害想定研究等を総合的に行うことにより、東海・東南海・南海地震の連動性の評価に資するとともに、これらの地震が連動して発生した場合の人的・物的被害の軽減に資することを目的とした研究開発プロジェクトを実施する。

なお、本プロジェクトは、将来的には、東海・東南海・南海地震の連動性の評価に加えて、リアルタイムモニタリング、物理モデル、シミュレーション、データ同化東を用いた総合的な「予測評価システム」を実現するための科学技術基盤を構築するものであり、地震本部の計画等と整合性を図りつつ推進するとともに、必要に応じて、その内容等の見直しを行うこととする。

I. プロジェクトの概要

東海・東南海・南海地震が発生する場合の、時間的及び空間的な連動性評価を行うために必要な知見を獲得するとともに、これらの地震が連動して発生した場合の強震動や津波、さらには被害等を予測し、連動に対応した災害対策等の検討に必要な情報を提供することを目的とする。これらの目的を達成するため、以下の2つのサブプロジェクトを実施する。

なお、サブプロジェクト（1）及び（2）の有機的な連携を図るため、本プロジェクト全体を統括した運営委員会を組織することとしており、特に、サブプロジェクト（1）で得られた研究成果については、サブプロジェクト（2）の研究に最大限活用することに留意する。

また、受託機関は、各サブプロジェクトにおいて収集した観測データ等を一元的に管理し、広く一般に提供することとする。

(1) 東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究

東海・東南海・南海地震が発生する場合の、時間的及び空間的な連動性評価を行うため、想定震源域周辺での稠密な調査観測や、連動性評価モデル構築のための研究等を行う。具体的には、以下の2つの個別研究テーマを実施する。

① 稠密海底地震・津波・地殻変動観測

東海・東南海・南海地震の想定震源域において、主として長期型の海底地震計や水圧計等の稠密・広域展開による自然地震・地殻変動モニタリングを行うとともに、これらの地震計及びエアガン等を用いた大規模海底地殻構造調査等を行うことにより、当該海域の地下構造イメージングを行う。また、GPS-音響システム等を用いた海底地殻変動観測や、海底音波探査等による地下構造調査等を行う。さらに、東海・東南海・南海地震の連動性評価に資するため、地震本部の長期評価で、将来的な地震発生確率が高いとされる宮城沖及び根室沖の海溝型地震の想定震源域周辺において、地震計及び水圧計を用いた稠密地震・地殻変動モニタリングを行う。

これらの調査観測結果と既存の研究成果等とを併せて、南海トラフの巨大地震震源域の構造要因を抽出し、詳細な地殻構造モデルを構築する。

なお、長期型海底地震計等の観測機器については、効率的に利用することに留意するとともに、受託機関は、プロジェクト期間終了後も、大学等の研究機関からの依頼に応じて、これらの観測機器を共同で活用する等、その有効利用を継続的に行うこととする。

② 物理モデル構築及び地震発生シミュレーション研究

東海・東南海・南海地震の時間的及び空間的な連動性を評価するため、断層の摩擦すべり過程や広域・詳細な三次元地下構造等を基にした物理モデル（高精度地震発生予測モデル）を構築するための研究を行う。さらに、

東海・東南海・南海地震等の海溝型地震を対象として、既存の各種調査観測結果及び上記①で得られた調査観測結果等を基に、プレート境界面のすべりの時間発展を推定し、スーパーコンピュータ等を用いてすべりの時間発展を再現する大規模数値シミュレーション研究、及びデータ同化手法の開発を行う。

また、津波調査等に基づき、過去の海溝型地震の履歴を明らかにし、これを再現するシミュレーション等を通して、連動を規定する摩擦パラメータの空間分布など、構造要因抽出等の研究を行う。

(2) 連動を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究

東海・東南海・南海地震の連動性に対応した防災・減災対策等の検討に必要な情報を提供するため、これらの地震の影響を強く受ける地域を対象として、スーパーコンピュータを用いた大規模シミュレーション等により、詳細な地下構造モデルを用いた広帯域強震動及び津波予測の高精度化に向けた研究や、地震及び津波による被害予測の高精度化に向けた研究を行う。また、過去地震の震度分布や津波等の史料を利用して、過去の大地震の破壊様式を推定する。

さらに、東海・東南海・南海地震が連動して発生した場合の、国、地方公共団体等における応急対策や復旧・復興対策等の災害対応業務に関する研究等を行う。

なお、これらの研究を行う際には、サブプロジェクト（1）で得られる連動シミュレーションの結果等の成果を最大限活用して実施することとする。

本報告書では、このうち、サブプロジェクト（1）の平成20年度の成果について記す。

II. 研究機関および研究者リスト

所属機関	役職	氏名	担当課題
独立行政法人海洋研究開発機構 海底地震・津波ネットワーク開発部	部長	金田義行	南海トラフ海域地震探査・地震観測
国立大学法人東北大学 大学院理学系研究科 地震噴火予知研究観測センター	教授	藤本博己	切迫度の高い震源域の先行調査観測
国立大学法人 東京大学地震研究所	教授	金沢敏彦	紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測
独立行政法人防災科学技術研究所 地震研究部	副部長	小原一成	陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査
国立大学法人 東京大学大学院新領域創成科学研究科	教授	鳥海光弘	地殻媒質モデルの研究
国立大学法人 名古屋大学大学院環境科学研究科	教授	鷺谷威	プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築
国立大学法人 高知大学理学部	教授	岡村眞	過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価
国立大学法人 京都大学大学院理学系研究科	教授	平原和朗	シミュレーション手法と物理モデルの高度化
国立大学法人 東京大学地震研究所	教授	加藤尚之	連動条件評価のためのシミュレーション研究
独立行政法人海洋研究開発機構 地球内部変動研究センター	サブリーダー	堀高峰	地震発生サイクル多様性のメカニズム解明

III. 研究報告

サブプロジェクト（1）①

南海トラフ海域地震探査・地震観測

担当：独立行政法人海洋研究開発機構

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 「南海トラフ海域地震探査・地震観測」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人海洋研究開発機構 海底地震・津波ネットワーク開発部	部長	金田義行	kaneday@jamstec.go.jp
地球内部変動研究センター	上席研究員 研究員 技術研究副主任	小平秀一 尾鼻浩一郎 仲西理子 藤江 剛	kodaira@jamstec.go.jp obanak@jamstec.go.jp ann@jamstec.go.jp fujie@jamstec.go.jp

(c) 業務の目的

南海トラフで繰り返し発生する巨大地震の中には、東海・東南海・南海地震が連動して発生する超巨大地震のケースがあることが指摘されている。このような超巨大地震について、どのような場合に連動あるいは非連動性の巨大地震となるのかを明らかにすることが必要である。房総沖から日向灘を含んだ南海トラフ地震発生帶全域において、反射法・屈折法地震探査による地震発生帶のイメージング、および長期地震観測データによる海陸境界域深部構造イメージングを行い、南海トラフ地震発生帶のプレート形状、およびプレート境界物性の把握をする。これにより、連動型巨大地震発生評価のため地震発生帶の物理モデルの高度化を図る。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：

足摺岬から日向灘においてトラフ直交、平行方向の総延長約800kmの測線に海底地震計160台を設置し、屈折法地震探査を行う。海底地震計の設置期間中は自然地震観測も実施する。また、紀伊半島沖において、海底地震計40台、広帯域海底地震計3台を数km間隔で設置し3ヶ月間の地震観測を行う。

2) 平成21年度：

四国沖においてトラフ直交、平行方向の総延長約1,000kmの測線に海底地震計180台を設置し、屈折法地震探査を行う。同時に5,000mのストリーマ・ケーブルを曳航し反射法地震探査を実施する。同海域で長期地震観測を実施するために、海底地震計約20台の長期記録型への改良を実施し、地震探査測線上に20kmごとに設置する。

3) 平成 22 年度 :

前年度四国沖に設置した長期記録型海底地震計の回収を行う。紀伊半島沖においてトラフ直交、並行方向の総延長約 1,000km の測線に海底地震計 200 台を設置し、屈折法地震探査を行う。同時に 5,000m のストリーマ・ケーブルを曳航し反射法地震探査を実施する。また、同海域で長期地震観測を実施するために、海底地震計 50 台の長期記録型への改良を実施し、地震探査測線上に 20km ごとに設置し、1 年間の観測を開始する。

4) 平成 23 年度 :

前年度紀伊半島沖に設置した長期記録型海底地震計の回収を行う。東海沖においてトラフ直交、並行方向の総延長約 1,600km の測線に海底地震計約 320 台を設置し、屈折法地震探査を行う。同時に 5,000m のストリーマ・ケーブルを曳航し反射法地震探査を実施する。また、同海域で長期地震観測を実施するために、海底地震計 50 台の長期記録型への改良を実施し、地震探査測線上に 20km ごとに設置し、1 年間の観測を開始する。

5) 平成 24 年度 :

前年度東海沖に設置した長期記録型海底地震計の回収を行う。相模湾から房総沖においてトラフ直交、並行方向の総延長約 1,600km の測線に海底地震計約 320 台を設置し、屈折法地震探査を行う。同時に 5,000m のストリーマ・ケーブルを曳航し反射法地震探査を実施する。また、同海域で長期記録型海底地震計 50 台を用いた、約 1 年間の地震観測を実施する。

(e) 平成 20 年度業務目的

東海・東南海・南海地震が連動して発生する超巨大地震の中には、日向灘まで破壊域に含まれるケースの存在も示唆されており、南海トラフ巨大地震の連動性評価を考える上で、日向灘の地殻構造や地震活動も重要な情報となる。特に、東海・東南海・南海域と異なり、日向灘には M7 クラスの大地震が頻発する特徴がある。また、陸上で観測されている地殻変動も南海・東南海域と異なり、単純なフィリピン海プレートの沈み込みでは説明できない。このような日向灘域と南海トラフ域との地殻活動の違いを反映する構造を抽出し、超巨大地震発生メカニズムとの関係を理解するために、過去の調査の空白域でもある日向灘での地震学的調査の意義は大きい。

平成 20 年度の業務目的は日向灘での沈み込みに関する詳細な構造のイメージングおよび地震のアスペリティに関する構造を明らかにするためのデータの取得、西南日本の付加体先端部付近で発生している低周波地震や微動を含む地震活動を把握し、沈み込み帯の地殻構造、巨大地震の発生、地震活動の相互関係の解明に資することである。そのために海洋調査船「かいれい」によって短周期地震計を日向灘に設置し、屈折法・反射法地震探査および自然地震観測を実施する。また、紀伊半島沖において、短周期海底地震計と広帶域海底地震計を組み合わせた地震観測を行う。

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

南海トラフ域で繰り返し発生する海溝型巨大地震の滑り分布や地震発生サイクルは、主に沈み込むプレートの形状やプレート境界周辺の構造に規定されていることが明らかになってきた¹⁾。東海・東南海・南海地震が連動して発生する超巨大地震の中には、日向灘まで破壊域に含まれるケースの存在が示唆されている²⁾。日向灘域における大地震の発生様式や陸域の地殻変動には南海・東南海域とは異なる特徴があり、南海トラフ巨大地震の連動性評価を考える上で、この海域の地殻構造や地震活動は重要な情報である。日向灘域での沈み込みに関する詳細な構造および地震の滑り域に関する構造を明らかにするために大容量チューンドエアガンと海底地震計を用いた屈折法地震探査を実施した。海底地震計設置期間中に自然地震観測も実施した。一部の調査測線についての解析の結果、沈み込むプレート上に存在する付加堆積物（P 波速度 5km/s 以下）が厚さ最大約 10km で、陸側に向かって広く分布していることがわかった。付加堆積物の厚さとしては南海・東南海域の中でも厚い方で、容量的にも南海・東南海域より大きい。1968 年の日向灘地震（Mw7.5）³⁾の滑り域でのプレート境界は P 波速度 5km/s 以上の白亜紀～第 3 紀の付加体と海洋地殻が接する境界となっており、滑り域の北西半分では付加堆積物が急激に薄くなっているイメージが得られた。

また、近年、陸上の広帯域地震観測から紀伊半島沖から日向灘にかけての南海トラフ軸周辺で低周波地震が発生していることが報告されている⁴⁾。しかし、これらの低周波地震の海域での観測はなされておらず、その震源像を明らかにすることは海溝型巨大地震発生との関係という観点からも重要である。そこで、紀伊半島沖で、付加体先端部付近で発生している低周波地震⁴⁾や微動⁵⁾の分布を明らかにするために広帯域海底地震計と短周期海底地震計を組み合わせた自然地震観測を実施した。約 3 ヶ月間の短周期海底地震計による自然地震観測の結果、2004 年 9 月に発生した紀伊半島南東沖地震（M_{JMA}7.4）の余震域で発生していると思われる地震が多数観測されていることがわかった。一方、2004 年の紀伊半島南東沖地震の直後に観測された低周波微動に類似するイベントは、今回は観測されていないようである。

(b) 業務の実施方法

日向灘での沈み込みに関する詳細な構造のイメージングおよび地震の滑り域に関する構造を明らかにするため、これまでに日向灘で発生した大地震のアスペリティ³⁾を通過するトラフ直交測線 2 本を設定した。また、南海域への構造変化あるいは連続性を把握するため、トラフ平行測線 2 本を設定した（図 1）。調査は平成 20 年 12 月 7 日～26 日 ((独) 海洋研究開発機構・深海

調査研究船「かいれい」)、および平成 21 年 1 月 14 日～28 日 ((独) 海洋研究開発機構・海洋調査船「かいよう」) にかけて実施した。屈折法地震探査に際しては「かいれい」搭載の新しい地震探査システム⁶⁾を用いた。東側のトラフ直交測線 HY01(測線長約 205km)は、1968 年の日向灘地震の滑り域 3) を通過するように設定された(図 2)。2001 年に海洋科学技術センター(現:(独) 海洋研究開発機構)によって実施された反射法地震探査測線 7) とほぼ同一測線である。西側のトラフ直交測線 HY02(測線長約 155km) は、九州パラオ海嶺の沈み込みに関する構造に対する影響をみるために、海嶺の東側に設定された(図 1)。またトラフ軸に沿った九州パラオ海嶺から四国沖にかけての構造変化を把握するため、トラフ平行測線 HY03(測線長約 235km)、HY04(測線長約 225km) を設定した(図 1)。設置した海底地震計は 160 台で、設置間隔は 5km、HY01～04 測線にそれぞれ、40 台、30 台、47 台、45 台(交点 4 台) 使用した(図 1)。制御震源としては、「かいれい」搭載の 7,800cu. inch エアガン・アレイを 140 気圧で、各測線 200m 間隔で発振した。屈折法探査終了後、「かいれい」により 28 台の海底地震計(Site1-10, 41-53, 66-70) を回収した。残りの 132 台の海底地震計は「かいよう」により回収された。但し、Site28 および 130 は未回収である。また、海底地震計設置期間中は連続記録を収録し続け、自然地震観測を実施した。本調査で使用した海底地震計((株) 東京測振製 TOBS-24N 型) は、3 成分受振器(固有周波数 4.5Hz) とハイドロフォンで構成されており、データは収録装置によって 200Hz サンプリングで連続的に収録された。屈折法地震探査データについては、地震探査調査終了後に観測した記録を SEG-Y フォーマットデータ(Society of Exploration Seismology 規格の地震探査用フォーマット)に編集した。図 2 に HY01 測線の記録例(上下動成分)を示す。編集したデータは測位データとともに CD および BD に保存された。

紀伊半島沖では、付加体先端部付近で発生している低周波地震⁴⁾や微動⁵⁾の分布を明らかにするために、広帯域海底地震計(BBOBS)と短周期海底地震計(SPOBS)を組み合わせた地震観測を実施した。海底地震計の設置は、2008 年 7 月「かいよう」KY08-06 航海で行われ、SPOBS 36 台と BBOBS 4 台を 20ヶ所の観測点に設置した(図 2)。今回の観測では、従来の観測のように海底地震計を単独で設置するだけでなく、小アレイとして SPOBS 5 台と BBOBS 1 台を数百 m の範囲に設置することを 4ヶ所で行った。海底地震計設置後には、海底地震計の位置決定と浅層構造の把握を目的とした、シングルチャンネル反射法地震探査(SCS)を行っている。SPOBS については、2008 年 10 月の KY08-11 航海で 34 台を回収した。なお 4 台の BBOBS は 2009 年 10 月の回収を予定している。

(c) 業務の成果

日向灘での屈折法地震探査データの特徴および HY01 測線の解析の暫定結果について報告する。全体的なデータの質としては、陸側斜面を通過していく

るエアガンショットからの波形データは減衰しており、オフセット距離約50km程度までしか確認できないケースも多い。南海トラフ域に比べて、陸側斜面下の堆積層が厚く、減衰が大きくなっていると考えられる。しかしながら、各測線で幾つかの特徴が確認できた。まず、HY01 測線の OBS30 を境に初動走時の見かけ速度が大きく異なっているという特徴が捉えられた。これは単に海底地形の影響では説明できないことから（図3）、OBS30周辺で地下構造が変化していることを示唆していると考えられる。HY02 測線については、トラフ海側の OBS42 のデータを HY01 測線のトラフ海側 OBS1 のデータと比較すると、HY01 測線では見かけ速度 8km/s の海洋性マントルからの屈折波初動がオフセット距離 20km 程度から出現するというような海洋性地殻の存在を示すデータが得られているが、HY02 測線では、見かけ速度の遅い（約 5.5km/s）初動走時がオフセット距離 30km まで長く続いている。HY02 測線の南東にある九州パラオ海嶺の地殻の影響を受けていると考えられる（図4）。HY03 測線では測線方向の地殻構造の違いを示すと考えられるデータが得られた。OBS82 と OBS92 で得られたデータを例として図5に示す。観測点の両側で初動走時の見かけ速度が異なっており、地殻浅部から速度構造が異なっていることが予想される。また、見かけ速度 8km/s の上部マントルからの屈折波が出現するオフセット距離も観測点の両側で異なっており、地殻全体の厚さにも変化があることが推測される。HY04 測線では信号の確認できる距離が 60km 前後と他の測線に比べて短く、陸側斜面の堆積物による減衰が大きいことが伺える。特に測線の中央を超えたあたりから北東側には、複数の反射波が後続波として顕著に見えるデータが特みられ、陸側斜面の付加堆積物の構造が複雑であることが推測される。

データ解析では、初動トモグラフィー⁹⁾によって HY01 測線に沿った速度構造を求めた。初期モデルの構築には、1998 年に海洋科学技術センター（現：（独）海洋研究開発機構）によって実施された屈折法地震探査によって得られた足摺岬沖の構造⁸⁾および 2001 年の反射法地震探査⁷⁾によって得られた HY01 測線と同一測線の地殻浅部速度構造情報を考慮に入れた（図7）。暫定結果を図8と図9に示す。沈み込むプレート上に存在する付加堆積物（P 波速度 5km/s 以下）が厚さ最大約 10km で、陸側に向かって広く分布していることがわかった。付加堆積物の厚さとしては南海・東南海域の中でも厚い方のエンドメンバーに入る。容量的にも南海・東南海域に比べて付加堆積物量が多いと考えられる。1968 年の日向灘地震（Mw7.5）³⁾の滑り域でのプレート境界は P 波速度 5km/s 以上の白亜紀～第3紀の付加体と海洋地殻が接する境界となっており、滑り域の北西半分では付加堆積物が急激に薄くなっているイメージが得られた。

また、紀伊半島沖での地震観測では、4ヶ所に設置した小アレイでは、SPOBS 5台とBBOBS 1台を船からの自由落下により概ね500～1000mの範囲内に設置することができた。回収された34台のSPOBSの記録を用いて自動読み取りによる暫定的な解析を行った結果、2004年9月に発生した紀伊半島南東沖地震の

余震域で発生していると思われる地震が多数観測されていることが分かった(図2)。余震域は、今回設置した観測網の東側に隣接している。一方、2004年の紀伊半島南東沖地震の直後に観測された低周波微動⁵⁾に類似するイベントは、今回は観測されていない模様である。

(d) 結論ならびに今後の課題

日向灘での屈折法地震探査測線4本のうち、最も足摺岬側の HY01 測線についての暫定的な解析結果を得た。HY01 測線について得られた地震波速度イメージから、沈み込むプレート上に存在する付加堆積物(P波速度5km/s以下)が厚さ最大約10kmで、陸側に向かって広く分布していることがわかった。付加堆積物の厚さとしては南海・東南海域の中でも厚い方で、容量的にも南海・東南海域より大きい。1968年の日向灘地震(Mw7.5)の滑り域でのプレート境界はP波速度5km/s以上の白亜紀～第3紀の付加体と海洋地殻が接する境界となっており、滑り域の北西半分では付加堆積物が急激に薄くなっていることがわかった。今後はすべての測線について反射境界面のイメージングを含む構造解析を行い、日向灘域の構造の特徴を把握することが課題である。

紀伊半島沖の自然地震観測については、今回の観測では、2004年紀伊半島南島沖地震の余震域内で発生した通常の地震が多数観測される一方、低周波微動は観測されていない模様である。低周波地震は、群発的に活動する傾向があること⁴⁾を考慮すると、今回の観測期間中には低周波地震や微動の活動が活発でなかった可能性が考えられる。今後は、2009年に回収される予定のBBOBSの記録や陸上の広帯域地震観測網の記録を用いて、低周波地震や微動について解析を行う予定である。

(e) 引用文献

- 1) Kodaira,S., Hori, T., Ito, A., Miura, S., Fujie, G., Park, J-O., Baba, T., Sakaguchi, H., Yoshiyuki Kaneda, A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 111, 9, doi:10.1029/2005JB004030, 2006.
- 2) 古本宗充, 安藤雅孝(2009)西南日本から琉球列島にかけての超巨大地震の可能性、月刊地球, 31, 197-202
- 3) Yagi, Y., Kikuchi, M., partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2002GL015664, 2003.
- 4) Obara, K. and Ito, Y., Very low frequency earthquakes excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes: A dynamic deformation process in the large accretionary prism, *Earth Planet. Space*, 57, 321-326, 2005.

- 5) Sakai, S., Yamada, T., Shinohara, M., Kanazawa, T., Takanami, T., Hino, R., Shimizu, H., Obana, K., Kodaira, S., and Kaneda, Y., Long duration tremor at off Kii-Peninsula by ocean bottom seismometers, Japan Geoscience Union Meeting 2007, S229-P007, 2007.
- 6) 三浦誠一、JAMSTECにおける構造探査システムの変遷、JAMSTEC-R投稿中
- 7) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 KR0114-6, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR01-14.html
- 8) Takahashi, N., Kodaira, S., Nakanishi, A., Park, J. O., Miura, S., Tsuru, T., Kaneda, Y., Suyehiro, K., Hirata, N., Iwasaki, T., Seismic structure of the western end of the Nankai trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2000JB000121- 2002.
- 9) Zhang, J., Brink, U. S. and Toksoz, M. N., Nonlinear refraction and reflection travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103, 29743-29757, 1998.
- 10) 宇津徳治、日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表：1885年～1980年、地震研究所彙報, 57, 401-463, 1982
- 11) 長宗留男、日向灘における大地震の活動、鹿児島大学理学部紀要, 21, 1-21, 1988
- 12) Yagi, Y., Kikuchi, M., Yoshida, S., Sagiya, T., Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga-nada earthquakes of 1996, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 26, pp3161-3164, 1999.
- 13) 地震調査研究推進本部、地震に関する評価>海溝型地震の長期評価>日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価について>図6-1 日向灘周辺で発生した主な地震と主な震源域
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04feb_hyuganada/f06-1.htm

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
尾鼻浩一郎、杉岡裕子、伊藤亜妃、藤亜希子、小平秀一、末次大輔、木下正高、石原靖、荒木英一郎、金田義行、深尾良夫	南海トラフ付加体先端付近で発生する低周波地震の震源像の解明に向けたOBS自然地震観測	Blue Earth' 09	平成21年3月12日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成21年度業務計画案

四国沖～紀伊半島沖にかけての沈み込みに関する詳細な構造のイメージングおよび地震のアスペリティに関する構造を明らかにするためのデータの取得、西南日本の付加体先端部付近で発生している低周波地震や微動を含む地震活動を把握し、沈み込み帯の地殻構造、巨大地震の発生、地震活動の相互関係の解明に資することである。そのために海底地震計を四国沖～紀伊半島沖に設置し、屈折法・反射法地震探査および約1年間の長期自然地震観測を実施する。

具体的な実施方法としては、四国沖～紀伊半島沖においてトラフ直交、平行方向の総延長約1000kmの測線上に200台のOBSを設置し、各測線上で屈折法地震探査を実施する。さらにマルチチャンネル反射法地震探査を実施し、すべての海底地震計の回収を行う。また、同海域で長期地震観測を実施するために、海底地震計21台の長期記録型への改良を実施し、地震探査測線上に20kmごとに設置し、1年間の観測を開始する。加えて、熊野灘において、H20年7月に設置した4台のBB OBSを回収する。

上記調査により、四国沖～紀伊半島沖において深さ30km程度までの3次元的プレート境界イメージおよびプレート境界物性を把握し、海溝型巨大地震の発生に関連する構造要因の抽出が期待される。また、約1年間の長期海底地震観測により、観測領域における低周波地震を含んだ地震活動を把握でき、沈み込み帯における地殻構造と震動現象の関係を明らかにすることが期待される。これらの成果は、運動型巨大地震発生評価のための地震発生帶の物理モデルおよびシミュレーションの高度化に資する基本的かつ重要な情報となる。

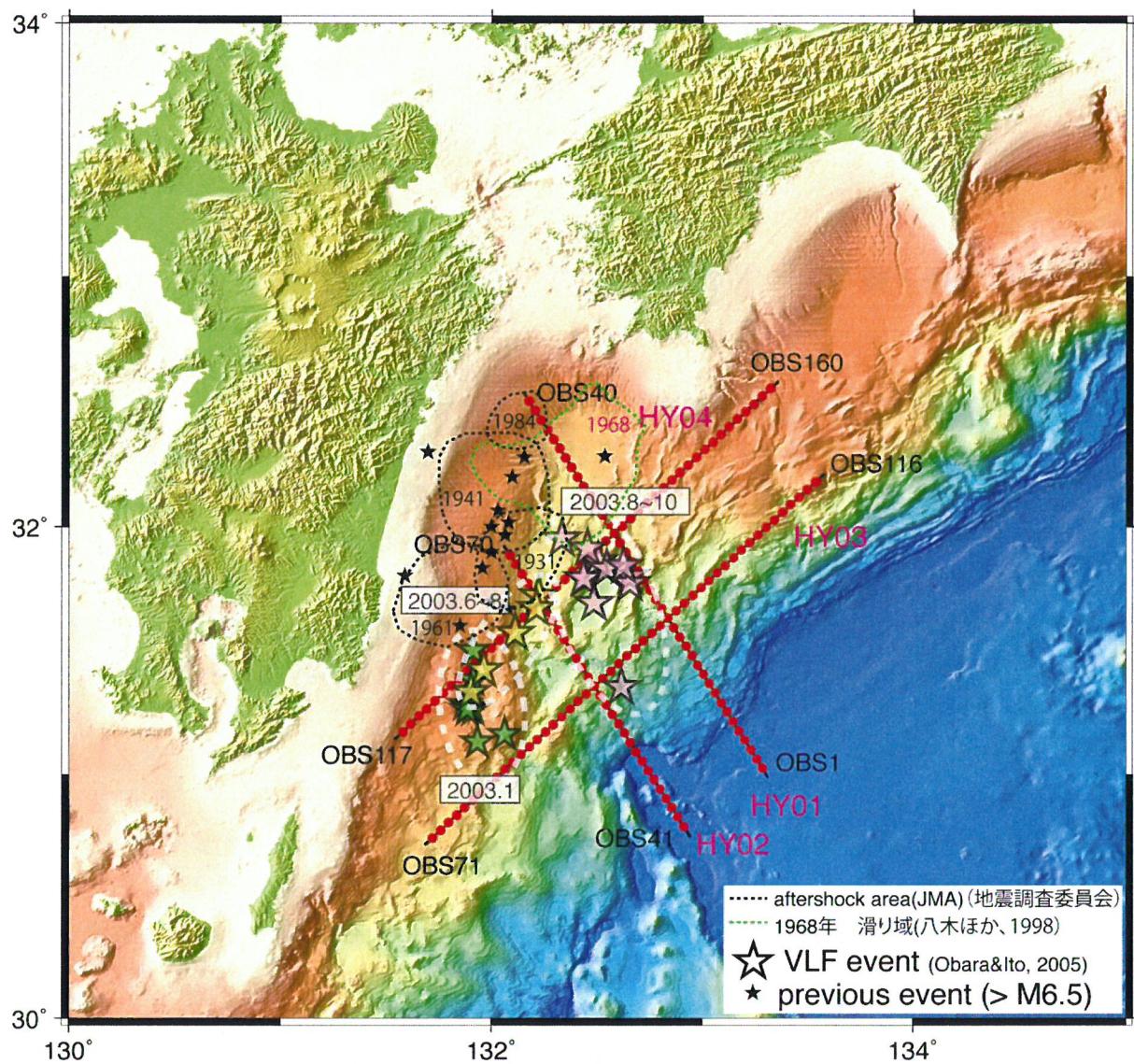


図1：日向灘における屈折法地震探査測線。赤丸は海底地震計(OBS)。黒星印は過去の大地震の震源¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾。破線で囲まれた領域は数字で示す年(西暦)の大地震の余震域。余震域は気象庁による¹³⁾。1968年の日向灘地震の滑り域については緑破線³⁾で示す。色つきの星印は低周波地震で、2003年8-10月(赤星)、2003年6-8月(黄星)、2003年1月(緑星)に群発的に起きた⁴⁾。

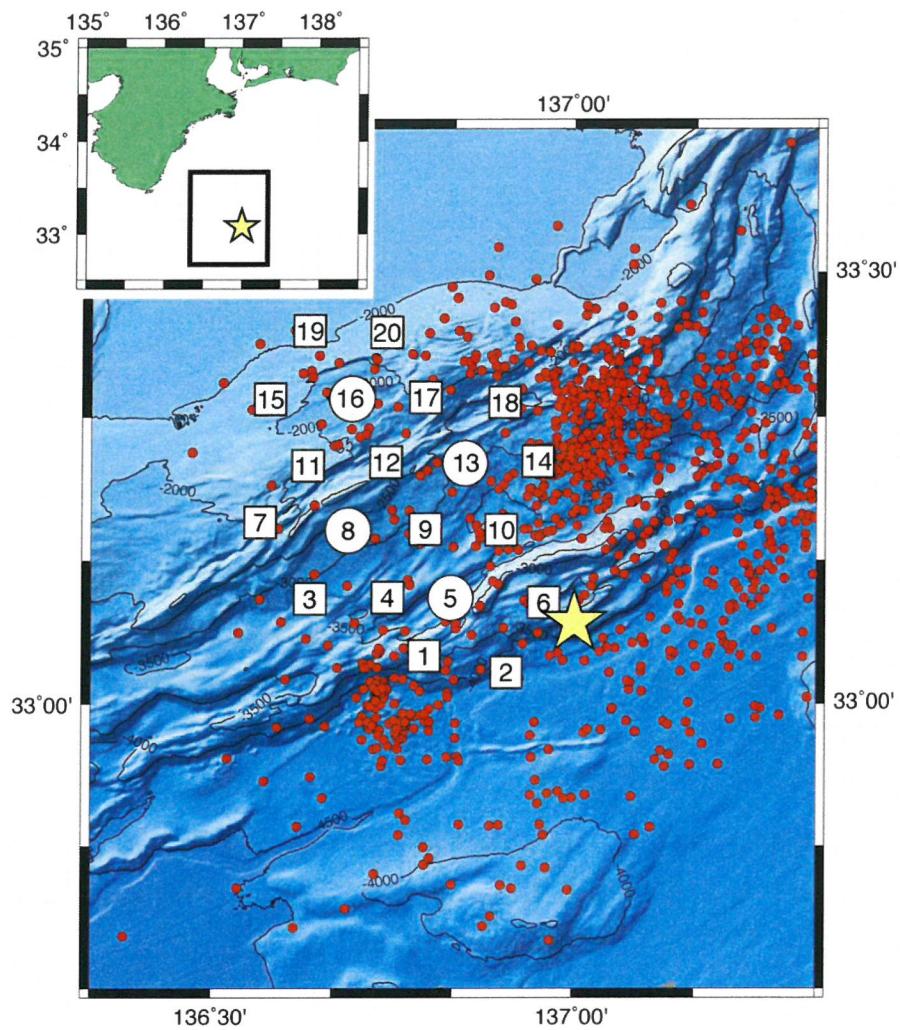


図 2：紀伊半島沖における海底地震計の配置と震央分布。□：短周期海底地震計 1 台を設置した観測点。○：短周期海底地震計 5 台と広帯域海底地震計 1 台からなる小アレイを設置した観測点。☆：2004 年紀伊半島南島沖地震の震央。

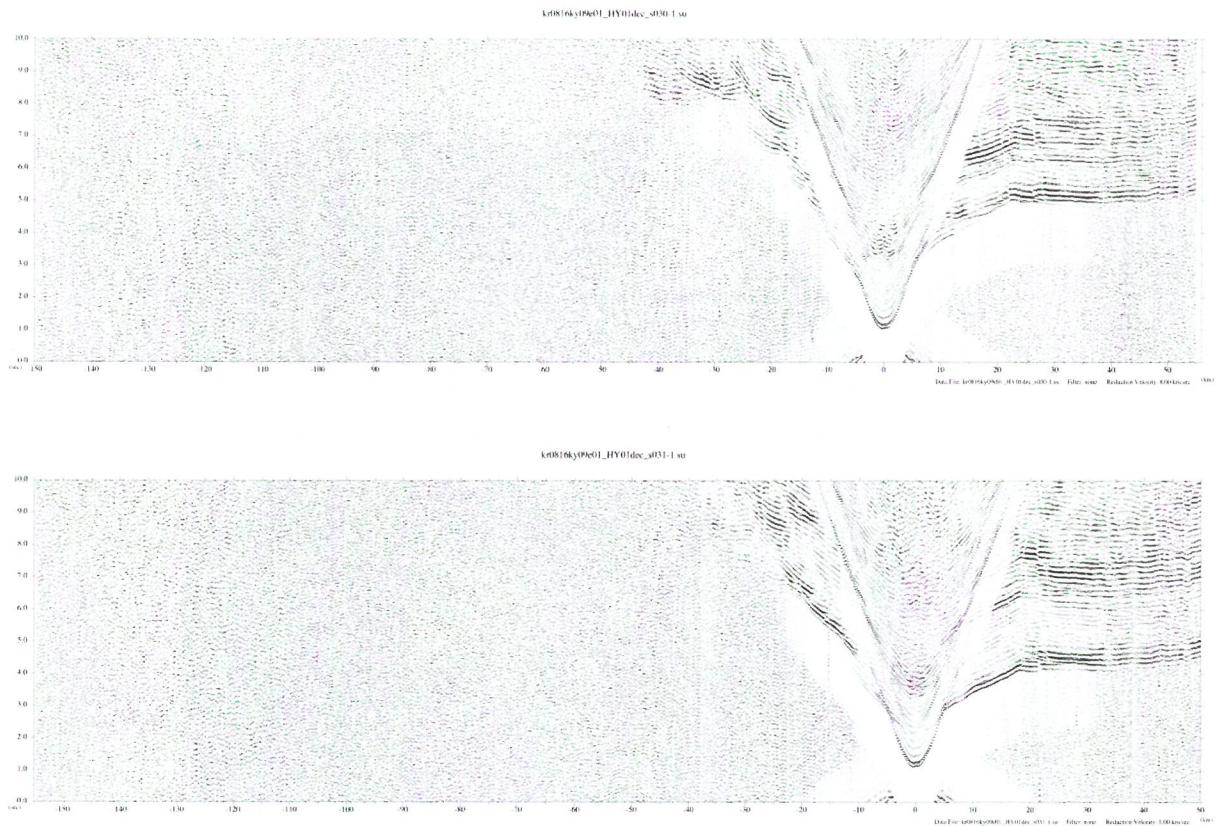


図 3 : HY01 測線上 OBS30 (上)、OBS31 (下) の上下動記録。左側が海側。見かけ速度 8km/s が水平になるように表示している。OBS の両側で初動の見かけ速度が大きく異なっている。

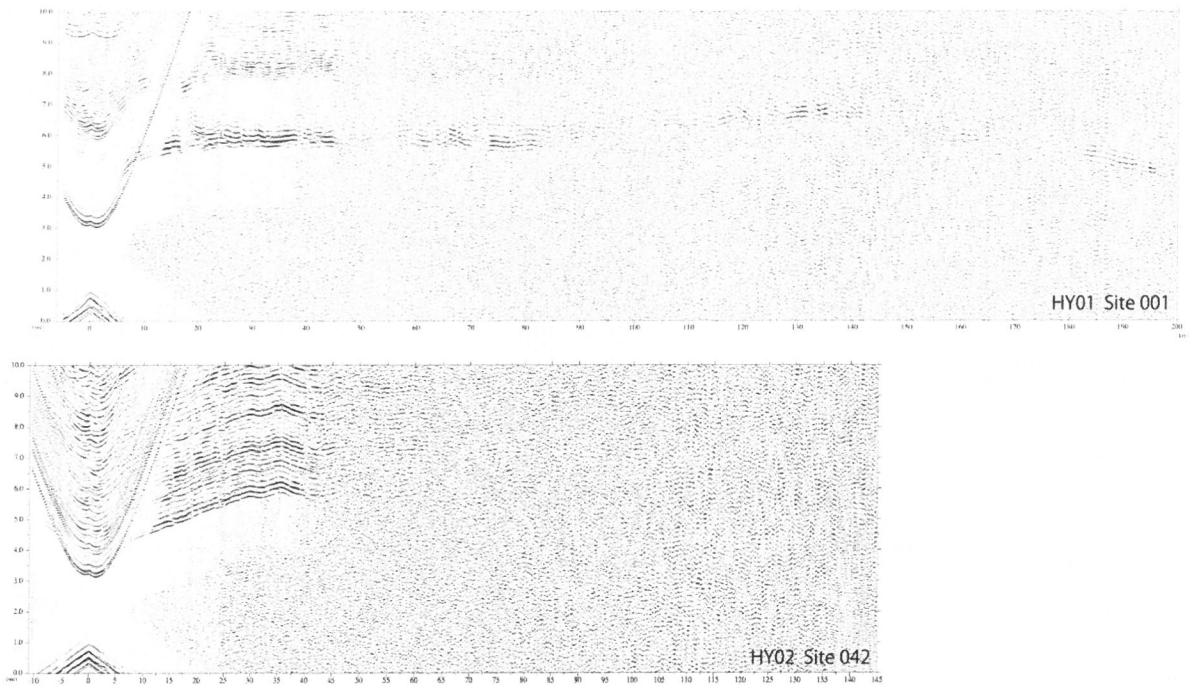


図 4 : HY01 測線上の海側の観測点 OBS1 (上) と HY02 測線上 OBS42 (下) の上下動記録。左側が海側。見かけ速度 8km/s が水平になるように表示している。HY01 測線 OBS1 の記録は、見かけ速度 8km/s の海洋地殻下の上部マントルからの屈折波がオフセット距離 20km 程度から現れている。一方で、HY02 測線 OBS42 の記録は見かけ速度約 5.5km/s のフェーズがオフセット距離 30km まで続いている。

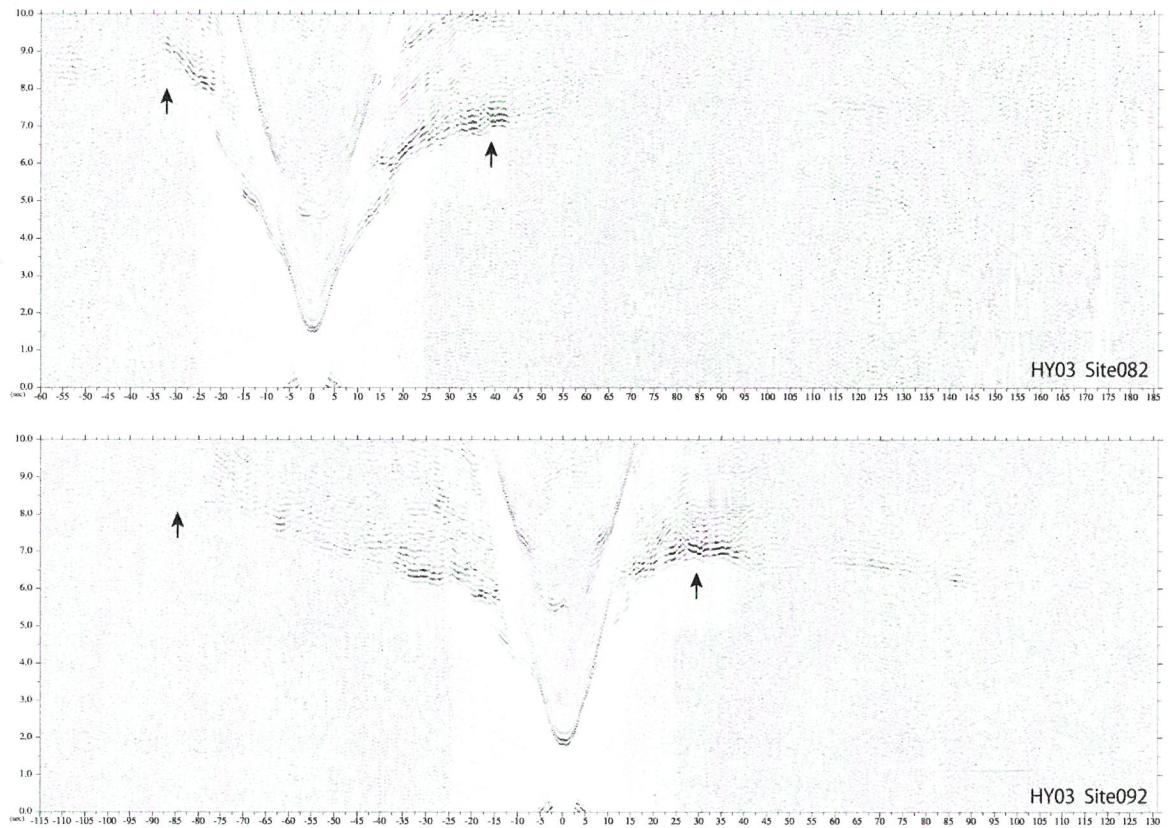


図 5 : HY03 測線上の海側の観測点 OBS82 (上) と OBS92 (下) の上下動記録。左側が南東方向。見かけ速度 8km/s が水平になるように表示している。観測点の両側で初動走時の見かけ速度が異なっている。初動走時の見かけ速度約 8km/s の上部マントルからの屈折波が現れ始めるところを矢印で示す。観測点の両側で矢印の場所が大きく異なることがわかる。全体的な地殻の厚さの違いを反映していると考えられる。

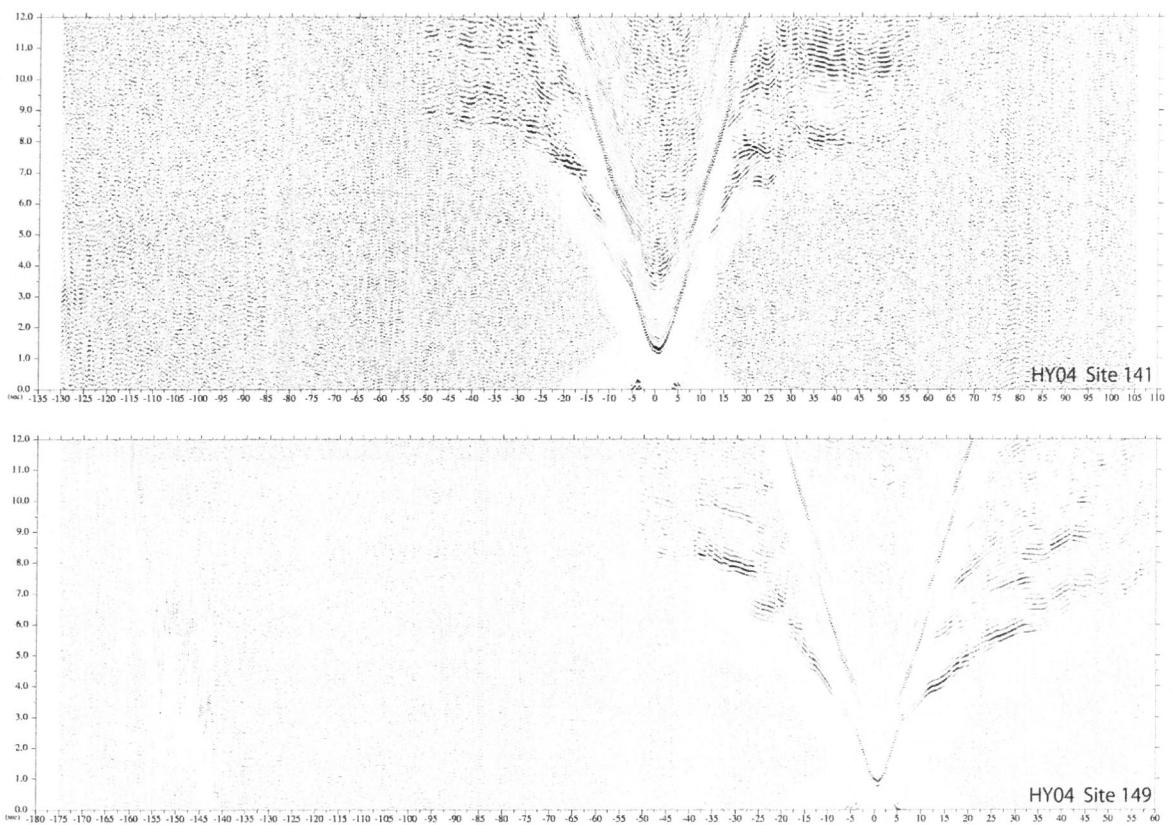


図 6 : HY04 測線上の海側の観測点 OBS141 (上) と OBS149 (下) の上下動記録。左側が南東方向。見かけ速度 8km/s が水平になるように表示している。後続波として複数の顕著な反射波が確認できる。

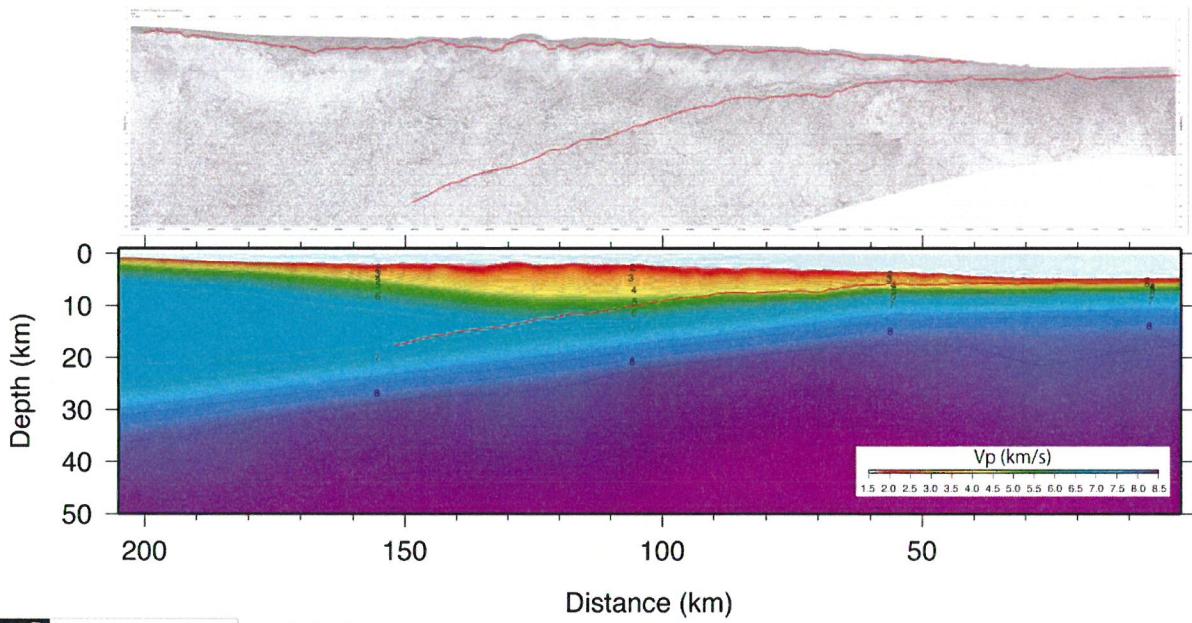


図 7 : (上) HY01 測線と同一の既存の反射断面⁷⁾。右側が海側。赤線は陸側の上盤の最上部堆積層の底面（基盤面）および沈み込む海洋地殻上面について、今回初期モデル構築のために読み取った場所を示す。(下) 上記の反射断面から読み取った反射面と速度情報、および足摺岬沖の構造⁸⁾を考慮して構築した初期モデル。

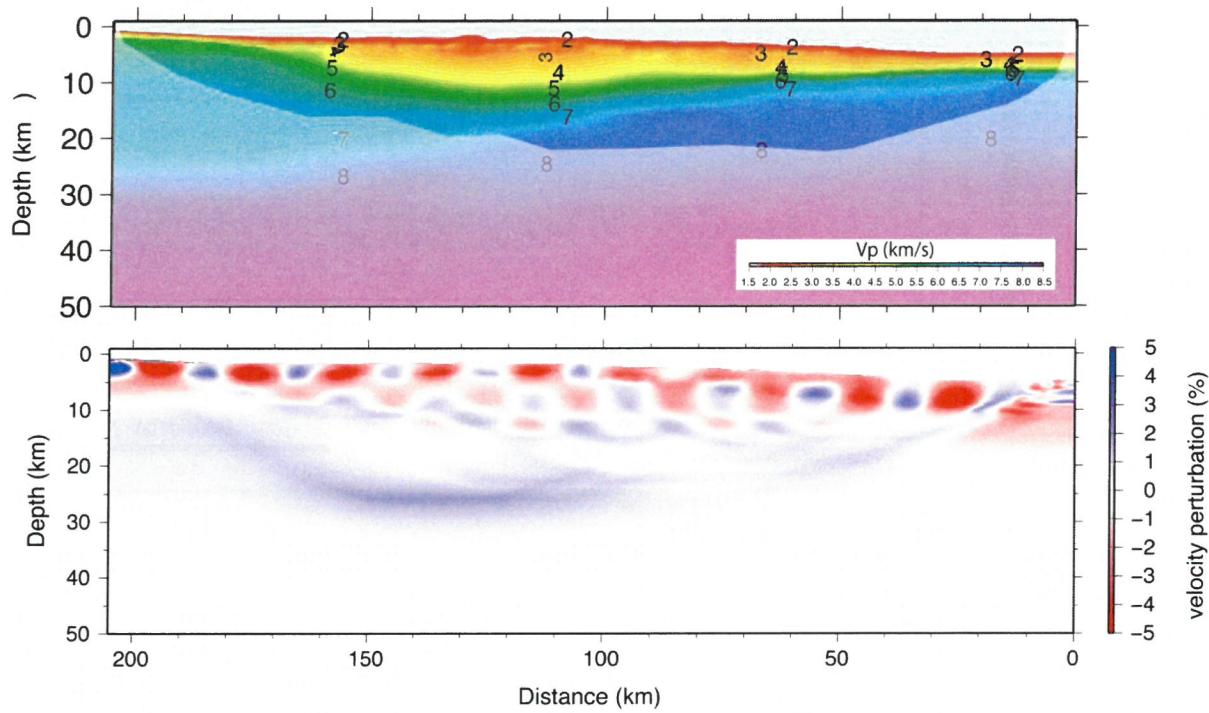


図 8 : HY01 測線の速度構造イメージ（上）、及びチェッカーボードテストの結果（下）。速度構造図ではチェッカーボードテストの結果信頼できない領域は網掛けで示した。

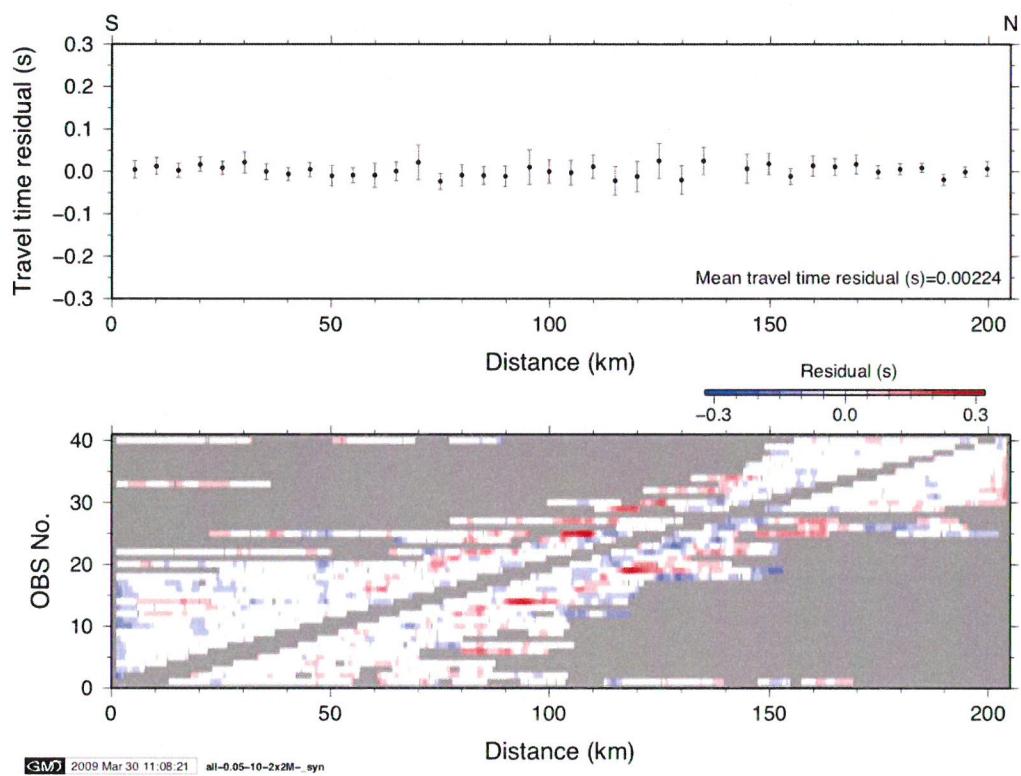


図 9 : HY01 での初動トモグラフィーによる OBS ごとの RMS 残差（上）及び走時残差（下）。

サブプロジェクト（1）②
切迫度の高い震源域の先行調査観測
担当：国立大学法人東北大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

切迫度の高い震源域の先行調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	教授	藤本博己	fujimoto@aob.geophys.tohoku.ac.jp
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	准教授	日野亮太	hino@aob.geophys.tohoku.ac.jp
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	准教授	三浦 哲	miura@aob.geophys.tohoku.ac.jp
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	助教	伊藤喜宏	yito@aob.geophys.tohoku.ac.jp
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	助教	太田雄策	ohta@aob.geophys.tohoku.ac.jp
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	技術職員	平原 聰	hiraha@aob.geophys.tohoku.ac.jp
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	技術職員	中山貴史	nakayama@aob.geophys.tohoku.ac.jp
国立大学法人東北大学大学院 理学研究科	技術職員	鈴木秀市	syu@aob.geophys.tohoku.ac.jp

(c) 業務の目的

宮城県沖および根室沖においては海溝型大地震が発生する切迫度が非常に高く、こうした領域における調査観測は、海溝型大地震の発生準備ならびに直前過程と発生直後のプレート間すべりの拡大様式を理解する上で重要であり、南海トラフ巨大地震の連動性評価に大きく活用できるものである。このため、宮城沖、根室沖地震の震源域において、地震計、水圧計を用いた長期地殻活動観測・評価を行い、その成果である研究対象地震の再来前後の地殻活動評価を、南海トラフで発生する地震の連動発生可能性の評価に反映する。

(d) 4カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：

宮城県沖の6カ所に海底地震計を設置し、宮城県沖地震の想定震源域周辺における微小地震活動の時空間変化の長期モニタリングを開始した。さらに、

4カ所に海底水圧計を設置し、プレート間すべりによる海底上下変動の検知のための試験観測を開始した。また、根室沖海域においては10地点に海底地震計を設置して、根室半島沖地震の想定震源域における微小地震活動のモニタリングを開始した。一方で、海底上下変動データによってプレート間すべりの検知能力がどのように向上するかを数値実験を通して評価を行う一方で、海底圧力観測技術開発の一環として、圧力センサーの長期ドリフトの評価のための室内実験に着手した。

2) 平成21年度：

平成20年度に設置した海底地震計および水圧計を回収してそのデータ処理・解析を行う。地震計のデータ解析から、宮城県沖および根室沖で発生する微小地震の詳細な震源分布を明らかにするとともに、発震機構解を用いた想定震源域周辺の応力場の推定に着手する。水圧計のデータ解析から、海底における水圧変動のうち、潮汐および海洋変動に起因するものの時空間的な特性解明を行う。平成20年度に開始した地震・水圧観測を継続するとともに、宮城県沖においては「宮城県沖地震における重点的調査観測」によって整備された海底地震・水圧観測網の継承・維持を行う。また、根室沖においても水圧観測に着手する。

3) 平成22年度：

平成21年度に設置した海底地震計および水圧計を回収してそのデータ処理・解析を行う。地震計のデータ解析から、宮城県沖および根室沖で発生する微小地震の詳細な震源分布と起震応力場を明らかにするとともに、相似地震解析をすすめプレート間すべり速度の推定を行い、プレート間すべりとそれによる応力変化の解明に着手する。また、水圧観測データから潮汐や海洋変動などの地殻変動以外の現象による変動成分の除去方法を確立し、真の海底地殻上下変動の検知を目指す。それと同時に、陸上測地観測や相似地震解析との協調によって、プレート間すべりを高精度で推定する手法の開発を行う。一方で、21年度からの海底観測態勢を継続して維持する。

4) 平成23年度：

平成22年度に設置した海底地震計および水圧計を回収してそのデータ処理・解析を行う。宮城県沖および根室沖における微小地震活動のモニタリングから、プレート境界におけるすべり速度分布を明らかにし、固着-すべり状態のマッピングをおこなうとともに、プレート間固着による応力蓄積状況の把握を図り、予測シミュレーションの結果と同化しうる地殻活動情報を提供するための方法論を提案する。水圧観測データから海底における地殻上下変動をモニタリングし、これを活用してプレート間すべりの加速現象の検知を試みる。さらに、海底観測態勢を継続して維持し、宮城県沖および根室沖の地殻活動モニタリング態勢を維持する。

(e) 平成 20 年度業務目的

プレート境界型の大地震が発生する確率が高いと考えられている宮城県沖ならびに根室半島沖において、地震発生の前後でみられるプレート間すべりの加速現象の検知を行うための海底地震および地殻変動に関する観測技術とデータ解析手法の開発を目的とする。特に本年度は、これらの海域における微小地震活動状況の正確な把握のために、海底地震計による高感度微小地震観測に着手する。また、宮城県沖の海底における水圧変動の実態把握を目的として、海底水圧連続観測にも着手する。さらに、プレート間すべりの加速現象の検知に対する海底地殻変動連続観測の有効性の確認と、すべり検知のために最適な観測点配置を検討することを目的として数値実験を行う。圧力センサーの長期連続観測時の安定性を評価するための室内試験方法の開発に着手する。

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 20 年度 11 月、宮城県沖の 6 地点ならびに根室半島沖の 10 地点において海底地震観測を開始した。また、宮城県沖の 4 地点に海底水圧計を設置した。これらの観測機器はいずれも、平成 21 年度に至るまでの長期連続観測を実施中である。また、宮城県沖地震の想定震源域でプレート間すべりの加速現象が起こることを想定した数値実験を行い、海底における上下変動を時間的に連続的して観測することにより、プレート間すべりの震源位置とすべり量の推定精度は、陸上の GPS 観測データだけから推定する場合に比べて飛躍的に向上することを示した。また、可能な限り広範囲でプレート間すべりを検知することが可能となる海底水圧計の観測点配置の検討を行ない、これに基づいて観測点配置を決定した。また、圧力センサーの長期安定性を評価するための室内実験を開始し、海域観測と同様に 21 年度まで継続して実施している。

(b) 業務の成果

海洋研究開発機構が管理する海底地震計 16 台を長期（12 ヶ月が目標）観測が可能となるように調整整備を行い、20 年度の 11 月 4 日から 11 月 7 日の間、傭船（オフショア・オペレーション社、第 12 海工丸）により、宮城県沖の 6 観測点（図 1）および根室沖の 10 観測点（図 2）に設置を行った。地震計の設置日時と設置位置を表 1 および 2 に示す。また、同じ傭船航海により、宮城県沖の 4 地点に海底水圧計を設置した（図 1、表 3）。地震計と水圧計は、いずれも 17 インチのガラス耐圧球 1 個の中に記録装置と電源を収納したものに、音響呼び出し式の切り離し装置を介して錐を取り付けたもので、外観および観測時の取り扱いはほぼ同様である（図 3、4）。ただし、地震計のセンサーは耐圧容器内に収納されているが、水圧

計のセンサーは直接海水に接している必要があるため、耐圧容器の外側に固定されている（図4）。

地震計および水圧計の設置は、観測地点直上に停泊した観測船から海面直下まで吊り下げた後、海中を自由落下させることによって行った。表13に示した設置位置および水深は、観測船から地震計を海中へ投入したときの船位である。音響信号による測量を試みたが、設置時の海況不良で音響雑音レベルが高かったために、正確な位置決定はできなかった。

海底地震計はいずれも、4.5 Hz の3成分速度型とハイドロフォンを備え、これら4成分のセンサーにより得られる地動信号は125 HzでA/D変換され、連続記録としてハードディスクに収録される。記録の時刻は内蔵される高精度水晶時計によって管理されており、地震計の投入直前と回収直後に、この水晶時計と標準時刻との時刻差を測定して補正を施すことにより、海底で収録される地震動記録と標準時刻との同期を維持することができる。

水圧計は、水晶発振器を利用した圧力センサーの信号を時刻とともに記録する。センサーに加わる水圧は、ブルドン管を介して水晶振動子に伝えられる。水晶振動子の発振周波数は圧力の変化によって変動するため、この周波数を水圧計に内蔵された高精度水晶時計を基準として計測して記録する。記録間隔は約0.1秒間隔である。センサーの発振周波数は、圧力の他温度にも依存するため、圧力が加えられない別の水晶振動子の振動周波数の変動から温度を求め、これを使って温度補償をおこなうことで、実際の圧力に換算される。周波数から温度や圧力への物理値変換は、センサーメーカより供給される校正データを用い、機材を回収した後のデータ処理で行う。さらに、海水の変動現象を独立にモニタする目的で、圧力センサーそのものの温度変動とは別に、観測地点の海水温を直接測定するための精密温度計も水圧計システムに取り付けて（図4）、圧力データとともに連続記録を収録する。

宮城県沖においてはおよそ40年間隔でM7.5程度の地震が繰り返し発生しており、1978年のM7.4の地震がその中で最近のものと考えられている¹⁾。2005年に発生したM7.2の地震は、1978年の地震のアスペリティの一部のみを破壊したものと考えられており²⁾、残った部分が近い将来破壊することが懸念されている。1978年の地震あるいは2005年の地震で一部が破壊されたアスペリティの東側には、1981年にM7.0の地震を起こした別のアスペリティがある³⁾。2005年の地震後には非地震性の余効すべりが起こったことがGPS連続観測のデータから推定されているが⁴⁾、そのすべり域は1978年の地震のアスペリティと1981年の地震のアスペリティとの間のギャップに対応するように見える（図5）。プレート境界面上で地震性すべりを起こすところと非地震性すべりを起こすところは相補的な分布を示すことが知られつつあり⁵⁾、宮城県沖でも同様の対応関係が成り立っているとすれば、次に非地震性すべりの加速イベントが見られるのも、アスペリティ間のギャップとなる可能性がある。そこで、非地震性すべり

の検知を目的として設置する水圧計の観測点は、1978年および2005年の地震の破壊域の東側に設置することとした。

このようにして、海底水圧計による実海域試験観測を宮城県沖の4地点において実海域試験観測を行うと同時に、7台の装置についてセンサーの特性把握のための室内実験を実施した。圧力センサーの示度は長期的にドリフトすることが知られているが⁶⁾、ドリフトの大きさはセンサー個体によって異なるとされている⁷⁾。正確なドリフト量を把握するためには、圧力センサーの示度の絶対値を高精度で校正する必要があるが、これは技術的に難しい。そこで、複数のセンサーを温度一定の環境に置いて、それらの圧力指示値の差が時間の経過とともにどのように変化するかを調べることで、圧力センサーの個体ごとのドリフト特性を把握することを試みる。今年度は、海底における海水温に近い05°C程度で温度を一定に制御可能な低温恒温水槽を導入し、その内部に圧力センサーを長期間設置して、圧力指示値の時間変化をモニタする実験を開始した。上述の通り、圧力センサーの指示値はセンサーそのものの温度によって変化するため、その影響を低減するために恒温水槽を用いている。水槽そのものは、1/100°C以内のゆらぎで一定温度を保つことができ、温度補償の不完全さによる圧力指示値の不確定さは十分に小さいことが期待できる。この室内実験も現在継続中であり、長期間のドリフト特性の把握のためのデータの蓄積を進めている。

11月に設置した地震計と水圧計は、いずれも平成21年度の67月に回収する予定で、本年度は実観測データを得ることができない。そこで、海底圧力変動として観測される海底上下変動のデータを用いることで、本業務で検知することを目的としているプレート境界すべりの推定精度がどのように向上するのかを調べるために、以下のような数値実験を行った。

数値実験では、プレート境界面上の一部分にすべりを与えて陸上および海底における地殻変動場を計算し、それをデータとして行う逆解析により推定されたすべり域の位置とすべり量を、仮定した位置・すべり量と比較し、その一致度を調べる。一致度が高ければ、それだけ観測データによりプレート間すべりが正確に推定できることを意味する。今回は、宮城県沖地震の震源域の周辺で、次の地震の発生前後にプレート境界すべりが加速することを想定した実験を行った。

数値実験でのプレート間すべりは、プレート境界面上の60 x 60 km²の矩形領域が一様なすべり量ですべるものとした。与えたすべり量は14 cmであり、この断層すべり量はモーメントマグニチュード(Mw)に換算して6.8となる。この値は、陸上のGPS観測のみで検知できる非地震性すべりの最小値を目安にしている。すべりの継続時間は5日間とし、その前後ではすべりはないものとしている(図6)。このすべり域となる矩形領域を動かしながら、疑似データの作成とそれを用いた逆解析を行い、すべり域と

観測点の位置関係に依存して、プレート間すべりの検知能力がどのように変化するかを評価した。

逆解析の入力となる疑似データである、地表面および海底面での変形場の計算は、Yabuki and Matsu'ura の方法⁸⁾によった。プレート境界面の形状としては、Yamamoto et al.⁹⁾が推定したものを用いた。GPS 観測では、地表面上下と水平 2 成分（南北・東西）の 3 成分の変位を測定できるため、これら 3 成分の変位場を逆解析に使用できるが、海底観測点については、水圧観測から上下変動量のみを観測できることを想定しているため、上下方向の変位成分だけを疑似データとして用いる。今回の数値実験では、疑似データに誤差は与えていない。

逆解析の手法は、Yagi and Kikuchi¹⁰⁾により開発されたものであり、地表変位場から断層すべりの時空間分布を推定することができる。この手法では、データの時系列をあらかじめ複数の時間帯に区分して、それぞれの時間帯でのすべりの空間分布を別々に推定することにより、すべりの時空間的な変化の推定を行う。ここではすべりが発生している 5 日間とその前後の 5 日間の、3 つの時間帯に時系列を区分して解析を行った。逆解析における未知量は解析対象領域に配置した 20×20 km の小断層でのすべり量で、モデルから期待される地表面変動と観測される地殻変動との残差、すべり量の空間的な roughness、時間的な roughness ができるだけ小さくなるようなすべり量分布を求める。これらの 3 要素を最適化するためのバランスは hyper parameter によって調節され、最適な hyper parameter は、ABIC が最小となるように選ばれる。

海底観測データは用いず、GPS の陸上観測点のみのデータを用いて行った逆解析により推定されたすべり分布を、図 7 に示す。すべり域の位置が異なる 49 通りの実験を行った。解析に使用した陸上観測点はいずれも実際に観測が行われている地点で、すべり域に近い宮城県周辺の太平洋岸付近の観測点のデータを使用している。50 km 程度沖合までの範囲でプレート間すべりのイベントがあった場合、その位置は比較的正確に推定できるが、すべり量が過小評価となっていることがわかる。また、すべり域が 100 km 以上沖合となった場合には、すべり域の推定位置が系統的に陸側に偏るようになるとともに、すべり量が非常に小さくなり、陸上の GPS 観測網のデータだけを用いて海岸線から遠く離れた沖合でのすべりイベントを正確に検知することは困難であることを示している。図 8 は、図 7 中で赤線で囲ったケースでの KNK 観測点における 3 成分地表面変位の時系列である。推定されたすべり分布から期待される変動量と疑似データの変動量とは良く一致しているが、推定されたすべり量は仮定したものに比べて過小である。このことは、陸上における観測データだけでは沖合でのすべり量を十分に拘束することができないことを意味する。

図 9 は、同様の数値実験を、海底の地殻上下変動のデータを加えて行った場合の結果である。海底観測点は東西・南北の 2 測線に沿って 10 地点

に配置した。10 地点というのは、本業務で計画している海底水圧観測点の数である。図 7 と比較してみると、海底観測点の直下にすべり域がある場合には、すべり域の位置、すべり量の大きさの双方の推定精度が大幅に改善していることがわかる。すべり域が海底観測点から外れると、推定されるすべり量が過小となってしまうが、それでもすべりが推定された場所は、プレート間すべりイベントの発生を仮定した場所と良い一致を示している。

推定されたすべり量から期待される地殻変動時系列と疑似観測データを比べてみると（図 10）、海陸双方のデータを説明することで、上記のような良好なすべり分布の推定結果を得ていることがわかる。KNK 観測点での時系列の比較をみると、GPS 観測点だけで逆解析をした結果から期待される時系列とほとんど違っておらず、すべり分布の推定精度が図 7 から図 9 へと向上するために、海底での観測データが本質的な役割を果たしていることがわかる。

このように、海域下でのプレート間すべりの推定精度の向上には、海底観測点のデータが非常に有効であるが、それだけにすべり検知能力が高くなる領域の位置と広がりは、海底観測点の配置に強く依存すると考えられる。そこで、海底観測点の配置を変えることで、プレート間すべり分布の推定精度がどのように影響を受けるのかを調べてみた。観測点数を増やせば、推定精度が向上するのは当然であるから、ここでは観測点数は変えないで配置を変えることでその影響を調べた。合計の観測点数は、図 9 で結果を示した実験と同様に 10 地点とした。

図 11 は、仮定したすべりを、疑似データを用いた逆解析からどれほど回復できたかを示す尺度を

$$R = \frac{\sum_i |\hat{u}_i - u_i|}{\sum_i u_i} \quad (1)$$

により定義し、GPS 観測データだけですべる分布の推定をした場合と、3 通りの海底観測点配置を仮定してそのデータを用いてすべり分布を推定した場合について、 R の空間分布を示したものである。ここで、 \hat{u}_i および u_i は、それぞれ、 i 番目の小断層において仮定したすべり量と逆解析によって求められたすべり量であり、 R の値が小さいほど、両者の一致が良い、すなわち高い信頼度でプレート間すべりを推定できることが期待できることを意味する。GPS 観測データだけを用いてすべり分布を推定した場合（図 11a）と比べて、海底観測点のデータを用いている他の 3 つの場合では、いずれも小さい R の領域が海域に広く分布しており、観測点配置によらず、海底観測データがあることでプレート間すべりの検知能力が大幅に向上升ることがわかる。さらに詳しく見ると、小さい R の領域の南北方向の広がりは海底観測網の形状にはあまり依存しないのに対して、東西方向の広がりは海底観測網の形状に依存している。海底観測点を東西方向に長い側線に沿

って配置すると、その測線に沿って高精度ですべり量を推定できる領域が東西方向に広がる（図 11b）。

実際にすべりイベントが発生する場所を予測することは困難であるため、有限の海底観測点数でより広い領域に対して、すべり分布を高信頼度で推定するには、こうした評価を基にした観測網のデザインが不可欠である。平成 20 年度に設置した 4 台（「宮城県沖地震における重点的調査観測」により設置された水圧計とあわせると 5 台）は、上述のように、将来すべりイベントが起こる可能性が最も高いと推定される 1978 年および 2005 年の地震の破壊域の東側に設置した。平成 21 年度以降はこれらを中心として観測網を拡大する予定であるが、その配置は、今回の評価結果をもとにして決定することになる。

今回の数値実験では、陸上の GPS 観測網との併合解析を想定して、GPS データによる検知レベルの下限に近い $M_w = 6.8$ 相当のすべりイベントの発生を想定したが、それによって生じる海底上下変動の大きさは、すべりイベントの発生位置の直上で 2 cm 程度であった（図 10）。圧力センサーが持つ計測値のドリフトの大きさは数 cm/月程度であると言われており¹¹⁾、この程度の大きさのすべりイベントの継続時間が今回の数値実験で仮定したような数日から 2 週間程度であるなら、すべりイベントによる海底上下変動は計器ドリフトと区別することが可能であろう。他方、海洋変動に起因する海底での圧力変動は数 cm 程度の振幅をもつことが知られる¹²⁾。一方、すべりイベントを地殻変動として検出可能である数日から 2 週間程度の周期帯における海洋変動成分の大きさに関する実測に基づく研究はないため、こうした成分が地殻変動による圧力変化の検出にどの程度の影響を及ぼすかは、本業務で得られる観測データの解析を通して明らかにしていく必要がある。

表1 宮城県沖に設置した海底地震計の位置

観測点	設置日	緯度	経度	水深 (m)
S01	08/11/04	38° 20.995'	142° 07.030'	526
S02	08/11/08	37° 58.981'	142° 04.994'	543
S21	08/11/04	38° 25.823'	141° 59.997'	353
S22	08/11/04	38° 13.698'	141° 59.030'	300
S26	08/11/07	38° 26.706'	142° 14.978'	735
S27	08/11/04	38° 35.999'	142° 08.998'	546

表2 根室沖に設置した海底地震計の位置

観測点	設置日	緯度	経度	水深 (m)
NM. S01	08/11/06	42° 40.312'	145° 07.907'	1,192
NM. S02	08/11/06	42° 32.701'	145° 18.388'	2,215
NM. S03	08/11/06	42° 25.123'	145° 28.740'	2,935
NM. S04	08/11/06	42° 17.534'	145° 39.144'	3,566
NM. S05	08/11/06	42° 09.985'	145° 49.469'	4,536
NM. S06	08/11/06	42° 52.543'	145° 39.800'	1,287
NM. S07	08/11/06	42° 42.419'	145° 44.982'	2,256
NM. S08	08/11/06	42° 32.267'	145° 49.994'	3,016
NM. S09	08/11/06	42° 22.131'	145° 55.025'	3,316
NM. S10	08/11/06	42° 11.986'	146° 00.001'	4,395

表3 宮城県沖に設置した海底水圧計の位置

観測点	設置日	緯度	経度	水深 (m)
P01	08/11/07	38° 19.981'	142° 25.001'	1,037
P02	08/11/07	38° 29.992'	142° 29.956'	1,105
P03	08/11/07	38° 10.957'	142° 23.983'	1,056
P04	08/11/07	38° 19.030'	142° 34.022'	1,265

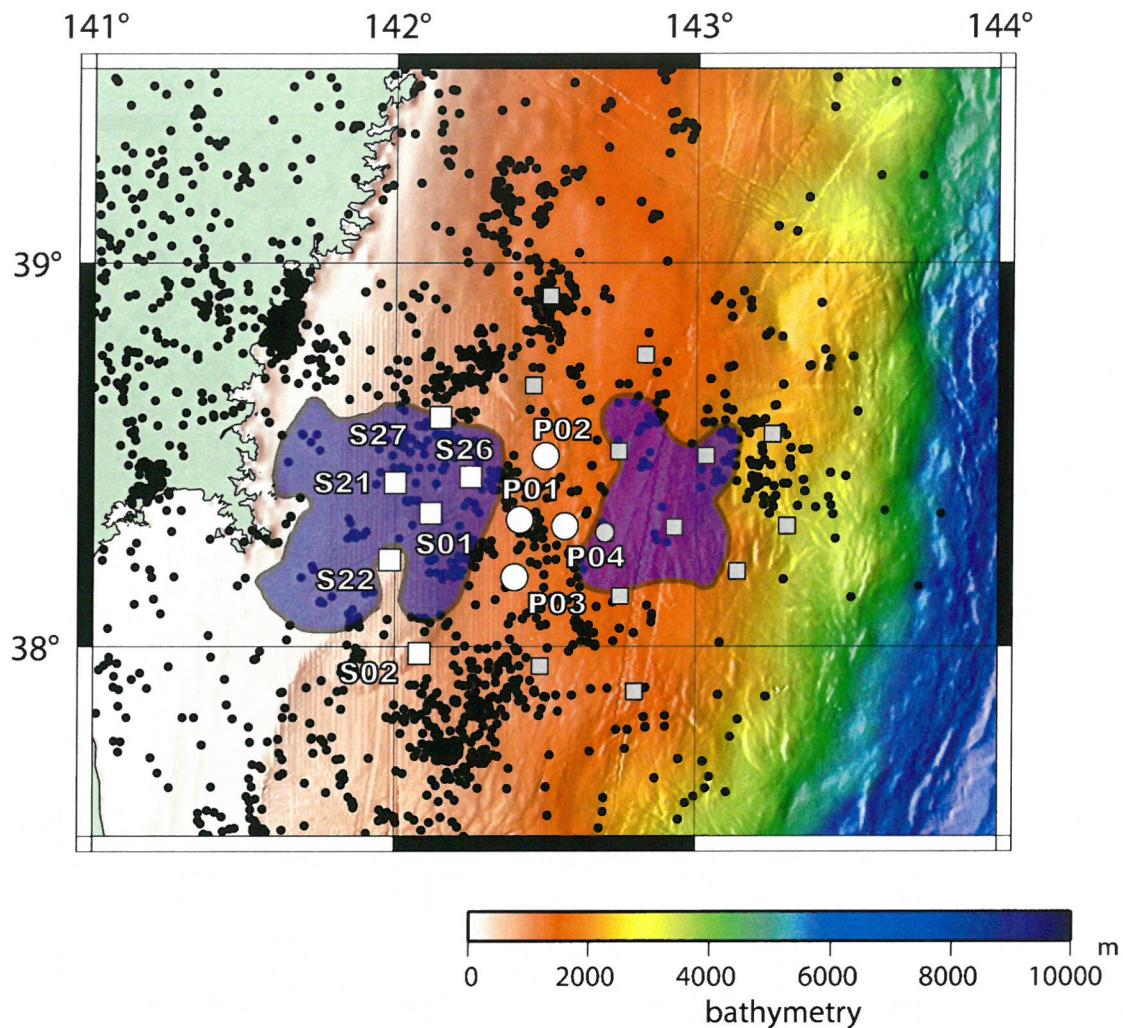


図 1 平成 20 年度の本業務で宮城県沖に設置した海底地震計および海底水圧計の配置。白四角印が海底地震計、白丸印が水圧計。灰色の四角、丸印は、「宮城県沖地震における重点的調査観測」によって展開されている海底地震計および水圧計の設置位置。青色でハッチを施した領域は、1978 年宮城県沖地震 ($M 7.4$, 西側) および 1981 年の地震 ($M 7.0$, 東側) の破壊域（文献 3）による）。黒丸は、2008 年 11 月 3 月にこの領域で発生した地震の震央分布（気象庁一元化カタログによる）。

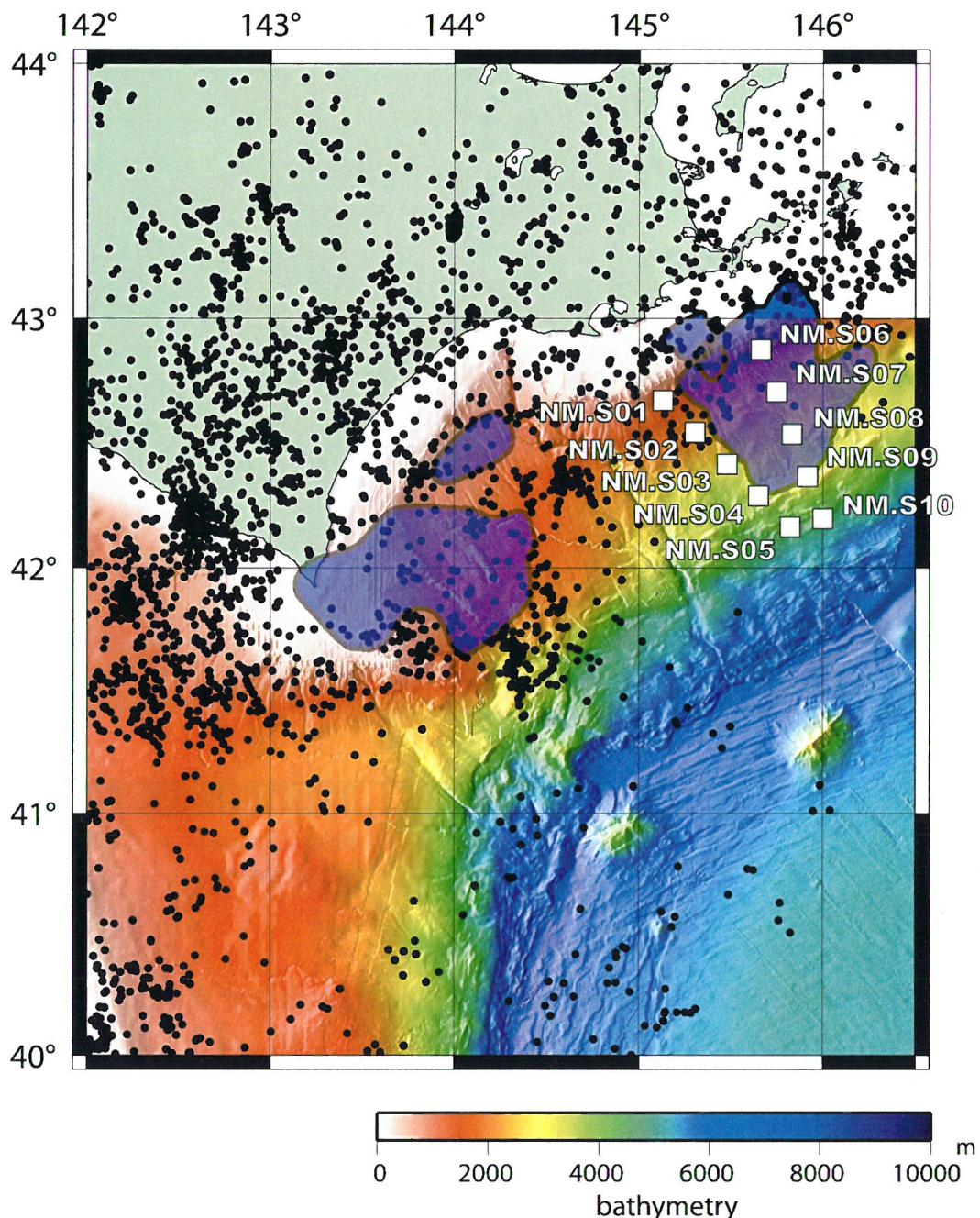


図 2 平成 20 年度の本業務で根室沖に設置した海底地震計の配置（白四角印）。青色でハッチを施した領域は、2003 年十勝沖地震 ($M 8.0$, 西側) および 1973 年の根室半島沖地震 ($M 7.2$, 東側) の破壊域（文献 13）および 14 による）。黒丸は、2008 年 11 月 3 月にこの領域で発生した地震の震央分布（気象庁一元化カタログによる）。



図 3 海底地震計および水圧計の準備作業風景。黄色いケースに納められているのが海底地震計、橙色のケースに収められているのが水圧計。



図 4 海底水圧計。橙色のケース内に電源電池とデータ収録装置を納めた 17 インチ耐圧ガラス球が入っている。圧力センサーと精密温度計は、耐圧容器の外側に取り付けられている。

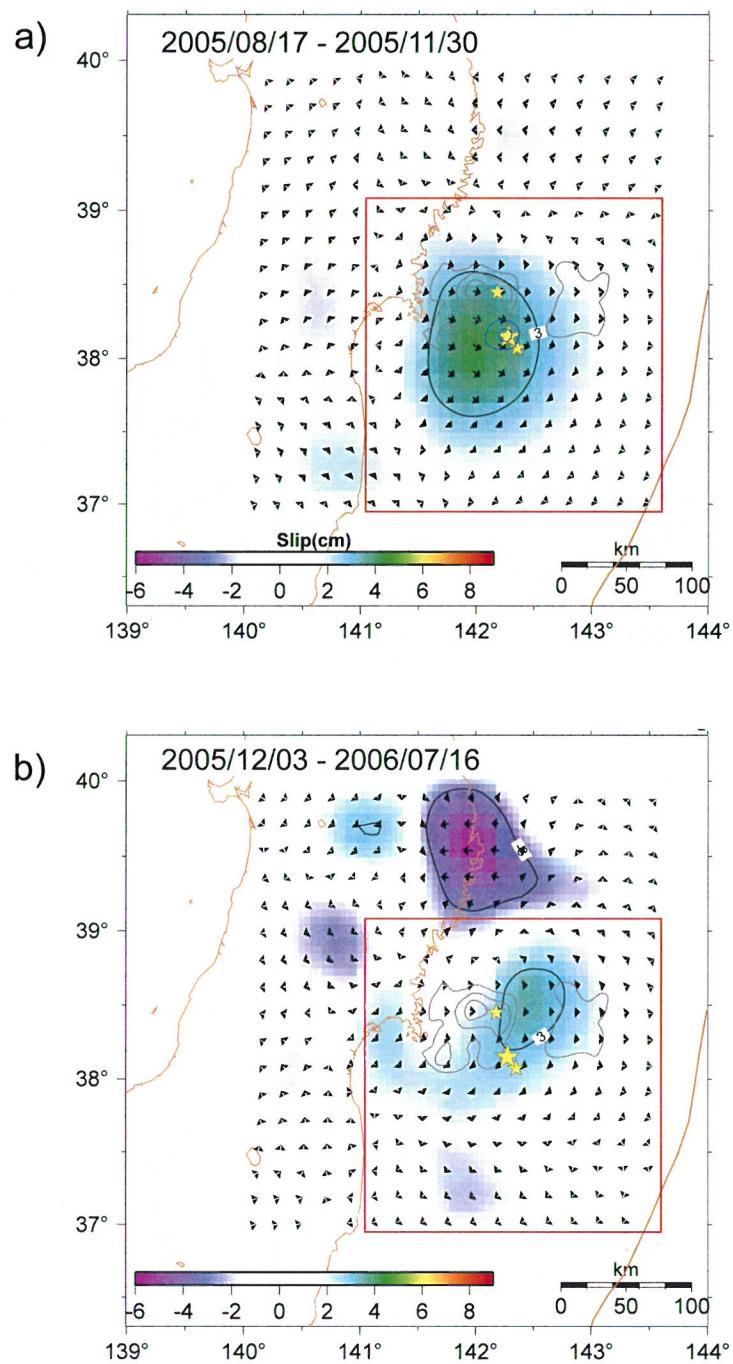
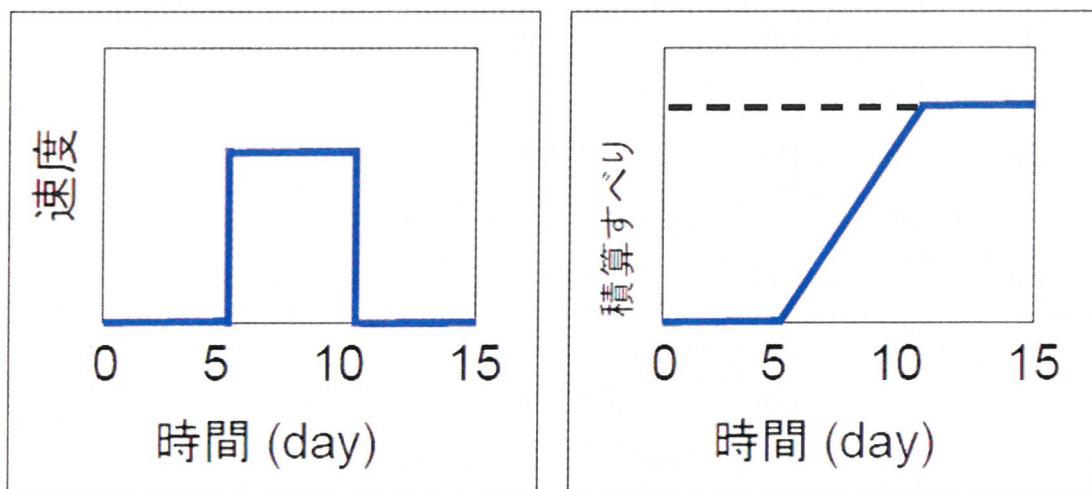


図 5 陸上の GPS 連続観測網で得られたデータから推定された、2005 年宮城県沖地震発生後の非地震性すべりの分布（文献 4）。a) 本震の発生直後から最大余震発生前まで。b) 最大余震発生後。



$$S = 60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$$

$$D = 14 \text{ cm}$$

$$M_w = 6.8$$

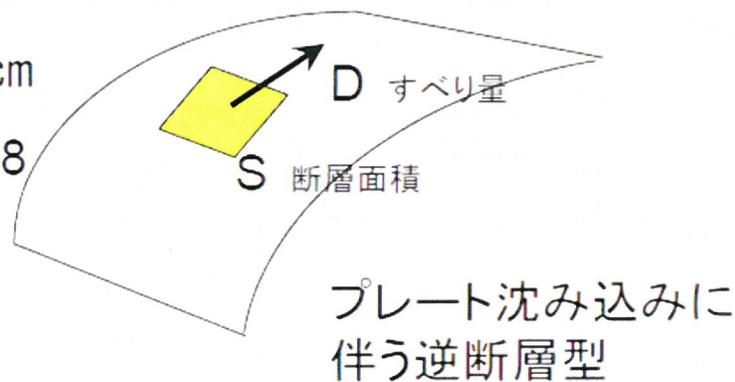


図 6 数値実験の際に仮定したプレート境界すべりの与え方。



図 7 陸上の GPS 観測網のデータだけを用いて推定したプレート境界すべり分布。赤三角印で GPS 観測点の位置を示す。右下にあるような大きさとすべり量のすべり域を、解析領域内で移動させて、そのときに得られる疑似地殻変動データの逆解析により推定されたすべり分布を示す。各パネルの矩形が、すべりイベントの位置。赤線で枠をつけたケースの KNK 観測点で得られる地殻変動時系列を図 8 に示す。

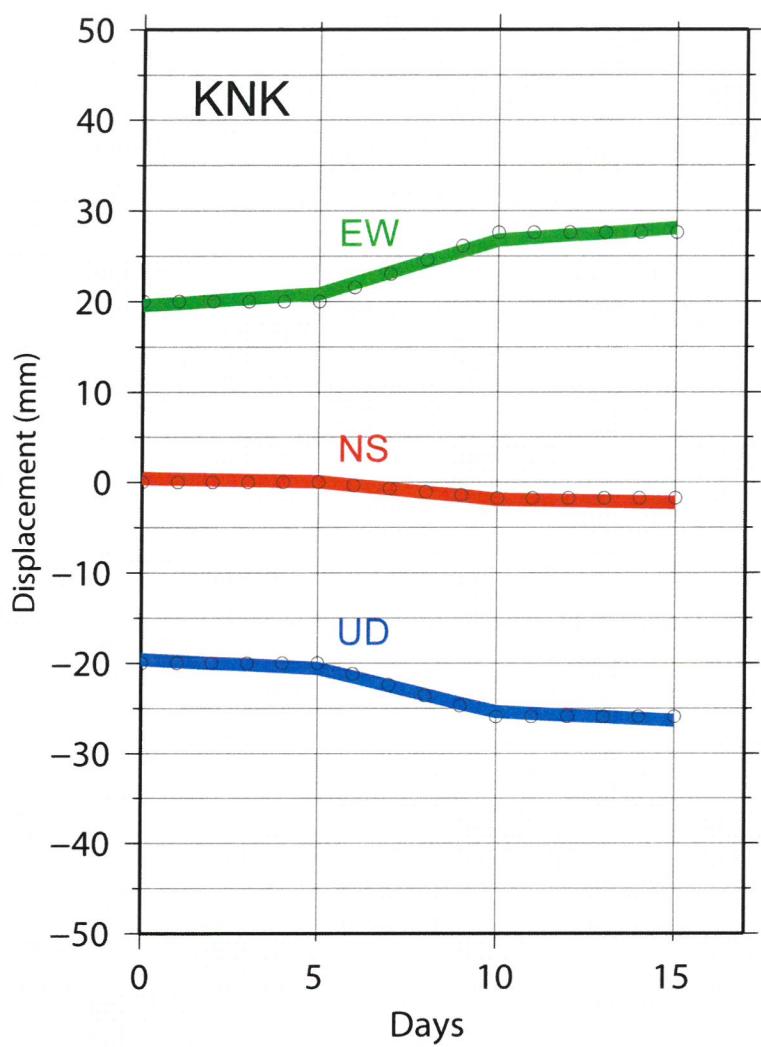


図 8 図 7 中の赤線で枠をつけたケースの数値実験で用いた KNK 観測点における地殻変動の時系列。丸印が疑似観測データで実線が推定されたすべり分布から期待される地殻変動量。UD:上下動成分、NS : 南北動成分、EW : 東西動成分。

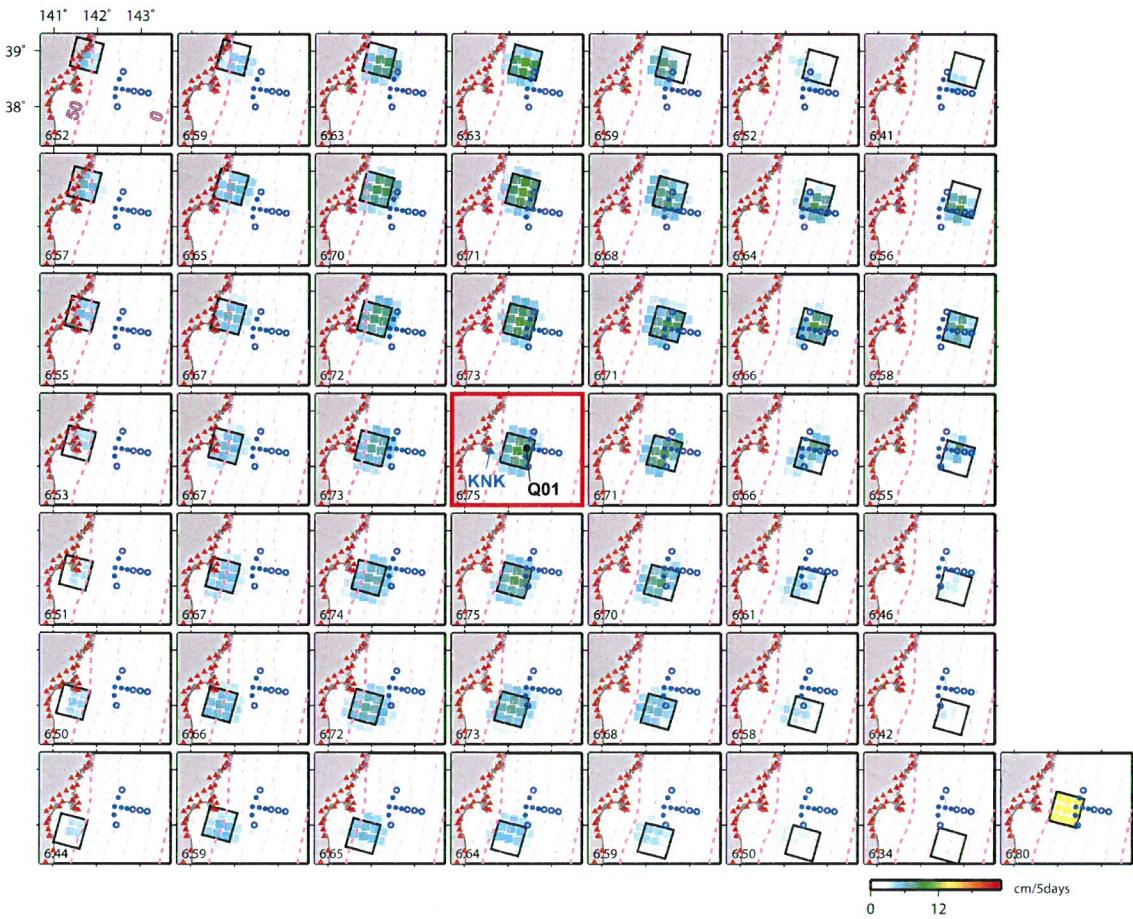


図 9 陸上の GPS 観測網と海底水圧計による観測データを用いて推定したプレート境界すべり分布。赤三角印と青丸印で GPS 観測点および海底水圧観測点の位置を示す。右下にあるような大きさとすべり量のすべり域を、解析領域内で移動させて、そのとき得られる疑似地殻変動データの逆解析により推定されたすべり分布を示す。各パネルの矩形が、すべりイベントの位置。赤線で枠をつけたケースの KNK 観測点および Q01 観測点で得られる地殻変動時系列を図 10 に示す。

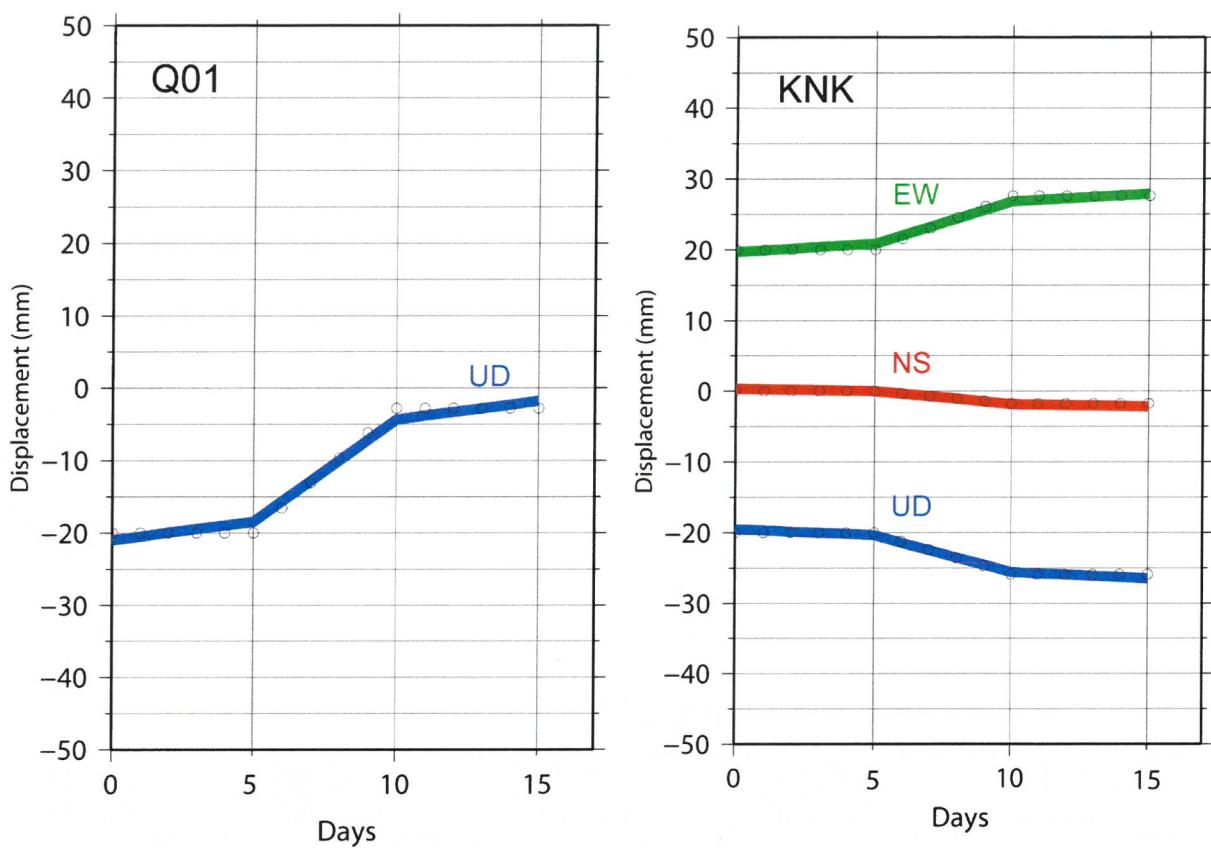


図 10 図 9 中の赤線で枠をつけたケースの数値実験で用いた Q01（海底水圧）観測点および KNK 観測点（陸上 GPS）における地殻変動の時系列。丸印が疑似観測データで実線が推定されたすべり分布から期待される地殻変動量。UD：上下動成分、NS：南北動成分、EW：東西動成分。

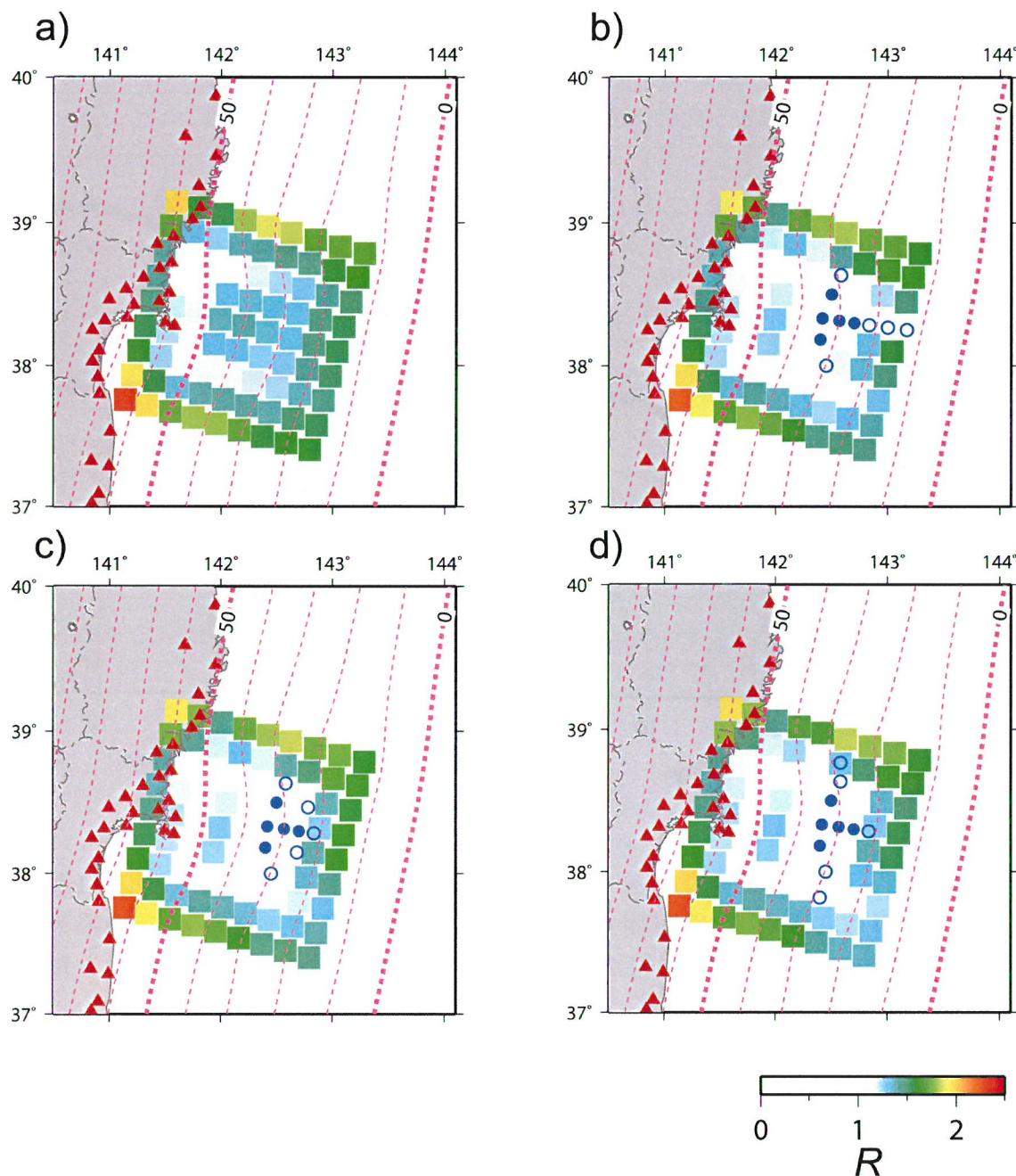


図 11 数値実験で仮定したプレート間すべり量が逆解析により回復される度合い (R 値) の空間分布。a) 陸上 GPS データのみを用いた場合。b) GPS データに加え、図 9 と同じ配置の海底観測点によるデータを加えて解析した場合。c) b) より短い南北方向を 2 本設けた場合。d) 東西方向の測線を短く、南北方向の測線を長くした場合。三角印は解析に用いた GPS 観測点。丸印は仮定した海底水圧計の設置位置。平成 20 年度に設置した 5 台（うち 1 台は「宮城県沖地震における重点的調査観測」で設置したもの、図 1 参照）を青丸印で示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

プレート境界型大地震の発生が切迫していると考えられている宮城県沖および根室沖の地震活動および地殻変動を詳細にモニタリングし、地震発生の直前あるいは直後におけるプレート間すべりの加速現象を検知することを目的として、これらの海域において海底地震観測ならびに水圧観測を開始した。いずれの海域においても、最近の大地震の破壊域の直上を覆うように長期観測型の海底地震計を設置して、平成21年度までの連続観測を実施中である。これに加え、宮城県沖の4地点には、海底水圧計を設置して実海域における試験観測を開始した。なお、水圧計は、実海域試験観測に用いるもののに、7台を購入し、室内実験によるセンサーの長期ドリフト特性把握のための基礎データの取得を進めている。

こうした観測・実験をおこなう一方で、海底水圧観測により得られる海底の上下変動データがプレート境界におけるすべりイベントの発生位置と規模を推定する上で、いかに有効であるかを確認するために数値実験を実施した。その結果、プレート間すべりイベントが発生すると考えられる領域の直上の海底における地殻変動連続観測は、イベントの位置と規模の推定精度を向上させる上で極めて有効であることが確かめられた。

しかし、すべりイベントによって生じる海底上下変動による水圧の変動量は、気象・海洋擾乱によって生じる海底圧力の変動量と同程度であることが予想される。従って、海底における水圧観測から地殻変動成分を確実に検出するためには、気象・海洋変動に起因する圧力変動の特性を理解するとともに、気象・海洋変動モデルを用いて予測して除去するための手法の開発が必須である。また、すべりイベントの継続時間が1ヶ月を越えるような場合には、圧力センサーの計測ドリフト成分との分離が困難となるため、センサーの特性の把握のための基礎実験も、実海域観測と平行して進めていく必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 地震調査研究推進本部, 宮城県沖地震の長期評価,
<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>, 2003.
- 2) Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita and A. Hasegawa, The 2005 M7.2 MIYAGI-OKI earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake, Geophys. Res. Lett., 32, L24302, doi:10.1029/2005GL024613, 2005.
- 3) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, J. Geophys. Res., 109, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.

- 4) Iinuma, T. S. Miura, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana and A. Hasegawa, Spatio-temporal evolution of post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data, *Eos Trans. AGU*, 87 (52), Fall Meet. Suppl. Abstract G33A-0032, 2006.
- 5) Yagi, Y. M. Kikuchi and T. Nishimura, Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-Haruka-oki, Japan earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2177, doi:10.1029/2003GL018189, 2003.
- 6) Wearn, R. B. and N. G. Larson, Measurements of the sensitivities and drift of Digiquartz pressure sensors, *Deep-Sea Res.*, 29, 111-134, 1982.
- 7) Phillips, K. A. C. D. Chadwell and J. A. Hildebrand, Vertical deformation measurements on the submerged south flank of Kilauea volcano, Hawai'i reveal seafloor motion associated with volcanic collapse, *J. Geophys. Res.*, 113, B05106, doi:10.1029/2007JB005124, 2008.
- 8) Yabuki, T and M. Matu'ura, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, 109, 363-375, 1992.
- 9) Yamamoto et al. Yamamoto, Y., R. Hino, K. Suzuki, Y. Ito, T. Yamada, M. Shinohara, T. Kanazawa, G. Aoki, M. Tanaka, K. Uehira, G. Fujie, Y. Kaneda, T. Takanami and T. Sato, Spatial heterogeneity of the mantle wedge structure and interplate coupling in the NE Japan forearc region, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L23304, doi:10.1029/2008GL036100, 2008.
- 10) Yagi, Y. and M. Kikuchi, Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1087, doi:10.1029/2002GL015664, 2003.
- 11) Fujimoto, H., M. Mochizuki, K. Mitsuzawa, T. Tamaki and T. Sato, Ocean bottom pressure variations in the southern Pacific following the 1997-98 El Niño event, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1456, doi:10.1029/2002GL016677, 2003.
- 12) Park J.-H., D. R. Watts, K. A. Donohue and S. R. Jayne, A comparison of in situ bottom pressure array measurements with GRACE estimates in the Kuroshio Extension, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17601, doi:10.1029/2008GL034778, 2008.
- 13) 山中佳子・菊池正幸, アスペリティマップー北海道編(その1)ー, 日本地震学会講演予稿集, B52, 2002.
- 14) EIC 地震学ノート, 2004 年 12 月 6 日釧路沖の地震 (Mj6.9) , http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC159.html , 2004.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
伊藤喜宏, 藤本博己, 日野亮太, 木戸元之, 長田幸仁, 鈴木秀市, 山本揚二朗, 東龍介, 対馬弘晃, 鈴木健介, 辻健, 中山典子, 芦寿一郎, 蒲生俊敬	日本海溝におけるゆっくり地震検出のための海底地震・測地および湧水観測—YK08-06 航海の概要と成果—	日本地質学会 2008年大会	2008年9月
藤本博己, 三浦哲, 佐藤忠弘, 稲津大祐	アラスカ州南東部の内陸の水路中央における海底圧力観測	日本測地学会第110回講演会	2008年10月
Ito, Y., H. Fujimoto, R. Hino, M. Kido, Y. Osada, Y. Yamamoto, S. Suzuki, R. Azuma, H. Tsushima, K. Suzuki, T. Tsuji, N. Nakayama, J. Ashi and T. Gamo	Seismological, geodetical, and cold-seepage observations for detection of slow earthquakes along Japan Trench	The 7 th General Assembly of Asian Seismological Commission	2008年11月
Tsushima, H., R. Hino	Noise reduction of ocean-bottom pressure data toward real-time tsunami forecasting	The 7 th General Assembly of Asian Seismological Commission	2008年11月
Fujimoto, H., S. Miura, T. Sato, D. Inazu	Ocean bottom pressure observation in the midst of Lynn Canal, Southeast Alaska	The 7 th General Assembly of Asian Seismological Commission	2008年11月
Y. Ito, K. Obara, Y. Asano, H. Fujimoto, R. Hino, J. Ashi, T. Tsuji	Shallow very-low-frequency earthquakes around Japan: Recent studies and observation	AGU 2008 Fall meeting	2008年12月

伊藤喜宏, 藤本博己, 日野亮太, 木戸元之, 長田幸仁, 鈴木秀市, 山本揚二朗, 東龍介, 対馬弘晃, 鈴木健介, 辻健, 中山典子, 芦寿一郎, 蒲生俊敬	日本海溝におけるゆっくり地震検出のための海底地震・測地および湧水観測	BlueEarth09	2009年3月
Hino, R., S. Ii, T. Iinuma and H. Fujimoto	Continuous long-term seafloor pressure observation for detecting slow-slip interplate events in Miyagi-Oki on the landward Japan Trench slope	Journal of Disaster Research	印刷中

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし。

2) ソフトウェア開発

なし。

3) 仕様・標準等の策定

なし。

(3) 平成 21 年度業務計画案

平成 20 年度に設置した海底地震計および水圧計を回収してそのデータ処理・解析を行う。

地震計のデータ解析からは、宮城県沖および根室沖で発生する微小地震の詳細な震源分布を明らかにするとともに、発震機構解を用いた想定震源域周辺の応力場の推定に着手する。

水圧計のデータ解析から、海底における水圧変動のうち、潮汐および海洋変動に起因するものの時空間的な特性解明を行う。また、実海域観測と平行して圧力センサーの特性把握のための室内実験を継続して実施し、特に長期ドリフト特性の把握のための基礎データの蓄積を進める。

平成 20 年度に開始した地震・水圧観測を継続するとともに、宮城県沖においては「宮城県沖地震における重点的調査観測」によって整備された海底地

震・水圧観測網の継承・維持を行う。また、根室沖においても水圧観測に着手する。

(4) 参考資料

なし。

サブプロジェクト（1）③

紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震
観測

担当：国立大学法人東京大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人 東京大学 地震研究所	教授	金沢敏彦	kanazawa@eri.u-tokyo.ac.jp
地震研究所	准教授	篠原雅尚	mshino@eri.u-tokyo.ac.jp
地震研究所	准教授	塩原肇	shio@eri.u-tokyo.ac.jp
地震研究所	助教	望月公廣	kimi@eri.u-tokyo.ac.jp
地震研究所	助教	山田知朗	yamada@eri.u-tokyo.ac.jp
地震研究所	技術職員	橋本信一	hasimoto@eri.u-tokyo.ac.jp
地震研究所	技術職員	八木健夫	yagi@eri.u-tokyo.ac.jp

(c) 業務の目的

東南海地震想定震源域と南海地震想定震源域の境界域に位置している紀伊半島沖において、長期観測型海底地震計や水圧計を併設した広帯域海底地震計の稠密展開による自然地震、低周波地震・微動及び上下変動のモニタリングを行い、詳細な地殻活動を明らかにするとともに、自然地震を用いた当該域の地下構造イメージングを行う。これらの調査観測結果を精緻な地殻構造モデル構築ならびに地殻活動評価に反映する。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：

紀伊半島沖において、数台規模の海底地震観測網を構築する。なお、観測網の構築にあたっては、既存の観測施設位置などを考慮しながら決定する。観測網は広帯域海底地震計を主に用いて、一部長期型海底地震計も使用する。

2) 平成21年度：

平成20年に設置した海底地震計を回収し、解析を行う。特にトラフ付近で発生する微動に着目して、地殻活動の概略を明らかにする。また、新規導入する広帯域海底地震計および回収した海底地震計を整備し、観測範囲を拡大した海底広帯域地震観測を継続する。

3) 平成22年度：

平成21年に設置した海底地震計を回収し、解析を行う。トラフ付近で発生する微動や上下変動を中心にこれまでのデータから詳細な地殻活動を明らかにする。また、新規導入する広帯域海底地震計および回収した海底地震計を整備し、観測範囲を拡大しつつ、空間密度を上げた海底広帯域地震観測を継続する。

4) 平成 23 年度 :

平成 22 年に設置した海底地震計を回収し、解析を行う。これまでのデータから観測域の地殻活動の時間推移を明らかにすると共に、既存データとあわせ、トモグラフィ的手法により、詳細な構造解析を行う。また、新規導入する広帯域海底地震計および回収した海底地震計を整備し、観測範囲を拡大しつつ、空間密度を上げた海底広帯域地震観測を継続する。

5) 平成 24 年度 :

平成 23 年に設置した海底地震計を回収し、解析を行う。また、新規導入する広帯域海底地震計および回収した海底地震計を整備し、観測を行う。設置した海底地震計は、本年度末までに回収する。観測域の地殻活動の時間的推移を引き続き明らかにする。さらに、これまでに海底地震観測により明らかにされている微小地震活動や、構造調査の結果とあわせ、東南海地震と南海地震の境界域の地殻活動の特徴を明らかにすると共に、震源境界域の構造要因を抽出する。

(e) 平成 20 年度業務目的

紀伊半島沖において、3 台の広帯域海底地震計と 5 台の長期観測型海底地震計を約 20 km 間隔に設置して 8 観測点による観測網を構築し、長期海底地震観測を開始する。なお、東京大学地震研究所が開発した海底地震計を使用することによって、時計精度 0.02 ppm を確保した長期地震観測とする。また、長期観測型海底地震計による過去記録を利用して紀伊半島沖における低周波地震・微動の活動を調べる。

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

南海トラフでは、平成 15 年から平成 19 年まで実施された文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により、地震活動が明らかになり、さらに陸域観測網のデータを用いて低周波地震や微動の活動が報告されている。また、紀伊半島沖は、東南海地震および南海地震の震源（破壊開始点）であると同時に、両地震の震源域が接する境界域にあたっている。本研究テーマは、紀伊半島沖の震源境界域において、広帯域海底地震観測により、地殻活動を明らかにし、東南海地震、南海地震の連動性評価に資するものである。平成 20 年度は、まず、広帯域海底地震計 3 台と長期観測型海底地震計 5 台に対し、組み立て等の整備を実施した。また、音響通信制御装置、GPS 時計制御システム等の設置作業支援装置についても動作試験等を行い総合的な整備を行った。その後、紀伊半島沖の震源境界域に、平成 20 年 12 月に船舶により設置作業を実施した。なお、観測域については、これまでに文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により明らかにされている微小地震活動や、構造調査の結果を考慮して、決定した。一方、これまでに蓄積された 5 年間の海底地震データを用

いて、低周波地震・微動の検出を行った。

(b) 業務の実施方法

1) 観測点配置に関する調整

本研究テーマは、本年度から観測を新規に開始するために、海底地震計の設置作業にあたっては、現地関係機関（者）等と作業概要等の連絡調整を実施したほか、海上保安庁への海上作業届を提出した。

2) 広帯域海底地震計・長期観測型海底地震計等の整備

東京大学地震研究所所有の広帯域海底地震計および長期観測型海底地震計による観測に向けて動作確認と組み立て等の整備を東京大学地震研究所で実施した。また、音響通信制御装置、G P S 時計制御システム、海底地震観測用 G P S 測位システム等の設置作業支援装置についても動作試験等を行い総合的な整備を実施した。

3) 広帯域海底地震計等の設置

整備が完了した海底地震計計 8 台は、新宮市へ輸送し、平成 20 年 12 月に株式会社オフショアオペレーション所有「第 12 海工丸」により、設置作業を行った。設置は平成 20 年 12 月 23 日から 24 日にかけて行われ、8 観測点の観測網による広帯域長期海底地震観測を開始した。

4) 既存長期海底データを用いた解析

本研究観測域では、平成 15 年から平成 19 年まで文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により、海底地震観測データが得られている。これらのデータを用いて、紀伊半島沖における低周波地震・微動などの地殻活動を調べるために、処理システムを構築し、解析を行った。解析は引き続き継続中であるが、これまでに低周波微動と思われるイベントが発見された。

(c) 業務の成果

1) 長期観測型海底地震計・広帯域海底地震計の整備および観測

南海トラフ沿いでは、ほぼ 100 年周期でマグニチュード 8 クラスの地震が繰り返して発生していることが歴史記録からわかってきており（図 1, Mochizuki and Obana, 2003¹⁾）。最も最近の活動である 1944 年と 1946 年の地震では、地震学的データにより、震源域の推定が行われている（例えば、Kanamori, 1972²⁾, Ishibashi, 1981³⁾）。さらに測地学的な研究により、現在は震源域はほぼ固着していることが推定されている（例えば、Mazzotti et al., 2000⁴⁾）。一方、陸上からの地震観測、室戸沖における短期の海底地震計を用いた地震観測（例えば Obana et al., 2003⁵⁾）および文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」⁶⁾

から、微小地震も含めて、南海トラフでの地震活動が非常に低いことがわかっている。また、文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」⁶⁾により、南海地震の震源域である紀伊水道下では、微小地震が沈み込むフィリピン海プレート内で発生していることが示唆されている。さらに南海トラフ沿いのうち、紀伊半島沖では、例えば1944年東南海地震と1946年南海地震の破壊域境界であったように、セグメントの境界が存在すると考えられており、微小地震の活動の様子が異なる⁶⁾。また、南海トラフでは、低周波地震・微動が発生することが知られており(図2, Ito and Obara, 2006)⁷⁾、その発生メカニズムの解明と、地震発生との関係が注目されている。紀伊半島沖は、東南海地震及び南海地震の震源(破壊開始点)であるとともに、両地震の震源域が接する境界域にあたっている。南海地震と東南海地震の境界域である紀伊半島沖において、広帯域海底地震観測を行うことは、低周波地震に代表される特異なイベントを含む地震の精密な震源分布など、地殻活動を明らかにするために重要である。そこで、本研究テーマでは、紀伊半島沖において、広帯域海底地震計を含む長期観測型海底地震計を用いた繰り返し連続観測により、稠密な海底地震観測網を構築し、海洋プレート沈み込みに伴う地殻活動を明らかすることを目的とし、東南海地震・南海地震連動性評価に資することを目指している(図3)。

本業務で用いている広帯域海底地震計は、チタン合金製の直径65cmの球型耐圧容器、マイクロコンピュータ制御のジンバルシステム(姿勢制御機構)を持つ固有周期360秒の広帯域3成分地震計、24ビットのダイナミックレンジを持つデジタル収録式レコーダ、音響通信制御装置などから構成されている。一方、長期観測型海底地震計は、チタン合金製の直径50cmの球型耐圧容器、マイクロコンピュータ制御のジンバルシステム(姿勢制御機構)を持つ固有周期1秒の速度型地震計を搭載している他は、広帯域海底地震計と同じ仕様である。電源には1年間の観測のために大容量のリチウム電池を組み合わせて使用しており、このうち音響通信制御装置向けを除いた、ジンバルシステム、地震計、レコーダ用の組電池の製作は東京大学地震研究所において実施した。また、本業務においては継続的に設置・回収作業を実施するため、音響通信制御装置、GPS時計制御システム、海底地震観測用GPS測位システム等の船上作業支援装置についても地震計の整備と併せて総合的な整備を実施した。

観測域に関しては、平成15年から平成19年まで文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により得られた微小地震震源分布、これまでの低周波地震・微動の発生領域を考慮し、1944年東南海地震と1946年南海地震の破壊域境界であると考えられている紀伊半島沖とした。観測実施にあたっては、関係機関(者)等との調整を行い、最終的に海底地形を考慮して水深が1000mより深い海域に海底地震計を設置することとした(図4)。また、設置作業には、地震研究所の傭船で株式会社オフショアオペレーション所有の「第12海工丸」を用いた。整備が完了した広帯域海底地震

計と長期観測型海底地震計は、船舶への搭載のために、和歌山県新宮市に陸上輸送した。「第12海工丸」への搭載後、地震計の最終調整を行い（写真1）、平成20年12月23日から24日にかけて、設置を実施し（写真2及び図5）、約1年間の長期観測を開始した（表1）。なお、予備機として準備した長期観測型海底地震計1台も、8台の海底地震計にトラブルが無かったために、8台設置完了後の帰港途中に、設置を行った。従って、計9観測点での観測となっている。

2) 既存海底データによる低周波地震・微動

本研究観測域では、平成15年から平成19年まで文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により、約5年間の連続海底地震観測データが得られている。これらの観測は、長期観測型海底地震計を用いて行われ、固有周期1秒の地震計による記録であり、低周波イベントを記録している可能性がある。そこで、過去の低周波イベントの活動を調査するために、これらのデータを用いて、紀伊半島沖における低周波地震・微動の検出を試みた。この解析は大量のデータを処理しなければならないために、新たに処理システムを構築した（写真3）。解析は引き続き継続中であるが、これまでに低周波微動と思われるイベントが発見されている（図6）。

表 1 平成 20 年度に設置した広帯域地震計と長期観測型海底地震計の投入位置

観測点名	海底地震計	設置日	設置位置 (WGS84)				記録収録設定情報	
			緯度	経度	水深	切離コード	記録開始	記録停止
NRA01	広帯域	2008/12/23 - 16:56:52	32 - 57.874	135 - 48.395	2476	500	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00
NRA02	長期観測型	2008/12/23 - 15:35:34	33 - 06.021	135 - 57.091	2256	688	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00
NRA03	長期観測型	2008/12/23 - 21:51:41	32 - 47.455	135 - 53.358	3222	670	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00
NRA04	長期観測型	2008/12/23 - 17:59:40	32 - 55.693	136 - 01.620	3565	692	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00
NRA05	広帯域	2008/12/23 - 14:10:32	33 - 04.203	136 - 09.027	2622	515	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00
NRA06	長期観測型	2008/12/23 - 22:59:20	32 - 36.761	135 - 57.664	4646	673	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00
NRA07	広帯域	2008/12/23 - 20:27:38	32 - 45.588	136 - 06.230	4253	532	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00
NRA08	長期観測型	2008/12/23 - 19:00:00	32 - 53.104	136 - 14.630	3774	689	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00
NRA09	長期観測型	2008/12/23 - 23:54:22	32 - 35.371	136 - 10.201	4598	690	2008/12/24 - 09:00:00	2009/12/01 - 09:00:00



写真1 最終調整が完了し、設置する船舶の甲板上の海底地震計（平成20年12月）



写真2 投入直前の長期観測型海底地震計

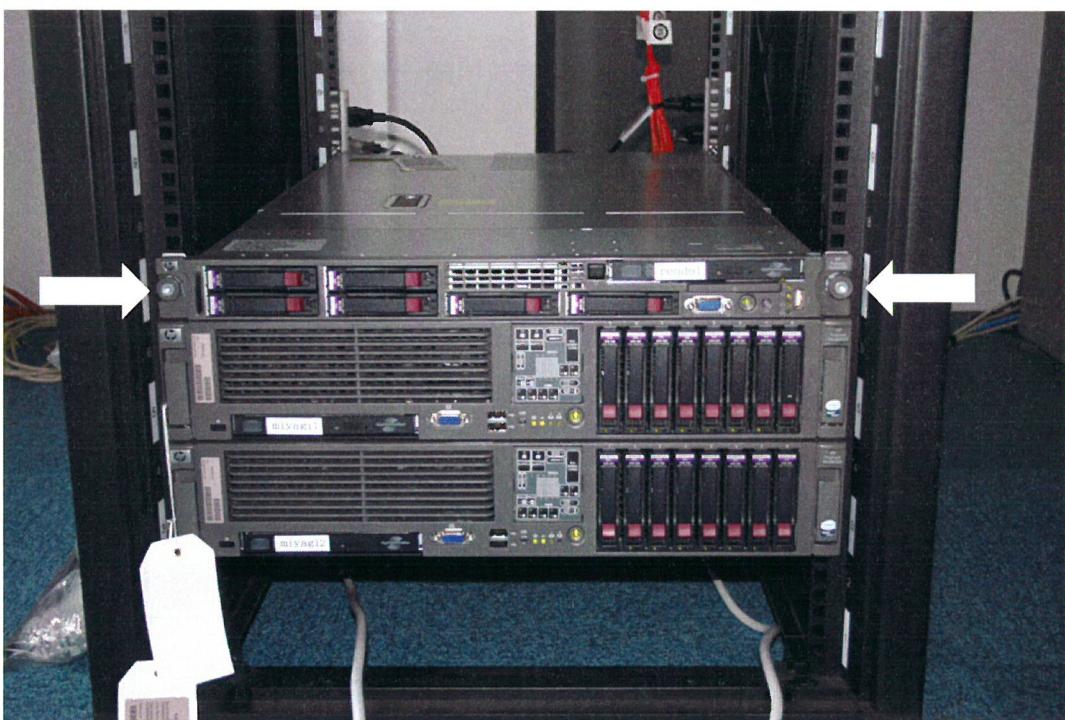


写真3 平成20年度に導入した海底地震計データ処理装置。白矢印により、該当装置を示す。既設の19インチラックに取り付けた。

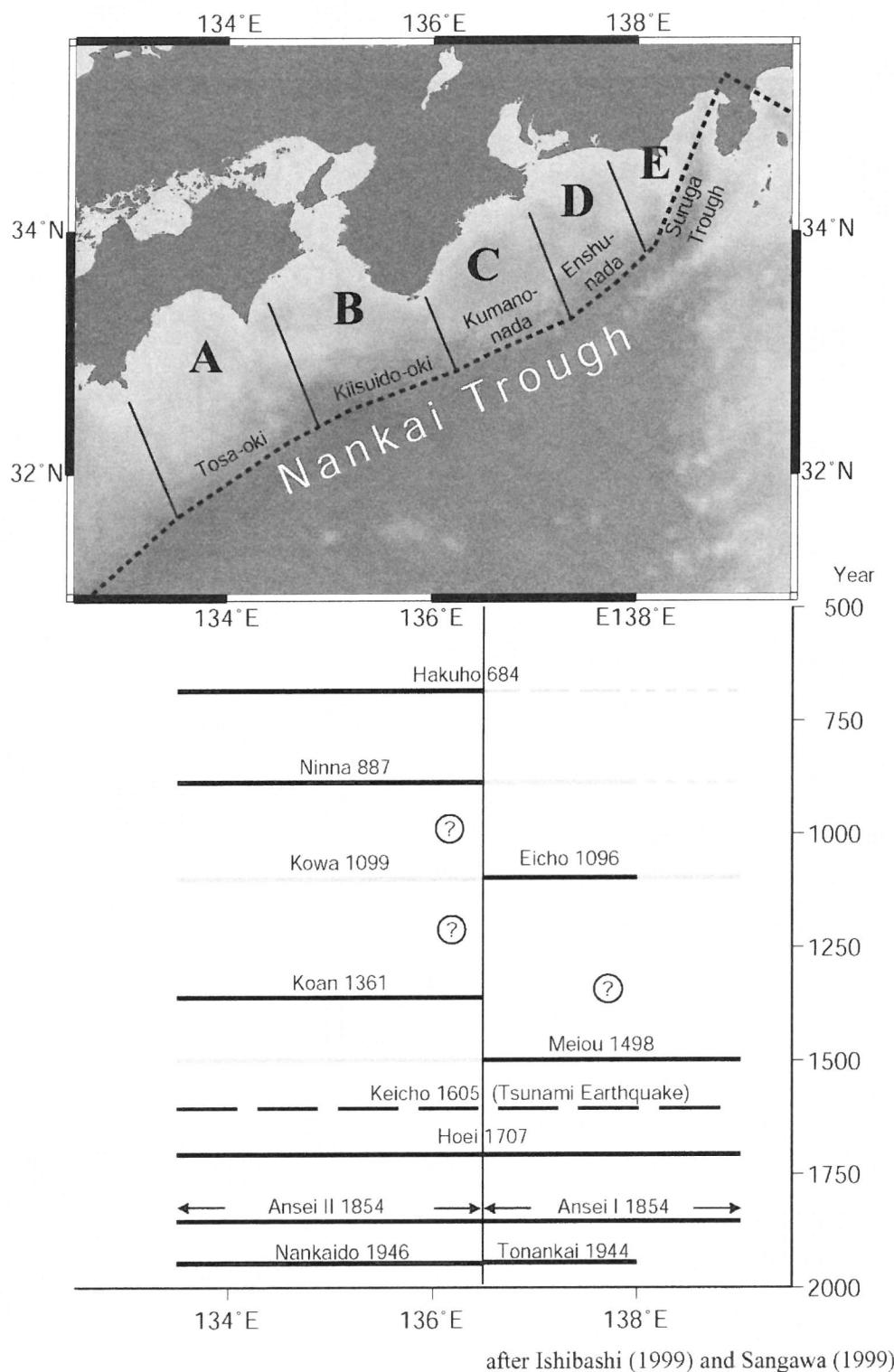


図1 南海トラフでの歴史地震 [Mochizuki and Obana, 2003]

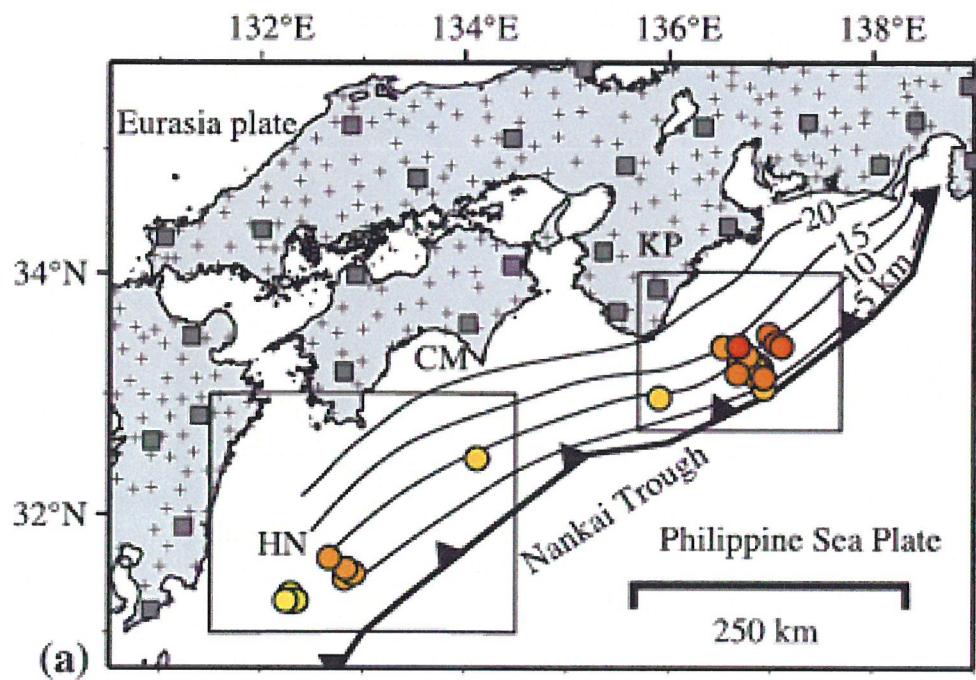


図2 南海トラフでの低周波イベント [Ito and Obara, 2006]

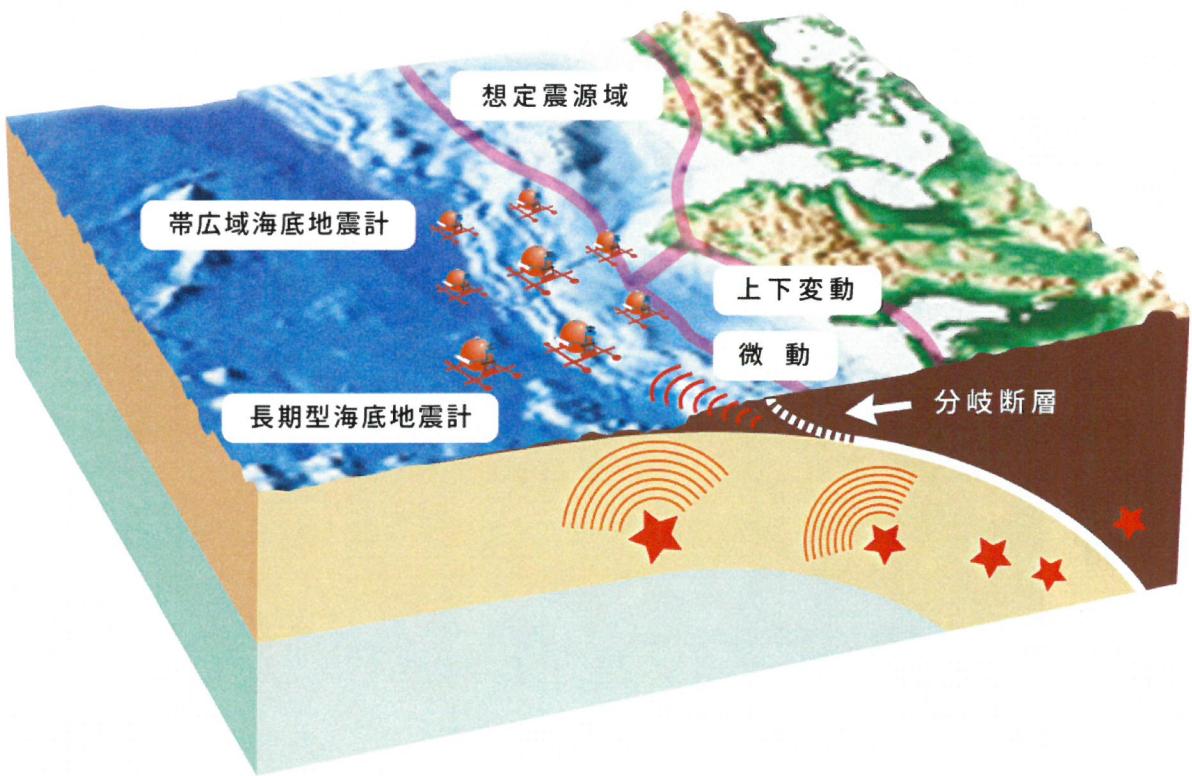


図3 広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計を用いた観測手法の概念図

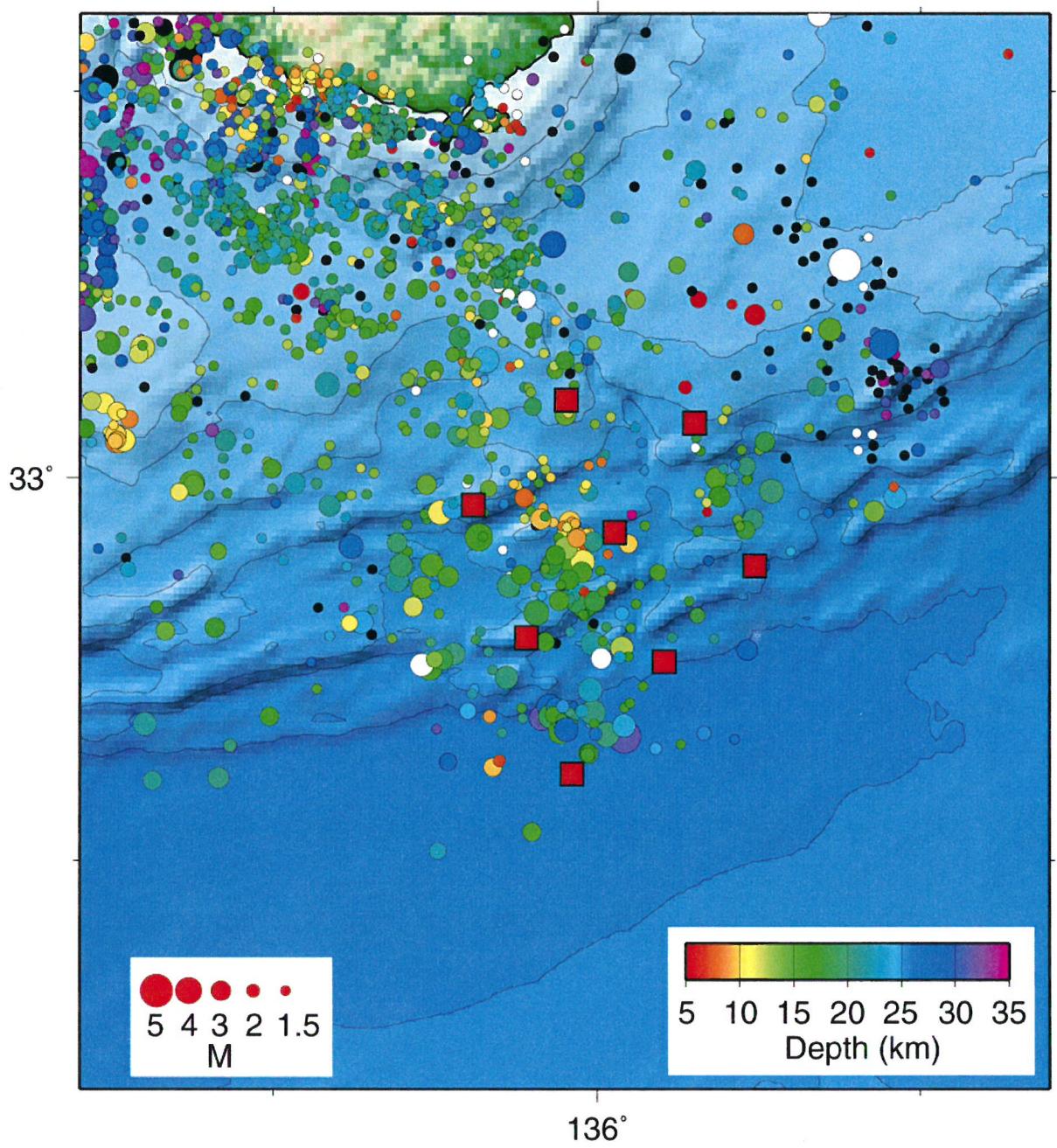


図4 広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計の設置予定位置。丸は、平成15年から平成19年まで文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により求められた微小地震の震央位置。丸の色は震源の深さを、大きさはマグニチュードを示す。四角は本委託業務で設置予定位置。

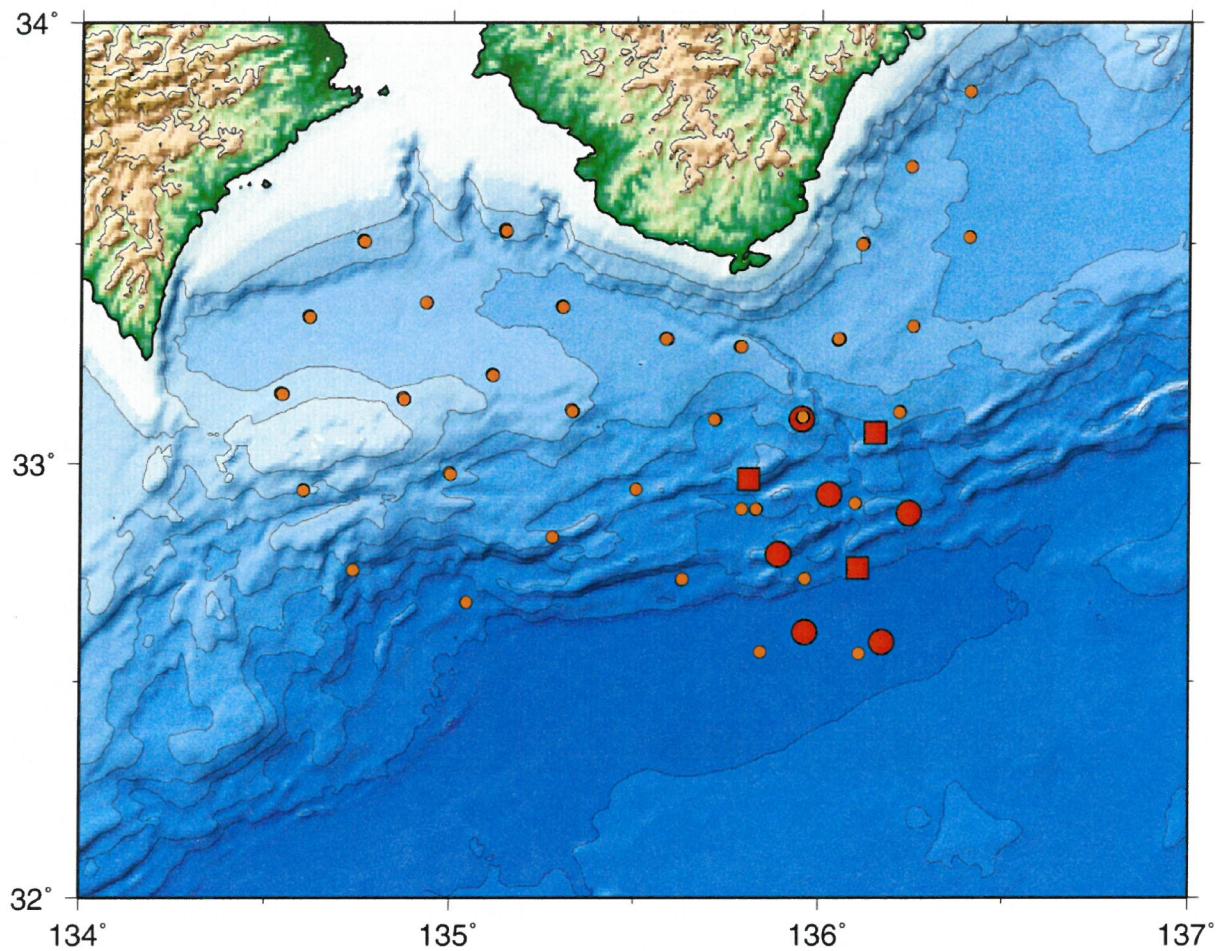


図5 広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計の設置位置。小さい丸は、平成15年から平成19年まで文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により設置された長期観測型海底地震計の設置位置を示す。赤い丸は、本委託業務により設置した長期観測型海底地震計の設置位置、四角は広帯域海底地震計の設置位置を示す。

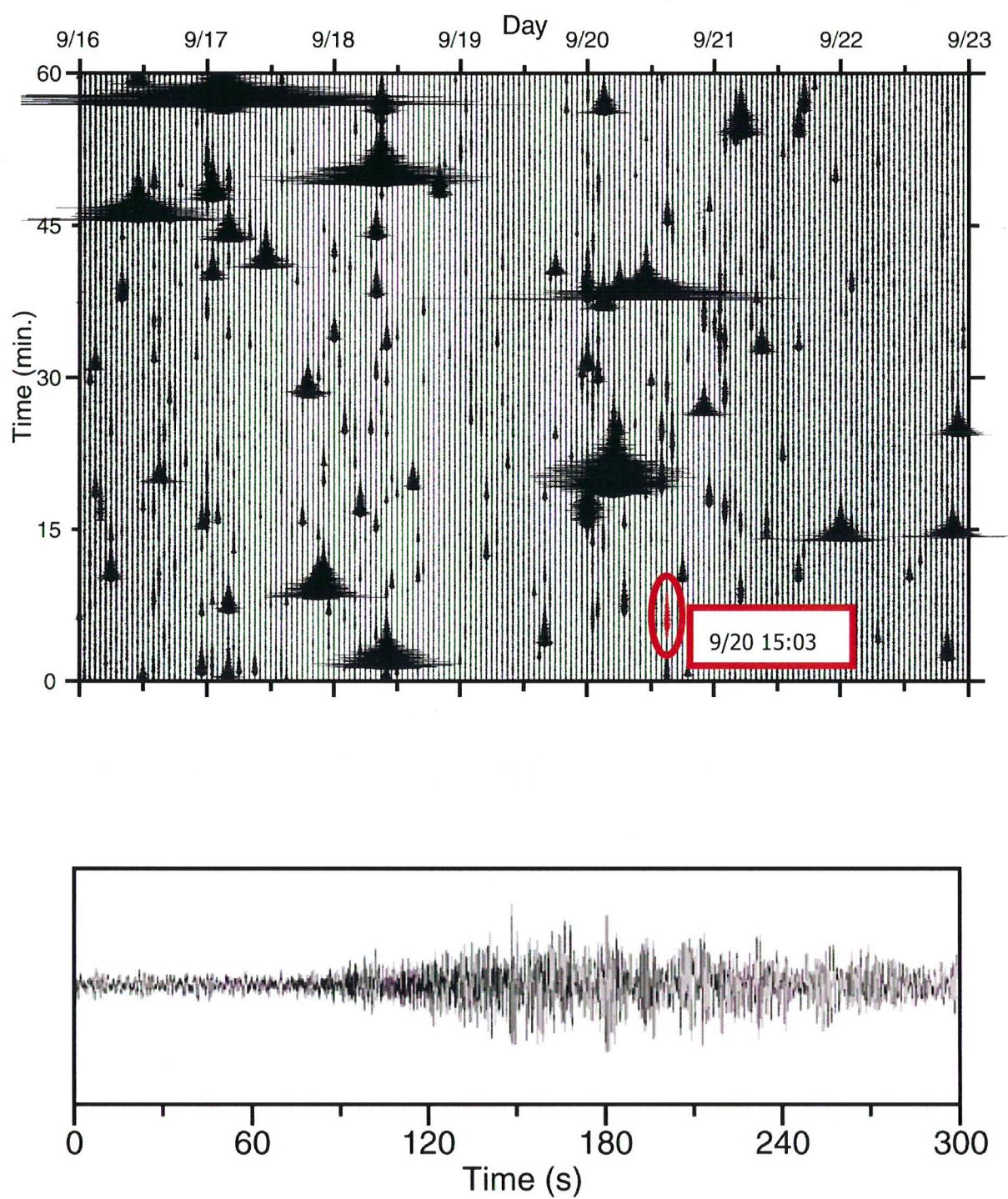


図6 上：文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により得られた連続海底地震記録（2004年9月16日～9月23日、

LS19)。赤丸で検出された低周波イベントを示す。下：検出された低周波イベントの拡大波形。

(d) 結論ならびに今後の課題

紀伊半島沖の震源境界域において、地殻活動を明らかにし、東南海地震、南海地震の連動性評価に資するために、広帯域海底地震観測を開始した。平成20年度は、広帯域海底地震計3台と長期観測型海底地震計5台の組み立て等の整備を実施し、その後紀伊半島沖の震源境界域に、平成20年12月に船舶により設置を行い、連続観測を開始した。これら計8台の海底地震計は、平成21年秋頃に回収の予定である。回収後は、微小地震の震源決定、低周波地震・微動の検出・震源域の推定等の解析を行う。一方、これまでに蓄積された5年間の海底地震データを用いて、低周波地震・微動の検出を行った。また、そのための解析システムの構築を行った。今後、引き続き、過去の海底地震観測データを用いて、過去の低周波地震・微動の検出・震源域の推定を行い、本委託業務の観測データと併せ、地殻活動を明らかにする。

(e) 引用文献

- 1) Mochizuki, K., and K. Obana, Seismic Activities along the Nankai Trough, Bull. Earthq. Res. Inst., 78, 185-195, 2003.
- 2) Kanamori, H., Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., 5, 129-139, 1972.
- 3) Ishibashi, K., Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, In Simpson, D.W. and P.G. Richards eds.: Earthquake prediction: An international review, Maurice Ewing Series 4. AGU, Washington, D.C., 297-332, 1981.
- 4) Mazzotti, S., X. Le Pichon, P. Henry and S. Miyazaki, Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones: An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, J. Geophys. Res., 105, 13159-13177, 2000.
- 5) Obana, K., S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Mochizuki, M. Shinohara, and K. Suyehiro, Micro-seismicity at the seaward updip limit of the western Nankai Trough seismogenic zone, J. Geophys. Res., doi:10.1029/2002JB002370, 2003.
- 6) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所・国立大学法人東北大学大学院理学研究科・独立行政法人防災科学技術研究所・独立行政法人海

洋研究開発機構、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究（東南海・南海地震）（日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震）（平成19年度）成果報告書、2008.

- 7) Ito, Y. and K. Obara, Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, Geophys. Res. Lett., 33, L02311, 2006

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

現在はまだなし。

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成21年度業務計画案

平成20年度に紀伊半島沖の領域に展開した長期観測型海底地震計5台と広帯域海底地震計3台を回収する。また、同領域において、2台の広帯域海底地震計と2台の長期観測型海底地震計を約20km間隔に再設置して、4観測点による観測網を構築し、長期海底地震観測を継続する。回収した長期海底地震観測データより、地震活動などの地殻活動を明らかにする。

サブプロジェクト（1）④

陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査

担当：独立行政法人防災科学技術研究所

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人防災科学技術研究所 地震研究部	地震観測データセンター長	小原一成	
同 地震研究部	主任研究員	汐見勝彦	
同 地震研究部	主任研究員	浅野陽一	
同 地震研究部	研究員	武田哲也	
同 地震研究部	契約研究員	松澤孝紀	
同 地震研究部	契約研究員	上野友岳	
同 地震研究部	契約研究員	前田拓人	

(c) 業務の目的

南海トラフ地震の想定震源域周辺の陸域において、巨大地震セグメント境界の陸域深部延長部におけるプレート境界付近の構造異常を調査し、セグメント境界との関連性及び連動性を評価するとともに、海陸統合の大規模地殻構造探査を行い、陸域も含むプレート境界面の形状や特徴を明らかにする。また、付加体形成過程と超低周波地震との関連性を明らかにするため、超低周波地震の発生メカニズム解決定の高精度化を行う。

(d) 5 カ年の年次実施計画(過去年度は実施業務の要約)

1) 平成 20 年度 :

紀伊半島南部に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を 2 点設置し、紀伊半島沖から紀伊水道沖にかけて発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメタ決定精度を高めるとともに、レシーバ関数解析に基づいてプレート境界付近の構造を調査するための遠地地震等の波形記録を収集する。

2) 平成 21 年度 :

紀伊半島に設置した 2 箇所の長期機動観測点を維持する。加えて、西南日本に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を増強し、紀伊半島沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメタ決定精度を

高めるとともに、レシーバ関数解析に基づいてプレート境界付近の構造を調査するための遠地地震等の波形記録の収集・解析を行う。

3) 平成22年度：

紀伊半島から九州にかけて展開された広帯域地震計による長期機動観測点を維持するとともに、東海地方に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を増強し、紀伊半島南東沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震の震源メカニズム解の解析を行う。また、レシーバ関数解析に基づいてプレート境界の初期モデルを構築する。海域における自然地震観測と隣接した陸域において高感度地震計による機動的稠密多点地震観測及びダイナマイト発震を実施し、海域におけるエアガン信号受信とあわせて陸域下における詳細な地下構造を得る。

4) 平成23年度：

東海から九州にかけて展開された広帯域地震計による長期機動観測点を維持し、紀伊半島沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震の震源メカニズム解を継続的に推定するとともに、新たに検出された超低周波地震と過去に発生した超低周波地震を比較検討する。また、レシーバ関数解析に基づいてプレート境界初期モデルの改良を行う。海域における自然地震観測と隣接した陸域において高感度地震計による機動的稠密多点地震観測及びダイナマイト発震を実施し、海域におけるエアガン信号受信とあわせて陸域下における詳細な地下構造を得る。

5) 平成24年度：

東海から九州にかけて展開された広帯域地震計による長期機動観測点を維持し、紀伊半島沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震についてこれまでに得られた震源メカニズム解に基づき、付加体構造との関連を調査する。また、レシーバ関数解析に基づいてプレート境界付近、特に、巨大地震セグメント境界の陸域深部延長部の構造を調査する。海域における自然地震観測と隣接した陸域において高感度地震計による機動的稠密多点地震観測及びダイナマイト発震を実施し、海域におけるエアガン信号受信とあわせて陸域下における詳細な地下構造を得る。

(e) 平成20年度業務目的

紀伊半島沖から紀伊水道沖の付加体内で発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメタ決定精度を高めるため、紀伊半島南部に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を2点設置する。既存の広帯域地震観測網（防災科研 F-net）および高感度地震観測網（防災科研 Hi-net）併設高感度加速度計データを用いた浅部超低周波地震モニタリングシステムに、これらの新設観測点のデータを供し、既存データとの統合処理を行うための準備を進める。また、レシーバ関数解析により巨大地震セグメント境界の陸域深部延長におけるプレート境界付近の構造特性を調査するため、既存基盤的地震観測網などにおける遠地地震の波形記録の収集を行うとともに、予備的な解析を開始する。

(2) 平成20年度の成果

(a) 業務の要約

紀伊半島沖から紀伊水道沖の付加体内で発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメタ決定精度を高めるため、和歌山県田辺市および三重県紀北町に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を設置し、連続波形データの収録を開始した。一方、既存の広帯域地震観測網（F-net）を用いた浅部超低周波地震のモニタリング解析を行い、2009年3月に紀伊半島沖周辺で活発な浅部低周波地震活動が発生したことを検知した。また、米国地質調査所（USGS）の震源情報に基づき、既存基盤的地震観測網などの観測点における連続波形データから遠地地震記録を切り出し、予備的なレシーバ関数解析を実施した。

(b) 業務の成果

1) 長期機動型広帯域地震観測点の整備

a) 観測点設置の目的

南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震である東南海地震と南海地震は、歴史資料や津波堆積物の解析等から、100から150年周期で繰り返すこと、両地震が時間的に近接して発生すること、東南海地震が南海地震に先行して発生する傾向があることが知られている（例えば Ando, 1975¹⁾、石橋・佐竹, 1989²⁾）。前回の活動である1944年東南海地震および1946年南海地震では、得られた地震波形記録などの解析から、両地震の破壊開始点はいずれも紀伊半島沖に位置することが報告されている（例えば Kanamori, 1972³⁾）。Ando (1975)¹⁾らが指摘

するように、昭和以前の活動についても両地震の震源域は紀伊半島沖で明確に分離されると考えられているが、海溝型巨大地震の連動性を特徴づけるセグメント形状や各セグメントのサイズ、破壊開始点およびアスペリティの位置などについては、明確ではない。一方、海溝型巨大地震は、沈み込む海洋プレートと上盤とのプレート境界で繰り返し発生してきたが、巨大地震と巨大地震の間となる時期では、プレート間が固着してひずみを蓄積すると考えられる。固着域と海溝との間では、プレート境界付近に海水を多く含む堆積物が介在し、定常に滑っていると考えられているが、近年、稠密地震観測網のデータ解析により、Obara and Ito (2005)⁴⁾、Ito and Obara (2006)⁵⁾は、地震性のゆっくりすべり（超低周波地震）がこの領域で発生していることを明らかにした。このような付加体内で発生する浅部超低周波地震活動は、付加体形成過程につながるだけでなく、プレート境界固着状態のモニタリング指標としての役割も期待される。

超低周波地震は、中心周期が数十秒の微弱な震動から形成されており、防災科研 Hi-net のような固有周期 1 秒程度の地震計を用いた高感度（微小）地震観測網で検知することは極めて困難であることから、既存広帯域地震観測網（F-net）を補完する形で紀伊半島南部に広帯域地震計を用いた長期機動地震観測点を設置し、F-net データと統合処理することにより、浅部超低周波地震モニタリングの高精度化に資するとともに、紀伊半島下に沈み込むフィリピン海プレート（スラブ）性状把握に必要なデータを提供すること目的とする。

b) 広帯域長期機動観測点の概要

平成 20 年度は、表 1 および図 1 に示す 2 箇所に広帯域地震計（ストレッカイゼン社製 STS-2）および高精度 A/D 装置（株式会社計測技研製 HKS-9200）等の観測装置を設置し、連続波形データ収集を開始した。

表 1 平成 20 年度に設置した広帯域長期機動観測点

コード	観測点名称	所在地
N.TNHF	田辺中辺路	和歌山県田辺市中辺路町近露
N.KKNF	紀北紀伊長島	三重県北牟婁郡紀北町紀伊長島区島原



図1 紀伊半島に設置した長期機動観測点の概略位置。

観測用地の選定にあたっては、以下の点に留意した。

- ・既存の広帯域地震観測網（防災科研 F-net）に近接しないこと。
- ・地盤がしっかりしていること。
- ・交通量が少なく、近くに工場などの顕著なノイズ源がないこと。
- ・データオンライン化のために、公共電源、公衆回線の仮設が可能な場所であること。
- ・平日昼間に固有周期 1 秒の高感度地震計を用いたノイズレベル測定を実施し、RMS 振幅（平均二乗振幅の平方根）が $5 \times 10^{-7} \text{m/s}$ 以下であること。

広帯域地震計は、図2に示す簡易地震計室を作成し、その内部に設置した。

地震計設置台（コンクリートベース）は、設置場所の地盤を数十センチ掘削して底面を水平にした後、 $1 \text{m} \times 1 \text{m}$ の範囲にコンクリートを流し込んで作成した（写真1）。コンクリートベースの厚さは 18 cm である。コンクリート硬化後、ブロックを 2段積み上げて周囲を囲った（写真2）。広帯域地震計は外気温変化に敏感なため、地震計本体を発泡スチロール製の保温箱で覆ったほか、地震計室の内側ならびに上面に厚さ 4 cm の発泡スチロールを配置した（写真3、4）。

さらに、上部をスタイロフォームおよび化粧合板で蓋をし、防水・断熱シートで地震計室全体を包むようにした（写真5、6）

簡易型の観測用筐体を地震計室近傍に設置し、その内部に地震計以外の観測装置を設置した（写真7、8）。観測筐体内は1段の棚が設置されており、上段には高精度A/D装置本体、地震計用コントロールユニットを配置し、下段には電源装置類を配した。また、地震計室の脇の見晴らしのよい場所にGPSアンテナを設置した（写真9、10）。

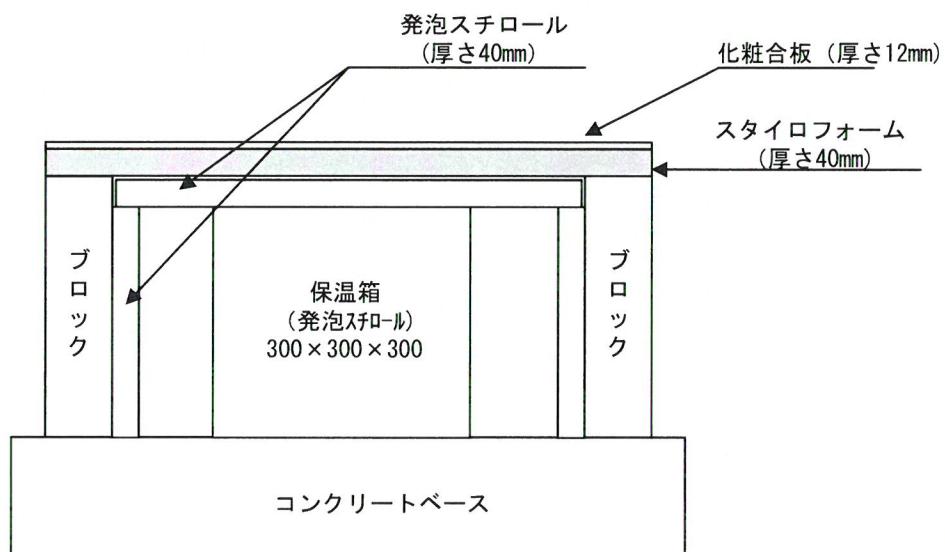


図2 長期機動観測点における地震計室の概略断面図。



写真1 地震計台座（コンクリートベース）の構築。

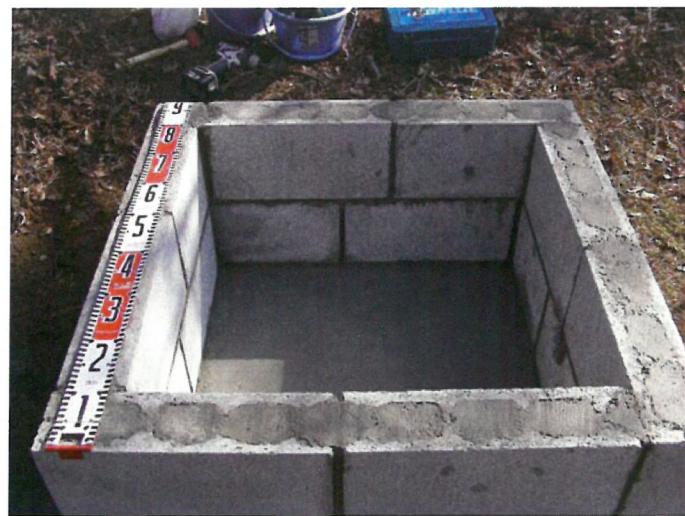


写真2 地震計室側壁の構築。



写真3 STS-2 地震計の設置と断熱材の壁面設置。



写真4 地震計用保温箱の設置。



写真5 スタイロフォームおよび化粧合板の設置。



写真6 防水・断熱シート。最終的な地震計室の外観。



写真7 観測用筐体の内部に配置された地震計コントロールユニット（上段中央）、高精度 A/D 装置（上段左）等。



写真8　観測筐体外観。



写真9　田辺中辺路観測点全景。



写真 10 紀北紀伊長島観測点（地震計室およびGPSアンテナ）。



写真 11 紀北紀伊長島観測点（観測筐体および引き込み柱）。

和歌山県・田辺中辺路観測点は、市道から約 50 m 離れた地点に地震計室を配置した。電力線・電話線は、仮設電柱を 2 本設置し、架空により観測用筐体まで引き込んだ。写真 9 に田辺中辺路観測点の全景を示す。三重県・紀北紀伊長島観測点は、林道から約 50 m 離れた地点に地震計室を配置した（写真 10）。観測筐体脇に電力線・電話線引き込み用の仮設電柱を 1 本設置し、観測筐体は地震計室から約 20 m 離れた場所に配した（写真 11）。いずれの観測点も、観測筐体と地震計間のケーブルは保護管を通して地中埋設とした。

両観測点において生成する地震観測データは、現地に設置した高精度 A/D 装

置により 27 bit、100 Hz のデジタルデータに変換され、NTT コミュニケーションズ株式会社の EarthLAN サービスにより、茨城県つくば市にある防災科学技術研究所地震観測データセンターまで転送される。このデータ収集経路は、防災科研 Hi-net および F-net のデータ収集経路⁶⁾と同一であり、既存基盤的地震観測網と統合した運用管理が実施可能であり、非常に効率的である。また、既存観測データと同一のデータの流れになるため、既存データと統合処理を実施する上で有効である。新設観測点で観測された波形の一例として、2009 年 3 月 20 日（日本時間）に発生したトンガ地方の地震による記録を図 3 に示す。

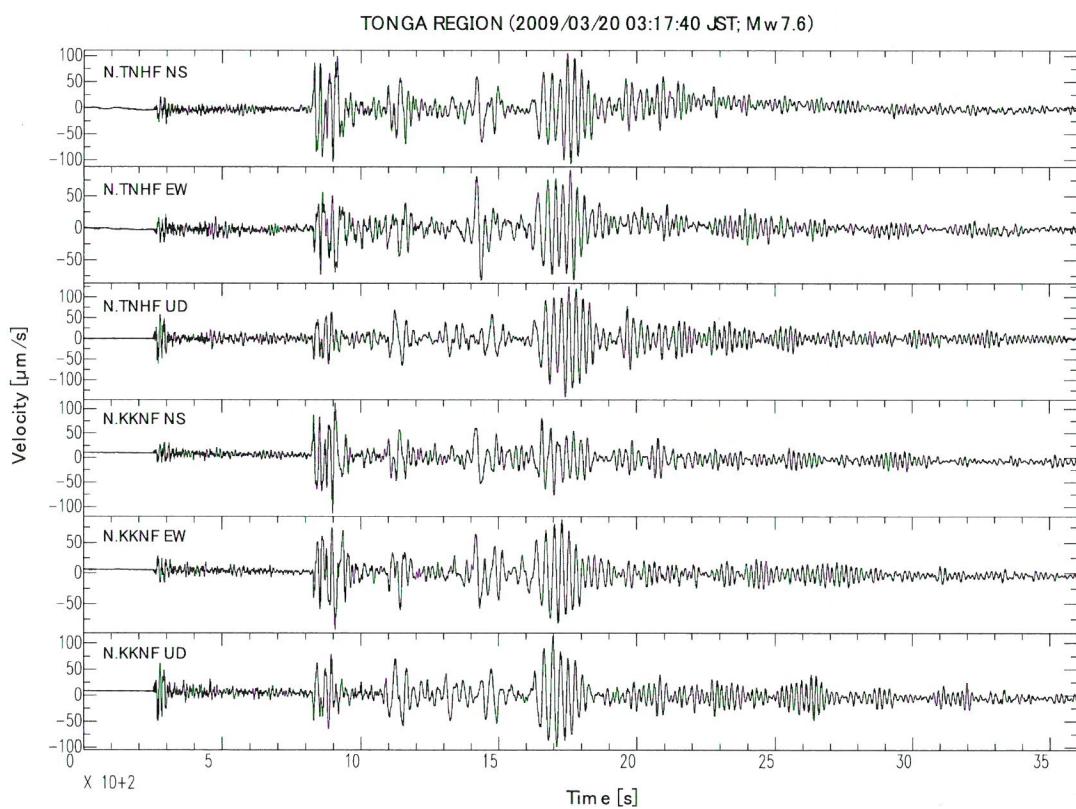


図 3 長期機動観測点で観測された遠地地震波形の例。2009 年 3 月 20 日 3 時 17 分 40 秒（日本時間）にトンガ地方で発生した Mw7.6 の地震による揺れ。上から順に田辺中辺路 (N.TNHF) 観測点南北動成分、東西動成分、上下動成分、紀北紀伊長島 (N.KKNF) 観測点南北動成分、東西動成分、上下動成分の記録を表す。

2) 紀伊半島周辺における浅部超低周波地震活動監視と新規観測点の有効性

南海トラフに沿って発生する浅部超低周波地震は、付加体内に発達する逆断層系におけるゆっくりとしたすべりによる地震であると考えられている⁵⁾。このような浅部超低周波地震活動は、直接的には付加体の短縮変形に伴う現象と考えられるが、そのような付加体の短縮変形は、より深部に位置するプレート境界固着域における固着状態を反映する可能性がある。このことから、プレート境界の固着性状の時空間的な変化を調べる上で、浅部超低周波地震の活動をモニタリングすることは重要である。この観点に基づいて防災科研では、防災科研 Hi-net に併設されている高感度加速度計記録のアレイ解析と F-net 記録によるグリッド・モーメントテンソル解析の 2 つの手法によって、浅部超低周波地震活動のモニタリングを行ってきた。本業務において設置する長期機動観測点の重要な目的のひとつに、浅部超低周波地震を観測し、その検知能力と震源パラメタ推定の精度を向上させることがある。本節では、防災科研による既存観測網データを用いたモニタリングシステムによって検出された紀伊半島沖周辺における超低周波地震活動の状況を簡単に紹介するとともに、本年度業務において新設した長期機動観測点での観測状況について確認を行ったので報告する。

まず、防災科研におけるモニタリングシステムのひとつである準リアルタイムアレイ解析システムについて、その概要を紹介する。準リアルタイムアレイ解析システムとは、フィルター処理（通過帯域 0.02～0.05Hz）した防災科研 Hi-net 併設高感度加速度計記録を、アレイ解析に供することによって、主として超低周波地震の検出とその震央位置の推定を行うシステムである。具体的には、半径 50km 程度の地震計アレイを全国の 110 箇所に構成し、それぞれのアレイについてセンブランス解析を行うことによって、局所的な平面波入射を仮定した波群到来方向を推定する。このような解析によって得られるセンブランス値は、超低周波地震によるコヒーレントな波群の到達に対応して高い値をとり、その到来方向はほぼ震央方向を表す。したがって、各アレイにおける最大センブランス値に閾値を設け、コヒーレントな波群を複数のアレイで同時に検出すれば、その時間帯における各アレイでの波群到来方向を説明するような震央位置を推定することが可能である。本解析では、観測された到来方向ベクトルと震央位置から期待される到来方向ベクトルとの内積の重み平均を「円筒波指数」と定義し、それが最大値をとるような震央位置を推定する方法を採用した (Asano et al., 2008)⁷⁾。また、各アレイで観測された到来方向の全体的な一

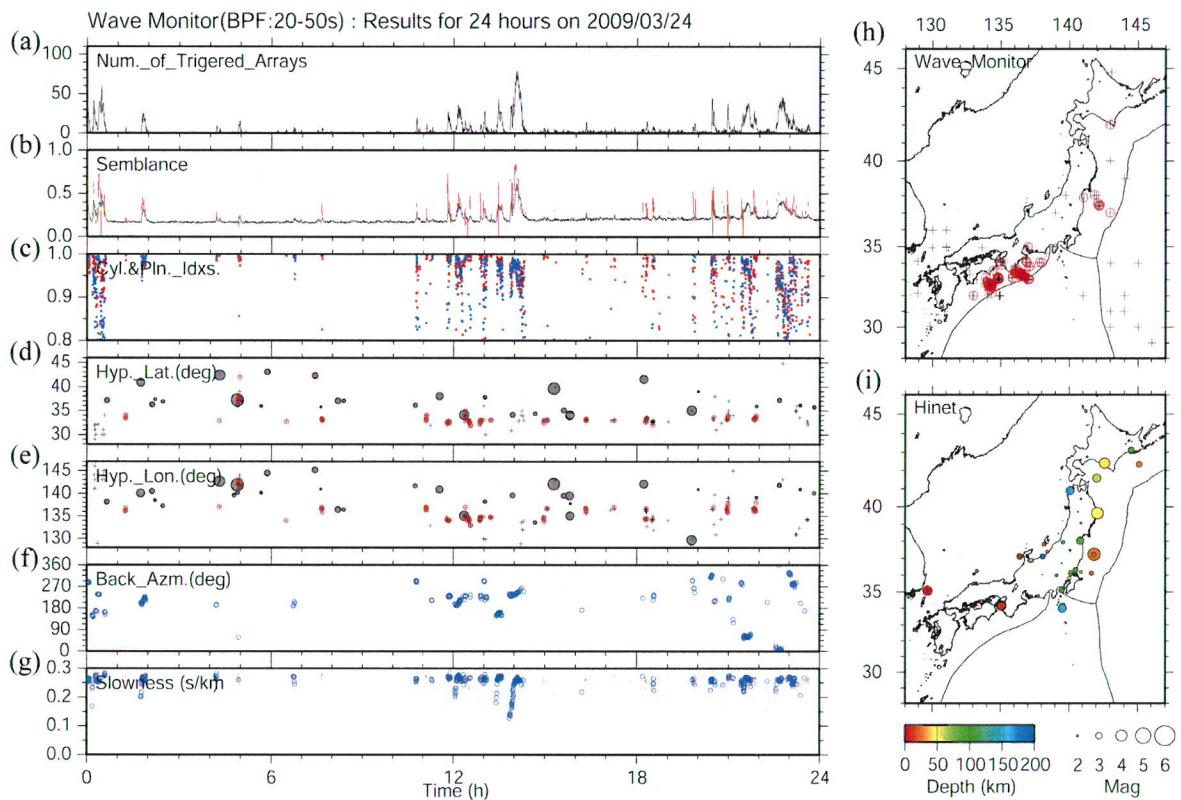


図4 準リアルタイムアレイ解析システムによる自動処理結果の例（2009年3月24日）(a)最大センブランス値が0.5を超えるアレイの数を黒実線で示す。(b)全アレイにわたる平均センブランス値を黒実線で、および震央近傍10点における平均センブランス値を赤実線でそれぞれ示す。(c)円筒波指数を赤丸印で、および平面波指数を青丸印でそれぞれ示す。(d)震央緯度推定値のうち、円筒波指数が0.99以上、かつ平面波指標が0.90以下のイベントを赤丸印で、円筒波指数が0.95以上、かつ平面波指標0.95以下のイベントを黒十字印でそれぞれ示す。また、防災科研 Hi-net における自動処理震源（描画時の暫定結果）を灰色丸印にて併せて示す。(e)震央経度推定値（シンボルは(d)と同じ）。(f)平均到来方向を平面波指標が0.90以下の場合に青丸印で示す。(g)平均スローネスを平面波指標が0.90以上の場合に青丸印で、平面波指標0.90以下の場合には黒十字印でそれぞれ示す。(h)震央が推定されたイベントの分布（シンボルは(d)と同じ）。(i)防災科研 Hi-net における自動処理震源の分布。

致度を表す指標として「平面波指数」を定義し、震央位置の推定が困難なイベント（例えば、遠地地震）の検出と除去に使用した(Asano et al., 2008)⁷⁾。図4に処理結果の一例を示す。ここに述べた手法によって検出されるイベント

は、当然のことながら、超低周波地震のみならず通常の地震をも含む。本システムによって震央位置の推定に成功したイベントと防災科研 Hi-net の震源カタログとを照合し、本システムで検出されながらも Hi-net では検出されなかつたイベントを超低周波地震とみなすこととした。

以上に述べた処理方法で 30 分間の波形記録を解析するのに要する時間は、ご

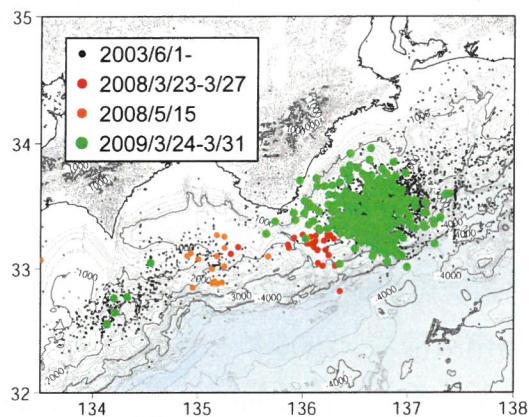


図 5 紀伊半島南東沖から室戸岬沖にかけての領域における浅部超低周波地震の震央分布。2003 年 6 月～2009 年 3 月の期間に検出された浅部超低周波地震の震央を丸印で示す。丸印の色は、発生した時期を表す。

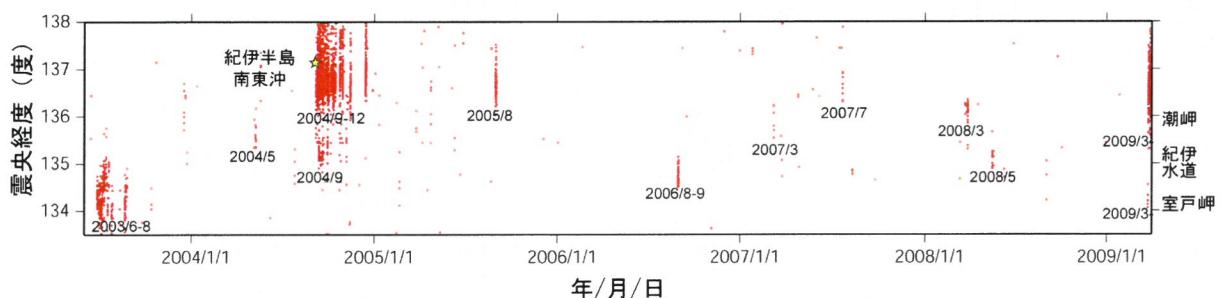


図 6 紀伊半島南東沖から室戸岬沖にかけての領域における浅部超低周波地震の時空間分布。2003 年 6 月～2009 年 3 月の期間に検出された浅部超低周波地震を赤丸印で示す。文字は、主要な活動の発生時期（年/月）を表す。星印は 2004 年 9 月に発生した紀伊半島南東沖地震 (M6.9, 7.4) を示す。

く一般的な Linux マシンで約 10 分程度である。したがって、解析時間が時間記録長よりも短く済むという点において、本処理システムは“準リアルタイム解析”の要件を満たしている。防災科学技術研究所では“準リアルタイムアレイ解析システム”として 30 分毎にこの処理ルーチンを起動し、波動伝播のモニタリングと超低周波地震の検出を実施している。

次に、上述のシステムによって検出されてきた浅部超低周波地震の活動について、その時空間分布の特徴について述べるとともに、本年度業務において新設した 2 点の機動観測点の記録例を紹介する。

紀伊半島南東沖から室戸岬沖にかけての領域における浅部超低周波地震活動について、その震央分布を図 5 に、時空間分布を図 6 にそれぞれ示す。室戸岬沖では 2003 年 6 月から 8 月にかけての期間に、紀伊半島南東沖から紀伊水道の沖では 2004 年 9 月の紀伊半島南東沖地震の発生直後から 12 月にかけての期間に、かなり活発な浅部超低周波地震活動が発生した。それ以降の約 4 年間は、2005 年 8 月に紀伊半島南東沖で、2006 年 8 月に紀伊水道沖から室戸岬沖で比較的活発な活動があったものの、それ以外にはごく小規模な活動が幾つかあったのみであった。その後、2009 年 3 月下旬になって紀伊半島南東沖と室戸岬沖で比較的活発な活動が始まった。

本業務による長期機動観測点（田辺中辺路観測点および紀北紀伊長島観測点）は、2009 年 3 月に観測を開始したため、これらの観測点において、2009 年 3 月下旬に紀伊半島南東沖で発生した浅部超低周波地震活動を観測することに成功した。図 7 にこれらの観測点および防災科研 F-net の観測点における広帯域速度計上下動成分の記録例を示す。20 時 27 分以降に観測点に到達する波群が浅部超低周波地震による地震波である。この波群は、田辺中辺路観測点 (N.TNHF) および紀北紀伊長島観測点 (N.KKNF) のいずれにおいても十分な S/N で観測されており、近隣の F-net 紀和観測点 (N.KISF) との波形相関も良い。このことから、本業務による機動観測点における上下動成分の記録波形は、モーメントテンソル (MT) 解析にも利用可能な良質なものであると考えられる。一方、機動観測点における水平動成分の記録は、F-net 観測点のそれと比べてかなりノイズレベルが高く、モーメントマグニチュード 4 以下の浅部超低周波地震の MT 解析には適していない。これは、防災科研 F-net では、山地・丘陵地に奥行き 30 ~ 50 m 程度の観測トンネルを掘削し、低ノイズ環境かつ温度一定の環境での観測をほぼ実現しているのに対し、長期機動観測点はより生活環境に近い場所に位置し

ており、また簡易型の地震計室では、温度変化の影響を取り除けないことが原因として考えられる。

以上のように、長期機動観測点における記録は、少なくとも上下動成分は解析に適していることが確認された。近年では、F-net 観測点の広帯域速度計の 3 成分記録のみならず、Hi-net 観測点に併設の高感度加速度計水平動成分の記録も使用した高精度の MT 解析を実施している。しかし、水平動成分のデータ量に比べて、上下動成分のデータ量は必ずしも十分とはいえない。本業務による長期機動観測点は、そのような現状を改善し、周辺で発生する浅部超低周波地震のモーメントテンソル解の安定した推定に貢献するものと期待される。

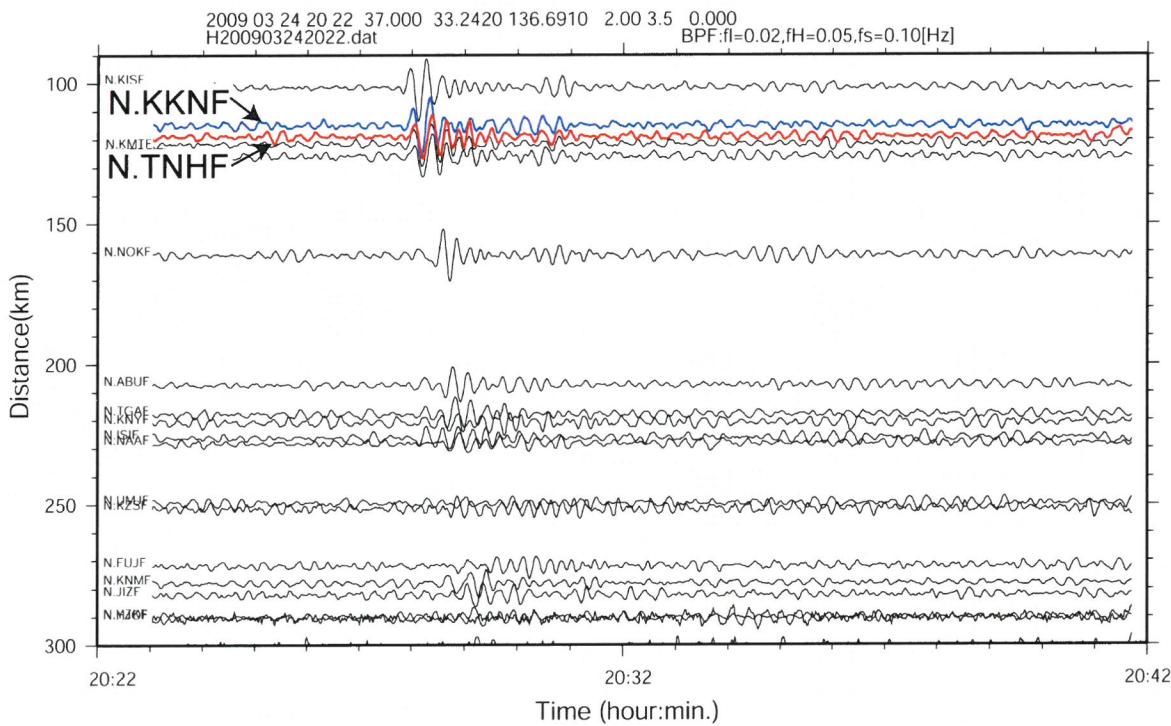


図 7 浅部超低周波地震の記録例。2009 年 3 月 24 日に紀伊半島南東沖で発生した浅部超低周波地震の記録例。広帯域速度計上下動成分の記録を通過帯域 0.02~0.05Hz のバンドパスフィルターによって処理した記録波形を示す。紀北紀伊長島観測点 (N.KKNF) および田辺中辺路 (N.TNHF) の両観測点における記録波形を青線および赤線で、防災科研 F-net の観測点における記録波形を黒線でそれぞれ示す。

3) レシーバ関数解析に基づくプレート境界性状の推定

南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震の発生様式を推定するために、沈み込むプレート（スラブ）の形状やプレート境界での物性などを明らかにすることは非常に重要である。従来、スラブ形状の推定には、スラブ沿いで発生する地震活動の分布や、走時トモグラフィによる 3 次元地震波速度構造が用いられてきた。しかし、前者は地震活動が存在しない地域でスラブ形状を類推できないこと、スラブと地震活動の相対的位置関係が不明瞭であること、後者はグリッドの粗さとそれに伴う平滑化の影響が避けられないなどの問題を有した。近年の人工地震探査技術の進展にともない、海域でのエアガン発振や陸上でのダイナマイト発振などにより、沈み込むスラブの様子がより的確に表現されるようになってきた。だが、その一方で、人工地震探査は多大なコストが必要なうえ、様々な社会的制約があるために、空間的なスラブ形状を推定するだけのデータを得ることは非常に困難である。

一般に、スラブ境界およびスラブ内モホ面（海洋モホ面）では、地震波速度が急変すると考えられている。このような地震波速度変化が存在する場合、観測される地震波には、直達波のほか、地震波速度不連続面で特性が変換した波（変換波）も記録される。レシーバ関数解析とは、地震波速度不連続面で P 波から S 波に変換した波（Ps 変換波）を強調して表示することにより、観測点下の速度不連続面の位置や特性を推定する方法である。近年に整備された稠密な基盤的地震観測網データにレシーバ関数解析法を適用することにより、最近、詳細なフィリピン海スラブ形状モデルが提案されるようになった（例えば、Yamauchi et al., 2003⁸⁾、Shiomi et al., 2008⁹⁾）。Shiomi et al. (2008)⁹⁾が求めた西南日本下の海洋モホ面形状モデルとスラブ内地震活動の関係を図 8 に示す。通常、レシーバ関数解析では遠地地震波形データのみを用いており、走時トモグラフィのようにフィリピン海スラブ沈み込みにともなう地震に関するデータは使用しない。すなわち、レシーバ関数から得られる海洋モホ面形状とスラブ沈み込みにともなう地震の震源分布は完全に独立の関係にあると言える。しかし、このようにして求められた海洋モホ面の傾斜方向の変化、すなわち海洋モホ面の湾曲の状態とスラブ内地震活動度の変化が対応することは、スラブ形状がスラブ内の応力状態を強く支配していることを示唆する⁹⁾。一方、Shiomi and Park (2008)¹⁰⁾は、紀伊半島内に位置する防災科研 Hi-net および F-net の各観測点で得られたレシーバ関数の特徴を精査することにより、観測点下に存在する

海洋モホ面の傾斜方向や傾斜角を詳細に推定した。また、この海洋モホ面傾斜角とGPSから推定されるスラブ收れんの方向を比較し、両者の角度差はある領域でほぼ同一の傾向を示すこと、各領域の境界部でスラブ内地震活動などの特徴が変化すること、各領域の境界部は海溝型巨大地震のセグメント境界とほぼ対応することを示した。

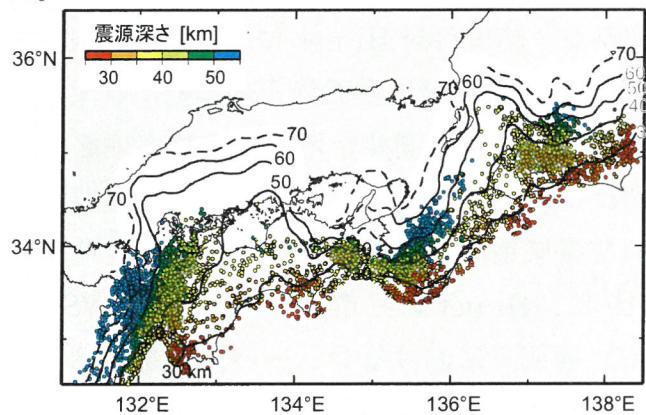


図8 レシーバ関数解析により推定されたフィリピン海プレート内海洋モホ面の等深度線とフィリピン海プレート周辺で発生する地震の震源分布 (Shiomi et al., 2008⁹⁾)。この図に示した震源分布は、海洋モホ面の上 10 km および下 20 km の範囲内で発生したものであり、深さが 25 km 以浅のものおよび海洋モホ面推定範囲外(灰色で表示した範囲)の地震の震源位置は表示していない。

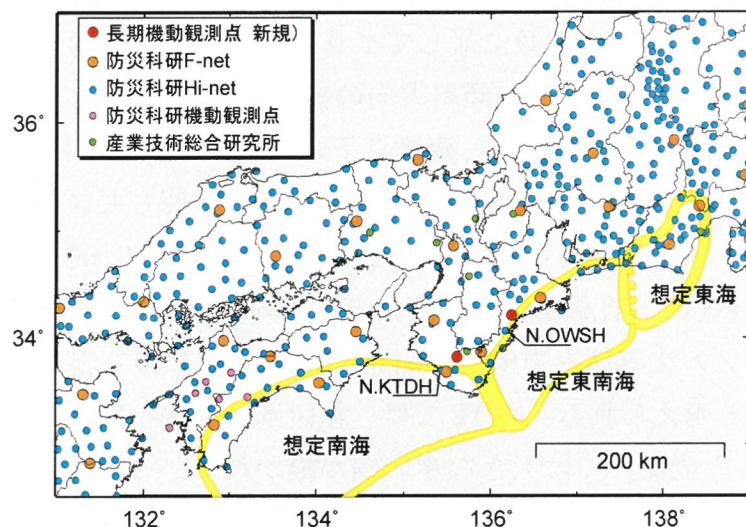


図9 西南日本およびその周辺における防災科学技術研究所ならびに産業技術総合研究所による定常観測点の分布。図中、黄色で示された領域は、想定東海・東南海・南海地震の震源域を表す¹¹⁾。

以上のようなこれまでの成果を踏まえ、本年度は、既に整備されている基盤的地震観測網等における遠地地震記録の収集と予備的な解析を実施するとともに、新設された広域長期機動観測点における遠地地震記録の評価を試みた。図9に、本業務で解析対象とする領域およびその周辺に存在する観測点の分布を、想定される海溝型巨大地震震源域¹¹⁾と併せて示す。本解析では、本業務で整備した長期機動観測点、防災科研 Hi-net および F-net 観測点を対象とする。さらに、十分な S/N を有する遠地地震記録を効率的に収集しつつ、観測点の面的な密度を向上させるために、観測井を用いた高感度地震観測を実施している産業技術総合研究所による観測点の一部と防災科研が四国西部で独自に運用する長期機動観測点（広域地震計および高感度地震計を地表設置）も対象とした。図10に、Hi-net の三重県・尾鷲（N.OWSH）および和歌山県・上富田（N.KTDH）観測点におけるレシーバ関数を一例として示す。いずれの観測点も、動径方向（radial）成分の4秒付近に顕著な正の振幅を持つ位相が到来している。これは、深さ35km付近に深部の方が浅部よりも高速な地震波速度不連続面が存在することを示唆している。一方、radial 成分に直交する成分（transverse 成分）の同時刻をみると、ある方位を境に振幅の極性が変化している。これは、両観測点下の速度不連続面が傾斜している可能性が高いことを意味する。

紀伊半島および四国に位置する基盤的地震観測網の観測点において得られた水平2成分のレシーバ関数に対してグリッドサーチ法を適用することにより、各観測点下のスラブモホ面の傾斜方向の推定を行った。ここでは、Shiomi and Park (2008)¹⁰⁾の方法と同様に、観測点下の海洋モホ面を平板と仮定し、radial、transverse 両成分のレシーバ関数のスタック値が最も大きくなる平板の傾斜方向、傾斜角、深さを探査した。得られたスラブモホ面の傾斜方向を図11に、傾斜方向とGPSによる島弧地殻の移動方向との角度差を図12に示す。この角度差は、スラブの沈み込み方向と傾斜角の差分、すなわち斜め沈み込みの度合を表していると考えられる。図12では、紀伊水道を挟む紀伊半島西部と四国東部（Region Aと表記）では大きな赤い扇が描かれているが、これは、スラブ傾斜方向と島弧地殻の移動方向に大きな差が生じていることを表す。この領域の東端は、南海地震と東南海地震の震源域の境界として想定されている地域、西端は南海地震の破壊領域に存在するセグメント境界と合致する^{1)、2)}。Region Aほど明確ではないが、志摩半島南端周辺（Region B及びCの境界）や四国西部高

縄半島周辺 (Region D 及び E の境界) でも角度差に系統的な変化が見られる。これらの領域の境界部についても、それぞれ東南海地震、南海地震時の破壊域のセグメント境界と想定されている領域に近い。また、これらの領域間の境界は、スラブ内地震や非火山性深部低周波微動¹²⁾の活動度の変化にも対応している。これらのこととは、海溝型巨大地震のセグメント境界決定にはスラブ形状を含む構造的要因が重要な役割を果たしており、その特徴は陸域下の深部延長まで保持されていることを意味する。

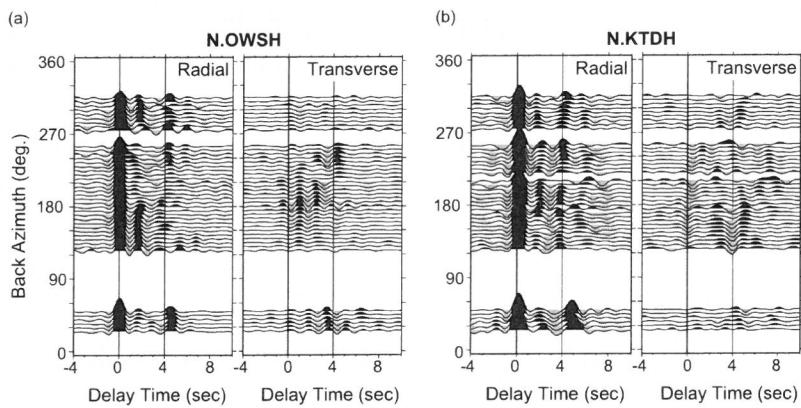


図 10 防災科研 Hi-net 観測点で得られたレシーバ関数の例。(a) 三重県・尾鷲 (N.OWSH)、(b) 和歌山県・上富田 (N.KTDH)。観測点の位置を図 9 に示す。横軸は、直達 P 波到着からの経過時間、縦軸は地震波到来方向を表す。

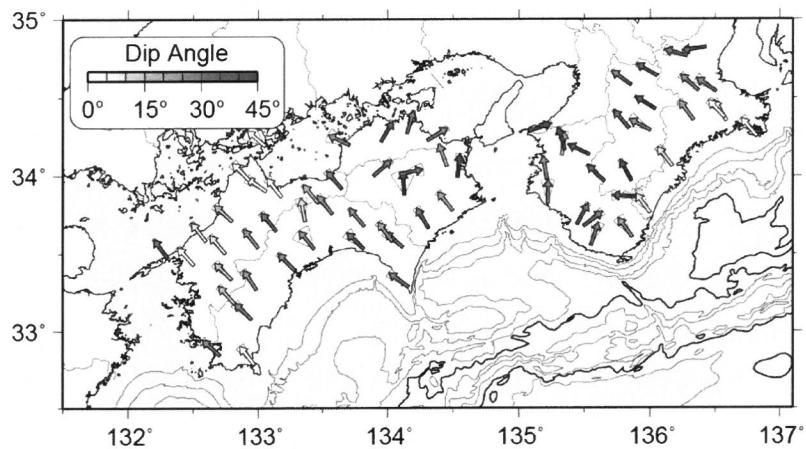


図 11 レシーバ関数解析により推定されたフィリピン海プレート内海洋モホ面の傾斜方向及び傾斜角。矢印の向きが傾斜方向を、色が傾斜角の大きさを表す。矢印の下に示した扇形は、各観測点における傾斜方向の推定誤差を示す。

新設した長期機動観測点は、ほぼ Region A と B および B と C の境界部に位置する（図 1、図 9）。図 13 に、図 3 で示した遠地地震記録を用いて推定したレシーバ関数を示す。図中、海洋モホ面からと考えられる変換波位相に矢印を付したが、他にも顕著な位相が存在するため、1 つのレシーバ関数から詳細を議論することは出来ない。これらの観測点は平成 21 年 3 月当初からの稼働であり、今後のデータ蓄積により有効なデータを提供してくれるものと期待される。

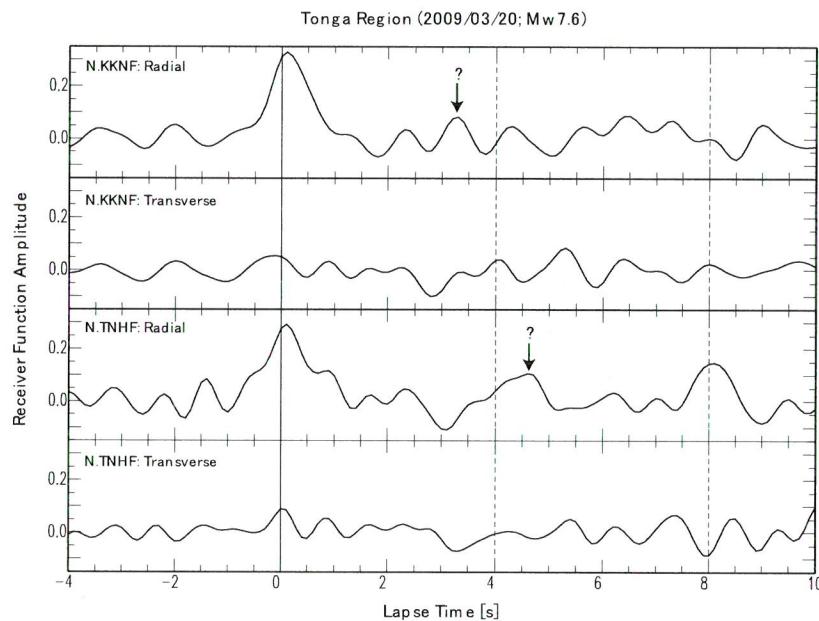


図 13 新設した長期機動観測点で得られたレシーバ関数の例。使用した遠地地震波形は図 3 に示した。海洋モホ面からの変換波の可能性がある位相を矢印で示した。

(c) 結論ならびに今後の課題

今年度は、既存広帯域地震観測網（防災科研 F-net）を補完する形で、紀伊半島南部の 2 箇所に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を設置し、連続観測を開始した。長期機動観測点のデータは、浅部超低周波地震モニタリングやレシーバ関数解析にも活用できることを確認した。これらのデータは、今後、浅部超低周波地震の活動様式やメカニズムの推定、沈み込むプレートの形状やプレート境界性状の把握に有効なデータを提供するものと期待される。浅部超低周波地震活動は紀伊水道沖や日向灘沖でも活発に発生している。これらの活動状況を把握するためには、今年度建設した長期機動観測点と同等の観測設備を四国東部や九州にも増強し、モニタリング精度の向上に努める必要がある。

(d) 引用文献

- 1) Ando, M.: Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119 – 140, 1975.
- 2) 石橋克彦, 佐竹健治: 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点—日本付近のプレート沈み込み帯を中心として—, *地震* 2, 50 別冊, 1 – 21, 1989.
- 3) Kanamori, H.: Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5, 129 – 139, 1972.
- 4) Obara, K., and Y. Ito: Very low frequency earthquake excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquake: A dynamic deformation process in the large accretionary prism, *Earth Planets Space*, 57, 321 – 326, 2005.
- 5) Ito, Y., and K. Obara: Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02311, doi:10.1029/2005GL025270, 2006.
- 6) 汐見勝彦, 小原一成, 針生義勝, 松村稔: 防災科研 Hi-net の構築とその成果, *地震* 2, 61 特集号, 2009 (印刷中) .
- 7) Asano, Y., K. Obara, and Y. Ito: Spatiotemporal distribution of very-low frequency earthquakes in Tokachi-oki near the junction of the Kuril and Japan trenches revealed by using array signal processing, *Earth,Planet Space*, 60, 871-875, 2008.
- 8) Yamauchi, M., K. Hirahara, and T. Shibutani: High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan, *Earth Planets Space*, 55, 59 – 64, 2003.
- 9) Shiomi, K., M. Matsubara, Y. Ito, and K. Obara: Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, 173, 1018 – 1029, 2008.
- 10) Shiomi, K. and J. Park: Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration and anisotropy, *J. Geophys. Res.*, 113, B10318, doi:10.1029/2007JB005535, 2008.
- 11) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 南海トラフの地震の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01sep_nankai/index.htm, 2001.
- 12) Obara, K. and H. Hirose: Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone, *Tectonophysics*, 417, 33 – 51, 2006.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Shiomi, K. and J.Park	Segmentation of the subducting Philippine Sea slab beneath the southwestern part of Japan: Relationship with the local seismicity and slip distribution of megathrust earthquakes	アメリカ地球物理連 合 (AGU) 秋季大会	平成 20 年 12 月 17 日

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 21 年度業務計画案

平成 20 年度に紀伊半島に設置した 2 箇所の長期機動観測点を維持するとともに、西南日本に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を増強し、紀伊半島沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメタ決定精度を高めるとともに、レシーバ関数解析に基づいてプレート境界付近の構造を調査するための遠地地震等の波形記録の収集・解析を行う。

サブプロジェクト（1）⑤

地殻媒質モデルの研究

担当：国立大学法人東京大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

地殻媒質モデルの研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学大学院新領域創成科学研究科	教授	鳥海光弘	tori@k.u-tokyo.ac.jp
東京大学大学院新領域創成科学研究科	準教授	杉田精司	sugita@k.u-tokyo.ac.jp
東京大学大学院新領域創成科学研究科	助教	関根康人	sekine@k.u-tokyo.ac.jp
東京大学大学院新領域創成科学研究科	特任研究員	桑谷立	tatsu@eps.s.u-tokyo.ac.jp

(c) 業務の目的

プレート境界域で得られた、最新の精密な地下構造、温度構造、地震波異方性、トモグラフィ構造、微小地震統計の地域的変化、さらに延長上にある陸域の地質構造などのマクロスケールな不均質構造と、地殻物質岩石の弾性波速度情報、陸域の岩石試料解析から得られる亀裂分布の特徴など、ミクロスケールの媒質情報を有機的に組み合わせる方法の開発研究を行う。さらに、明らかにされた複合的な媒質構造の上に、プレート境界に特有な巨大断層沿いの破碎帯構造を重ねた3次元媒質評価により、東海－東南海－南海から日向灘のプレート境界域に関する連動性の数値媒質評価モデルを構築する。この数値媒質評価モデルを総合的な南海トラフ沿いの地殻活動評価ならびに信頼度の高い地震発生サイクルシミュレーション研究に反映する。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：境界域の3次元媒質マクロ構造評価

2) 平成21年度：クラック、断層、物質境界などダメージ構造評価

- 3) 平成22年度：マクロ構造をもつ地殻岩盤の鉱物組成などミクロ媒質評価
 - 4) 平成23年度：総合した媒質の地震波速度構造などマクロ物性評価およびダメージ媒質の力学特性の回復評価
 - 5) 平成24年度：東海一東南海一南海プレート境界域の連動性に関する地殻媒質の総合的評価図
- (e) 平成20年度業務目的

これまでの精密MCS、トモグラフマップ、海底地形図と陸上に露出する境界域、富士川一丹沢 - 嶺岡地域の陸域地質を比較し、3次元媒質マクロ構造評価表を作成する。

(2) 平成20年度の成果

(a) 業務の要約

物質調査研究ではプレート境界岩であった四国の変成岩地域、および丹沢山地の岩石調査を行い、そのクラック分布を測定した。この結果、方向に規則性があること、クラスタをつくることが明らかとなり、物性評価に重要であることが判明した。微小地震活動が媒質の力学状態を強く反映するので、その時空間における多次元データから空間的な連動の様式を探る目的で、微小地震の時系列の空間変化を、次元圧縮法により、有意な空間連結を探査する技術を検討した。この結果、主成分分析法が大きな威力を発揮することが確かめられた。この手法をモデルスライダーブロックシステムのランダム的挙動に適用したところ、顕著なアトラクタを再構成できることを実証できた。

(b) 業務の実施方法

物質調査研究は実際に四国中央部の三波川変成帯主部地域（図1）において岩石構造調査を実施した。また、丹沢山地の変成岩地域（図2）についても流体が関与するクラック等の調査を実施した。また、微小地震活動からの媒質評価法の検討は、気象庁の一元化データを使用し、十勝沖から宮城沖のプレート境界上面の部分について時系列データを次元圧縮し、可能性を検討した。さらにモデルシステムは計算機上で 20×20 個を2次元に配置し、それを変位させるモデルを構築し、その出力データを次元圧縮した。

また、媒質評価を有効に進めるために、以下のようなワークショップを開いた。とくに今後、取り入れるべきマシンラーニング法については大いに参考になった研究会である。

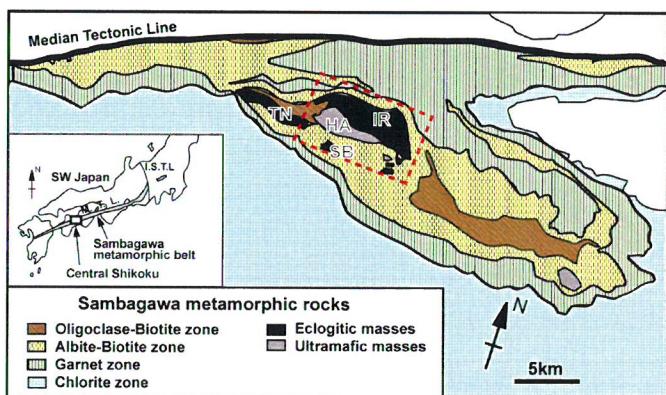


図1、四国中央部三波川変成帯の変成分帶図

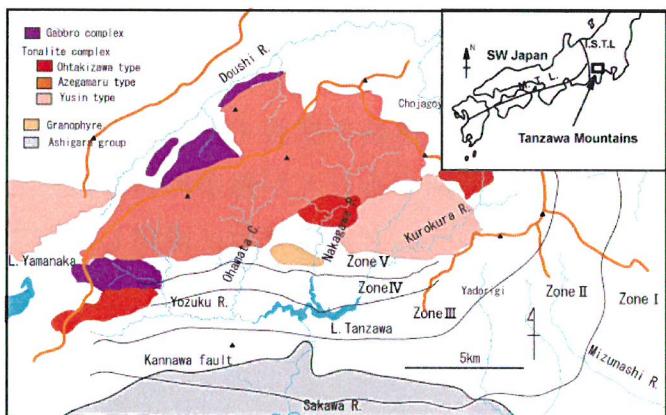


図2、丹沢山地の変成分帶図

*東海・東南海・南海地震の運動性媒質評価研究 12・25ワークショ
ップ

テーマ：プレート境界の媒質研究とは何か？

場所：東京大学柏キャンパス 基盤棟 5階 複雑理工学セミナー室（5H6）

日時： 2008年12月25日 13:00-17:30

プログラム

13:00-13:15 金田義行（JAMSTEC, Donet） 南海連動調査研究の全体計画

13:15-13:30 鳥海光弘（東大、JAMSTEC） 南海連動媒質評価について

13:30-14:00 佐藤春夫・E. Carcole 短周期地震波の散乱と減衰構造

14:00-14:30 高橋努（JAMSTEC） 前方散乱から見た東北地方の不均質性の解説

14:30-14:40 休憩

14:40-15:10 久保篤規（高知大） V_p/V_s 比からみた地震発生域

15:10-15:40 加藤愛太郎（東大） プレート境界の媒質

15:40-16:10 堀高峰（JAMSTEC） 付加体形成モデルと応力分布

16:10-16:20 休憩

16:20-16:50 平原和郎（京大） モデリングと媒質について

16:50-17:20 岡田真人（東大） マシンラーニングと次元圧縮による現象の再構成

17:20-17:30 鳥海光弘（東大・JAMSTEC） まとめ

17:30-18:00 総合討論

(b) 業務の成果

物質調査研究；プレート境界の物質が分布する四国および丹沢山地の岩石分布と岩石のダメージ構造の調査研究、とくにクラック分布の調査研究。調査の結果、開口クラックの分布がクラスタをつくること、その拡がりは $10\text{m} \times 5$

00 m程度までは確認されること、などがわかった。また、岩石相分布と吸水変成反応の進行度の分布が特定された。

とくに、四国三波川変成帯はかって沈み込みプレート境界にそって、深さ約70 kmまで沈み込んだことが岩石学的に示されている。この圧力と温度は現在の南海トラフからの海洋プレート沈み込み帯の40–70 kmにおける温度圧力と類似しており、また、物質そのものも付加体と海洋地殻の構成岩石という共通性をもつために、その物質科学的な調査は重要な基礎的データを提供するものと期待されていた。

この変成帯において、集中的に水を主成分とする流体の挙動を沈み込む過程での脱水反応と、上昇する過程での吸水反応、および流体の経路としてのクラックとそのシーリングに関する調査研究を行なった。その結果、脱水反応過程は泥質岩のざくろ石成長にその記録が残余しており、その詳細な成長に伴う応力または歪速度履歴、流体量履歴を解読する可能性が明らかにされた。すなわち、ざくろ石の異方成長と成長量変動がざくろ石の化学組成が粒子中心から縁にいたる変動しているパターンを解析することで推定可能であることである。この研究のためには柏キャンパスに設置されている高性能のマイクロプローブをチューニングすること、および化学組成変化の3次元構造の解読が鍵であった。

その結果は流体の発生が沈み込み過程でパルス的な変動を記録していること、および歪速度履歴は、途中に変動はあるものの、多くは沈み込みのピーク期に極大を持っていることが示された。

流体の吸水反応過程は主にドライな岩石であった、巨大エクロジャイト岩体の角閃岩への変化過程の岩石学的研究から推定された。それは約70 kmを超えるプレート境界に沿って上昇してきた角閃岩体が周辺部は加水反応が完全に進行し、もとの無水鉱物を失っているが、内部は10%程度しか加水反応は進んでおらず、多くの無水鉱物を残し、その反応過程を記録として残している。この差異が浸透する流体のフラックスに大きく関与しており、流体量とそのなかにおける成分イオンの拡散との比によって加水反応が制限されることが示された。このことは加水反応の解析からプレート境界の岩石の水の移動の実態が判明する可能性を明らかにしており、3次元マクロ構造評価表の作成に大きく貢献する。

プレート境界域のウェッジマントルは地震学的には異方的な性質を示すこと

が明らかにされている。この実体を物質科学的に研究するために、ウェッジマントルや、プレート内部にあったマントル岩体の断片の橄欖岩の結晶方位の分布関数を調べた。その結果、分布関数の変化がカンラン石の空間方位に依存して変形にともなう格子回転と、粒子周辺の結晶方位に依存した回転とが相補的に関係した格子回転が重要であることを示した。このような研究はプレート境界深部媒質の力学的な状態を探る上で重要であることが判明した。これはマントル変形に対するマクロ構造評価の一つである。

情報取得研究；連動媒質研究に必要な他の開発研究グループとの情報の交換および学会などでの新機軸研究開発の動向調査。この結果、速度比構造開発の新技术と多次元情報処理の新機軸についての展開内容を取得した。また、最新の地球物理観測結果と媒質評価方法についても情報を取得した。

とくに、震源近傍の速度構造変動を時系列で調べるには超多数の地震を用いたトモグラフィではなく、少数の地震を用いた解析を必要とする。この点に関し、高知大のグループの研究は注目された。また、媒質の力学状態を探るには媒質の不均質さの空間的なスケールの変化についても明らかにされる必要がある。これについてはワークショップでも説明された JAMSTEC のグループによる散乱強度の解析方法がその可能性をもち、すでに有効な結果を出していることが判明した。

これらの空間変動を含む、超多量の時系列データセットを解読する方法として、次元圧縮法¹⁾ や相互相關法、機械学習法、および自己組織化マップ法などが開発されている。その方向での調査研究を開始し、それらの手法が 3 次元マクロ媒質評価の有効な方法となることが示された。

次元圧縮開発研究；主成分分析研究法による東北地方プレート境界上部における微小地震頻度の時間空間変動を 1997-2007 年について次元圧縮をおこない、その変化トレンドを 3 次元で表現できた。その結果、プレート境界の媒質評価に次元縮約法が有効であることがわかった。この研究は 2) でその可能性が始めて示された。

ひとつは時間軸を 10 分割し、それぞれの時間における微小地震数を変数空間として、データ 500 点のパターンを 3 次元空間に次元圧縮することが可能であった。3 次元空間上では 3 つの特徴的なクラスタが現れ、ひとつは変動の

少ないクラスタ、二つは正の変動、三つは負の変動に分解され、後者2つの対になった空間配置が識別された。このようなパターンを、第2に空間分割し、それを30次元の変数空間として、次元圧縮をおこない、3次元の特徴的なパターンを解析した。それは空間的な連結する配置構造を示していると思われた2)。このように、本手法は、地球物理学データ観測を基に、実空間での3次元マクロ構造評価を実施した一つの例といえる。

モデル系の次元圧縮開発研究；モデルシステムで多数のバネーブロックスライダーシステムを構築し、その挙動を多次元情報としてシミュレーションし、地震現象によく見られる統計則を再現した。そこで得られた多次元時間空間変動データを次元圧縮法による挙動解析に用いた結果、明白なアトラクタの再現が3次元系で可能であることが判明した。

(c) 結論ならびに今後の課題

プレート境界帯の岩石群は著しくクラックが発達しており、その様式はセン断クラックと開口クラックがある。さらにそれらは流体からの鉱物の沈殿によりシールされていて、その密度、方向、時間順序を決定できる。これらのこととはプレート境界帯のダメージ構造を直接理解する手段を提供している。また、それらの影響の下に流体の体積比などの観測量との対比も可能となりうる。一方、プレート境界の微小地震活動を媒質の力学・化学状態の確率的な状態として、その時間空間変動を次元圧縮法により、低次元の力学系表現可能な状況となりつつある。このことは次年度以降にさらなる検討が必要であることを示した。

(e) 引用文献

- 1) Jolliffe I.T.: Principal component analysis, 530pp, Springer , 2002.
- 2) Toriumi,M.: Principal component analysis as a tool for materials characterization of the plate boundary, Jour.Disease R., vol.4, no.2, 2009, in press.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月 日
鳥海光弘	Principal component analysis as a tool for materials characterization of the plate boundary	Journal of Disaster Research, 2009	Vol. 4, No.2 in press.
西上原航 鳥海光弘	Anisotropic growth of high-P metamorphic garnet and morphological study	International Geological Congress Oslo 2008	平成 20 年 8 月 10 日
西上原航 鳥海光弘	ザクロ石の形態と成長量測定	日本地質学会・日本鉱物科学会 2008 秋田大会	平成 20 年 9 月 20 日
田阪美樹 鳥海光弘	夜久野オフィオライト最下部大島かんらん岩体におけるかんらん石の構造解析	日本地質学会・日本鉱物科学会 2008 秋田大会	平成 20 年 9 月 20 日
桑谷立 鳥海光弘	Rehydration metamorphism of the Iratsu eclogite mass in the Sambagawa belt, Japan	American Geophysical Union Fall meeting 2008 San Francisco	平成 20 年 12 月 17 日
西上原航 鳥海光弘 西上原航	Development of olivine Crystal Preferred Orientation in Oshima peridotite body as a remnant of upper mantle of oceanic lithosphere	American Geophysical Union Fall meeting 2008 San Francisco	平成 20 年 12 月 17 日
桑谷立 鳥海光弘	三波川変成帯中五良津エクロジャイト岩体の吸水変成作用	愛媛大学 GCOE 地球科学若手の会 2009	平成 21 年 1 月 22 日
宇野正起 鳥海光弘	四国三波川帯汗見川地域の Garnet-amphibolite の温度圧力経路	変成岩などシンポジウム 金沢シンポジウム 2009	平成 21 年 3 月 21 日
田阪美樹 鳥海光弘	福井県大島かんらん岩体におけるかんらん石の結晶方位発達過程	変成岩などシンポジウム 金沢シンポジウム 2009	平成 21 年 3 月 20 日
桑谷立 鳥海光弘	岩石－水溶液系の相平衡熱力学	変成岩などシンポジウム 金沢シンポジウム 2009	平成 21 年 3 月 21 日

(3) 平成21年度業務計画案

H20年度に成果として得られた、地殻媒質の微小地震活動の時間空間運動の評価指標とトモグラフィにより得られている媒質評価との相関を探り、その相互関連の程度を評価する。また、その相関を、最新の地殻速度構造モデルとクラック、減衰等のパラメータを加えた、地震の運動発生可能性の評価に不可欠な媒質モデル評価手法との連結方法を求める。既存の精密地下構造、トモグラフマップ、海底地形図と、プレート境界域延長上の陸上に露出する境界域、富士川—丹沢—嶺岡地域の最新の陸域地質とを比較し、評価指標をもとにした試験的な3次元媒質マクロ構造評価表を用いて地殻媒質モデルの高度化手法を構築する。さらに、これらの研究成果を平成21年12月に開催されるアメリカ地球物理学会にて発表し、地質学・地球物理学など多方面の分野について情報収集や議論を行う。

4月—6月：西南日本沈み込み帯中に3次元空間グリッドを構築し、そのグリッド上にプレート境界面の位置や予想される1次モデルとしての物質構成などのデータを入力する。

7月—9月：上で構築した3次元空間グリッドに各研究グループ（東北大学・JAMSTEC・防災科研など）のVp・Vs地震波速度データなどを入力する。

10月—12月：横浜国大石川研グループなどの実験によって得られたプレート境界の各岩石の地震波速度データを用いて、媒質評価の基準作りを行う。

1月—3月：相互相関係数行列をモデル空間と観測空間のそれぞれについてとる。足りないデータについては内挿・外挿するなどして、客観的な媒質評価を行う。

サブプロジェクト（2）①

プレート境界面のすべりの時空間発展に関する
データベース構築

担当：国立大学法人名古屋大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人名古屋大学 大学院環境学研究科	教授	鷺谷 威	sagiya@seis.nagoya-u.ac.jp
大学院環境学研究科	助教	伊藤武男	take@seis.nagoya-u.ac.jp
国立大学法人東京大学 地震研究所	准教授	勝俣 啓	

(c) 業務の目的

南海トラフの海溝型巨大地震発生サイクルのほぼ1周期に相当する過去約120年間における各種観測データを整理し、これらのデータに基づいてプレート境界における固着の時空間的な発展や地震時およびスロースリップ発生時における断層すべりの様子を推定して、結果をデータベース化する。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

- 1) 平成20年度：様々な観測データの収集・データベース化の方針を策定する。南海トラフにおける1990年代以降のGPS観測結果を、国土地理院の座標値データを用いて整理する。特に、東海地域や豊後水道で発生したスロースリップについては地殻変動の詳細な時空間分布を整理する。また、プレート境界面のすべりの時空間発展を推定するためのプログラム開発に着手する。
- 2) 平成21年度：GPSデータについては、前年度までの成果に時間の経過に伴う新たなデータを追加する。加えて、水準測量データおよび潮位データの収集・整理を行い、明治時代以降の南海トラフ周辺の地殻上下変動の時空間的な分布についてまとめる。すべりの時空間発展を推定する手法のプロトタイプを完成させる。

- 3) 平成22年度：GPS、水準測量、潮位等のデータについて、前年度までの成果に時間の経過に伴う新たなデータを追加する。加えて、三角測量データの収集・整理を行い、明治時代以降地殻水平変動の時空間的な分布についてまとめる。また、東海地域や豊後水道のスロースリップについて、データの総合的な再解析を実施し、断層すべりの時空間発展を推定する。
- 4) 平成23年度：GPS、水準測量、潮位等のデータについて、前年度までの成果に時間の経過に伴う新たなデータを追加する。また、地震活動データを整理し、プレート境界の固着やすべりに伴う応力変化が反映されていないかどうか検討する。1944年東南海地震、1946年南海地震等GPSデータの無い時代のイベントについて、上下変動データおよび水平変動データの両方を用いた総合的な再解析を実施し、断層すべりの分布を推定する。
- 5) 平成24年度：GPS、水準測量、潮位等のデータについて、前年度までの成果に時間の経過に伴う新たなデータを追加する。前年度までに推定した大地震およびスロースリップ時のすべり分布を拘束条件として、南海トラフにおける過去約120年間における断層固着・すべりの時空間発展を信頼度を伴った形で推定し、その結果に基づいてデータベースを構築する。

(e) 平成20年度業務目的

様々な観測データの収集・データベース化の方針を策定する。南海トラフにおける1990年代以降のGPS観測結果を、国土地理院の座標値データを用いて整理する。特に、東海地域や豊後水道で発生したスロースリップについては地殻変動の詳細な時空間分布を整理する。また、プレート境界面のすべりの時空間発展を推定するためのプログラム開発に着手する。東大地震研の微小地震観測網で1990年以降に観測された関東・甲信越・東海地域のM3.5以上の地震を再検測するために波形を編集し、再検測を一部開始する。

(2) 平成20年度の成果

(a) 業務の要約

測地データに関する調査の収集、データベース化の方針について検討し、方針を策定した。国土地理院における GPS および水準測量データについて調査し、現時点で入手可能なものを入手し、解析を開始した。東海・東南海地域において GPS データの解析を実施し、プレート境界における固着すべりの時空間的な変化を推定するとともに、陸域におけるブロック回転運動やブロック間の相互作用、各ブロック内のひずみ速度を推定した。水準測量データから駿河湾北岸部における地殻変動の時間変化について整理し、1923 年関東地震の頃を境に上下変動速度が有意に変化していることを見いたした。紀伊半島においては、ボアホールひずみ計のデータを解析して短期的スロースリップの解析を行い、深部低周波微動活動と同期するものとしないものがあることを明らかにした。また、微小地震観測波形の再検測を行い、震源とマグニチュードを再決定した。

(b) 業務の成果

1) 測地データの調査・収集

本研究では、明治時代以来蓄積された測地測量データを整理して、南海トラフの地震サイクルに伴う地殻変動の全容を明らかにするとともに、その解析によってプレート境界面における断層すべり・固着の時空間分布を求める。初年度である平成20年度は、まず、国土地理院の GPS データ、水準測量データについて入手可能なデータに関する調査を行った。その結果、GPS の座標値データについては、新たな解析手法による結果が平成21年度に公開予定であり、精度の改善が見込まれることから、さしあたり従来のデータを利用して解析作業を進め、新しいデータが公開された時点で内容を更新することにした。水準測量データについては、国土地理院内においてデータベースの改訂作業が進んでいく途中であることが分かったが、完了までには数年かかる見込みであるため、既存のデータを入手して解析作業に着手した。また、これらの情報に基づいて観測データのデータベース化の方針について検討した。

2) GPS データによるプレート境界の固着すべり分布の推定

東海・東南海地震震源域の周辺に位置する中部・近畿地方の GPS データを解

析してプレート境界面の固着すべり分布を推定した。解析は 2000～2005 年に発生した東海スロースリップの発生前、発生中、発生後と 3 つの期間に区分して行い、それぞれの時期について求めた平均的な地殻変動速度（水平・上下）をデータとした。この地域の地殻変動は、プレート境界からの影響だけでなく、内陸の短縮変形の影響が顕著に見られるという特徴がある。そのため、陸側プレートを複数のブロックに分割し、それぞれの定常的な運動とブロック間の断層のすべり欠損および各ブロックにおいて一様なひずみを同時に推定した。解析にはブロック断層モデルの解析ソフトウェアである DEFNODE¹⁾を使用した。地表変位の断層すべりに対する応答は半無限弾性体のものが使われている。内陸のブロック分割は客観的に最適な分割モデルの選定が問題となるが、ここでは AIC（赤池情報量基準）を用いて最適な分割モデルを推定した。解析結果は図 1～3 に示す通りである。図 1 は、観測された GPS 速度ベクトルデータを、ブロックの剛体回転、ブロック間相互作用、ブロック内の一様ひずみの重ね合わせとして表現される様子を示したものである。図 2 は、スロースリップの発生前、発生中、発生後の各期間について、プレート境界面上のすべり・固着分布を推定した結果である。スロースリップ期間中には浜名湖よりやや北側のプレート境界を中心としてプレートの沈み込みに対するリバウンドが起きていることが分かる。図 3 は、浜名湖付近と紀伊半島でプレート沈み込み方向にすべり欠損の深さ方向の変化を表したものであるが、紀伊半島側では固着がより深いところまで及ぶこと、スロースリップの影響が深さ 30km 付近を中心に深さ 20–35km の範囲で見えること、スロースリップ発生後、深さ 30km 付近の固着が十分に回復していないように見えることなどが分かる。

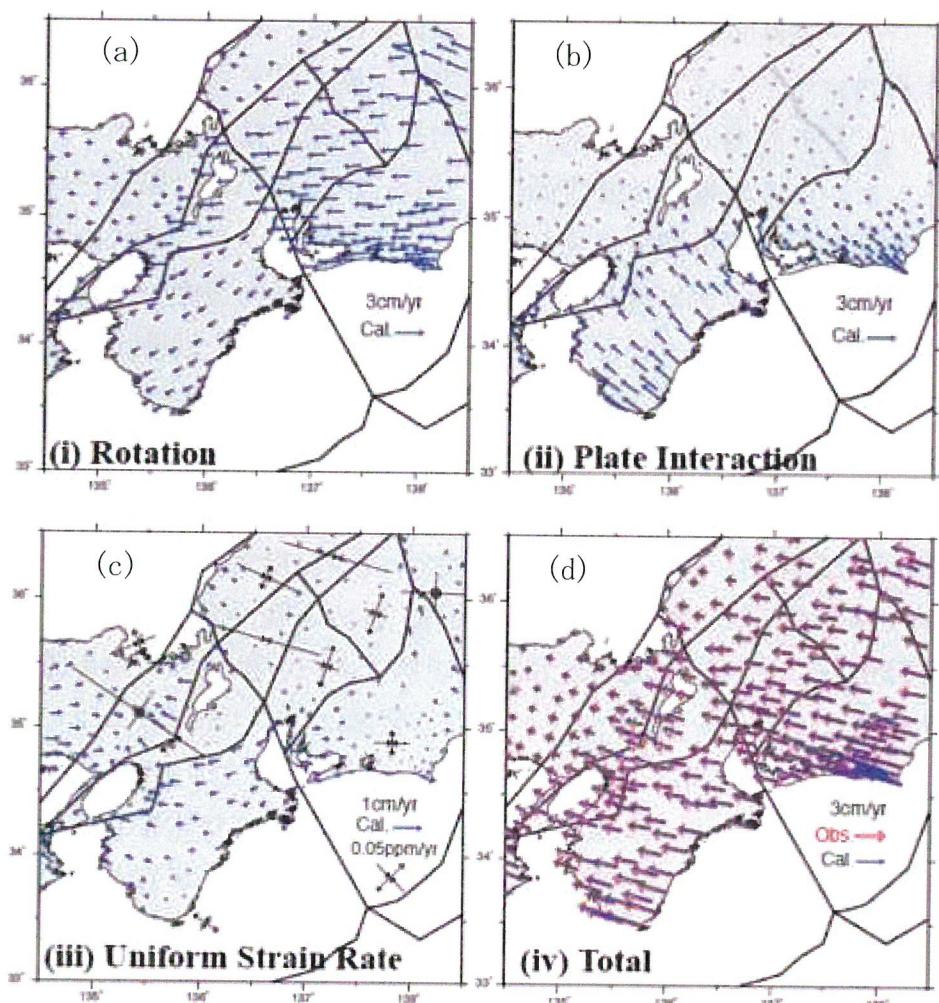


図1 逆解析により推定されたGPS速度ベクトルの(a)ブロック回転成分、(b)ブロック間相互作用成分、(c)ブロック内ひずみ成分。(d)は観測データと計算値の比較。

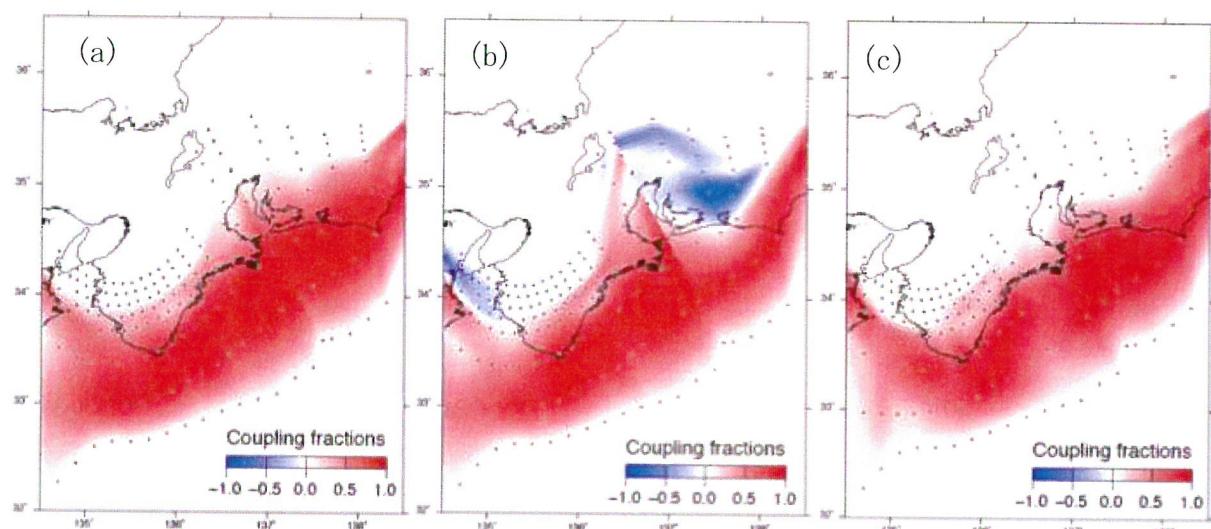


図2 東海・東南海地域におけるプレート境界面でのすべり欠損分布。(a)スロースリップ発生前(1996～2000)。(b)スロースリップ発生中(2001～2004)。(c)スロースリップ発生後(2006～2008)。

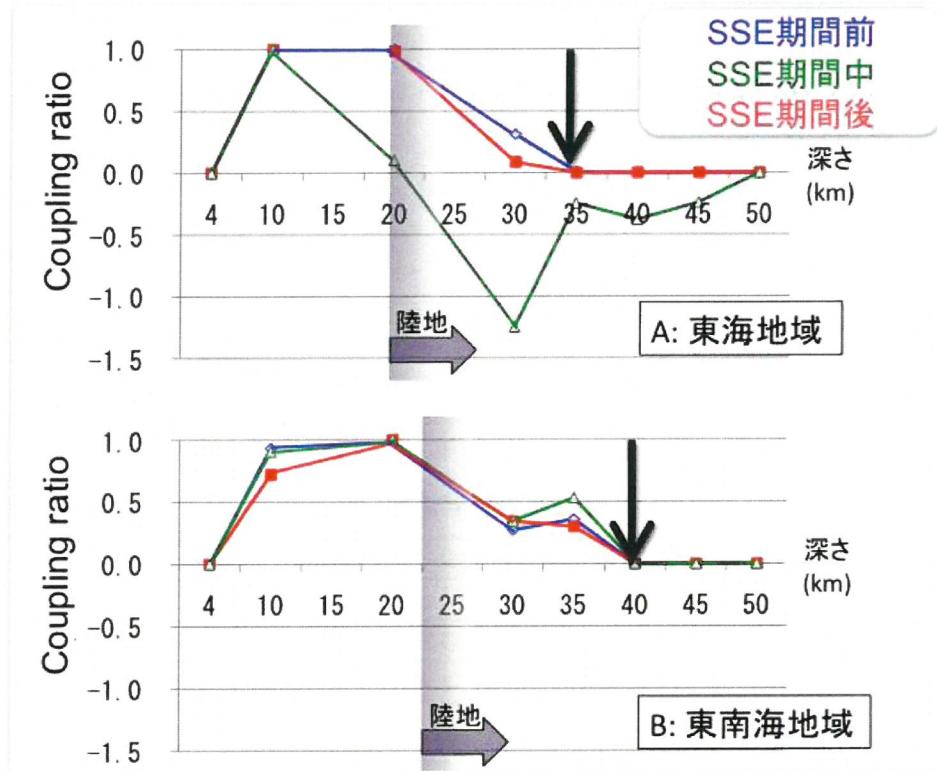
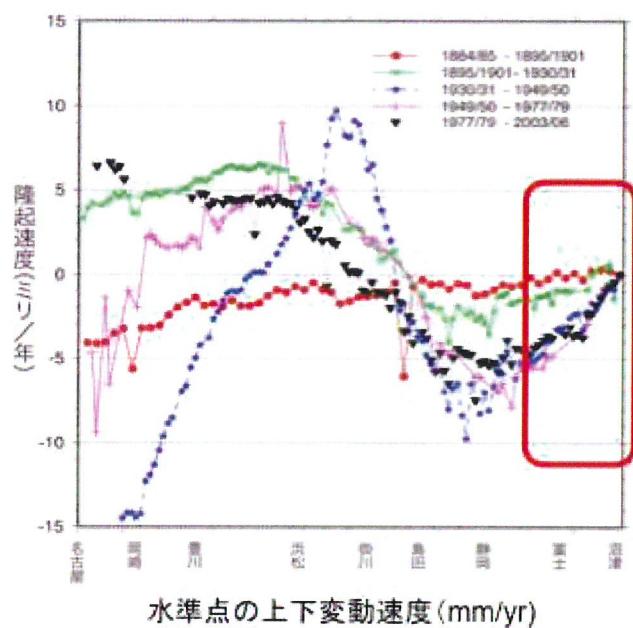


図3 すべり欠損の深さ方向の変化

3) 水準測量データに基づく地殻変動の時空間変化の推定

次に、水準測量データを解析して東海地域東部における地殻変動の時空間変化について整理した。図4のグラフは、名古屋～沼津間における水準点の上下変動速度を、沼津を基準として整理したものであるが²⁾、駿河湾周辺において、1930年以前とそれ以降とで沈降速度が有意に変化している様子が見える。図4のグラフでは、過去120年間に行われた測量の一部のデータしか解析されていなかったので、すべてのデータについて整理を行い、また、1923年関東地震や1930年北伊豆地震による沼津の上下変動も考慮して、長期間にわたる水準点68の変動の様子を時系列で表したのが図5である。図5を見ると、1923年関東地震を境に沈降速度が顕著に変化し、沈降が加速している様子が分かる。駿河湾周辺では1854年の安静東海地震以降大地震が発生しているため、地殻変動は一定速度で進行していたと考えがちであるが、実際にはそうではなかったことが

明らかになった。



BM	1900-1930	1930-1950	1950-1978	平均值
J60	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.50	-0.55	-0.44	-0.11
63-1(E)	-0.81	-2.16	-1.92	-1.55
68	-1.07	-4.00	-3.14	-2.56

図4 駿河湾北岸周辺の水準点の沼津に対する上下変動速度

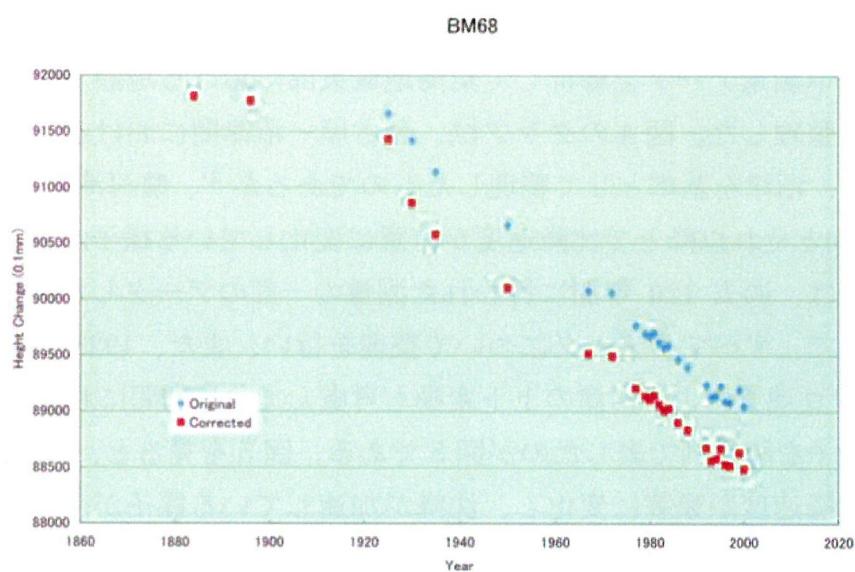


図5 水準点68(蒲原)の沼津に対する上下変動の時間変化

4) 地殻変動連続観測データに基づくスロースリップの解析

また、紀伊半島では和歌山県新宮市に設置されたボアホール歪み計のデータ解析を実施して、紀伊半島南部の短期的スロースリップに関する解析を実施した。その結果、2004～2008年の4年間に12回のイベントが発生していたことを見いだし、そのうちの半分は低周波微動活動と同期するが、残りの半分が同期していないことを明らかにした（図6）。また、各イベントについて断層モデルの推定を行ったところ、微動活動を伴う短期的スロースリップは奈良県南部の微動活動に対応し微動活動域の断層運動の結果と考えられること、微動活動を伴わない短期的スロースリップの断層モデルは三重県と奈良県の微動活動の間に見られる微動活動のギャップに位置することが分かった（図7）。

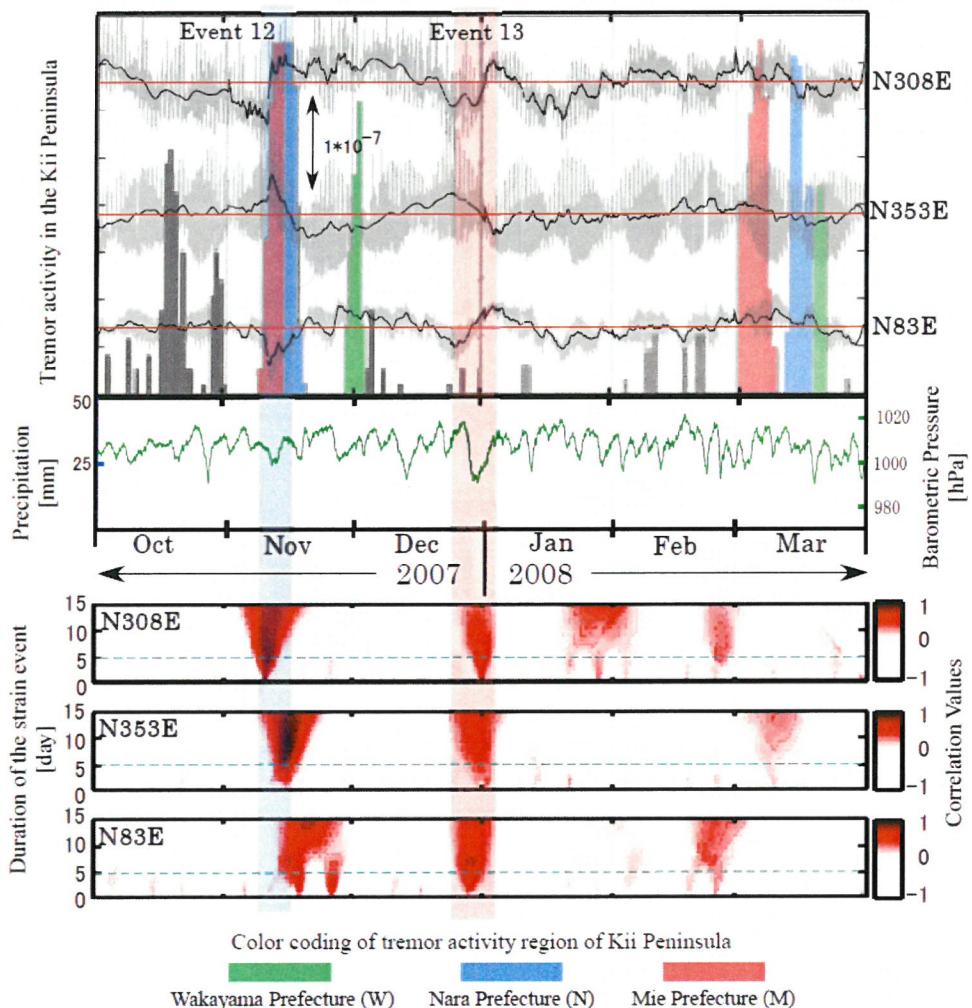


図6 新宮市のボアホールひずみ計におけるひずみ記録。背景の棒グラフは微動の活動度を示す。この期間中2つのスロースリップが検出されており、イベ

ント12は奈良県の微動活動に対応するが、イベント13は対応する微動活動がない。下段のグラフは、N型相關子を用いたひずみ計の相関解析の結果で、ステップ的なひずみ変化が起きている部分が赤で示されている。

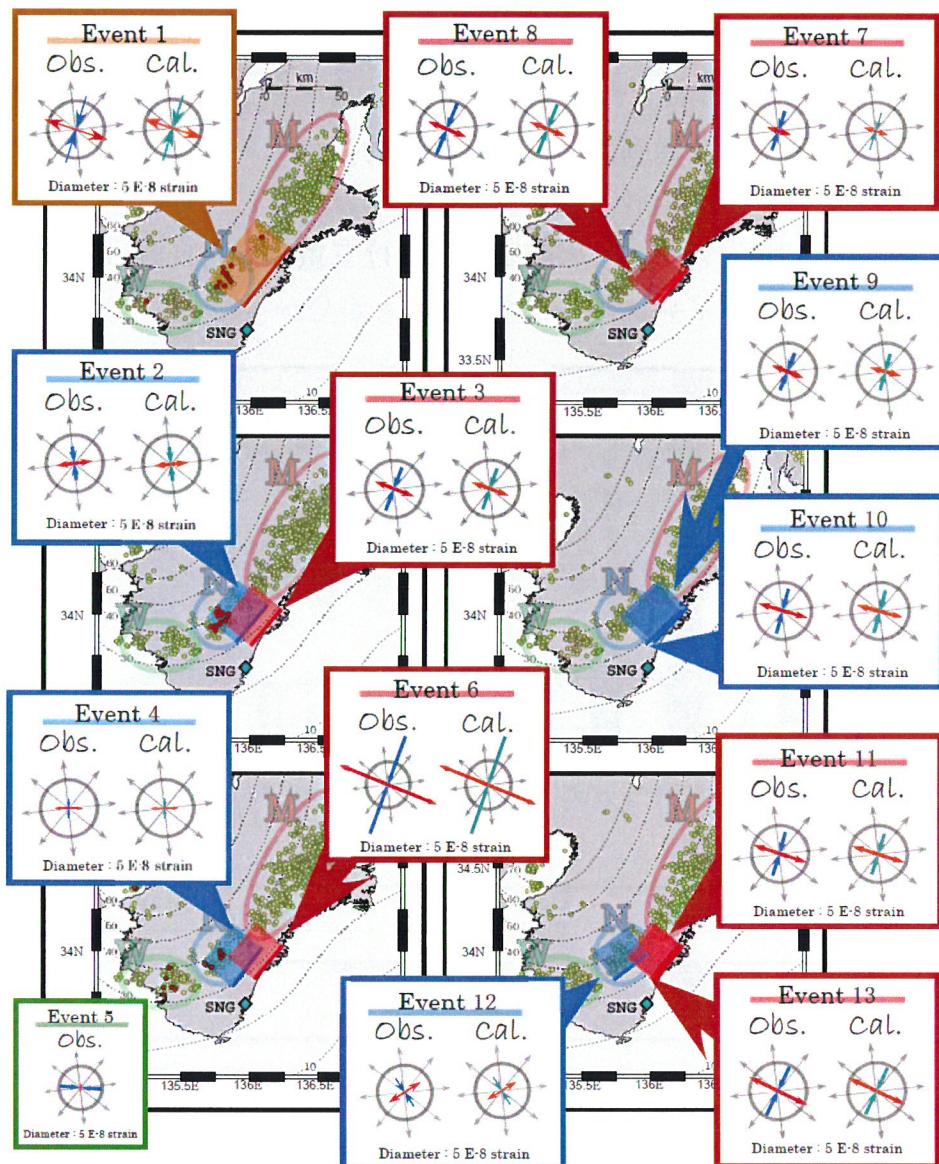


図7 新宮のボアホールひずみ計で見つかった短期的スロースリップに関する断層モデルの推定結果。青い断層モデルは微動活動を伴うスロースリップ、赤い断層モデルは微動活動を伴わないスロースリップに対応している。

さらに、南海トラフにおけるプレート境界の固着域の分布やすべりの時空間

発展を推定するための新たなプログラム開発に着手し、作業を進めている。

5) 地震活動データベースの整備

地震活動の長期変化から広域応力場の時間変化を検出するために、1994年1月1日から2007年12月31日までの間に関東地方および東海・東南海地域で発生したM4.0以上の地震の震源およびMを再決定した（図8）。再決定には、東京大学地震研究所が関東甲信越に展開している微小地震観測点、名古屋大学と東北大学が展開している観測点、および気象庁の東海沖と房総沖の海底地震計など、合計23か所を使用した。記録された1787個のイベント波形ファイルのP波・S波到着時と最大振幅を、全て手動により注意深く再検測し、それらのデータを使用して震源とMを再決定した。選定した23か所の観測点は期間中に観測条件が変化していないこと、再検測は検測経験豊富な一人の作業員が行ったことなどから、作成された地震カタログは時間的・空間的に極めて均質であると考えられる。下図は、作成された地震カタログから余震や群発地震などを取り除いて、領域全体のバックグラウンドの定常的な地震活動度を見たものである。14年間で1253個、約90個／年の発生頻度が維持されていることが分かる。一元化やHi-net観測網整備の影響は見られない。2004年に小さなステップが見られるがこれは新潟県中越地震の影響だと考えられる。

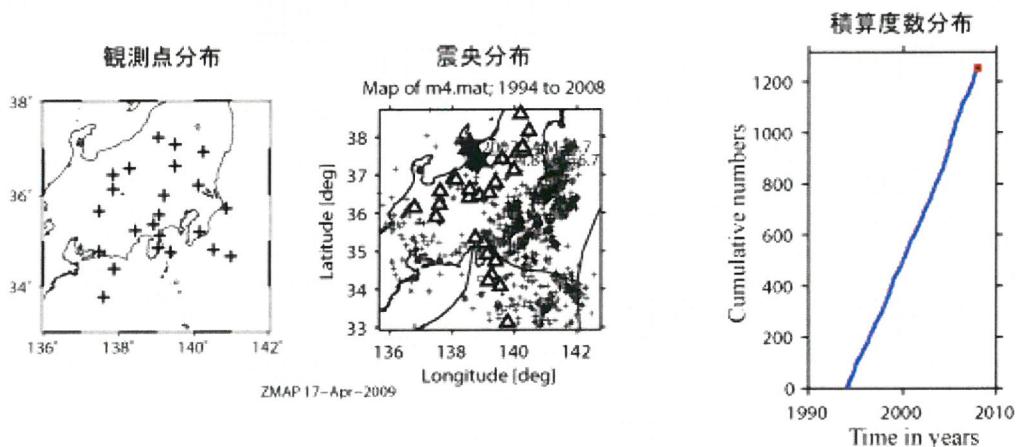


図8 関東・東海地域における震源再決定結果

(d) 結論ならびに今後の課題

平成20年度は年度途中からの研究開始となったため、体制を整えるまでに時

間を要したが、業務目的はおおむね達成できた。測地データに関する調査の結果、GPS データについては 2009 年度から再解析された結果が使えることが判明したので、この新しい解を用いて解析を進めることが次年度の重要な課題である。特に個々のスロースリップイベントに関する詳細なすべりの時空間分布の解析は早急に進める必要がある。

水準測量データの予備的な解析から、地震間の時期においても地殻変動パターンが有意に変化している可能性が見えてきた。今後、より長期、広域のデータについて整理を行い、地震サイクルに伴う地殻変動の特徴を明らかにしていくとともに、そのデータに基づくプレート境界の固着-すべりの時空間変化解明を目指していく。

(e) 引用文献

- 1) McCaffrey, R., Crustal block rotations and plate coupling, Plate Boundary Zones (ed. by S. Stein and J. Freymueller), Geodynamics Series 30, 101-122, Am. Geophys. Union, 2002.
- 2) 鷺谷威・大石陽・宮島力雄・石川渓太・大園真子・小澤和浩, 水準測量データから見た東海地域におけるプレート境界挙動の時空間変動（2），日本地球惑星科学連合 2007 年大会, T234-010, 千葉, 2007/5/19.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月 日
鷺谷威	GPS 観測による日本列島の地震テクトニクス	地震	印刷中
Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura	Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion	Nature Geoscience, 2, 141-144	2009 年 2 月
鷺谷威	プレートの沈み込みに伴う地殻変動の逆解析-我々は何を見ているのか?-	日本地球惑星科学連合 2008 年大会, J245-005	2009 年 5 月 29 日

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 21 年度業務計画案

平成 20 年度に引き続いだ、GPS データ、水準測量データの収集・整理を進め
る。また、潮位観測データについても収集・整理を行う。

これらのデータに基づいて、駿河湾以西、四国までの南海トラフ沿岸地域に
おける上下変動の時空間分布についてまとめる。これにより、地震サイクルに
伴う地殻上下変動の全容が現時点において可能な範囲で明らかになる予定であ
る。

また、プレート境界面の固着-すべり状態の履歴から摩擦特性（断層構成関係）
を推定するために、地殻変動観測データの解析により、西南日本域のプレート
沈み込み境界面における固着-すべり状態の推定を進める。この地域の解析にお
いては、プレート境界の沈み込みの影響に加えて内陸の短縮変形の影響が顕著
であり、それを除去する適切な手法の開発が必要となる。

地表の GPS データからプレート境界の固着域の推定する際には、地表の観測
点の分布および観測誤差によってすべり欠損分布推定精度には限界があると考
えられる。フォワード計算により得られた地殻変動を現実的な観測点配置や観
測誤差を想定して逆解析することにより、逆解析の精度や解像度について評価
を行う。

GPS データは、2009 年 4 月から新しい解析結果 (F3 解) が公開されたので、
これを用いて過去の解析結果の見直しを実施する。特に、豊後水道のスロース
リップについて、すべりの時空間発展について検討を行い、過去の解析結果や、
周辺で発生した地震のアスペリティとの比較を行う。

引き続き平成 20 年度と同様な再検測作業を行う。対象とする地震は、M3.6

以上 M4.0 未満の約 1500 個である。期間や地域、観測点等、他の条件は変更しない。地震数が増えることにより、東海・東南海地域および周辺域の地震活動度の時間的・空間的变化をより高分解能で把握することができるはずである。

サブプロジェクト（2）②

過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多 様性の評価

担当：国立大学法人高知大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
高知大学理学部	教授	岡村 真	mako-ok@kochi-u.ac.jp
高知大学理学部	准教授	松岡裕美	matsuoka@kochi-u.ac.jp
東京大学地震研究所地震予知情報センター	教授	佐竹健治	satake@eri.u-tokyo.ac.jp

(c) 業務の目的

南海トラフ沿いの沿岸域湖沼に地質記録として残された津波の痕跡を調査することにより、百数十年とされている南海トラフの海溝型巨大地震発生サイクルを超えた、過去数千年間にわたる地震履歴を明らかにすることを目的とする。また、津波の痕跡以外の地震動などの情報も交えることで、巨大地震の発生履歴を再検討する。こうした過去の地震履歴から、地震発生サイクルごとの規模や再来間隔などの違いを明らかにし、その多様性をもたらす原因解明の一助とする。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度： 南海トラフ沿いの東海地域における過去の地震履歴を明らかにするために、浜名湖湖底の調査を行う。主に音波探査を中心として湖底堆積物の分布様式を調べ、湖の古環境変化を明らかにすることにより、次年度の津波堆積物調査の基礎データとする。また、主として南海トラフを例として、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴を再検討する手法（地震活動・地震波解析・津波モデルなど）の高度化を図る。

2) 平成21年度： 南海トラフ沿いの東海地域における過去の地震履歴を明らかにするために、浜名湖湖底の調査を行う。湖底堆積物の採取・分析・放射性炭素年代測定を行い、過去の津波堆積物の分布と堆積年代を明らかにする。また、南海トラフにおける、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴を、津波モデル・地震活動・地震波解析などに基づいて再検討する。

3) 平成22年度： 南海トラフ沿いの東南海地域における過去の地震履歴を明らかにするために、調査範囲を紀伊半島沿岸域に広げ、紀伊長島町周辺の湖沼で調査をおこなう。湖底堆積物の採取・分析・放射性炭素年代測定を行い、過去の津波堆積物の分布と堆積年代を明らかにする。また、日本海溝・千島海溝における、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴と同じ手法で再検討し、南海トラフにおける再検討結果と比較する。

4) 平成23年度： 南海トラフ沿いの東南海地域における過去の地震履歴を明らかにするために、尾鷲市周辺の湖沼で調査をおこなう。湖底堆積物の採取・分析・放射性炭素年代測定を行い、過去の津波堆積物の分布と堆積年代を明らかにする。また、海外の沈み込み帯における、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴と同じ手法で再検討し、南海トラフにおける再検討結果と比較する。

5) 平成24年度： 浜名湖周辺域、紀伊半島沿岸域、そしてこれまでに明らかになっている四国および九州沿岸域の結果を総合し、過去約3000年程度の南海トラフの海溝型巨大地震発生サイクルについて、規模や再来間隔などの違いをまとめるとともに、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴の総合的検討を行う。そして、他の研究テーマから得られたシミュレーション結果との整合性を検討する。

(e) 平成20年度業務目的

南海トラフ沿いの東海地域における過去の地震履歴を明らかにするため、浜名湖湖底において、主に音波探査を中心として湖底堆積物の分布様式を調べ、湖の古環境変化を明らかにすることにより、次年度に予定している津波堆積物調査の基礎データとする。また、主として南海トラフを例として、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴の再検討を行い、地震活動・地震波解析・津波モデルなどの高度化を図る。

(2) 平成20年度の成果

(a) 業務の要約

南海トラフ沿いの東海地域における過去の地震履歴を明らかにするために、浜名湖において地質記録に残された過去の津波の調査を行った。高分解能音波探査を行い、湖底下 10m程度の音響断面図を得て解析を行うとともに、ピストンコアリングによって湖底下 4m程度の柱状試料を 8 本採取し分析を行った。

音響断面図と堆積物の分析結果から、湖底下約 1m と 2m にイベントを示唆すると思われる顕著な砂層が分布していることが明らかになった。年代測定の結果から、深度 1m の砂層は西暦 1707 年の宝永地震の津波に対比することができ、深度 2m の砂層は 35004000 年前のイベントであることがわかった。音響断面図の解析から、深度 2m の砂層の堆積時には大きな堆積環境の変化が起こったこと、地域的な地盤の変動があったことが明らかになり、伏在的な活断層の活動が示唆される。

1707 年の宝永南海地震による津波は、1498 年に湖口が海とつながって以降の過去 500 年間では浜名湖において最大のイベントであったことが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

業務は主に津波堆積物の調査による過去の地震履歴を明らかにする研究と、シミュレーションにもとづく大地震発生サイクルと連動条件評価の研究の 2 つを行った。

(c) 業務の成果

1)津波堆積物調査による過去の地震履歴の解明

a) 目的および方法

南海地震連動性評価の基礎資料とすることを目的として、地質記録に残された過去の津波の調査を行った。現在、南海トラフ沿岸域においては大分県佐伯市米水津間越の龍神池、高知県須崎市ただす池などのいくつかの湖沼において過去数千年間の津波履歴が明らかにされているが、東部域のデータが少ないことから今年度は浜名湖において津波履歴を明らかにすることを目的とした。

浜名湖は直径 10km 程度の湖で、かつては淡水湖であったが 1498 年の明応南海地震の津波によって今切口と呼ばれる湖口部が開いて海とつながり、現在は汽水湖となっている。この時の津波は、湖の最奥にあたる三ヶ日の集落にまで達していることが歴史記録から明らかにされている。また、1707 年の宝永南海地震、1854 年の安政南海地震においても浜名湖周辺域は大きな被害が記録されている。

浜名湖の湖盆は湖の中央部を北東－南西方向に走る比高 5m程度の小崖によって水深 10m程度の北湖盆と水深 23m程度の南湖盆に分けられており、北湖盆は主に泥によって覆われているが、南湖盆は主に沿岸からもたらされた砂が分布している。この小崖から北湖盆の南側の湖域において、過去の津波履歴を明らかにすることを目的として音波探査と湖底堆積物の採取を行った（図 1）。

まず 8 月に、湖底の堆積物の分布状況を明らかにするために、高分解能音波探査を行った。音波探査はソノプローブ（カイジョー電気製 SP-3W 型地層探査機）を用いて 312KHz の周波数で行い、船位は漁船用 GPS を用いて記録した。測線は南北方向に 1.56km の長さで 12 本、測線総距離は約 40km である（図 2）。さらに 9 月には、湖底堆積物の観察と年代測定を行うために、ピストンコアリングによって長さ 4m程度の柱状試料を 9 本採取した。コアリングは、測線 3 に沿って小崖の麓から北湖盆にかけて行った。このうち 4 本について試料の写真撮影、帶磁率測定などの基礎的処理を行い、現在、微化石分析、粒度分析を継続中である。また、27 試料について放射性炭素年代測定を、株地球科学研究所に依頼し、Beta 社において AMS を用いて行った。

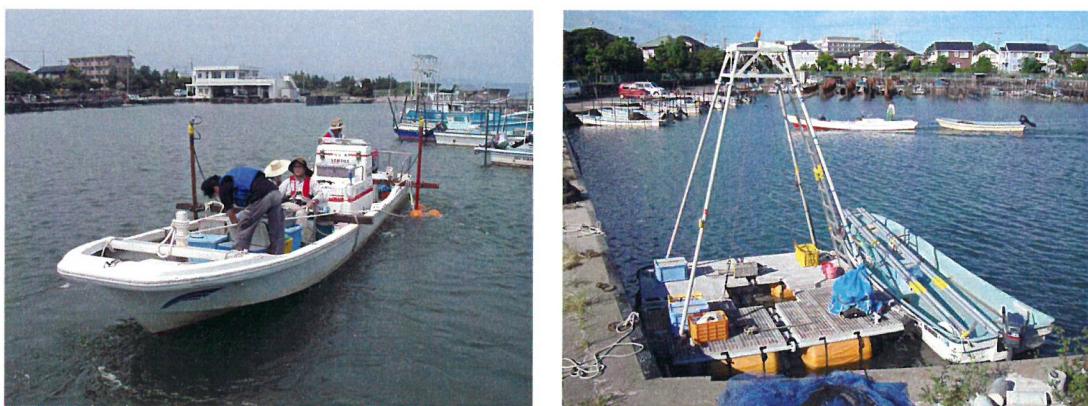


図1 音波探査船（左）およびコアリングいかだ（右）。

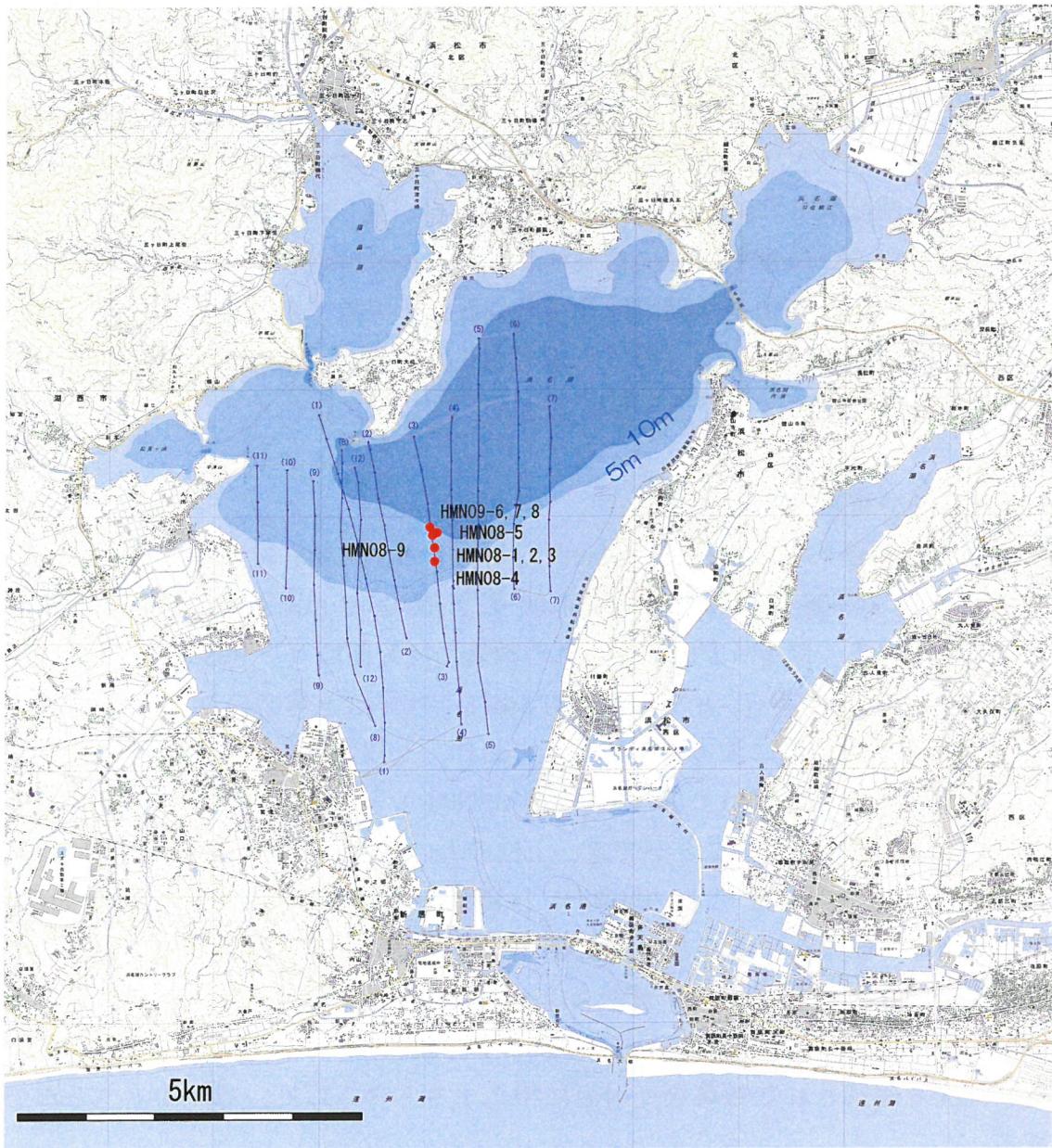


図2 浜名湖の音波探査測線およびコアリング位置。音波探査測線は青線、測線番号は青カッコ、コアリング位置は赤丸で示す。コアはHMN08-1からHMN08-9までの9本採取。湖域で薄い水色の範囲は水深5m以浅、青色の範囲は水深5m以深、最も濃い青色の範囲は水深10m以深を示す。地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図を使用。

b) 音波探査結果

音波探査によって小崖から北湖盆にかけての湖域において 12 本の音響断面図を探ることができた（図 3）。小崖付近では湖底下約 20mまでの情報が得られているが、湖盆地では湖底下 35mに音波散乱層が見られ、それ以深を見ることができない。これは堆積物中に含まれる有機物が分解されてできたガスによるものと考えられ、富栄養な湖沼に普通に見られる現象である。特徴的な反射面は湖底下約 23mに見られ、小崖から北湖盆にかけて広く分布していることがわかる。小崖付近における音響基盤面は湖底下約 12mに存在する。

c) 堆積物の分析結果

現在分析を進めているのは、HMN08-1、HMN08-3、HMN08-7、HMN08-8 の 4 本のコアである。HMN08-1 と HMN08-3、HMN08-7 と HMN08-8 はそれぞれほぼ同じ地点で採取している。音響断面図に見られる顕著な反射面はコア HMN08-1、3 では深度約 2m、コア HMN08-7、8 では深度約 3mに存在すると考えられる（図 4）。

コア試料は主に泥によって構成されており、上部は黒色、下部は淡褐色を示している（図 5）。砂層は小崖に近いコア HMN08-1 と HMN08-3 では、深度約 1m と約 2m の 2 層確認することができ、上位のものは数 cm の厚さだが、下位のものは 10cm 程度の厚さを示す。HMN08-7 と HMN08-8 では深度約 3m に厚さ 1 cm 程度の砂層を 1 層確認することができる。また、深度 2.6m にスコリア質の火山灰層、その約 5 cm 下位にパミス質の火山灰層のペアが見られる。コア HMN08-1 と HMN08-3 の深度約 2m の砂層とコア HMN08-7 と HMN08-8 の深度約 3m の砂層は音響断面図で確認された顕著な反射面に相当すると考えられ、対比することができる。

27 個の放射性炭素年代測定に用いた試料とその結果を表 1 にまとめた。これらのコア試料では、上位 1m 程度は貝殻片等の炭酸塩を豊富に含んでいるが、下位では炭酸塩に乏しく、信頼性の高い年代測定試料を得ることが難しかった。特にコア HMN08-1 と HMN08-3 よりも、湖奥に位置するコア HMN08-7 と HMN08-8 において信頼性の高い試料が少ない。年代測定の結果からは、コア HMN08-1 と HMN08-3 においては、深度約 2m の砂層を境界として、およそ 1,5004,000 cal yBP の間の堆積間隙があることがわかった（図 6）。一方、コア HMN08-7 と HMN08-8 では、堆積速度の変化はあるものの、ほぼ安定して堆積が行われていたと考え

られる。コア HMN08-1 と HMN08-3 に見られた 2 層の砂層は、上位は約 300 年前、下位は約 3500-4000 年前に相当することがわかった。スコリア質の火山灰とパミス質の火山灰のペアは約 3000 cal yBP の年代値を示し、2500-2800 cal yBP とされる富士大沢スコリア、31263-145 cal yBP とされる天城カワゴ平火山灰¹⁾に相当すると考えられる。

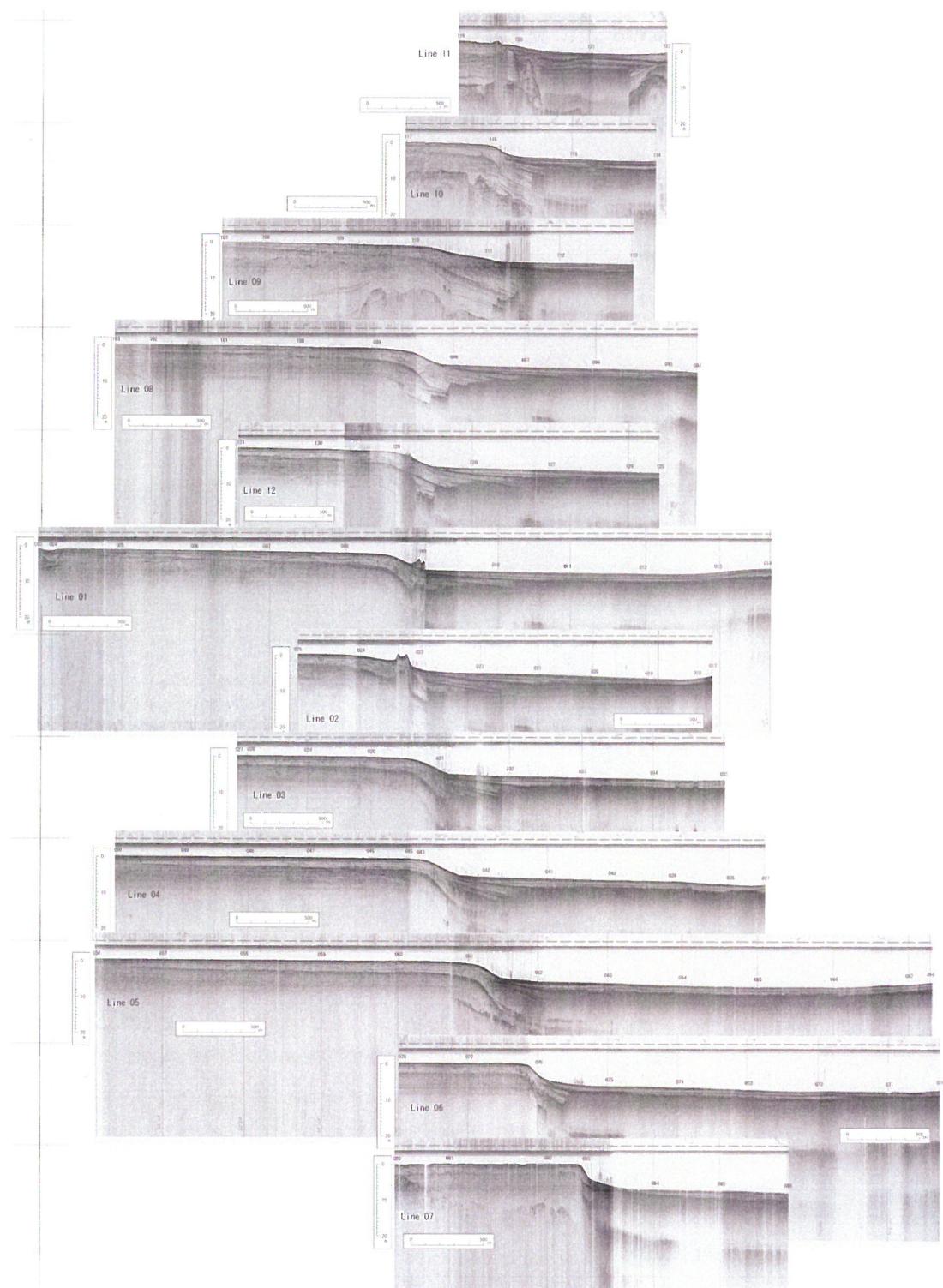


図3 浜名湖における音響断面図。図の左側が南、右側が北となる。スケールバーは縦が20m、横が500mで、縦横比は約1:25である。

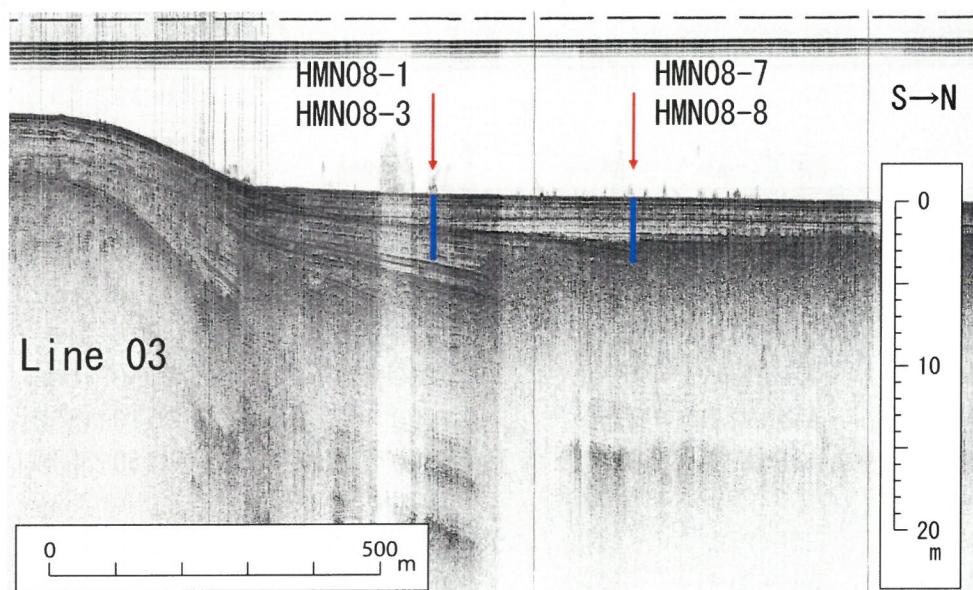


図4 コアリング地点の音響断面図（測線3）。湖底下深度23mに顕著な反射面が見られる。右半分に見られる雲状の影が音波散乱層。

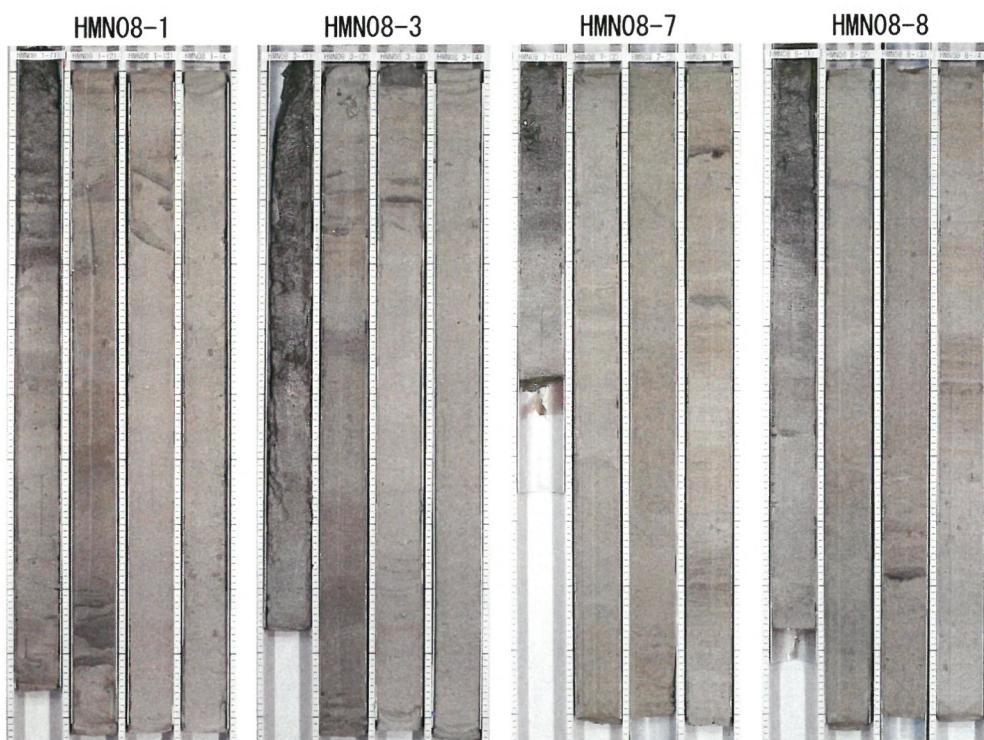


図5 コア写真。それぞれのコアは約1mの4つのセクションから成り、それぞれ左上が最上位（湖底）で右下が最下位。

表 1 放射性年代測定試料と結果

コア	深度(cm)	試料	yBP	cal yBP (2 σ)
HMN08-1	33-36	貝殻	500 ± 40	250-0
HMN08-1	69-72	貝殻	630 ± 40	330-230
HMN08-1	72-75	貝殻	680 ± 40	420-260
HMN08-1	111-113	植物片	370 ± 40	510-310
HMN08-1	113-115	植物片	280 ± 40	460-160
HMN08-1	171-174	ビート	1700 ± 40	1710-1530
HMN08-1	189-192	ビート	3690 ± 50	4150-3910
HMN08-1	207-209	植物片	3620 ± 40	4080-3840
HMN08-1	250-253	貝殻	4540 ± 40	4830-4630
HMN08-1	312-315	貝殻	4560 ± 40	4840-4680
HMN08-1	397-401	貝殻	5020 ± 40	5460-5290
HMN08-3	36-39	貝殻	109.7 0.4pMC	
HMN08-3	75-78	貝殻	610 ± 40	310-140
HMN08-3	101-104	貝殻	680 ± 40	420-260
HMN08-3	107-110	植物片	260 ± 40	430-0
HMN08-3	111-114	ビート	930 ± 40	930-740
HMN08-3	125-128	植物片	310 ± 40	490-290
HMN08-3	198-201	ビート	4820 ± 50	5640-5470
HMN08-7	78-81	堆積物	1100 ± 40	1070-930
HMN08-7	111-114	堆積物	1030 ± 40	1050-910
HMN08-7	199-202	堆積物	1800 ± 40	1830-1620
HMN08-8	48-51	堆積物	780 ± 40	750-670
HMN08-8	66-69	貝殻	470 ± 40	230-0
HMN08-8	119-122	堆積物	1150 ± 40	1170-960
HMN08-8	239-242	植物片	2530 ± 40	2750-2480
HMN08-8	258-261	ビート	2940 ± 40	3230-2960
HMN08-8	338-341	ビート	4260 ± 50	4880-4660

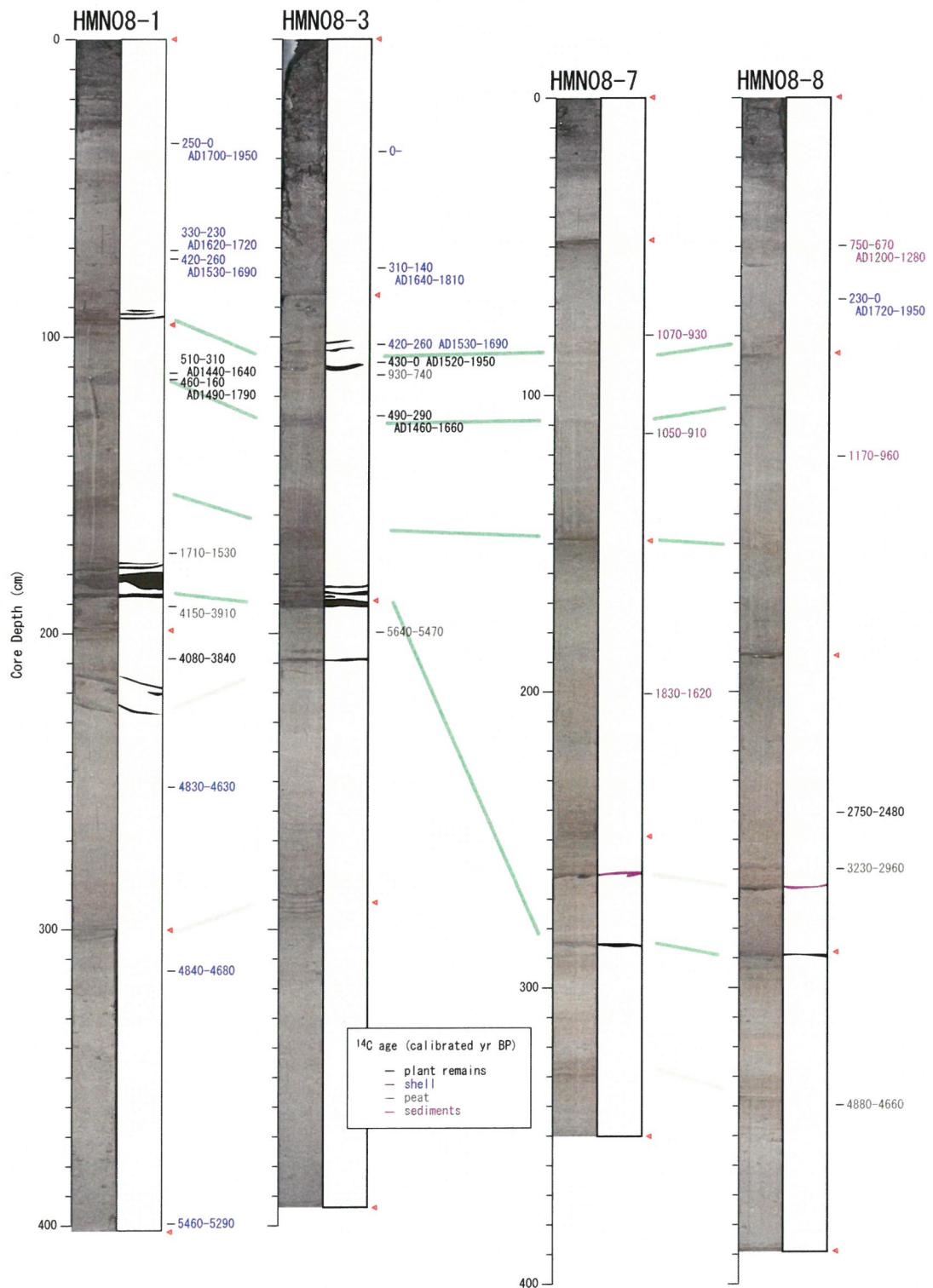


図6 コアの模式柱状図と対比。黒色で描かれているのが砂層、紫色はスコリア質の火山灰層。コア HMN08-1 と HMN08-3 には大きな堆積間隙が見られる。

d) 考察

コア HMN08-1 と HMN08-3 に確認された 2 層の砂層のうち、上位の砂層は約 300 年前という年代値から宝永南海地震の津波によるものと考えられる。浜名湖では宝永南海地震による津波だけでなく安政南海地震による津波でも被害が記録されているが、堆積物記録に残されているのは過去 500 年間でこの 1 回のみである。下位の砂層は約 3500-4000 年前と考えられ、過去約 5000 年間に 1 回のイベントであり、南海地震津波によるものとは考え難い。数千年に 1 回の超巨大な連動型南海地震が発生した可能性もあるが、これまでに調査された大分県の龍神池や高知県のただす池では、過去 5000 年間にそのようなイベントは確認されていない。従ってこのイベントは、より地域的なものである可能性が高い。

音響断面図を詳細に検討すると、湖底下 23m の顕著な砂層およびそれより下位の地層は上位の水平な地層に対して斜交している（図 3）。津波によって砂が運ばれて堆積しただけではこのような構造の形成は難しく、砂層の堆積が頃動運動を伴うイベントであることが示唆される。コアリング地点よりも西側の測線 10 では、顕著な反射面とそれより下位の地層は変形を受けているが、それより上位の地層はほぼ水平に堆積していることがわかる（図 7）。浜名湖周辺においては海成段丘や河成段丘が発達するが²⁾、これらの段丘面は湖の北方に向かって傾く頃動運動を示す。北東-南西方向に延びている北湖盆の形状は周辺の地形と調和しており、第四紀の構造運動を反映していると考えられてきた³⁾。伏在する活断層の活動に伴った地盤の頃動運動とデルタ先端域の崩壊というイベントが、音響断面図に示された地層の頃動や変形、さらにコア堆積物中に見られる大きな堆積間隙を最もよく説明することができるようと思われる。

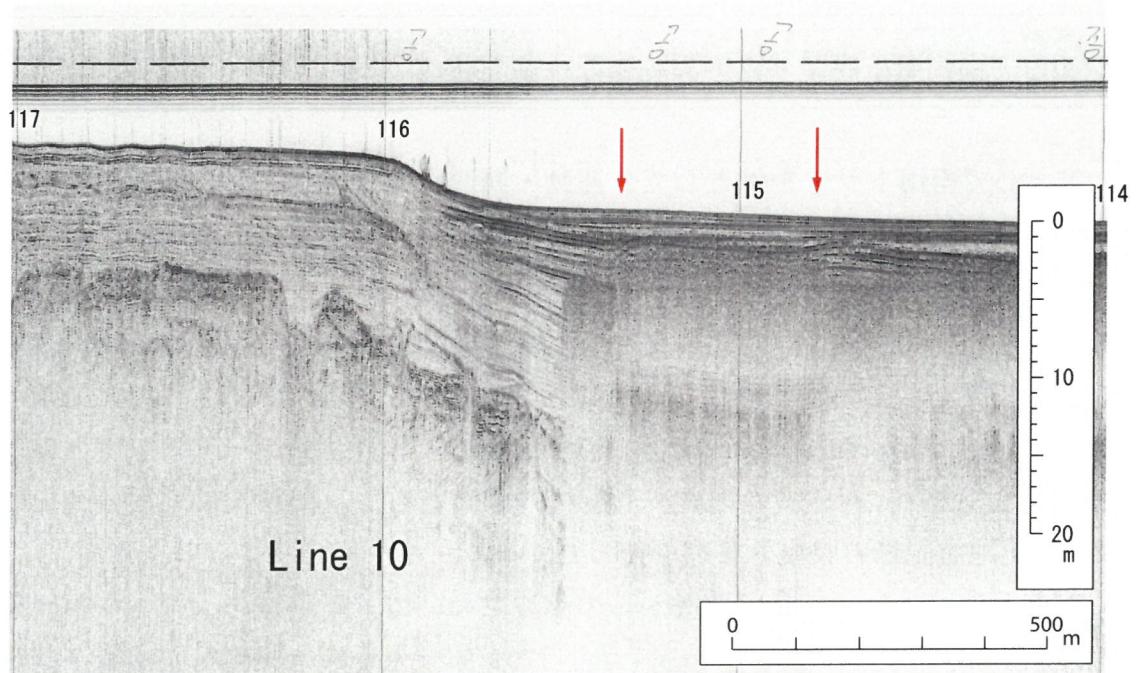


図7 音響断面図（測線10）。湖底下23mの反射面が波打つように変形している様子がわかる。

2) 大地震発生サイクルと連動条件評価の研究

主として南海トラフを例として、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴の再検討を行い、地震活動・地震波解析・津波モデルなどの高度化を図った。

1944年東南海地震と1946年南海地震の震源域の大きさを本震後24時間内の余震分布から見積もるため、あるいは余震活動の推移を再検討するために、両地震の本震・余震の震源決定の高度化が必要である。その準備として、気象庁とISS(International Seismological Summary)の計測値データの収集と整理を行った。また、両地震の地震波形解析の準備として、東京大学地震研究所所蔵の歴史地震記録の収集と整理を行った。

南海トラフにおける巨大地震からの津波について、断層域の大きさや遅れ破壊が津波高さに及ぼす影響を検討した。1707年宝永地震は東海・東南海・南海の3セグメントがほぼ同時に破壊したとされているが、これらのうち1-2のセグメントのみが破壊した場合、あるいは他のセグメントが数十分程度遅れて破壊した場合に、沿岸での津波高さがどう変化するかを数値シミュレーションによって調べた。その結果、沿岸での津波の高さは、沿岸にもっとも近いセグメントでのすべり量によって決まり、他のセグメントのすべりはあまり影響しないことがわかった。ただし、遠いセグメントからの津波が到達する頃に、直近のセグメントで破壊が発生すると、津波が重なり合ってより大きくなることがあることもわかった。

日本付近で発生した巨大地震による津波モデルの高度化のため、気象庁が各数年間に発表した津波予警報についてその詳細を調査した。最近発生した地震については、津波予警報に緊急地震速報システムが用いられているため、たとえば2007年新潟県中越沖地震では地震発生後1.5分(津波到着は2.5分後)で津波予報が発表された。2006年11月、2007年1月の千島列島の地震については、天皇海山列における津波の反射の影響で、津波の最大波が初動から5-6時間後(津波警報解除後)に出現した。また、2007年のサハリン地震、宮古島地震については、日本国内の観測網から外れた場所で地震が発生したため、規模の推定が適当でないこと、気象の影響などで適切な津波予報を発表できなかつた。2009年1月にインドネシア(パプア)で発生した地震については、伊豆・小笠原海山列を伝播する津波が日本列島に大きな振幅をもたらした。南海トラ

フで発生する地震からの津波モデルの高度化に際しては、これらの最近の津波事例を考慮する必要がある。

(d) 結論ならびに今後の課題

浜名湖における津波堆積物の研究によって、1707年の宝永南海地震による津波は1498年以降の過去500年間では最大のイベントであったことが明らかになった。この結果をより確証の高いものとするために、補足的な年代測定を行う必要がある。さらに連動性を検討するためには、宝永南海地震よりも古い地震履歴を明らかにする必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 町田 洋, 新井房夫 : 新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺], 東京大学出版会, p.336, 2003.
- 2) 杉山雄一: 渥美半島－浜名湖東岸地域の中部更新統一海進－海退堆積サイクルとその広域対比, 地質調査所月報, Vol. 42, No. 12, pp.75-109, 1991.
- 3) 池谷仙之, 和田秀樹, 阿久津 浩, 高橋 実: 浜名湖の起源と地史的変遷, 地質学論集, Vol. 36, pp.129-150, 1990.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Imai, K., K. Satake and T. Furumura	Amplification of tsunami heights by delayed rupture of great earthquake along the Nankai Trough	AGU Fall meeting	平成20年12月15日
Satake, K., Y. Hasegawa, Y. Nishimae and Y. Igarashi	Recent tsunamis that affected the Japanese coasts and evaluation of JMA's tsunami warning	IASPEI General Assembly	平成21年1月15日

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成21年度業務計画案

南海トラフ沿いの沿岸域湖沼に地質記録として残された津波の痕跡を調査することにより、南海トラフの海溝型巨大地震発生サイクルを超えた、過去数千年間にわたる地震履歴を明らかにする。また、津波の痕跡以外のも交えることで、巨大地震の発生履歴を再検討する。こうした過去の地震履歴から、地震発生サイクルごとの規模や再来間隔などの違いを明らかにし、その多様性をもたらす原因を解明する。

具体的には、平成20年度の浜名湖の再調査に続き、伊勢湾に面した三重県尾鷲市周辺の沿岸湖沼から津波履歴の復元を行う。さらに紀伊水道に面した阿南市周辺の湖沼においてもピストンコアリングやバイブロコアリングの手法を駆使して、津波履歴の復元を行い、東海・東南海・南海地震同時発生の有無を明らかにする。

また、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴の再検討を行い、地震活動・地震波解析・津波モデルなどの高度化を図る。本年度の研究で、宝永地震、安政南海地震、昭和南海地震による南西諸島、東シナ海、南西諸島、台湾周辺を伝搬する津波をシミュレーションし、南西諸島沿岸、中国沿岸、朝鮮半島沿岸、台湾沿岸の津波波高分布を計算する。特に、南海地震が連動型、非連動型であった場合の津波波高の違いに注目する。断層モデルは、従来の Ando (1975, 1982)、相田 (1981a, b) によるモデルに加え、新しく出されたモデルも使用する。次に、津波堆積物とシミュレーションで予測された津波波高との関係を検討するため、宝永地震、安政南海地震、昭和南海地震による大分県佐伯市の龍神池での津波をシミュレーションする。その際、龍神池付近の海底地形を数十mまで細かくし、計算精度を向上させる。断層モデルは、従来のものに加え、新しく出されたモデルも使用する。南海地震が連動型、非連動型である場合の津波波高の違いについて検討し、さらに、日向灘の連動破壊についても検討を行う。最後に、宝永地震、安政南海地震、昭和南海地震によって太平

洋岸の諸国にどれだけの津波が到来するのか検証するために、太平洋の津波シミュレーションを行う。特に、連動型、非連動型での津波波高の違いにも注目する。断層モデルは、従来のものに加え、新しく提出されたモデルも使用する。

サブプロジェクト（2）③

シミュレーション手法と物理モデルの高度化

担当：国立大学法人京都大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

「シミュレーション手法と物理モデルの高度化」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学大学院理学研究科	教授	平原和朗	hirahara@kugi.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	准教授	久家慶子	kuge@kugi.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	准教授	宮崎真一	shinichi.miyazaki@kugi.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	大学院生	浦田優美	urata@kugi.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	大学院生	才ノ木順太	sainoki@kugi.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	大学院生	有本美加	arimoto@kugi.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	大学院生	坂本登史文	sakamoto10423@kugi.kyoto-u.ac.jp
京都大学大学院理学研究科	大学院生	榎本真梨	enomoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	教授	橋本 学	hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助教	福島 洋	yofukushima@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助教	後藤浩之	goto@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp
九州大学理学研究院	准教授	吉岡祥一	yoshioka@geo.kyushu-u.ac.jp
独立行政法人海洋研究開発機構	サブリーダー	堀 高峰	horit@jamstec.go.jp
独立行政法人海洋研究開発機構	技術研究副主任	光井能麻	noamit@jamstec.go.jp
独立行政法人海洋研究開発機構	研究員	兵藤 守	hyodo@jamstec.go.jp
独立行政法人海洋研究開発機構	グループリーダー	阪口 秀	

(c) 業務の目的

次世代地震発生シミュレーションの完成に向けて、現状のシミュレーションで十分考慮されていない、3次元不均質性や間隙流体等の様々な媒質モデルについて、準動的地震発生サイクルや動的破壊伝播シミュレーションに及ぼす影響の評価し、媒質モデルの高度化を行う。また、データ解析手法の高度化として、GPS及びInSARを組み合わせた新たな固着-すべりデータ解析手法及びデータ同化手法の検討を含む摩擦パラメータ推定法の開発を行う。さ

らに、粘弾性セルモデルを用いて、南海トラフ巨大地震サイクル中における西南日本内陸地震の発生予測モデルを構築する。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：

現象の整理を行いモデル化の方針を立て、ソフトウェアの概念設計を行う。熱構造を含む、既存の3次元モデルのコンパイルによる予備的モデルの構築、間隙流体・岩石化の媒質モデル化、および種々の媒質モデル中の準動的地震発生サイクルおよび動的破壊伝播シミュレーションコードの基礎を作成する。またGPS+InSARの解析手法の開発、ならびにデータ同化手法の検討を含めた摩擦パラメータ推定法の開発に取り掛かる。さらに、南海トラフ巨大地震発生システムに西南日本内陸地震を加えた粘弾性セルモデルの開発に取り掛かる。

2) 平成21年度：

前年度の発展・継続。

3) 平成22年度：

引き続き、各項目について発展研究を行う。

4) 平成23年度：

3次元不均質構造や間隙流体・岩石化を含む媒質モデルにおいて、各種パラメータの地震発生に及ぼす影響を評価する。また、データ解析の高度化では、GPS+InSAR解析により、固着一すべりの推定のための高精度地殻変動データを作成とともに、データ同化のための先見情報の与え方や尤度の定義を検討し、主として余効変動をデータとして摩擦パラメータの推定を試みる。さらに、南海トラフ巨大地震サイクル中における西南日本内陸地震の発生予測モデルの検討を行う。

5) 平成24年度：

GPS+InSAR解析による固着一すべり実データ解析および連続体モデルのデータ同化手法をはじめとして各項目についてまとめを行い、開発の進んだ手法や高度化した媒質モデルを一部組み込んだ次世代地震発生サイクルシミュレーションのプロトタイプを構築する。

(e) 平成20年度業務目的

現状のシミュレーションで十分考慮されていない現象や要素の整理を行い、モデル化の方針を決定するとともに、モデル化に基づくシミュレーションコードの設計を行う。具体的には、熱構造を含む、既存モデルのコンパイルによる予備的モデルの構築、間隙流体などの媒質モデル化、および種々の媒質モデル中での準動的地震発生サイクルおよび動的破壊伝播シミュレーションコードの基礎を作成する。また、InSAR によるフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地殻変動検出可能性検討のため、約 2 年間の ALOS/PALSAR 画像の干渉解析を行うとともに、大気海洋および統計学分野で開発されたデータ同化手法の基礎的調査を行い、摩擦パラメータ推定法の開発に着手する。さらに、南海トラフ巨大地震発生システムに西南日本内陸地震を加えた粘弾性セルモデルの開発に着手する。

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

現状のシミュレーションで十分考慮されていない現象や要素の整理を行い、モデル化の方針を決定するとともに、モデル化に基づくシミュレーションコードの設計を行い、以下の成果を得た。

媒質モデルの高度化として、2 次元箱型モデルを用いた熱と流れのシミュレーションコードを開発し、紀伊半島、四国西部、九州を横切る断面での温度分布の予備的計算を行った。また、間隙流体のモデル化について、基礎方程式を構築し、基礎的シミュレーション手法の開発に着手した。間隙流体の動的破壊伝播に及ぼす影響について、3 次元差分法コードを開発し、地震時の摩擦発熱による間隙流体圧の上昇が破壊伝播に及ぼす影響を検討した。また、準静的 2 次元シミュレーションにより、脱水による間隙流体の地震発生サイクルに果たす役割を調べ、長期的スロースリップが必ずしも高間隙圧によって生じるわけではない可能性を示した。不均質弹性媒質中の動的破壊伝播については、自由なジオメトリーの断層を配置できる拡張型有限要素法 (X-FEM) を用いて 2 次元 SH 波動場における動的破壊を計算するコードを開発し、単純なモデルを対象にしてコードを検証した。また、BIEM-FEM 練成解析を用いた準静的 2 次元シミュレーションを行い、弹性・粘弾性不均質構造が長期的地震サイクル（地震の繰り返し間隔など）に及ぼす影響の基礎的調査を行った。

データ解析の高度化として、まず InSAR(干渉合成開口レーザー) データから面的な地殻変動の高精度時系列を得る手法の開発、および紀伊半島と四国地方の ALOS/PALSAR 干渉解析に取り掛かかった。ALOS/PALSAR の干渉画像には、気象による影響、衛星軌道誤差による見かけの変動等が顕著であり、これらをまず除去する必要があることが判明した。また、大気・海洋分野ならびに統計学の分野で開発が進められているデータ同化手法の基礎的調査を行った。さらに、データ同化手法に必須であるフォーワード計算の高速化を目指して、準静的地震発生サイクルシミュレーションコードの高速化に取り掛かった。

粘弾性セルモデルの開発では、南海トラフ巨大地震と西南日本内陸地震を含めた粘弾性媒質中での地震発生サイクルシミュレーションを目指して、セルモデルシステムの概念設計および成層粘弾性構造に対するすべり応答関数計算コードの基礎的部分を開発した。

(b) 業務の実施方法

媒質モデルの高度化に関して、まず、熱構造モデルについては、既存の地震学的成果 (弘瀬・他(2007)¹⁴⁾, Nakajima, J. and Hasegawa (2007)²⁶⁾, Baba et al. (2002)²⁾ を用いて、フィリピン海プレート上面のコンパイルを行い、本研究の数値シミュレーションで使用するプレート形状を確定した。次に、これまでに開発してきた2次元の熱と流れの数値シミュレーションコードを改良して、任意形状の海洋プレートの沈み込みに伴う温度分布の計算を可能にした。粘性率は温度と深さに依存する式 (Christensen(1996)⁵⁾) を用いた。拡張ブジネスク近似を用い、エネルギー方程式では、粘性散逸と断熱圧縮を考慮した。海側の温度境界条件は温度固定としたが、四国海盆では海嶺の沈み込みが起こっているため、沈み込むプレートの年齢が経過時間とともに徐々に増加していく効果をモデルに取り入れた。また、紀南海山列を中心として東北東一西南西方向に向かって徐々に年齢が増加しており、さらにプレートの斜め沈み込みが起こっているため、ターゲットとする測線とその時々の紀南海山列との位置関係により、同じ鉛直断面内でも沈み込むプレートの年齢が変化し、この効果もモデルに取り入れた。このコードを用いて、南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布の予備的計算を行った。

間隙流体の動的破壊伝播に及ぼす影響の評価では、Kase and Kuge (2001)¹⁸⁾ の弾性体における三次元有限差分法に、摩擦発熱による流体の間隙圧の変化を

考慮するように改良を加え、3次元動的破壊伝播の数値実験を実施した。摩擦発熱による間隙流体圧の変化は、断層でのすべり速度から Bizzarri and Cocco (2006)⁴⁾ の1次元解析解をもとに時々刻々と計算。断層面上において、弾性変動による法線応力の値からこの間隙圧の値をさし引き、有効法線応力として断層摩擦構成則に使用した。断層摩擦構成則はすべり弱化則を仮定(図1)。すべり量がすべり弱化距離(D_c)に達するまで、摩擦は静摩擦から動摩擦へと線形に減少する。静摩擦係数、動摩擦係数、 D_c は、想定した断層上で一様、一定な値とした。数値実験では、無限均質媒質中に1つの矩形断層をおいた。断層中心の小領域で応力を降下させて破壊を開始させた後は、破壊は断層摩擦構成則に従って自発的に広がっていく。矩形断層の外側では静摩擦係数を無限大に設定して、破壊が生じないようにした。断層の大きさは、幅3km、長さ8km。すべりの方向は、断層の長さ方向に並行な場合(ここでは「横ずれ断層」と呼ぶ)、断層の幅方向に並行な場合(ここでは「逆断層」と呼ぶ)の2つの場合を調べた(図2)。摩擦発熱による温度上昇はすべりが生じている断層の厚さに依存する。その厚さとして、20cm、2cm、2mmの3つの場合を調べた。また、流体の拡散係数が無限大の場合(drained)と有限値の場合(undrained)を比較した。拡散係数は媒質中で一様であると仮定。さらに、同じ計算手法を用いて、半無限均質媒質中において2つの横ずれ断層を破壊が乗り移る場合の数値実験を開始した。

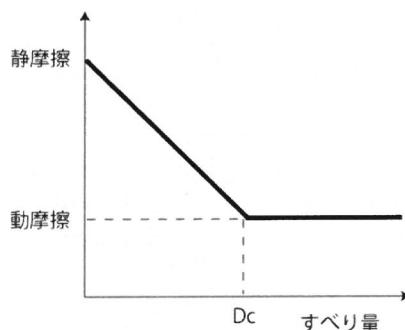


図1 用いた断層でのすべり弱化則

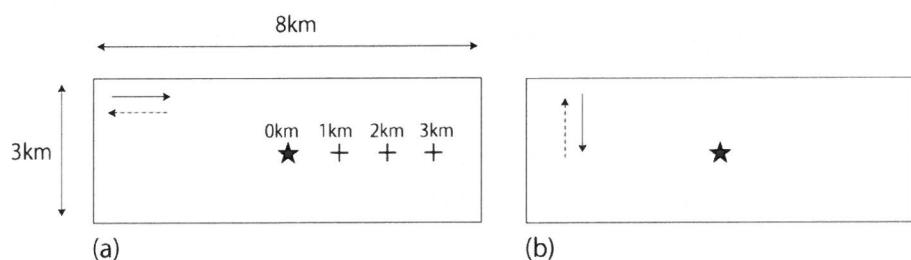


図2 仮定した2種類の矩形断層。★は破壊の開始点。ここでは、(a)を「横ずれ断層」、(b)を「逆断層」と呼ぶ。

間隙流体が準静的地震発生サイクルに及ぼす影響、特に地震発生層深部で発生する長期的スロースリップの発生(Hirose et al. (1999)¹⁵⁾, Ozawa et al. (2002)²⁷⁾)に関連して、脱水流体による高間隙圧モデルと逆に低間隙圧モデルを2次元境界要素法により調べた(Mitsui and Hirahara (2008)²⁴⁾)。

不均質構造に関しては、まず、拡張型有限要素法(X-FEM)を用いて弾性構造中での動的破壊伝播をシミュレーションする2次元SHコードの開発を行い、精度評価を行った。また、IEM+FEM手法を用いた2次元コードを作成し、沈み込み帯における不均質弹性・粘弹性媒質の準静的地震発生サイクルに及ぼす影響を調べた。さらに、不均質場での地震発生サイクルシミュレーションを目指して、粒子法(MPS)(越塚(2005)²⁰⁾)の基礎的調査にとりかかった。

データ解析の高度化に関しては、GPS+InSAR解析では、フィリピン海プレートの斜め沈み込みによる、大きなひずみ蓄積、およびGPS観測で指摘されている中央構造線断層帯における年間1cm程度の変位(Tabei et al. (2002)³⁰⁾)をInSAR時系列解析の手法で面的に検出することを試みている。国土地理院GEONETによる観測データを用いてALOS/PALSAR干渉画像をシミュレートしてみた(図3)。この図は、2007年1月から2008年1月のGEONET観測局の変位ベクトルを5倍し(5年分の変位と仮定)、これにALOS/PALSARのアセンディング軌道からの視線方向の方向余弦を用いて視線方向変位に直し、さらに11.8cmの半波長に対する剩余に 2π を乗じることにより、観測局における位相変化を求めた。これを空間的に内挿することにより、干渉画像をシミュレートしている。内陸と紀伊半島・四国の南部との間に十分検出可能な変位が5年以下の期間で蓄積することがわかる。

そこで、将来の時系列解析の準備のため、室戸岬から岡山に至る地域(パス417)および紀伊半島から若狭湾に至る地域(パス414)を対象に、それぞれ2006年5月28日から2008年7月18日と2008年10月8日から2008年10月13日までのALOS/PALSAR画像を全て収集し、図4に示す短基線のペアについて干渉解析を行った。

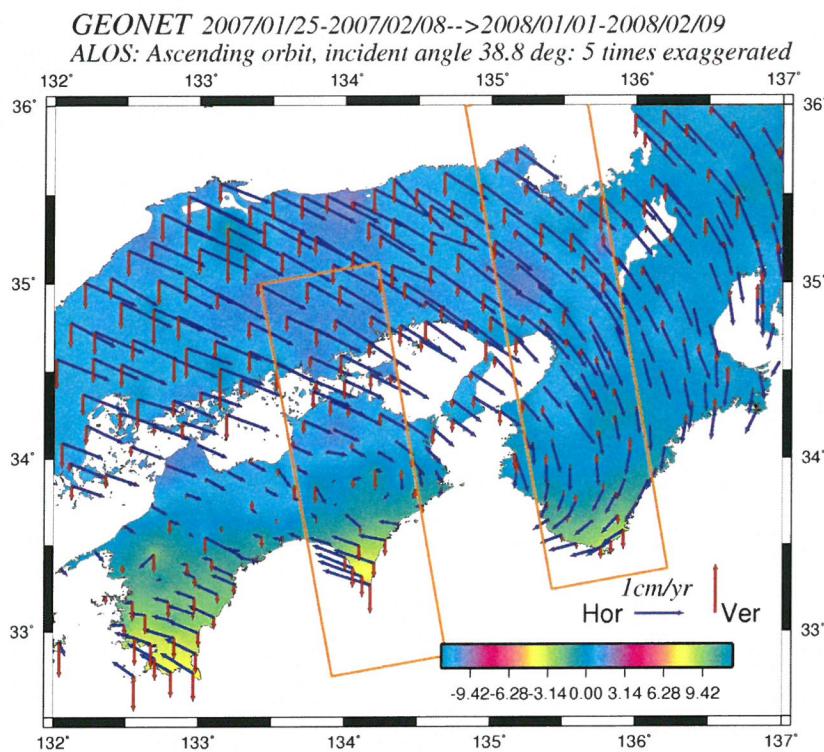


図3：2007年1月～2008年1月の約1年間のGEONETの変動ベクトルからシミュレートしたALOS/PALSAR干渉画像。アセンディング軌道、入射角38.8度を仮定。干渉縞の位相は5倍して表示。GEONET観測局の変動ベクトルは、ITRF2005系で表示。オレンジの矩形が本研究対象のPath414および417の撮像範囲を示す。

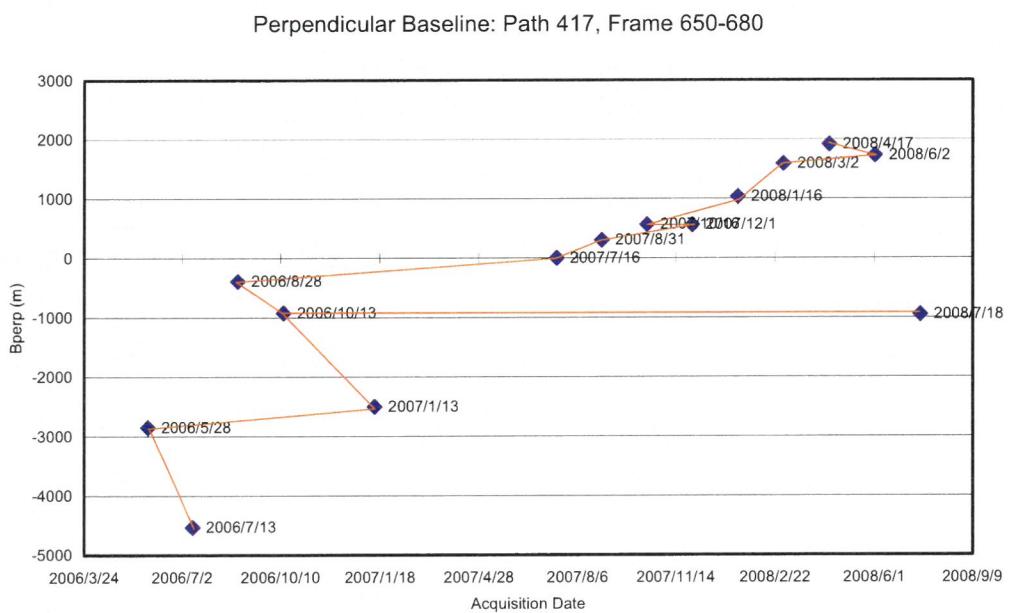


図4：室戸から岡山に至る Path417, Frame650–680 の 2006年5月28日から2008年7月18日までの基線長。青◆が一つの画像を、オレンジの直線が解析に用いたペアを示す。縦軸が2007年7月16日の画像を基準とした垂直基線長、横軸が撮像年月日を示す。

データ同化手法の開発では、2008年8月に海洋および大気関係の研究者が開催している「データ同化夏の学校」に参加し、データ同化の基礎を一通り知るとともに、それぞれの分野におけるデータ同化の現状を調査した。また、同年10月に統計数理研究所で開催された公開講座「データ同化論」に参加し、統計学の分野の最先端のデータ同化手法や、様々な手法がどのような問題に適しているかを概観した。講座後に統計数理研究所の研究員と議論を行い、我々の問題に適しているデータ同化手法に関して議論を深めた。さらに、データ同化には地震発生サイクルの繰り返しフォーワード計算が必須であり、計算コードの高速化を図るため、ハイブリッド並列化、演算部の高速化、mpi_allgather の適用について検討した。

南海トラフ巨大地震発生システムに西南日本内陸地震を加えた粘弾性セルモデルの開発については、概念設計を行った。次に、FEMによる3次元不均質粘弾性構造を考える前に、成層粘弾性構造中のすべり応答関数計算コード(Fukahata and Matsu'ura (2005)⁷⁾ の活用の検討を行った。

(c) 業務の成果

媒質モデルの高度化

1) 熱構造モデル

四国西部、紀伊半島、九州東部を横切る3つの測線(図5(a))に対して、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布の予備的計算を行った(図5(b), (c), (d))。計算に用いたパラメータを表1に示す。この計算では、各測線における沈み込むフィリピン海プレートの年齢の時間変化、沈み込み速度、フィリピン海プレートの形状を考慮した。得られた温度分布から計算された地殻熱流量と、海域で観測されたBSR(Bottom Simulating Reflectors)、ヒートプローブ、陸域で観測されたボアホールの地殻熱流量のデータとを比較し、両者がよく一致していることを確認した。このことは得られた温度分布がこれらの観測データと矛盾しないことを意味している。

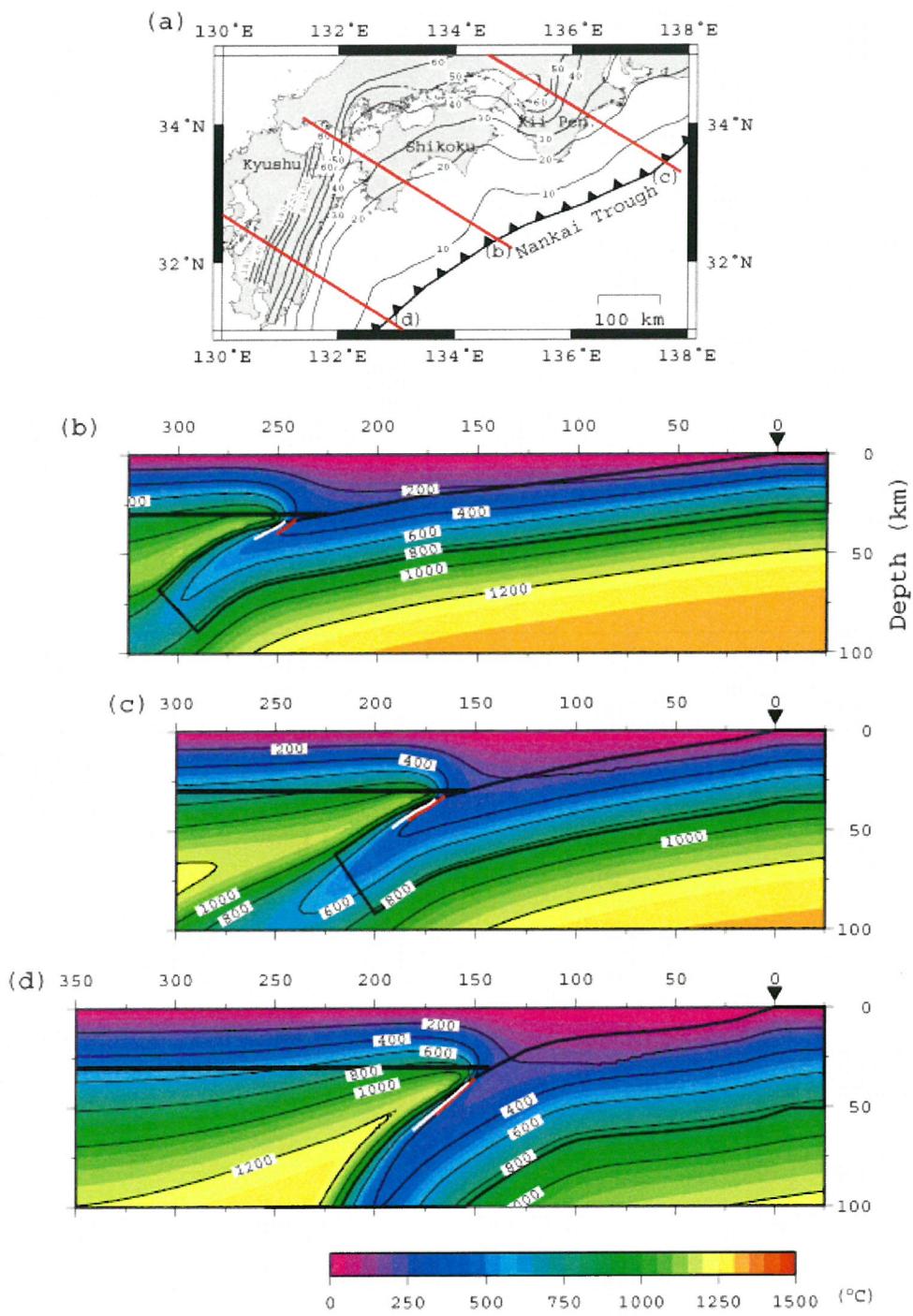


図 5(a) フィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布を計算した測線(b), (c), (d)の位置を示す図。(b)四国西部を横切る図 5(a)に示された測線(b)に沿った温度分布。黒い逆三角形は南海トラフの位置を表す。モデルのサイズは水平 500km、深さ 300km で、その一部のみを示す。短く赤いまたは白い線は、それぞれ、1 番目と 2 番目の脱水反応が海洋地殻内で起こる場所を表している。これらは Hacker

et al. (2003)¹¹⁾の含水玄武岩の相図から計算されている。(c) 紀伊半島を横切る図 5(a)に示された測線(c)に沿った温度分布。(d)九州東部を横切る図 5(a)に示された測線(d)に沿った温度分布。

表 1 温度計算に用いたモデルパラメター

C_p : 定積比熱、 k : 热伝導率、 α : 热膨張率、 T_0 : ポテンシャル温度、 η_0 : 5) の粘性率の式の粘性係数、 a, b, c : 5)の粘性率の式中の定数、 ρ_0 : マントルの標準密度

モデルパラメターの値は、(1) Hamaguchi et al.(1983)¹²⁾; (2) Iwamori(1997)¹⁷⁾; (3) Takenaka et al.(1999)³¹⁾; (4) Christensen(1996)⁵⁾; (5) Yoshioka and Sanshadokoro(2002)³³⁾より引用。

	Value	Unit
C_p	1.046 ⁽¹⁾	kJkg^{-1}
k	4.184 ⁽¹⁾	$\text{Jm}^{-1} \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$
α	3×10^{-5} ⁽²⁾	K^{-1}
T_0	1350 ⁽³⁾	$^{\circ}\text{C}$
η_0	1×10^{20} ⁽⁴⁾	Pa s
a	131.3 ⁽⁴⁾	K
b	236 ⁽⁴⁾	Km
c	1086 ⁽⁴⁾	Km
ρ_0	3400 ⁽⁵⁾	kg m^{-3}

さらに、1)の含水玄武岩の相図を用いて、海洋地殻内で脱水が顕著に起こる領域を推定し、四国西部や紀伊半島の顕著な低周波地震の発生と海洋地殻での含水鉱物の脱水が関連している可能性が高いことを示した(図 6)。一方、九州では、海洋地殻内で脱水が起こる範囲が広く、徐々に脱水が起こること、また、同地域には九州一パラオ海嶺が沈み込んでいるが、含水鉱物をほとんど含まない

いトーナル岩で構成されている(Seno and Yamasaki(2003)²⁸⁾)ため、顕著な脱水が起こらず、低周波地震がほとんど発生しない可能性があることを示した。

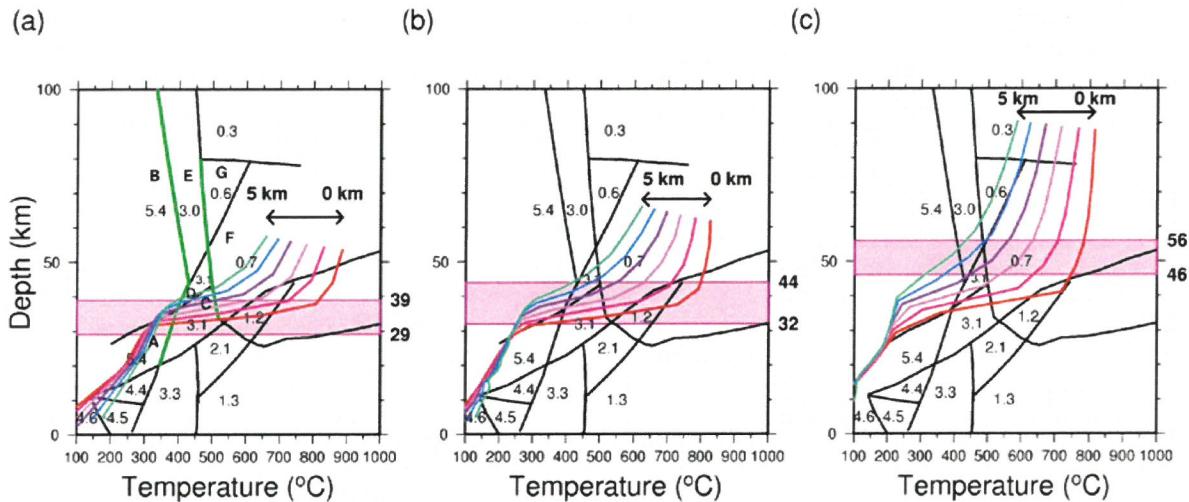


図 6 1)の含水玄武岩の相図にプロットされた沈み込むフィリピン海プレートの上面に沿って計算された温度一深さの経路。6つのカラーの曲線はフィリピン海プレートの上面下、05kmの1kmごとの深さでの温度一深さの経路。脱水反応は緑線と黒線上で起こる。それぞれの領域での含水量(wt%)が数値で示されている。低周波地震を発生する水が供給される可能性のある深さの範囲はピンク色の帯で示されている。その深さの範囲は Shelly et al. (2006)²⁹⁾と Yoshioka et al. (2008)³⁴⁾による再決定された低周波地震の震源の深さから得られている。(a) 四国西部。アルファベットの A-G は相図上の異なる領域を示す。緑色の線は沈み込むフィリピン海プレートに対して顕著な脱水を起こす温度一深さを示す。(b) 紀伊半島。(c) 九州東部。

2) 間隙流体のモデル化

動的破壊伝播シミュレーションによって得られた結果として、図 7 に、図 2(a)の4つの場所でのせん断応力とすべり量の関係を示す。流体の拡散係数が無限大の場合 (drained)、断層の厚さにかかわらず、せん断応力とすべり量の関係は図 1 と同じ形状となる。拡散係数が有限値の場合 (undrained)、断層の厚さが 20cm では、応力降下量は drained よりも増加するが、せん断応力とすべり量の関係は場所に依存しない。図 1 と同じように、せん断応力はすべり量とともに D_c までほぼ線形に減少する。一方、断層の厚さが 2cm になると、摩擦発熱による間隙圧上昇の影響が顕著に現れる。せん断応力とすべり量の関係は場所に

よって変化し、せん断応力はすべり量とともに非線形に減少する。静・動摩擦係数が断層面上一様であるにもかかわらず、摩擦発熱による間隙圧上昇によって、破壊過程は断層面上で不均質になる。断層の厚さが2mmの場合は、2cmの場合の結果とほぼ同じになる。この摩擦発熱による間隙圧上昇が生み出す破壊の不均質は、逆断層あるいは正断層では、最終すべり量の不均質分布として現れることがある。図8は図2(a)の逆断層における最終すべり量分布である。すべり量のピークが、断層中央とともに、左側と右側に現れる。摩擦発熱による間隙圧上昇がない場合、ピークは断層中央にしかない。左右2つのピークは、摩擦発熱による間隙圧上昇で生じる応力降下量・すべり速度の増大と顕著な破壊停止相の結果として現れる。この2つのピークの出現は、横ずれ断層では明瞭でない。(図2(b)) 横ずれ断層では、摩擦発熱による間隙圧上昇が生み出す破壊の不均質の効果が、破壊伝播速度がS波速度に達するときの破壊域の長さにみられる。図9は、数値実験の結果から測定した、破壊伝播速度がS波を超えるときの破壊域の長さ x^* を示す。拡散係数が無限大の場合(drained)が、■である。拡散係数が有限値の場合(undrained)が、▲と●である。いずれも、Andrews(1976)¹⁾の理論的臨界断層長 L_c を拡張した L_c^* の値で正規化している。正規化にもかかわらず、有限の拡散係数では、摩擦発熱による間隙圧上昇を伴わない無限大の拡散係数の場合よりも上方にある。つまり、摩擦発熱による間隙圧上昇の結果、今までの理論では説明できないほどに、より小さな破壊域で破壊伝播速度がS波速度に達する、破壊がより素早く成長できることを示している。また、横ずれ断層におけるこの効果は、2つの横ずれ断層での動的破壊伝播の数値実験では、2つめの断層上で摩擦発熱による間隙圧上昇を考慮した時に破壊が乗り移りやすくなるという結果として現れている。

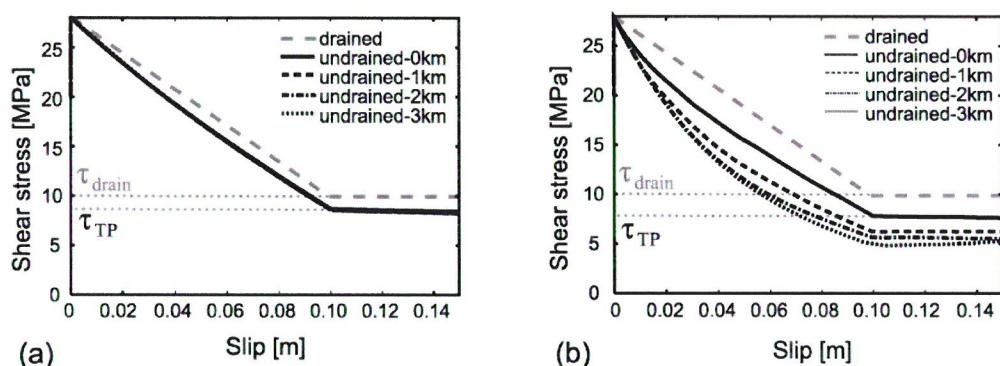


図7 横ずれ断層の異なる場所におけるせん断応力とすべり量との関係。(a)断層の厚さが20cm、(b)断層の厚さが2cm。断層上での位置は、図2(a)の★と+にあたる。

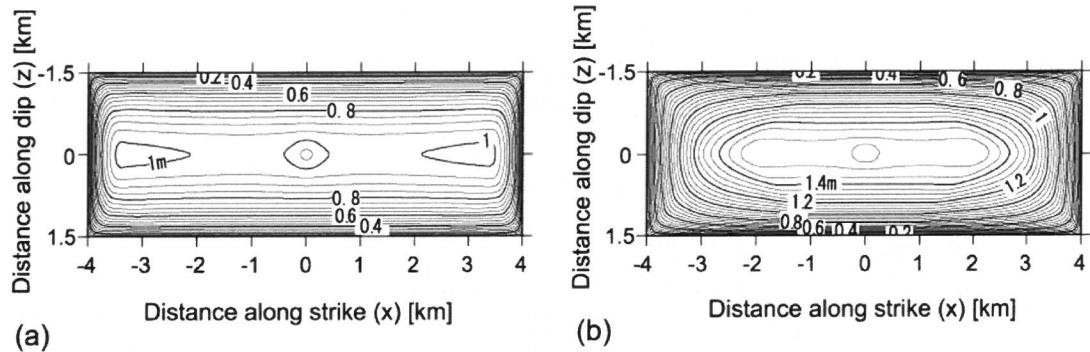


図8 拡散係数が有限値の場合での最終すべり量の分布。(a)逆断層の場合、(b)横ずれ断層の場合。断層の厚さはいずれも2cm。

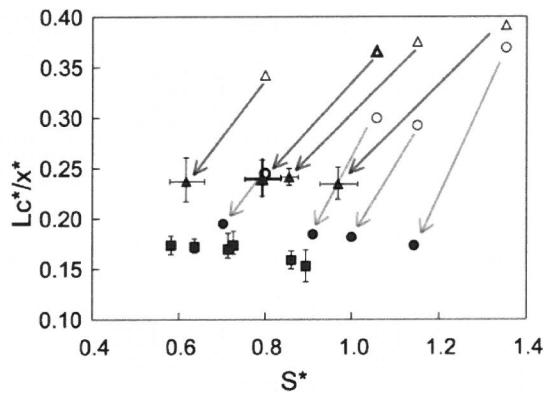


図9 横ずれ断層における破壊伝播速度がS波速度を超えるときの破壊域の長さ。破壊域の長さ x^* が数値実験から測定された。 Lc^* と S^* は、Andrews (1976)¹⁾における Lc と S をもとに拡張して定義。

間隙流体の準静的地震発生サイクルに及ぼす影響を調べるために、沈み込み帯における、地震発生層下部での高間隙圧モデルおよび低間隙圧モデルを作成し、速度・状態依存の摩擦則を用いた2次元地震発生サイクルシミュレーションを行った (Mitsui and Hirahara (2008)²⁴⁾)。地震発生層下部で発生する長期スロースリップ (LSSE) の発生要因として、脱水流体による間隙圧の高圧化が挙げられている (Kodaira et al. (2004)²¹⁾)。ところが、摩擦パラメータと間隙流体圧の深さ分布によっては、高間隙圧モデルでは LSSE は発生せず、低間隙圧モデルで LSSE が発生する場合があることが分かった。

3) 不均質媒質中における躁的破壊伝播

3-1) 拡張型有限要素法 (X-FEM) の概要

拡張型有限要素法 (eXtended Finite Element Method: X-FEM) は、従来の有限要素法で要素境界に設置する必要があったクラックなどの不連続な境界を要素内に配置できるように拡張した手法である（図 10）。Belytschko and Black(1999)³⁾ や Moes et al. (1999)²⁵⁾ により開発され、現在では構造解析などの幅広い分野で利用されている。また、Liu and Borja (2008)²³⁾ は断層の準静的な破壊問題に X-FEM を適用し、断層面に摩擦則の導入を試みている。

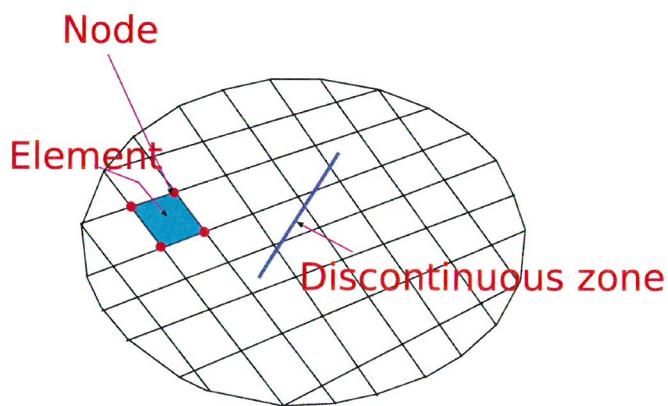


図 10 X-FEM の概念図

通常の有限要素法では領域を有限個の要素に分割し、以下のように各要素内の変位を互いに直交な形状関数の線形和で表現する。

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \sum_k N_k(\mathbf{x}) u_{ki}(t) \quad (1)$$

ここに、 u_i は変位の i 成分、 N_k は形状関数を、 u_{ki} は要素のノードにおける値を表す。形状関数は要素内で滑らかな関数を選択するため、変位が不連続となるクラックやひずみが不連続となる媒質境界を要素内に設けることはできない。X-FEM ではこの条件を緩和するため、以下のように項を付加する。

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \sum_k N_k(\mathbf{x}) u_{ki}(t) + \sum_{k \in J} N_k(\mathbf{x}) g(\mathbf{x}) a_{ki}(t) \quad (2)$$

ここに、 J は付加項を与えるノードの集合を表しており、仮想的にノードの自由度を増加させる操作に相当する。増加した自由度をエンリッチノードと呼び、 a_{ki} はエンリッチノードの値を表す。また、この付加項に表れる関数 g をエンリ

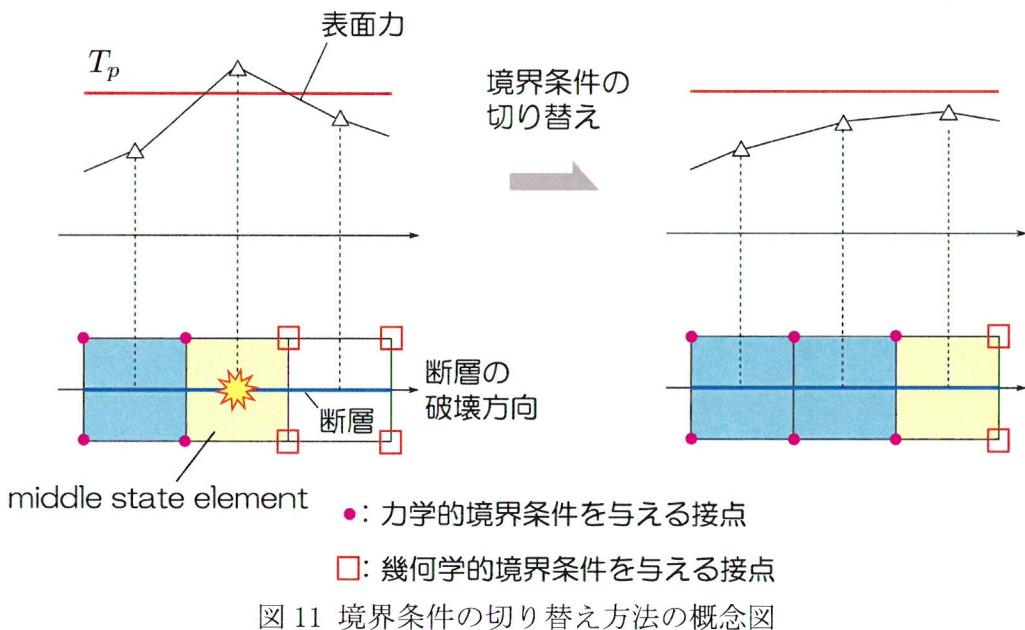
ッチ関数と呼び、エンリッチ関数に不連続な関数を用いることで不連続な変位を表現する。本研究では、設定した断層を跨いで符号と傾きが変わる1次の関数をエンリッチ関数として用いて断層を表現することにする。

3-2) 動的破壊シミュレーションへの適用方法

断層の動的破壊を計算するため、X-FEM に断層の摩擦則を導入する。ここでは、高速破壊のみを対象とするため単純な滑り弱化モデル⁴⁾を採用し、テクトニックな応力や状態変化などの長期変化を無視する。ただし、断層の動的な破壊は滑りが発生している破壊フロント背後の領域と、滑りが発生していない領域とが断層面に混在し、かつ時間変化している現象である。このため、X-FEM では両領域の表現方法と領域の遷移方法を適切に導入する必要がある。

滑りが発生している領域は摩擦則で変位と表面力が制御されるため、X-FEM では力学的境界条件を与える必要がある。本研究で用いる摩擦則は滑りに対して発生する表面力は一価の関数となるため、発生した滑りに対応する表面力を境界に外力として与えることとする。この方法は Liu and Borja³⁾が用いた方法と同様である。一方、滑りが発生していない領域は幾何学的境界条件を与える必要がある。幾何学的境界条件は滑りが発生していないことを表現するだけでよいため、エンリッチノードの値を 0 に拘束すればよい。

動的な破壊を表現するためにはこの両境界条件を遷移させる必要がある。例えば、Galerkin 境界積分方程式法を動的破壊問題に適用する場合は Middle state 要素を両境界条件の間に設置すると遷移時に発生する振動を抑えることができる事が報告されている⁵⁾。本研究でも図 11 に示すように Middle state 要素を採用して振動の軽減を試みる。すでに滑りが発生している断層の領域が含まれる要素は、力学的境界条件を与える要素と考えてノードに力学的境界条件を与える。また、滑りが発生していない断層の領域が含まれる要素は、幾何学的境界条件を与える要素としてエンリッチノードの値を 0 とする。このとき、幾何学的境界条件を与えるノードと力学的境界条件を与えるノードが混在する要素が破壊フロントに存在し、この要素を Middle state 要素と称している。Middle state 要素ではその重心で表面力による破壊の判定を行い、表面力値が降伏表面力を越える場合は境界条件を切り替える操作を行う。



3 – 3) 数値解析

2次元の均質媒質を対象として簡単な動的破壊問題を数値計算する。対象とする均質媒質の物理定数は、S波速度 3464m/s、密度 2670kg/m³とする。また、断層面に与える滑り弱化型摩擦則⁴⁾のパラメータは断層面全領域で一様とし、降伏表面力 81.24MPa、残留表面力 63.0MPa、滑り弱化距離 (Dc) 0.4m とする。なお、この設定は動的破壊コードの検証のために SCEC で行われたベンチマークテスト⁶⁾と同じ値である。断層幅は 4000m とし、その中央部に設けた 1000m 幅の破壊核形成領域から破壊の進展が始まる。破壊核形成領域は初期表面力を降伏表面力より高い 81.6MPa と設定するが、破壊核形成領域以外では 70.0MPa の初期表面力とする。

まず、X-FEM による解析結果の妥当性を検証するため、全無限均質媒質において同じ要素配置の下で要素境界を断層が切る角度を変化させて解析した結果と（図 12）、BIEM による結果とを比較する。ここで、BIEM は 2 次元 S H 波動場全無限均質媒質を対象とした Cochard and Madariaga (1994)⁶⁾の手法によるものとする。なお、X-FEM、BIEM ともに要素幅 15.625m のケースについてのみを示す。滑り変位の空間分布を図 13 に示す。時刻は上から 0.5、1.0、1.5 秒の時点である。全ての傾斜角の結果が BIEM の結果と良く一致していることがわかる。図 14、15 に滑り速度、表面力の時刻歴を示す。おおむね X-FEM と BIEM で一致しているが、破壊核形成領域近傍の 600m の地点における表面力で若干の違いが現れてい

る。これは、破壊核形成領域を要素単位で設定しているために厳密に同じサイズの破壊各形成領域とはならず、誤差を含むからであると考えられる。

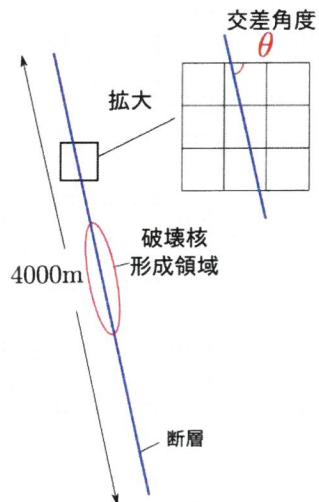


図 12 断層と X-FEM 要素の交差角度の定義

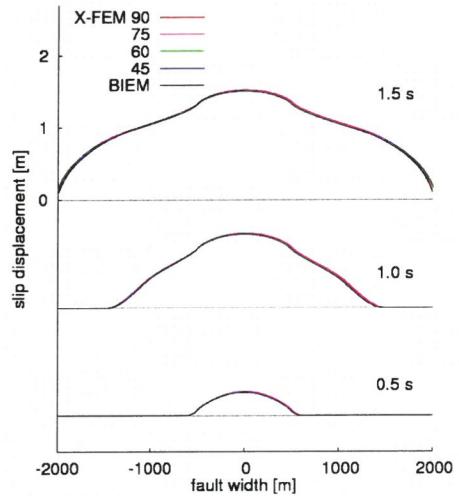


図 13 滑り変位の空間分布

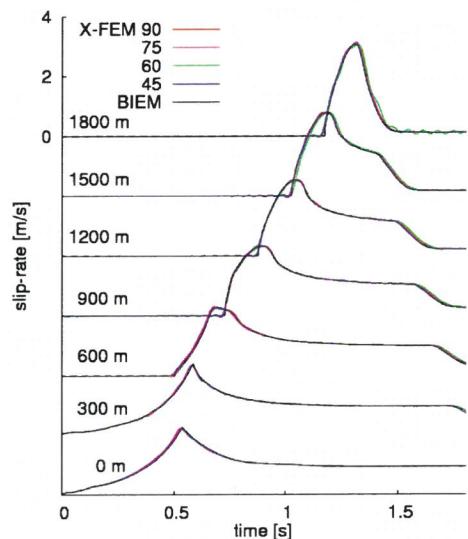


図 14 滑り速度の時刻歴

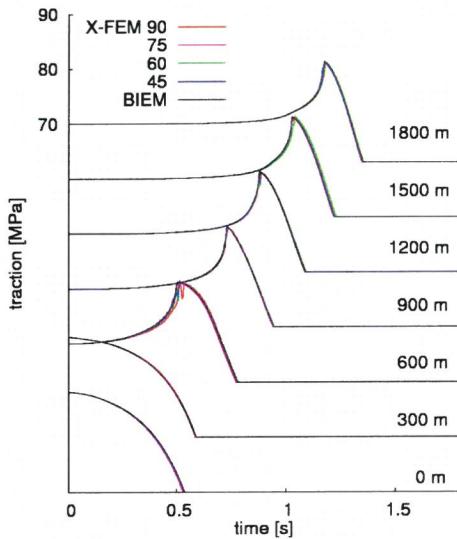


図 15 表面力の時刻歴

全無限均質媒質を対象とした解析は BIEM を用いることができるため、高精度な解を求めることができる。ところが、図 16 のように断層上端が自由表面を切る場合は単純な BIEM で計算することができず、また層境界を跨ぐ場合などは BIEM で計算することができない。X-FEM では自由表面の設定、不均質な媒質の表現を容易に行えるため、ここでは断層上端に自由表面があるような半無限均質媒質を対象として、図 16 のように自由表面を切る角度を変化させた解析結果

を示す。図 17 が滑り変位の空間分布である。負号で表した自由表面側では傾斜角により違いが認められるが、断層下端付近ではそれぞれの角度に顕著な違いは見られない。図 18、19 に滑り速度、表面力の時刻歴を示す。全無限媒質と比較して自由表面付近の滑り速度のピーク値が大きいこと、断層が低角なほどピーク値が大きいことが認められる。また、降伏表面力に達する時刻は断層が低角なほど早い、すなわち破壊伝播速度は断層が低角なほど速いことが認められる。この特徴は、断層が自由表面を切らない場合について自由表面の影響を調べた結果(Goto et al., 2009)¹⁰⁾と同様の特徴である。図 20 に傾斜角 75° の断層の解析例における速度値の分布を示す。自由表面の近傍で大きな速度値が得られるが、相対的に上盤側の速度値が下盤側よりも大きいことが重要な特徴である。

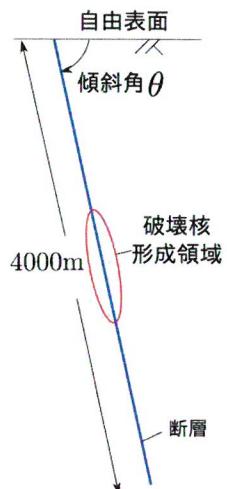


図 16 断層と X-FEM 要素の交差角度の定義

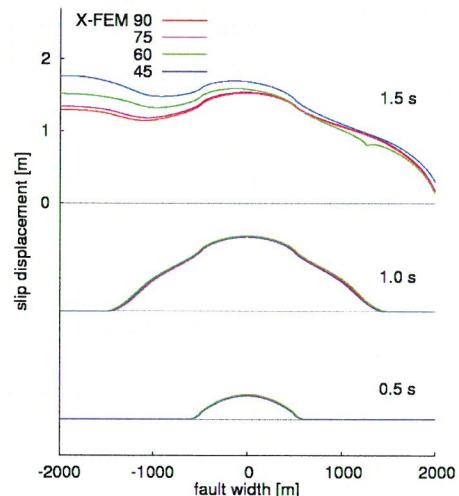


図 17 滑り変位の空間分布

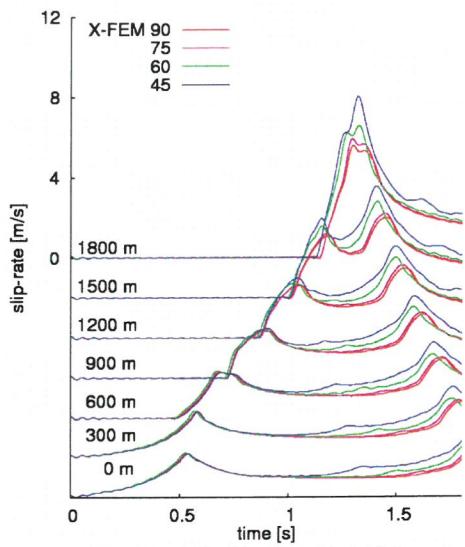


図 18 滑り速度の時刻歴

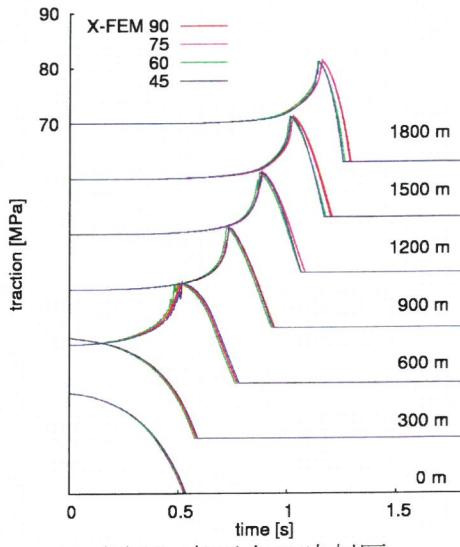


図 19 表面力の時刻歴

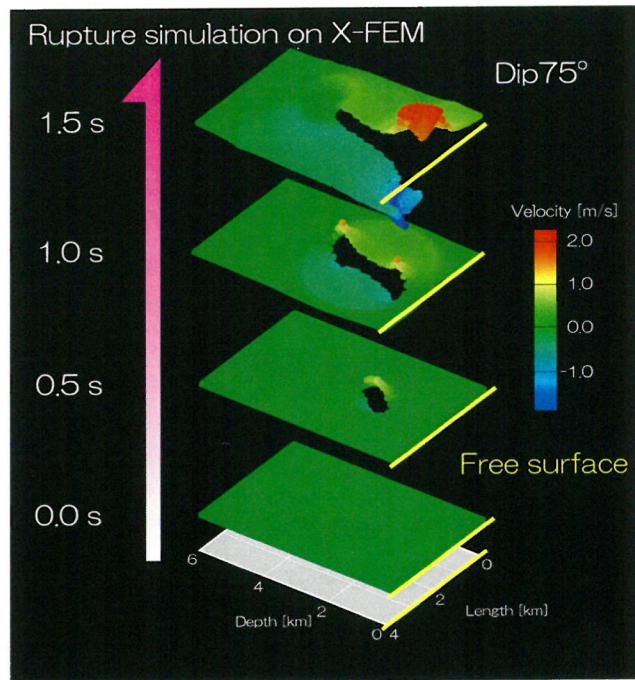


図 20 断層傾斜角 75° の解析における速度値分布

4) 不均質弾性・粘弾性中の準静的地震発生サイクルシミュレーション

データ解析の高度化

5) GPS+InSAR 解析

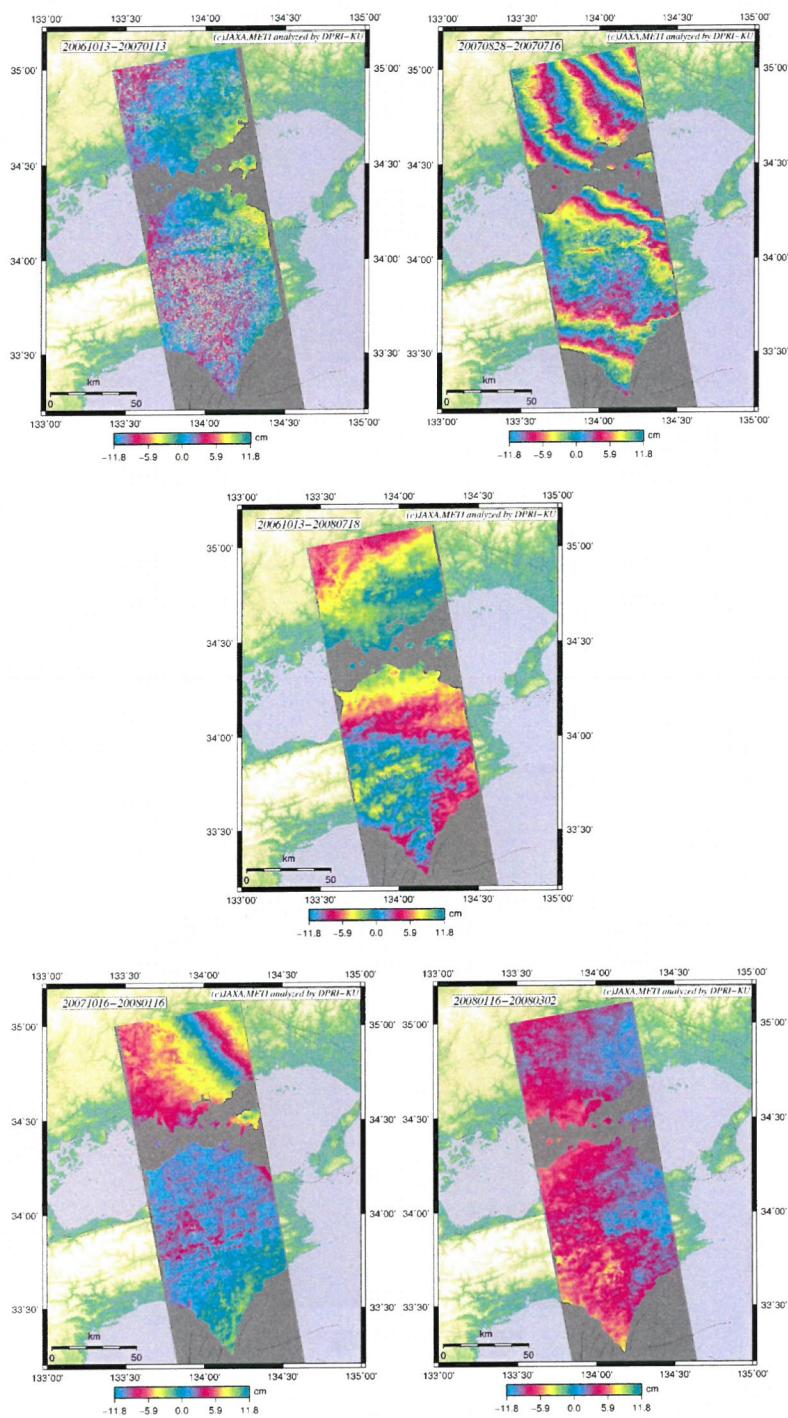
室戸岬から岡山に至る地域については、図 21 に示すように、2006 年の画像は基線長が長いため、干渉性がやや低いもの(上左)、顕著な軌道縞が現れるもの(上中)もある。2007 年から 2008 年にかけては図 4 および図 23 より明らかのように、軌道の制御がよくされていて、基線長も短く干渉性が高い。ただ、画像の北の方に軌道縞と見られるフリンジが現れるもの(下左)も複数ある。全面的に干渉しているペアについて仔細に見ると、地形に依存した気象による誤差を反映しているフリンジが認められる(上右)(下右)。(上右)は今回解析した中で最も長い時間基線長を有するペアである。空間的な基線長が -27m と短いため干渉性もよく、1 年 9 ヶ月の期間の変動が捉えられているはずであるが、明瞭ではない。2007 年以降の干渉性のよいペアに共通に、四国山地を境にした南北方向の長波長のフリンジが見られる。

図 22 は 14 枚の干渉画像のうち 2006 年 10 月 13 日 2008 年 7 月 18 日の干渉画像を除いた 13 枚をスタッツクし平均した干渉画像である。処理には Gamma の ave_cpx 関数を用いている。岡山側には、2006 年 8 月 28 日 2007 年 7 月 16 日の干渉画像に見られる軌道残存縞とよく似た干渉縞が残っている。一方、四国側は全体的にフラットな画像となっているが、北から南に向かってマゼンタ→青→黄色と、視線距離が減少する傾向が認められる。ただし、黄色の領域は、四国内陸部の山岳地に対応するので大気の成層構造による地形に相関する誤差が残っている可能性もある。

図 24 は、紀伊半島若狭湾にいたる領域の 2006 年 10 月から 2008 年 10 までの全画像から作成した 14 ペアの干渉画像である。四国の場合と同様に、軌道残存縞や、地形に相関のある干渉縞、さらには局地的な気象の影響と考えられる縞模様などが認められる。1 年 9 ヶ月以上の期間を含む干渉画像 (2, 3, 4) においても、四国の場合と同様に、明瞭な変動シグナルは確認できない。

干渉画像は、ペアとして用いる二枚の画像の位相差を計算するため、いずれかに大きな誤差が含まれていれば、そちらの画像の誤差の影響が支配的に現れる。例えば、図 24 (11, 13, 14) は 2008 年 5 月取得の画像が共通に用いられており、軌道残存縞と思われる類似したパターンが現れていることから、この画

像とともに提供された軌道データに大きな誤差が含まれていると考えられる。



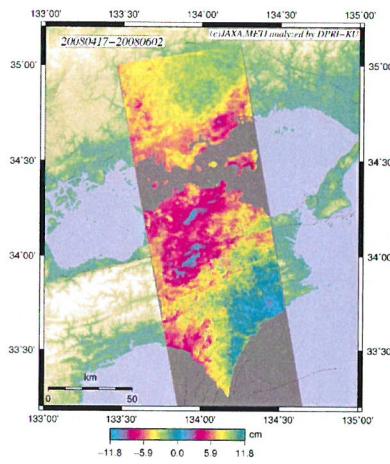


図 21: 代表的な干渉画像。(上左)2006 年 10 月 13 日 2007 年 1 月 13 日 ($B_p = -1576\text{m}$)、(上中)2006 年 8 月 28 日 2007 年 7 月 16 日 ($B_p = 392\text{m}$)、(上右)2006 年 10 月 13 日 2008 年 7 月 18 日 ($B_p = -27\text{m}$)、(下左)2007 年 10 月 16 日 2008 年 1 月 16 日 ($B_p = 470\text{m}$)、(下中)2008 年 1 月 16 日 2008 年 3 月 2 日 ($B_p = 553\text{m}$)、(下右)2008 年 4 月 17 日 2008 年 6 月 2 日 ($B_p = -185\text{m}$)。

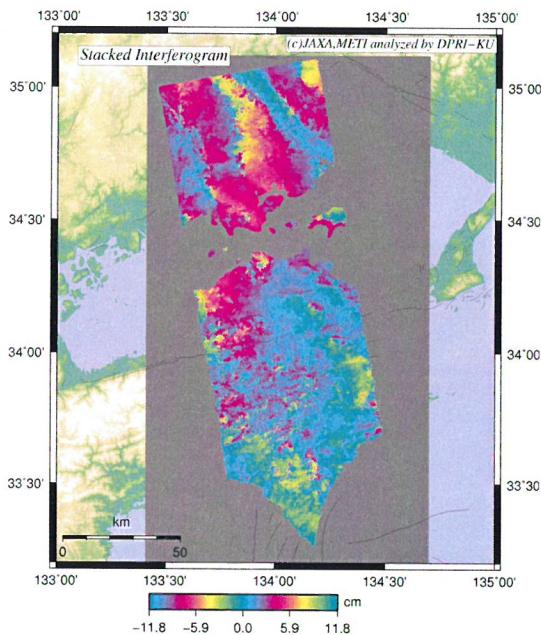


図 22: 2006 年 10 月 13 日 2008 年 7 月 18 日 ($B_p = -27\text{m}$) の画像を除いた 12 枚の干渉画像をスタッキングした干渉画像

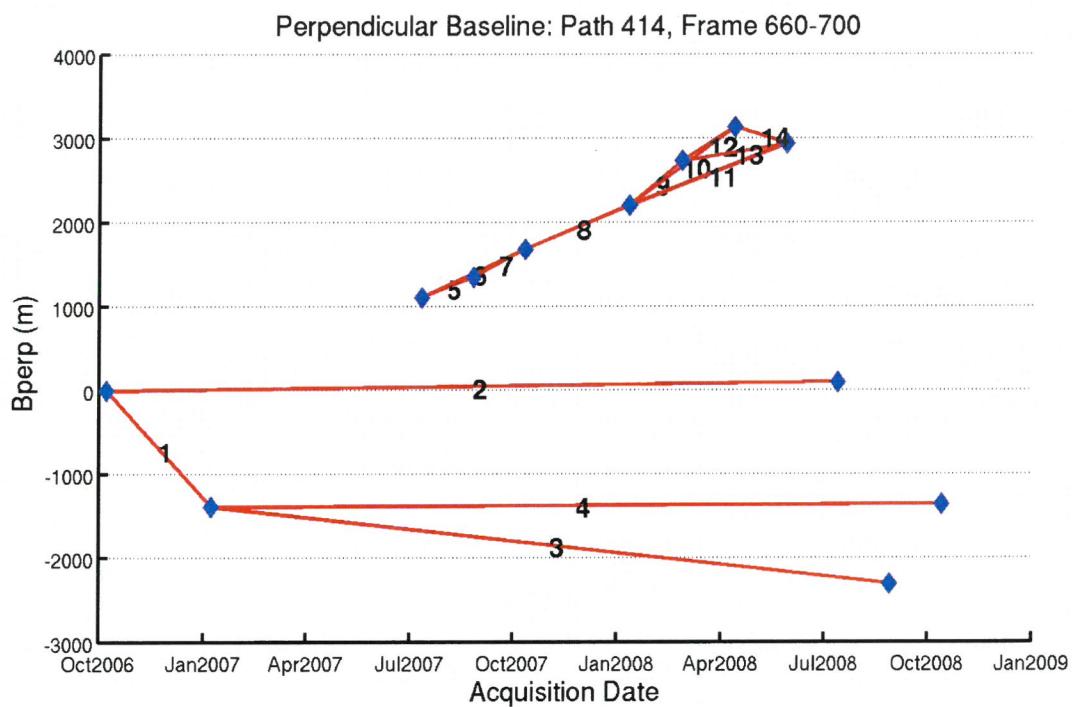


図 23 : 紀伊半島から若狭湾に至る Path414, Frame660-700 の 2006 年 10 月から 2008 年 10 月までの基線長。青◆が一つの画像を、オレンジの直線が解析に用いたペアを示す。縦軸が 2006 年 10 月の画像を基準とした垂直基線長、横軸が撮像年月日を示す。図中の番号は図 6 の干渉画像に対応。

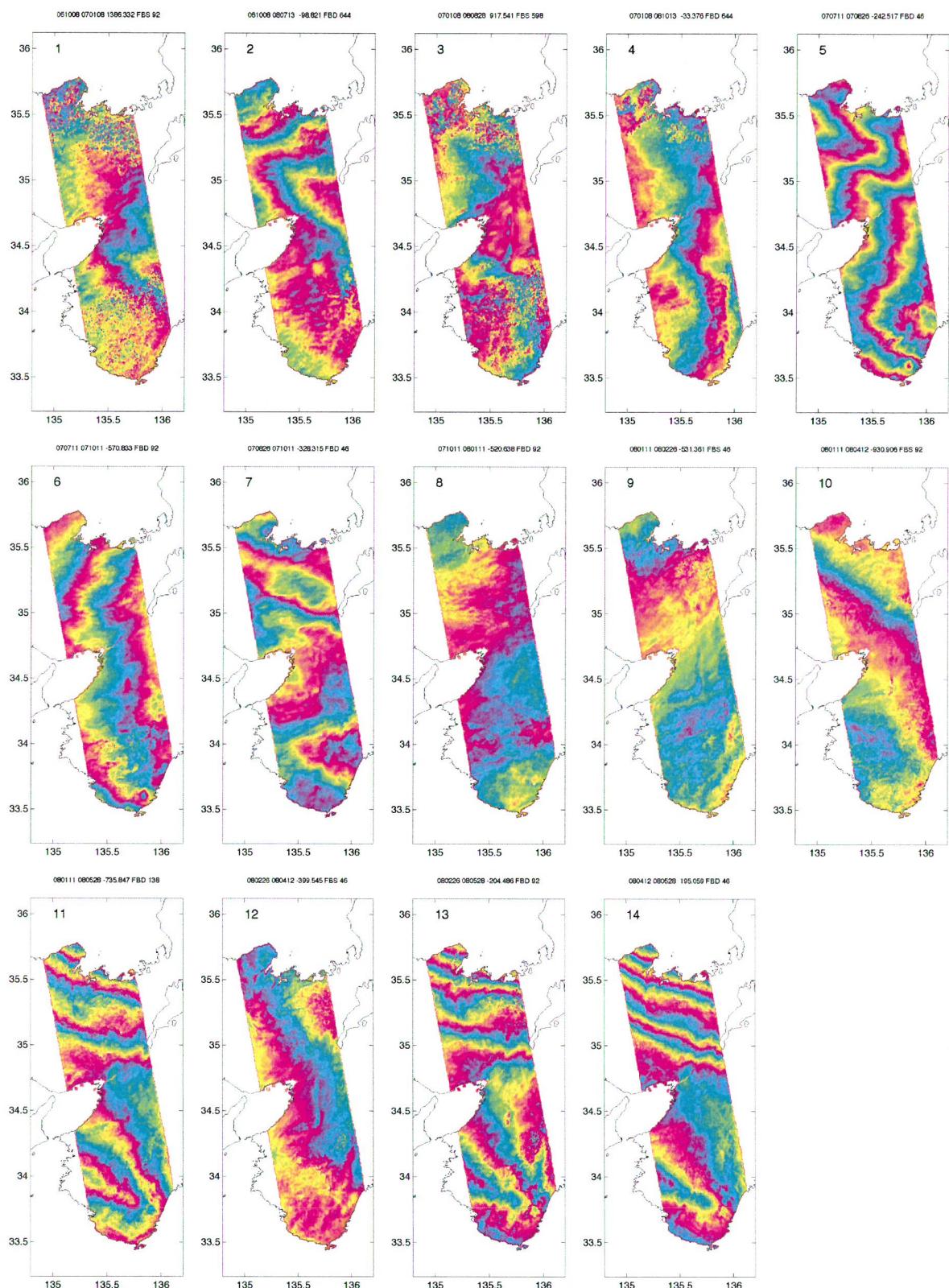


図 24：紀伊半島若狭湾の ALOS/PALSAR 干渉画像（全 14 シーン）。

6) データ同化手法の高度化

今年度は調査にとどまっているため顕著な成果はないが、調査に基づいて、後に述べる2つのデータ同化手法を我々の問題に適用するのがよいという方針になり、簡単なモデルを用いて検討を行った。1つ目の手法は現在大気海洋の分野で実用化されている「アジョイント法」で、シミュレーションの初期値やパラメータをデータから推定しようとするものである。2つの断層セルモデルを用い、1つの断層が地震を起こしたあとのもう一つのセルで「余効すべり」が発生する場合にこの手法を適用した。摩擦パラメータが既知である場合の初期値推定は良好であり、現在初期値が既知である場合の摩擦パラメータ推定に取り組んでいる。もう1つの手法は「粒子フィルタ」である。我々は当初一般的な粒子フィルタを適用していたがあまりパフォーマンスがよくなかった、統計数理研究所研究員との議論から、粒子フィルタの一種であるSISというスキームを使うのが良いとの結論に達し、現在取り組んでいる。また、アメリカの研究者と協力して、MCMCと呼ばれる手法を適用した手法を開発した(Fukuda et al. (2009)⁸⁾)。

地震発生サイクルシミュレーションコードの高速化を図るために現状のコードにおける、並列化等プログラム上の問題を検討したが、コーディングを工夫して高速化を図ることは困難であるという結論に達した。

7) 西南日本内陸地震を含む南海トラフ巨大地震発生サイクルセルモデルの構築

連続詳細モデルを用いて、南海トラフ巨大地震発生システムに西南日本内陸地震を加えた西南日本全域にわたる粘弾性セルモデルを開発するのは、詳細なセル数が非常に大きくなるため、現状の計算機性能ではかなり困難である。従って、大きなセルを用いたセルモデルを開発する必要がある。まずセルモデルシステムの限界を検討して、概念設計を行った。その結果、将来計算機の性能向上により詳細モデルが機能する時に備え、例えば破壊伝播の効果を表すなど近似的に詳細な地震発生サイクルと等価な結果を生み出すように設計する必要があることが分かった。次に、FEMによる3次元不均質粘弾性構造を考える前に、成層粘弾性構造中のすべり応答関数計算コード(Fukahata and Matsu'ura (2005)⁷⁾)の活用の検討を行った。その結果、粘弾性層では、現状では点震源の

ものしか扱えないが、点震源をばらまくことで、十分すべり応答関数を計算可能であることが分かった。

(d) 結論ならびに今後の課題

媒質モデルの高度化に関して、まず、熱構造モデルについては、任意形状の海洋プレートに対して 2 次元差分法を用いて、温度分布の計算を可能にするコードの開発を行った。このコードを用いて、南海トラフにおいてフィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布の計算を四国西部、紀伊半島、九州で行った。得られた温度分布から計算された地殻熱流量と観測された地殻熱流量データとを比較し、両者がよく一致していることを確認した。さらに、これらの温度分布と Hacker et al. (2003)¹¹⁾ の含水玄武岩の相図を用いて、海洋地殻内で脱水が顕著に起こる領域を推定し、四国西部や紀伊半島の顕著な低周波地震の発生と海洋地殻内の含水鉱物の脱水が関連している可能性が高いことを示した。一方、九州では、海洋地殻内で脱水が起こる範囲が広く、徐々に脱水が起こること、また、同地域には九州一パラオ海嶺が沈み込んでおり、含水鉱物をほとんど含まないトーナル岩が主成分であるため、顕著な脱水が起こらず、低周波地震がほとんど発生しない可能性があることを示した。今後の課題として、陸域の Hi-net の地殻熱流量のデータとの比較が挙げられる。このデータは従来の陸域のデータに比べ、圧倒的にデータ数が多く、空間的にも均質で、このデータを使用することで陸域下の温度分布の詳細が得られる可能性が高い。従来の陸域のデータと比べると Hi-net の地殻熱流量データは有意に高い値を示している。この理由として、従来のデータで、①温度検層をする際、掘削後どの程度時間が経過していたのか、②掘削坑内の水の対流がどうなっていたのか、を詳しく検討していく必要がある。すなわち、地熱井や温泉井の場合、掘削直後の温度回復に至っていない状態かつ湧水状態で検層しているケースが多々あり、結果として実際の温度勾配よりも低めの温度勾配が計測される可能性が高い。このような検討をさらに進め、Hi-net の地殻熱流量データの優位性が明らかとなれば、そのような高地殻熱流量データに合致するような温度分布を求めなければならない。この可能性として、3)によって示されたようなマントル内の上昇流の存在をも考慮したモデリングを行っていく必要があろう。

間隙流体が動的破壊伝播に及ぼす影響に関しては、1つの矩形断層を使った 3

次元動的破壊伝播の数値実験によって、一様な応力と均質な摩擦係数をもった断層であっても、摩擦発熱による間隙圧上昇によって、破壊過程が時空間的に複雑になることがわかった。生み出された破壊の不均質は、せん断応力とすべり量との関係とともに、すべりの方向や断層の形と関係しながら、最終すべり量の分布や破壊伝播速度の加速に影響を及ぼす。今後は、この摩擦発熱による間隙圧上昇の影響が、破壊が別の断層に乗り移る時にどのように作用するか、さらに数値実験を実施して調査を進める必要がある。間隙流体の準静的地震発生サイクルに及ぼす影響については、地震発生層深部で間隙圧の低圧化が LSSE の発生要因となりうることを示したが、蛇紋岩では脱水時に透水係数が下がることが報告されており (Tenthorey and Cox (2003)³²⁾)、間隙流体の深さ分布は地震発生サイクルシミュレーションにおいて重要な役割を果たすことが分かった。

不均質媒質中の動的破壊伝播に関して、拡張有限要素法 (X-FEM) を 2 次元 S H 波動場の動的破壊問題に適用させた。動的破壊問題に特有である力学的境界条件と幾何学的境界条件の遷移に Middle state 要素を導入することで、従来の BIEM による解と一致する計算結果を得ることができた。X-FEM では断層が自由表面を切る場合も計算できることを簡単な例で示した。今後はより汎用性を高めるために、媒質が非線形である場合について計算できるコードを開発する予定である。

データ解析の高度化に関して、GPS+InSAR 解析では、紀伊半島と四国というわが国でも変動速度の大きい領域について ALOS/PALSAR データの干渉解析を行ったが、予想以上に軌道残存縞や地形に相關する縞、あるいは局所的な気象の擾乱によると見られる縞が認められた。このため、単純にスタックすることにより定常的な変動を抽出することは困難であるといわざるを得ない。まず、軌道残存縞の除去、地形に相關する縞の除去を試み、さらには局所的な気象擾乱の影響の軽減方法を検討する。引き続いて、GPS データとの結合や、SB 法など時系列解析手法の適用により、定常的地殻変動検出の可能性を検討する。データ同化手法の高度化では、大気海洋で用いられている「アジョイント法」でパラメータの推定を行った例は多くはないが、存在する。今後は海洋研究者と議論しながら、我々の問題でのパラメータ推定を高精度化させる必要がある。また、粒子フィルタの方は SIS のパフォーマンスを簡単なセルモデルで確認したうえで、2 次元媒質・1 次元断層のモデルに適用する。地震発生シミュレーションコードの高速化では、コーディング上の工夫では高速化は望めないことがわか

った。従って、計算時間の一番かかっている、多くのセルにわたってすべり応答関数行列とすべり速度ベクトルの積を計算する部分の高速化を図る必要がある。次年度以降、高密度行列演算において物理学分野で用いられている、高速多重極法（小林(2000)¹⁹⁾）と H マトリックス法 (Kurz et al. (2002)²²⁾ の適用を検討する。

西南日本内陸地震を含む南海トラフ巨大地震発生サイクルセルモデルの構築では、セルモデルの概念設計を行ったが、今後とも詳細モデルとの比較検討を行い、近似的モデルとしてセルモデルの設定条件を工夫する必要がある。成層粘弹性構造でのすべり応答関数計算が可能になったので、実際的な計算に向けて粘弹性地震発生サイクルシミュレーションコードを作成する必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Andrews, D. J., Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5689, 1976.
- 2) Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P. R. and Uhira, K. : The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, pp.59-73, 2002.
- 3) Belytschko, T. and T. Black, Elastic crack growth in finite elements with minimal remeshing, *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, 45, pp.602-620, 1999.
- 4) Bizzarri, A. and M. Cocco, A thermal pressurization model for the spontaneous dynamic rupture propagation on a three-dimensional fault: 1. Methodological approach, *J. Geophys. Res.*, 111, B05303, doi:10.1029/2005JB003862, 2006.
- 5) Christensen, U. R. : The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, pp.27-39, 1996.
- 6) Cochard, A. and R. Madariaga, Dynamic faulting under rate-dependent friction, *Pure Appl. Geophys.*, Vol.142, pp.419-445, 1994.
- 7) Fukahata, Y. and M. Matsu'ura, General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space, *Geophys. J. Int.*, 161, 507-521, 2005.
- 8) Fukuda, J., K. M. Johnson, K. M. Larson, and S. Miyazaki, Fault friction parameters inferred from the early stages of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2008JB006166, 2009.
- 9) Goto, H. and J. Bielak, Galerkin boundary integral equation method for spontaneous

- rupture propagation problems: SH-case, *Geophys. J. Int.*, Vol.172, pp.1083-1103, 2008.
- 10) Goto, H., L. Ramirez-Guzman, and J. Bielak, Simulation of spontaneous rupture based on a combined boundary integral equation method and finite element method approach: SH and P-SV cases, *Geophys. J. Int.*, submitted. 2009.
- 11) Hacker, B. R., G.A. Abers, and S.M. Peacock, Subduction Factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents, *J. Geophys. Res.* 108, doi:10.1029/2001JB001127, 2003.
- 12) Hamaguchi, H., K. Goto, and Z. Suzuki, Double-planed structure of intermediate-depth seismic zone and thermal stress in the descending plate, *J. Phys. Earth* 31, pp.329-347, 1983.
- 13) Harris, R., R., Archuleta, B. Aagaard, J.P. Ampuero, D.J. Andrews, J. Bielak, S. Day, E. Dunham, N. Lapusta, D. Oglesby, K. Olsen, A. Pitarka and J. Rice, A collaborative project: 3D rupture dynamics, validation of the numerical simulation method, *the 2005 SCEC progress report*, 2005.
- 14) 弘瀬冬樹, 中島淳一, 長谷川昭 : Double-Difference Tomography 法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, *地震* 2, 60, pp.1-20, 2007.
- 15) Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3237–3240, 1999.
- 16) Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. geophys. Res.*, Vol.77, pp.3796-3805, 1972.
- 17) Iwamori, H. : Heat sources and melting in subduction zones, *J. Geophys. Res.* 102, pp.14803-14820, 1997.
- 18) Kase, Y. and K. Kuge, Rupture propagation beyond fault discontinuities: Significance of fault strike and location, *Geophys. J. Int.*, 147, 330-342, 2001.
- 19) 林昭一編 :「波動解析と境界要素法」, 京都大学学術出版会、 2000.
- 20) 越塚誠一、粒子法、丸善出版会社、2005.
- 21) Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, J. Park, T. Iwasaki, and K. Kaneda, High pore pressure may cause silent slip in the Nankai Trough, *Science*, 304, 1295–1298, 2004.
- 22) Kurz, S., O. Rain, and S. Rjasanow, The Adaptive Cross-Approximation Technique for the 3-D Boundary-Element Method, *IEEE Trans. Magn.*, 38, no. 2, pp.421-424,

2002.

- 23) Liu, F. and R.I. Borja, A contact algorithm for frictional crack propagation with the extended finite element method, *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, Vol.76, pp.1489-1512, 2008.
- 24) Mitsui, Y. and K. Hirahara, Long-term slow slip events are not necessarily caused by high pore fluid pressure at the plate interface: an implication from two-dimensional model calculations, *Geophys. J. Int.*, 174, 331-335, 2008
- 25) Moes, N., J. Dolbow, and T. Belytschko, : A finite element method for crack growth without remeshing, *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, Vol.46, pp.133-150, 1999.
- 26) Nakajima, J. and Hasegawa, A. : Subduction of the Philippine Sea slab beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, *J. Geophys. Res.* 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
- 27) Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, 298, 1009–1012, 2002.
- 28) Seno, T. and Yamasaki, T. : Low-frequency tremors, Intraslab and intraplate earthquakes in Southwest Japan from a viewpoint of slab dehydration, *Geophys. Res. Lett.* 30, 2171, doi:10.1029/2003GL018349, 2003.
- 29) Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S. and Nakamura, S. : Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature* 442, pp.188-191, 2006.
- 30) Tabei, T., M. Hashimoto, S. Miyazaki, K. Hirahara, et al. Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field, *Earth Planets Space*, 54, 1065-1070., 2002.
- 31) Takenaka, S., Sanshadokoro, H. and Yoshioka, S. : Velocity anomalies and spatial distributions of physical properties in horizontally lying slabs beneath the Northwestern Pacific region, *Phys. Earth Planet. Inter.* 112, pp.137-157, 1999.
- 32) Tenthorey, E. and S.F. Cox, Reaction-enhanced permeability during serpentinite dehydration, *Geology*, 31(10), 921–924, 2003
- 33) Yoshioka, S. and Sanshadokoro, H. : Numerical simulations of deformation and dynamics of horizontally lying slabs, *Geophys. J. Int.* 151, pp.69-82, 2002.
- 34) Yoshioka, S., Toda, T. and Nakajima, J. : Regionality of deep low-frequency earthquakes associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Nankai

Trough, southwest Japan, *Earth and Planet. Science Lett.*, 272, pp.189-198, 2008.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月 日
吉岡祥一・ 戸田真美子・ 中島淳一	Regionality of deep low-frequency earthquakes associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Nankai Trough, southwest Japan	AGU fall meeting, San Fransisco	平成 20 年 12 月
吉岡祥一・ 戸田真美子・ 中島淳一	Regionality of deep low-frequency earthquakes associated with subduction of the Philippine Sea plate along the Nankai Trough, southwest Japan	3rd Taiwan-Japan Earth Science Symposium, 那霸	平成 21 年 2 月
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Heterogeneous rupture on homogeneous faults: Three-dimensional spontaneous rupture simulations with thermal pressurization	Geophysical Research Letters, 35, L21307, doi:10.1029/2008GL035577	2008 年
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Rupture Propagation beyond Fault Discontinuities: Significance of Thermal Pressurization	7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting、 筑波	2008 年 11 月 26 日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Rupture Propagation beyond Fault Discontinuities: Significance of Thermal Pressurization	American Geophysical Union 2008 Fall meeting, San Francisco	2008 年 12 月 19 日
Mitsui, Y and K. Hirahara	Long-term slow slip events are not necessarily caused by high pore fluid pressure	Geophysical Journal International., 174, 331-335.	2008 年

	at the plate interface: an implication from two-dimensional model calculations,		
Wada, K. and H. Goto	Application of extended finite element method (X-FEM) to dynamic rupture propagation	6th KU-NCU-TITech Joint Student Seminar	平成 21 年3月10 日
Sakamoto, T, and K. Hirahara	Numerical simulation of an elastic block motion under friction with a MPS method	7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting, 筑波	2008 年 11 月 26 日
Hirahara, K.	New research project for the next Nankai trough mega thrust earthquakes - Simulation research-	7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting, 筑波	2008 年 11 月 25 日
橋本学・ 福島洋	ALOS/PALSAR による プレート沈み込みに伴 う変動検出に向けた試 み	ALOS-2 利用ワークショップ (つくば市: 宇宙航空研究開 発機構)	平成 21 年4月20 日
光井能麻・ 堀高峰・ 宮崎真一・ 金田義行・ 平原和朗	限られた期間のデータ を用いたプレート境界 面の摩擦パラメタ範囲 の拘束	地震 第2輯、第61巻4号、 掲載予定	2009 年
Fukuda, J., K. M. Johnson, K. M. Larson, and S. Miyazaki	Fault friction parameters inferred from the early stages of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake,	J. Geophys. Res., doi:10.1029/2008JB006166	2009 年

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
2次元の熱と流れの数値シミュレーションコード	差分法による任意形状の2次元スラブの沈み込みに伴う温度計算を行う
拡張型有限要素法による2次元SH波動場の動的破壊計算コード	2次元SH波動場における自由な断層配置に対して動的破壊を計算する

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 21 年度業務計画案

媒質モデルの高度化に関して、熱構造モデルでは、Hi-net の地殻熱流量データの信憑性の検討を行う。従来のデータに比べ、信憑性の高いデータであることが明らかになれば、そのデータに合致するような 2 次元のスラブ沈み込みモデルのコード開発を行う。具体的には、地震波トモグラフィーによって示唆されているような高温プリュームの存在を考慮したモデルを新たに開発し、西南日本下で、より精度の高い、現実的なフィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布のモデルを求める。間隙流体のモデル化に関して、間隙流体を含む断層における動的破壊伝播では、摩擦発熱による間隙流体圧の上昇を考慮した動的破壊伝播シミュレーションを実施し、簡略化していたモデル設定等に依存する影響の抽出を試み、さらに平行に並ぶ不連続な横ずれ断層における破壊の乗り移りへの影響を調査する。また、地震時における間隙流体圧の上昇が地震時のみならず長期的な準静的地震発生サイクルに及ぼす影響の評価を行う。不均質媒質中の動的破壊伝播に関しては、平成拡張型有限要素法を単純な動的破壊問題に適用する方法について検討をしたが、対象問題が 2 次元の SH 問題、線形媒質に限られている。例えば、断層の極近傍において媒質の非線形性を考慮したモデルが近年提案されている。このようなモデルを動的破壊問題に導入するためには媒質が非線形の場合を取り扱うことができる解析コードを開発する必要がある。拡張型有限要素法は原理的に非線形媒質を取り扱うことができるため、来年度以降は媒質の非線形問題を取り扱うことができるようコードを改良する予定である。このため、平成 21 年度はまず 2 次元 P-SV 問題を対象とした解析が行えるようにコードを改良し、拘束圧とせん断応力とが表現できるようにする。また、媒質の非線形構成則についても検討を行い、導入するモデルの選定を行う予定である。

データ解析の高度化に関して、GPS+InSAR 解析では、平成 20 年度の解析で明らかになった ALOS/PALSAR データの干渉処理結果の持つ問題点：軌道残存縞、地形に相關する縞、局所的な気象擾乱による縞を軽減する手法を検討する。このため、GPS 観測結果による干渉画像の補正、干渉画像中の変動量と地形の相関係数の推定と、これを用いた補正、SB (Short Baseline) 法の適用による気象擾乱の抽出の 3 つの解析を試みる。データ同化に関しては、まず SIS のパフォーマンスをセルモデル等で検討した上で、2 次元媒質・1 次元断層の連続

体モデルに実装する。アジョイント法に関しても同じモデルに実装する。両者とも、地震後に発生する余効すべりを対象に試験を行い、どのような状況でどちらが優れているのか、多面的に検討する。地震発生シミュレーションコードの高速化では、高速多重極法およびHマトリクス法の適用を検討する。

西南日本内陸地震を含む南海トラフ巨大地震発生サイクルセルモデルの構築では、成層粘弹性構造媒質中の地震発生サイクルシミュレーションコードを開発し、予備的な計算を行う。

サブプロジェクト（2）④

連動条件評価のためのシミュレーション研究

担当：国立大学法人東京大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 連動条件評価のためのシミュレーション研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	准教授	加藤尚之	
東京大学地震研究所	教授	平田 直	
東京大学地震研究所	教授	佐竹健治	
東京大学地震研究所	准教授	勝俣 啓	
東京大学地震研究所	准教授	酒井慎一	
東京大学地震研究所	助教	鶴岡 弘	
東京大学地震研究所	助教	五十嵐俊博	
東京大学地震研究所 (7月-11月)	特任助教	橋本千尋	
名古屋大学環境学研究科 (12月-3月)	准教授	橋本千尋	
東京大学地震研究所 (12月-3月)	特任研究員	鈴木岳人	
防災科学技術研究所	総括主任研究員	福山英一	
神戸大学	名誉教授	石橋克彦	
九州大学理学研究院	助教	亀 伸樹	

(c) 業務の目的

東海地震、東南海地震、南海地震それぞれのセグメントで地震性の破壊が発生した場合、破壊が隣接するセグメントに伝播し、より規模の大きい地震になるか否かを支配する条件をシミュレーション等により明らかにする。また、一度破壊が停止した後に、隣接するセグメントが遅れて破壊するまでの過程を理論的に調べ、遅れ破壊の時間を推定するために必要な観測量を明らかにする。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：

ソフトウェアの開発等を行い、東海地震、東南海地震、南海地震や宮城沖地震などを想定したプレート境界地震のシミュレーションを行うための環境を整備する。

2) 平成21年度：

アスペリティの応力状態などに着目し、連動破壊発生の条件をシミュレーションにより調べる。

3) 平成22年度：

アスペリティ破壊により発生する地震波による動的トリガーの可能性に着目し、引き続き、連動破壊発生の条件をシミュレーションにより調べる。

4) 平成23年度：

セグメントが単独破壊した後のすべり・準静的応力伝達過程をシミュレーションで調べ、遅れ破壊の時間を支配する要因を明らかにする。

5) 平成24年度：

遅れ破壊について、引き続き、シミュレーションにより調べ、隣接セグメントが破壊する過程の観測可能性について明らかにする。

(e) 平成20年度業務目的

複数セグメントが連動破壊する条件を理論的に明らかにするため、セグメント内のアスペリティの応力状態や強度、セグメント間の摩擦特性等に着目した数値シミュレーション等を行う。また、そのためのソフトウェア開発等を行う。東海地震、東南海地震、南海地震や宮城沖地震などを想定したプレート境界地震のシミュレーションを行うための環境を整備するため、適切なパラメータの探索等を行う。

(2) 平成20年度の成果

(a) 業務の要約

3次元均質無限弾性体中の平面断層モデルを用いた数値シミュレーションにより、摩擦特性の異なる2つ隣接するアスペリティの連動破壊の条件を調べた。2つのアスペリティ内部の摩擦特性は速度弱化とし、特徴的すべり量 L が異なるものとした。破壊は L が小さいアスペリティから始まるが、 L が大きいアスペリティで破壊が停止するか否かは、非地震性すべりの発展によって変化する有効スティッフネスとアスペリティでのせん断応力とに依存することがわかった。また、現実の構造を考慮した現実的なシミュレーションにより連動破壊条件を調べるための準備として以下の研究を行った。南海トラフに沿ったプレート境界の地震発生サイクル・シミュレーションに用いる粘弾性応答関数を計算するためのソフトウェア開発。不均質媒質中の動的破壊解析を行うための、境界積分方程式法と有限差分法を組み合わせたハイブリッド法の開発。プレート境界面での不均一摩擦特性を推定するための、測地データに基づくプレート境界固

着分布の推定。

(b) 業務の成果

1) 2次元平面断層モデルによる運動破壊条件に関するシミュレーション研究

3次元均質無限弾性体中の平面断層モデルを用いた数値シミュレーションにより、摩擦特性の異なる2つ隣接するアスペリティの運動破壊の条件を調べた。シミュレーション方法は、Kato (2004)によるものを採用した。断層面にはたらく摩擦は、速度・状態依存則（composite law）（Kato and Tullis, 2001）に従うものとする。図1に示すような、摩擦パラメターの不均一性を与える。半径6kmの2つのアスペリティ内部で定常摩擦の速度依存性を表すパラメーター $A \cdot B$ を-0.7MPaとする。アスペリティの外側の領域では、 $A \cdot B = 0.2 \text{ MPa}$ として、非地震性すべり域とする。アスペリティ1では特徴的すべり量 $L = 0.02 \text{ m}$ 、アスペリティ2では $L = 0.16 \text{ m}$ とする。 L が大きい領域では、破壊が停止する場合がある（たとえば、Kato and Hirasawa, 1999; Hiller et al., 2006; Kato, 2008）。以下では、シミュレーション結果を利用して、アスペリティ2で破壊が停止する場合と、アスペリティ2が破壊する場合とで、どのような違いが見られるかを調べる。

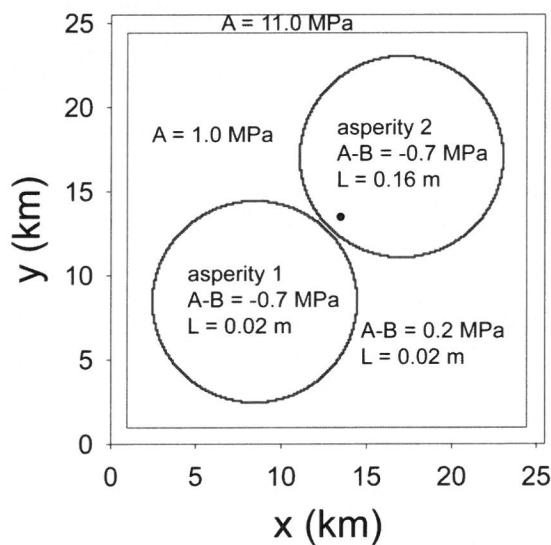


図1 モデル断層面上の摩擦パラメター分布。アスペリティ2内の黒点は、図4ですべり速度-応力関係を示した点。

シミュレーションでは、アスペリティ 1 のみが破壊される小さめの地震と、アスペリティ 1 から始まった破壊がアスペリティ 2 まで及ぶ大きな地震とが交互に発生する。図 2 に、シミュレーションで得られたすべり速度の分布の変化を示す。インターバルミック期には、2つのアスペリティ ($A \cdot B < 0$) は固着し、周囲の安定すべり域 ($A \cdot B > 0$) ではほぼ定常的な非地震性すべりが発生している（図 2 a, e）。アスペリティ 1 のみが破壊される EQ1（図 2 c）とアスペリティ 1 と 2 両方が破壊される EQ2（図 2 g,h）が交互に発生する。EQ1 も EQ2 も、破壊の開始点はアスペリティ 1 の端で、ほぼ同じ位置である（図 2 b, f）。EQ1 と EQ2 の前での応力分布を見ると（図 3）、とくにアスペリティ 2 で、応力に大きな違いが見られる。EQ1 の前は、アスペリティ 2 はほぼ固着しており、アスペリティの外周で応力集中が生じているが、EQ2 の前では、アスペリティ 2 の内部まで非地震性すべりが侵入してきており、アスペリティ 2 の中心付近で応力が最大になっている。また、非地震性すべりの侵入により、アスペリティ 2 の有効スティッフネスは低下している。アスペリティ 2 で高まっている応力と、低下している有効スティッフネス両方の効果により、EQ2 ではアスペリティ 2 の破壊が発生したと考えられる。図 4 に、アスペリティ 2 内の点（図 1 参照）での、地震サイクル内での、せん断応力とすべり速度の関係を示す。Gu et al. (1984) は、1自由度のバネ-ブロックモデルを用い、ブロック底面にはたらく摩擦が速度・状態依存則（slip law）に従うと仮定して、すべりの不安定性について議論した。バネ定数を k 、臨界バネ定数を $k_c (= (B-A)/L)$ とすると、不安定すべり発生の条件は、 $\tau - \tau_{ss}(V) > Bk/k_c$ である。ここで、 $\tau_{ss}(V)$ は定常的摩擦で、速度が V_c に近い場合を除いて、 $\partial \tau_{ss} / \partial \ln V = A \cdot B$ となる。弾性体の有限長の断層の有効スティッフネスは、半径 r の円形断層を考えた場合、 G を媒質の剛性率として、近似的に G/r で与えられる（たとえば、Dieterich, 1992）。円形断層を仮定すると、 k_c に対応する臨界断層半径は $r_c (= (7\pi/24))(GL/(B-A))$ で与えられるから（Kato, 2004）、不安定すべり発生の条件は $\tau - \tau_{ss}(V) > Br_c/r$ となる。EQ2 の発生前には、図 3、図 4 からわかるように、アスペリティ 2 では応力が高まっていたと同時に、アスペリティ内への非地震性すべりの侵入により有効断層半径 r が大きくなり、有効スティッフネスが減少している。これにより、アスペリティ 1 で破壊が発生して応力が増加すると、 $\tau - \tau_{ss}(V) > Br_c/r$ の条件を満たし、アスペリティ 2 でも破壊が発生することになる。

このように、破壊がアスペリティ 1 だけにとどまるか、アスペリティ 2 まで

破壊して運動型破壊が発生するかを、摩擦パラメター、アスペリティ2の応力と有効ステイフネスを用いて理解することができた。このことから、アスペリティで運動破壊が発生するかどうかを判断するには、アスペリティでの応力と非地震性すべりをモニターすることが重要であることがわかる。

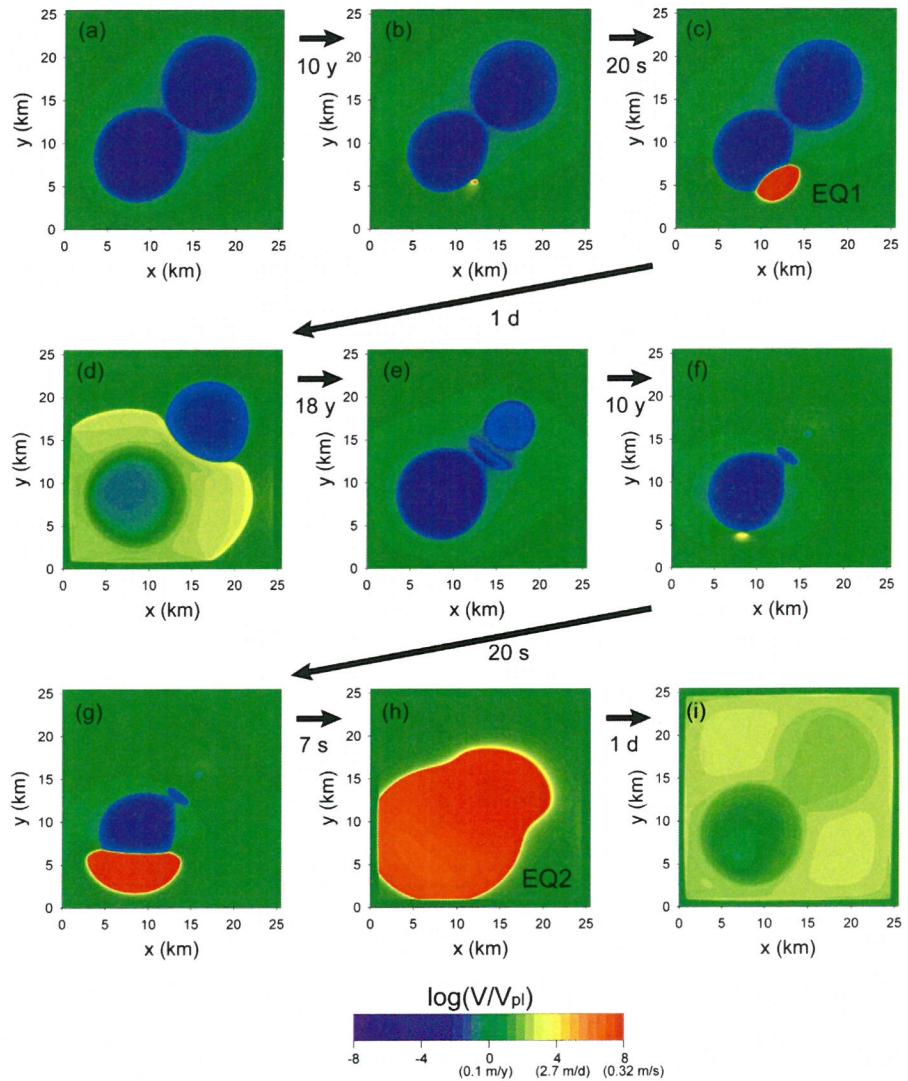


図2 断層面上のすべり速度の空間分布の変化。プレート速度で規格化したすべり速度の対数を示す。

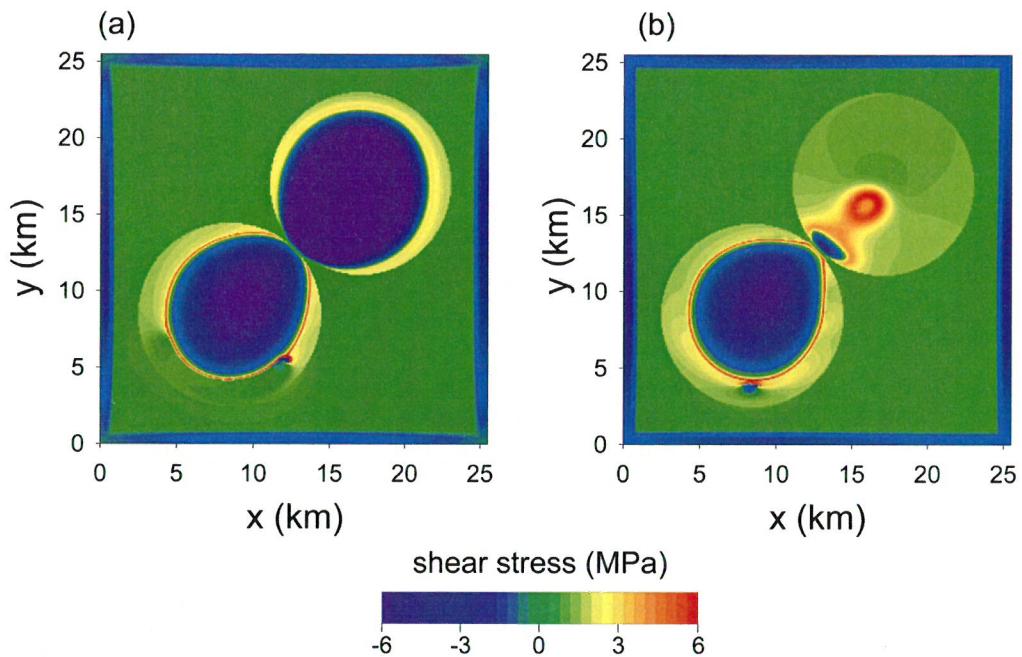


図3 断層面上のせん断応力分布。(a) EQ1 発生直前。(b) EQ2 発生直前。せん断応力は速度 V_{pl} における定常摩擦値からの変化分を示す。

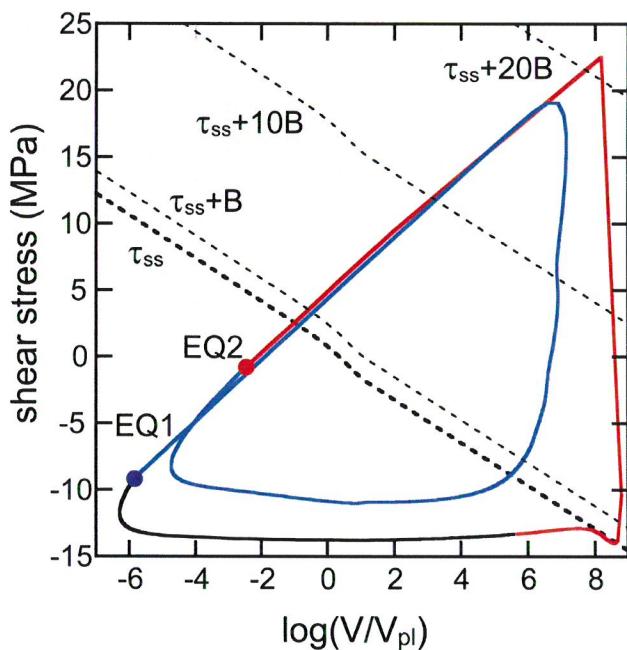


図4 地震サイクルでの、せん断応力とすべり速度の関係。EQ1 発生前は黒線、EQ1 発生から EQ2 までは青線、EQ2 発生後は赤線で示す。太い点線は定常摩擦 τ_{ss} (り)、細い点線は $\tau_{\text{ss}} + B$ 、 $\tau_{\text{ss}} + 10B$ 、 $\tau_{\text{ss}} + 20B$ を示す。

2) 粘弾性応答関数を計算するためのソフトウェア開発

本研究では、日本列島周辺域の三次元プレート境界面形状モデル (Hashimoto, Fukui and Matsu'ura, 2004) を基盤とする三次元地殻活動シミュレーション・システムのプロトタイプモデル (Hashimoto, Fukuyama, and Matsu'ura、論文準備中) を高度化し、これに多様な観測・データ解析を通じた地殻活動モニタリングによる情報をシミュレーションに取り込むことにより、東海・東南海・南海地震の運動性を評価する。この目的のために、南海トラフに沿ったプレート境界の地震発生サイクル・シミュレーションに用いる粘弾性応答関数を「地球シミュレータ」で計算する為の数値計算コードを開発した。

3) 境界積分方程式法と有限差分法を組み合わせたハイブリッド法の開発

地震の動的破壊過程のシミュレーションのために多数の数値手法が提案されてきた。破壊計算における数学的な困難は、連続的な弾性体中に亀裂 (=断層面)、すなわち、不連続を導入する点にある (亀裂問題)。これは常に特異性を伴い、数値的に評価が難しく、それ故に数値計算に人工的な振動を引き起こす傾向がある。境界積分方程式法 (BIEM) は、このような亀裂問題の数値解析において強力な手法である。ほとんどの場合、BIEM は媒質応答のグリーン関数の解析解が存在する無限均質弾性体に適用が限定される (Aki and Richards, 2002; Bouchon and Sanchez-Sesma, 2007)。これは、BIEM で用いる「応力核」がグリーン関数の解析解で構築されているからである。これにより、「応力核」の精度が保証され無限均質媒質中の破壊計算の精度がよくなるが、破壊解析が任意の不均質媒質に適用できないという制限となる。ここでは不均質媒質に対する「応力核」を有限差分法 (FDM) により数値的に評価することにより解決を図る、すなわち、BIEM と FDM を組み合わせたハイブリッド法による破壊計算法の開発である。

弾性体媒質中において任意の場所・時間に対する変位場は、断層面上の不連続とグリーン関数のたたみ込みにより記述される。均質無限媒質の場合には、グリーン関数の解析解が存在し、断層面上の応力場の境界積分が利用可能になる。不均質媒質の場合は、グリーン関数の解析解が存在しないため、BIEM の応力核を数値的に FDM により評価することを試みる。

密度 $\rho=3000[\text{kg}/\text{m}^3]$ 、P 波速度 $V_p=5480[\text{m}/\text{s}]$ 、S 波速度 $V_s=3164[\text{m}/\text{s}]$ の無限均

質弾性体を考え、変形は二次元モード II とする。図 5 に解析的な応力核(BIEM)と数値的に評価された応力核(FDM)の比較を示す。後者は、以下に述べるハイブリッド法 (HDBM) によるシミュレーションにおいて利用する。得られた数値応力核は、解析解に比して残差 10 %以下とすることができた。残差の大きい部分は、波の到着時である。ここでは FDM は数値分散が大きくなり精度が悪くなる傾向が強い。

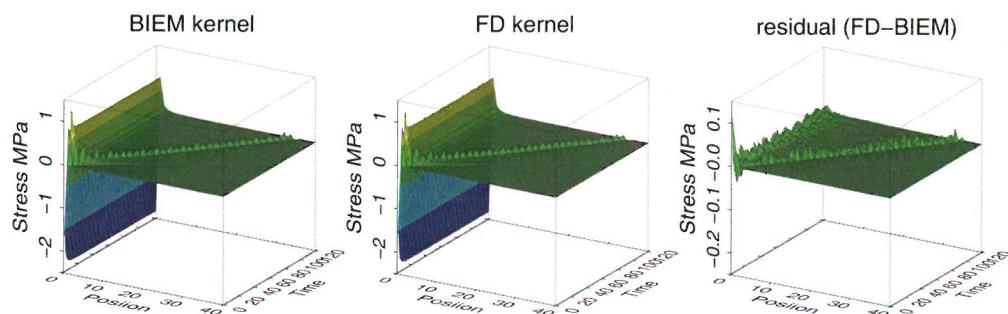


図 5 BIEM で用いる解析的な応力核と FDM による数値的な応力核の比較。距離と時間の単位は、それぞれ、グリッドの大きさ Δs と Δt である。これらの実際の値は $\Delta s=100[\text{m}]$ 、 $\Delta t=0.009[\text{s}]$ である。

FDM で数値的に評価した応力核を用いて BIEM の枠組みを用いて動的破壊を計算するハイブリッド法 (HDBM) がうまくいかどうかを検証する。ここでは初期亀裂が平面断層上を自発的に伝播する問題に適用を試みる。自発的破壊伝播を記述するために、滑り弱化摩擦則を用いる。図 6 に破壊計算の結果を示す。数値応力核に残差が含まれながらも、破壊計算の結果は BIEM の解析応力核を用いた場合と全体的に良い一致を示している。また、特に破壊速度とピーク滑り速度に注目してみても BIEM の結果と十分精度よく一致していることが確認された。

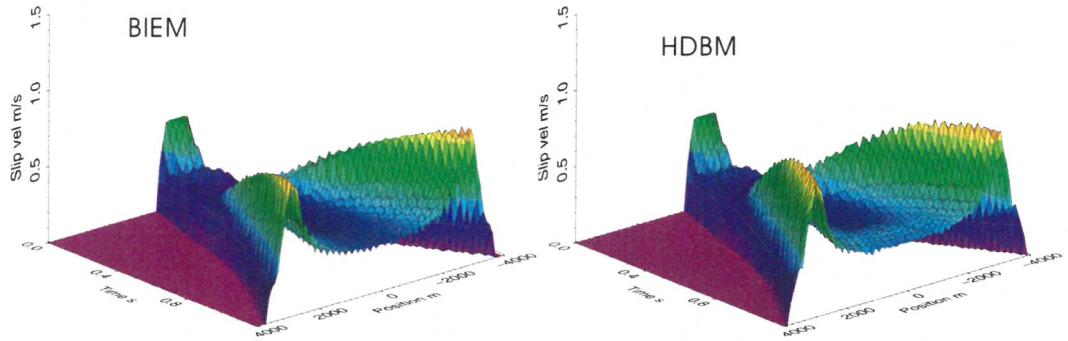


図 6 境界積分方程式法 (BIEM) とハイブリッド法 (HDBM) によるシミュレーション結果の比較。モード II クラックの自発的進展に伴う、断層でのすべり速度の時空間発展を示す。

4) 測地データに基づくプレート境界固着分布の推定

現実的な大地震発生シミュレーションの実現の為には、地震波形データや地殻変動データ解析によるプレート境界面のすべりや固着状態の履歴から摩擦特性（断層構成関係）を推定することが重要である。一般に、観測データの解析結果は、解析手法、仮定した構造モデル、モデル領域の取り方等に強く依存する。解析におけるこのような任意性とそれに起因する結果の偏りを排除する為には、現実的な三次元プレート境界面形状モデルを共通の基盤として、日本列島域の多様な観測データを統一的手法で解析する必要がある。これらのこと踏まえて、日本列島周辺域の三次元プレート境界面形状モデル (Hashimoto, Fukui and Matsu'ura, 2004) を基盤とする、日本列島全域の地殻変動データを統一的手法で解析する地殻変動観測データ解析モデルを開発している。本年度は、国土地理院の GPS 観測網 (GEONET) の 1996–2000 年の変位速度ベクトルデータ (図 7) を用いて、西南日本地域に比べて単純なケースである、北海道・東北地域の太平洋 - 北アメリカプレート境界面のすべりおよび固着の状態を推定した。解析の結果、六つの強い固着域が推定されたが、これらは、この地域で過去 100 年間に発生したプレート境界の大地震、1973 年根室沖、1952 年十勝沖、1968 年十勝沖及び 1994 年三陸はるか沖、1936 年及び 1978 年宮城県沖地震、1938 年福島県沖、の各震源域に一致することを明らかにした (Hashimoto et al., 2009) (図 8)。

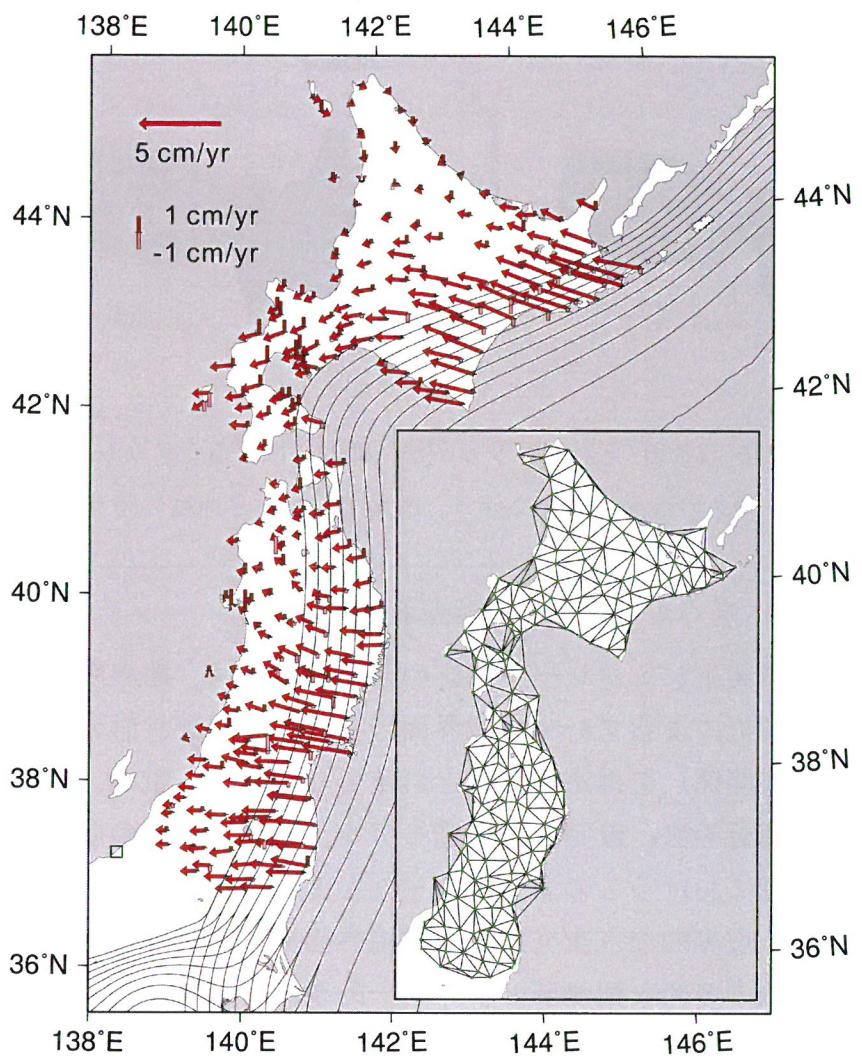


図7 プレート境界面のすべりと固着の推定に利用した、国土地理院のGPS観測網(GEONET)の1996–2000年変位速度ベクトルデータ。

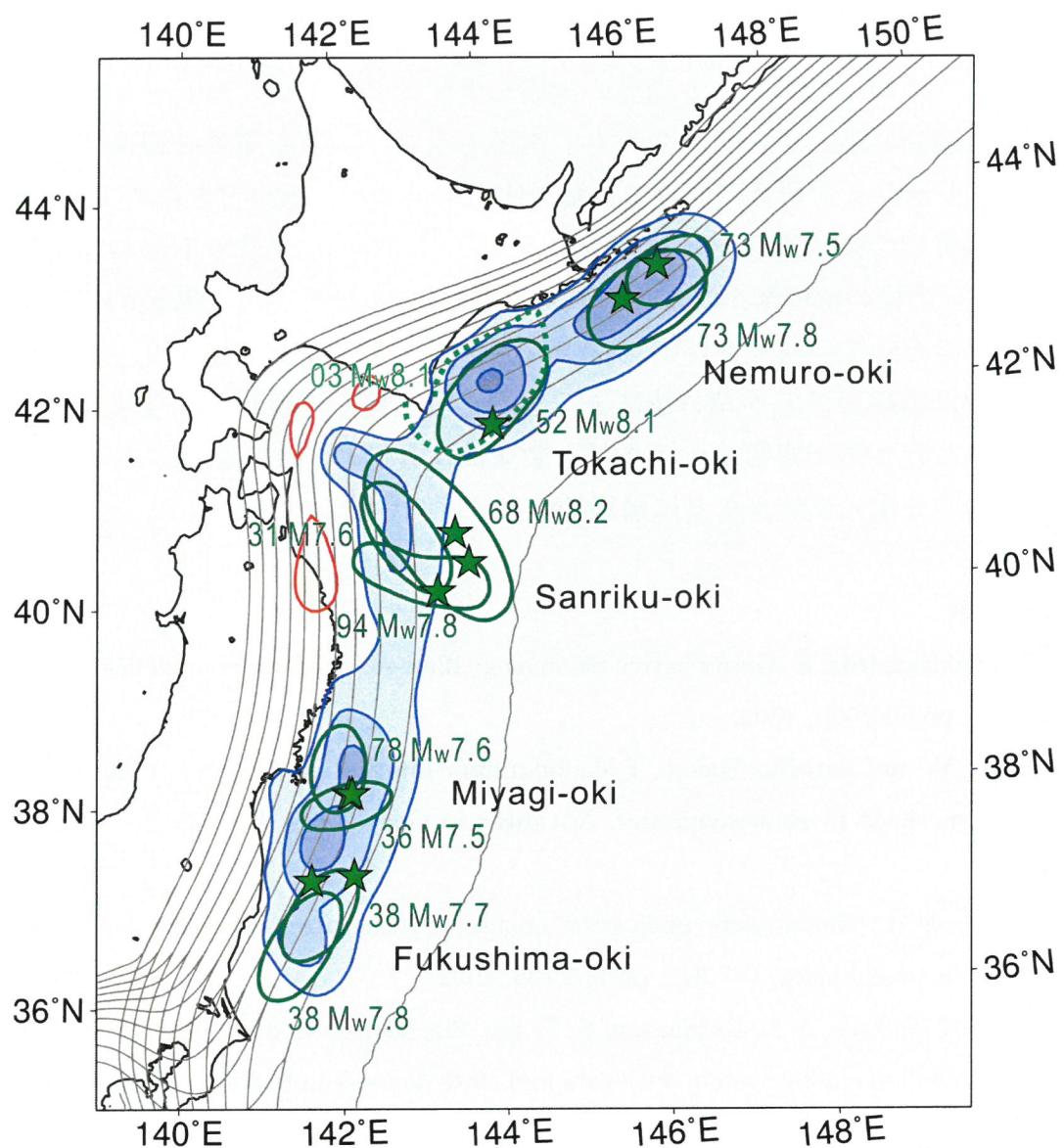


図8 国土地理院のGPS観測網（GEOPNET）の変位速度ベクトルデータから推定した、北海道・東北地域の太平洋・北アメリカプレート境界面の固着とすべりの状態。六つの強い固着域は、この地域で過去100年間に発生したプレート間大地震の震源域とほぼ完全に一致する。

(c) 結論ならびに今後の課題

アスペリティの応力と、有効スティッフネスに着目して、数値シミュレーションに基づき、アスペリティ連動破壊の条件を整理した。今後は、アスペリティ動的破壊による波動が隣接アスペリティの破壊を引き起こす効果や、間隙流

体圧の変動がアスペリティ運動破壊に及ぼす影響を調べる必要がある。

南海トラフに沿ったプレート境界の地震発生サイクル・シミュレーションモデル開発は順調に進んでいる。今後も、南海トラフにおける運動破壊条件の大規模シミュレーション研究に向けて、粘弾性応答関数の計算などを進めていく。

不均質媒質での動的破壊シミュレーションのためのハイブリッド法の開発に関しては、応力核の解析解が既知の無限均質媒質に対して、FDMで数値的に評価した応力核の有効性の検証を行い、「数値応力核」を適用するハイブリッド法を用いた破壊計算結果は境界積分法によるものと精度良く一致した。今後は自由表面を導入した半無限媒質中の応力核を数値的に評価し、自由表面に対して傾く衝上断層の2次元モデルなどに適用範囲を広げていく。

(d) 引用文献

- 1) Aki, K. and Richards, P., Quantitative Seismology (2nd ed.), University Science Books, New York, pp.565-590, 2002.
- 2) Bouchon, M. and Sanchez-Sesma, F. J., Boundary integral equations and boundary elements methods in elastodynamics, Advances in Geophysics, Vol. 48, pp.157-189, 2007.
- 3) Dieterich, J. H., Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength, Tectonophysics, Vol. 211, pp.115-134, 1992.
- 4) Gu, J.-C., J. R. Rice, A. L. Ruina, and S. T. Tse, Slip motion and stability of a single degree of freedom elastic system with rate and state dependent friction. J. Mech. Phys. Solids, Vol. 32, pp.167-196, 1984.
- 5) Hillers, G., Y. Ben-Zion, and P. M. Mai, Seismicity on a fault controlled by rate- and state-dependent friction with spatial variations of the critical slip distance, J. Geophys. Res., Vol. 111, B01403, doi:10.1029/2005JB003859, 2006.
- 6) Kato, N., Interaction of slip on asperities: Numerical simulation of seismic cycles on a two-dimensional planar fault with nonuniform frictional property, J. Geophys. Res., Vol. 109, B12306, doi:10.1029/2004JB003001, 2004.
- 7) Kato, N., Numerical simulation of recurrence of asperity rupture in the Sanriku region, northeastern Japan, J. Geophys. Res., Vol. 113, B06302, doi:10.1029/2007JB005515, 2008.
- 8) Kato, N., and T. Hirasawa, Nonuniform and unsteady sliding of a plate boundary in a great earthquake cycle: a numerical simulation using a laboratory-derived friction law,

Pure Appl. Geophys., Vol. 155, pp. 93-118, 1999.

- 9) Kato, N., and T. E. Tullis, A composite rate- and state-dependent law for rock friction, Geophys. Res. Lett., Vol. 28, pp.1103-1106, 2001.
- 10) Hashimoto, C., Fukui, K. and Matsu'ura, M: 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, Pure Appl. Geophys., Vol.161, pp.2053-2068, 2004.
- 11) Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. and Matsu'ura, M., Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, Nature Geoscience, Vol. 2, pp.141–144, 2009.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya and M. Matsu'ura	Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion	Nature Geoscience, Vol. 2, pp.141-144	February, 2009
Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya and M. Matsu'ura	Potential Interplate Earthquakes along the Kuril-Japan Trench, Inferred from GPS Data Inversion	7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting	November 25, 2008
Imai, K., K. Satake and T. Furumura	Amplification of tsunami heights by delayed rupture of great earthquake along the Nankai Trough	American Geophys. Union, Fall Meeting, 2008	December 15, 2008
Kato, N.	Geometrical Control of Asperity Rupture: A Possible Origin of Complex Cycle of Miyagi-oki Earthquakes, Northeastern Japan	American Geophys. Union, Fall Meeting, 2008	December 17, 2008
Suzuki, T. and T. Yamashita	Slow Earthquakes Induced by Fluid Flow and Inelastic Pore Creation	American Geophys. Union, Fall Meeting, 2008	December 18, 2008

Kame, N. and Aochi, H.	A Hybrid FDM-BIEM Approach for Dynamic Rupture Simulation	American Geophys. Union, Fall Meeting, 2008	December 19, 2008
Satake, K., Y. Hasegawa, Y. Nishimae and Y. Igarashi	Recent Tsunamis that Affected the Japanese Coasts and Evaluation of JMA's Tsunami Warning	IASPEI General Assembly	January 15, 2009

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成21年度業務計画案

比較的単純なモデルを用いて、隣接するセグメントまたはアスペリティの運動破壊条件を理論的に明らかにする研究に関しては、間隙流体の変動の効果に着目したシミュレーション研究を行う。断層運動に伴う摩擦発熱による間隙流体圧の上昇の効果と、非弾性的な間隙の増大による流体圧の低下の効果との大小関係等により、地震の動的すべり過程の多様性が説明できることが明らかになっている。これまででは、間隙流体圧変化に関するパラメターは空間的に一様であると仮定していたが、新たに、これらパラメターの空間的不均一性を導入して、2次元モデルによるシミュレーション研究を行う。高速破壊（地震）が発生するような領域（アスペリティ）と非地震性すべりが発生するような領域とを設定し、両者の相互作用を調べる。具体的には、ゆっくりとした破壊がアスペリティに到達した際に高速破壊が誘発される条件、また、アスペリティ

で発生した高速破壊が、ゆっくりとした破壊の伝播を通して、離れたアスペリティでの高速破壊を誘発させる条件を明らかにする。

3次元粘弾性構造を考慮した、南海トラフに沿ったプレート境界の地震発生サイクル・シミュレーションモデル開発に関しては、シミュレーションに必要な粘弾性応答関数を計算する。また、三次元地殻活動シミュレーション・システムのプロトタイプモデルの高度化を行なうと共に、『地球シミュレータ』を用いた大規模シミュレーションの為の最適化を進める。また、それを用いて南海トラフに沿ったプレート境界の地震発生サイクル・シミュレーションを開始する。

不均質媒質中の地震破壊伝播を取り扱う境界積分法・有限差分法のハイブリッド法の開発を引き続き行う。平成20年度に無限均質媒質での2次元モデル解析解の比較においてハイブリッド法の有効性が確認できた。そこで得た知見に基づき、沈み込み帯の傾斜断層上における動的破壊伝播の2次元モデル解析のための拡張を行う。まず、強い力学的不均質である地表自由表面を導入し、動的破壊過程における地表相互作用の効果をシミュレーションにより研究する。

サブプロジェクト（2）⑤

地震発生サイクル多様性のメカニズム解明

担当：独立行政法人海洋研究開発機構

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

地震発生サイクル多様性のメカニズム解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人海洋研究開発機構	サブリーダー	堀 高峰	horit@jamstec.go.jp
独立行政法人海洋研究開発機構	技術研究副主任	光井能麻	
独立行政法人海洋研究開発機構	研究員	兵藤 守	
独立行政法人海洋研究開発機構	グループリーダー	阪口 秀	
京都大学大学院理学研究科	准教授	宮崎真一	
東京大学大学院工学系研究科	助教	山口哲生	
深田地質研究所	客員研究員	吉岡直人	
建築研究所国際地震工学センター	上席研究員	芝崎文一郎	
気象研究所地震火山研究部	室長	前田憲二	
気象研究所地震火山研究部	研究官	弘瀬冬樹	

(c) 業務の目的

南海トラフで発生する巨大地震は、セグメント同士が連動破壊するかしないかを含めて、地震発生のサイクルごとに異なった振る舞いをしてきた。このため、巨大地震発生サイクルの数値シミュレーションおよびゲルやガラス等のアナログ物質を用いた実験研究を行い、連動性を評価するための必要条件である、サイクルごとの多様性のメカニズムを解明する。

(d) 5 カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成 20 年度：サイクル毎に異なる連動・非連動や、再来間隔の大きな変化、およびスロースリップイベントの発生等を定性的に再現するとともに、3 次元プレート形状での地震発生サイクルの計算手法の整備に着手する。

2) 平成 21 年度：前年度の研究課題を継続する。特に、摩擦特性の不均質性と発生サイクルの多様性の関係を明らかにし、3 次元プレート形状での地震発生サイクルの計算手法を整備する。

3) 平成 22 年度：前年度の研究課題を継続する。特に、南海トラフ沿いの現

実的なプレート境界形状での地震発生サイクルシミュレーション研究を推進する。

4) 平成23年度：前年度の研究課題を継続する。特に、スロースリップまで含めた地震発生サイクルのシミュレーションを行う。

5) 平成24年度：現実的なプレート境界形状で、スロースリップまで含めた地震発生サイクルをシミュレーションで半定量的に再現し、連動・非連動を含めたサイクルの多様性メカニズムを明らかにする。

(e) 平成20年度業務目的

平面プレート境界のモデルで、連動・非連動がサイクルごとに異なったり、再来間隔が倍半分で大きく変化したりする振る舞いや、スロースリップイベントの発生等を定性的に再現する。さらに、3次元プレート形状での地震発生サイクルの計算手法についてはスプライン関数をもちいたすべり応答関数を取り込めるようにし、アナログ物質を用いた実験については、詳細な状態を観察できるようより規模大きい実験をするために装置改良を行う。

(2) 平成20年度の成果

(a) 業務の要約

複数アスペリティの連動・非連動や再来間隔が倍半分で大きく変化するなどの地震発生サイクルごとに異なる振る舞いを、岩石実験にもとづく摩擦則を導入した地震発生サイクルシミュレーションで実現するため、スケールに依存した摩擦特性を取り入れたシミュレーションを行った。その結果、平面プレート境界モデルで再来間隔が倍半分で大きく変化したり、アスペリティの近辺でスロースリップイベントが発生することを示した。特に再来間隔は規模に依存して変化しており、物理的に問題のあった従来の「時間予測モデル」に変わる新しいモデルを見いだした。また3次元プレート境界形状を考慮したモデルで、再来間隔が大きく変化しうることを確認した。

粘着性を有し、かつ弾性率が極めて小さいゲルシートを用いたすべり摩擦現象においては、固着一すべりに時空間的な構造が現れるなど、プレート境界で

の固着-すべりの時空間変化に類似した特性を示す。今年度は装置の大規模化を行うとともに、面の画像解析にもとづいた固着-はがれ状態の定量化に成功した。

(b) 業務の成果（地震発生サイクルのシミュレーション）

規模に依存した発生間隔の大きな変化を実現するため、スケールに依存した摩擦特性をもったモデルを地震発生サイクルに適用した。地震発生サイクルを断層面の固着・すべりの時空間分布としてモデル化し、岩石実験にもとづく摩擦法則を仮定して、すべりによる剪断応力と強度の変化とともにすべりの時空間変化を計算する¹⁾。まずは、3次元均質半無限弾性体中の平面断層上に、図1のような単純な摩擦特性の分布を仮定した。その結果、規模に依存した発生間隔の大きな変化がロバストに発生することが確認できた（図2）。また余効すべりなどのゆっくりすべりをあるサイクルで起こした場所が、別のサイクルでは地震性すべりを起こすなど、すべりの様式がサイクル毎に異なる場合があることもわかった。

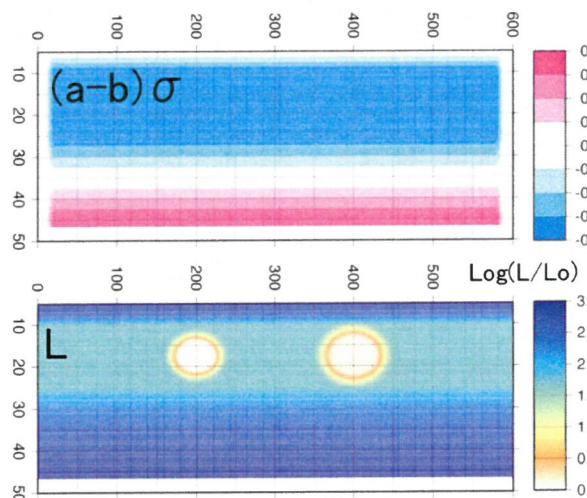


図1 仮定した摩擦パラメータ分布

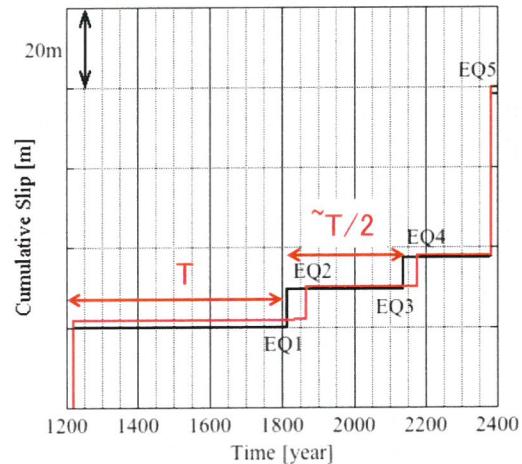


図2 すべり量の積算の時間変化

さらに、このモデルを南海トラフ沿いにおける沈み込むプレート境界の形状を考慮したモデルに適用した。図3のような摩擦特性とプレート収束速度の不均質を仮定し、プレート境界形状を考慮したすべり応答関数を用いた地震発生サイクルシミュレーションを行った。その結果、図4のように規模に依存した大きな発生間隔変化が実現した。ただし歴史地震の発生パターンの再現は今後

の課題である。

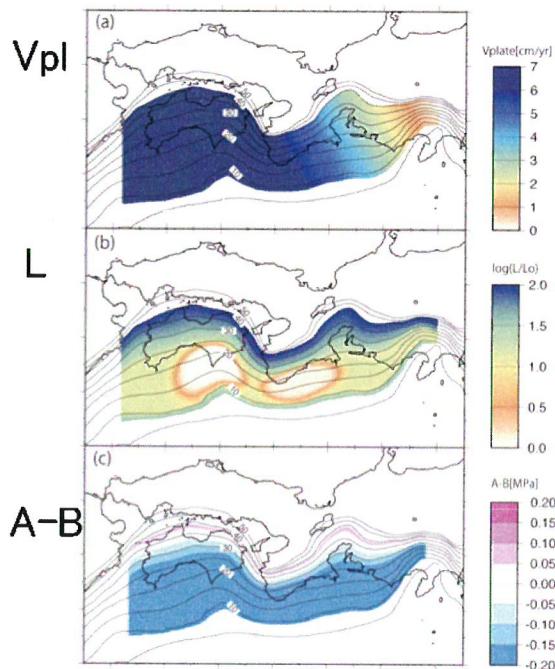


図3 仮定したプレート収束速度
や摩擦パラメータのすべり分布

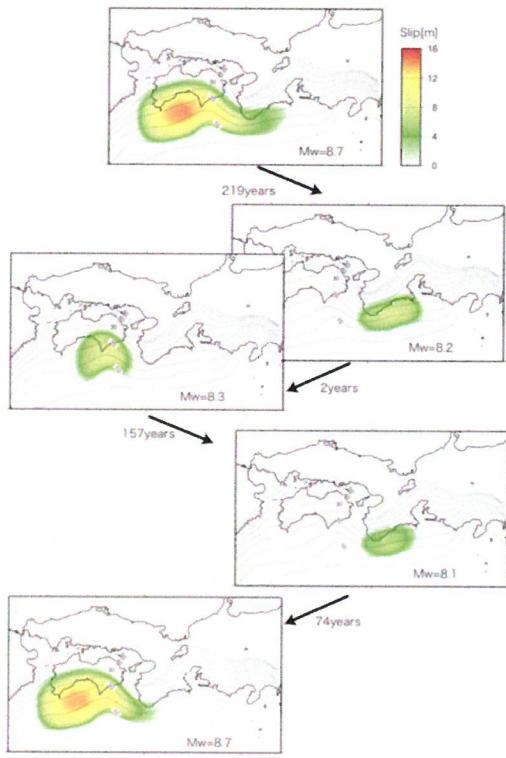


図4 地震時(すべり速度が1cm/s以上)
と発生間隔、Mwはモーメントマグニチュード

(c) 業務の成果（アナログ実験） 粘着性を有し、かつ弾性率が極めて小さいゲルシートを用いたすべり摩擦現象においては、固着－すべりに時空間的な構造が現れるなど、興味深い特性を示す²⁾。平成20年度は、このゲルシートを用いて以下のような研究を行なった。

すべり速度による不均一性の変化とその特徴付けについてまず述べる。ゲルシートを一定速度で引張り、摩擦力計測と同時にすべり挙動の可視化を行なったところ、引張速度が大きいとき（図5a）には規則的な振る舞い、引張速度が小さいとき（図5b）には不規則な振る舞いを示すことが分かった。また、摩擦力降下量の頻度分布を解析したところ、特に引張速度が小さいところではグーテンベルグーリヒター則と同様にべき的な性質を持つことが分かった。これは、高分子ゲルのような弾性率の低い系では、もともと均一な構造であるにも関わらず、すべりによって自己組織的に不均一性が生成されたことを示している。

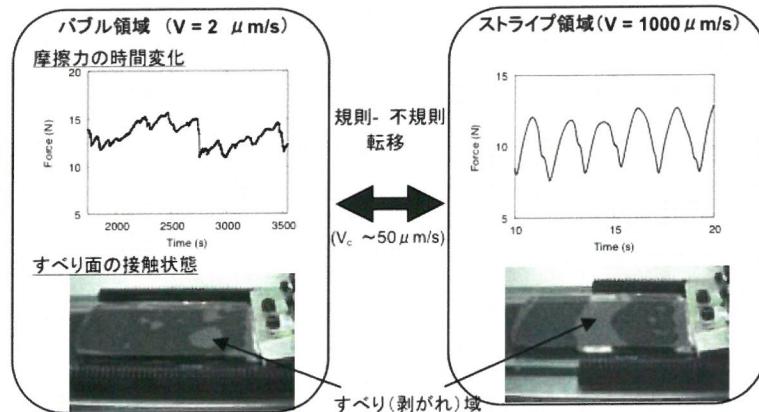


図 5 : (a)引張速度が大きいとき、及び(b)小さいときのすべり挙動

さらに、画像解析による摩擦状態の可視化については、ゲルシートを用いると、図 5 のように接触（固着）及び非接触（剥離）状態を容易に 2 値化できる。この性質を利用して、各点でのずりひずみの分布を求めたところ、特に引張速度が小さいときにひずみが空間的に乱れて分布していることが分かった（図 6）。また、各時間でのひずみ分布を空間積分して摩擦力を推定したところ、摩擦力の時間変動を精度よく再現できることが分かった。これは、画像解析による摩擦状態のモニタリングが有効であることを意味しており、低速度における自己組織的な不均一生成メカニズムの理解に向けて重要な結果であると言える。

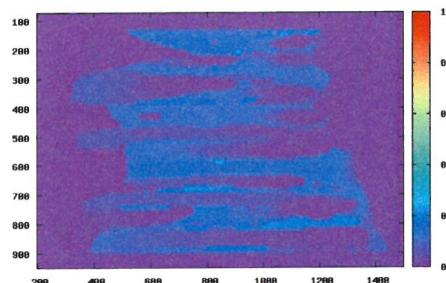


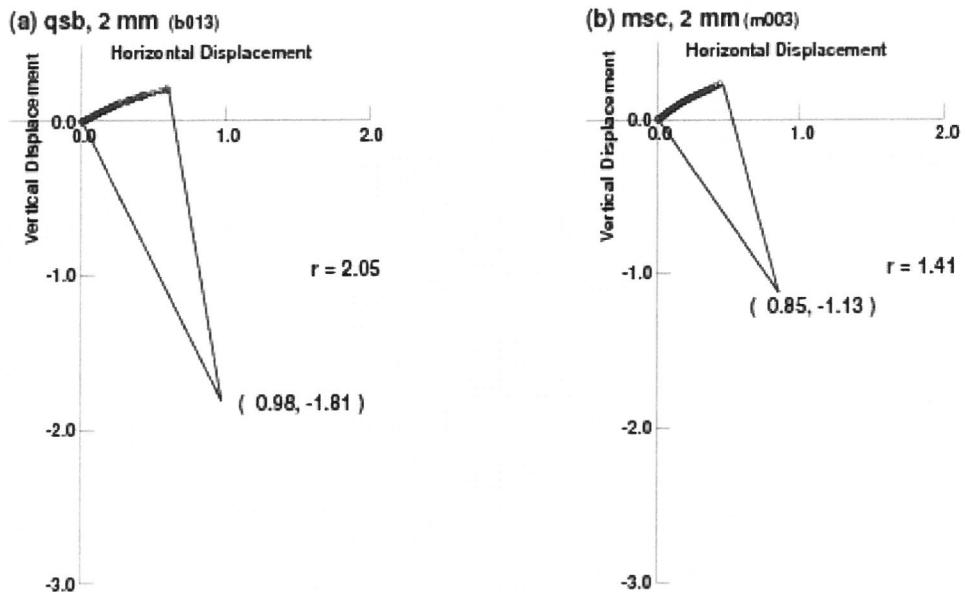
図 6 :引張速度 $V=10 \mu\text{m/s}$ のときの、引張方向へのずりひずみの分布。

また、断層の強度変化のメカニズムを調べるアナログ実験として、ガウジ層を挟んだ模擬断層のせん断実験を行った。ガウジ層は、石英砂と大理石の砂を用いて作成した。

いずれの実験においても、最終的な動的破壊（スティックスリップ）に至る過程で、水平方向に大きな前兆的なすべりが発生した。これと呼応して、垂直方向にもかなりの大きさの変位がみられた。これらを総合すると、せん断力の増加によって、断層の上盤は大きく持ち上がる、すなわちガウジ層が一様に膨張（ダイレイタンシー）することが明瞭に見られた。

この点を定量的に把握するために、横軸に水平変位、縦軸に垂直変位をとり、大きくすべる（スティックスリップする）直前までの上盤の軌跡を描いた。図7はその結果である。（図中、数値の単位はすべてmmである。）図中、小さな円で示したのが上盤の軌跡である。この変位の軌跡を眺めると、極めて円弧に近いものであることに気付かされる。最小二乗法により、この軌跡を円弧で近似したものが扇型の図形で示されており、その半径 r と円の中心座標も併せて図中に示されている。(a)は初期層厚2 mmの石英砂、(b)は同2 mmの大理石砂である。

これらの図から強く示唆されることは、せん断力の増加によってガウジ層内に柱状の構造が形成され、それがある点を中心として回転し、上盤が持ち上げられている、ということである。この機構が見掛け上、ガウジ層が膨張しているように見える原因であることが明らかとなった。



(d) 結論ならびに今後の課題

地震発生サイクルのシミュレーションについては、平面プレート境界モデルで再来間隔が倍半分で大きく変化したり、アスペリティの近辺でスロースリップイベントが発生することを示した。特に再来間隔は規模に依存して変化しており、物理的に問題のあった従来の「時間予測モデル」に変わる新しいモデルを見いだした。また3次元プレート境界形状を考慮したモデルで、再来間隔が大きく変化しうることを確認した。平成20年度目標のうち、3次元プレート境界形状については、スプラインではなく小三角断層を用いたモデルで計算を行った。今後は、より現実に近い再来間隔や規模の変化が生じるような摩擦特性の分布を見いだすことが課題である。そのために、最近の地震時のすべり分布を参考にしたり、構造探査から得られている不均質構造の分布を参考にして、摩擦特性の分布させる。またスロースリップイベントは3次元形状のモデルではまだ十分に再現されていないが、スケールに依存したより規模の小さい摩擦

特性の不均質を導入する必要があると思われる。

アナログ実験のうち、ゲルシートを用いた実験については、装置の大型化の改良が無事でき、異なる規模のイベントがより広い範囲で見られるようになった。また画像解析から定量的に固着・はがれ状態が測定できるので、今後はこのデータを詳細に解析することで、すべりにおける時空間不均一構造の生成メカニズムを解明する。一方、模擬断層ガウジのせん断実験については、断層の強度に大きく寄与すると考えられる応力鎖の柱構造が実際に存在することを強く示唆する実験結果を得た。今後はこうした柱構造がどのように断層強度に寄与するか、また断層の不安定すべり発生前後で構造がどのように変化するかを明らかにする。以上のように、断層の面的な広がりを扱えるゲルのすべり摩擦実験と断層帶の厚さ方向の構造に着目する模擬断層ガウジのせん断実験を行うことにより、大地震の連動性のメカニズムを理解するために役立つ新たな知見を得ることが期待される。

(e) 引用文献

- 1) J. R. Rice, "Spatio-temporal complexity of slip on a fault", *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 9885-9907, 1993.
- 2) T. Yamaguchi, S. Ohmata and M. Doi, Regular to chaotic transition of stick-slip motion in sliding friction of an adhesive gel-sheet, *J. Phys.: Condens. Matter.* 21, 205105, 2009.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
堀 高峰	プレート境界地震の規模と発生間隔変化のメカニズム	地震 2, 受理済み, 2008	
山口哲生, 大亦聰, 土井正男	粘着性ゲルシートのすべり摩擦	日本ゴム協会誌, 第 82 卷第 3 号, 93 ページ, 2009	
T. Yamaguchi, S. Ohmata, M. Doi	Regular to chaotic transition of stick-slip motion in sliding friction	<i>J. Phys.: Condens. Matter.</i> 21, 205105, 2009	

	of an adhesive gel-sheet		
N.Mitsui, T. Hori, H. Sakaguchi, S.Miyazaki	Afterslip as a part of earthquake rupture process	AGU 2008 Fall Meeting	2008年12 月18日

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成21年度業務計画案

3次元プレート境界形状を考慮したモデルで、連動・非連動がサイクルごとに異なったり、再来間隔が倍半分で大きく変化したりする振る舞いや、スロースリップイベントの発生等を定性的に再現する。さらに、スロースリップイベント及びスロー地震群のモデル化を行うとともに、アナログ実験については固着はがれ分布の解析及び模擬断層中の波の伝播解析を行う。

IV. 活動報告

4. 1. 会議録

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」第1回運営委員会

1. 日 時：平成20年7月4日（金） 14：00～17：00
2. 場 所：海洋研究開発機構 東京事務所
3. 議 事：
 - 議題I 運営委員会について
 - 議題2 研究計画について
 - 議題3 研究推進委員会の設置について
 - 議題4 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」第1回合同研究推進委員会

1. 日 時：平成20年7月11日（金） 10：30～17：20
2. 場 所：海洋研究開発機構 東京事務所
3. 議 事：
 - 議題1 研究推進委員会について
 - 議題2 研究計画について
 - 議題3 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」第2回合同研究推進委員会

1. 日 時：平成21年3月26日（木） 9：30～14：30
2. 場 所：海洋研究開発機構 横浜研究所
3. 議 事：
 - 議題1 次年度予算について
 - 議題2 本年度の研究成果および次年度の研究計画について
 - 議題3 総合討議
 - 議題4 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」第2回運営委員会

1. 日 時：平成21年3月26日（木） 15：00～17：30
2. 場 所：海洋研究開発機構 横浜研究所
3. 議 事：
 - 議題1 次年度予算について
 - 議題2 本年度の研究成果および次年度の研究計画について
 - 議題3 総合討議
 - 議題4 その他

4. 2. シンポジウム等

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」シンポジウム

1. 日 時：平成20年7月7日（月）10：00～17：40

2. 場 所：東京大学 弥生講堂

3. プログラム：
1. 開会挨拶
 2. 南海トラフ連動性評価研究
 3. 今後の調査観測研究
 4. シミュレーション研究
 5. 防災分野
 6. 総合討論
 7. 閉会挨拶

4. 参加人数：319名

V. むすび

本年度より5年間の計画で開始された本プロジェクトに関しては、調査・観測分野について、それぞれの研究計画に基づいて開始されるとともに、シミュレーション研究分野についても、過去の地震発生履歴の調査やシミュレーション研究のモデル構築を進めるなどの進展が見られ、順調な滑り出しどとった。

