東海・東南海・南海地震の 連動性評価研究プロジェクト

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

(平成21年度)

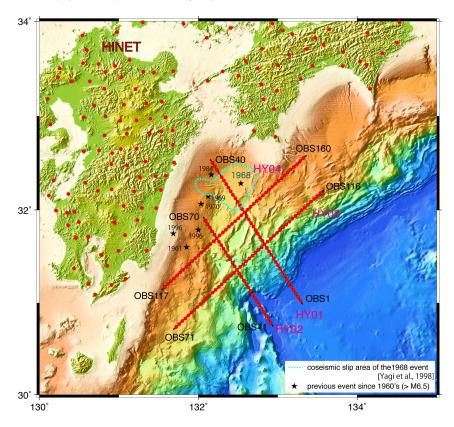
成果報告書

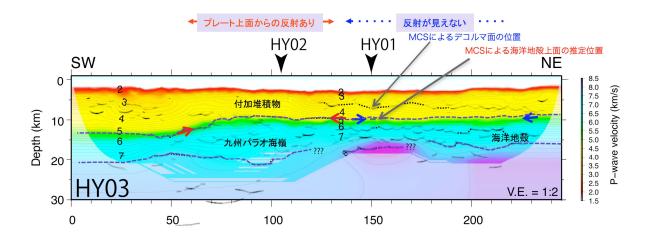
平成 22 年 5 月

文部科学省 研究 開発 局独立行政法人 海洋研究開発機構

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21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。

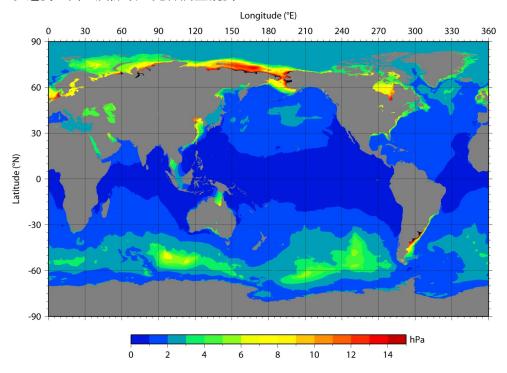
図1. 南海トラフ海域地震探査・地震観測



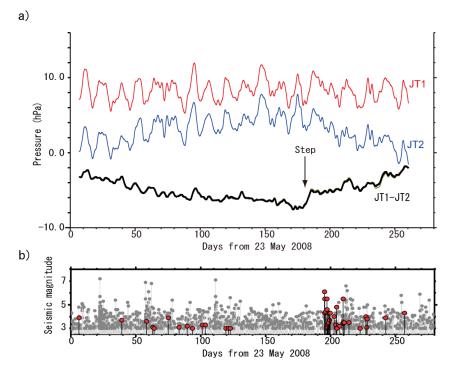


(上) 平成 21 年度日向灘域における調査測線図。水色波線で囲まれた領域は 1968 年日向灘地震のアスペリティ 3)。(下) HY03 測線の構造イメージの解釈図。四国沖南海トラフ側の薄い海洋地殻から九州パラオ海嶺側の厚い地殻に構造が変化していく様子が連続的に捉えられた。構造が変化する境界の北東側の海洋地殻の領域では、沈み込む海洋地殻上面に相当する反射が確認できないが、一方で、南西側の九州パラオ海嶺側では、プレート境界面に相当すると考えられる反射面が連続的に確認された。

図2. 切迫度の高い震源域の先行調査観測



全球順圧モデルを用いて計算した海底圧力変動。年間変動量の大きさの地理分布。

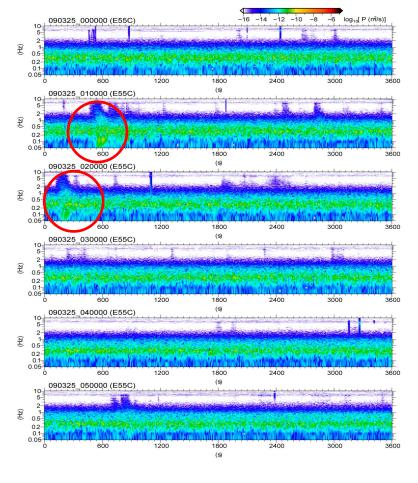


宮城県沖の海底水圧計で捉えたステップ的な圧力変化。2 観測点間の差をとることで変動が検出された(a)。この変動は、付近で発生したM6.1のプレート境界型地震の発生に先行した(b)。

図3. 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測

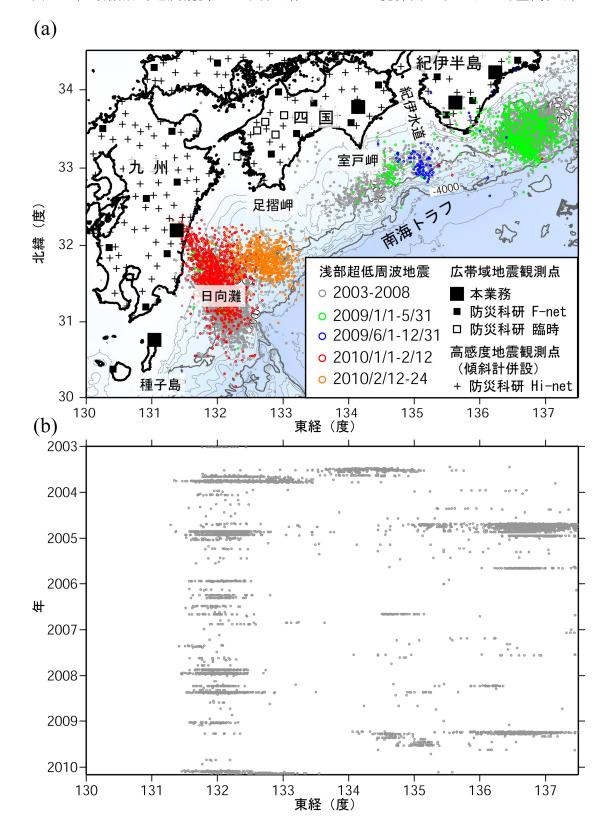


平成 20 年度の観測に用いた高精度水圧計付広帯域海底地震計。白矢印は、高精度水圧計の装着位置を示している。データは、耐圧球内のレコーダに記録される。



広帯域海底地震計の記録から得られたランニングスペクトル。2009年3月25日の午前0時から6時までの6時間分を示す。縦軸は周波数、横軸は時間であり、1時間分である。赤枠内は低周波イベントが発生したと考えられる部分。

図4. 陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界面のすべりの時空間発展

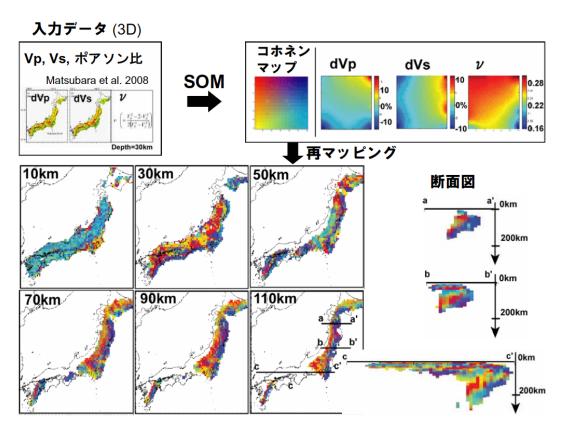


2003年1月から2010年2月24日までの期間内に検出された浅部超低周波地震の(a) 震央分布および(b) 時空間分布。丸印は浅部超低周波地震を表す。その他のシンボルについては図中の凡例に示す。

図5. 地殻媒質モデルの研究

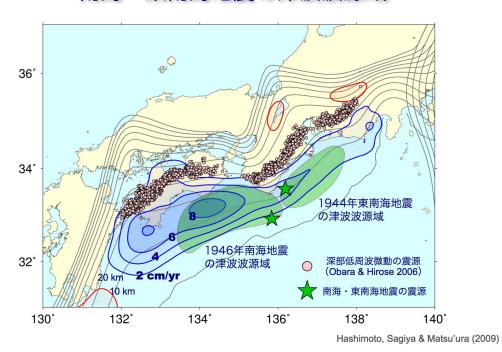
ニューラルネットワークの一種である自己組織化マップ法(Self Organizing Maps: Kohonen 2001)を用いた研究を行った。自己組織化マップ法は、多次元データベクトル情報を 2 次元空間上に次元圧縮する非常に有効な可視化ツールである。本研究では、媒質評価への応用を可能にするために自己組織化マップの汎用的な計算機プログラムを作成し、日本列島下における様々な地球物理学データセットを入力した。図の結果は、地震波速度データ(Matsubara et al. 2008)を入力したものである。図中には、入力データと、計算によって得られた各コホネンマップ、さらに、元の入力データを再マッピングして得られた媒質評価図がそれぞれ描かれている。

岩石実験及び理論計算結果との比較から、媒質評価図において青色系統で表された領域 (Vp, Vs) が共に高い領域)であり、海洋地殼及びマントル岩からなる沈み込むプレートを示しているものと考えられる。水色系統で表される領域 (Vp, Vs, v) が全て低い領域)はカコウ岩もしくは堆積岩のような岩石種から構成されていることが考えられる。一方、赤色系統で表された領域 (Vp, Vs) が低く v が高い領域)は、クラック状の流体の存在が強く示唆される場所である。さらなるモデルの高度化及び新モデルの導入により、定量的かつ多数の情報についてのマクロ構造評価が可能であると考えられる。



地震波速度データを自己組織化マップ法で解析した結果

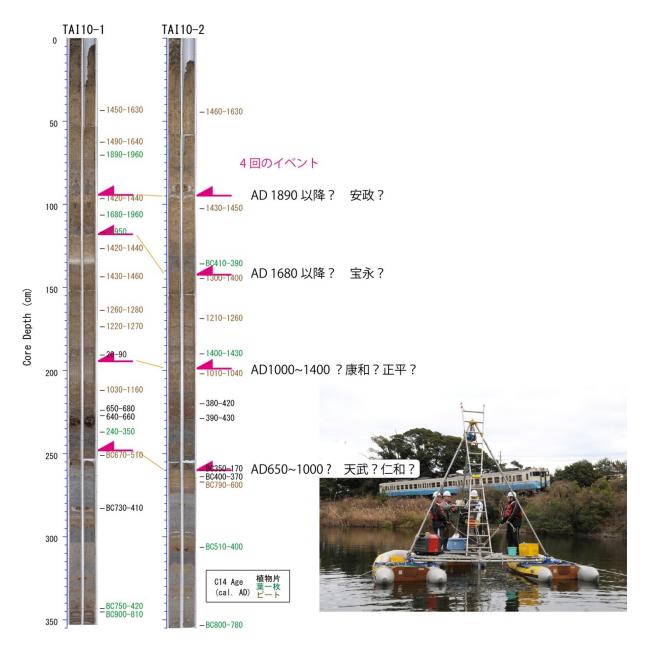
プレート境界のすべり遅れ速度,深部低周波微動, 南海・東南海地震の津波波源域



GPS データから推定した南海トラフのプレート境界面上のすべり遅れ速度の分布(青線のコンター)。緑色の領域は 1944 年東南海地震、1946 年南海地震の津波波源域、多数の丸印は深部低周波微動の分布を示す。黒線のコンターは解析に用いたプレート境界面の等深線である。

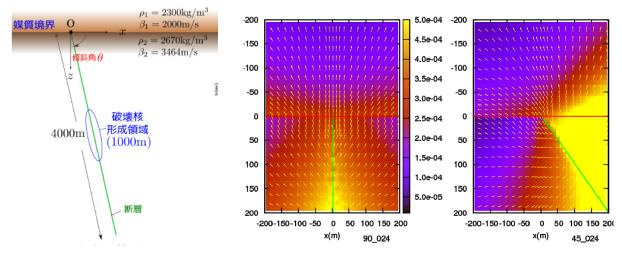
図7. 過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価

南海地震連動性評価のために南海トラフ沿いの過去の地震履歴を明らかにすることを目的に、沿岸湖沼の津波堆積物調査を行った。紀伊半島から四国にかけての沿岸地域について、文献、地形図、航空写真等を用いて津波堆積物調査地点を机上で検討した。その結果をもとに、津波堆積物が保存されている可能性が高いと考えられる四国の南東岸にあたる徳島県海部郡美波町の周辺において現地調査を行った。特に田井ノ浜の池においては、バイブロコアリングの手法を用いて堆積物を採取し、分析・年代測定を行った。その結果、この池では過去約 1500 年間に 4 回の津波イベントが記録されていることが明らかになった。

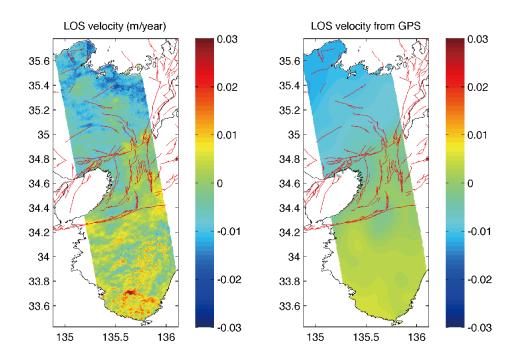


徳島県由岐町田井ノ浜の池における湖底堆積物に記録された 4 回の津波イベントおよび 年代測定結果(左)とコアリング風景(右)。

図8. シミュレーション手法と物理モデルの高度化



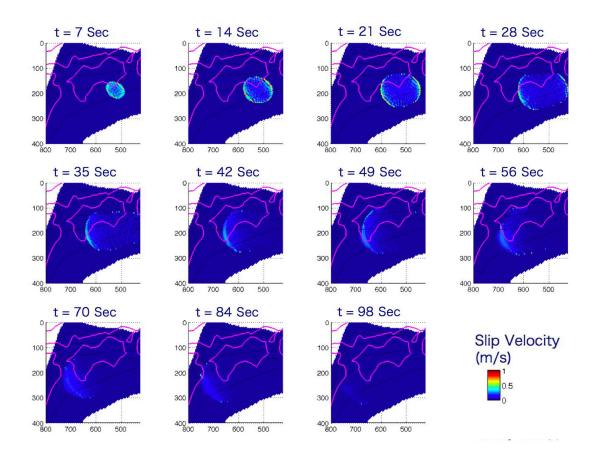
拡張有限要素法による媒質境界が動的破壊に及ぼす影響評価 (2次元面外クラック問題) (左図)解析モデル (右図)破壊が媒質境界に達した時刻における断層端周辺の最大ひずみ値とその方向 (左:傾斜角 90 度, 右:傾斜角 45 度) 均質全無限媒質の場合、断層延長方向に最大せん断応力となるが、媒質境界への断層傾斜角 90 度の場合、媒質境界に沿って大きなひずみ場が発生する。傾斜角 45 度の場合においても同様であるが、断層の上盤側に大きなひずみの領域が存在するために水平方向に非対称なモードとなる。



InSAR データのから推定した紀伊半島〜近畿にかけての年平均変動速度 (左図) GPS データから長波長ノイズを除いた InSAR データによる視線方向変位速度。 (右図) GPS 観測から推定した視線方向変位速度。

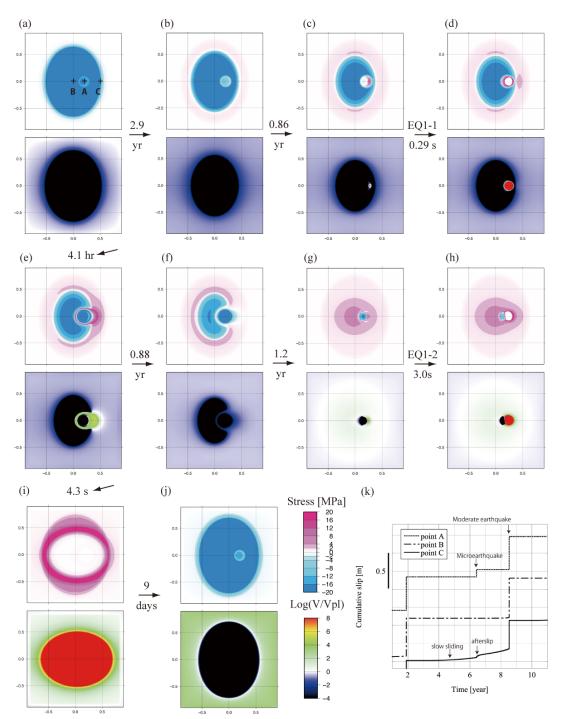
GPS データを用いた長波長変動除去後の左図は右図と調和的になるが、短波長の乱れが残っている。これらは地形と相関があり、局地的な大気の擾乱の影響と考えられる。

図9. 連動条件評価のためのシミュレーション研究



仮想南海地震の動的破壊過程のシミュレーション結果。プレート境界面上のすべり速度の分布を示す。GPS データから推定したプレート境界のすべり遅れ速度に基づき、プレート境界面上の応力分布を計算し、境界積分方程式法により動的破壊伝播のシミュレーションを行った。

図10. 地震発生サイクル多様性のメカニズム解明



スケール依存の摩擦特性を仮定した階層アスペリティモデルの釜石沖地震への適用。

 $M\sim5$ が規則的に繰り返す間に、その震源域内部で $M\sim3$ の地震がサイクル後半に発生する。階層アスペリティモデルは、この観測事実を説明するとともに、サイスミックカップリング等の観測量も定量的に再現できることが示された。(a)-(j)は応力(上)とすべり速度(下)の分布のスナップショット。固着時は濃紺、プレート収束速度の時に白、余効すべり等のゆっくりすべり時は黄緑、地震性すべり時は赤。(k)は(a)で示した3つの点におけるすべりの積算。

目次

はじめに	1
I プロジェクトの概要	2
Ⅱ 研究機関および研究者リスト	4
Ⅲ 研究報告	5
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	25
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	63
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	81
1-5. 地殻媒質モデルの研究担当:国立大学法人東京大学	103
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	115
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	131
2-3. シミュレーション手法と物理モデルの高度化	161
2-4. 連動性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	191
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	203
Ⅳ. 活動報告	213
1. 会議録	213
2. 対外的発表	213
V. むすび	213

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、データ同化等を用いた総合的な「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振動や津波、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、受託期間は、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、海底音波探査など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、プレート境界面の滑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、津波中お差等に基づき、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などを通して、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などにより、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21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	プロジェ	金田義行	南海トラフ海域地震探査・地
地震津波・防災研究プロジェクト	クトリー		震観測
	ダー		
国立大学法人東北大学	教授	藤本博己	切迫度の高い震源域の先行調
大学院理学系研究科			査観測
地震噴火予知研究観測センター			
国立大学法人	教授	金沢敏彦	紀伊半島沖における稠密・広
東京大学地震研究所			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	副部長	小原一成	陸域機動的地震観測による付
地震研究部			加体・プレート境界付近の構
			造調査
国立大学法人	教授	鳥海光弘	地殻媒質モデルの研究
東京大学大学院新領域創成科学研究科			
国立大学法人	教授	鷺谷威	プレート境界面のすべりの時
名古屋大学大学院環境科学研究科			空間発展に関するデータベー
			ス構築
国立大学法人	教授	岡村眞	過去の地震発生履歴から見た
高知大学理学部			地震サイクルの多様性の評価
国立大学法人	教授	平原和朗	シミュレーション手法と物理
京都大学大学院理学系研究科			モデルの高度化
国立大学法人	教授	加藤尚之	連動条件評価のためのシミュ
東京大学地震研究所			レーション研究
独立行政法人海洋研究開発機構	サブリー	堀高峰	地震発生サイクル多様性のメ
地球内部変動研究センター	ダー		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

南海トラフ域海域地震探査・地震観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	
独立行政法人海洋研究開発機構			
リーディングプロジェクト	プロジェクト	金田義行	
地震津波・防災研究プロジェクト	リーダー		
地球内部ダイナミクス領域	上席研究員	小平秀一	
	研究員	尾鼻浩一郎	
		仲西理子	
	技術研究副主任	佐藤 壮	
	技術主任	藤森 英俊	

(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帯全域において、反射法・屈折法地震探査よる地震発生帯のイメージング、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帯のプレート形状、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帯の物理モデルの高度化を図る。

(d) 5ヵ年の年次実施計画(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 1000km 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。土佐沖から紀伊半島沖においてトラフ直交、並行方向の総延長約 1000km 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 5000m 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、海底地震計数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:

前年度土佐沖から紀伊半島沖にかけて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 1600km 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 5000m 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 1600km 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 5000m 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21年度業務目的

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。さらに超巨大地震の中には、日向灘まで破壊域に含まれる可能性も示唆されており、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。日向灘の地殻構造と地震活動を把握する目的での調査は昨年度に実施した。平成 21 年度の業務目的は、日向灘の破壊域セグメントから四国・室戸沖までの南海地震破壊域における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と、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自然地震観測を行い、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。そのために短周期海底地震計 180 台を四国沖に設置し、屈折法・反射法地震探査および自然地震観測を実施する。また自然地震観測については長期観測を実現するために、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、約 10 ヶ月間の観測を実施する。

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

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 1)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昨年度実施し

た屈折法地震探査データの解析を行った。その結果、薄い南海トラフ側の海洋地殻から九州パラオ海嶺側の厚い地殻に構造が変化しているイメージが得られた。また、自然地震活動の解析からは地殻の厚さが変化する場所において、海洋性地殻内部の地震活動が活発である様子が捉えられた。構造の変化する境界域は、1968年の日向灘地震(Mw7.5)3)の滑り域南西縁に一致しており、南海トラフ巨大地震震源域西縁のセグメント境界をも規定している可能性を示した。

さらに、日向灘のアスペリティから四国・室戸沖までの南海地震破壊域における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に、四国沖において海底地震計 180 台を用いた屈折法地震探査および約 3 ヶ月間の自然地震観測を実施した。同時に設置した長期観測用の海底地震計 21 台は約 10 ヶ月間の観測を行った後、2010 年 6 月に回収予定である。

また紀伊半島沖では、2008 年 7 月の設置以降1年以上の連続観測を行ってきた広帯域 海底地震計を2009 年 10 月に回収した。これらの広帯域海底地震計では、紀伊半島沖にお いて2009 年 3 月に活発化した低周波地震活動を震源近傍で観測することに成功した。

(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よび地震の滑り域に関する構造を明らかにするため、昨年度実施した屈折法地震探査データの解析を行った。4本の調査測線 HY01~HY04について初動トモグラフィー4)と反射波走時マッピング 5)を実施し、地震波速度イメージと反射イメージを得た。また、日向灘における自然地震活動に関しては、2008年12月から 2009年1月にかけて海底地震計で得られた連続記録を用いて解析を行った。解析に用いた海底地震計は 2008年12月に(独)海洋研究開発機構・深海調査研究船「かいれい」により 4本の調査測線 HY01~HY04上に 5km 間隔で設置された海底地震計 160台である。構造造探査終了後、測線南東部および北西部の 28台の海底地震計は「かいれい」で 2008年12月中に回収されたが、その他の海底地震計は 2009年1月に(独)海洋研究開発機構・海洋調査船「かいよう」によって回収されたものである。これらの海底地震計の記録から、イベント検出および P波 S 波の到達時刻読み取りを行い、震源決定を行った。なお、震源決定に用いた1次元速度構造は、今回の日向灘における構造探査によって得られた地震波速度イメージを参考に作成した。

今年度の海域調査としては、四国沖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、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。調査測線は、南海地震の滑り域のを通過するトラフ直交測線4本を設定した(図1)。また、南海地震滑り域内での詳細な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3本を設定した(図1)。調査は2009年9月30日~10月20日((独)海洋研究開発機構・深海調査研究船「かいれい」)、および2010年1月28日~2月17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」搭載の地震探査システム7)を用いた。直交測線のうちSK01(測線長約175km)およびSK04(測線長約195km)の2本は1990年代後半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測線899とほぼ同一測線でもある。SK01、SK02(測線長約205km)、SK03(測

線長約 232km)、SK04、SK06(測線長約 150km),SK07(測線長約 150km)の一部でも 過去に反射法地震探査を実施しており 10)11)12)8)13)14)15)、それらのデータも使用できるよう 本研究の調査測線を設定した。設置した海底地震計は 180 台で、設置間隔は 5km、SK01 ~04 測線にそれぞれ、24 台(SK07 測線との交点で 1 台共有)、25 台、31 台、23 台、SK05 (測線長約 150km) ~SK07 測線で 26 台ずつ使用した(図1)。長期観測用の海底地震計 21 台は各測線の交点と直交測線間の中点に設置した。屈折法地震探査の制御震源としては、 「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、引き続き約3ヶ月の自然地震観測を行った後、「かいよう」 により 180 台の探査用海底地震計を回収した。但し、Site81, 95, 126, 145 の 4 点は未回 収である(2010年6月の長期観測用海底地震計21台の回収作業時に再度回収を試みる予 定である)。本調査で使用した海底地震計((株) 東京測深製 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。

紀伊半島沖で回収した広帯域海底地震計については、防災科学技術研究所により陸上の 観測網で観測された低周波地震のカタログに基づいて、イベントの確認を行った。また、 同定されたイベントについて震源近傍で得られた広帯域地震計記録を用いて周波数解析等 を行った。

(c) 業務の成果

まず、昨年度実施した日向灘域での屈折法地震探査データの解析結果について述べる。 調査測線 HY01~HY04 について初動トモグラフィーのと反射波走時マッピング ワンによって 得られた地震波速度イメージと反射イメージを図 3~図 5 に示す。反射波走時マッピング によって、地殼最下部のモホ面などの速度境界が連続的にイメージングでき、各測線間の 交点での構造も対応がとれていることが確認できた(図 3)。直交測線 HY01 と HY02 の 構造イメージを比較すると、沈み込むプレート上面からモホ面までの沈み込むフィリピン 海プレートの地殻の厚さが、明らかに南西側の九州パラオ海嶺に近い HY02 測線の方が厚 くなっていることがわかる (図 4)。平行測線 HY03 では、この地殻の厚さ変化が連続的に 確認できる(図5)。つまり、地殻の厚さは、北東の南海トラフ側の通常の海洋地殻から南 西に向かって厚くなり、九州パラオ海嶺の厚い地殻へとつながっている。本研究により海 洋地殻から九州パラオ海嶺への地殻構造の変化境界が特定できたと言え、その位置は海底 地形から推定されるより北東側に位置している。この構造境界を境に、反射イメージの特 徴も異なっている。北東側の海洋地殻の領域では、沈み込む海洋地殻上面に相当する反射 が確認できないが、より深い海洋地殼内部からの反射は連続的に存在する(図5)。一方で、 南西側の九州パラオ海嶺側では、プレート境界面に相当すると考えられる約 5km/s コンタ 一近傍に反射面が連続的にイメージされており、地殻内部ではやや断続的な特徴がみられ る(図5)。自然地震観測で得られた震源分布からは、トラフ陸側斜面において九州パラオ 海嶺が沈み込む観測領域南西部で比較的活発な地震活動が見られるのに対し、観測領域北

東部の足摺岬沖付近で発生するあまり多くの地震は観測されなかった(図 6)。全体的に見ると、日向灘地域は地震活動が静穏な四国沖から、比較的地震活動が活発な九州パラオ海嶺の沈み込む地域への遷移領域にあたると考えられる。一方、九州パラオ海嶺の東端に対応すると思われる地殻構造境界付近には地震活動も集中して発生しており、構造変化に対応した応力の不均質を反映していると考えられる(図 7)。海洋地殻から九州パラオ海嶺の地殻への構造変化境界は、1968年の日向灘地震(Mw7.5)③の滑り域南西縁に一致しており、日向灘地震の滑りのバリア的役割を果たしたことが推測される。さらに、この日向灘地震の滑り域が連動型巨大地震だった 1707年宝永地震の際に滑った断層の一つとしてシミュレーションすると、津波や地震動の観測データを説明しやすくなるというサブプロジェクト②からの報告②もある。今回明らかになった構造境界が南海トラフ巨大地震震源域西縁のセグメント境界をも規定している可能性がある。

紀伊半島沖に設置されていた広帯域海底地震計(図 8)では、2009年3月に活発化した紀伊半島沖の低周波地震活動を震源近傍で捉える事に成功した。陸上からの観測では、付加体先端部付近の低周波地震は、周期約 10 秒程度の周波数に卓越する一方、高周波成分はあまり含まれていないことが指摘されている 16)。今回、広帯域海底地震計によって得られた記録のスペクトルからは、数 10 秒程度の低周波成分だけでなく、1Hz から 10Hz 程度の比較的高周波成分も低周波地震の信号のなかに含まれている事が分かった(図 9)。これらの低周波イベントは短周期 OBS でみた分岐断層浅部に震源を持つ活動 18)と同じものと考えられる。

四国沖での屈折法地震探査データは、一部に時計較正不能だったものを除き、良好なデータが取得された(図2)。

(d) 結論ならびに今後の課題

昨年度実施した日向灘域での屈折法地震探査データの解析を行い、この地域の地殻構造 イメージを得た。得られた構造イメージから、薄い南海トラフ側の海洋地殻から九州パラ オ海嶺側の厚い地殻に構造が変化していく様子が連続的に捉えられた。構造の変化する境 界域は、海底地形から推測されるより北東側に位置しており、1968年の日向灘地震 (Mw7.5)³⁾の滑り域南西縁にも一致している。また、構造変化に伴い地震活動も、比較 的静穏な四国沖から、活発な九州パラオ海嶺の沈み込む領域に変化していく様子が捉えら れた。特に、九州パラオ海嶺東端部と思われる部分では、海洋性地殻内部に地震活動が集 中して発生している様子が捉えられており、構造変化に伴って応力状態が空間的に変化し ている事が示唆される。サブプロジェクト②での連動型巨大地震である 1707 年宝永地震 について日向灘にも断層を与えたシミュレーションの結果、観測される地震動や津波を説 明しやすくなるという結果が得られていることから、本研究で得られた構造境界は南海ト ラフ巨大地震震源域西縁のセグメント境界をも規定している可能性がある。構造境界を境 としたプレート上面からの反射波の存在の有無が明白である事実も得られたが、地震発生 との関連は明らかになっていない。また構造境界の北西側に最上部マントル速度の水平方 向の変化が存在している可能性もある。今後は、過去に日向灘域で実施された海上保安庁 による大陸棚調査の調査データを利用して同様の解析を再度実施することにより、日向灘 域の構造を空間的に明らかにし、統合的に考察することが必要である。また、構造イメー

ジから得られたこれらの特徴をより客観的に評価するために、トモグラフィーから求めた 現在の連続な速度構造モデルに、速度が不連続となる境界面を導入し、反射波群を説明す る境界面の形状を求めることも今後の課題である。

四国沖での屈折法地震探査データについては速度構造解析および約3ヶ月間の自然地震観測データについて震源決定を進める予定である。時刻較正が出来なかった一部の海底地震計については、通常実施する観測点近傍のエアガンの水中直達波の走時を用いた OBS 位置再決定を行いつつ、時刻較正値を推定し、解析データとして使用可能な状態にすることが課題である。

紀伊半島沖での広帯域海底地震観測では、トラフ軸近傍の付加体先端部周辺で発生している低周波地震を震源近傍で観測する事に成功した。陸上からの観測においては、低周波地震は周期数10秒の信号に卓越する事が知られているが、震源近傍で得られた記録からは、1-10Hz程度の比較的高周波成分も含まれている事が示された。今後は、広帯域海底地震計記録をより詳細な解析を進め、低周波地震の震源メカニズムなどについて研究を進めていく予定である。

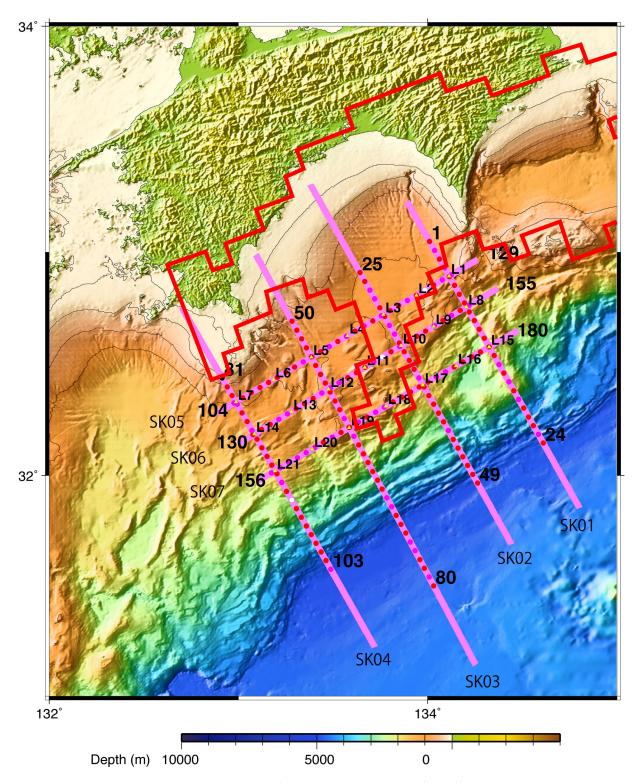
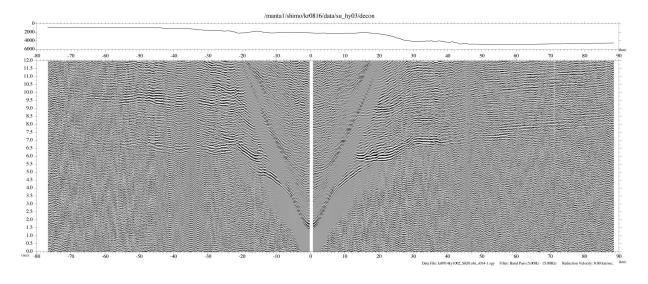


図1:四国における屈折法地震探査測線。赤丸は海底地震計(OBS)。白丸は未回収OBS。 黄三角は長期観測OBS。1946年南海地震の滑り域については赤線で囲まれた領域で示す⁶⁾。 ピンク線はエアガン発振測線。



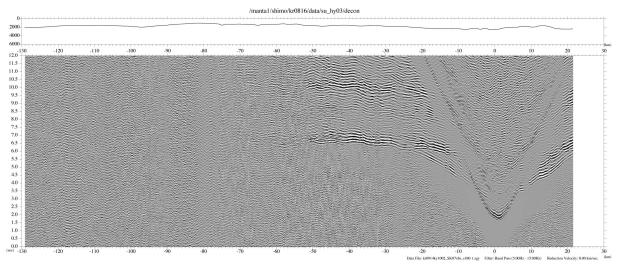
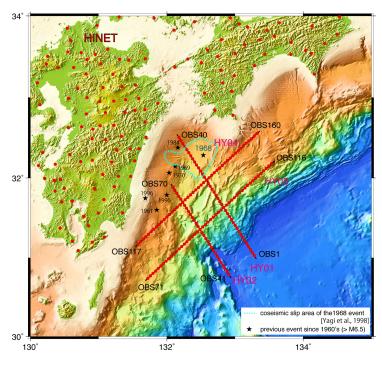


図 2:(上) SK01 測線上 Site014、(下) SK07 測線上の Site180 の上下動成分の記録例。 記録上部に海底地形も示す。



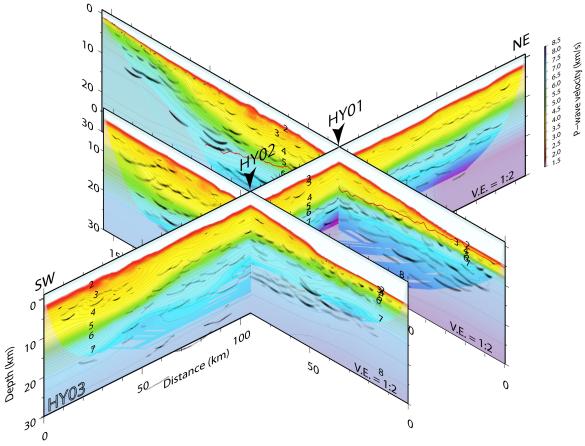


図3:(上) 平成21年度日向灘域における調査測線図。水色波線で囲まれた領域は1968年日向灘地震のアスペリティ3)。(下) HY01-HY03測線の地震波速度イメージに反射イメージを重ねあわせた図。V.E:縦横比(横軸スケール1に対して縦軸を何倍したかの表示)

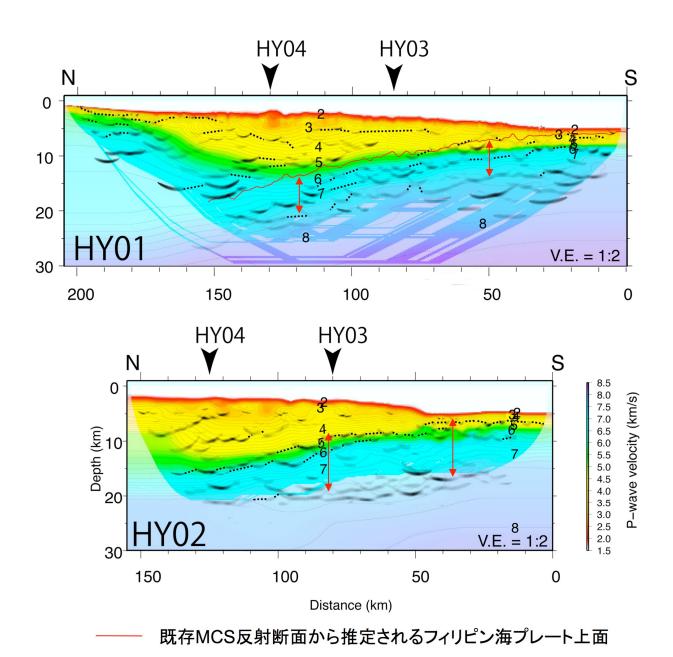


図4: HY01(上) および HY02(下) 測線の地震波速度イメージに反射イメージを重ねあわせた図。点線は反射イメージの解釈、赤線は既存 MCS 測線 ¹⁷⁾から推定されるプレート上面を表す。赤矢印が沈み込むフィリピン海プレートの地殻の範囲(プレート上面から地殻最下面であるモホ面まで)を示す。HY02の方が地殻が厚いことがわかる。

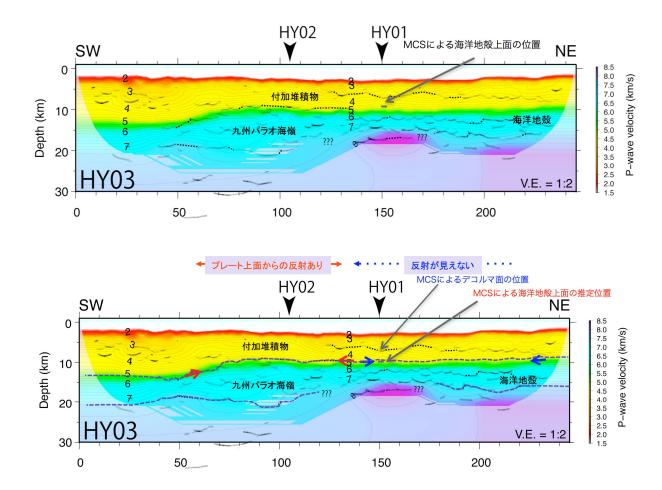


図 5: HY03 測線の地震波速度イメージに反射イメージを重ね合わせた図。(上)と解釈図 (下)。点線、波線は反射イメージの解釈を示す。

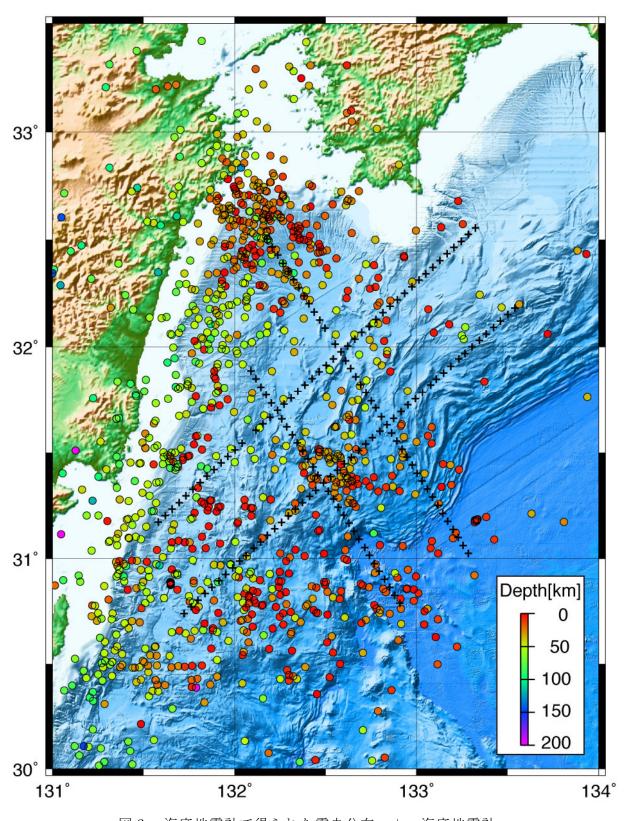


図6:海底地震計で得られた震央分布。+:海底地震計。

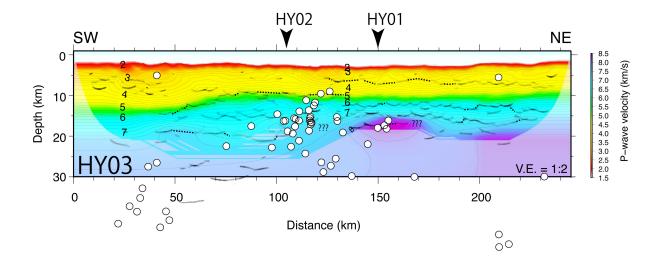


図 7: HY03 測線の構造イメージに測線幅 ± 20 km の地震活動を重ねた図。観測された地震のうち、観測点分布の良い地震 (maximum azimuthal gap < 180°) のみを表示。

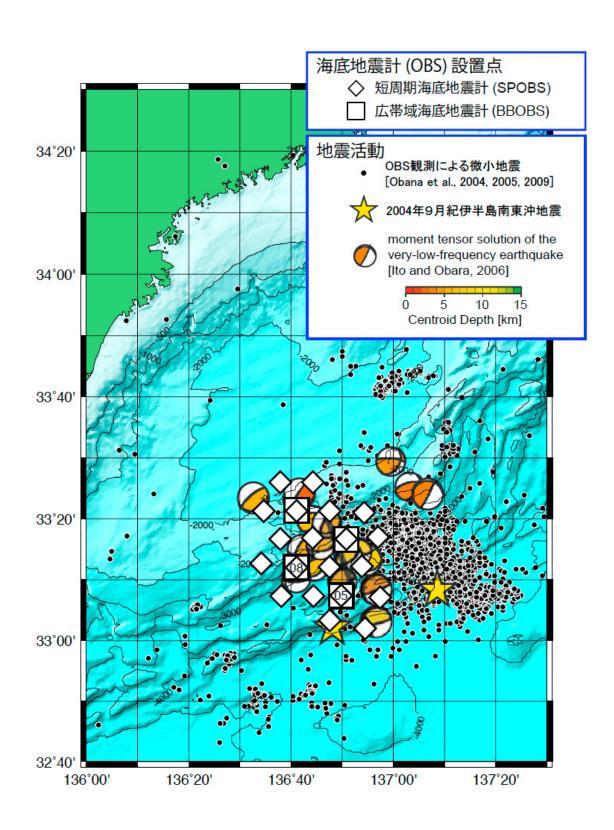


図8:紀伊半島沖に設置した海底地震計の設置位置。短周期海底地震計および広帯域海底地震計は共に2008年7月に設置。短周期海底地震計とは2008年10月に回収。広帯域海底地震計は2009年10月に回収。

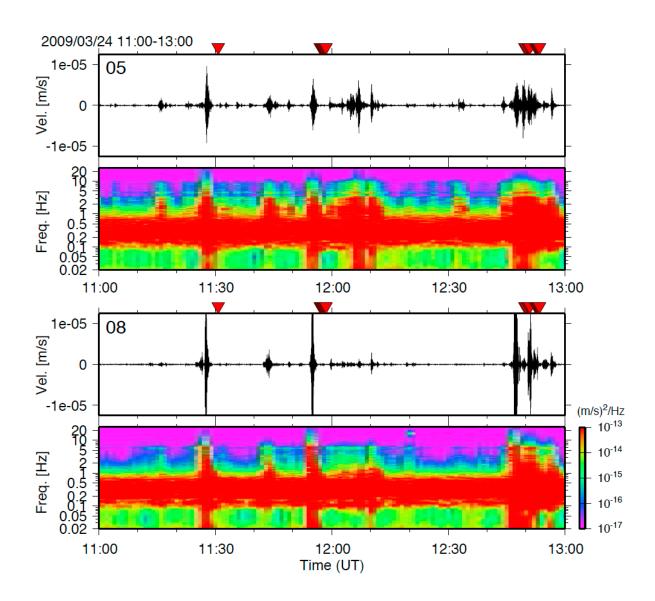


図9:紀伊半島沖に設置した広帯域海底地震計の4-8 Hz のバンドパスフィルターをかけた波形とランニングスペクトル。防災科学技術研究所によって陸上の観測から求められた紀伊半島沖の低周波地震の発生時刻を▼で示す。

- (e) 引用文献
- 1) 古本宗充,安藤雅孝、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, 2009.
- 2) 古村孝志、今井健太郎、南海・東南海・東海地震の連動発生による強震動と津波-1707 年宝永地震の震源モデルの再評価・、日本地震学会 2009 年大会講演予稿集 A11-10, 2009.
- 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) Zhang, J., Brink, U. S. and Toksoz, M. N., Nonlinear refraction and reflection travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103. 29743-29757, 1998.
- 5) Fujie, G., Ito, A., Kodaira, S., Takahashi, N., Kaneda, Y., Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a traveltime mapping method, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 157, 1, 72-85, 2006.
- 6) Baba, T., Cummins, P.R., Hori, T., Compound fault rupture during the 2004 off the Kii Peninsula earthquake (Mjma 7.4) inferred from highly resolved coseismic sea-surface deformation, Earth Planets Space, 7, 167-172, 2005.
- 7) S. Miura, A History of JAMSTEC Seismic Data Acquisition System, JAMSTEC Report R&D, Special issue, 81-87, 2009.
- 8) IFREE/JAMSTEC 「地 殻 構 造 探 査 デ ー タ ベ ー ス 」 MO97-104, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR97-04.html
- 9) IFREE/JAMSTEC 「地 殻 構 造 探 査 デ ー タ ベ ー ス 」 KR9810-01, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR98-10.html
- 10) IFREE/JAMSTEC 「地 殻 構 造 探 査 デ ー タ ベ ー ス 」 MS97-104+104a, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR97-04.html
- 11) IFREE/JAMSTEC 「地 殻 構 造 探 査 デ ー タ ベ ー ス 」 KR9904-06, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR99-04.html
- 12) 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/d17ta/cruise_data/KR01-14.html
- 13) IFREE/JAMSTEC 「地 殻 構 造 探 査 デ ー タ ベ ー ス 」 MO97-203, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR97-04.html
- 14) IFREE/JAMSTEC 「地 殻 構 造 探 査 デ ー タ ベ ー ス 」 MO97-202, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR97-04.html
- 15) IFREE/JAMSTEC 「地 殻 構 造 探 査 デ ー タ ベ ー ス 」 KR9810-04, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR98-10.html
- 16) 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.
- 17) 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 18) Obana, K., and Kodaira, S., Low-frequency tremors associated with reverse faults in a shallow accretionary prism, Earth Planet. Sci. Lett., 287, 168-174, 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
小平秀一、仲西理子、	広域·高分解能地下構造	日本地球惑星科学連	平成 21 年
尾鼻浩一郎、藤江剛、	研究 ―破壊の連動と	合 2009 大会	5月21日
金田義行	セグメント化の解明を		
	目指して		
仲西理子, 小平 秀一,	日向灘―南海トラフ超	日本地震学会2009年	平成 21 年
藤江 剛, 尾鼻 浩一郎,	巨大地震の西縁?—の地	度秋季大会	10月22日
瀧澤 薫, 柏瀬 憲彦,	殻・上部マントル構造		
金田 義行			
尾鼻浩一郎, 小平秀一,	南海トラフ西端部日向	日本地震学会2009年	平成 21 年
藤江剛, 仲西理子, 滝澤薫,	灘の地震活動	度秋季大会	10月23日
柏瀬憲彦, 金田義行			
Ayako NAKANISHI,	Large-scale	AGU Fall Meeting	平成 21 年
Shuichi KODAIRA,	high-resolution	2009	12月15日
Gou Fujie ,	seismic study in the		
Koichiro OBANA ,	western end of the		
Kaoru TAKIZAWA ,	Nankai seismogenic		
Kazuhiko KASHIWASE ,	zone		
Yoshiyuki KANEDA			
尾鼻浩一郎, 小平秀一,	南海トラフ西端部日向	Blue Earth'10	平成 22 年
藤江剛, 仲西理子, 高橋努,	灘の地震活動		3月2日
山本揚二朗, 滝澤薫,			
柏瀬憲彦,金田義行			
仲西理子, 小平 秀一,	南海トラフ西縁部―日	Blue Earth'10	平成 22 年
藤江 剛, 尾鼻 浩一郎,	向灘―の地殻・上部マン		3月2日
瀧澤 薫, 柏瀬 憲彦,	トル構造		
金田 義行			

- (g) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定
 - 1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

名称	機能

3) 仕様・標準等の策定なし

(3) 平成22年度業務計画案

前年度調査した四国沖に昨年度設置した 21 台の長期記録型海底地震計を 6 月に回収する。

土佐沖〜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と、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の把握を通じて、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を目指し、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 10 ヶ月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、土佐沖〜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、海底地震計数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、10 ヶ月間の観測を開始する。

上記調査により、土佐沖~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 10 ヶ月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。

加えて、昨年度実施した日向灘域、今年度実施した四国沖の探査および地震データの解析を進める。

以上により得られる成果は、連動型巨大地震発生評価のための地震発生帯の物理モデル 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。

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	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	藤本博己	
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	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	准教授	三浦 哲	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	助教	伊藤喜宏	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	助教	太田雄策	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	研究員	稲津大祐	
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	技術職員	平原 聡	
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	
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	

(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ヵ年の年次実施計画(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、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、そのデータ処理を行った。地震計のデータ解析から、宮城県沖で発生する微小地震の震源分布を推定した。また、海底圧力データから海底地設鉛直変動を検出するための技術開発の一環として、海洋変動に起因する圧力変動の数値モデリング手法の開発に着手し、その結果を、本業務で取得された海底圧力データにみられる変動との比較を行った。さらに、圧力観測のデータを用いて、海底地設変動の検知を試みた。一方、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・維持を行った。根室沖においても水圧観測を2観測点において開始した。

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、固着ー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 21 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。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実施した海底地震計による地震観測のデータ処理・解析に着手する。また、プレート間すべりに起因する海底地殻変動の検知を目的として実施した海底水圧連続観測のデータの処理・解析を行う。特に、水圧データから地殻変動を検知することを目的として、海洋変動による海底圧力変動を予測・除去する手法の開発を行い、地殻変動の検出を試みる。

一方で、時定数の長い地殻変動の観測を可能とすることをめざして、圧力計センサーの 長期安定性を評価するための手法の検討をおこなう。

(2) 平成 21 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 20 年度に開始した宮城県沖ならびに根室半島沖において海底地震計の回収を行 うとともに、同一観測点に地震計を設置して観測を継続して実施した。さらに、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」(以下、宮城沖重点と称する) により海底地震観測を実施していた観測点に、海底地震計の設置を行い、これらの地点 における観測の継続を図った。また、平成 20 年度に海底水圧計を設置した地点で回収・ 再設置を行うとともに、宮城沖重点の観測点および新規観測点に海底水圧計を設置し、 合計 10 点からなる観測網を宮城県沖海域に完成させ、根室半島沖では2地点におい、水 圧観測を開始した。一方、全球順圧海洋数値モデリングにより、任意の地点における海 底圧力変動を、気象客観解析データから予測する手法の開発を行った。実際の海底水圧 観測データと比較すると、約 10 日よりも短い周期の海洋変動が、この手法によりよく再 現されていることがわかった。さらに、宮城県沖において平成 20 年から 21 年にかけて の期間に得られた海底水圧観測のデータから、海底地殻変動成分の検出を試み、平成20 年 11 月頃に地殻変動によると思われる圧力変動の検知に成功した。この圧力変動は、プ レート間で 8cm 程度の非地震性すべりがあったと考えることにより説明できることがわ かり、海底水圧観測の地殻変動検知への有用性を示す貴重な事例となった。こうした、 実海域観測と平行して、圧力センサーの長期ドリフトのレートを測定する試みとして、 恒温槽内においた2台の圧力計により計測された圧力値を長時間にわたるって比較した。 その結果、2 センサーのドリフトレートの違いを、1 hPa/月程度の精度で評価可能である という、予備的な実験結果を得た。

(b) 業務の成果

宮城県沖ならびに根室沖において、海底地震観測と海底水圧観測を次のような要領で 実施した。図1および2に宮城県沖と根室沖における観測点配置図を示す。

平成 21 年 5 月 19 日から 5 月 28 日の間、函館海洋気象台・観測船「高風丸」により、宮城県沖において海底地震計・水圧計の設置を実施した。この航海では、宮城沖重点により設置されていた海底地震計・水圧計の回収、平成 20 年度の本業務で設置されていた水圧計の回収も行った。同一地点に地震計あるいは水圧計を設置することにより、20 年度までの観測態勢を維持することができた(表 1)。

平成21年6月15日から6月21日の間、オフショアオペレーション「第12海工丸」(本業務による傭船)により、宮城県沖ならびに根室沖において海底地震計・水圧計の設置を実施した。宮城県沖においては、平成20年度の本業務で設置された海底地震計・圧力計の回収も行った後、同一地点に地震計あるいは水圧計を設置した。水圧観測の1点は、宮城沖重点により観測が行われていたところであり、この観測点での観測を継承した。根室沖においては、平成20年度に本業務で海底観測を開始した10地点において、

地震計の回収・再設置を行い、地震観測網を維持した。さらに、地震観測点のうち 2 地 点に水圧計を設置し、水圧観測を新規に開始した(表 2)。

平成 21 年 7 月 25 日から 8 月 3 日の間、函館海洋気象台・観測船「高風丸」により、 宮城県沖において海底地震計・水圧計の設置を実施した。この航海では、宮城沖重点に より設置されていた海底地震計の回収も行い、同一地点に地震計を設置することにより、 20 年度までの観測態勢を維持することができた。(表 3)。

平成 21 年 11 月 7 日から 11 月 10 日の間、オフショアオペレーション「第 5 海工丸」(本業務による傭船)により、宮城県沖において海底地震計の設置を実施した。この航海では、本業務の 6 月傭船航海で設置した地震計ならびに宮城沖重点により設置されていた海底地震計の回収も行った。同一地点に地震計を設置することにより、海底地震観測態勢を維持することができた。さらに、5 観測点に水圧計を新規設置し、合計で 10 地点での観測網が完成した(表 4)。

平成 21 年 11 月 13 日から 11 月 20 日の間、函館海洋気象台・観測船「高風丸」により、宮城県沖において海底地震計の設置を実施した(表 5)。

回収した海底地震計・水圧計のデータは、東北大学において一次処理・解析を行っている。海底地震計の波形データについては、時刻補正を行った後、全観測点の波形データの統合を行った。震源決定のために、陸上観測網のデータとも統合して検測するシステムを整備するとともに、極微小地震や微動活動の検知を目的として、連続記録をドラムイメージで閲覧できるデータベースを構築した(図3)。また、根室沖のデータ解析に関しては、研究協力者の北海道大学において検測作業を進めている(図4)。

海底水圧計を用い海底地殻の鉛直変動を検知するためには、海洋変動に起因する海底 圧力変動を正確にモデル化し除去する必要がある。たとえば、宮城県沖において M~7 程度のプレート間すべりイベントがあったとしたら、それに伴う鉛直地殻変動は、振幅 で数 cm、時間スケールでおよそ一月以内であると期待される コシ。 本業務では、こうした 小さな変動を検知し、さらにその変動源を明らかにすることを目的として、約 10km の 間隔に海底水圧計を設置したアレイ観測を行っている。このような振幅・時空間スケー ルの海底地殻変動を海底圧力データから抽出するためには、潮汐に加え海洋変動に起因 する海底圧力変動を、10km 以下の空間解像度でできるだけ正確にモデル化し補正する 必要がある。一般的に潮汐の補正方法は確立している 2)が、それよりも長い周期の海洋 変動の補正は容易ではない。海洋データ同化プロダクト(たとえば、3)の多くは基本 的に気候変動や海洋循環の長期変動の予測を対象としており、季節より長い周期の変動 成分の再現性は比較的よいが、それよりも短周期の変動の再現性はあまりよくない 4)。 この短周期海洋変動がもつ時間スケールは、本業務で検知することを目的とするような プレート間すべりイベントの時間スケールと重なるため、観測データに対して適切な補 正を施すことにより、その影響を除去する必要がある。そこで、今年度はこの海洋変動 のモデル化に取り組んだ。

周期が潮汐よりも長く数か月以下の海洋変動は、総観規模の気圧や風で駆動される順圧変動で概ね説明できることが海洋物理学的にわかっている $^{5),6),7)$ 。Carrère and Lyard は、有限要素法に基づく全球順圧海洋モデリングによってこの変動をシミュレートした $^{8)}$ 。彼らのモデルは沿岸近傍で細かな格子を割り当てているが、沖合で数 km の空間解

像度を要求するような問題設定に対しては不十分である可能性がある。そこで、我々は 有限差分法を用いた全球海洋の高解像度順圧モデリングを試みている。支配方程式は以 下の順圧 Navier-Stokes 方程式である。

H: 水位+水深, $\mathbf{f}:$ コリオリカ, $\mathbf{g}:$ 重力加速度, ρ :海水密度, γ_h :海底摩擦係数, A_H :水平粘性係数

この偏微分方程式を差分化して計算機に実装した 9), 10)。今のところ 1/12°(約 10km) 格子間隔の全球順圧海洋モデリングを行っている。計算には主に東北大学のスーパーコ ンピュータシステム SX-9 を利用した。水深と海岸線は 30"(約 1km) 格子の GEBCO 08 11)を各 1/12°格子で平均し与えた。モデル海洋は ERA-Interim 再解析データ 12)による海 面気圧と海上風で駆動した。モデルの計算結果は、全球モデル空間の離散化の空間解像 度に強く依存する。図5は、モデル計算により得られた海底圧力の変動の大きさの空間 変化を示したものである。離散化された地球モデル上の各地点での海底圧力時系列(1 年間)の標準偏差の大きさで海底圧力の変動の大きさを評価しているが、モデルの空間 分解能が、1/4°、1/6°、1/12°と小さくなるにつれて、変動が小さくなっていることがわ かる。つまり、計算結果はモデルの空間分解能に大きく依存していることがわかる。

図6に 1/12°の分解能で計算した場合の海底圧力変化と、本業務により得られた宮城 県沖の観測点(P01~P04の4点)での実測値とを比較した。観測点位置は図7に示し た。いずれの観測点においても、潮汐による圧力変動を除去した観測時系列は、数値モ デリングによって、概ね良い一致を示していることがわかる。これに対して、1/4°や 1/6° の分解能で計算をした場合には、図1から推測される通り、圧力変動の振幅が観測値に 比べて2倍以上大きく、観測データの特徴を正しく表現できない。また、1/12°の分解能 で計算した海底圧力変化と観測データとの一致度をより詳しく調べるために、クロスス ペクトル解析を行った結果、両者は約 10 日よりも短い周期帯で良い一致を示している ことがわかった。一方で、これよりも長い周期での圧力変動の一致度が低下する要因の 一つとして、順圧の仮定がこの周期帯では成立してない可能性が挙げられる。

さらに、数値モデルを駆動する気象再解析データや、海底地形データに対する計算結 果の依存度を調べるため、上記で用いたのとは異なる気象再解析データと地形データを 使用して同様な計算を行ってみた。気象再解析データとしては、JRA-25 13)と NCEP 14) のものを、水深データとしては、1秒角格子の ETOPO1 15)を用いて計算を行ったところ、 いった、その他の境界条件を採用したときのモデル依存性は、空間解像度に対するモデ ル依存性と比べ小さいものであった。

宮城県沖における海底水圧観測は、本業務によるものの他に、5 観測点で実施されて いる(図7)。そのほか、NOAAは太平洋を中心とした世界中の海域に展開している海 底圧力観測のための DART システム 16)を展開している。本業務で得られた観測データ に対して行ったのと同様な比較を、これらの観測データに対しても行い、ここで開発し た数値モデリングの精度の検証に用いた。図8および図9に宮城県沖の観測点と DART 観測点のそれぞれにおける、観測データとモデル計算結果の一致度を示した。モデルの 計算結果の再現性を全球で平均すると相関係数は 0.6 となるが、宮城県沖の 9 観測点で

は、この平均を上回り、比較的良好な再現性がみられることがわかった(図 8)。DART の観測点ごとに相関係数をみると(図 9)、相関係数が低く海底圧力変動の再現性の低い観測点が散在するが、相関係数の高低に明瞭な空間分布パターンを見いだすことはできない。

図10は、宮城県沖の各観測点における観測およびモデル計算による圧力変動を比較したものである。時系列でみても、モデル計算の結果は観測データを比較的よく説明できていることが見て取れる。観測値とモデル値の残差をとり、その時間変動の標準偏差を求めると、観測データがもつ変動の標準偏差と比べ、およそ3割減少している。これは、クロススペクトル解析の結果からも示されるように、観測された圧力変動のうち10日よりも短い変動成分をモデル計算がよく再現していることによると考えられる。

一方で、観測値からモデル値を差し引いた残差圧力の時系列に注目すると、モデルによる予測精度が低下する 10 日以上の周期帯での変動が卓越していることがわかる。観測点間で、変動の大きさに顕著な違いはみられず、また位相が比較的よく揃っている。こうしたことから、残差圧力の変動の大部分は、現在の数値モデルで十分に再現できないやや長周期の海洋変動によるもので、そうした海洋変動は波長が大きいため、宮城県沖という比較的狭い領域の中では、おおよそ同位相・同一振幅の変動として観測されるものと解釈できる。もし、この解釈が正しいとすれば、異なる観測点間で残差圧力の時系列の差をとれば、こうした変動成分を打ち消すことが可能と期待される。

図11に、宮城県沖の各観測点の海底圧力データから JT2 での観測値を差し引いた差圧時系列を示した。期待通り、2観測点での観測値の差をとることにより、変動が小さくなっている。特に、観測点間距離が短い組み合わせである、JT1-JT2 や GJT3-JT2 の差圧データでは、差をとる前の圧力残差データ(図10)と比較して、10 日程度の周期をもつ変動成分が大幅に減少していることがわかる。一方、JT2 から離れた観測点である P01~P04 との間で求めた差圧データでは、変動の大きさがやや大きくなっており、差圧の変動幅は観測点間距離に応じて増加する傾向があるようである。実際、すべての観測点組み合わせで差圧時系列を計算し、その RMS と観測点間距離との関係をプロットすると、図12のようになる。この図からも明らかなように、差圧時系列の変動幅と観測点間距離との間には顕著な正の相関が見られる。このことは、観測点間の距離が離れるにつれて、海洋変動成分を同位相・同一振幅と見なすことができなくなることを示す。宮城県沖のデータに関しては、差圧をとる前の圧力残差時系列の変動幅が 1.5 hPa程度であることを考えると、圧力差を計算することにより効果的に海洋変動成分を除去できるのは、観測点間距離が 100 km 程度までの観測点組み合わせの場合であって、それ以上離れた観測点間では差をとることの効果は小さい。

JT1 と JT2 との間は約 10 km しかないため、観測点間での圧力差をとることで、海洋変動に起因する圧力変動を効果的に除去できることが期待される。しかしながら、図8をみると、変動幅は 1.3 hPa となっていて、全体からみて小さくない。一方で、差圧データの時系列をよく見ると、差をとる前の圧力残差の時系列(図10)に卓越していた周期 10 日程度の変動が明らかに小さくなっている。つまり、海洋変動に起因すると考えられる変動成分は、圧力差をとることにより効果的に除去されている。それにも関

わらず、RMS が大きくなっているのは、320 日頃に 2 hPa 程度のステップ的な変化が現れていることと、それを境にして時間変化率が違っているためである。

図13には、JT1 と JT2 の圧力残差とそれらの差の時系列を拡大して示した。JT1 と JT2 の圧力残差にみられる周期 10 日程度の変動は、位相・振幅ともに両観測点でよく 似ており、そのため、両者の差をとることにより、こうした変動成分はほとんどキャンセルされる。その結果、圧力残差データでは顕著ではなかったステップ状の変化が現れたのである。実際、ステップ状の変化の前後の期間だけで RMS を計算すると、1 hPa 以下となり、ほとんどの圧力変動成分が差をとることで打ち消されることがわかる。

このステップ状の圧力変化が始まったのは 11 月 19 日で、11 月 24 日に至るまでの 5 日間にわたって継続した。この間に JT1 の圧力が JT2 に比べて 2 hPa 増加した。5 日という時定数は、数値モデリングによって十分な精度圧力変化を予測できる周期帯に含まれていること、観測点間距離が 10 km 程度と小さいために、ほとんどの海洋変動成分がコモン・モード・ノイズとして差をとることにより除去されていると考えられることから、この圧力変化は、海底の鉛直変動をとらえたものである可能性が高い。JT1 での相対的な圧力増加は、海底上下変動として考えると、海溝側の観測点である JT1 が陸側のJT2 に比べて沈降したことになり、2 hPa の圧力変化は 2 cm の上下変動に相当する。

海底水圧計は自由落下により設置されたものであり、陸上の地殻変動観測機器のように地盤にきちんと固定されたものではない。従って、たとえば強い地震動をうけるなどの大きな擾乱を受けた場合、装置そのものが動くことにより、センサー部が 2~cm 程度鉛直方向に変位することはあり得る。そこで、この観測点周囲の地震活動について調べてみたが、圧力差にステップ状の変動がみられた時期とその直前に、観測点で強い地震動をもたらすような地震は発生していない(図 1~3~b)。

そこで、ここでは、この圧力変化が海底の鉛直変異によるものと解釈し、それがプレート境界面におけるすべりによって説明可能かどうかを検討してみた。図 1 4a に、観測された圧力変動を説明しうるプレート間すべりのモデルを示した。プレート境界面の形状は、宮城県沖で発生した地震を海底地震観測のデータを用いて再決定した結果 17 を参考にし、傾斜が変化する境界面を異なる傾斜角をもつ 2 枚の平面で近似した。傾斜が変化する地点をほぼ中心とする、約 40 km の幅をもつ区間での断層に 8 cm のすべりを与えた。このすべりモデルを仮定し、断層食い違いによる変位量を解析的に求めるアルゴリズム 18 を用いて、海底面における鉛直変位量の分布を計算した結果を図 18 もに示した。計算結果によれば、このプレート間すべりにより、 18 よりになる変動の大きさを説明できる。

差圧データに明瞭なステップ的な変動が認められるのは、JT1-JT2 のデータだけであり、JT2 に比較的近い GJT3 との差圧データ(図 7、GJT3-JT2)には同様のステップ的変化はみられない。図 1 4 のモデルによれば、GJT3 の設置位置(JT2 のおよそ 15 km陸側)では JT2 に比べ、JT1 と同様に沈降となるが、相対的な沈降量が少なく、そのために GJT3-JT2 の差圧データでは圧力変化が捉えにくいのかもしれない。一方で、このモデルによれば、さらに陸側の領域では沈降量が大きくなることから、JT1-JT2 間よりも大きな圧力差が生じることが期待される。 $P01 \sim P05$ と JT2 との圧力差の時系列(図

11)を見ると、JT1-JT2 の圧力差データにステップ的変動が見られたのと同時期に、これらの観測点でも JT2 と比べて圧力増加、すなわち相対的沈降の変化が捉えられているようにも見える。ただし、観測点間距離が遠いために、JT1-JT2 に比べて海洋起源と思われる変動成分の振幅大きく、この圧力変化が地殻変動を反映したものであるかを断定することは難しい。

このようなステップ的な圧力変動を観測されてからおよそ 10 日後の 12 月 4 日には、M 6.1 の地震が JT1、JT2 が設置されている海域からおよそ 50 km 北西で発生している(図 1 5)。この地震は、低角逆断層型の発震機構解をもつことから、プレート境界面上で発生した地震であると考えられる。上記でモデル化したようなプレート間すべりが実際に発生していたとすれば、このすべりイベントは、M6.1 のプレート境界地震に先行したことになる。M6.1 の地震のアスペリティよりも海溝に近い側で、ゆっくりとした(5 日程度継続する)非地震性すべりが発生したことにより、その延長上にあるアスペリティに対する載荷が加わり、地震の発生につながったのかもしれない。

ここで検知された圧力変化の特徴抽出とその発生原因の解明、その解釈については、今後さらに検討が必要であろう。しかし、本年度行った海底圧力観測データの解析結果は、数日間の間に数 cm の海底面の上下変動が、本業務で進めている海底水圧計を用いたアレイ連続観測で捉えられる可能性を強く示唆するものである。

本業務で用いている圧力計センサーは、水晶発振子を用いたものであるが、一定の圧力下にあったとしても、その出力が長時間の間に変化する(ドリフトする)ことが知られている。ドリフトは時間に対して線形であり、数 hPa/月程度のドリフトレートであることが多い。こうしたドリフトは、数ヶ月以上の時定数をもつようなゆっくりした地殻変動に起因する圧力変化と区別することが困難であり、地殻変動検知能力向上のためには、センサーのドリフト特性を把握することにより、それを何らかの方法で補償することが必要である。本年度は、標準の圧力計を用意し、これにより海域観測で使用するセンサーの校正をすることを目的として、その基礎実験に着手した。精密な圧力測定を行うためには、雰囲気の温度変化を極力避ける必要があり、そのため、恒温槽内に校正されるセンサーと基準センサーとを、同一の恒温槽内において長期にわたり平行して計測を行う。今年度の実験では、0.01℃精度で温度維持ができる高温槽を用いた。圧力については、センサーの受圧ポートを水槽内に向かって解放しているため、実験室内の気圧に従って大きく変動する。

基準器のドリフトレートが既知である場合、被校正器のドリフトレートは、被校正器と基準器が示す圧力差の時間変化から知ることができる。従って、圧力差が長時間にわたって安定して計測できることが、こうした校正作業では重要となる。図16は、今年度実施した基礎実験で得られた2つの圧力計の圧力差の時間変化である。RMS振幅で1hPa程度、周期が数日程度の変動が見られる一方、平均的な圧力差が約1ヶ月間で1hPa程度変化したことがわかる。このことから、数 hPa/月程度のドリフトレートであれば、このような装置により1から2ヶ月間の比較計測により推定可能であると期待される。しかし、ドリフトレートの推定精度の向上や、より単時間で校正を終了させるためには、圧力差の変動を大幅に小さくする必要がある。圧力差の変動が大きいのは、現在の基礎実験の常圧環境では、低圧のわりに変動が大きいために、機器の設置位置間での圧力勾

配が大きくなりやすいことが原因である可能性がある。これを改善するためには、センサーの受圧ポートを共通の圧力チェンバーへ接続して同様の実験を行うことが必要と考えられる。一方で、センサーの設置環境内での温度変化は小さく、また、圧力差変動との間に顕著な相関はみられない(図17)ことから、校正のための圧力差測定を行う上では、現在使用している恒温槽が有効であると、現時点では判断される。

表 1 2009年5月宮城沖航海のまとめ

<設置計画位置>

観測点名	計画設	水深	
	緯度(N)	経度(E)	(m)
S04	38°11.00′	142°30.00′	1100
S07	37°53.00′	142°48.00′	1380
S08	38°08.00′	142°45.00′	1530
S09	38°12.00′	143°08.00′	2040
S10	38°30.00′	143°02.00′	1910
P02	38°30.00′	142°30.00′	1110
P03	38°11.00′	142°24.00′	1050

<レコーダ設定情報>

	K/C 117 1K					
観測点名	地震計名	センサー	サンフ゜リンク゛	入力	アンプ倍率	記録タイマー
				CH	(dB)	
S04	2-026	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/06/01-2010/04/01
S07	2-060	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/06/01-2010/04/01
S08	2-047	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/06/01-2010/04/01
S09	3-030	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/06/01-2010/04/01
S10	3-063	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/06/01-2010/04/01
P02	PCA_6_006	圧力計	-	-	-	2009/06/01-2010/06/01
P03	PCA_6_008	圧力計	-	-	-	2009/06/01-2010/06/01

<投入時詳細>

<u> </u>							
観測点名	投入日時	投入位置※投	水深				
		緯度(N)	経度(E)	(m)			
S04	2009/05/25-10:29:00	38°30.028′	142°30.034′	1105			
S07	2009/05/21-08:47:00	37°53.000′	142°48.004′	1373			
S08	2009/05/21-12:54:00	38°08.011′	141°45.011′	1525			
S09	2009/05/20-13:55:00	38°11.995′	141°08.018′	2042			
S10	2009/05/20-09:21:00	38°30.007′	142°02.052′	2035			
P02	2009/05/25-07:49:20	38°30.011′	142°29.986′	1104			
P03	2009/05/23-13:24:00	38°11.012′	142°24.007′	1050			

観測点名	時刻校正	誤差	位置決めに。	よる OBS 位置
	(投入前)		緯度(N)	経度(E)
S04	2009/05/25-10:21:00	-46	38°29.9368′	142°30.0659′
S07	2009/05/21-08:16:00	-8	37°52.9349′	142°48.1036′
S08	2009/05/21-12:14:00	-8	38°07.8949′	141°44.8773′
S09	2009/05/20-13:36:00	-7	38°11.9884′	141°07.9926′
S10	2009/05/20-07:38:00	-6	38°29.9895′	142°01.9849′
P02	2009/05/25-07:29:10	+193	38°29.9357′	142°30.0174′
P03	2009/05/23-13:06:50	+165	38°10.9662′	142°24.0106′

※回収時詳細 1 は、P02,P03 設置後、切り離しに問題があることが分かり、即回収作業を実行した記録

<回収時詳細1>

観測点名	回収日時	回収位置		備考
	※回収作業開始日時	緯度(N) 経度(E)		
P02	2009/05/26-07:24	38°29.858′	142°29.924′	
P03	2009/05/26-09:46	38°10.903′	142°24.069′	

観測点名	時刻校正 (回収直後)	誤差	備考
P02	2009/05/26-08:04:20	+195	
P03	2009/05/26-10:28:20	+175	

※回収時詳細2は、平成21年度に設置した分の回収記録

<回収時詳細2>

観測点名	回収日時	回収	備考	
	※回収作業開始日時	緯度(N) 経度(E)		
P02	2009/05/25-08:52	38°29.683′	142°30.171′	
P03	2009/05/24-07:49			未回収

観測点名	時刻校正 (回収直後)	誤差	備考
P02	2009/05/25-11:01:20	2484	
P03			切離し受信するが離底せず→2009/6/14 日立海 岸

表 2 2009 年 6 月宮城沖・根室沖航海のまとめ。

<設置計画位置>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	計画設	置位置	水深
	緯度(N)	経度(E)	(m)
S01	38°21.00′	142°07.00′	520
S02	$37^{\circ}59.00'$	142°05.00′	530
S21	38°25.80′	142°00.00′	360
S22	38°13.70′	141°59.00′	290
S26	38°26.70′	142°15.00′	720
S27	38°36.00′	142°09.00′	540
P01	38°20.00′	142°30.00′	1110
P04	38°19.00′	142°24.00′	1050
P05	38°18.00′	142°42.00′	1400

<設置計画位置>根室沖 OBS/OBP※NM.S09 と NM.S10 では, OBS の設置と OBP の設置

観測点名	設置計	画位置	水深
	緯度(N)	経度(E)	(m)
NM.S01	42°40.30′	145°07.92′	1150
NM.S02	42°32.72′	145°18.36′	2120
NM.S03	42°25.13′	145°28.74′	2910
NM.S04	42°17.53′	145°39.12′	3400
NM.S05	42°09.99′	145°49.44′	4050
NM.S06	42°52.54′	145°39.84′	1200
NM.S07	42°42.41′	145°44.94′	2250
NM.S08	42°32.27′	145°49.98′	2910
NM.S09	42°22.14′	145°55.02′	3250
NM.S10	42°12.00′	146°09.00′	4150

<レコーダ設定情報>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	地震計名	センサー	サンフ゜リンク゛	入力	アンプ倍率	記録タイマー
				$_{\mathrm{CH}}$	(dB)	
S01	3-068	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/06/25-2009/11/25
S02	3-072	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/06/25-2009/11/25
S21	3-031	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/06/25-2009/11/25
S22	3-059	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/06/25-2009/11/25
S26	3-012	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/06/25-2009/11/25
S27	3-069	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/06/25-2009/11/25
P01	PCA_6_011	圧力計	-	-	-	2009/07/26-2010/08/01
P04	PCA_6_013	圧力計	-	-	-	2009/07/26-2010/08/01
P05	PCA_6_012	圧力計	-	-	-	2009/07/26-2010/08/01

<レコーダ設定情報>根室沖 OBS/OBP

<u> </u>	マレー / W C II W / K 主 IT ODD/ODI					
観測点名	地震計名	センサー	サンフ゜リンク゛	入力	アンプ倍率	記録タイマー
				$_{\mathrm{CH}}$	(dB)	
NM.S01	4-051	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S02	4-037	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S03	4-038	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S04	3-080	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S05	4-002	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S06	4-073	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S07	3-082	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S08	4-044	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S09	4-018	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S10	4-068	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/07/01-2010/05/01
NM.S09(OBP)	PCA_6_0	圧力計	-	-	-	2009/06/16-2010/07/01
	09					
NM.S10(OBP)	PCA_6_0	圧力計	-	-	-	2009/06/16-2010/07/01
	05					

<投入時詳細>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	投入日時	投入位置※投	投入位置※投入時の船舶位置	
		緯度(N)	経度(E)	(m)
S01	2009/06/19-16:09:00	38°21.005′	142°07.012′	527
S02	2009/06/19-21:59:00	37°59.007′	142°05.036′	547
S21	2009/06/19-12:52:46	38°25.822′	142°00.025′	359
S22	2009/06/19-19:43:00	38°13.707′	141°59.030′	303
S26	2009/06/19-09:01:00	38°26.703′	142°15.043′	736
S27	2009/06/20-10:45:00	38°36.019′	142°08.984′	548
P01	2009/06/19-07:15:20	38°20.012′	142°24.956′	1036
P04	2009/06/19-06:27:40	38°18.997′	142°33.965′	1265
P05	2009/06/19-05:32:11	38°18.006′	142°41.982′	1411

観測点名	時刻校正	誤差 位置決めによる OBS 位置		る OBS 位置
	(投入前)		緯度(N)	経度(E)
S01	2009/06/19-15:58:00	-50	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S02	2009/06/19-21:53:00	-31	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S21	2009/06/19-12:47:00	-39	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S22	2009/06/19-19:24:00	-27	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S26	2009/06/19-08:55:00	-38	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S27	2009/06/20-10:28:00	-63	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P01			位置決め実施せず	位置決め実施せず
P04			位置決め実施せず	位置決め実施せず
P05			位置決め実施せず	位置決め実施せず

<投入時詳細>根室沖 OBS/OBP

観測点名	投入日時	也工位黑火也	 入時の船舶位置	水深
1	1文八百时		1	
		緯度(N)	経度(E)	(m)
NM.S01	2009/06/17-07:14:10	42°40.318′	145°07.933′	1192
NM.S02	2009/06/17-05:20:00	42°32.731′	145°18.375′	2213
NM.S03	2009/06/16-23:00:00	$42^{\circ}25.145'$	145°28.788′	2933
NM.S04	2009/06/16-20:09:50	42°17.549′	145°39.154′	3565
NM.S05	2009/06/18-04:50:00	42°10.000′	145°49.402′	4548
NM.S06	2009/06/17-11:36:00	42°52.545′	145°39.864′	1292
NM.S07	2009/06/17-14:54:55	42°42.405′	145°44.996′	2256
NM.S08	2009/06/17-17:47:00	42°32.283′	145°50.015′	3014
NM.S09	2009/06/17-20:43:00	42°22.145′	145°55.052′	3315
NM.S10	2009/06/18-00:48:00	42°11.990′	145°00.008′	4392
NM.S09(OBP)	2009/06/17-20;45:00	42°22.146′	145°55.059′	3315
NM.S10(OBP)	2009/06/18-00:58:00	42°12.006′	145°59.976′	4391

観測点名	時刻校正	誤差	位置決めによる OBS 位置	
	(投入前)		緯度(N)	経度(E)
NM.S01	2008/11/06-09:32:00	-2	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S02	2008/11/06-11:34:00	-3	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S03	2008/11/06-13:03:00	-2	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S04	2008/11/06-13:57:00	-3	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S05	2008/11/06-00:27:00	0	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S06	2008/11/06-06:54:00	-2	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S07	2008/11/06-05:23:00	-2	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S08	2008/11/06-03:58:00	-2	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S09	2008/11/06-02:40:00	-5	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S10	2008/11/06-01:17:00	-1	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S09(OBP)	2009/06/17-20:35:30	-7	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S10(OBP)	2009/06/18-00:43:00	+223	位置決め実施せず	位置決め実施せず

<回収時詳細>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	回収日時	回収位置		備考
	※回収作業開始日時	緯度(N)	経度(E)	
S01	2009/06/19-15:30	38°20.908′	142°06.730′	
S02	2009/06/19-21:20			未回収
S21	2009/06/19-11:35			未回収
S22	2009/06/19-17:15			未回収
S26	2009/06/19-08:17	$38^{\circ}26.648^{\prime}$	142°14.722′	
S27	2009/06/19-10:20			未回収
P01	2009/06/20-08:08	38°19.918′	142°34.931′	
P04	2009/06/20-06:33	38°18.999′	142°33.921′	
Q01(P05)	2009/06/20-04:32	38°17.991′	142°41.832′	

観測点名	時刻校正 (回収直後)	誤差	備考
S01	2009/06/19-16:07:00	+1080	
S02		-	切離しコマンド受信不良
S21		•	切離し受信するが離底せず
S22		•	切離し受信するが離底せず
S26	2009/06/19-09:05:00	+886	
S27		•	トラポン応答なし
P01	2009/06/20-09:01:10	1892	
P04			回収後通信不能
Q01(P05)	2009/06/20-05:59:00	2586	

<回収時詳細>根室沖 OBS

<自収時計加/似主作 ODS						
観測点名	回収日時	回坝	で位置	備考		
	※回収作業開始日時	緯度(N)	経度(E)			
NM.S01	2009/06/17-06:30	42°40.136′	145°07.715′			
NM.S02	2009/06/17-00:05	42°31.491′	145°17.129′			
NM.S03	2009/06/15-21:15	42°25.054'	145°28.455′			
NM.S04	2009/06/16-17:25	42°17.517′	145°38.825′			
NM.S05	2009/06/18-02:12	42°09.980′	145°49.282′			
NM.S06	2009/06/17-10:35	$42^{\circ}52.389'$	145°39.556′			
NM.S07	2009/06/17-13:28	$42^{\circ}42.436'$	145°44.399′			
NM.S08	2009/06/17-16:10	42°32.188'	145°49.615′			
NM.S09	2009/06/17-18:50	42°22.098′	145°54.704′			
NM.S10	2009/06/17-22:30	42°12.183′	146°00.148′			

観測点名	時刻校正 (回収直後)	誤差	備考
NM.S01	2009/06/17-07:50:00	+102	
NM.S02	2009/06/17-03:28:00	+1379	
NM.S03	2009/06/16-22:53:00	+1540	
NM.S04	2009/06/16-19:49:00	+806	
NM.S05	2009/06/18-04:53:00	+467	
NM.S06	2009/06/17-11:40:00	+1951	
NM.S07	2009/06/17-14:58:00	+1140	
NM.S08	2009/06/17-17:52:00	+1646	
NM.S09	2009/06/17-21:03:00	+335	
NM.S10	2009/06/18-01:01:00	+748	

表3 2009年7月宮城沖航海のまとめ。

<設置計画位置>

観測点名	計画設	水深	
	緯度(N)	経度(E)	(m)
LS1	38°41.00′	142°27.50′	720
LS2	38°55.00′	142°30.00′	1210
LS3	38°46.00′	142°50.00′	1410
LS4	38°18.00′	142°42.00′	1410
S03	38°11.00′	142°24.00′	1050
P02	38°30.00′	142°30.00′	1110
P03	38°11.00′	142°24.00′	1050

<レコーダ設定情報>

観測点名	地震計名	センサー	サンフ゜リンク゛	入力	アンプ倍率	記録タイマー
				CH	(dB)	
LS1	4-056	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/08/03-2010/06/01
LS2	1-063	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/08/03-2010/06/01
LS3	2-099	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/08/03-2010/06/01
LS4	2-095	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/08/03-2010/06/01
S03	2-079	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/08/03-2010/06/01
P02	PCA_6_008	圧力計	-	-	-	2009/07/26-2010/08/01
P03	PCA_6_006	圧力計	-	-	-	2009/07/26-2010/08/01

<投入時詳細>

観測点	投入日時	投入位置※投	水深	
名		緯度(N)	経度(E)	(m)
LS1	2009/07/29-07:33:00	38°41.024′	142°27.485′	1109
LS2	2009/07/28-13:00:00	38°55.019′	142°30.009′	1194
LS3	2009/07/27-17:33:00	38°46.009′	142°50.034′	1400
LS4	2009/07/29-13:29:00	38°18.003′	142°42.030′	1404
S03	2009/07/27-08:26:00	38°11.009′	142°24.020′	1049
P02	2009/07/29-10:38:00	38°30.010′	142°30.018′	1102
P03	2009/07/27—8:30:00	38°11.071′	142°24.042′	1049

観測点	時刻校正	誤差	位置決めによる OBS 位置		
名	名 (投入前)		緯度(N)	経度(E)	
LS1			38°40.9623′	142°27.5107′	
LS2			$38^{\circ}54.9582'$	142°29.9863′	
LS3			38°45.9734′	142°50.1361′	
LS4			38°17.9732′	142°42.1637′	
S03			38°11.0925′	142°24.0729′	
P02	2009/07/29-10:18:10	+1794	38°30.0098′	142°30.1007′	
P03	2009/07/27-07:37:10	-266	38°11.1269′	142°24.0829′	

表 4 2009年11月宮城沖航海(第1次)のまとめ。

<設置計画位置>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	計画設	置位置	水深
	緯度(N)	経度(E)	(m)
S05	37°57.00′	142°29.00′	1070
S14	38°30.70′	142°44.70′	1460
S15	38°18.70′	142°55.70′	1450
S17	38°33.50′	143°15.00′	2270
S18	38°19.00′	143°18.00′	2770
S21	38°25.80′	142°00.00′	360
S22	38°13.70′	141°59.00′	290
P06	38°38.00′	142°35.00′	1200
P07	38°00.00′	142°27.00′	1100
P08	38°17.00′	142°50.00′	1300
P09	38°16.00′	143°00.00′	1600
P10	38°15.00′	143°10.00′	2000

<レコーダ設定情報>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	地震計名	センサー	サンフ゜リンク゛	入力	アンプ倍率	記録タイマー
				CH	(dB)	
S05	4-043	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/11/10-2010/10/11
S14	3-021	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/11/10-2010/10/11
S15	3-050	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/11/10-2010/10/11
S17	3-039	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/11/10-2010/10/11
S18	2-090	4.5 Hz	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/11/10-2010/10/11
S21	3-088	4.5 Hz	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/11/10-2010/06/06
S22	3-058	4.5 Hz	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/11/10-2010/06/06
P06	PCA-6-015	圧力計	-	-	-	2009/11/07-2010/12/31
P07	PCA-6-019	圧力計	-	-	-	2009/11/07-2010/12/31
P08	PCA-6-014	圧力計	-	-	-	2009/11/07-2010/12/31
P09	PCA-6-018	圧力計	-	-	-	2009/11/07-2010/12/31
P10	PCA-6-016	圧力計	-	-	-	2009/11/07-2010/12/31

<投入時詳細>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	投入日時	投入位置※投	水深	
		緯度(N)	経度(E)	(m)
S05	2009/11/07-18:01:40	37°57.0124′	142°28.9698′	1069
S14	2009/11/08-18:37:05	38°30.6907′	142°44.7307′	1464
S15	2009/11/08-00:25:15	38°18.7031′	142°55.7242′	1457
S17	2009/11/08-10:20:35	38°33.4841′	142°14.9831′	2273
S18	2009/11/08-05:50:05	38°18.9926′	142°18.0222′	2780
S21	2009/11/08-07:46:20	38°25.8199′	141°59.9957′	355
S22	2009/11/08-04:45:10	38°13.7150′	142°59.0240′	302
P06	2009/11/07-00:25:00	38°37.9954′	142°34.9724′	1257
P07	2009/11/07-19:51:50	38°00.1430′	142°26.9721′	1067
P08	2009/11/07-22:37:45	38°16.9981′	142°50.0293′	1421
P09	2009/11/08-02-30:45	38°15.9979′	143°00.0316′	1560
P10	2009/11/08-03:34:15	38°15.0194′	143°10.0250′	2071

観測点名	時刻校正	誤差	位置決めによ	失めによる OBS 位置	
	(投入前)		緯度(N)	経度(E)	
S05	2009/11/06-17:28:00	-34	37°56.9453′	142°28.9517′	
S14	2009/11/08-18:13:00	-33	38°30.7134′	142°44.7125′	
S15	2009/11/07-23:44:00	-8	38°18.7976′	142°55.6723′	
S17	2009/11/08-09:38:00	-8	38°33.6303′	143°15.0952′	
S18	2009/11/08-04:52:00	-30	38°19.1302′	143°18.0414′	
S21	2009/11/09-07:18:00	-11	38°25.7813′	141°59.8581′	
S22	2009/11/09-04:37:00	-44	38°13.7620′	141°59.0341′	
P06	2009/11/09-00:02:40	+22	位置決め実施せず	位置決め実施せず	
P07	2009/11/07-18:56:20	-5	位置決め実施せず	位置決め実施せず	
P08	2009/11/07-22:07:20	-35	位置決め実施せず	位置決め実施せず	
P09	2009/11/08-02:19:50	-174	位置決め実施せず	位置決め実施せず	
P10	2009/11/08-03:15:30	+49	位置決め実施せず	位置決め実施せず	

<回収時詳細>宮城沖 OBS

· 1 1 1 1 1 1 1 1 1							
観測点名	回収日時	回収	回収位置				
	※回収作業開始日時	緯度(N)	経度(E)				
S01	2009/11/09-17:30	•	-				
S02	2009/11/09-20:30	•	-	未回収			
S21	2009/11/09-07:05	•	-				
S22	2009/11/09-04:15	-	-				
S26	2009/11/09-16:00	-	-				
S27	2009/11/09-12:45	-	-	未回収			

観測点名	時刻校正 (回収直後)	誤差	備考
S01	2009/11/09-18:04:00	-2730	
S02			切り離し受信するが離底確認出来ず
S21	2009/11/09-07:28:00	-3429	
S22	2009/11/09-04:54:00	-2207	
S26	2009/11/09-16:36:00	-2921	
S27			切り離し受信するが離底確認出来ず

表 5 2009 年 11 月宮城沖航海 (第 2 次) のまとめ。

<設置計画位置>

観測点名	計画設	水深	
	緯度(N)	経度(E)	(m)
S01	38°21.00′	142°07.00′	520
S02	37°59.00′	142°05.00′	550
S21	38°26.70′	142°15.00′	720
S22	38°36.00′	142°09.00′	540

<レコーダ設定情報>

\ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \	IX AL IH TX /					
観測点名	地震計名	センサー	サンフ゜リンク゛	入力	アンプ倍率	記録タイマー
				CH	(dB)	
S01	1-077	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/11/20-2010/06/16
S02	2-056	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/11/20-2010/06/16
S21	4-015	$4.5~\mathrm{Hz}$	125 Hz	4	40,40,40,40	2009/11/20-2010/06/16
S22	4-017	$4.5~\mathrm{Hz}$	$125~\mathrm{Hz}$	4	40,40,40,40	2009/11/20-2010/06/16

<投入時詳細>

* 100 / 101 PT	/IP :						
観測点名	投入日時	投入位置※投	水深				
		緯度(N)	経度(E)	(m)			
S01	2009/11/16-07:48:00	38°21.046′	142°07.010′	520			
S02	2009/11/16-13:40:00	38°58.999′	142°05.019′	537			
S21	2009/11/16-09:58:05	38°26.699′	142°14.972′	729			
S22	2009/11/15-12:46:20	38°06.002′	142°09.052′	554			

観測点名	時刻校正	誤差	位置決めによる OBS 位置	
	(投入前)		緯度(N)	経度(E)
S01	2009/11/16-07:31:00	-48	38°21.0152′	142°07.0084′
S02	2009/11/16-13:15:00	-24	37°58.9419′	142°04.9869′
S21	2009/11/16-09:41:00	+1	38°26.6629′	142°14.9203′
S22	2009/11/15-12:08:00	-7	38°36.3084′	143°09.0280′

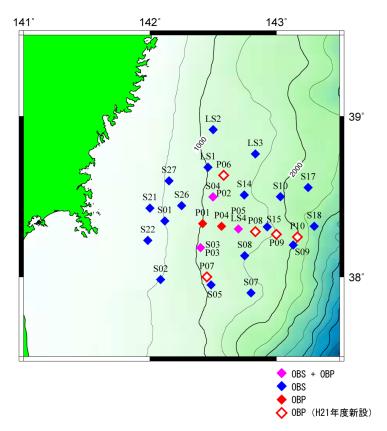


図1 宮城県沖の観測点配置。

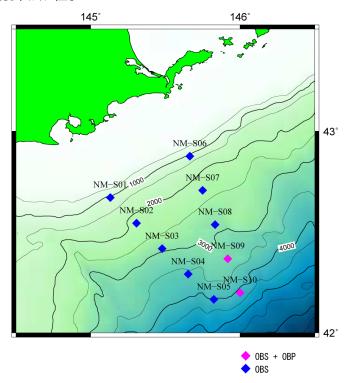
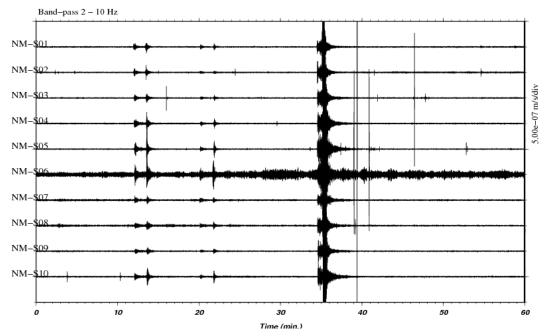


図2 根室沖の観測点配置。



2008/11/12,17:00 Channels table ch_nem2008a-REN.dat

図3 根室沖の海底地震計の記録例。

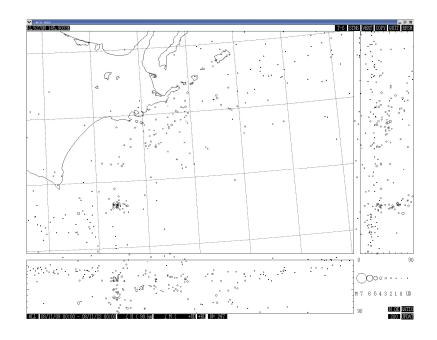
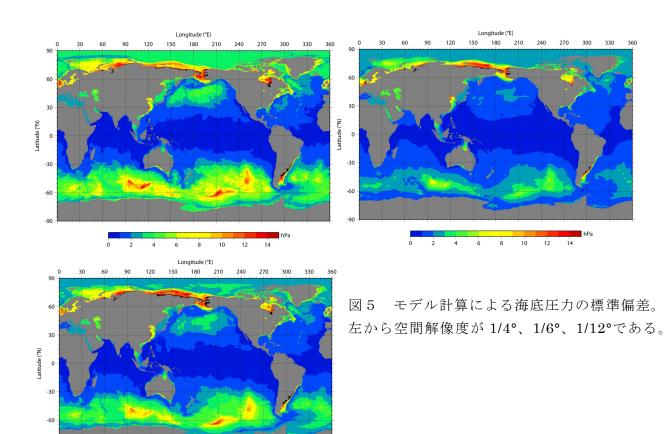


図4 根室沖の海底地震計のデータの地震波到達時刻の検測処理を行い、得られた周辺海域の震源分布(2008/11/10~2008/11/21)。



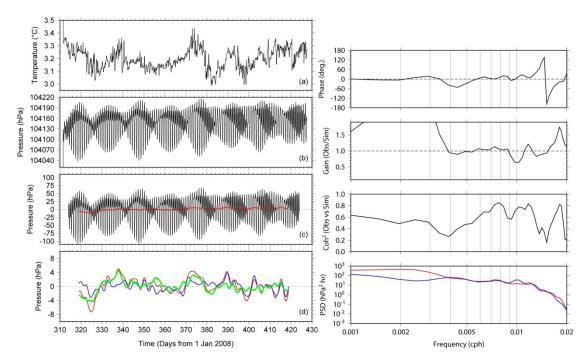


図 6 -1 P01 (142.4167°E、38.3330°N) における観測値と 1/12°の空間解像度のモデルの計算結果との比較。左側について (a):水温、(b):生観測値、(c):観測値偏差 (黒)と潮汐を除去した観測偏差 (赤)、(d):(c)の赤線と同一 (赤)、モデルの計算結果 (青)、および、赤線と青線の残差時系列 (緑)。(d)の標準偏差はそれぞれ 2.40 (赤)、1.41 (青)、1.71hPa である。右側について、下から (d)の観測 (赤)とモデル (青)のパワースペクトル密度、両者のクロススペクトル (coherence-squared、gain、phase)である。Coherenceが 1.0 に近く、gainが 1.0 かつ phaseが 0 のときモデルの再現性がよいことを示す。

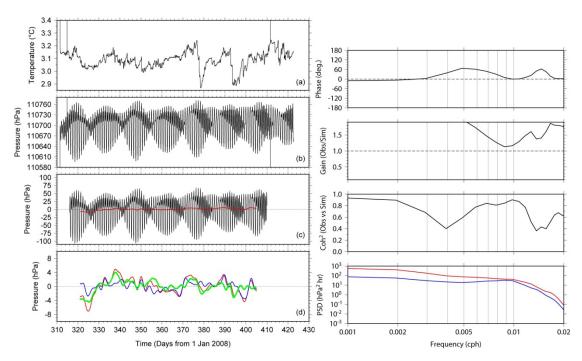


図 6-2 P02 (142.4993°E、38.4999°N) における観測値と 1/12°の空間解像度のモデルの計算結果との比較。(d) の標準偏差はそれぞれ 2.34 (赤)、1.36 (青)、1.66hPa である。

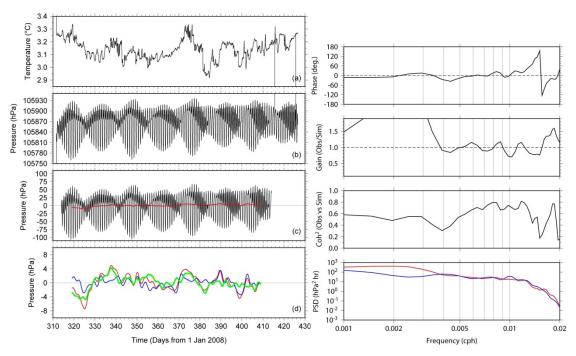


図 6-3 P03 (142.3997°E、38.1826°N) における観測値と 1/12°の空間解像度のモデルの計算結果との比較。(d) の標準偏差はそれぞれ 2.41 (赤)、1.34 (青)、1.81hPa である。

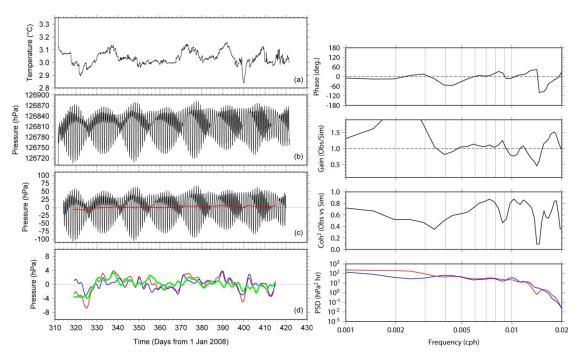


図 6-4 P04 (142.5670°E、38.3172°N) における観測値と 1/12°の空間解像度のモデルの計算結果との比較。(d) の標準偏差はそれぞれ 2.18 (赤)、1.38 (青)、1.50hPa である。

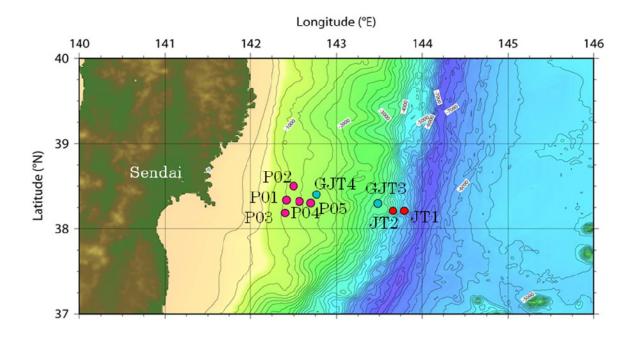


図7 宮城県沖に設置された海底水圧計。 $P01\sim P04$ が本業務によって設置されたもの。 P05 は宮城県沖地震における重点的調査観測によって設置されたもの。それ以外は東北大が独自に展開したもの。

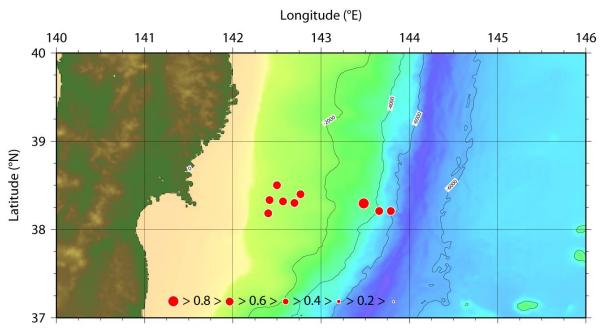


図8 潮汐を除去した海底圧力の時系列と 1/12°の空間解像度のモデルの計算結果との相関係数。宮城県沖の観測点について。

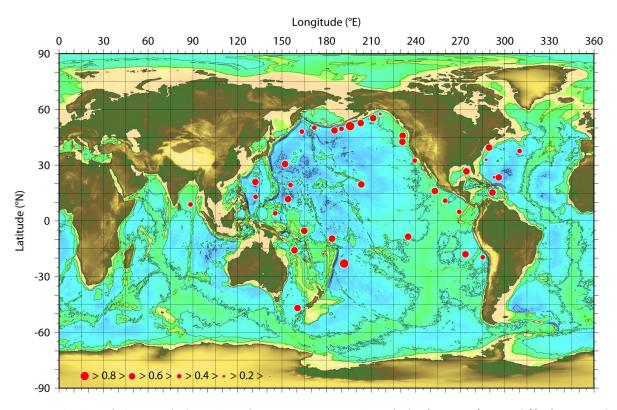


図 9 潮汐を除去した海底圧力の時系列と 1/12°の空間解像度のモデルの計算結果との相関係数。 DART 観測点について。

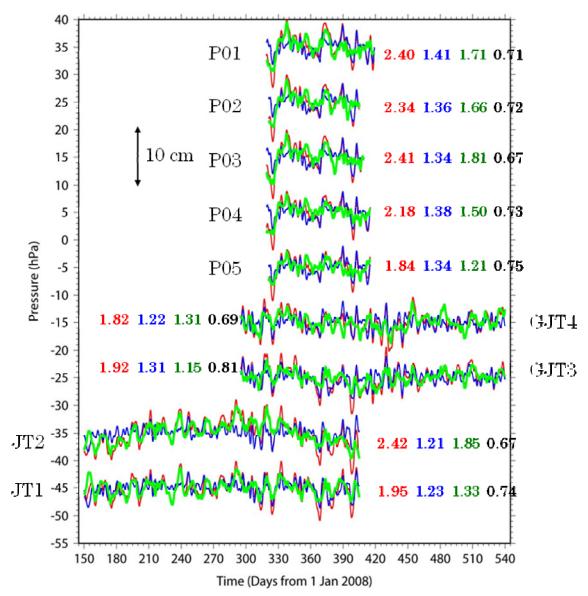


図10 宮城県沖観測点における海底圧力変動。赤:観測値(潮汐・線形トレンド成分を除去したもの)。青:数値モデルによる予測値。緑:観測値から予測値を差し引いた残差。それぞれの時系列の変動の大きさを、標準偏差により赤、青、緑文字で示す。黒字は、観測値とモデル値の相関係数。

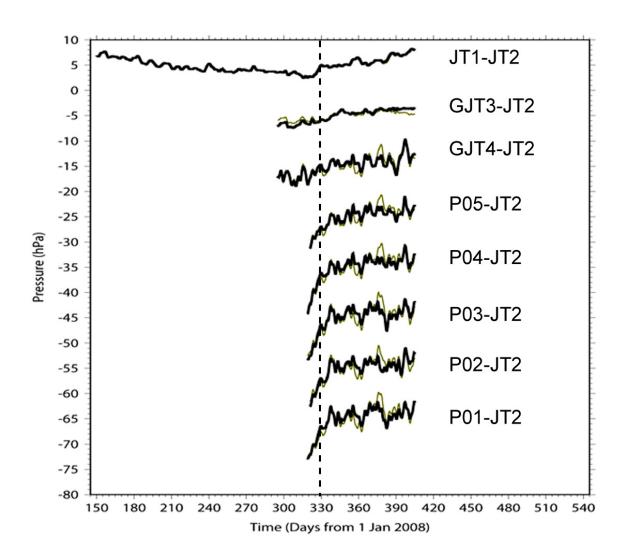


図11 宮城県沖で得られた海底圧力データをもちいて作成した、差圧時系列データ。基準点を JT2 として、それ以外の観測点のデータと JT2 のデータとのを求めた。黒線は、潮汐除去後、数値モデル予測値を差し引いたあとのデータ(圧力残差)を使って求めた差圧データ、灰色線は、潮汐除去したデータの差から求めたもの。いずれも、線形トレンド成分を差し引いてある。点線は、JT1-JT2 間の圧力差時系列に見られるステップ的変動の終了時。

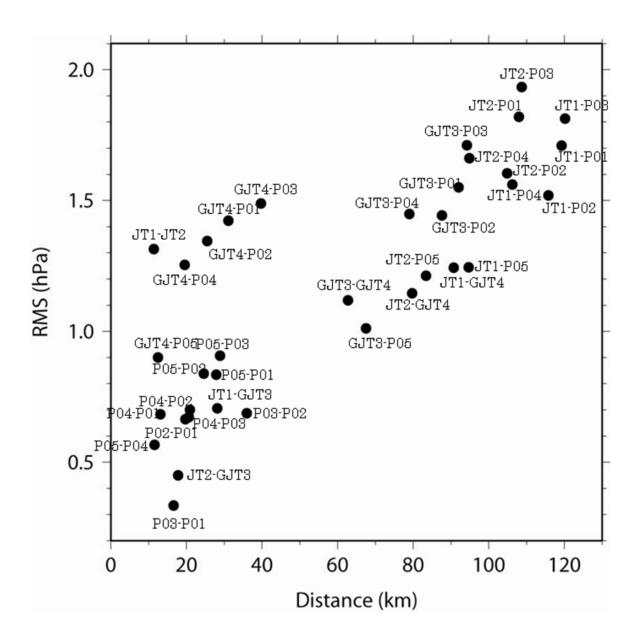


図12 差圧時系列にみられる変動の大きさ(振幅の RMS)と差をとった2観測点間の距離との関係。

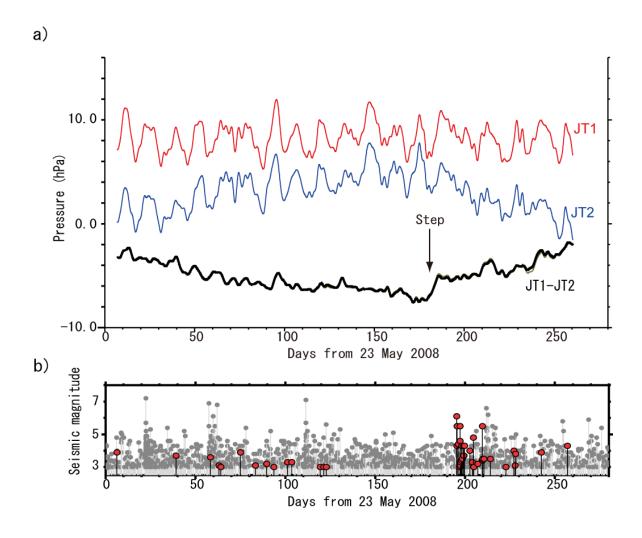


図 1 3 a) 観測点 JT1 と JT2 で得られた海底圧力と、2 観測点間の圧力差。b) 宮城県沖周辺域で発生した地震の M-T 図。赤シンボルは、JT2 から半径 75 km 以内に震央をもつ地震。

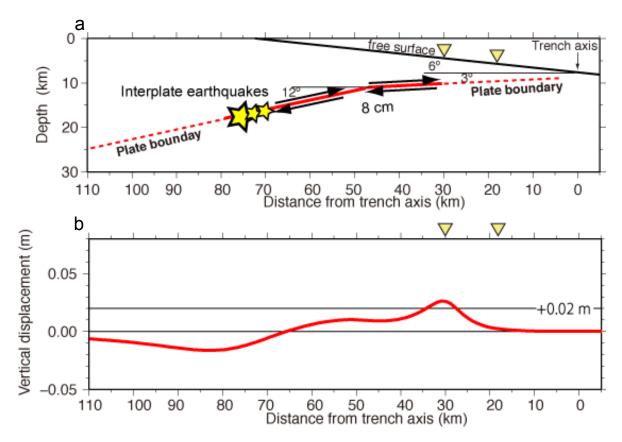


図14 a) 観測点 JT1 と JT2 の圧力差の原因となった地殻変動のモデル。プレート境界面の傾斜角度の変化を異なる傾斜をもつ 2 つの平面で近似し、そこで 8 cm の逆断層型のすべりを仮定した。b) 上図のモデルに対して計算された、海底面における鉛直変動プロファイル。黄色三角印は、JT1 および JT2 の位置。

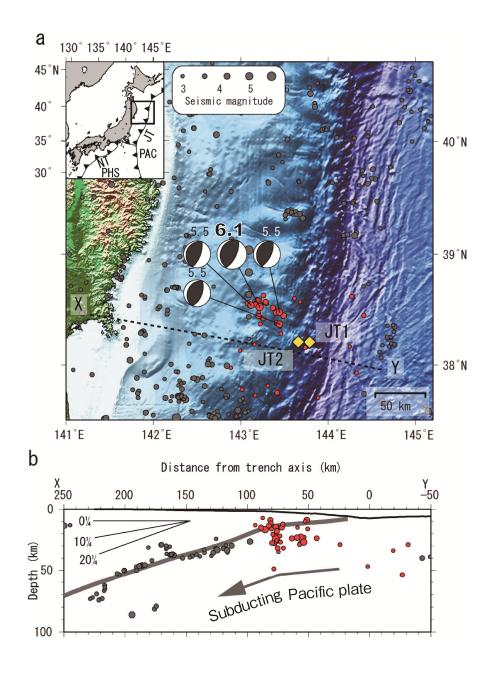


図 15 a) 宮城県沖周辺で発生した地震の震央分布。黒丸は M3 以上の地震で、赤丸はその中で、JT2 から半径 75 km 以内のも(図 9 b の MT 図と同じ)。 2008 年 12 月 4 日に発生した M 6.1 の地震とその余震の発震機構解を合わせて示す。b) a 図中の X-Y 断面に投影した、震源深さ分布。

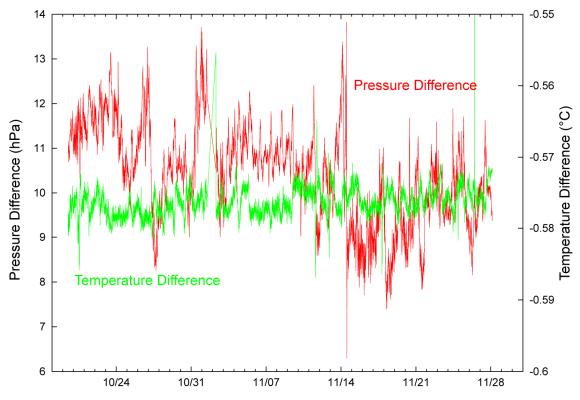


図16 2台の圧力センサーの比較実験の例。5.00^{\circ}の恒温槽内に設置した2台の圧力計のデータを比較したもの。赤:2者の圧力差、緑:温度差。

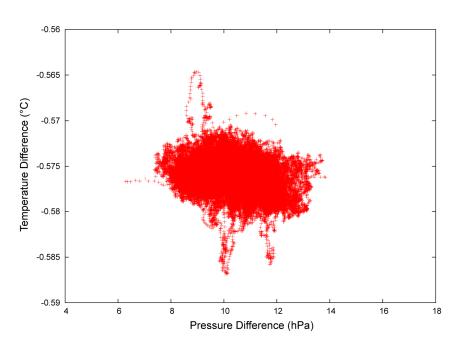


図17 図16に示した圧力差と温度差の相関図。

(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、連続観測を実施中である。海底水圧計は宮城県沖の10地点、根室沖の2地点に設置して実海域試験観測を継続している。

回収された地震計・水圧計のデータ処理・解析を進める一方で、海底水圧観測データから海底上下変動を検知することをめざし、海洋擾乱による圧力変動のモデル化に着手した。全球海洋モデルを気象客観解析データで駆動することにより、任意の地点での海底圧力変動を予測可能となった。計算結果を海底観測データと比較すると、周期 10 日より短周期側では良好な一致度が見られ、数値モデルの出力を使った圧力データのノイズ低減が現実的なアプローチであることが示された。一方で、観測値とモデル値の残差として、依然として 1.5 hPa 程度(宮城県沖の場合)の大きさで、10 日より長い周期帯域をもつ圧力変動が残る。こうした変動は、近接した観測点間では良い相似性を示し、観測点間距離が 100 km 程度までの組み合わせで圧力差をとることにより、効果的に低減できる。こうした手法を、宮城県沖の観測データに適用することにより、2008 年 11 月にステップ的な圧力変化イベントを検出することに成功した。この圧力変化は、プレート境界面での 8 cm/5 日というゆっくりとしたすべりにより説明可能である。このイベントの規模を目安として、今後継続する海底水圧観測からプレート間すべりをモニタする手法の開発を進めていく。

一方で、さらに長い時定数をもつ地殻変動の検知をめざし、圧力センサーを校正する手法に関する基礎実験を開始した。圧力センサーは数 cm/月に相当するようなドリフトをもつため、長期にわたって継続する地殻変動イベントの検知のためには、ドリフト量の正確な見積もりが必要である。基準器との比較計測によるドリフトレート推定の可能性を検討し、数 hPa 程度のドリフト量はこうした計測を 1ヶ月程度継続することにより推定できることが確かめられた。しかし、より短時間の間に高精度でドリフトレートを推定するためには、室内で高圧を印加する環境で同様の計測を行う必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Miura, S., T. Iinuma, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana and A. Hasegawa: Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data. Earth Planets Space, 58, 1567–1572, 2006.
- 2) Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe and M. Ishiguro: A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion. Geophysical Journal International, 104, 507–516, 1991
- 3) Heimbach, P. and C. Wunsch, 2007: Practical global oceanic state estimation. Physica D, 230, 197–208, 2007.
- 4) Matsumoto, K., T. Sato, H. Fujimoto, Y. Tamura, M. Nishino, R. Hino, T. Higashi

- and T. Kanazawa: Ocean bottom pressure observation off Sanriku and comparison with ocean tide models, altimetry, and barotropic signals from ocean models. Geophysical Research Letters, 33, L16602, doi:10.1029/2006GL026706, 2006.
- 5) Ponte, R. M.: Variability in a homogeneous global ocean forced by barometric pressure. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 18, 209–234, 1993.
- 6) Hirose, N., I. Fukumori, V. Zlotnicki and R. M. Ponte: Modeling the high-frequency barotropic response of the ocean to atmospheric disturbances: Sensitivity to forcing, topography, and friction. Journal of Geophysical Research, 106(C12), 30987–30995, 2001.
- 7) Stepanov, V. N. and C. W. Hughes: Parameterization of ocean self-attraction and loading in numerical models of the ocean circulation. Journal of Geophysical Research, 109, C03037, doi:10.1029/2003JC002034, 2004.
- 8) Carrère, L. and F. Lyard: Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing comparisons with observations. Geophysical Research Letters, 30, 1275, doi:10.1029/2002GL016473, 2003.
- 9) Kim, C.-H. and J.-H. Yoon: Modeling of the wind-driven circulation in the Japan Sea using a reduced gravity model. Journal of Oceanography, 52, 359–373, 1996.
- 10) Hirose, N. and J.-H. Yoon: Barotropic response to the wind in the Japan Sea. Proceedings of 4th CREAMS Workshop, 39–43, 1996.
- 11) GEBCO: The GEBCO_08 Grid. http://www.gebco.net/
- 12) Berrisford, P., D. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi and S. Uppala: The ERA-Interim archive. ERA Report Series, Shinfield Park, Reading, 16 pp, 2009.
- 13) Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira: The JRA-25 Reanalysis. Journal of the Meteorological Society of Japan, 85, 369-432, 2007.
- 14) Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne and D. Joseph: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society, 77, 437-471, 1996.
- 15) Amante, C. and B. W. Eakins: ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp, 2009.
- 16) González, F. I., E. N. Bernard, C. Meinig, M. C. Eble, H. O. Mofjeld and S. Stalin: The NTHMP tsunameter network. Natural Hazards, 35, 25–39, 2005.
- 17) 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.

18) Okada, Y.: Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space: Bull. Seism. Soc. Am.: 82, 1018-1040, 1992.

(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
藤本博己, 佐藤忠弘,	上下方向の海底地殻変	日本地球惑星科学	2009年5月
猪井志織, 日野亮太,	動観測に用いる圧力セ	連合 2009 年大会	
金沢敏彦	ンサーの長期ドリフト		
	について		
早河秀章,藤本博己,	三陸沖における海底圧	日本地球惑星科学	2009年5月
佐藤忠弘	力観測データと GRACE	連合 2009 年大会	
	の比較		
猪井志織, 飯沼卓史,	海陸地殼変動連続観測	日本地球惑星科学	2009年5月
稲津大祐, 日野亮太,	データを用いたプレー	連合 2009 年大会	
藤本博己	ト間すべり推定に関す		
	る数値実験		
稻津大祐, 日野亮太,	高精度海洋モデルによ	日本地震学会	2009年10月
藤本博己	る海底鉛直地殻変動の	2009年秋季大会	
	検出法の開発		
稲津大祐, 日野亮太,	高精度海洋モデルによ	第 112 回日本測地	2009年11月
藤本博己	る海底鉛直地殻変動の	学会講演会	
	検出法の開発		
Inazu, D., R. Hino, and H.	Ocean bottom pressure	2009 AGU Fall	2009年12月
Fujimoto	modeling for detection	Meeting	
	of seafloor vertical		
	deformation		
Inazu, D., R. Hino, and H.	Ocean bottom pressure	2010 Ocean	2010年2月
Fujimoto	modeling for detection	Sciences Meeting	
	of seafloor vertical		
	deformation		
Continuous long-term	Hino, R. S. Ii, T.	Journal Distaster	2009年4月
seafloor pressure	Iinuma, H. Fujimoto	Reearch, 4, 72-82.	
observation for detecting			
slip-slip events in			
Miyagi-Oki on the landward			
Japan Trench slope			

藤本博己, 野崎京三,	海底重力計の改造と沿	測地学会誌, 55,
河野啓幸, 伝法谷宣洋,	岸域における海底重力	325-339.
押田淳,小泉金一郎,三石普,	測定-陸海域シームレ	
岩本鋼司, 金沢俊彦	ス精密重力測定に向け	
	てー	
藤本博己	海底地殼変動観測	地震, 第2輯,61,
		S69-S74.

- (g) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定
 - 1) 特許出願なし。
 - ソフトウエア開発なし。
 - 3) 仕様・標準等の策定なし。

(3) 平成 22 年度業務計画案

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21年度に開始した地震・水圧観測を継続する。

(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	
国立大学法人 東京大学	全		
地震研究所	教授	金沢敏彦	
地震研究所	准教授	篠原雅尚	
地震研究所	准教授	塩原肇	
地震研究所	助教	望月公廣	
地震研究所	助教	山田知朗	
地震研究所	特任研究員	中東和夫	
地震研究所	技術職員	橋本信一	
地震研究所	技術職員	八木健夫	
地震研究所	技術職員	藤田親亮	
地震研究所	技術職員	阿部英二	

(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ヵ年の年次実施計画(過去年度は、実施業務の要約)

1) 平成20年度:

紀伊半島潮岬沖において、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 用いた海底地震観測網を構築した。長期海底地震計の海底設置に先立ち、関係機関等 (者)との調整を行った。また、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した。

2) 平成21年度:

平成20年に設置した海底地震計を全台回収し観測を終了した。本年度に回収された データは現在解析中であるが、南海トラフ沿いで発生したと考えられる、低周波成分 が顕著に励起された低周波地震と考えられる地震波形が見られる。また、平成21年 11月に、広帯域海底地震計3台と長期観測型海底地震計5台を用いた海底地震観測 を紀伊水道沖の海域で開始し、現在継続中である。

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、回収した海底地震計を再整備し、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21年度業務目的

前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。

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

平成20年度に、東南海地震および南海地震の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である、紀伊半島潮岬沖の海域において海底地震計を用いた海底地震観測を開始した。観測は平成20年12月に船舶により広帯域海底地震計3台と1Hzセンサーを用いた長期観測型海底地震計6台の合計9台の海底地震計を用いて開始した。平成21年度は、引き続き観測を継続し、平成21年11月に全台の海底地震計の回収作業を行い、海底地震観測を終了した。回収したデータは現在解析中であるが、広帯域地震計および1Hz地震計の両方に、通常の地震と異なる低周波イベントが記録されているがわかった。特に、広帯域地震計記録では10~100秒の低周波成分が卓越している地震波形が記録されている事がわかった。また、平成21年度は平成21年11月から、海山が沈み込んでいると考えられる紀伊水道沖の海域に、地震研究所において組み立て、動作試験等を行った広帯域海底地震計2台と長期観測型海底地震計2台を用いた海底地震観測を開始し、現在継続中である。広帯域地震計には高精度水圧計を搭載し、地震計では検知できない、より長周期の変動を観測できるようにした。

(b) 業務の実施方法

1) 観測点配置に関する調整

これまでに行われた研究で得られた成果などを考慮し、今年度は紀伊水道沖の海域で 海底地震観測を実施することとした。本研究テーマは、海底に海底地震計を設置するために、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、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回収・設置

前年度に紀伊半島沖の海域に設置した海底地震計8台を平成21年度11月23日から24日にかけて、地震研究所傭船の株式会社オフショアオペレーション所有の「第12海工丸」により、回収した。また同じ航海で、紀伊水道沖の海域に広帯域海底地震計2台、長期観測型海底地震計2台の設置を行い、現在も観測を継続中である。

4) データ解析

本年度に回収した長期観測型海底地震計及び広帯域海底地震計のデータ解析を行った。回収された海底地震計のデータ再生を行い、本年度拡張した処理システムにデータを転送した。その後、スペクトル計算等の各種データ処理を行った。

(c) 業務の成果

1) 長期観測型海底地震計・広帯域海底地震計による観測及びデータ解析

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 発生してきていることが歴史記録からわかってきている(図 1, Mochizuki and Obana, 20031)。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、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」のから、微小地震も含めて、南海トラフでの地震活 動は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」のにより、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。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)であると同時に、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)。

平成20年度は、これまでの研究で得られている成果を基に、特に低周波微動に着目し、 紀伊半島沖で海底地震観測を実施した。観測には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を用いた。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。海底地震観測は、 平成20年12月23日から24日にかけて、地震計設置を実施し、開始した。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(図4)。

平成21年度は、平成20年度に設置した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用いた地震観測を継続し、平成21年11月23日から24日にかけ、海底地震計の回収作業を行い、初年度の観測を終了した。回収作業には、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。本年度に回収された広帯域海底地震計で得られた波形データを見ると低周波地震と考えられる、10~100秒の低周波成分が卓越した地震波形が見られる(図5、6)。広帯域地震データからスペクトルを求めると(図7)、通常の地震イベントでは見られない、低周波成分が卓越しているイベントが発生していることがわかった。また、2009年3月22日から4月11日までに発生した低周波イベント数の時間変化を調べた(図8)。低周波イベントは22日から活動が開始し、9日間顕著な活動が続いた後、一旦活動が低調になった後、再び2日間のやや活発な活動が発生するといった特徴が見られた。今後も低周波イベントに着目した解析を引き続き進めていく予定である。また、長期海底地震観測で得られた大量な地震データを解析するために、処理システムの拡張を行った(写真1)。

平成22年度の観測は、海山が沈み込んでいると考えられる紀伊水道沖の海域(Kodaira et al., 2000)8)で広帯域地震計2台と長期観測型海底地震計2台の合計4台の海底地震観測網を構築し、観測を開始した。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、「第12海工丸」を用いた。海底地震計を「第1

2海工丸」への搭載後、地震計の最終調整を行い(写真 2)、平成21年11月25日に海底地 震計を設置し、観測を開始した(写真 3 及び表 1)。広帯域地震計には高精度水圧計を搭載 し、地震計では検知できない、より長周期の変動を観測できるようにしたことが本年度の 観測の特徴である(写真 4)。観測は平成22年秋まで継続する予定である。また、本委託研 究による観測は、東京大学地震研究所が、運営費交付金を用いて行っている観測と同領域 で行うことにより、全体としては、広帯域地震計 3 台と長期観測型海底地震計 5 台の合計 8 台の観測網となっている。

表1 平成21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	設置位置(WGS84)			記錄収錄設定情報	情報
		年月日	緯度	経度	米	切離コ 一ド	記錄開始	丁
NRB01	広帯域	2009/11/25 - 16:50	33-01-49.81	135-05-51.40	1754	531	2009/11/25-23:55:00	2010/11/27-00:00:00
NRB02	長期観測型	2009/11/25 - 19:13	32-56-05.70	32-56-05.70 134-54-55.46	1858	674	2009/11/25-23:55:00	2010/01/01-00:00:00
NRB03	長期観測型	2009/11/25 - 15:36	32-56-44.70	32-56-44.70 135-17-11.63	2191	675	2009/11/25-23:55:00	2010/01/01-00:00:00
NRB04	長期観測型	2009/11/25 - 18:00	32-51-02.81	135-06-15.12	2431	691	2009/11/25-23:55:00	2010/01/01-00:00:00
NRB05	広帯域	2009/11/25 - 20:28	32-50-18.41	134-44-00.47	1602	535	2009/11/25-23:55:00	2010/11/27-00:00:00
NRB06	長期観測型	2009/11/25 - 21:32	32-45-17.46	134-55-19.36	3662	684	2009/11/26-23:55:00	2010/01/01-00:00:00
NRB07	長期観測型	2009/11/25 - 23:32	32-45-54.89	135-17-34.66	3218	687	2009/11/26-23:55:00	2010/01/01-00:00:00
NRB08	広帯域	2009/11/25 - 22:34	32-40-11.95	135-06-39.95	4381	533	2009/11/26-23:55:00	2010/11/27-00:00:00

※網掛けは、同時期に同領域で行っている東京大学地震研究所運営費交付金による海底地震観測の海底地震計投入位置を示す。

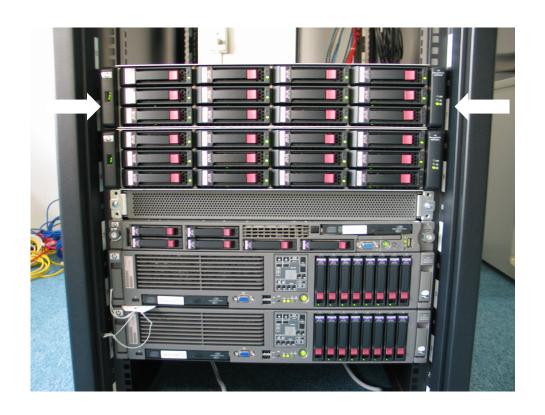


写真1 平成21年度に導入した海底地震計データ処理装置。白矢印により、該当装置を示す。既設の19インチラックに取り付けた。



写真2 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21年11月)



写真3 投入直前の広帯域型海底地震計



写真4 広帯域海底地震計に装着した高精度水圧計(白矢印により示す)

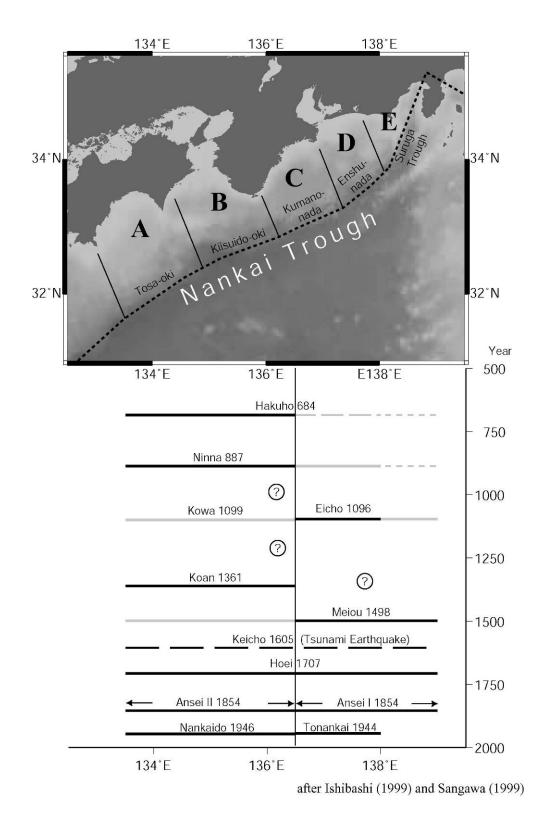


図1 南海トラフでの歴史地震 [Mochizuki and Obana, 2003]

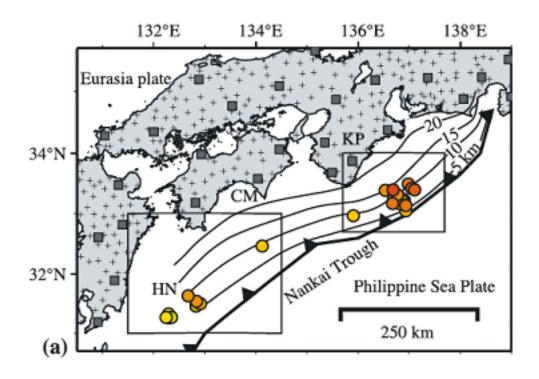


図 2 南海トラフでの低周波イベント [Ito and Obara, 2006]

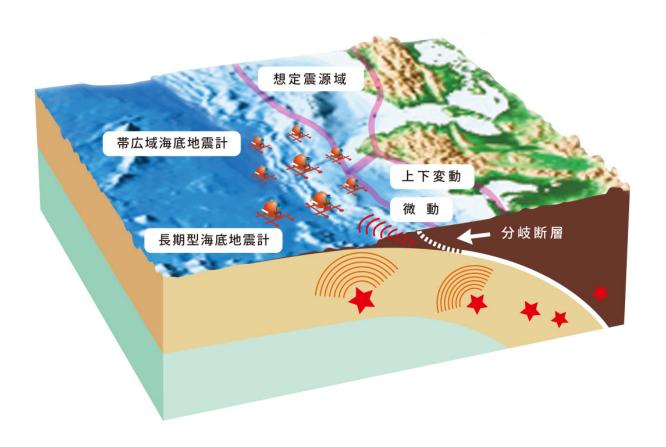


図3 広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計を用いた観測手法の概念図

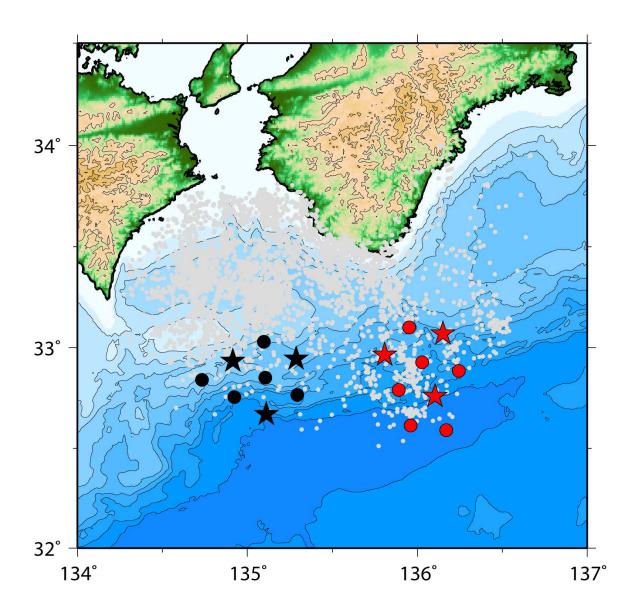


図4 広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計の設置位置 赤色が平成20年度観測開始、黒色が平成21年観測開始の海底地震観測網をそれ ぞれ示す。星印は広帯域海底地震計、丸印は長期観測型海底地震計の位置を示す。 東京大学地震研究所運営費交付金による観測の海底地震計の設置位置も示してい る。灰色は平成15年から平成19年まで文部科学省委託研究「東南海・南海地震 等海溝型地震に関する調査研究」により求められた微小地震の震央位置を示す。

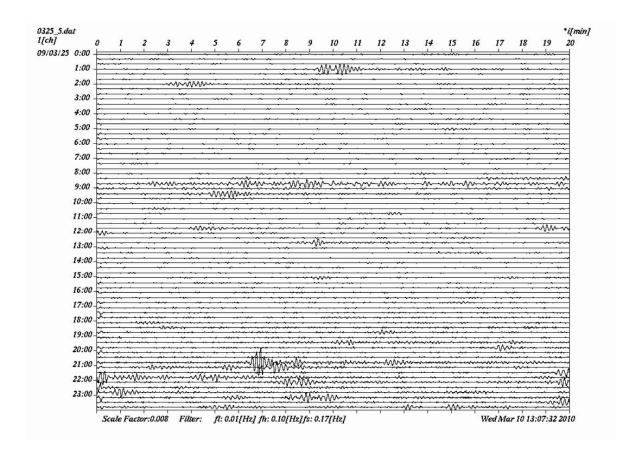


図5 広帯域海底地震計の長周期記録 2009年3月25日の1日分の記録。10~100秒のバンドパスフィルターを 施してある。

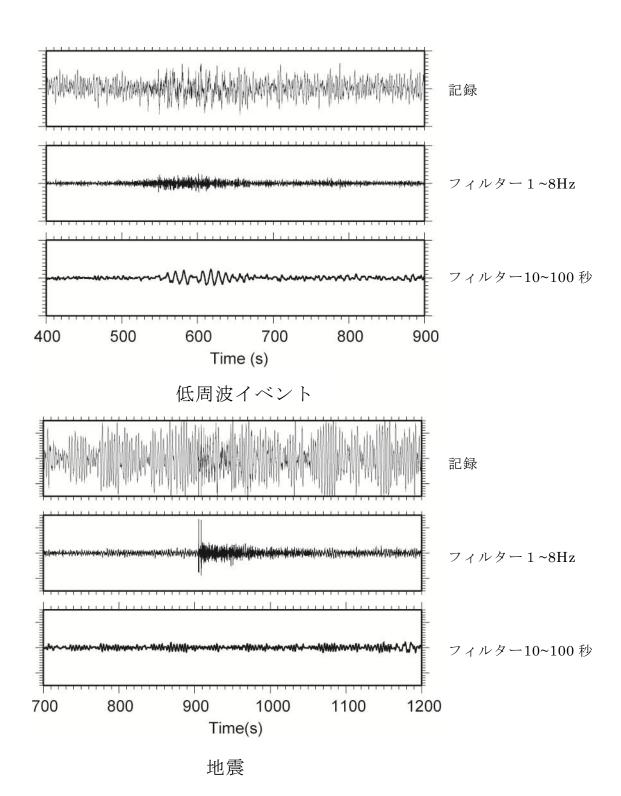


図 6 広帯域地震計で記録された波形例 上は低周波イベントを、下は通常の地震の記録を示す。低周波イベントと考えられる地震は10~100秒の低周波成分が卓越していることがわかる。

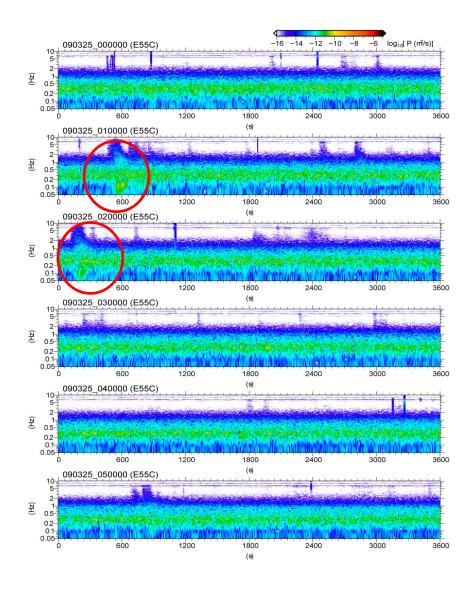


図7 広帯域地震記録から得られたスペクトル 2009年3月25日の午前0時から6時までのスペクトル。縦軸は周波数を、横軸は時間を表わす。赤枠内は低周波イベントと考えられる部分を示す。

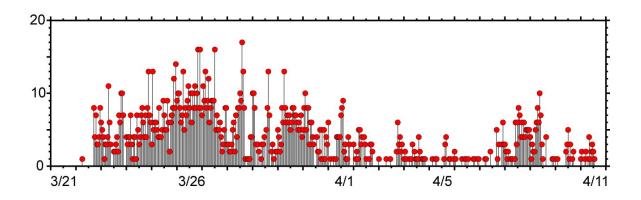


図8 2009年3月21日から4月11日までの低周波イベントの発生数の時間変化 縦軸は1時間あたりの低周波イベントを、横軸は時間を表わす。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成21年度に紀伊半島沖で開始した、広帯域海底地震計3台と長期観測型海底地震計5台を用いた地震観測を平成22年度も継続した後、平成21年11月に観測を終了した。回収されたデータは現在解析中であるが、広帯域海底地震計で得られた波形を見ると、10から100秒の低周波成分が卓越している、低周波地震と考えられる地震波形が見られた。低周波イベントの発生数の時間変化を調べると、一旦活動が活発になった後、活動度が低くなり、また活動度が高くなるといった特徴が見られた。

平成22年度は海山が沈み込んでいると考えられている紀伊水道沖の海域で広帯域地 震計2台と長期観測型海底地震計2台を用いた地震観測を開始した。観測は平成22年秋 まで継続する予定である。また、回収した地震データの解析を進め、低周波地震に着目し、 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
- 8) Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda, Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, Seience, 289, 104-106, 2000.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

			1
発表者	題名	発表先	発表年月日
望月公廣・中東和夫・桑野亜佐	Spatially varying	日本地球惑星科	2009.5.21
子・山田知朗・篠原雅尚・酒井	seismicity	学連合 2009 年	
慎一・橋本信一・八木健夫・金	distribution in the	大会	
沢敏彦・植平賢司・田原道崇・	Tonankai-Nankai		
内田和也	regions revealed by		
	repeating long-term		
	ocean bottom		
	observations		
望月公廣・中東和夫・桑野亜佐	繰り返し長期海底地震	日本地震学会秋	2009.10.23
子・山田知朗・篠原雅尚・酒井	観測による東南海南海	季大会	
慎一・金沢敏彦・植平賢司・清	地震震源域における地		
水洋・田原道崇	震活動と地震波速度構		
	造		

(g) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願なし
- ソフトウエア開発なし
- 3) 仕様・標準等の策定 なし

(3) 平成22年度業務計画案

平成21年度に紀伊水道沖の領域に展開した広帯域海底地震計2台と長期観測型海底地震計2台を回収する。また、同領域において、4台の広帯域海底地震計を約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の解析を引き続き行い、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

3.1.4 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

(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	
独立	2.行政法人防災科学技術研究所	地震観測データ	小原一成	
地震	读研究部	センター長		
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	主任研究員	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	

(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ヵ年の年次実施計画

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した。

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:

平成21年度までに、紀伊半島および四国・九州地方に設置した5箇所の長期機動観測点を維持するとともに、東海地方西部に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を増強することにより、紀伊半島東方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。これまでに収集された遠地地震等の波形記録をレシーバ関数解析等に供することにより、陸域下におけるスラブ境界付近の構造の特徴を把握するための調査解析を進める。西南日本で発生する深部低周波微動活動は、プレート境界付近でセグメントに分かれて活動が繰り返される。その活動様式ならびに地下構造との関連要因を調査するため、深部低周波微動活動が活発な地域において、機動観測を行う。

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21年度業務目的

平成 20 年度に紀伊半島南部に設置した広帯域地震計を用いた長期機動観測点 2 点を維持するとともに、四国および九州に同様の長期機動観測点 3 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。具体的には、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広帯域地震計を用いた長期機動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21年度の成果

(a) 業務の要約

紀伊半島沖から日向灘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、昨年度設置した和歌山県田辺市および三重県紀北町の広帯域地震計を用いた長期機動観測点を維持するとともに、新たに徳島県那賀町、宮崎県西都市および鹿児島県西之表市に同様の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。これらの観測点を浅部超低周波地震モニタリングシステムの解析対象に加えるとともに、南海トラフ周辺域の浅部超低周波地震活動監視を継続した。西之表市や西都市に設置した長期機動観測点において、日向灘で発生した浅部超低周波地震による地動を明瞭に捉えることに成功した。その結果、日向灘における浅部超低周波地震の活動域は少なくとも種子島の東方沖にまで達することが分かった。試験的な CMT 解析を併せて行い、長期機動観測点の上下動成分は、本解析に耐えうる品質を有することを確認した。

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データから遠地地震記録を切り出し、レシーバ関数解析を実施した。その結果、紀伊半島南西部と北東部では、スラブ内モホ面の変換効率の特徴が有意に異なる可能性が示唆された。

(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1),2)。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。一方、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、定常的に滑っていると考えられている。近年、稠密な地震観測網のデータ解析により、Obara and Ito (2005)3)、Ito and Obara (2006)4)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、付加体形成過程の理解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、中心周期が十秒程度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)を補完する形で西南日本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、西南日本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を目的とする。

b) 広帯域長期機動観測点の概要

平成 21 年度は、図 1 および表 1 に示す 3 箇所に広帯域地震計および高精度 A/D 装置等の観測装置を設置し、連続波形データ収集を開始するとともに、平成 20 年度に設置した紀伊半島の 2 箇所(紀北紀伊長島 N.KKNF/田辺中辺路 N.TNHF。図 1 参照)における観測を継続した。

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。

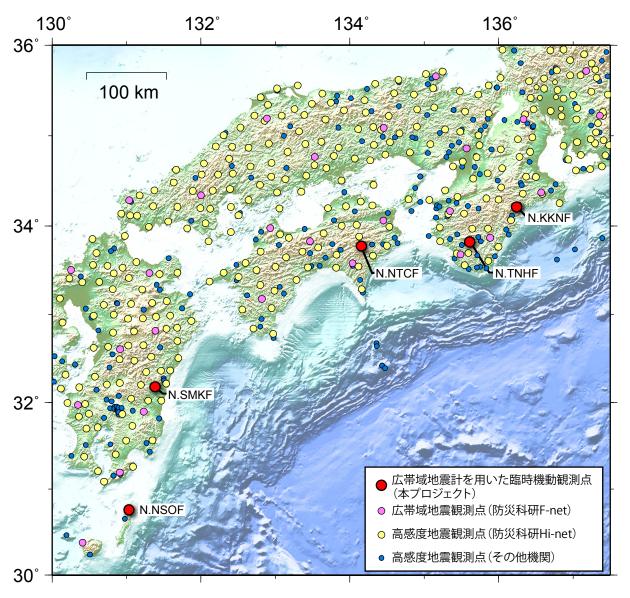


図1 西南日本に設置した長期機動観測点の概略位置と既存観測点の分布。

コード	観測点名称	所在地
N.NTCF	那賀栩谷	徳島県那賀郡那賀町木頭折宇栩谷
N.SMKF	西都南方	宮崎県西都市南方
N.NSOF	西之表	鹿児島県西之表市西之表字横山田

表 1 平成 20 年度に設置した広帯域長期機動観測点

- ・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cm 掘削して底面を水平にした後、1

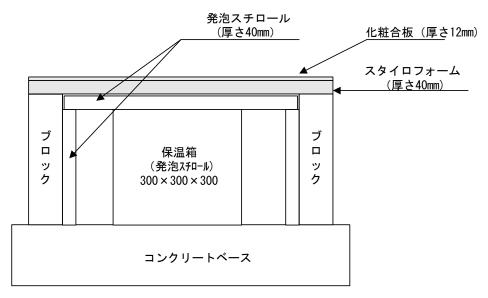


図2 長期機動観測点における地震計室の概略断面図。

 $m \times 1$ 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 15 cm 以上とした。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。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 2)。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 3)。

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。観測筐体内は棚が1段設置されている。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(写真 4)。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 5~7に、今年度設置した3箇所の広帯域地震計を用いた長期機動観測点の設置状況を示す。



写真1 地震計台座(コンクリートベース)の構築。西都南方観測点。



写真 2 STS-2 地震計の設置と断熱材の壁面設置。西都南方観測点。



写真3 防水・断熱シート。最終的な地震計室の外観。西之表観測点。



写真 4 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。西之表観測点。



写真 5 那賀栩谷観測点全景。



写真6 西都南方観測点全景。



写真7 西之表観測点全景。

徳島県・那賀栩谷観測点は、中内林道沿いの八幡神社の奥約 20m(林道から約 50 m)離れた場所に地震計室を配置した。観測筐体脇に仮設電柱を1本設置し、約 10m 離れた電力柱より、電力線・電話線を観測用筐体まで引き込んだ。宮崎県・西都南方観測点では、緩い斜面を 5m 幅で整地した茶畑の隅に地震計室を配置した。近接する市道からは水平距離で約 30m 離れている。観測筐体脇に仮設電柱を1本設置し、水平距離で 26m 離れた電力柱より、電力線・電話線を観測用筐体まで引き込んだ。鹿児島県・西之表観測点は、「あっぽ〜らんど」内のほたる水路施設脇の斜面上に位置する。設置場所は比較的平坦な場所で、仮設電柱の脇に観測筐体を設置し、これより約 1m 離れた位置に地震計用台座を設置した。地震計の信号ケーブルは、すべての観測点において、保護管を用いて一部地中埋設とした。

各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 5)と同一である。これにより、既存基盤的地震観測網と統合した運用管理が実施可能となるため、既存データと統合処理を実施する上で非常に有効である。長期機動型広帯域地震観測点で観測された波形の一例として、2010年2月27日(日本時間)にチリ中部で発生した地震による上下動成分観測記録を図3に示す。これより、本研究にて設置した

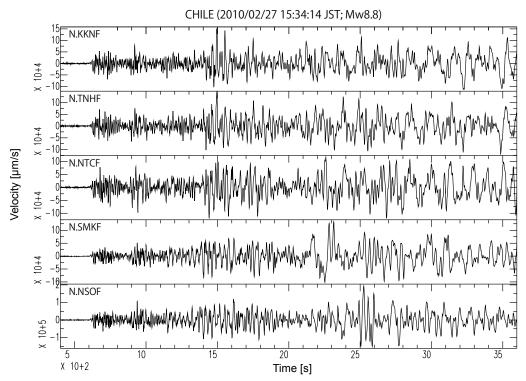


図3 長期機動型広帯域地震観測点で観測された 2010 年 2 月 27 日 (日本時間) に チリ中部で発生した Mw8.8 の地震による揺れ (上下動成分)。上から順に紀北紀 伊長島 (N.KKNF)、田辺中辺路 (N.TNHF)、那賀栩谷 (N.NTCF)、西都南方 (N.SMKF) および西之表 (N.NSOF) 各観測点の記録を表す。

全ての長期機動型広帯域地震観測点において、良好な波形記録が得られていることが分かる。このことは、数年間の安定した観測を行うことで、様々な遠地地震の記録が収録できる可能性が高いことを意味する。すなわち、基盤的地震観測網データのみを使用する場合に比べて、プレート形状やスラブ境界性状把握の分解能が向上することを示唆している。

2) 西南日本における浅部超低周波地震活動監視と長期機動観測点の活用

日本およびその周辺で発生する浅部超低周波地震については、防災科研 Hi-net に併設された高感度加速度計(傾斜計)のアレイ解析に基づき、Asano et al. (2008) のらにより、その時空間分布が詳細に調べられてきた。一方、高感度加速度計と F-net の広帯域速度計によるグリッド・モーメントテンソル(MT)解析やセントロイド・モーメントテンソル(CMT)解析からは、その発生場所やメカニズムが明らかにされてきた(Ito and Obara, 2006)4)。これらの解析の大部分は、現在では浅部超低周波地震モニタリングシステムによる準リアルタイム処理として実施されている。今年度業務では、このシステムの解析対象に本業務による 5 箇所の広帯域地震計を用いた長期機動観測点を加えるとともに、南海トラフ周辺域の浅部超低周波地震活動監視を継続した。また、長期機動観測点の記録の効果的な利用とそれによる CMT 解決定精度の高精度化を目的として、日向灘で発生した超低周波地震を対象とした試験的な CMT 解析を実施した。

a) 南海トラフ周辺域の浅部超低周波地震活動

本項では、南海トラフにおける平成21年度1年間(2009年4月から2010年3月)の 浅部超低周波地震活動状況について述べる。図4に示すアレイ解析による浅部超低周波地 震の震央分布および時空間分布から分かるように、紀伊半島沖から室戸岬沖にかけての領 域では、2009年3月から7月に活動があった(図4aの緑および青丸印)。この間、5月 以前の活動域は紀伊半島南東沖と室戸岬沖(緑丸印)であったのに対し、6 月以降の活動 域は紀伊水道の沖(青丸印)に移動した。過去には、室戸岬沖で2003年6月から8月に、 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 月頃まで、かなり活発な浅部超低周波地震活動がそれぞれ発生した(図4 b)。上述の 活動は、それ以来の規模の活発な活動と言える。一方、日向灘から足摺岬沖にかけての領 域においても、2010年1月から3月に活発な超低周波地震活動があった(図4 aの赤お よび橙丸印)。この間についても、2月中旬以前の活動域が日向灘(赤丸印)であったのに 対して、その後に活動の中心は足摺岬沖(橙丸印)に移動した。この活動の他、日向灘で は 2009 年 4 月にも小規模な超低周波地震活動があった。日向灘では活発な浅部超低周波 地震活動がたびたび発生してきたが、足摺岬沖にまで活動域がおよぶのは 2003 年 8 月以 来(図4 b)のことである。以上に概観したように、平成 21 年度 1 年間の南海トラフに おける浅部超低周波地震活動は、地域性が見られるものの全体的に活発であったと言える。

b) 長期機動観測点記録の活用

本年度業務で新設した3点は2010年1月に観測を開始したため、下旬から始まった日 向灘の浅部超低周波地震活動を観測することに成功した。地表設置型の長期機動観測点に おける広帯域地震記録は、防災科研 F-net 等の横坑による観測点と比べてノイズレベルが

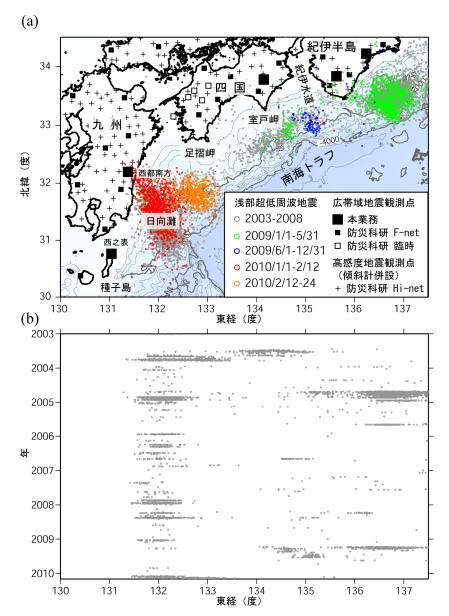


図4 2003年1月から2010年2月24日までの期間内に検出された浅部超低周波地震。(a) 震央分布および(b) 時空間分布。丸印は浅部超低周波地震を表す。その他のシンボルについては図中の凡例に示す。

高いことが知られているが、上下動成分は比較的高い S/N 比を確保している η 。 浅部超低周波地震モニタリングシステムにおける CMT 解析では、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(傾斜計)の記録も使用した高精度の MT 解析を実施している θ 。 しかし、水平動成分のデータ量が豊富であるのに対して、上下動成分のデータ量は必ずしも十分とはいえない。長期機動観測点はそのような状況を改善し、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。そこで、本項では、これらの記録による CMT 解析を試験的に実施し、記録が解析に耐えうるかどうかについて調査を行った。

観測記録の質が良い 2010 年 1 月 30 日のデータについて、浅部超低周波地震モニタリングシステムのアレイ解析とグリッド MT 解析の結果を参考に 9 時 10 分と 10 時 18 分のイ

ベントを解析対象として抽出した。これらの浅部超低周波地震を含む 15 分間の記録波形を図5に示す。記録からは、震源から最も近い観測点が 9 時 10 分のイベントでは F-net 高岡観測点 (N.TKOF) であるのに対して、10 時 18 分のイベントでは西之表観測点 (N.NSOF) であることが分かる.このことから、10 時 18 分のイベントは北西―南東方向に細長くのびる日向灘の超低周波地震活動域 (図4 a の赤丸印が分布する領域) の中でもほぼ南端部に位置する種子島の東方沖で発生したものと考えられる。高感度加速度計を併設する Hi-net 観測点は島嶼部に無いことから、日向灘の南部ではアレイ解析による震央決定精度は良いと言えず、この地域における浅部超低周波地震活動は必ずしも明らかではなかった。しかしながら、本業務によって設置された西之表観測点の記録によって、少なくとも種子島東方沖にまで浅部超低周波地震の活動域が広がっていることを、今回初めて確認することが出来た。また、上記イベントによる波形は、今年度設置した3観測点 (N.NSOF、N.SMKF、N.NTCF) において、いずれも明瞭に記録されている (図5)。図4 bに示したように、これらの観測点設置後には、日向灘沖・足摺岬沖周辺で低周波地震が活発化したが、今後、室戸岬沖から紀伊半島沖で同様の活動が発生した場合にも、これらの観測点が、震源決定精度向上に寄与するものと期待される。

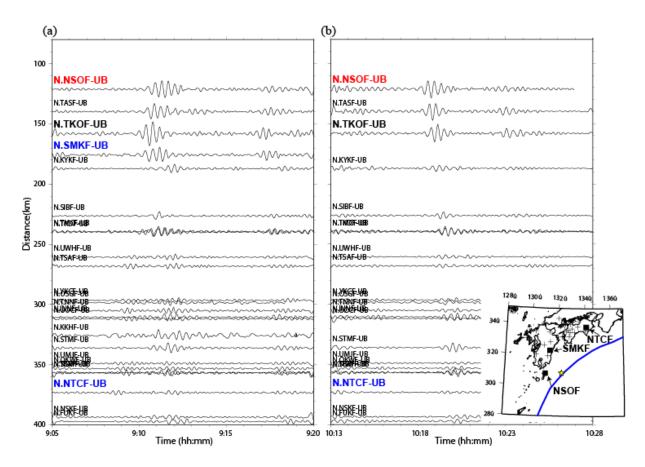


図5 日向灘で発生した浅部超低周波地震の記録。 (a) 2010年1月30日9時10分 および (b)10時18分のイベントについて、長期機動観測点および F-net 観測点に おける上下動成分の記録波形を示す。波形は通過周波数帯0.02-0.05 Hz のバンドパスフィルターで処理した後に最大振幅で規格化した。縦軸は南海トラフ近傍の北緯30.8度、東経132.3度(挿入図の星印)からそれぞれの観測点までの距離を表す。

次に、これらの2つのイベントの CMT 解析を試みた。解析には、通常使用する F-net 広帯域地震計 3 成分、Hi-net 高感度加速度計水平 2 成分に加え、長期機動観測点の上下動成分の記録波形を使用した。原記録に対して積分による変位波形への変換と機器特性の補正を行った後に、帯域 0.02-0.05 Hz の帯域通過フィルターを適用し、さらに 1 Hz サンプリングにデシメーションした記録を用いた。CMT 解の推定には、Ito et al. (2006) 8 による最適解の探索法を用いた。解析時間窓はセントロイド時刻から 120 秒間とした。グリーン関数は、F-net による MT 解ルーチン解析 9 と同様の構造を仮定し、波数積分法によって合成した。また、初期モデルとして与えるべきセントロイド時刻と位置は、アレイ解析とグリッド MT 解析の結果を参考にして試行錯誤的に選んだ。解析の結果、9 時 10 分のイベントについては MT 解を得ることができたが、MT の時 MT を得ることができたが、MT の時 MT の有が、MT を得ることができたが、MT の時 MT の相対については MT 解を得ることができたが、MT の方のイベントについては MT 解を得ることができたが、MT の方のイベントの解析結果を示す。推定された発震機構解は逆断層型であり、西之表観測点も含めて観測波形の前半 MT 60

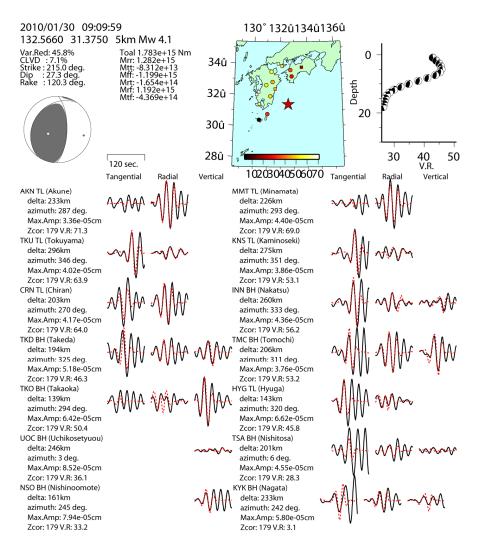


図6 2010年1月30日9時10分の浅部超低周波地震のCMT解析結果。 上段に左から順に、CMT解の各要素および発震機構解、観測点ごとの残差減少率、および残差減少率のセントロイド深さ変化をそれぞれ示す。また、下段に観測点ごとに観測波形(黒)および理論波形(赤)をそれぞれ示す。

秒間は理論波形によって概ね良く説明されている。しかしながら、それ以降については長く尾を引くような観測波形を理論波形は説明できていない。この点については、グリーン関数の見直しを含めた更なる検討が必要であろう。一方、今回の解析で CMT 解が得られなかった 10 時 18 分のイベントについても、記録の S/N 比は十分に高いことから、グリーン関数や初期モデルに加えて、最適解探索方法の見直しによって精度の高い CMT 解の推定が可能になるものと期待される。このように、日向灘の南部における CMT 解の推定には課題を残すものの、長期機動観測点の上下動成分記録は CMT 解析に十分耐えるものであることが確認された。

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は詳細な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 11), 12), 13)。 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伴う地震に関するデータは使用しない。そのため、 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伴う地震の震源分布は完全 に独立の関係にある。しかし、フィリピン海スラブ沈み込みに伴う地震活動分布は非一様 であり、海洋モホ面の湾曲とスラブ内地震活動度の変化はよく対応している。このことは、 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 12), 13)。一方、Shiomi and Park (2008)¹⁴⁾は、紀伊半島内に設置された防災科研 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 るスラブ収斂の方向を比較し、両者の方位角の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。

以上の解析は、レシーバ関数に含まれる後続波位相の到着時刻の遅れに着目し、地震波速度不連続面の位置(深さ)や形状を求めることに主眼を置いている。一方、レシーバ関数後続波位相の振幅は、速度不連続面におけるインピーダンス比を反映しており、スラブ境界付近の物性を議論するうえで重要な情報となりうる。しかし、スラブ境界のような傾斜面においては、地震波の到来方向によって、傾斜面への相対的な入射角が変化する。すなわち、速度不連続面における変換効率が地震波到来方向に依存するため、インバージョン解析を除き、積極的に利用されているとは言えない。今年度は、傾斜する変換面で励起されたレシーバ関数の変換波振幅について、地震波到来方向依存性を評価することによって、その境界面における振幅の「標準値」を推定する方法を考案するとともに、紀伊半島

内の観測点において標準振幅の空間分布を評価した。

a) データ・解析方法

紀伊半島内に設置された防災科研 Hi-net / F-net および産業技術総合研究所の観測点で得られた高品質な遠地地震記録(M≥6)を解析対象とした。図7に解析に使用した観測点の分布を、図8に Hi-net の NKTH (和歌山県・那智勝浦) 観測点および URSH (三重県・嬉野) 観測点にて観測されたレシーバ関数の例を示す。

傾斜面で P 波から S 波に変換した後続波は、地震波到来方向に依存して、その振幅や到達時刻が変化する。そこで、観測点下の海洋モホ面の深さ $^{12)}$ 周辺を対象にグリッド・サーチを行い、海洋モホ面の傾斜方向と面の傾斜に起因する到達時刻の揺らぎ幅を推定した。それぞれのレシーバ関数について、推定された海洋モホ面からの変換波位相の理論到達時間を求め、その時刻における変換波振幅 A を地震波到来方向 φ の関数とし、最小二乗法により、次の関数における各パラメタ $(a,b,\alpha,\beta,\gamma)$ の最適値を求めた。

$$A = a \cdot \sin(\varphi + b) + \alpha \cdot \sin(2\varphi + \beta) + \gamma$$

ただし、生データに対して最小二乗解析を適用すると、地震が頻発する方位のデータに過度の重みがかかる。これを避けるため、事前に地震波到来方向に応じて 5° ごとの範囲を設定し、各範囲に対して平均値および標準偏差を求めた。この平均値に対し、標準偏差を重みとした最小二乗解析を行った。このようにして得られた γ 値を、その観測点における標準的な変換波振幅(標準変換波振幅)とした。図9にHi-net のNKTHおよびURSH 両観測点における最小二乗解析の結果を表す。それぞれの観測点で得られた個々のレシーバ関数の変換波振幅(赤点)は大きくばらつくが、平均値を考慮すると、全体として仮定した関数形で良く説明されている。

b) 標準変換波振幅の空間分布と地域的特徴

上記解析方法を紀伊半島内の各観測点に適用した結果を図10に示す。ここで、横軸は、

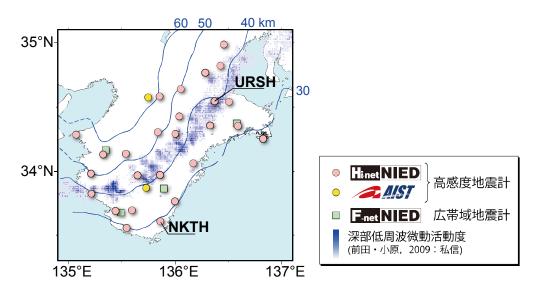


図7 解析に使用した観測点の分布。青線は、沈み込む海洋モホ面の等深度線(Shiomi et al., 2008)¹²⁾を表す。

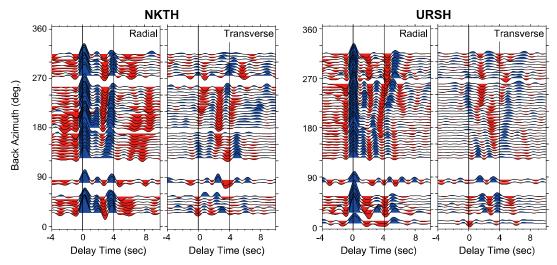


図 8 防災科研 Hi-net 観測点で得られたレシーバ関数の例。(左) 和歌山県・那智勝浦 (NKTH)、(右) 三重県・嬉野 (URSH)。観測点の位置を図 7 に示す。横軸は、直達 P 波到着からの経過時間、縦軸は地震波到来方向を表す。

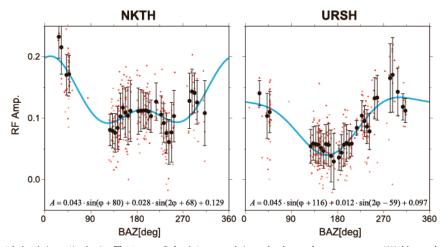


図9 変換波振幅の分布と最小二乗解析の一例。赤点は各レシーバ関数の変換波振幅、 黒点と誤差棒は、地震波到来方向(BAZ)5°ごとの平均値と標準偏差を表す。青線は 最小二乗解析の結果を表す。

直達 P 波到着から変換波到着までの遅延時間とした。これは、仮定する速度構造の影響を避けるためであるが、遅延時間に該当するおおよその海洋モホ面深さを、参考としてグラフ上部に示した。各シンボルの色は、Shiomi and Park(2008) $^{14)}$ で示された3つの領域に従った。この領域は、図 11 に示すような他の地球物理学的な事象の境界と一致している $^{14)}$ 。なお、図 10 の左図において、白抜きの丸で表現されている観測点は、最小二乗解析における残差が大きい観測点であることを意味しており、以下の解析からは除外する。図 10 左図から、スラブが深くなるにつれ、変換波振幅は次第に減衰し、遅延時間 5 秒(海洋モホ面の深さ約 45km に相当)でほぼ一定値になるように見える。ただし、スラブが浅部に位置する領域で顕著な振幅を記録しているのは、白抜きの1 点を覗くと 1 Region 1 名 および 1 の観測点に限定される。そこで、1 Region 1 名 1 を見ると、れ抽出した結果を、図 1 2 に示す。1 Region 1 の観測点のみの分布(図 1 2 右)を見ると、

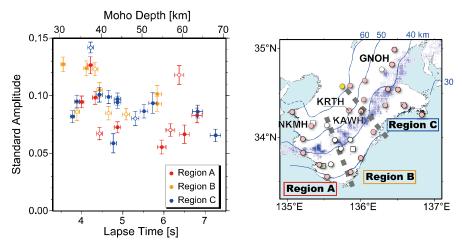


図 10 直達 P 波到着から変換波到着までの経過時間に対する標準振幅の分布(左図)。 誤差棒は標準偏差に相当する。色は観測点が存在する領域(右図)と対応する。白抜 きのシンボルは、最小二乗解析において残差が大きい観測点であることを意味する。

		Region A	Region B	Region C
スラブ内	深さ	30 ~ 50km	> 50 km	30 ~ 50 km
地震活動	位置	海洋マントル内		海洋地殼内
メカニズ』 (T-軸方		北東一南西	北北東一南南西	東西
低周波微動	活動	孤立的に分	孤立的に分布	
海溝型巨大 震源域		南海地震 (震源)	東南海地震 (震源)	東南海地震 (すべり量大)

スラブ湾曲

図 11 紀伊半島におけるフィリピン海プレートの運動に起因する様々な活動の地域性

遅延時間 6 秒(海洋モホ面深さ約 55km)までの標準変換波振幅は、直達 P 波に対して $8\sim10\%$ でほぼ一定であり、より深部では振幅が低下する。紀伊半島下における標準的な温度構造 15 によると、深さ 55km 付近の海洋モホ面周辺の温度は $400\sim450\%$ である。この温度・圧力条件付近では、海洋玄武岩はローソン石青色片岩からローソン石エクロジャイトに変成する 15 0。本解析で確認された標準変換波振幅の低下は、海洋玄武岩の変成作用により、インピーダンス比が低下したためと考えられる。

一方、Region A および B では、フィリピン海スラブ内の海洋モホ面が比較的浅部に存在する地域で、大きな標準変換波振幅が得られた(図 12 左)。スラブ沈み込み域における一般的な速度構造および等方媒質を仮定し、傾斜角 $20\sim30$ 度程度のスラブの存在を考慮した数値実験で得られる標準変換波振幅は、直達 P 波に対し 10%程度であった。このことから、紀伊半島南部のこれらの領域では、スラブ境界付近の媒質に強い異方性が存在する、あるいは極端に低速度な層が存在する可能性が高いと考えられる。海洋モホ面が 40km よりも深い領域では、Region B では直達 P 波に対して $9\sim10\%$ 程度であるのに対して、Region A では 6%程度まで低下する観測点が存在する一方、より内陸部に位置する NKMH 観測点における標準変換波振幅は 8%程度であり、Region R0 の結果と整合する。標準振幅が極度

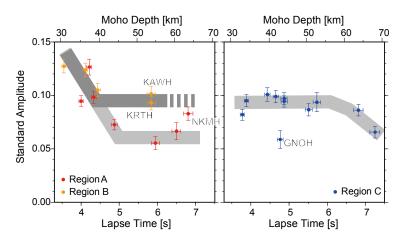


図 12 直達 P 波到着から変換波到着までの経過時間に対する標準振幅の分布。(左) 紀伊半島南西部の観測点、(右) 紀伊半島北東部の観測点。色は、Shiomi and Park (2008) 14)で提案された領域に相当する。

に低下した3観測点は、いずれも紀伊半島西岸沿いに位置する。この地域では、地震波走時トモグラフィ解析において、スラブマントルの速度が周囲に比べて相対的に低速度であると指摘されている領域 ¹⁶⁾であり、本解析の結果と整合的である。この地域は、15Ma まで四国海盆の拡大軸として活動していた紀南海山列の沈み込みが示唆されており、これらの構造異常の原因となっている可能性が高い。

今後は、本プロジェクトにて四国および九州に設置した広帯域地震計を用いた長期機動観測点の記録を併合処理し、紀伊水道西部に該当する四国の構造についても評価を進める予定である。

(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、四国および九州地方の3箇所に長期機動観測型広帯域地震観測点を設置し、連続観測を開始するとともに、昨年度設置した紀伊半島の2観測点における観測を継続した。今年度は、長期機動観測点のデータが、浅部超低周波地震モニタリング解析に有用であることを確認した。これらの長期機動観測点のデータは、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。一方、基盤的地震観測点や本機動観測点などで得られた遠地地震記録の解析から、紀伊半島下のスラブ内モホ面の変換波効率、すなわちインピーダンス比が紀伊半島の北東部と南西部で有意に異なることが示唆された。

浅部超低周波地震活動の紀伊半島東方沖での活動状況は、想定東南海地震と東海地震の 関連を調査する上で重要となる。これらの地域のモニタリングを強化するため、今年度ま でに建設した長期機動観測点と同等の観測設備を愛知県にも増強し、モニタリング精度の 向上に努める必要がある。また、これまでの研究から、西南日本で発生する深部低周波微 動活動はプレート境界付近でセグメントに分かれて活動を繰り返している様子が明らかに なっている ^{17), 18)}。深部低周波微動活動が活発な地域において、機動観測を行うことによ り、深部低周波微動活動様式とスラブ構造の関係についての知見を得ることが重要である。

- (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) 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.
- 4) 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.
- 5) 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, S1-S7,2009.
- 6) 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.
- 7)独立行政法人防災科学技術研究所: 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, 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,66-90,2010.
- 8) Ito, Y., S. Sekiguchi, T. Okada, R. Honda, K.Obara, and S. Hori: Performance of regional distance centroid moment tensor inversion applied to the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake, Japan, Geophys J. Int., 167, 1317–1331, 2006.
- 9)福山英一, 石田瑞穂, D.S. Dreger, 川井啓廉, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 2,51,149-156,1998.
- 10) 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.
- 11) 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.
- 12) 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.
- 13) Ueno, T., T. Shibutani, K. Ito: Configuration of the continental Moho and Philippine Sea slab in southwest Japan derived from receiver function analysis: relation to subcrustal earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 98, 2416 2427, 2008.
- 14) 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.

- 15) Peacock, S. M.: Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip, J. Geophys. Res., 114, B00A07, doi:10.1029/2008JB005978, 2009.
- 16) Nakajima, J. and A. Hasegawa: Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, Earth and Planet. Sci. Lett., 254, 90 105, 2007.
- 17) Maeda, T. and K. Obara: Spatio-temporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, J. Geophys. Res., 114, B00A09, doi:10.1029/2008JB006043, 2009.
- 18) Obara, K. (2010), Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, J. Geophys. Res., submitted.

(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.	Converted Ps amplitude	アメリカ地球物理連合	平成 21 年 12
and J.	variations on a dipping	(AGU) 秋季大会	月 15 日
Park	interface: Application to receiver		
	functions in central Japan		

- (f) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定
 - 1) 特許出願

なし

- ソフトウエア開発なし
- 3) 仕様・標準等の策定なし

(3) 平成22年度業務計画案

平成21年度までに、紀伊半島および四国・九州地方に設置した5箇所の長期機動観測点を維持するとともに、東海地方西部に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を増強することにより、紀伊半島東方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。これまでに収集された遠地地震等の波形記録をレシーバ関数解析等に供することにより、陸域下におけるスラブ境界付近の構造の特徴を把握するための調査解析を進める。西南日本で発生する深部低周波微動活動は、プレート境界付近でセグメントに分かれて活動が繰り返される。その活動様式ならびに地下構造との関連要因を調査するため、深部低周波微動活動が活発な地域において、機動観測を行う。

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

地殼媒質モデルの研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	
東京大学大学院新領域創成科学研究科	教授	鳥海光弘	
東京大学大学院新領域創成科学研究科	準教授	杉田精司	
東京大学大学院新領域創成科学研究科	助教	関根康人	
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	

(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砕帯構造を重ねた3次元媒質評価により、東海ー東南海—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 ヵ年の年次実施計画(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--東南海--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21年度業務目的

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連動の評価指数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、地震の連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、富士川一丹沢一嶺岡地域の最新の陸域地質とを比較し、評価指数をも

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。

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

多次元データを効果的に次元圧縮し可視化する非常に有効な手法である自己組織化マップを用いた研究を行った。媒質評価の基本データとして地震波速度データ 1)を入力した結果、地下流体や断層などのさまざまなダメージ構造がイメージングされた。さらに、地震波速度ゆらぎ 2)などの独立な観測データを解析に加えた。また、岩石の地震波速度実験値・理論値などを用いた定量的な解析が可能であることも明らかになった。

その一方で、ベイズ統計を用いたより定量的な媒質評価手法の開発を行った。ベイズ統計的手法の一種であるマルコフランダムフィールド (MRF) モデルを人工的に作った流体分布から計算される地震波速度分布について適用した結果、元の流体分布を高精度に推定することが可能であることがわかった。これは、本手法の地殻媒質評価への有効性を示唆した。

さらに、前年度に継続して物質調査研究として、プレート境界における地下深部の物理・ 化学過程を明らかにするために、丹沢地域と四国三波川地域を対象に岩石学的・地質学的 調査を行った。化学反応を特定し物質移動量を逆解析できる新手法を開発し、プレート境 界において、脱水反応と吸水反応に伴い、流体の他にも多くの元素が大きく移動すること がわかった。詳細な解析への展開は可能であり、媒質のマクロ構造への鉱物学的構造の解 明に応用可能となった。

(b) 業務の実施方法

多次元データを効果的に次元圧縮し可視化する非常に有効な手法である自己組織化マップ (Kohonen 2001, 3)など)を用いた研究を行った。自己組織化マップ法では、多次元データを元のデータのトポロジーを残したまま 2 次元に次元圧縮する有効な可視化ツールである。まずは、日本列島全体の地下の多様な地球物理学データを入力することが可能な 3 次元空間グリッドを構築した。そして、自己組織化マップのアルゴリズムを作成した。そこに、媒質評価のための基礎データとして地震波速度データ 1)や地震波速度ゆらぎ 2)や微小地震 (JMA1) などの観測データを適用し、結果をイメージ化した。また、自己組織化マップ法を応用し、岩石の地震波速度実験値と理論値を組み合わせることで、定量的な 媒質評価を行う方法について検討した。

また、情報取得研究として、他研究グループと、自己組織化マップ法やベイズ統計を用いた機械学習法についてのワークショップ(平成21年11月19日開催)や情報交換を行った。その結果、ベイズ統計的手法が地殼媒質評価に非常に有効であることが結論された。本年度は、東京大学新領域創成科学研究科岡田真人教授らと連携して、ベイズ統計手法の一種である MRF (マルコフランダムフィールド) モデルを用いて、地震波速度観測データから岩石中の流体量を求めるプログラム開発を行った。

プレート境界における地下深部の物理・化学過程を最も状態よく保存している丹沢地域と四国三波川地域を対象に、地質学的・岩石学的調査を行った。また、変成岩の持つ縞状構造や鉱物の累帯構造などから、化学反応を特定し物質移動量を逆解析する新手法の開発を行った。

(c) 業務の成果

次元圧縮開発研究:

ニューラルネットワークの一種である自己組織化マップ 3)を用いた研究を行った。ニューラルネットワークとは、脳の神経系を模擬して、単純な演算機能を持つニューロンをネットワーク状に結合することで複雑な演算機能を可能にした数学モデルである。ニューラルネットワークは、その「非線形性」・「学習能力」・「並列性」などの特徴から、汎用性に優れた高い関数近似能力を有し、大量のデータ群を活用することが可能である。そのため、最適化問題・逆問題の解析、力学系の再構築、データマイニングなどに積極的に用いられている。Kohonen が提唱した自己組織化マップ法は教師なしニューラルネットワークの一種で、多次元データベクトル情報をトポロジーを保持したまま2次元空間上に次元圧縮する非常に有効な可視化ツールである。多次元データを先験的知識なしにクラスタリングができ分類・解釈などによく用いられる。

本研究では、媒質評価への応用を可能にするために、自己組織化マップの汎用的な計算機プログラムを作成した。アルゴリズムを図1に示す。入力ベクトルデータを十分に学習させた結果、二次元の Kohonen マップ上に格子状に並んだニューロンは、元の入力ベクトルデータと同様の情報を持つようになる。Kohonen マップは以下のような性質を持つ。(1)ユークリッド距離の近いベクトルデータはマップ上の近くに位置する。(2)Kohonen マップの各レイヤー(Feature マップ)間のニューロンの強度は各データ種類間の相関関係を示す。したがって、この Kohonen マップを用いることで、データの分類とデータ種類間の関連性の理解が可能になる。本研究ではさらにニューロンに特徴的な色をつける事で日本列島下の媒質の状態を可視化するためのプログラムを作成した。

日本列島下について、地震波速度データ $^{1)}$ や地震波速度ゆらぎ $^{2)}$ などの様々な地球物理 学データを入力した結果の例を図 2 、 3 に示す。(a)は入力データ、(b)は自己組織化マップ の計算によって得られた各 Feature マップ、(c)は元の入力データを Kohonen マップの色 づけにより再マッピングして得られた媒質評価図である。

岩石実験及び理論計算から得られた地震波速度 $^{4),5)}$ などとの比較から、図 2 (c)において、青色系統で表された領域(c (c)を速度)、 c (c)とないで、海洋地殻及びマントル岩からなる沈み込むプレートを示しているものと考えられる。水色系統で表される領域 (c (c)をて低い領域) はカコウ岩もしくは堆積岩のような岩石種から構成されていることが考えられる。一方、赤色系統で表された領域 (c (c)を入力で表された領域 (c)のである c 。図 c は、地震波速度データに加えて地震波速度ゆらぎ c)を入力べクトルとして加えた場合の解析結果である。パラメータ c は不均質性の長さスケールを表しており、流体の存在を示すものと考えられる。この図の場合、赤色の領域 (c が低い) はクラック状の流体が示唆される。このように、の流体、紫色の領域 (c が高い) はクラック状の流体が示唆される。このように、

様々な地球物理学データを入力することにより、より多くの情報を含んだマクロ構造評価 が可能である。

さらに、自己組織化マップの可視化・分類ツールとしての側面だけではなく、定量的な解析の可能性にも検討を行った。その結果、自己組織化マップが部分データに頑健なこと、岩石の地震波速度実験値、理論計算値などを教師データとして利用することで、岩石種の決定とクラック密度・形状などのある程度の定量解析が可能であることも明らかになった。

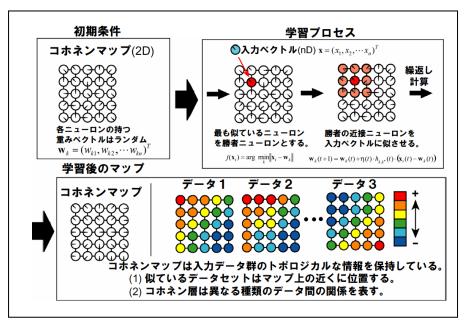


図1 自己組織化 マップのアルゴリズ ム

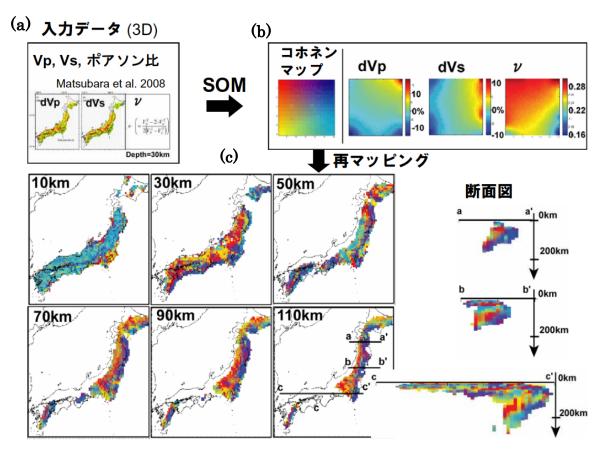


図2 地震波速度データ 1)を入力した結果

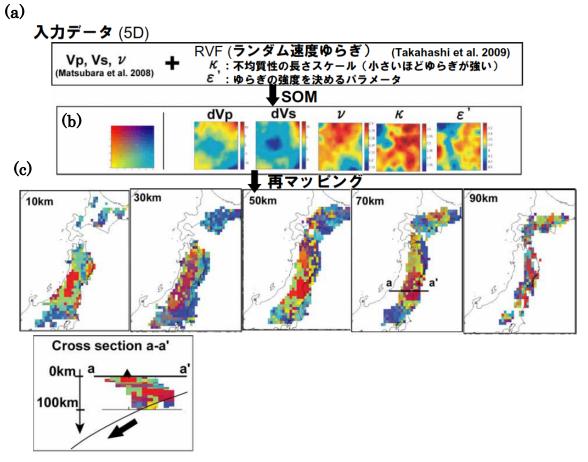


図3 地震波速度データとランダム速度ゆらぎデータ 2)を入力した結果

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、ベイズ統計的手法を用いることが、より客観的かつ定量的な地殻媒質評価に不可欠であることが判明した。そこで、東京大学新領域創成科学研究科の岡田真人教授らと共同して、MRF(マルコフランダムフィールド)モデルを地殻媒質評価に応用する研究を行った。

MRF モデルはマルコフ連鎖について一般化した形式で表現した統計的モデルで、パターン認識や組織解析によく用いられている。MRF モデルは、知りたい物理量の空間的連続性を仮定することで、逆関数が一意に決まらないような不定問題に対してノイズを伴う観測量から、求めたい隠れた物理量を推定することが可能である。

本年度は、地震波速度観測データから、岩石が既知の場合について、そこに含まれる流体量(ポロシティー: ϕ)を推定する手法の開発を行った。その際、6によって理論的に求められた地震波速度の流体量(ポロシティー)依存性の関係式を使用した。開発したモデルを人工的なポロシティー分布について適用した結果、評価関数に含まれる不均質さの空間スケールを示す媒介変数(λ パラメータ)を調整することによって、非常に高い精度で推定することがわかった(図 4)。この媒介変数は、ベイズ統計的アプローチによって観測データのみから客観的に決定することが可能であることがわかっており、現在そのアルゴリズムについて作成中である。

この手法は微小地震活動データなどの時空間系列データの解析についても適用可能であり、 今後の媒質評価研究において重要になるものと考えられる。

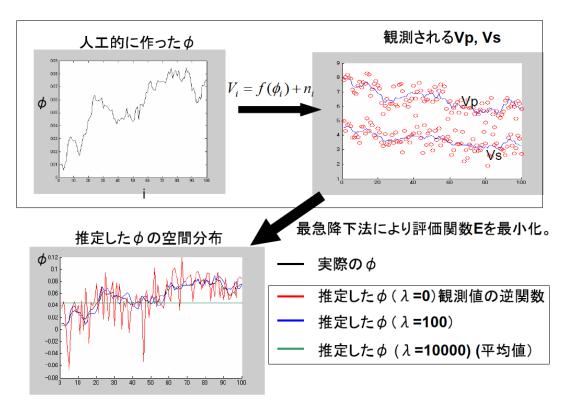


図 4 MRF モデルによる、地震波速度観測量 (Vp,Vs) から流体量 (ϕ) の推定

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変成岩岩石学的調査。四国三波川変成帯はプレート境界にそって、深さ約70kmまで沈み込んだことが多くの研究によって示されている。その物理条件は現在の南海トラフからの海洋プレート沈み込み帯のもの類似しており、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、該当地域での物質科学的な調査は媒質評価に重要な基礎的データを提供するものと考えられる。

この変成帯において、水を主成分とする流体の挙動について、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集中的に行なった。天然サンプルにおいて、流体の挙動は鉱物の増減反応に伴う物質移動として記録される。本研究では、四国三波川帯中汗見川に産出するザクロ石角閃岩体を対象として、岩石の持つ縞状構造と個々の鉱物の持つ累帯構造の解析を組み合わせることによって、岩石の経験した温度圧力履歴とその過程に伴い生じた物質移動量について定量的な解析を行った。

微分熱力学的手法(ギブス法)を用いた解析の結果、温度圧力経路は dP/dT の急な昇温減圧経路となった。汗見川地域の Oligoclase-biotite zone のピーク変成条件は従来の見積もりより少なくとも 3kbar ほど高く(15kbar 550°C)、従来見積もられていたピーク変成条件はピーク後の吸水変成作用による再結晶の温度圧力条件であったと結論づけられた。

さらに、各鉱物の累帯構造の組成あたりの成長量と、縞状構造で表される鉱物量の不均 質分布から、質量保存則を用いて物質移動量を定量的に求める手法を新たに開発した。具 体的には、各系成分の流入/流出量が縞状構造の垂直方向に空間連続性を持つという仮定を 置いて、実際に観測された鉱物の成長量を満たすように2次計画法を用いた質量保存則最 適化計算を行った。その結果、沈み込み最深部(15kbar,550℃)到達後の岩石上昇時におけ る物質移動量が明らかになった(図5)。左側にサンプルスケールの鉱物分布図、右側に分 布図上の垂直位置における各鉱物成長(溶解)量と各系成分の流入(流出)量をそれぞれ 示した。単位は、岩石 1000cm³ あたりの成長・流入量を mol で示した。Na, Mg, Fe, Ca, Al 成分が各レイヤー間、もしくはレイヤーに平行な方向に輸送されていたことが示唆された. 物質移動の挙動は、鉱物分布の不均質を弱める方向ではなく、強める方向に動くことが定 量的に確かめられた。たとえば、鉱物分布図上部に斜長石斑晶の集中帯が見られるが、こ のような特異な構造は岩石上昇時に Na 成分の集中によって形成されたことが明らかにな った。Na 成分の流速は 1×10-13[mole/m2s]オーダーであると見積もられた。このように 求められた物質移動量と流体の移動の証拠であるシーリングクラックの分布との関連も一 部見出されている。さらなる定量的な解析を広範囲において行うことで、プレート境界に おける流体(クラック)の挙動、とそのメカニズムに関する理解が進むことが考えられ、 このような研究はプレート境界深部媒質の化学的状態と力学的な状態のカップリングを探 る上で非常に重要である。ここで行われる測定には、岩石、鉱物分布の広範囲マッピング と高精度組成測定が重要であり、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 (EPMA) の使用が不可欠であった。

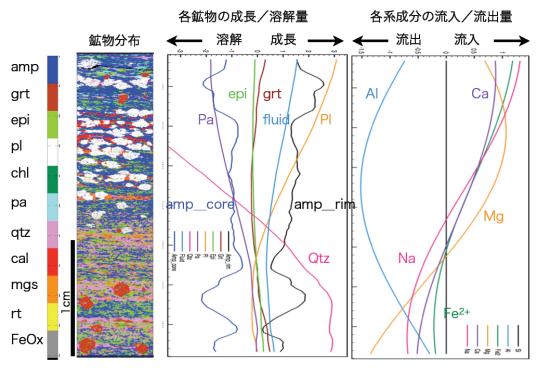


図5 新手法により得られた三波川帯ざくろ石角閃岩体の上昇時に伴う鉱物の成長量と物質移動量

(d) 結論ならびに今後の課題

地殻媒質の微小地震密度の時空間不均質と速度構造モデル、地震波散乱特性についての不均質構造との確率的相関を利用した次元圧縮による新たな媒質評価指数イメージングに成功した。その結果、境界域と内陸地殻内部でのダメージ構造が見えてきた。しかし、定性的な指数であり、今後この指数を定量化することが必要である。そのための手法としてベイズ統計を導入したマルコフランダム場モデルを用いて水量推定を試験し、有用性を確認した。また、水量がどのように媒質の岩石学的特性を変化させるかを、プレート境界岩である変成岩について新たに開発した方法で解読に成功した。その結果、層構造を形成し、媒質構造を大きく変化させることを示した。

今後は、最新の精密な地下構造、温度構造、地震波異方性、トモグラフィー構造、微小地震統計の地域的変化、陸域の地質構造などのマクロスケールな媒質構造と、媒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、プレート境界の破砕帯構造を重ねた3次元媒質評価により、東海ー東南海—南海から日向灘のプレート境界域に関する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。

(e) 引用文献

- 1) Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K.: Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, Tectonophysics, 454, 86-103, 2008
- 2) Takahashi, T., Sato, H., Nishimura, T. and Obara, K.: Tomographic inversion of the peak delay times to reveal random velocity fluctuations in the lithosphere: method and application to northeastern Japan, Geophysical Journal Interantional, doi: 10.1111/j.1365-246X., 2009
- 3) Kohonen, T.: Self-Organizing Maps, Springer, 2001
- 4) Christensen, N.I.: Poisson's ratio and crustal seismology, Journal of Geophysical Research, 101(B2), 3139-3156, 1996
- 5) Hacker, B.R., Abers, G.A., and Peacock, S.M.: Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H2O contents, Journal of Geophysical Research, 108(B1), 2029, doi:10.1029/2001JB001127, 2003
- 6) Takei, Y.: Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack: Journal of Geophysical Research, 107(B2), 2043, doi: 10.1029/2001JB000522., 2002

(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
	Mineral zoning and inclusion		
宇野正起	analysis of prograde Garnet	 日本地球惑星科学連合	平成 21 年
 鳥海光弘	Amphibolite schist:	2010年度連合大会	5月16日
	implication for the P-T path of	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
	Sambagawa belt		
鳥海光弘	変成岩の組織の記号力学と対照	日本地球惑星科学連合	平成 21 年
福山繭子	性	2010年度連合大会	5月16日
自海业引	沈み込み境界のせん断クラック	日本地球惑星科学連合	平成 21 年
鳥海光弘	のスリップ速度とシーリング	2010年度連合大会	5月16日
桑谷立	三波川変成帯中五良津エクロジ	日本地球惑星科学連合	平成 21 年
鳥海光弘	ャイト岩体の吸水変成作用	2010年度連合大会	5月16日
自海火引	楔マントルの異方性とサーペン	日本地球惑星科学連合	平成 21 年
鳥海光弘	ティン	2010年度連合大会	5月19日
田阪美樹	福井県大島かんらん岩体におけ	日本地球惑星科学連合	平成 21 年
	るかんらん石の結晶方位形成過		
鳥海光弘	程 (ポスター)	2010 年度連合大会	5月17日
自海业引	プレート境界における微小地震	日本地球惑星科学連合	平成 21 年
鳥海光弘	活動の次元圧縮による媒質評価	2010年度連合大会	5月21日

桑谷立	変成反応の逆問題解析 ーニューラルネットワーク手法を用いた新手法開発の試みー	日本地質学会 2009 岡山大会	平成 21 年 9 月 5 日
宇 野 正 起鳥海光弘	四国三波川変成岩 Garnet-amphibolite の上昇に 伴う組織形成	日本地質学会 2009 岡山大会	平成 21 年 9 月 5 日
鳥海光弘	Deformation and Structure-formation in Metamorphic Rocks	日本地質学会 2009 岡山大会	平成 21 年 9月 5日
桑谷立鳥海光弘	Neural network analysis for geological interpretation of tomographic images beneath Japan Islands	American Geophysical Union, Fall Meeting 2009	平成 21 年 12 月 16 日
宇野正起鳥海光弘	三波川変成帯 Garnet-amphibolite 岩体の上昇 に伴う物質移動量の定量的見積 もり	変成岩などシンポジウム	平成 22 年 3 月 20 日
桑谷立 鳥海光弘	ベイズ統計的アプローチを用い た温度圧力経路精密決定	変成岩などシンポジウム	平成 22 年 3 月 20 日
鳥海光弘	地球のダイナミックス	放送大学出版 (190pp)	平成 23 年 3 月

(3) 平成22年度業務計画案

平成21年度に成果として得られた、地殼媒質の微小地震活動の時間空間連動の次元圧縮による評価方法と、トモグラフィ地震波速度構造、クラック密度、散乱減衰等のパラメータを加えた媒質自己組織化マップ相関を、プレート境界域延長上の陸上に露出する境界域、富士川一丹沢一嶺岡地域および過去のプレート境界深部岩の露出する銅山川周辺の陸域調査によって得られた地質構造の岩石構成鉱物とその構造および流体含有構造から比較検討し、ミクロ媒質評価の試験的評価指数を考案する。それを用いてシミュレーション研究および観測研究に貢献する地殼媒質モデルの高度化手法を試験構築する。さらに、これらの研究成果を平成22年度に開催される諸学会にて発表し、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。

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	
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	
大学院環境学研究科	准教授	橋本千尋	
大学院環境学研究科	特任研究員	光井能麻	
大学院環境学研究科	大学院生	平井 敬	
大学院環境学研究科	大学院生	富永岳志	
大学院環境学研究科	大学院生	佐々木朋樹	
大学院環境学研究科	大学院生	岡崎仁一	
国立大学法人北海道大学			
理学研究院	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 ヵ年の年次実施計画(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 設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21年度業務目的

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ともに、それをGPSデータに適用した解析を実施する。

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

国土地理院の水準測量原簿を調査し、1946年南海地震直後に実施された測量の実施日を調査した。紀伊半島における地震サイクル1回分の地殻変動を調査し、その累積変動量が地質学的時間スケールにおける変動と空間パターン、大きさとも整合的であることを明らかにした。GPSデータからは、南海トラフ沿いのプレート境界におけるすべり遅れ速度分布を明らかにし、日向灘においても有意なプレート間の固着があることを見出した。また、東海スロースリップの発生域において、2006年以降も固着が回復していないことを明らかにした。こうしたすべり遅れの分布は非地震時の測地データから推定されるが、そうした推定の持つバイアスについて定量的な評価を行った。さらに、微小地震観測波形の再検測を実施し、スロースリップ等と同期した地震活動の変化を新たに見出した。

(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。平成21年度は、国土地理院の GPS

データについて、平成21年4月から公開された日座標解(F3解)を収集した。この解は 1996年に遡った計算結果とともに、ルーチン解析結果として新たな結果が公表されている。 今後、このデータを蓄積して解析に使用していく。

昨年度末に入手した水準測量データについては、古い測量については測定日がまとめて記載され不正確なものが多かった。そこで、特に地殻変動が急速に進行したと考えられる南海地震発生直後の測量(昭和 22 年度に実施)について、測量手簿に遡って測量日を調査し、紀伊半島と四国で行われた殆どのデータについて、測量の行われた日を特定することができた。また、水準測量データは陸上における相対的な隆起・沈降を反映したものであるため、海面を基準とした絶対的な隆起・沈降の議論ができるように年平均潮位データを収集・整理した。

2) 水準測量データに基づく地殻変動の時空間変化の推定

収集した水準測量データを用いて、南海トラフの地震サイクルに伴う地殻変動の全体像の整理作業を開始し、平成 21 年度は紀伊半島のデータ整理を中心に実施した。紀伊半島南部では、1944 年東南海地震や 1946 年南海地震に伴って顕著な地殻変動が記録されたことに加え、海岸段丘や生物遺骸群集などの地質・地形データからも長期的な地殻変動が検出されている。宍倉・他 いは、紀伊半島南部においてヤッコカンザシの遺骸群集の年代と高度を測定することにより長期的な隆起運動の分布と速度を推定し、それらが海岸段丘の分布と同じく南東上がりの傾動を示すこと、1944 年および 1946 年の地震を含む期間の水準測量からは南上がりの傾動が求められており、長期的な地殻変動と地震時の変動のパターンが異なることを指摘した。しかし、こうした長期的な地殻変動との比較には、地震時の地殻変動だけを抜き出すのではなく、地震サイクル全体を通した累積変動量を用いる必要がある。水準測量は明治時代以来約 120 年にわたって行われており、南海トラフの地震サイクルをほぼカバーしているが、水準点の移転・再設等の影響で 120 年分の変動を直接比較できない場合が多い。そこで、水準測量と潮位データに基づいて、地殻上下変動の時空間的な分布を基底関数展開して推定し、任意の場所と時間で地殻変動量を求めることができる手法 2030を適用した。

図1は、そうして得られた結果の一部で、1944年および1946年の地震時の地殻変動分布と地震サイクル1回分の累積変動量分布を比較したものである。地震時の地殻変動は、従来の研究の結果と同様に南に傾き上がるような傾向を持つが、地震サイクル1回分の累積変動量は、特に海岸線付近において南東上がりの傾向を示しており、地質・地形のデータと整合的である。また、114年間での累積隆起量の最大値は約20cmで、隆起速度としては1.7mm/年程度となる。生物遺骸群集の高度と年代値から測定された隆起速度は1-2mm/年程度であり、本研究成果の値と整合的である。以上の結果は、巨大地震の繰り返し発生によって海岸付近では長期的な隆起が生じる可能性を示すものであり、前本4)が室戸岬において指摘した陸域での地震発生による間欠的な隆起は、少なくとも潮岬付近については生じていない可能性がある。

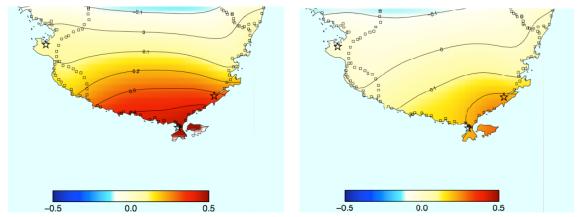


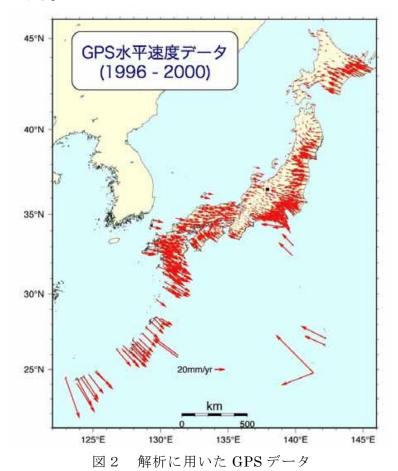
図1 水準測量データから推定した紀伊半島南部の上下変動分布。(左) 1944 年東南海地震および 1946 年南海地震に伴う地殻変動。(右)南海トラフの地震サイクル1回分(114年間)の累積変動量

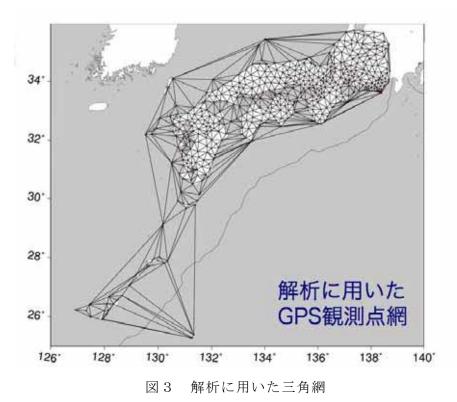
3) GPS データによるプレート境界の固着すべり分布の推定

GPS データの逆解析により、東海から南西諸島海溝にいたるフィリピン海プレートの沈み込み境界における固着分布を表すすべり欠損の分布を推定した。解析に用いたデータは1996 年~2000 年の GPS 日座標値から得られた速度ベクトルである(図 2)。従来の測地データ逆解析では、GPS などにより得られる観測点の変位ベクトルや変位速度ベクトルをデータとして用いる場合が多かったが、これらのデータは、プレート境界の固着に起因する地殻の歪みだけでなく、陸側プレートにおける剛体ブロック運動の影響も受けている。そこで、こうした変位(速度)ベクトルのデータを直接解析するのではなく、GPS 観測点から三角網を構成し(図 3)、その各辺の変長変化率をデータとして解析することにより、ブロック運動の効果が解析結果に現れないよう工夫した。

解析の結果得られたプレート境界のすべり遅れ速度分布を図4に示す。この結果を見る と、南海トラフ沿いのすべり遅れ速度分布は、東海地域で約2cm/年であるのに対し、四国 沖で最大約 8cm/年に達し、プレート境界に沿って西側へ行くほど顕著に増加することが分 かる。こうした傾向は、沈み込むフィリピン海プレートと陸側のアムールプレートとの相 対運動を表す回転極 50や、伊豆半島周辺の局地的な変形 6)、内陸部における東西短縮の影 響 ♡などから指摘されていた点であるが、今回の解析では、観測データそのものがこうし た様々な要因を直接反映していることが改めて明らかにされた。推定されたすべり遅れ速 度の分布は1944年東南海地震や1946年南海地震の津波波源域をほぼ包含し、また、その プレート境界に沿った下限は、深部低周波微動の分布 8)とほぼ一致する。一方、すべり遅 れ速度分布の海溝沿いの変化に注目すると、すべり遅れ速度は四国沖で最大となり、足摺 岬付近から西側で徐々に減少し、宮崎市沖付近で0となる。従来、南海トラフの巨大地震 の震源域の西端は足摺岬付近になると考えられてきたが 9、今回の解析結果は、地震時の すべりがさらに西側へ広がり、1968 年日向灘地震(M7.5)の震源域付近まで広がる可能 性があることを示唆するものである。大分県の龍神池では、南海トラフで発生する地震の うち、特に巨大なものに対応する津波堆積物が発見されているが 10)、こうした津波堆積物 が残るためには、四国沖以東の南海トラフで巨大地震が起きるだけでは不十分で、龍神池 付近の地盤が低下する必要があると指摘されており、この日向灘付近で検出されたすべり

遅れが地震時に解消されるというシナリオは、そうした巨大地震に対する一つの可能な解 釈を与えるものである。





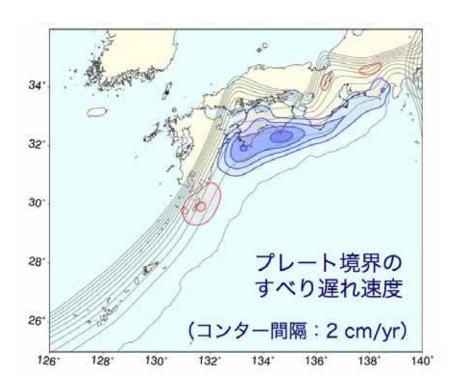


図4 推定されたすべり遅れ速度の分布

一方、昨年度から引き続いて、中部・近畿地方の GPS データに基づくブロック断層モデルの解析を行った。特に、 $2000 \sim 2005$ 年に発生した東海スロースリップ後のプレート境界の固着に注目した解析を行った。その結果、東海スロースリップ発生後の 2006-2008 年の期間において、スロースリップ発生域におけるすべり遅れ速度分布は、スロースリップ発生前の時期($1996 \sim 2000$ 年)と比較して有意に小さく、固着が回復していないことが明らかになった(図 5)。

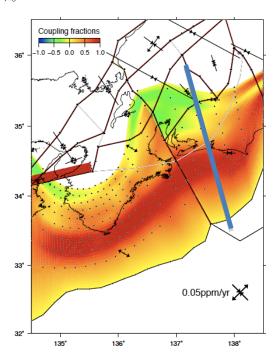


図 5 (a) 中部・近畿地方におけるプレート境界のカップリング率分布 (2006~2008年)

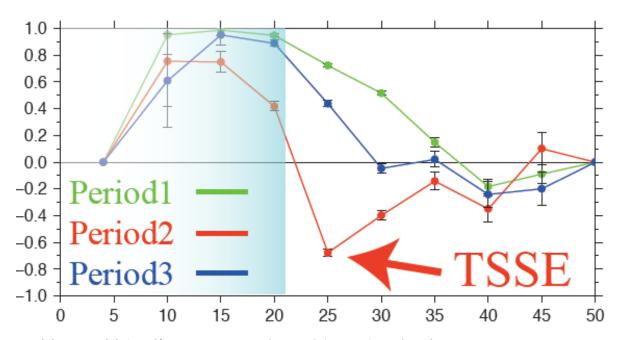


図 5 (b) 図 4 (a)中の線に沿ったカップリング率の分布の時間変化。Period 1: 1996-2000年, Period 2: 2001-2004年, Period 3: 2006-2008年

4) すべり遅れ分布とアスペリティの関係に関する定量的評価

GPSや水準測量データを用いることにより、非地震時の地殻変動からプレート境界のすべり遅れ分布を推定することができる。このすべり遅れは、プレート境界の固着や大地震の震源域となるアスペリティと深く関連すると考えられるが、これまで、これらの関係を定量的に評価した研究は殆ど行われてこなかった。そこで、数値シミュレーションと測地データ逆解析を組み合わせることにより、プレート境界面上で仮定されたアスペリティ分布と、測地データから推定されるすべり遅れ分布の関係について定量的な検証を実施した。

検証の手順としては、図 6 (a)のような沈み込みプレート境界と地表観測点分布を想定し、図 6 (b)に示すような円形のアスペリティを仮定する。このアスペリティではプレート境界が強く固着する一方その周囲では摩擦がほぼゼロと仮定し、プレート沈み込みに伴うプレート境界面上でのすべりの分布を計算すると、図 7 (a)の結果が得られる。この時のプレート境界の応力分布は図 7 (b)に示す通りであり、アスペリティの外側ではほぼゼロである。プレート境界のずれは、プレート境界上各点の摩擦法則とプレートの沈み込みという境界条件により力学的に決定されるが、すべり遅れがアスペリティの周囲に広がることに注意する必要がある。図 7 (c)はこの時に地表の観測点で生じる地殻変動である。この地表変位をデータとして推定したすべり遅れ分布を図 8 に示す。図 8 (a)は誤差を与えずに解析した場合、図 8 (b)はランダムな観測誤差を与えた場合、図 8 (c)は観測誤差をさらに 2 倍にした場合である。これらの解析結果を見ると、すべり遅れ分布から計算される総モーメントは実際のすべり遅れ分布より 10-15%程度大きいが、ほぼ正しく推定されている。しかし、その分布は実際のものより広がり、またすべり遅れの重心の位置も実際より浅く推定されるといった問題がある。

次に、より実際に即したケースについて検討するため、図9のようなケースを想定し、図9(b)の震源域内にアスペリティをランダムに分布させて計算を実施した。震源域に対す

るアスペリティの面積比は 0.1~1.0 の範囲において 0.1 刻みで変化させた。また、アスペリティの分布は乱数を発生させてランダムにし、また、地殻変動データに加える誤差も同一の分散という仮定の下でランダムに発生させ、それぞれ 100 回の試行を行った。解析結果は図 10 に示すようになり、当初仮定したアスペリティの面積に対して、推定されるすべり欠損の分布は 10%から最大で 3 倍程度過大評価となることが分かった。特にアスペリティの面積比が小さい場合に過大評価の程度が著しくなる。このことは、逆に、測地データからすべり遅れの存在が推定できない場合、プレート境界にはアスペリティが存在しない可能性が高いことを強く示唆するものである。一方、推定されたすべり遅れの重心の位置は必ずしもアスペリティの重心の位置と一致せず、重心の位置が観測網に近い場合にはより深めに、観測網から遠い場合にはより浅めに推定されることが分かった(図 11)。この結果は観測網とアスペリティの距離によらないという結果も得られており、地殻変動データに基づく推定を行う場合には注意が必要である。

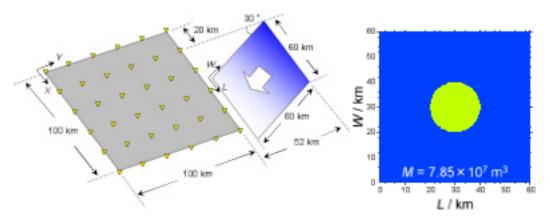


図 6 (a) プレート境界と観測網の位置関係。(b) プレート境界に仮定した円形アスペリティ。

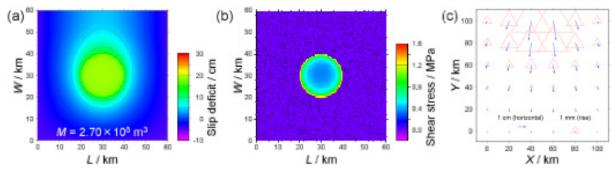


図 7 (a) プレート沈み込みに伴うすべり遅れの分布。(b) 応力分布。(c) 地表の変位分布。

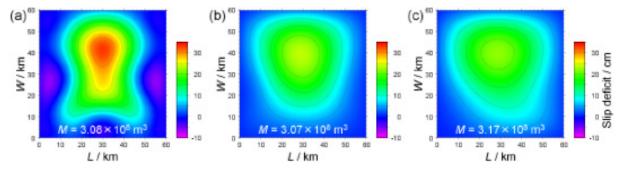


図8 地表の変位データから推定されたすべり遅れの分布。(a)測定誤差を与えない場合。(b)通常の測定誤差を与えた場合。(c)測定誤差を2倍にした場合。

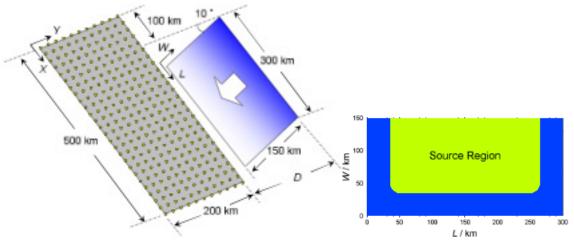


図9(a)プレート境界と観測網の位置関係。(b)プレート境界に仮定した円形アスペリティ。

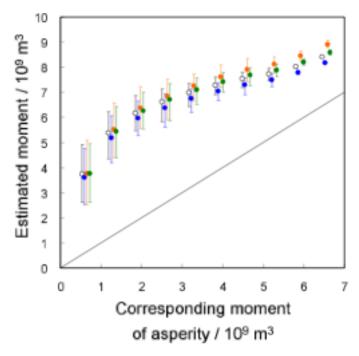


図 10 アスペリティの換算モーメントと推定されたすべり遅れの換算モーメントの関係。

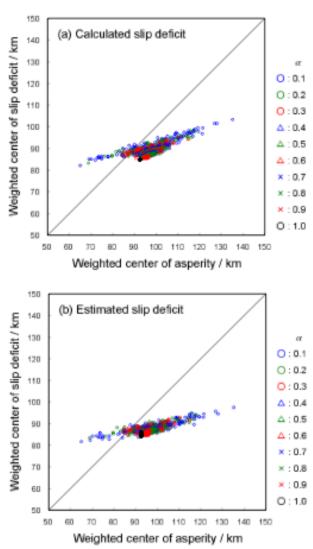


図 11 (a)アスペリティ分布の重心と正しいすべり遅れ分布の重心の位置の関係。(b) アスペリティ分布の重心と地表の測地データから推定されたすべり遅れ分布の重心の位置の関係。

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 M3.5 以上の地震の震源および M を再決定した。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 (図 12)。記録された約 3500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(図 13)。

上記の地震カタログを解析した結果以下のことが分かった。

1. 東海地方で発生した深さ 20km 以浅の地震 70 個の積算度数分布を見ると、2000 年 7

月以降発生レートが増加し、その後徐々に低下、2005年頃に元のレートに戻った(図 14)。 この変化は東海スロースリップと同期しているように見える。

2.2005年1月から2007年1月にかけての2年間、茨城県南部から東京湾にかけて顕著な地震活動の活発化が、銚子沖では顕著な静穏化が観測された。活発化域と静穏化域の間の深さ約40kmの太平洋プレート上面付近で長期的スロースリップが発生し、それに伴う応力変化によって地震発生レートが変化した可能性がある。

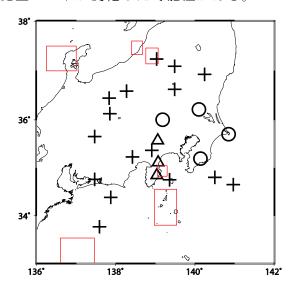


図 12. 観測点分布 \bigcirc は P 波、S 波の到着時および M の決定に使用、 \triangle は P 波到着時、M の決定に使用、+は P 波到着時を使用。赤枠は余震域または群発地震域を示し、この中で発生した地震は取り除いた。

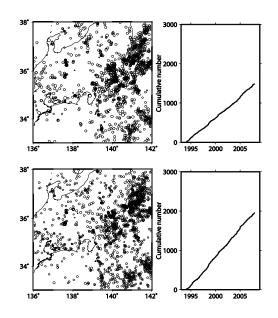


図 13. 再検測した地震の震央分布と積算度数。上段が平成 20 年度、下段が平成 21 年度。

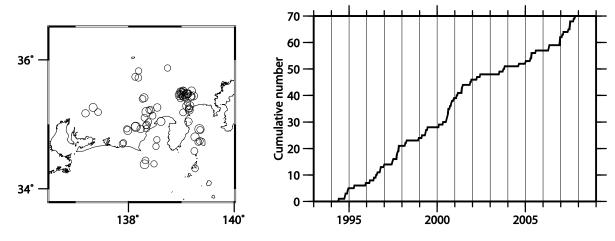


図 14. 東海地域の地震活動の長期変化。左が震央分布、右がその積算度数。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成 21 年度は水準測量データの収集・解析、GPS データの解析、数値シミュレーションと逆解析を組み合わせたすべり遅れの物理的解釈の検証、地震活動データベースの整備等を実施し、それぞれ、南海トラフの地震サイクルをより良く理解する上で重要な成果を得ることができた。地震サイクルを通した地殻変動の分布やスロースリップ発生前後での変化などは明らかになってきたが、こうした変化をプレート境界面における固着―すべりの時空間分布として推定する作業はまだ途上であり、これを次年度の中心的な課題として取り組んでいく。

(e) 引用文献

- 1) 宍倉正展, 越智 智雄, 前杢 英明, 石山 達也, 永井 亜沙香, 2008, 南海トラフ 沿いに起きた歴史地震に伴う隆起を記録した紀伊半島南部沿岸の生物遺骸群集,歴史地 震, 23, 21-26
- 2) Fukahata, Y., C.Honsyo and M.Matsu'ura, 1996, Crustal movements on Shikoku, southwesten Japan, inferred from inversion analysis of leveling data using ABIC, Tectonophys., 257, 239-252
- 3) 鷺谷 威, 2000., 地殻活動予測シミュレーションと地殻変動データ同化, 地震研究所集報, 75, 145-158
- 4) 前杢英明, 1992, 西南日本外帯部の完新世地殻変動, 第四紀研究, 31, 285-296.
- 5) Miyazaki, S. and K. Heki, 2001, Crustal velocity field of southwest Japan: Sunduction and arc-arc collision, J. Geophys. Res., 106, 4305-4326.
- 6) Sagiya, T., 1999, Interplate coupling in the Tokai district, cetral Japan, deduced from continuous GPS data, Geophys. Res. Lett., 26, 2315-2318.
- 7) Heki, K. and S. Miyazaki, 2001, Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan, Geophys. Res. Lett., 28, 2313-2316.
- 8) Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, 296, 1679-1681.
- 9) Ando, M., Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes

along the Nankai trough, Japan, Tectonophys. 27:119-140

10) 松岡裕美・岡村眞・岡本直也・中野大智・千田昇・島崎邦彦, 2006, 津波堆積物に記録された南海地震の繰り返し間隔, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会, S141-P037.

(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	地震, 61, S479-S487	2009年7月
	テクトニクス		
Fukuyama,	A physics-based simulation of	Bull. Seismol. Soc.	2009年12月
E., R. Ando,	the 2003 Tokachi-oki, Japan,	Am., 99, 3150-3171	
C. Hashimoto,	earthquake to predict strong		
S. Aoi, and	ground motions		
M. Matsu'ura			
Mitsui, N.,	Constraining interplate	Theoretical and	2010年
T. Hori,	frictional parameters by using	Applied Mechanics	
S. Miyazaki,	limited terms of synthetic	Japan, 58, 113-120	
and	observation data for afterslip:		
K. Nakamura	a preliminary test of data		
	assimilation		
橋本千尋・	北海道・東北地域に於けるプレー	日本地球惑星科学連合	2009年
鷺谷威•	ト間カップリングによる弾性変	2009年大会, T226-009	5月16日
松浦充宏	形とプレート内非弾性変形		
岡崎仁一•	ニュージーランド北島における	日本地球惑星科学連合	2009年
鷺谷威•	スロースリップとプレート間カ	2009年大会,	5月16日
川方裕則•	ップリング	T226-P002	
J. Beavan •			
L. Wallace,			
熊谷博之•	歴史・地質・測地データを用いた	日本地球惑星科学連合	2009年
藤原治•	過去の東海地震の断層モデルの	2009年大会,	5月20日
佐竹健治・	再検討	T225-P005	
鷺谷威			
鷺谷威•	南海トラフの地震サイクルに伴	日本地球惑星科学連合	2009年
小澤和浩	う地殻変動の時空間変化	2009年大会, T225-003	5月21日
佐々木朋樹・	地震サイクルシミュレーション	日本地球惑星科学連合	2009年
鷺谷威	のためのデータ同化―釜石沖固	2009年大会, S148-003	5月21日
	有地震活動に対する1自由度バ		
	ネ・ブロックモデルの適用—		

Sagiya, T.	Postseismic deformation of	6th Annual Meeting	2009年
	megathrust earthquakes at the	of the Asia Oceania	8月13日
	Nankai Trough: Geodetic	Geosciences Society,	
	observation and implications	Singapore,	
	for earthquake cycle	SE54-A027	
Hashimoto,	Interplate seismogenic zones	6th Annual Meeting	2009年
C., A. Noda,	along the Kuril-Japan trench	of the Asia Oceania	8月13日
T. Sagiya, and	inferred from GPS data	Geosciences Society,	
M. Matsu'ura	inversion	Singapore,	
		SE54-A010	
平井敬・鷺谷威	地震間地殻変動によるアスペリ	日本地震学会 2009 年	2009年
	ティ推定の精度評価	秋季大会, P2-27	10月22日
橋本千尋·	GPS データインバージョンによ	日本地震学会 2009 年	2009年
鷺谷威•	る西南日本のプレート間カップ	秋季大会, A32-08	10月23日
松浦充宏	リングの推定		

(g) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願なし
- ソフトウエア開発なし
- 3) 仕様・標準等の策定なし

(3) 平成22年度業務計画案

平成 2 1 年度に引き続いて、GPS データ、水準測量データ、潮位観測データの収集・整理を進める。また、これらに加えて三角測量データの収集・整理を実施する。

これらのデータに基づいて、南海トラフのプレート境界における固着—すべりの時空間発展に関する解析を実施する。特に、過去 120 年にわたる地震サイクル全体を通した時空間変化の概要を明らかにするため、まずは地殻の弾性応答のみを考慮した解析を行うとともに、アセノスフェアの粘弾性を考慮した解析のための準備を進める。

一方、GPS データを用いて豊後水道で発生するスロースリップの解析を実施する。ここでは、1996 年以降、現在進行中のものを含めて3度のスロースリップが発生しており、それらの類似点および相違点を整理するとともに、このすべり領域と 1946 年南海地震後の余効すべり領域との比較を行い、長期的スロースリップが発生する場所の摩擦特性について検討する。

また、引き続き平成20年度および平成21年度と同様な再検測作業を行うことにより

地震数を増やす。対象とする地震は、M3.4以上 M3.6未満の約 1000 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・空間的変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	
高知大学理学部	教授	岡村 眞	
高知大学理学部	准教授	松岡裕美	
東京大学地震研究所地震予知情報	教授	佐竹健治	
センター			

(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加味することで、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ヵ年の年次実施計画 (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と約 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た。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。

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を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を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21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に、浜名湖湖底の調査を行う。昨年度採取した湖底堆積物の分析を進め、過去の津波堆積物の分布を明らかにする。南海トラフ沿いの沿岸湖沼を文献、地図、航空写真等を用いて検討し、新たな調査地点を検討する。特に徳島県の美波町において現地調査を行うとともに、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堆積年代を明らかにする。また、海溝型地震についての連動・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。

(2) 平成21年度の成果

I 津波堆積物調査による過去の地震履歴の解明

(a) 業務の要約

南海地震連動性評価のために南海トラフ沿いの過去の地震履歴を明らかにすることを目的に、沿岸湖沼の津波堆積物調査を行った。浜名湖では昨年度採取した試料の分析を進め、過去約500年間に湖盆全域に広く堆積物を運んだイベントは宝永地震津波のみであることを明らかにした。また、紀伊半島から四国にかけての沿岸地域について、文献、地形図、航空写真等を用いて津波堆積物調査地点を机上で検討した。その結果をもとに、津波堆積物が保存されている可能性が高いと考えられる四国南東岸にあたる徳島県海部郡美波町の周辺において現地調査を行った。由宇の池、田井ノ浜の池、恵比須の池などについては実際に

試料採取、分析を行った。特に田井ノ浜の池においては、バイブロコアリングの手法を用いて堆積物を採取し、分析・年代測定を行った。その結果、この池では過去約 1500 年間に 4 回の津波イベントが記録されていることが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

本年度の業務は、以下の2つの業務に分けて行った。1)昨年度採取した浜名湖湖底堆積物の分析を進め、津波イベントをより高い精度で決定した。2)紀伊半島から四国にかけての沿岸域において文献、地形図、航空写真等を利用して津波堆積物の調査地点を検討した。その結果、津波堆積物調査に最も適していると考えられる徳島県美波町において現地調査を行い、津波堆積物を採取・分析し、津波イベントの復元を試みた。

(c) 業務の成果

1) 浜名湖の湖底堆積物の分析

南海地震の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、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、南海トラフ全域を十分な精度を持って評価するためには、さらに数箇所の地点におけるデータが必要である。特にデータの少ない東海地震の震源域に面した浜名湖において昨年度から調査を進めている。今年度は昨年採取した試料の分析を進め、津波イベントをより高い精度で決定することを試みた。

今年度は昨年度採取した 9 本のコアのうち HMN08-1、HMN08-8 の 2 本について粒度 分析および石灰質ナノプランクトン化石の観察を行った(図 1)。石灰質ナノプランクトン 化石は海成の微化石で、その存在は淡水環境下ではなく海洋の環境下で堆積したことを証明している。ただし、石灰質の微化石の特性として堆積後に溶解することも考えられ、存在しないからといって淡水であるとは限らない。昨年度の調査結果から、ここでは約 3500年前に大きな堆積環境の変化があり、その後約 1500年前までの堆積物記録が失われていることが明らかになっている。今年度は津波履歴の解析に重要と思われる過去 1500年間について特に調査を進めた。

粒度分析の結果から、イベント堆積物と考えられる対比可能な顕著な砂層は大きな堆積間隙の存在以降の過去 1500 年間では深度約 100cm 付近の 1 枚のみであることが明らかになった(図 2)。石灰質ナノプランクトンは HMN08-1 では深度約 120cm 以降で産出し、特に砂層の上部に相当する 80cm 付近で多産する。HMN08-8 でも同様に深度 100cm 以降で産出し、70cm 付近で産出のピークをむかえる。

浜名湖は過去のある時期は淡水湖であったが、1498年の明応地震津波で湖の入り口(今切口)が決壊し海水が流入して汽水湖となったことが知られている。従って、それ以前とそれ以後を同等の条件で比較することはできないが、深度 100cm 付近の砂層は、過去 500年間では唯一最大のイベントであったことが明らかになった。年代測定の結果から、砂層は西暦 1707年の宝永地震の津波イベントであり、その下位の海成化石が産出しはじめる層準が 1498年の明応地震に伴って湖口が開いて汽水湖となったイベントに相当すると考えられる。

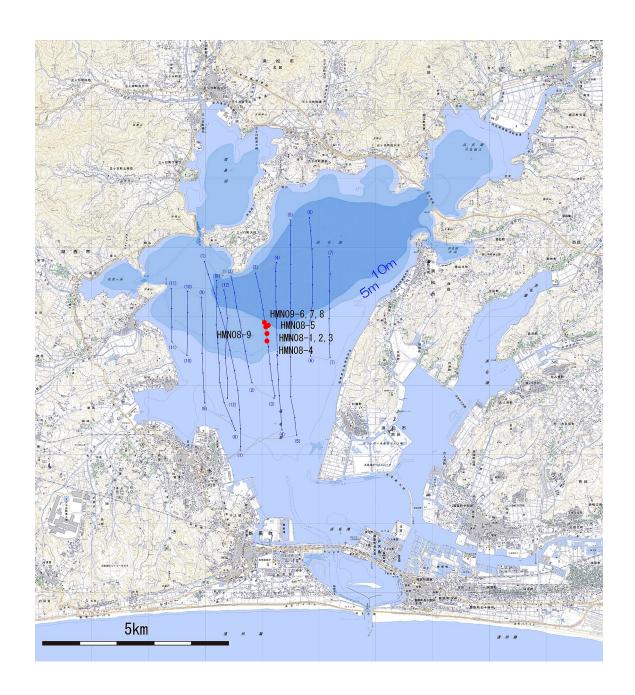


図 1. 浜名湖のコアの採取位置 (赤丸)。昨年度の音波探査測線を青線で示す。コアは HMN08-1 から HMN08-9 までの 9 本採取。湖域で薄い水色の範囲は水深 5m 以浅、青色の範囲は水深 5m 以深、最も濃い青色の範囲は水深 10m 以深を示す。湖の中央に北東 - 南西方向に延びる小崖が特徴的である。地形図は国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図を使用。

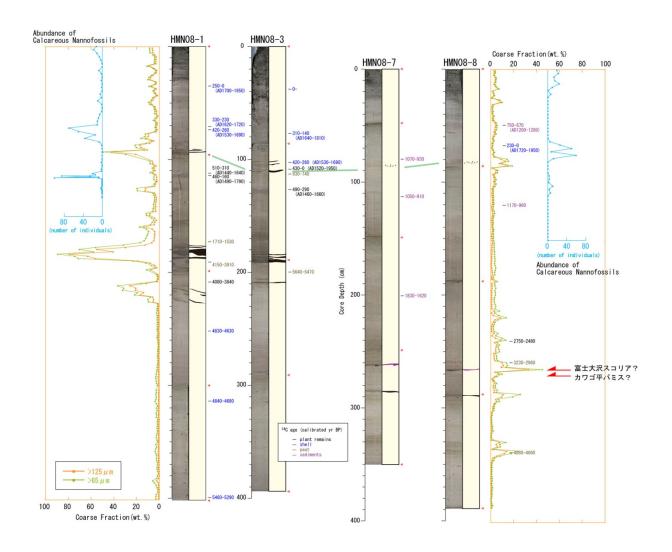


図 2. 浜名湖のコア試料の粒度分析結果(橙色線、緑色線)および石灰質ナノプランクトンの産出頻度(水色線)。粒度分析の結果からコアの上部における顕著な砂層は深度 1 m付近の一層で、4 本のコアで良く対比できる。石灰質ナノプランクトンの産出はこの砂層のやや下位から始まり、砂層の上部で最多値を示す。

2) 徳島県美波町田井ノ浜の池における津波堆積物調査

紀伊半島から四国南東岸の南海トラフ沿岸域において、津波堆積物の机上調査を行った。 文献、地形図、航空写真を用いて、津波堆積物が保存されている可能性を検討した。その 結果、紀伊半島においては過去に調査を行った地域(紀伊長島町の諏訪池、尾鷲市の大池 など)を除いて、可能性が高いと考えられる地点はほとんどなかった。一方、四国の南東 岸に位置する美波町では、いくつかの有望と考えられる地点が存在したため、今年度はこ の周辺において調査を行うことにした。

徳島県海部郡美波町は、フィリピン海に面した海岸に沿って入江ごとに広がる日和佐、木岐、由岐などの町から成っているが、このなかでも特に由岐では過去に大きな津波が襲来したといわれている。村上(1998)によれば、日和佐における安政津波の波高は4mであるが、由岐では安政津波で7-8m、宝永津波で6-7mの波高が記録されている。由岐には日本で最も古い記録といわれている正平地震(西暦1361年)津波の慰霊碑も存在している。現地において地形を確認し、住人の話などを参考にし、さらにコアリング資材のアクセス方法などを考慮して調査地点を再検討した。日和佐の恵比寿池、由岐の田井ノ浜の池、由宇の池においてアクリルパイプを用いた予察的なコアリングを行った(図3)。今年度はこの中で最も津波堆積物を保存している可能性が高いと考えられた田井ノ浜の池で本格的な調査を行った。

田井ノ浜の池は海岸より約 200m 離れた直径 100m 程度の池で、海岸には高さ約 5m の浜堤がある。浜堤の上には樹齢 300 年はあるのではないかと思われる大きな樹木が存在している。地元の人の話では、昭和南海地震津波で海水が流入したことがわかっている。海岸と池の間には JR の線路が通っており、これによって池は海側が 1/3 ほど埋め立てられている。池の陸側は標高 200m 程度の山地へと続き、現在は畑地となっているが、集水面積は狭く顕著な河川はない。田井ノ浜の池ではバイブロコアリングにより約 4m の試料を5 本採取し、このうち TAI10-1、TAI10-2 の 2 本について分析を行った(図 4)。

コア試料の分析はこれまでに帯磁率測定、写真撮影、記載および放射性炭素年代測定のみ終了している。本格的な分析は 22 年度に継続する予定である。コア試料は主に泥から成る上位 3mのユニットと、主に砂から成る下位 1mの二つのユニットに分けられる (図 5)。上位のユニットは主に褐色の泥から構成されているが、何枚かの数 cm~10cm 厚の青灰色の砂層と白色の薄い粘土層を含んでいる。これらの砂層は 4 つのイベントにまとめることができる。また、下位のユニットは主に極細粒から細粒の砂から成っており、何枚かの薄い植物片の層を含んでいる。

コア TAI10-1、TAI10-2 の二つのコアの試料について放射性炭素年代測定を行った(表 1)。測定は㈱地球科学研究所に依頼して、BETA 社において行った。試料はすべて植物片であるが、測定値はかなり古い値を示すものが多く、再堆積した試料も多いと考えられる。上位のユニットと下位のユニットの間には、年代測定の結果からも堆積間隙がみられ、上位のユニットは現在から約 1500 年前までの年代値を示すが、下位のユニットは紀元前となっている。

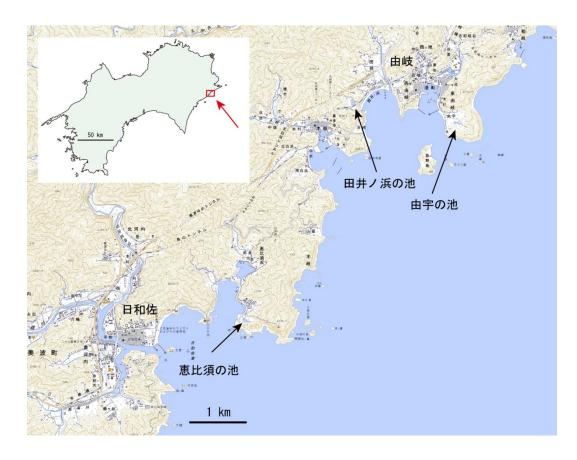




図3. 徳島県海部郡美波町周辺の調査地(上)および、田井ノ浜の池のコアリング地点(下)。 地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図を使用









図 4. 田井ノ浜の池の写真。山側から海側を望む(左上)、同東側から西側を望む(右上)田井ノ浜の池におけるコアリング作業風景(左下、右下)。

コア試料で確認された 4 回のイベントのそれぞれの年代については、さらに何本かのコア試料を分析して池全体でのイベント層準を対比するとともに、年代測定試料を増やす必要がある。平成 22 年度にも継続して分析を行う予定であるが、現時点では上位から西暦 1890 年以降、西暦 1680 年以降、西暦 1000~1400 年、西暦 650~1000 年という結果が得られており、それぞれ安政(西暦 1854 年)、宝永(1707 年)、康和(1099 年)もしくは正平(1361 年)、天武(684 年)もしくは仁和(887 年)地震に対比できると推定される。これは大分県の龍神池で得られた過去の津波履歴とよく一致しているが、安政津波については龍神池では大きな津波イベントとして確認されていない。津波波高は歴史記録においても宝永よりも安政津波がより高かったとされており、連動型南海地震を考えるうえで興味深い結果が得られるかもしれない。

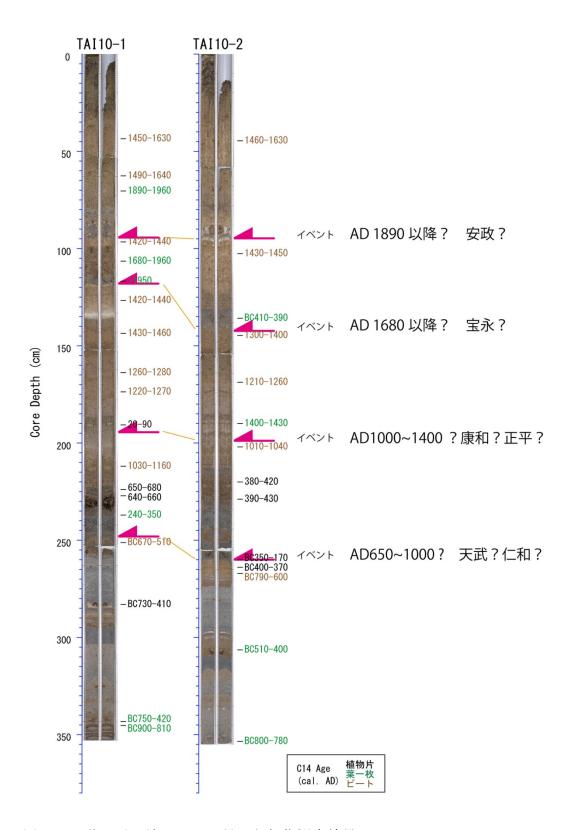


図 5. 田井ノ浜の池のコアの対比と年代測定結果。

表 1 放射性年代測定試料と結果

コア	深度	試料	уВР		cal yBP (1 σ)
TAI10-01	41-44	植物片	370	±40	AD 1450-1630
TAI10-01	61-63	植物片	320	± 40	AD 1490-1640
TAI10-01	69-71	植物片	50	± 40	AD 1890-1960
TAI10-01	95-97	植物片	480	± 40	AD 1420-1440
TAI10-01	104-107	植物片	120	± 40	AD 1680-1960
TAI10-01	115-117	植物片	$104.9 \pm 0.5\%$	рМС	AD 1950 以降
TAI10-01	125-127	植物片	490	± 40	AD 1420-1440
TAI10-01	141-144	植物片	440	± 40	AD 1430-1460
TAI10-01	161-164	植物片	750	± 40	AD 1260-1280
TAI10-01	172-174	植物片	790	± 40	AD 1220-1270
TAI10-01	188-191	植物片	1940	± 40	AD 20-90
TAI10-01	210-212	植物片	930	± 40	AD 1030-1160
TAI10-01	221-224	植物片	1340	± 40	AD 650-680
TAI10-01	224-227	植物片	1380	± 40	AD 640-660
TAI10-01	235-237	植物片	1740	± 40	AD 240-350
TAI10-01	249-251	植物片	2470	± 40	BC 670-510
TAI10-01	280-283	植物片	2430	± 40	BC 730-410
TAI10-01	341-343	植物片	2460	± 40	BC 750-420
TAI10-01	343-345	植物片	2700	± 40	BC 900-810
TAI10-02	42-45	植物片	350	± 40	AD 1460-1630
TAI10-02	100-103	植物片	460	± 40	AD 1430-1450
TAI10-02	133-136	植物片	2340	± 40	BC 410-390
TAI10-02	142-145	植物片	610	± 40	AD 1300-1400
TAI10-02	166-169	植物片	810	± 40	AD 1210-1260
TAI10-02	187-190	植物片	530	± 40	AD 1400-1430
TAI10-02	199-202	植物片	1000	± 40	AD 1010-1040
TAI10-02	217-220	植物片	1650	± 40	AD 380-420
TAI10-02	226-229	植物片	1640	± 40	AD 390-430
TAI10-02	258-260	植物片	2160	± 40	BC 350-170
TAI10-02	263	植物片	2290	± 40	BC 400-370
TAI10-02	265-267	植物片	2540	±40	BC 790-600
TAI10-02	303-306	植物片	2390	±40	BC 510-400
TAI10-02	350-353	植物片	2600	± 40	BC 800-780

(d) 結論ならびに今後の課題

浜名湖における湖底堆積物の分析を行った結果、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。また、調査範囲を四国南東岸に位置する徳島県美波町周辺まで広げ、田井ノ浜の池において過去1500年間に4回のイベントを確認した。今後はこの池で採取した試料の分析を進め、4回のイベントの年代を確定し、大分県や高知県などで得られた他の津波履歴と対比したい。

(e) 引用文献

1) 村上仁士: 四国における歴史津波(1605 年慶長、1707 年宝永 1854 年安政南海)の津波高の再検討, 四国地方の地震防災に関する調査研究 平成 9 年度業務委託報告書, 社団法人土木学会四国支部, pp.133-139, 1998.

(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
岡村 眞、	浜名湖湖底堆積物に記録された	日本地球惑星科学連合2009	平成21年
松岡裕美、	2つの地震イベント	年大会	5月20日
古野北斗			
Matsuoka,	Nankai earthquakes recorded	AGU Fall meeting	平成21年
H. and	in tsunami sediments during		12月16日
M. Okamura	the last 5000 years		
Matsuoka,	Tsunami Events of the Nankai	Hokudan 2010	平成22年
H. and	Earthquakes during the last	International Symposium	1月18日
M. Okamura	4500 years	on Active Faulting	

(g) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願なし

ソフトウエア開発なし

3) 仕様・標準等の策定 なし

Ⅱ 大地震発生サイクルと連動条件評価の研究

(a) 業務の要約

中国の上海付近では、過去の南海巨大地震時に水路などで水面動揺が生じたという記録が残されている。これらについては、セイシュ説と津波説があり、議論が分かれている。特に、1498年の水面動揺の記録は、日本の古文書の記録からはその存在が確実視されていない明応南海地震の津波によるものだという説がある。もしそうであれば、この地震は、明応東海地震よりも前に発生した南海地震であるということになり、東海・南海地震発生のメカニズムを考える上でも非常に重要となる。したがって、1498年明応南海地震によって上海付近に津波がもたらされたのかどうか、すなわち、1498年明応南海地震の存在を検討するために、それ以後の東海・南海地震による津波が東シナ海を伝播し、上海付近に顕著な津波をもたらすのかどうかを、津波の数値シミュレーションを用いて検討した。さらに、東シナ海の上海付近の沿岸以外の沿岸(南西諸島、台湾、朝鮮半島)における津波の挙動も調べた。また、過去の東海・南海地震によって、東シナ海だけではなく、西太平洋岸の諸国にもどれだけの津波が到来するのかを検討するために、西太平洋における津波の数値シミュレーションを行った。

以上のシミュレーションでは、連動型・非連動型での津波波高の違いに注目した。断層モデルは、安中・他(2003)によるものを使用し、海底地形は GEBCO の 1 分データを用いた。津波の伝播計算には、水深 200m 以浅では、極座標系における海底摩擦(マニングの粗度係数 0.03)とコリオリカを考慮した非線形長波式を、200m 以深では線形長波+コリオリカの式を用い、計算の高度化をはかった。

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、1707年宝永地震による大分県佐伯市の龍神池での津波のシミュレーションを行った。また、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おこなった。

その際、海底地形を 5 秒 (約 150m) 細かくし、計算精度の向上をはかった。計算には、東シナ海・西太平洋のおける数値シミュレーションと同じ式を用いた。断層モデルは、Ando (1975)、相田 (1981a,b)、安中・他 (2003) を用いた。

2009 年 8 月 11 日に駿河湾西部のフィリピン海 (PHS) スラブ内で M6.5 の地震が発生し、多くの余震を伴った。従来、この地域では、 PHS スラブ深さ上面の形状の推定に必要な定常的な微小地震活動がきわめて低調であり、上面の推定に関する研究が複数あり決着を見ていない。そして、PHS スラブ上面の深さ形状は、東海地震の震源断層面の設定に関して非常に重要である。したがって、PHS スラブ上面の推定の高度化のため、緊急に駿河湾地震の本震・余震とその周辺の地震活動の解析をおこなった。

有史以前の南海トラフ沿いのプレート間巨大地震の履歴を、津波堆積物から詳細に読み解く研究のための調査方法の習得のため、また、南海地震トラフ沿いと相模トラフ沿いのプレート間巨大地の発生履歴の比較をおこなうため、平成 21 年 5 月と 11 月に関東地震の発生履歴の解明を目的としておこなわれた、三浦半島の南岸の江奈湾におけるハンディジオスライサー調査に参加し、津波堆積物を含むコア試料を採取した。

(b) 業務の成果

1) 東シナ海における津波の数値シミュレーション

1498 年明応南海地震によって上海付近に津波がもたらされたのかどうか、すなわち、1498 年明応南海地震の存在を検討するために、それ以後の東海・南海地震による津波が東シナ海を伝播し、上海付近に顕著な津波をもたらすのかどうかを、津波の数値シミュレーションを用いて検討した。さらに、東シナ海の上海付近の以外の南西諸島、台湾、朝鮮半島の沿岸における津波の挙動も調べた。津波の伝播計算には、水深 200m 以浅では、極座標系における海底摩擦(マニングの粗度係数 0.03)とコリオリカを考慮した非線形長波式を、200m 以深では線形長波+コリオリカの式を用い、計算の高度化をはかった。海底地形は GEBCO の 1 分データを用いた。断層モデルは、安中・他(2003)による東海・南海地震のモデルを使用した。各断層モデルによる静的変位 (Okada, 1992)を津波シミュレーションの初期条件として与えた。計算領域は東経 117°~ 141°、北緯 20°~ 42°で、時間ステップは 3 秒である。海岸での遡上は考慮せず、境界では流出するとした。以上の条件で、地震発生から 30 時間分の津波のシミュレーションをおこない、津波の到着から10 時間分の津波高の分布図を作った。

シミュレーションの結果を図1、図2に示す。図から主にトカラ列島付近から、東シナ海に流入した津波は、上海付近の中国沿岸に到達することが分かる。到着後 10 時間内の最大津波高は、 1605 年慶長津波地震、1707 年宝永地震(東海・南海連動)で最も高くなった。しかし、50cm 以下の波高であった。また、1854 年の安政南海地震の津波高もそれらに近い高さになったが、これは、安中・他(2003)の断層モデルでは、安政南海地震のすべり量(西から 8.7m, 4.8m)が、慶長・安政地震の南海側の断層面のすべり量(1605:9.7m, 6.0m; 1707:9.2m, 5.6m)と近いからである。明応・安政東海、昭和東南海地震による津波高は小さかった。また、朝鮮半島・台湾における津波は宝永地震、慶長地震においても小さかった。

以上のことから、津波高は主に南海側の断層面上のすべり量に依存し、東海・南海地震の連動性による影響はあまり見られないことが分かった。しかし、安政南海地震程度の規模の南海地震が起きるのならば、東シナ海を伝播してきた津波が上海付近の水面動揺を生じさせる可能性があることも分かった。しかしながら、中国の古記録に記された 1498 年の水面動揺が生じた時間と津波到達時間に大きな開きがあるなど、今後さらに研究を進める必要がある。また、以上の結果は、安中・他(2003)の断層モデルによる結果であり、今後は、他の断層モデル(1605 年慶長津波地震など)による検討も必要である。

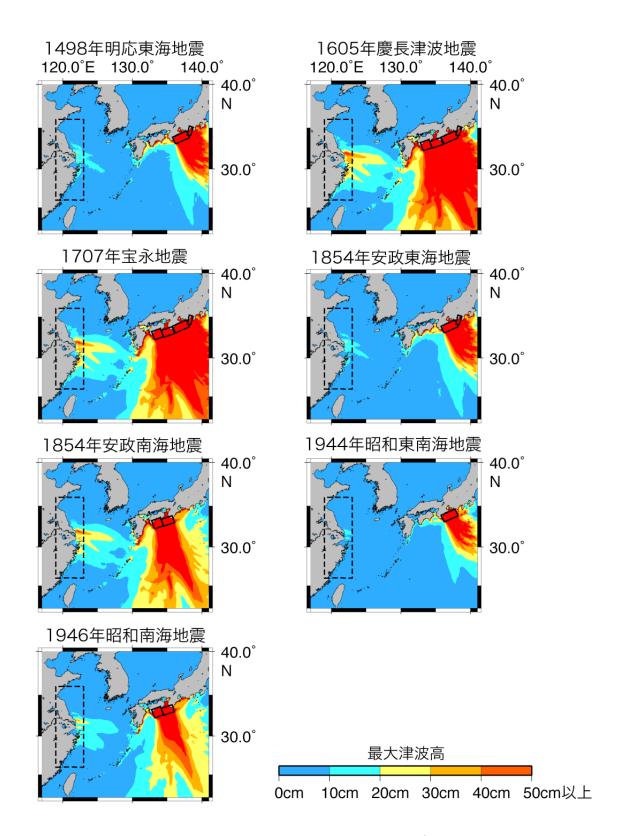


図1. 数値シミュレーションから予想される過去の東海・南海地震による東シナ海における津波波高分布。実線の矩形は安中・他(2003)による東海・南海地震の断層面の地表投影。点線矩形は図2の範囲を示す。

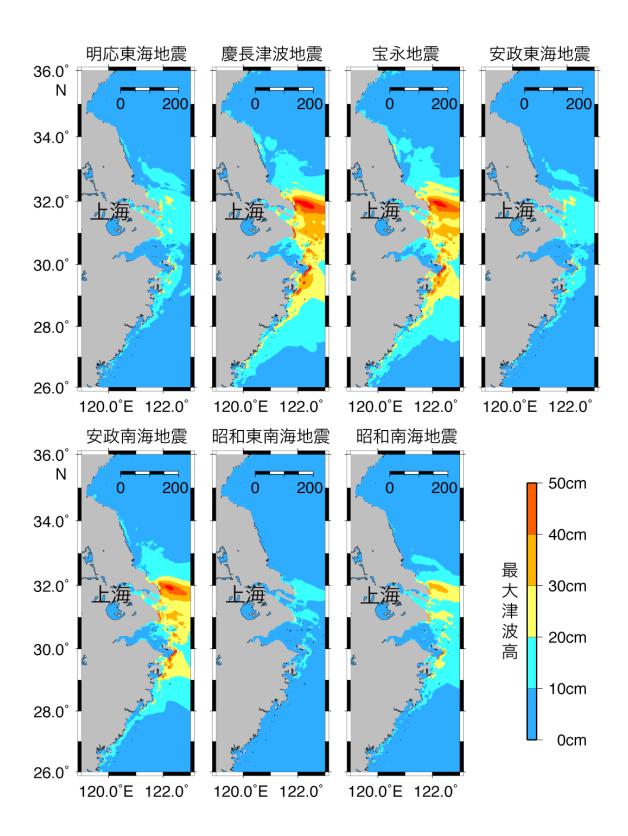


図 2. 数値シミュレーションから予想される過去の東海・南海地震による中国沿岸の津波波高分布。

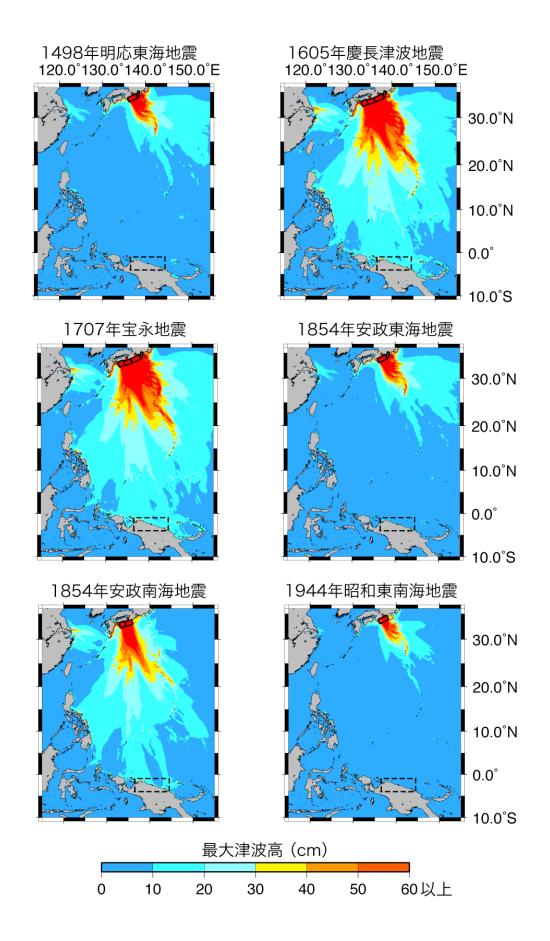
2) 西太平洋における津波の数値シミュレーション

2009年1月にインドネシア・ニューギニア島沖で発生した大地震(Global CMT Mw7.7 と Mw7.4)によって日本沿岸に津波注意報が発令され、日本の検潮所において津波が記録された。また、これらの地震よりも約500km 東方で1996年に発生した Mw8.2 (Harvard CMT)の地震の際には、日本沿岸に津波警報が発令された。これらのことは、近い将来に発生する南海トラフ沿いの巨大地震により引き起こされる津波が、西太平洋沿岸を襲う可能性もあることを示す。したがって、南海トラフの地震による西太平洋の津波高を、あらかじめ評価しておくことは、西太平洋諸国における防災上重要である。

そこで、西太平洋において、過去の東海・南海地震による津波の数値シミュレーションをおこなった。断層モデルは、安中・他(2003)による東海・南海地震のモデルを使用した。津波の伝播計算は、東シナ海と同様、水深 200m 以浅では、極座標系における海底摩擦(マニングの粗度係数 0.03)とコリオリカを考慮した非線形長波式を、200m 以深では線形長波十コリオリカの式を用いた。各断層モデルによる静的変位 (Okada, 1992) を津波シミュレーションの初期条件として与えた。計算領域は東経 115° ~ 155° 、南緯 10° ~ 北緯 40° で、時間ステップは 3 秒である。海岸での遡上は考慮せず、境界では流出するとした。地震発生から 30 時間分の津波のシミュレーションをおこない、津波の到着から 10 時間分の津波高の分布図を作った。

シミュレーションの結果を図3、4に示す。図から、西太平洋沿岸(パプアニューギニア、インドネシア、フィリッピン)での津波高は、1605年慶長津波地震、1707年宝永地震(東海・南海連動)で最も高くなることが分かる。また、1854年の安政南海地震の津波高もそれらに近い高さになった。安中・他(2003)の断層モデルでは、安政南海地震のすべり量(西から 8.7m、4.8m)が、慶長・安政地震の南海側の断層面のすべり量(1605:9.7m、6.0m;1707:9.2m、5.6m)と近いからである。安政東海地震による津波高は、宝永地震や安政南海地震によるものと比べると半分あるいはそれ以下になった。これは、東海側の断層すべりによる津波は、主に伊豆・小笠原諸島の東側へ伝播し、あまり西太平洋に入り込まないためである。

以上のことから、西太平洋沿岸の津波高も、東シナ海と同様に、主に南海側の断層面上のすべり量に依存し、東海・南海地震の連動性による影響はあまり見られないことが分かった。東シナ海と同じく、以上の結果は、安中・他(2003)の断層モデルによる結果であり、今後は、他の断層モデル(1605年慶長津波地震など)による検討が必要である。



1946年昭和南海地震 120.0°130.0°140.0°150.0°E 30.0°N 20.0°N 10.0°N 最大津波高(cm) 0.0° 0 10 20 30 40 50 60以上

図3. 数値シミュレーションから予想される過去の東海・南海地震による西太平洋における津波波高分布。実線の矩形は安中・他(2003)による東海・南海地震の断層面の地表投影。点線矩形は図4の範囲を示す。

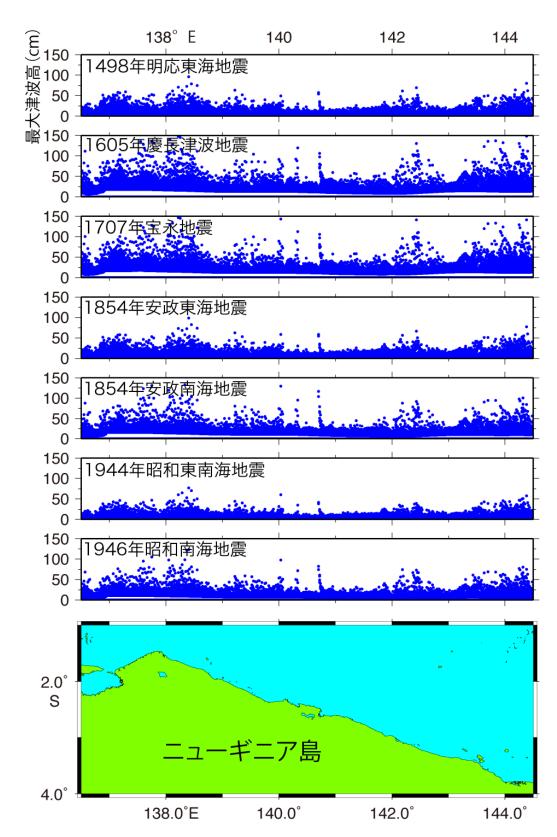


図4. 数値シミュレーションから予想される過去の東海・南海地震によるニューギニア 島北岸の津波波高分布

3) 龍神池における津波の数値シミュレーション

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した。津波の伝播計算は上記の式を用いたが。コリオリカは考慮しなかった。計算精度を向上させるに、格子間隔3秒(約150m)の海底地形を用いた。

まず、宝永地震によって龍神池付近の津波が大きくなる原因を調べるため、宝永地震の 静的断層モデルを龍神池に最も近い断層、南海側、東海側のセグメントに分けて、それぞ れについて、南海+東海、南西端、南海、東海の4種類の断層モデルに対して龍神池付近 の津波を計算し、比較を行った。

宝永地震の断層モデルは、図 5 (a) \sim (c) に示すように、Ando (1975)、相田 (1981a, b)、安中・他 (2003) のものを使用した (1707Ando, 1707Aida, 1707An'naka と呼ぶ)。 1707Ando, 1707Aida, 1707An'naka に関して、龍神池に最も近い南西端の断層セグメントだけからなる断層モデルを、図 5 (a) \sim (c) の断層面を示す記号を用いて、それぞれ 1707Ando·A, 1707Aida·A, 1707An'naka·A と呼ぶ。同様に、南海地震に対応する断層セグメントだけからなる断層モデルを、それぞれ 1707Ando·AB, 1707Aida·ABC, 1707An'naka·AB、東海地震に対応する断層セグメントだけからなる断層モデルを、それぞれ 1707Ando·C, 1707Aida·DE, 1707An'naka·CD と呼ぶ。そして、龍神池格子点において、それぞれの断層による本震発生後 2 時間以内の津波波形を計算し、比較した(図 6 (a) \sim (b))。

その結果、波高の絶対値は異なるが、宝永津波による津波波形と、龍神池に最も近い断層 セグメントのみ、南海側の断層セグメントによる津波波形がほとんど同じであることが分 かった。また、東海側の断層セグメントによる津波は、1 時間以上遅れて到着して最大波 高が非常に小さく、宝永地震の津波波形にほとんど影響を与えていない。したがって、龍 神池における宝永地震の大津波の主因は、龍神池に最も近い断層セグメンのすべりであり、 土佐湾沖以東の断層運動はほとんど影響しないことが分かった。さらに、1707Aida によ る最大波高が、1707Ando, 1707An'naka によるそれよりも高いのは、1707Aida-A が 1707Ando-A, 1707An'naka-A に比べて龍神池に近く、すべり量も大きいためだと言える。

さらに、南海地震の南西端断層面の位置・すべり量と龍神池付近の津波の関係を考察するために、Ando (1975) による 1854 年安政南海地震の断層モデル (1854Ando と呼ぶ) を南西側に伸ばし、延長部のすべり量を変えた 4 種類の断層モデルを仮定して、それらと 1707Ando, 1707Aida, 1854Ando による龍神池格子点における本震発生後 2 時間以内の 津波波形を計算し、比較した。

4 種類の断層モデル(図 5 (d) \sim (g))は、1854Ando の南西側の断層を同じすべり量 (6.0m)のままで日向灘地震の震源域の北東端まで 30 km 延ばしたモデル (ELONG1 と呼ぶ)、ELONG1の延長部分のすべり量を 10.0mに大きくしたモデル (ELONG2 と呼ぶ)、ELONG1の断層面をさらに日向灘地震の震源域まで延長したモデル (延長部分のすべり量は 2.2m; ELONG3 と呼ぶ)、ELONG3の延長部分のすべり量を 4.0mに大きくしたモデル (ELONG4 と呼ぶ)である。 ELONG3, ELONG4 の日向灘における断層面は、八木・

他(1998)の 1968 年日向灘地震の断層モデルを参考に設定した。なお、それらの断層面だけからなる断層モデルを、図 5 の記号を用いて ELONG3-H, ELONG4-H と呼ぶ。

図 6 (d) は、ELONG1, 1854Ando, 1707Ando, 1707Aida によって計算された龍神池格子点の津波波形の比較である。ELONG1 による津波の最大波高は 1854Ando の最大波と比べると高くなったが、1707Ando, 1707Aida による最大波高と比べると低い。よって、南海地震の断層面が南西側に伸びただけでは、龍神池付近の津波が宝永津波程度まで高くなることはない。

図 6 (e) は、ELONG2, 1854Ando, 1707Ando, 1707Aida によって計算された龍神池格子点の津波波形の比較である。ELONG2 による最大波高は、1707Ando による最大波高より高く、1707Aida による最大波高と同程度になっている。つまり、南海地震の断層面が日向灘地震の震源域の北東端まで伸び、かつ延長部分のすべり量が大きな場合、龍神池付近の津波は宝永津波と同程度に高くなる。なお、ELONG2 は 1707Aida に近い断層モデルである。

図 6 (f) は、ELONG3, ELONG3-H, 1854Ando, 1707Ando, 1707Aida によって計算された龍神池格子点の津波波形の比較である。ELONG3-H による津波波形は、1968年日向灘地震の津波にほぼ相当すると考えられるが、最大波高は大きくない。しかしながら、ELONG3 による津波の最大波高は高くなる。したがって、南海地震の断層面が日向灘にまで及ぶと、日向灘の断層セグメントのすべり量が比較的小さいにもかかわらず龍神池付近の津波は、宝永津波に匹敵するほど高くなる。

図 6 (g) は、ELONG4, ELONG4-H, 1854Ando, 1707Ando, 1707Aid によって計算された龍神池格子点の津波波形の比較である。ELONG4-H のすべり量は ELONG3-H の約2 倍なので、ELONG4-H による津波の最大波高も ELONG3-H に比べて 2 倍程度高くなるが、1707Aida と比べると低い。しかしながら、ELONG4 による最大波高は、1707Aida によるそれよりも高くなる。したがって、日向灘におけるすべり量が増大すると、それが4m 程度であっても、龍神池付近の津波は宝永津波よりも高くなる。

以上の数値シミュレーションから、安政南海地震の断層面を日向灘地震の震源域の北東端まで延ばしても、龍神池付近の津波は高くならないが、延長部のすべり量を大きくすると、宝永津波に匹敵するほど高くなることが確かめられた。さらに、日向灘地震の震源域まで断層を延長すると、足摺岬南西沖、日向灘の断層セグメントのすべり量が比較的小さくても、龍神池付近の津波は宝永津波に匹敵するほど高くなり、日向灘の断層セグメントのすべり量を約2倍にすると、宝永津波よりも高くなることが確かめられた。

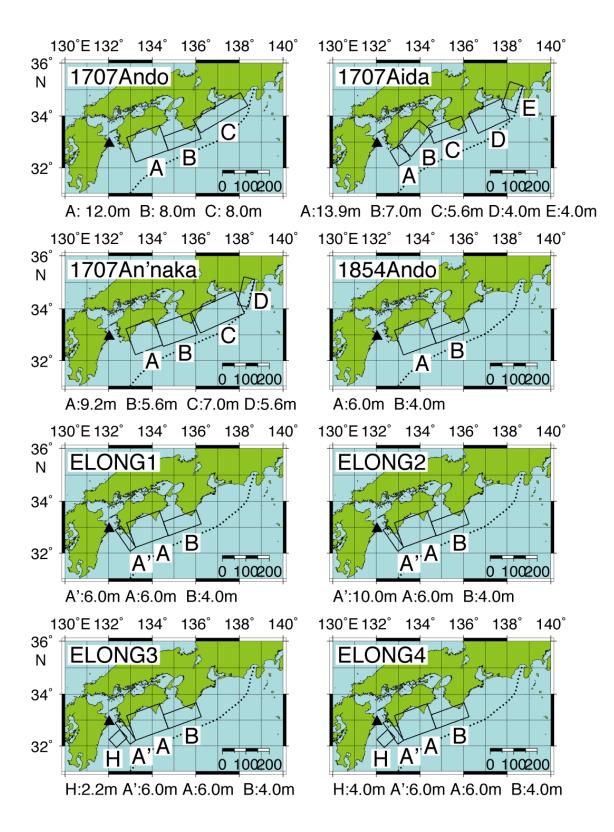


図 5. 龍神池における津波の数値シミュレーションで用いた断層モデル。矩形、点線、 黒三角は、それぞれ、各断層の地表投影。南海トラフ軸、龍神池を示す。

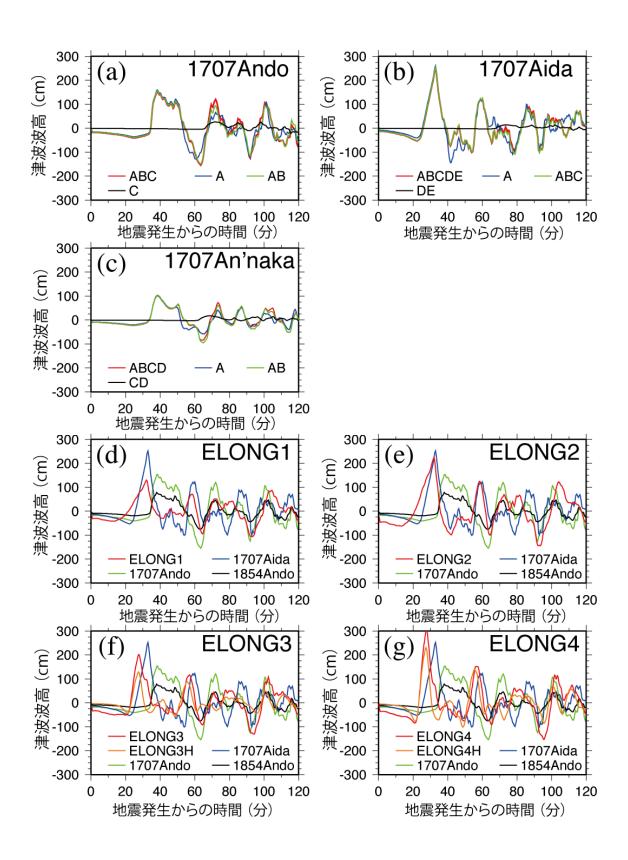


図6. 龍神池において計算された、地震発生後2時間内の津波波形の比較。

4) 地震活動解析による駿河湾内におけるフィリピン海スラブ上面の検討

2009 年 8 月 11 日に駿河湾西部のフィリピン海(PHS)スラブ内で M6.5 の地震が発生し、多くの余震を伴った。従来、この地域では、 PHS スラブ深さ上面の形状の推定に必要な定常的な微小地震活動がきわめて低調であり、上面の推定に関する研究が複数あり決着を見ていない。そして、PHS スラブ上面の深さ形状は、東海地震の震源断層面の設定に関して非常に重要である。したがって、PHS スラブ上面の推定の高度化のため、緊急に駿河湾地震の本震・余震とその周辺の地震活動の解析をおこなった。具体的には、気象庁一元化震源・検測値データから、137.8・138.9°E、34.4・35.3°N の範囲で 1997 年 10 月 1 日~2009 年 8 月 16 日に発生した地震 13,403 個を抽出し、double-difference 法(Waldhauser and Ellsworth、2000)を用いて行った。再決定された震源は 13,386 個である。さらに、震源再決定された M1.8 以上の地震に関して、WIN システム(卜部・東田、1992)によって P 波初動の押し引きの自動験測をおこない、Hardebeck and Shearer(2002)の HASH ver. 1.0 を用いてメカニズム解を決定した。

図7に、再決定された地震について、震央分布と、震源分布断面の一例を示す。今回の本震・余震は、伊豆半島から続く PHS プレート内の活動であるが、スラブ内の定常的な活動が低い領域を埋めるように起こった。再決定された震源は、幾つかのグループに分離することができる。ゆるやかに北西方向に傾斜する面状の分布も認められ、初動メカニズム解からも、これらはスラブ上面で生じたプレート間地震である可能性が高い。よって、石橋・他(2003)のスラブ上面はおおむね妥当と思われる。

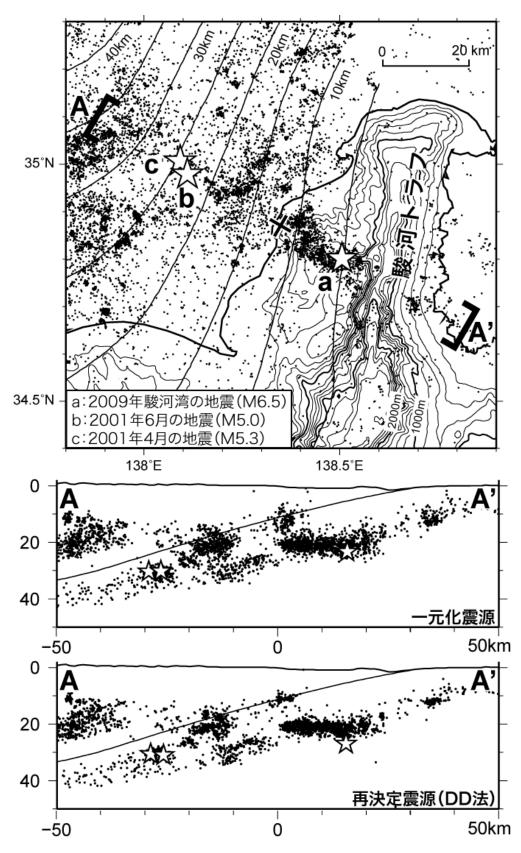


図 7. 再決定した震央分布、震源分布断面の一例、石橋・他(2003) による PHS スラブ上面。

5) 神奈川県三浦半島の江奈湾における津波堆積物調査

有史以前の南海トラフ沿いのプレート間巨大地震の履歴を、津波痕跡からプレート間巨大地震の発生履歴やその連動性を推定する手法の開発に資するため、また、南海地震トラフ沿いと相模トラフ沿いのプレート間巨大地の発生履歴の比較をおこなうため、平成 21 年 5 月と 11 月に関東地震の発生履歴の解明を目的としておこなわれた、三浦半島の南岸の江奈湾におけるハンディジオスライサー調査に参加し、津波堆積物を含むコア試料を採取した。

6) 駿河湾〜伊豆半島沿岸における 2010 年 02 月 26 日チリ沖地震 (M8.8) による津波 高調査

2010年2月26日にチリ中部の沿岸において、Mw8.8の地震が発生し、地震発生の約23時間後から、駿河湾・伊豆半島沿岸を含む日本の太平洋沿岸にこの地震による津波が到達した。特に、駿河湾・伊豆半島の沿岸域において、遠地津波の津波高分布を調査することは、将来発生する東海・南海地震による津波の海岸地形による増幅効果を知る上で重要である。そこで、3月18,19日に、駿河湾〜伊豆半島沿岸の津波痕跡高や来襲時間などについての現地調査を行った。調査の結果、下田市周辺沿岸では、最大1.3m程度の津波痕跡高が測定された。また、石廊崎から御前崎までの駿河湾沿岸の津波痕跡高は0.3~0.7mであった。

7) 連動型地震による津波の伝搬特性と津波警報システム

南海トラフの隣り合うセグメントにおける巨大地震が遅れて発生した場合に、日本の太平洋沿岸における津波の高さがどのように変化するか調べた。1707年の宝永地震のような連動型地震の場合、破壊が東南海セグメントで開始し、東海セグメントが 21分、南海セグメントの東部、西部がそれぞれ 15分、28分遅れて破壊すると、太平洋沿岸における津波の増幅度が最大であることがわかった。東南海セグメントからの津波が沿岸に近づいた頃に、沿岸近くのセグメントにおける破壊が発生すると、これらの津波が重なりあって波高が大きくなるためと考えられる。この結果は、シンガポールで開催された AOGS (Asia and Oceania Geosciences Society) meeting で発表した。

1960年チリ地震や2004年スマトラ地震などの連動型超巨大地震が日本および世界の津波警報システムに与えた影響についてレビューした。1960年チリ地震によって太平洋における津波警報システムの国際連携が開始したが、当時はプレートテクトニクスの概念や世界標準地震計網が出来上がる前で、地震や津波に関する知識は乏しかった。その後の約50年間の地震学の発展により津波警報システムの技術開発が進んだ。2004年インド洋津波の後は、津波警報システムや関連する国際協力はインド洋、大西洋、カリブ海など世界中に広まった。この結果を、2009年のAPRU (Association of Pacific Rim Universities) meeting (台湾)で発表した。

- (e) 引用文献
- 1) 相田勇, 1981a, 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 地震研究所彙報, 56, 367-390.
- 2) 相田勇, 1981b, 南海道沖の津波の数値実験, 地震研究所彙報, 56, 713-730.
- 3) Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, Tectonophysics, 27, 119-140.
- 4) 安中正・稲垣和男・田中寛好・柳沢賢,2003, 津波数値シミュレーションに基づく南海トラフ沿いの大地震の特徴,土木学会地震工学論文集,1-4.
- 5) Hardebeck, J. L. and P. M. Shearer, 2002, A new method for determining first-motion focal mechanisms. Bull. Seism. Soc. Am., 92, 2264-2276.
- 6) 石橋克彦・浅海善成・三好崇之, 2003, 駿河トラフから沈み込むフィリピン海スラブ 上面の深さと形: 東海地震想定震源域との関連, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大 会予稿集, S045-004
- 7) Okada, Y., 1992, Initial deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018-1040.
- 8) Satake, K., 1995, Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua earthquake tsunami, Pure Appl. Geophys., **144**, 455-470.
- 9) 卜部 卓・東田進也 (1992): win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・ プログラム (強化版). 地震学会講演予稿集, No.1, C22-P18.
- 10) Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California. Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1353-1368.
- 11) 八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子, 1998, 1968 年 4 月 1 日, 日向灘地震 (*M*JMA7.5) の震源過程とその後の地震活動との比較, 地震 2, **51**, 139-148.

(f) 成果の論文発表・口頭発表

著者	題名	発表先	発表年月日
Imai, K.,	Amplification of Tsunami	AOGS 2009 meeting,	August,
K.Satake,	Heights by Delayed Rupture	Singapore	2009
and	of Great Earthquakes along		
T. Furumura	the Nankai Trough		
Satake, K.	Tsunami Research and	APRU meeting,	August,
	Warning System in the Pacific	Taipei, 2009	2009
	-A Historical Review-		
原田智也•	大分県龍神池の堆積物に記録さ	地震, 査読中	
石橋克彦	れた「巨大南海地震」の津波シ		
	ミュレーションによる検討		
原田智也•	2009年8月11日の駿河湾の地	日本地震学会秋季大会	2009年10月
三好崇之•	震―同時震源再決定による駿河		
石橋克彦	湾地域の地震活動の検討—		

原田智也•	東海・南海巨大地震による西太	日本地球惑星科学連合	2010年5月
佐竹健治	平洋・東シナ海の津波シミュレ	2010 年大会	
	ーション		
千葉崇・	三浦半島江奈湾における関東地	日本地球惑星科学連合	2010年5月
石辺岳男·	震による沿岸環境変動の珪藻分	2010 年大会	
佐竹健治・	析による復元		
島崎邦彦・			
須貝俊彦・			
西山昭仁・			
原田智也•			
今井健太郎 •			
行谷佑一·			
上野俊洋			
今井健太郎・	2010年チリ中部地震による関	日本地球惑星科学連合	2010年5月
行谷祐一•	東・東海地方沿岸の津波痕跡高	2010 年大会	
都司嘉宣•	分布		
藤井雄士郎・			
安藤亮輔・			
小松原•			
純子·			
小松原琢·			
堀川晴央・			
宮地良典・			
松山昌史·			
吉井匠•			
石辺岳男•			
佐竹健治·			
西山 昭仁・			
原田智也•			
鴫原良典・			
藤間功司・			
鴫原康子			

(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22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。具体的には、平成21年度の徳島県美波町周辺の調査を継続する。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、南海トラフ沿岸域における津波履歴の復元を目指す。

平成 22 年度は、平成 21 年に引き続き、過去の東海・南海地震による東シナ海・西太平洋津波の数値シミュレーションを行う。その際、海底地形は GEBCO の 30 秒グリッド・データを用いて計算の高度化をはかる。さらに、明応東海地震、慶長津波地震の断層モデルを再検討するため、古文書に記録されたこれらの地震による津波波高の見直しからおこなう。さらに、前年度に引き続き、地震活動を用いた駿河湾内のフィリピン海スラブの深さ形状の研究も続ける。

次に、千島列島ウルップ島沖では、1918年に M7クラスの地震、1963年に Mw8.6のプレート間巨大地震、1991年・1995年に Mw7.6、Mw7.9のプレート間地震が発生しているので、これらの地震は比較的短い周期で繰り返し発生する連動型・非連動型のプレート間地震の可能性がある。したがって、グローバルな観測点を用いた本震・余震の震源再計算と遠地実体波形を用いたインバージョン解析をおこない、これらの地震のアスペリティの分布をマッピングすることにより、同じアスペリティが繰り返し破壊されているのかどうかを検討する。さらに、千島海溝沿いで 1918年以降に発生した大・巨大地震の震源域の時空間分布の検討を、本震・余震の震源再決定によりおこなう。

上記の研究成果を発表するとともに、最新の津波シミュレーション技術、観測事例など について情報収集する目的で、国内外の関係学会、シンポジウムに出席する。また、太平 洋岸における津波の痕跡・堆積物の調査、詳細な海岸地形の調査も行う。 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
,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,		, .
京都大学大学院理学研究科	教授	平原和朗
京都大学大学院理学研究科	准教授	久家慶子
京都大学大学院理学研究科	准教授	宮崎真一
京都大学大学院理学研究科	産学連携	鹿倉洋介
	研究員	
京都大学防災研究所	教授	橋本 学
京都大学防災研究所	助教	福島 洋
京都大学防災研究所	助教	後藤浩之
京都大学大学院理学研究科	大学院生	有本美加
京都大学大学院理学研究科	大学院生	坂本登史文
京都大学大学院理学研究科	大学院生	榎本真梨
京都大学大学院理学研究科	大学院生	加納将行
京都大学大学院理学研究科	大学院生	正木喜啓
京都大学大学院理学研究科	大学院生	隅倉陽一郎
	, , , ,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	
京都大学大学院理学研究科	大学院生	矢田大樹
京都大学大学院理学研究科	大学院生	平澤寅庄
神戸大学都市安全研究センター	教授	吉岡祥一
, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,		
海洋研究開発機構	研究員	堀高峰
海洋研究開発機構	研究員	兵藤 守
海洋研究開発機構	研究員	阪口 秀
名古屋大学大学院環境学研究科	研究員	光井能麻

(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を評価し、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ー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ヵ年の年次実施計画(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った。まず、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、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(TP: Thermal Pressurization)が破壊伝播に及ぼす影響を検討した。また、準動的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た。不均質弾性媒質中での動的破壊伝播については、拡張有限要素法(X-FEM)を適用する研究に取り掛かり、2次元コードを開発した。また、BIEM-FEM 練成解析を用いた2次元シミュレーションを行い、弾性・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に取り掛かった。また、大気・海洋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、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関する調査を開始した。

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、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。

2) 平成21年度:

前年度に引き続き、媒質モデルについては、熱モデルの構築、間隙流体の地震時および地震サイクルへの影響評価、不均質弾性媒質における動的破壊伝播コードの開発に取り組む。データ解析の高度化では、GPS+InSAR解析の高度化、データ同化手法の適用、準動的地震サイクルシミュレーションコードの高速化について検討する。さらに、内陸地震を含めた南海トラフの地震サイクルシミュレーションのために、成層粘弾性構造に対するすべり応答計算の高精度化を行う。

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—すべりの推定のための高精度地殻変動データを作成するとともに、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、主として長期的スロースリップや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--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 2 1 年度業務目的

前年度に引き続き、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媒質モデルの評価、データ解析の高度化、内陸地震を含む南海トラフ地震サイクル構築へ向けて、研究を継続する。媒質モデルについては、2次元熱シミュレーションコードの高度化、3次元差分動的破壊伝播コードを用いて、深さとともに応力が増加する場合での間隙流体の地震時熱的加圧(TP: Thermal Pressurization)による断層乗り移りの検討、および準動的計算による地震時 TPの長期的地震サイクルへの影響評価、拡張有限要素法(X-FEM)による不均質弾性媒質での動的破壊伝播 2次元コードの高度化に取り組む。データ解析の高度化では、GPSデータを取り込んだ InSAR 解析法の高度化、余効すべり人口データへの同化手法の適用、高速多重極法によるシミュレーションコードの高速化について検討する。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のため、ガウス・ルジャンドル数値積分法により弾性・粘弾性水平成層構造におけるすべり応答関数を計算する手法の開発を行う。

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

媒質モデルの影響評価においては、まず熱構造モデルについては、昨年度開発した熱と流れのコードへの降伏応力の導入により、マントル物質がマントルウェッジ先端付近にまで入り込みやすくなり、観測された陸域の Hi-net 高地殼熱流量を説明できる可能性が示された。間隙流体の影響評価については、摩擦発熱による間隙圧上昇(TP: Thermal Pressurization)が働く断層上の破壊伝播の差分法によるシミュレーションにより、すべり弱化則および深さとともに増加する応力下で、TPと深さ依存応力との相乗効果によって、破壊はより遠くの不連続な断層へ断層の深い部分で乗り移れる可能性があることが分かった。また、速度・状態依存摩擦則に基づく簡単な1次元モデルにより、地震時TPにより応力降下量・すべり量が増加し地震の繰り返し間隔が延びる可能性があることが分か

った。さらに、不均質弾性媒質における動的破壊シミュレーション開発では、昨年度開発 した動的破壊シミュレーションコードを利用して、媒質境界や褶曲構造のような不均質構 造が動的破壊に影響を及ぼすことを確認した。

データ解析の高度化について、まずInSAR(合成開口レーザー)の高精度解析では、昨年度に引き続き、紀伊半島~丹後半島および室戸~岡山をカバーする画像データを収集し、GPSデータを考慮した干渉解析・時系列解析を行い、さらに、新たにディセンディング軌道(南行)の画像データの収集・解析を行い、その有効性について検討した。また、2003年十勝沖地震の余効変動を模したプレート境界面セルにおける余効すべり速度人口データを作成し、アジョイント法を用いた摩擦パラメータおよび初期値を求めるデータ同化手法の開発を行った。さらに、高速多重極法を適応して、準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化・省メモリー化を検討した。

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構築を目指して、弾性・粘 弾性水平成層構造に対するすべり応答関数を得るため、既存の点震源解を発展させガウ ル・ルジャンドル数値積分法により矩形断層解を高精度に求める手法を開発した。

(b) 業務の実施方法

・媒質モデル:熱構造モデルの構築

熱構造モデルについては、まず、Hi-netの地殼熱流量データを新たに導入した。この地殼熱流量は従来のボアホールデータよりも有意に値が高く、これまでのプレートの沈み込みモデルでは観測値を説明できないことがわかった。その問題を解決するため、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に降伏応力を導入した。応力の2次の不変量が降伏応力よりも小さいときは、昨年度導入した粘性率が温度と深さに依存する式(Christensen(1996)」)を用いた。一方、応力の2次の不変量が降伏応力に達したときは、降伏応力とひずみ速度の2次の不変量で表される粘性率を与えた。降伏応力は、浅部では深さとともに線形に値が増すようにし、深さ16kmの下部地殼以深では、48MPaで一定とした。計算のアルゴリズムは、各タイムステップにおいて、運動方程式から流線関数を計算し、ひずみ速度と応力を求め、ひずみ速度と応力の2次の不変量を計算して、上記のようにして粘性率を求める、といったものである。得られた粘性率分布を運動方程式に入れ直し、粘性率の値が収束するまでイタレーションを行った後、エネルギー方程式を解いて、次のタイムステップへと計算を進めた。

・媒質モデル:地震時摩擦発熱による間隙流体圧上昇の動的破壊伝播に与える影響評価 Kase and Kuge (2001)²⁾の弾性体 3 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た Urata et al. (2008)³⁾の手法で、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)。間隙圧が一定の場合には、すべり量がすべり弱化距離(Dc)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、Dc は、想定した断層上で一様、一定な値とした。

手法や用いる変数は、Urata et al. (2008)3)に詳しい。

数値実験では、半無限均質媒質中に1つの横ずれ矩形断層をおいた(図2)。断層下端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おり、破壊が生じない。断層にかかる応力は、Yamashita et al. (2004)がをもとに、深さに比例して増加する応力を仮定。断層面と主応力軸のなす角度を 45°として、断層面にかかるせん断応力と法線応力は、各々、

$$\tau_{xy}^0 = 11z$$
$$\sigma_n^0 = 27z$$

とした。ここで z は深さ (km)。地表から深さ 0.1km の部分については、応力値が一定な場合 (断層が地表に達している場合) とすべりが全く起こらない場合 (断層が地表に達していない場合) とを試みた。比較のために、深さによらず一定の応力が断層にかかる場合も調べた。本数値実験では、断層周辺のせん断応力と法線応力の時間および空間変化についても調べた。この結果をもとに、断層周辺に不連続な別の断層が存在する場合、破壊が乗り移れるか否かを調査した。

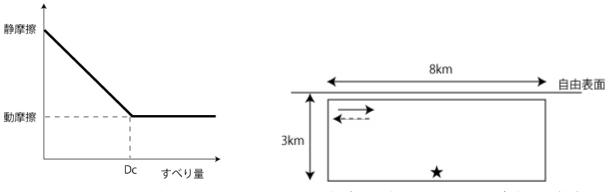


図1 用いた断層でのすべり弱化則

図2 仮定した矩形断層。★は破壊の開始点。

・媒質モデル:地震時摩擦発熱による間隙流体圧上昇の長期的地震サイクルに与える影響 評価

間隙流体・地震時摩擦発熱を考慮した、1自由度モデルを用いた準動的シミュレーションを実行し、断層せん断帯幅、透水係数をパラメータとして、 $Slip\ law\ (Ruina,1983)^6$ と $Slowness\ law\ (Deiterich,1979)^7$ といった2つの速度・状態依存摩擦則に対して、地震時摩擦発熱による間隙圧上昇(TP)の長期的な地震サイクルに及ぼす影響を評価した(Mitsui and $Hirahara,2009^8$)。

・媒質モデル:不均質弾性媒質中での動的破壊伝播シミュレーション

昨年度開発した拡張有限要素法 (X-FEM) による 2 次元破壊伝播シミュレーションコード、および境界 (BM) -領域 (DM) 法を連結利用したシミュレーション BDM 法を、複数の不均質弾性媒質中で実施して、不均質が動的破壊に及ぼす影響を定性的に評価する。

・データ解析の高度化:InSAR 解析の高度化

2006 年~2009 年までの紀伊半島~丹後半島(パス 414)、室戸~岡山(パス 417)および室戸~兵庫西部(パス 67)のデータを解析し、スタッキングおよび Small Baseline Subset(SBAS)法を用いて、経年的な変動を検出することを試みた。特にアセンディングの画像(パス 414/417)では、日によって電離層の擾乱(伝播性電離層擾乱: TID)が大きく、全データを用いた SBAS 法では、この影響を取り除くことができない。対象とする変動が比較的長い波長を有するため、軌道再推定によるフラットニング処理を使えない。そのため、この方法を適用した紀伊半島では GPS の観測結果を取り込む工夫を行い、経年的な変動を求めた。なお、使用した PALSAR Level1.0 データは陸域観測衛星の防災利用実証実験地震 WG の活動の一環として、宇宙航空研究開発機構、国土地理院より、および PIXEL(PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface)において共有しているものであり、宇宙航空研究開発機構(JAXA)と東京大学地震研究所との共同研究契約にもとづいて提供された。PALSAR データの所有権は、宇宙航空研究開発機構および経済産業省にある。

・データ解析の高度化:データ同化技法の開発

地震発生予測には、入力する断層面上の摩擦パラメータ・シミュレーション変数の初期値や境界条件が必要である。昨年度の調査の結果、我々は気象学・海洋物理学のデータ同化で広く用いられている「アジョイント法」(例えば、淡路・他(2009) 9))を我々の問題に適用することが現時点では現実的と判断し、その有効性を人工データを用いた試験解析によって検討した。具体的には、図 3 に示した 2003 年十勝沖震源域および地震後の余効すべり域(Miyazaki et al.(2004) 10)を、半無限均質等方弾性体中における 3 枚の平面断層セルを用いて近似して、数値実験を実施した。セル 1 が地震時に滑った領域(アスペリティ)で、セル 1 で地震が発生した約 1 日後から 30 日間における、セル 2 と 3 での余効変動すべり速度の模擬データ(図 4)を作成し、「アジョイント法」により、摩擦パラメータとすべり速度及び状態変数の初期値を推定した。

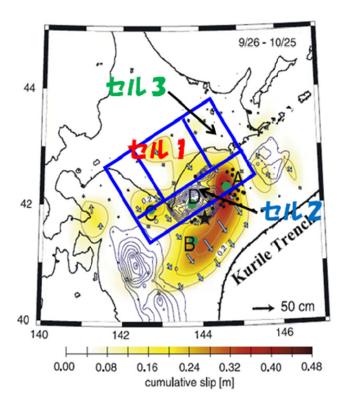


図3 2003年十勝沖地震を模した地震時震源域(セル1)、余効変動域(セル2・3)

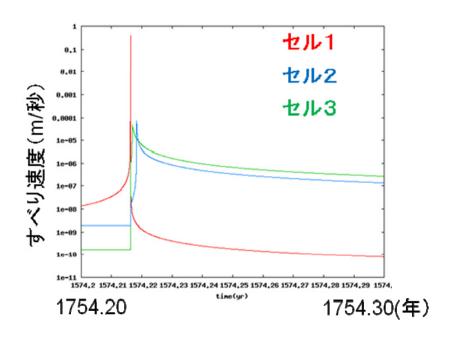


図4 データとして使用した余効すべり人口データ(セル2・3)

・データ解析の高度化: 準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化

広領域における地震発生や繰り返し計算の多いデータ同化には、準動的地震サイクルシミュレーションの高速化・省メモリー化が必須である。そこで、高速多重極法 (FMM: Fast Multipole Method) を用いて、すべり応答関数行列とすべり (速度) ベクトルの積の計算の高速化を図った。FMM は、ラプラス場やヘルムホルツ場などにおける N 体間減衰相互

作用の高速計算数値アルゴリズム(N^2 の演算回数をO(N)の演算回数で行う)で、天体物理学をはじめとして多くの分野で用いられているが、地震発生サイクルシミュレーションでは、まだ用いられていない。まず手始めに、無限均質弾性体中におけるコードの開発を行った。FMM では、プレート境界面または断層面を $2^{\,\mathrm{D}}$ 分岐(tree)構造(D は次元で、この場合、曲面なので D=2)に分割する必要があるが、その実際的なアルゴリズムについては、 Liu & $\mathrm{Nishimura}(2006)^{11}$ のチュートリアルコードを参照した。また、3 次元静弾性問題における基本解の多重極展開および局所展開の計算については、 $\mathrm{Yoshida}$ et al. $(2001)^{12}$ を参照した。

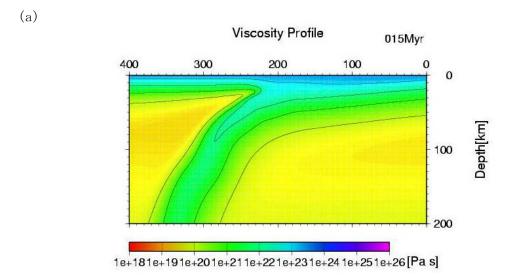
・内陸地震を含む南海トラフ巨大地震サイクルセルモデルの構築

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 を継続して行っている。一般に、プレート沈み込み境界や内陸活断層における地震発生サ イクルは、プレート境界でのすべり遅れや内陸活断層での固着による応力の蓄積と解放の 過程であると考えることができる。これまで、この考えに従い、プレート境界でのすべり 遅れや内陸活断層での固着の蓄積と解放から断層面上の剪断応力の変化を得る式(すべり 応答関数)と、断層面上の応力・強度とすべりの関係式(摩擦構成則)を組み合わせ、プ レート境界面や内陸活断層の形状とプレート間相対運動を境界条件とする境界値問題を解 くことにより、地震発生サイクルの数値シミュレーションが行われてきた。本年度は、こ のうち矩形断層に対する粘弾性のすべり応答関数計算の高精度化を図る。構造として弾 性・粘弾性水平成層モデルを仮定し、準静的仮定に対応する力の釣り合い式を解き、すべ り応答関数を得る。このような手続きとして本研究では、Fukahata and Matsu'ura (2005) 13)による点震源に対するすべり応答関数を用いて、上記の条件に対応したすべり応答関数 を計算する。プレート境界の近傍を観測点とする場合、点震源をプレート境界に多数配置 しないと精度の良い矩形断層解が得られない。このため、ガウス・ルジャンドル数値積分 法を用いて、点震源から矩形震源解を計算する。この数値積分法は、積分区間内の所定の 点群(積分点)における関数値の重み付き総和を取ることにより、効率よく精度の高い積 分値の得られる手法である。

(c) 業務の成果

・媒質モデル:熱構造モデルの構築

昨年度コンパイルを行ったフィリピン海プレート上面の形状を用い、九州北部を横切って南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの沈み込みに伴う粘性率分布を図5に示す。図5(a)は従来のモデルで計算した粘性率分布、図5(b)は降伏応力を導入した場合の計算結果である。図5(b)では、応力値が大きくなる傾向にあるマントルウェッジの先端部付近で粘性低下が起こっていることがわかる。この付近の直上のHi-netの地殼熱流量は高く、これまでのモデルでは、その地殼熱流量を説明できなかった。しかし、本モデルの導入により、高温物質がより浅部にまで達することができるようになり、観測された地殼熱流量を説明できる可能性が示された。



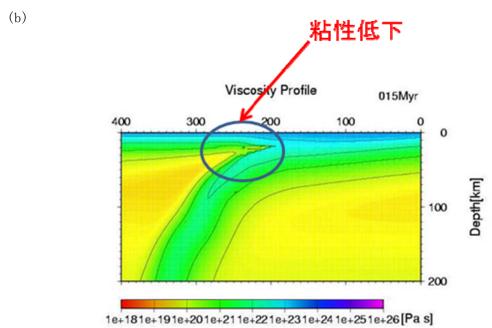


図 5 フィリピン海プレートの沈み込みに伴う九州北部を通る鉛直断面内での粘性率分布。沈み込み開始から15Myr経過したとき(現在)の計算結果。モデルのサイズは水平800km、深さ400km で、その一部のみを示す。(a)降伏応力を導入しなかった場合。(b)降伏応力を導入した場合。

・媒質モデル:地震時摩擦発熱による間隙流体圧上昇の動的破壊伝播に与える影響評価図6と図7に、断層が地表(自由表面)に達していない場合の最終すべり量の分布を示す。図6では、断層にかかる応力は深さとともに増加する。一方、図7では、断層には、深さによらず、一定の応力がかかっている。深さとともに増加する応力の下では、断層の深い部分で応力降下量が大きくなり、最終すべり量が深い部分で大きい。摩擦発熱による間隙圧上昇が働くと、すべりが深い部分で先行して広がり、最終すべり量も、深い部分でより増える。S波速度超破壊伝播も起こりやすくなる。Urata et al. (2008)³)が指摘したような複数のピークも現れる。摩擦発熱は破壊伝播距離とともに増加するため、破壊開始点

が断層下端にある時には、最終すべり量のピークの位置は破壊開始点より浅くなる。断層が地表に達している場合には、地表の効果によって、浅い部分のすべり量が大きくなる。 そのため、摩擦発熱による間隙圧上昇の有無で、すべり量の大きさは異なるが、空間的なパターンの違いは、断層が地表に達していない時に比べて小さい。

仮定している深さ依存の応力の下では、S値と呼ばれる断層強度と応力降下量の比は断層上で一様であるが、破壊成長のための臨界断層長の値が浅いほど大きく、浅い部分での破壊は成長しにくい。また、深くなると断層強度が高くなるため、破壊は深い方向へ広がりにくい。これらの結果、破壊開始点がある程度浅くなると、大きな地震へ成長しにくくなる。実際に、断層の中央から始まった破壊が広がらず途中で止まる様子は、本数値実験の結果でも、摩擦発熱による間隙圧上昇が働かない場合に見られた。一方、そのような設定でも、摩擦発熱による間隙圧上昇が働くと、破壊は途中で止まらずに、大きな地震へ成長できるようになる。摩擦発熱による間隙圧上昇が、大地震の発生、成長を助長することがわかった。

本数値計算では、断層周辺のせん断応力と法線応力の時間および空間変化も明らかにした。せん断応力が法線応力と摩擦係数の積に比べて大きければ、そこに別の断層が存在した場合に、破壊が乗り移れる。得られた断層周辺の応力場の結果から、不連続な断層への破壊の乗り移りは、摩擦発熱による間隙圧上昇と深さ依存の応力が共に働くと、より遠くへ、そして深い部分で起こりえることがわかった。また、地震波による破壊のトリガーも予想される。

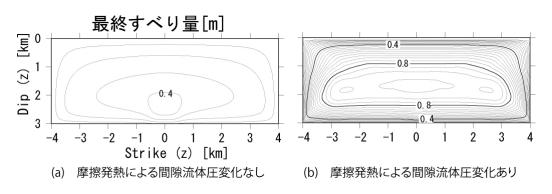


図 6 深さとともに増加する応力が断層にかかっている場合の最終すべり量の分布

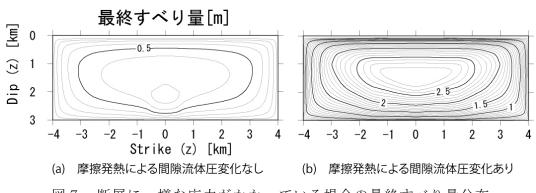


図7 断層に一様な応力がかかっている場合の最終すべり量分布

・媒質モデル:地震時摩擦発熱による間隙流体圧上昇の長期的地震サイクルに与える影響 評価

間隙流体・地震時摩擦発熱を考慮した、速度・状態依存摩擦則に基づく一自由度モデルを用いた準動的シミュレーションにより、地震時摩擦発熱による間隙流体圧上昇が長期的な地震サイクル全体に及ぼす影響を評価し、以下の結果を得た。地震時摩擦発熱により間隙流体圧が加圧され有効法線応力が低下し、地震時応力降下量が大きくなる。その結果として地震発生間隔を長くする(図8)ことが分かった。また、摩擦発熱は断層せん断帯の幅(w)が狭くなるほど大きくなり。地震発生間隔が長くなる。熱的加圧は間隙流体の透水率にも依存し、透水係数が大きくなると加圧が抑えられ地震発生間隔が短くなるが、ある断層幅(摩擦発熱)レベルより狭く(大きく)なると、摩擦発熱よりもこの透水率の効果が大きいことも分かった(図9)。これらの結果は、Slip law および Slowness law いずれの速度・状態依存則にも同じように見られた。しかしながら、もし何らかの理由で TP の程度が、地震サイクル毎に変わることがあれば、時間予測モデルは、Slip law のみで成り立ち、Slowness law では成立しない可能性があるとことが分かった。

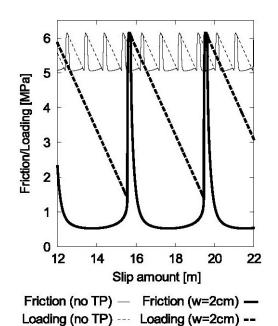


図8 地震サイクル (すべり) における 応力変化

細線: TP が無い場合、太線: TP がある場合 (断層幅 w=2cm)。破線: ローディング応力。 <math>TP が働く場合、地震時応力効果が大きくなり、地震発生間隔(すべり量)が長く (大きく) なることが分かる (Mitsui and Hirahara, 2009^8)。

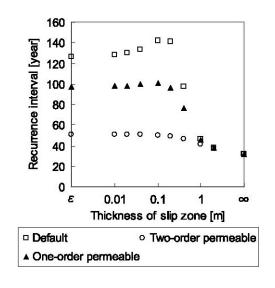


図 9 断層帯透水係数・断層せん断帯幅 に対する地震発生間隔

□ 透水係数 (10⁻¹⁹m²) ▲ 透水係数 (10⁻¹⁸m²) ○透水係数(10⁻¹⁷m²)

断層せん断帯幅が狭くなるほど、地震時発熱が大きくなり、地震発生間隔が長くなることが分かるが、0.1m より狭くなると一定になる。透水係数が大きくなると加圧が抑えられ地震発生間隔が短くなる。断層せん断帯幅が 0.1m より狭くなると透水係数の効果が効いてくることになる(Mitsui and Hirahara, 20098))。

- ・媒質モデル:不均質弾性媒質中での動的破壊伝播シミュレーション
 - ・媒質境界が動的破壊に及ぼす影響

実際の震源断層は必ずしも均質媒質の中に存在せず、媒質境界に存在したり媒質境界を 跨ぐようにして存在したりする。従来の動的破壊シミュレーションコードでは、断層の近 傍に媒質境界を設置することが容易ではなかったが、拡張有限要素法(X-FEM)によるシ ミュレーションでは可能であると考えられる。そこで、単純なケースにおいてその適用性 を確認した。

図10に示すように、断層端部を媒質境界に接させて断層を配置し、断層で動的破壊を発生させた場合にその媒質境界が与える影響として、断層端部周辺のひずみ場について検討した。それぞれの媒質における物性は図10に示す通りで、傾斜角を変化させて解析を実施した。摩擦パラメータは表1に示す通りである。動的破壊は断層中央に位置する破壊核形成領域から開始し、断層端まで破壊は自発的に進展する。なお、対象とする問題は2次元面外クラック問題とする。

断層が均質全無限媒質に存在する場合、2次元面外クラック問題では断層の延長方向に最大せん断応力が得られる。このため、材料の破壊エネルギーないしは摩擦強度が均一であるとするならば、断層は直線的に形成されると考えられる。ところが、媒質境界のような不均質が断層周辺に存在すると応力場の対称性が崩れて直線性が保たれないのではないかと想像できる。そこで、破壊が断層端、すなわち媒質境界に達した瞬間の最大ひずみ場を確認することでその可能性を検討した。図11に断層端の周囲における最大ひずみ場とその方向について示す。赤線が媒質境界、黄緑線が断層を表し、黄色矢印は各位置における最大ひずみの方向を表している。傾斜角90度の場合、上層で断層面の延長方向に大きなひずみ場が発生するのではなく、断層面の延長方向に対して傾いて大きなひずみ場が発生する現象が見られた。これはフラワーストラクチャのような地表付近の断層面形成(Dalguer et al. 200314)と関連している可能性がある。傾斜角45度の場合においても同様で、上層で断層面の延長方向に大きなひずみ場が発生しない。傾斜角90度の場合と異なる点は、断層の上盤側に大きなひずみの領域が存在するために水平方向に非対称なモードとなることである。また、この非対称性の程度は、傾斜角が60度、75度と高角になるにつれ減少する。

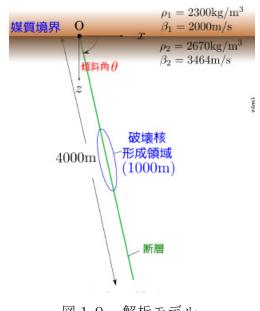
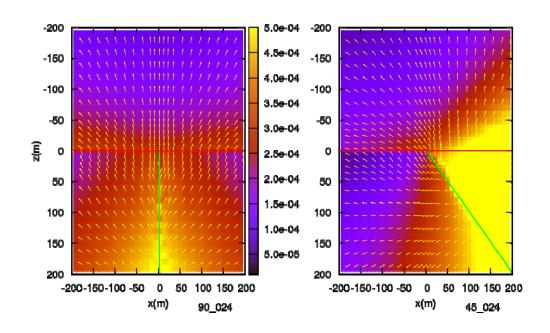


図10 解析モデル

摩擦パラメタ 表 1

降伏表面力	81.24 MPa
残留表面力	63.0 MPa
滑り弱化距離	0.4 m
初期表面力(破壊核形成領域内)	81.6 MPa
初期表面力(破壊核形成領域外)	70.0 MPa



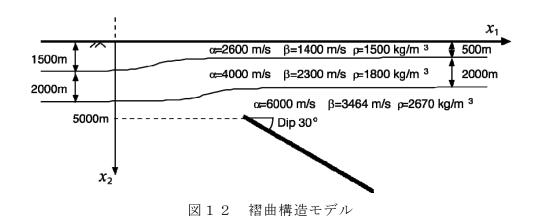
破壊が媒質境界に達した時刻における断層端周辺の最大ひずみ値とその方向 図 1 1 (左:傾斜角 90 度、右:傾斜角 45 度)

・褶曲構造が動的破壊に及ぼす影響

動的破壊には、媒質境界による局所的な不均質による影響以外にある程度断層から離れた地殻構造などの不均質による影響が考えられる。既往の研究(後藤・他、2007¹⁵、Goto ¹⁶⁾)では、自由表面の影響についてその影響を確認しているが、半無限地盤を対象としているために自由表面の影響を過大評価している可能性がある。また、自由表面よりもインピーダンス比の小さい媒質境界の影響について評価できていないため、現実的な地殻構造で影響があるかは議論されていなかった。

そこで、図12に示すような単純な褶曲構造を断層の上に設定して、その構造が動的破壊に与える影響について確認した、褶曲構造は、2つの表層と半無限領域との3層とからなり、それぞれの境界面におけるS波のインピーダンス比は半無限領域と下層との間で2.2、下層と上層との間で2.0である。断層に与える摩擦パラメータは図13、および表2に示す通りである。断層メカニズムを逆断層と仮定して、2次元 P-SV 波動場(面内問題)を解く。なお、断層が媒質境界を跨がないため、境界-領域法(BDM) 15 16 17)(図14)をシミュレーション手法に使用する。

褶曲構造の影響を評価するために、動的破壊シミュレーションを全無限均質媒質で実施して、その破壊過程を運動学モデルとして褶曲構造に入れて波動計算を行ったものを Case (F)と称する。一方、動的破壊シミュレーションから褶曲構造を設定して波動場を計算したものを Case (BDM)とする。 Case (F)と Case (BDM)の違いは、動的破壊シミュレーションに褶曲構造を仮定するかしないかであるため、動的破壊に及ぼす褶曲構造の影響を直接見ることができる。 図15にそれぞれのケースで得られた最終滑り量と、地表面において計算される速度波形の水平成分について示す。 最終滑り量の分布に顕著なアスペリティ領域は見られないものの、断層直上の観測点の波形には5秒から9秒の間に2つ目の特徴的なパルスが認められる。このパルスは Case (F)の波形には認められないものであるため、褶曲構造が動的破壊に影響を与えて生成されたものである。また、最終滑り量分布に見られるように、Case (F)では滑り弱化距離の大きい領域内で破壊が収束しているが、褶曲構造の存在により破壊が断層端まで達することが認められる。その他、上盤側と下盤側で波形の特徴が異なる点も指摘できる。図16に滑り速度、および滑り変位の時刻歴の比較を示す。断層幅の4kmより上側では破壊の進展に従って滑り速度の増加が認められ、また滑り変位の増加も確認される。



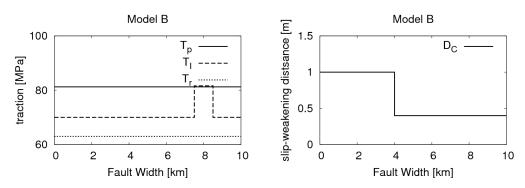


図13 摩擦パラメタの分布(左:応力分布、右:滑り弱化距離分布)

表 2 摩擦パラメタ

降伏表面力	81.24 MPa
残留表面力	63.0 MPa
滑り弱化距離 (0-4000m)	0.4 m
(4000-10000m)	1.0 m
初期表面力(破壊核形成領域内)	81.6 MPa
初期表面力(破壊核形成領域外)	70.0 MPa

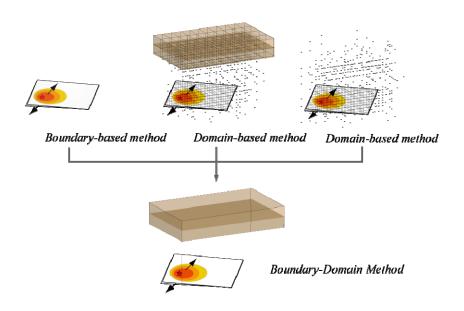
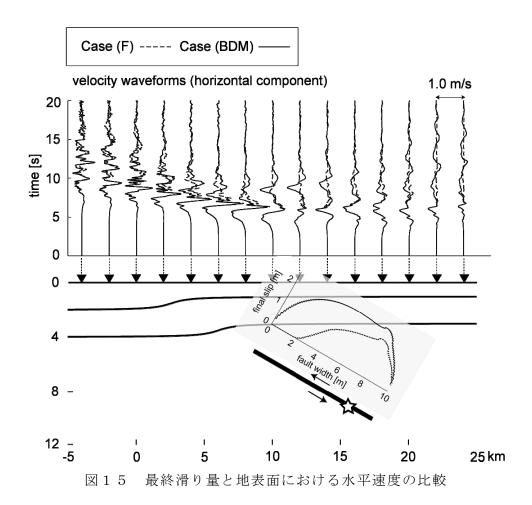


図14 境界-領域法の概念図



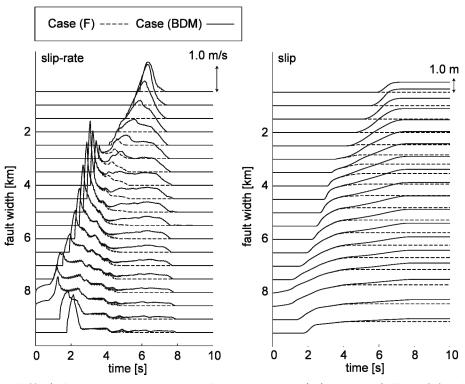


図16 動的破壊シミュレーションで得られた滑り速度と滑り変位の時刻歴の比較

・データ解析の高度化:InSAR 解析の高度化

紀伊半島~丹後半島のパス 414 の干渉画像の一部には大きな擾乱が見られ、地殻変動以外の原因による変動が卓越している。このまま時系列解析やスタッキング処理を行っても、この擾乱の影響が支配的になるので、これを次の手順で除いた(図 1 7)。

- ①アンラップ干渉画像から、GPS 連続観測点の位置の視線方向変位をサンプリング。
- ②GPS 連続観測点の対応する期間の変動を求め、これを視線方向変位に変換。
- ③GPS の変位を真の地殻変動と考え、これらの差(=ノイズ)を計算。
- ④ノイズのデータを画像全体に内挿。
- ⑤①の観測干渉画像から④のノイズ画像を差し引き、"真の地殻変動"とする。

この結果、図18の視線方向の平均変位速度が求められた。当然ではあるが、GPSの変位から求めた視線方向変位とは調和的である。しかし、短波長の乱れが残っている。これらは地形と相関があるように見え、局地的な大気の擾乱の影響と考えられる。

四国の2パスに関しては、電離層の影響が大きい画像をのぞいてスタッキングすること により、GPS 観測結果からシミュレートされる干渉画像と整合的な空間パターンを持つ結 果が得られた。図19は、観測データの取得日と垂直基線長(Bperp)の関係を示す。最初 2006 年 5 月の観測を基準にすると 2007~2008 年にかけて Bperp が増加するが、2008 年 半ばの調整により、大きく Bperp が減少し、現在再び増加傾向にある。そのため、 $2\sim3$ 年の時間基線長で500m以下のBperpを持つペアが生成され、長期間の変動の検出に有効 的な画像取得がおこなわれた。しかし、アセンディングのパス 417 の干渉画像には、Bperp が小さいペアにおいても 20cm を超える変動に対応する電離層の影響と考えられる擾乱が 認められるケースがあり、スタッキングに使用できるペアは限定される。また、Bperp が 500m 以上のペアでは、山地でのデコリレーションが大きく、アンラッピングが困難とな り、山間部のピクセルにおいてデータのサンプリング数が減少する結果となる。ここでは、 対流圏の影響を無視し、電離層の影響の大きい干渉画像のみを除いて、スタッキングした (図20)。スタッキングには Gamma の stacking 関数を使用した。ここでは 5 個以上のデ ータのあるピクセルについて、その視線方向平均変位速度を示している。図20(右)の GPS 観測変位からのシミュレートと空間パターンは概ね整合的である。ただし、2倍弱の 変動速度が推定されており、さらに改善が必要である。

ディセンディング軌道パス 67 からの画像についても、同様な解析を行った。時間基線長と Bperp の関係は図 1 9 と同じである(図 2 1)。ディセンディング軌道からの観測は回数が少ないものの、昼間の観測であるため TID の影響は少ないと期待された。しかし、ディセンディングの画像においても、2007 年 11 月 15 日など TEC に擾乱が見られる日を含む干渉画像には、やはり地殻変動より大きい変動が認められる。観測回数が少ないため、スタッキング処理には電離層擾乱が見られる日も含まれている。そのため、スタッキングの結果得られた平均変位速度は、GPS から推定される速度の 3 倍程度も大きい(図 2 2)。ただし、空間パターンは、GPS 変位場から予想されるものと整合的であり、この地域の地殻変動検出にはディセンディング軌道からの観測が有効であるといえる。

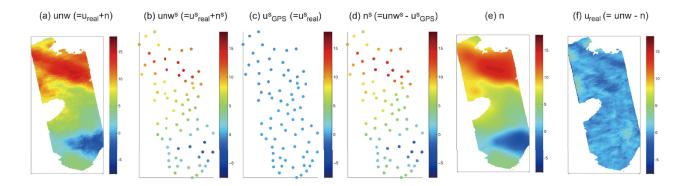


図17 GPS データを用いた長波長変動除去手順の概略:

- (a)アンラップ干渉画像。
- (b)(a)から GPS 観測点のデータをサンプリング。
- (c)対応する期間の GPS 観測変位を視線方向に変換。
- (d)(b)と(c)の差=SAR 干渉画像が持つ誤差。
- (e)(d)を内挿・平滑化する。
- (f)(a)から(e)を差し引き、"真の地殻変動"とする。

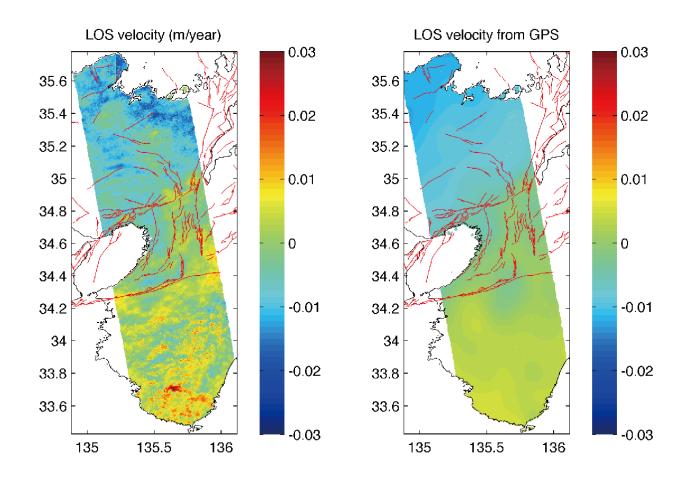


図18 パス 417 の平均的な変動速度。(左) 図2の方法で求めた視線方向変位速度。(右) GPS 観測から推定した視線方向変位速度。



図19 アセンディング軌道のパス417の画像の時系列と垂直基線長

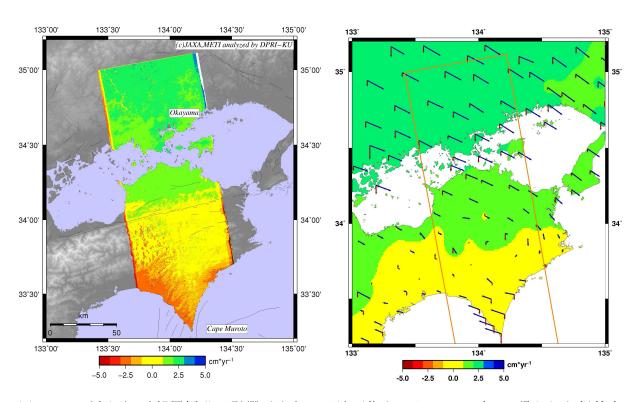


図20 (左図) 電離層擾乱の影響が少ない干渉画像をスタッキングして得られた視線方向変位速度。

(右図) GPS 観測から得られた視線方向変位速度。四国北部が左図と同じ色になるように調整。

Path 67: Bperp

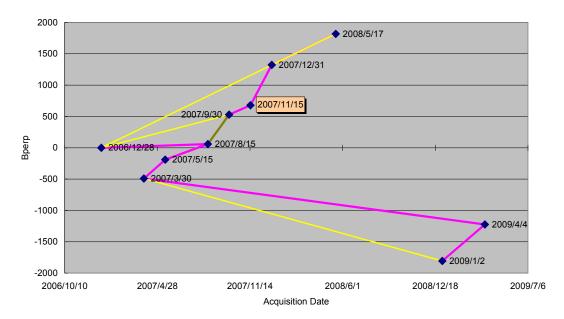


図21 ディセンディング軌道のパス67の画像の時系列と垂直基線長

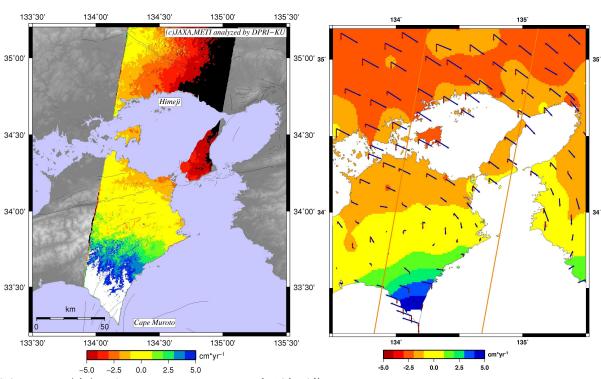


図22 (左) パス67のスタッキング干渉画像。

(右) GPS からのシミュレート画像(変位を3倍に強調)。

・データ解析の高度化:データ同化技法の開発

2003 年十勝沖余効すべりを模した簡単な平面セル断層モデルを用いてアジョイント法によるデータ同化実験を行った。初期値および摩擦パラメータに関する評価関数の勾配がゼロに近いとアジョイント法は有効に機能しないので、評価関数がセル2における初期値

および摩擦パラメータ $(a-b)_2$ および L_2 に対してどのような関数形となっているのかを評価した。その結果、評価関数 J は、 $(a-b)_2$ に関しては有意な極小値をもつが、 L_2 に関しては極小値近傍で曲率が小さく、極小値を与える L_2 の値が決まりにくいことが分かった。これは、余効すべりが定常状態に至ると、摩擦係数は a-b のみに依存し、L には依存しないためである。さらに、この評価関数の計算と同じ同化期間・観測データに対してアジョイント法を適用し、初期値および摩擦パラメータ (a-b, L) の推定を行った。その結果、摩擦パラメータ a-b の値やすべり速度の初期値はよく拘束できるが、摩擦パラメータ L および状態変数の初期値の拘束はあまり良くないことが分かった。これは定常状態に到達した後のデータしか用いていないためであり、改善のためには地震直後から定常状態に達するまでのデータを用いることが本質的に重要であることがわかった。

・データ解析の高度化: 準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化

プレート境界をNセルに分割すると、すべり応答関数行列とすべり(速度)ベクトルの積を直接計算には $O(N^2)$ の計算量・メモリー量が必要となるが、図23に示すように、高速多重極法を用いると $O(p^2*N)$ の計算量・メモリー量(pは多重極展開の展開次数)となり、地震発生サイクルシミュレーションの高速化・省メモリー化が図れる可能性があることが分かった。

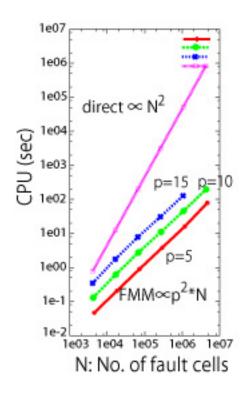


図 2 3 __ 1 高速多重極法 (FMM) によるすべり応答関数行列とすべり (速度) ベクトル 積の断層セル数 N および展開係数 p を変えた時の計算時間 直接計算では $O(N^2)$ なのに対し、FMM を適用すると、 $O(p^2*N)$ と、高速化が可能となることが分かった。

・内陸地震を含む南海トラフ巨大地震サイクルセルモデルの構築

Fukahata and Matsu'ura (2005)13)による点震源に対するすべり応答関数に、ガウス・ルジャンドル数値積分法を適用し、矩形断層に対する粘弾性のすべり応答関数を掲載した。 図 2 3 __ 1 は計算したすべり応答関数の精度を検証するために設定したモデル空間である。 弾性・粘弾性成層構造を仮定し、弾性層は剛性率 30GPa、ポアソン比 0.25、粘弾性層は Maxwell 粘弾性とし、剛性率 30GPa、ポアソン比 0.25、粘性率 1019Pas と設定した。 断層は深さ 10km から 20km に位置し、Y 軸方向に 40km の幅を持つ、傾斜角 20 度の低角逆断層を仮定し、1m の断層すべりを与える。 図 2 4 は、図 2 3 __ 2 の条件で計算した、 弾性応答(実線)および 10 年後(一点鎖線)と 50 年後(破線)の粘弾性応答である。 X 軸上の地表変位の X 成分と Z 成分を示している。なお、X 軸正の方向を図の左側にとっていることに注意されたい。 精度を検証するため、 Okada(1992)20)による解析的に得られた矩形断層に対する弾性解を図 2 4 にシンボルで示す。 Okada の弾性解と今回計算された 弾性解が十分一致していることから、 精度のよい結果が得られている事がわかる。

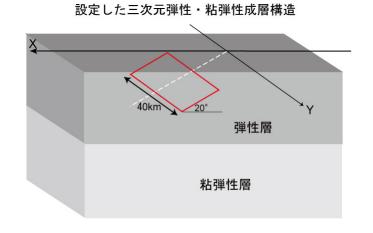


図23_2 計算に用いた弾性・粘弾性2層モデルと震源モデル

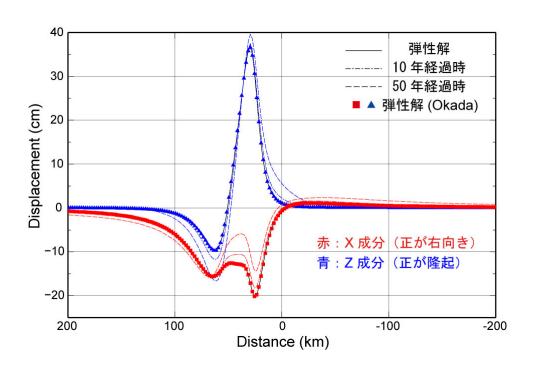


図 2 4 地震時地表変位 (Okada (1992)²⁰⁾ の解と比較) と 10 年・50 年後の粘弾性変位

(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、陸域にHi-net の地殻熱流量のデータを導入し、より詳細な温度分布の検討を行った。Hi-netは従来のボアホールのデータよりも値が高く、そのデータを説明できるモデルを構築するため、熱と流れのモデルに、降伏応力を導入した。その結果、マントルウェッジの先端部付近で粘性低下が起こり、高温のマントル物質がより浅部にまで達するようになった。それにより、従来のモデルでは説明できなかったマントルウェッジ先端部付近の上部の高い地殻熱流量を説明できる可能性が示された。今後の課題として、降伏応力の導入により、地殻熱流量は高くなるセンスにはなったが、まだ観測値と計算値の一致の程度は高くない。今後、降伏応力の深さ分布と地殻熱流量の関係や、ホットプリュームを導入して、それが地殻熱流量に及ぼす影響を調べていく必要があろう。また、削薄の影響を考慮したモデリングを行うことでモデルの改善を行っていくことも望まれる。

間隙流体圧の問題では、半無限媒質に深さとともに増加する応力がかかる現実的な状況下において、摩擦発熱による間隙圧上昇(TP)が働くと、横ずれ断層上の動的破壊伝播は、深い部分でのすべりが更に増加して、破壊伝播をより助長することがわかった。また、断層周辺に生成される応力場の結果から、摩擦発熱による間隙圧上昇と深さに依存する応力との相乗効果によって、破壊は、より遠くの不連続な断層へ、断層の深い部分で乗り移れる可能性があることがわかった。今後は、この深さに依存する応力の効果も踏まえた上で、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、調査、検討を進める必要がある。また、簡単化した1自由度モデルではあるが速度・状態依存則に基づく準動的シミュレーションにより、地震時摩擦発熱による間隙流体圧上

昇(TP)が長期的な地震サイクル全体に及ぼす影響の評価を行った。その結果として、地震時摩擦発熱により間隙流体圧が加圧され有効法線応力が低下し、地震時応力降下量が大きくなり、地震発生間隔を長くすることが分かった。南海トラフのような大領域でこういった計算を行うのは現状では困難であるので、これらの効果と近似的に等価な摩擦パラメータでこういった効果を吸収可能かどうか検討する必要がある。

不均質弾性媒質の破壊伝播に及ぼす影響の評価について、現実の地殻構造に対する不均質の影響ではなく、定性的に影響の確認を行った。媒質境界、および褶曲構造の両方のシミュレーション結果から、不均質な地殻構造が動的破壊に及ぼす影響は存在し、実際の動的破壊を計算する場合には無視できない可能性が考えられる。拡張有限要素法、および境界-領域法は不均質な構造を導入して計算することはできるものの、依然として適用限界が存在する。境界-領域法は断層から離れた位置における一般の不均質構造を導入することはできるが、媒質境界に断層が位置する場合など不均質が断層極近傍に存在する場合に計算をすることができない。また、拡張有限要素法はより一般に断層近傍の不均質を導入することはできるが、境界要素法程度の高い精度で断層近傍の応力場を表現することはできない。ここでは動的破壊しか扱っていないが、動的破壊から準動的な地震サイクルまで包括した、より一般的な不均質媒質に適用可能でかつ高精度な動的破壊シミュレーション手法の開発が必要であると考えられる。

InSAR データ解析の高度化では、観測データの蓄積と「だいち」の軌道調整の結果、時間基線長が長く空間基線長が小さい画像のペアが複数得られるようになり、地震サイクルに関連する経年的な地殻変動検出の可能性が高まった。一方、数は少ないもののディセンディング軌道からの観測は、四国地方の地殻変動検出に適していることが明らかとなった。しかしながら、いずれの場合も電離層の擾乱を大きく受けるケースがあり、電離層の擾乱の軽減が、次の課題である。

データ同化手法の開発では、2003年十勝沖余効すべりを模した簡単な平面セル断層モデルを用いて、アジョイント法によるデータ同化実験を実施した。評価関数の形やアジョイント法の結果から、速度・状態依存の摩擦則における摩擦パラメータ a-b の値やすべり速度の初期値はよく拘束できるが、摩擦パラメータ L および状態変数の初期値の拘束はよくなかった。これは定常状態に到達した後のデータしか用いていないためであり、改善のためには地震直後から定常状態に達するまでのデータを用いることが本質的に重要である。

繰り返し計算を要するデータ同化の高度化や南海トラフのような広領域の地震発生サイクルシミュレーションには、準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化・省メモリー化が必須である。そのため、高速多重極法の適用を検討した。Nを断層セルの数とすると、従来の直接計算の $O(N^2)$ の演算回数に対し、全無限均質弾性体中ではO(N)の計算が可能であると分かった。実際の準動的地震発生サイクルシミュレーションへの適用ならびに地表を有する半無限均質弾性体中での高速多重極法の適用が今後の問題である。

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 粘弾性構造での矩形断層に対するすべり応答関数の計算が可能になった。今後は、西南日 本のプレート境界面や内陸活断層に対応したセルを想定したモデル空間を設定し、すべり 速度と状態に依存する摩擦則を組み合わせ、境界条件としてプレート相対運動を設定し、 粘弾性を考慮した地震発生サイクルシミュレーションを行う必要がある。

- (e) 引用文献
- 1) Christensen, U.R., The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle, Earth Planet. Sci. Lett. Vol.14, pp.27-39, 1996.
- 2) Kase, Y. and K. Kuge, Rupture propagation beyond fault discontinuities: Significance of fault strike and location, Geophys. J. Int., Vol.147, pp.330-342, 2001.
- 3) Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase, Heterogeneous rupture on homogeneous faults: Three-dimensional spontaneous rupture simulations with thermal pressurization, Geophys. Res. Lett., Vol.35, L21307, doi:10.1029/2008GL035577, 2008.
- 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., Vol.111, B05303, doi:10.1029/2005JB003862, 2006.
- 5) Yamashita, F., E. Fukuyama, and K. Omura, Estimation of fault strength: Reconstruction of stress before the 1995 Kobe earthquake, Science, Vol.306, pp.261-263, 2004.
- 6) Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, J. Geophys. Res., Vol.88, B12, pp.10,359–10,370, 1983.
- 7) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, J. Geophys. Res., Vol.84, B5, pp.2161–2168, 1979..
- 8) Mitsui, Y. and K. Hirahara, Coseismic thermal pressurization can notably prolong earthquake recurrence intervals on weak rate and state friction faults: Numerical experiments using different constitutive equations, J. Geophys. Res., Vol.114, B09304, doi:10.1029/2008JB006220, 2009.
- 9) 淡路敏之・蒲地政文,・池田元美,・石川洋一, 「データ同化: 観測・実験とモデルを融合するイノベーション」, 京都大学学術出版会, 284pp, 2009.
- 10) Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, and T. Kato, Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties, Geophys. Res. Lett., Vol.31, L06623, doi:10.1029/2003 GL019410, 2004.
- 11) Liu, Y.J. and N. Nishimura, Engineering Analysis with Boundary Elements, Vol. 30, pp. 371-381, 2006.
- 12) Yoshida, K., N. Nishimura and S. Kobayashi, International Journal for Numerical Methods in Engineering, Vol.50, pp.525-547, 2001.
- 13) 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., Vol.161, pp.507–521, 2005.
- 14) Dalguer L.A., K. Irikura and J. Riera, Simulation of tensile crack generation by three-dimensional by 3D dynamic shear rupture propagation during an earthquake, J. Geophys. Res., Vol.108, 2144, 2003.
- 15)後藤浩之, J. Bielak, 有限要素法と境界積分方程式法を組み合わせた手法による断層破壊の数値解析,応用力学論文集, Vol.10, pp.613-622, 2007.

- 16) Goto, H., L. Ramirez-Guzman and J. Bielak, Numerical simulation of dynamic fault rupture propagation based on a combination of BIEM and FEM solutions, Proceedings of 14th World conference on earthquake engineering, 2008.
- 17) 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.
- 18) 佐藤芳樹, FE-BE 重合要素による微小気泡を含む弾性体の変形解析, 京都大学工学研究科修士論文, 2010.
- 19) Bielak, J., Maccamy, R.C. and Zeng, X., Stable coupling method for interface scattering problems by combined integral equations and finite elements, J. Comp. Phys., Vol.119, pp.374-384, 1995.
- 20) Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.82, pp.1018–1040, 1992.

(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
Hirahara, K.	Toward advanced earthquake	Journal of Disaster	2009年
	cycle simulation	Research, Vol.4,	4月9日
		pp.99-105, 2009	
Mitsui, Y. and	Coseismic thermal	J. Geophys. Res.,	2009年
K. Hirahara	pressurization can notably	VOL.114, B09304,	9月16日
	prolong earthquake recurrence	doi:10.1029/2008JB006	
	intervals on weak rate and	220,	
	state friction faults: Numerical		
	experiments using different		
	constitutive equations		
浦田優美・	断層の不連続部分における動的	月刊地球、31、294-299、	2009年
久家慶子•	な破壊の乗り移り:摩擦発熱によ	2009	5月1日
加瀬祐子	る間隙圧上昇の影響		
Urata, Y., K.	Effect of thermal pressurization	日本地球惑星科学連合	2009年
Kuge, and Y.	on dynamic rupture	2009年大会 (千葉市)	5月20日
Kase	propagation under		
	depth-dependent stress		
Urata, Y., K.	Effect of thermal pressurization	American Geophysical	2009年
Kuge, and Y.	on dynamic rupture	Union 2009 Fall	12月15日
Kase	propagation under	meeting(米国・サンフ	
	depth-dependent stress	ランシスコ市)	

r	T	T	,
和田一範・	拡張有限要素法(X-FEM)を用い	日本地球惑星科学連合	2009年
後藤浩之	た自発的な断層破壊の数値解析	2009 年大会 (千葉市)	5月26日
	手法の開発		
和田一範・	拡張有限要素法(X-FEM)を用い	平成 21 年度土木学会全	2009年
後藤浩之	た自発的な断層破壊の数値解析	国大会	9月2日
	手法の開発		
和田一範・	拡張有限要素法(X-FEM)を用い	日本地震学会 2009 年秋	2009年
後藤浩之	た自発的な断層破壊の数値解析	季大会(京都市)	10月23日
	手法の開発(2)-媒質境界近傍		
	の応力場-		
後藤浩之,	境界・領域法(BDM)による自	平成 21 年度京都大学防	2010年
Leonardo	発的な断層破壊解析	災研究所研究発表講演	2月24日
Ramirez-Guzm		会	
an, Jacobo			
Bielak			
和田一範•	拡張有限要素法(X-FEM)を用い	平成 21 年度京都大学防	2010年
後藤浩之	た自発的な断層破壊の数値解析	災研究所研究発表講演	2月24日
	手法の開発	会	
Yoshiki Sato	Deformation Analysis of Elastic	8th Taiwan-Japan	2010年
and Hiroyuki	Materials with Voids Using	Joint Student Seminar	3月8日
Goto	Finite Element Embedded with	on Earthquake	
	Boundary Element	Engineering	
橋本学・福島洋	ALOS/PALSAR によるプレート	ALOS-2 利用ワークシ	2009年
	沈み込みに伴う変動検出に向け	ョップ 1 (つくば市)	4月21日
	た試み		
橋本学・福島	ALOS/PALSAR データによるフ	地球惑星科学連合 2009	2009年
洋・有本美加	ィリピン海プレートの沈み込み	年大会(千葉市)	5月19日
	に伴う変動の検出の試み		
橋本学·福島洋	ALOS/PALSAR によるフィリピ	日本地震学会 2009 年度	2009年
	ン海プレートの沈み込みに伴う	秋季大会(京都市)	10月22日
	地殻変動検出の試み		
橋本学・福島洋	ALOS/PALSAR によるフィリピ	日本測地学会第 112 回	2009年
	ン海プレートの沈み込みに伴う	講演会(つくば市)	11月5日
	地殻変動検出の試み		
Fukushima, Y.,	On the detection of crustal	3rd ALOS Joint PI	2009年
M.Hashimoto	deformation associated with	Symposium (アメリ	11月10日
	plate subductions with	カ・コナ市)	
	ALOS-PALSAR data		
i	<u>i</u>	<u> </u>	I .

Hashimoto, M.,	An attempt to detect secular	FRINGE2009(イタリ	2009年
and	deformation associated with the	ア・フラスカティ市)	12月1日
Y.Fukushima	subduction of the Philippine		
	Sea plate with ALOS/PALSAR		
Hashimoto, M.,	An attempt to detect secular	American Geophysical	2009年
and	deformation associated with the	Union 2009 Fall	12月15日
Y.Fukushima	subduction of the Philippine	meeting (米国・サンフ	
	Sea plate with ALOS/PALSAR	ランシスコ市)	
平原和朗•	地震発生サイクルシミュレーシ	日本地震学会 2009 年度	2009年
光井能麻•	ョンコードの高速化:(1)検討	秋季大会(京都市)	10月22日
堀高峰	と高速多重極法の適用		
Hirahara; K.,,	Development of a fast code for	American Geophysical	2009年
N.	earthquake cycle simulation -	Union 2009 Fall	12月15日
Mitsui and T.	(1) Application of Fast	meeting (米国・サンフ	
Hori	Multipole Method	ランシスコ市)	

(g) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願なし

2) ソフトウエア開発

名称	機能
2次元の熱と流れの数値シミュ	差分法による任意形状の2 次元スラブの沈み込みに
レーションコードへの降伏応力	伴う温度計算、粘性計算を降伏応力を導入した条件下
の導入	で行う。

3) 仕様・標準等の策定なし

(3) 平成22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。また、降伏応力の深さ分布と地殻熱流量の関係や、削薄の

影響が地殼熱流量データに及ぼす影響の評価も行う。

間隙流体の影響評価について、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平行に並ぶ不連続な2つの横ずれ断層で実施し、断層間での破壊の乗り移りに関する特性を調査する。また、準動的シミュレーションにより、圧力溶解などの化学的反応により空隙が減少して間隙流体圧が増加するなどの地震間における間隙流体圧の変化が地震サイクルに及ぼす影響を評価する。

不均質媒質の影響評価では、より一般的な不均質媒質に適用可能でかつ高精度な動的破壊シミュレーション手法の開発が必要であると考え、現在 2つの手法について開発を進めているところである。1 つは、BE-FE 重合要素を導入する方法で、ミクロな空隙を要素内に材料の静弾性解析を実施して精度よく空隙付近の応力場を計算することに成功し(佐藤、2010) 18 . また、Multi-domain BEM と FEM の融合法(Bielak et al., 1995) 19 を時間域で定式化し、動的破壊シミュレーションコードを開発しているところである。平成 2 2年度はこれらの手法を用いた動的破壊シミュレーションコードを開発する計画である。また、準動的から動的までを包括する断層破壊シミュレーションコードの開発に取り掛かる。

InSAR データ解析の高度化では、平成 22 年度も紀伊半島・四国の 3 パスのデータを収集し、解析を進める。また、ディセンディング軌道の方がこの地域の地殻変動には感度が高いと考えられるので、四国西部足摺岬を通るパスのデータや広域観測モード (ScanSAR) データも含め、ディセンディング軌道に重心を置いて解析を行う。さらに、電離層の影響を評価し、これを軽減する工夫が必要であり、GPS-TECを用いて軽減する手法を試みる。また、対流圏の影響が特に短周期成分で残っており、これを軽減するために気象数値モデル研究者との共同研究を計画している。

データ同化手法の開発では、将来的には、八重山地方でほぼ半年ごとに発生しているスローイベントや、6~7年ごとに発生している豊後水道でのスローイベントに適用することを目指して、単純に繰り返し発生するスローイベントの発生サイクルを再現する摩擦パラメータの組を推定する手法の開発を行う。さらに、余効すべりデータを用いたデータ同化手法の開発では実データによるセルモデル解析ならびに新たに連続モデルによる解析について検討する。また、準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化については、高速多重極法による、無限均質弾性体におけるコードの高速化・省メモリー化を完成させ、旧来のものと計算速度・精度比較を行うとともに、半無限均質弾性体における高速化を引き続き検討する。

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 粘弾性構造媒質中での地震発生サイクルシミュレーションコードを開発する。まず、西南 日本のプレート境界面や内陸活断層に対応したセルを想定したモデル空間を設定し、設定 したセルモデルにおけるすべり応答関数を計算する。このモデルにおいてタイムステップ 全てに対する粘弾性のすべり応答関数を計算するのは困難であるため、時間経過に伴い指 数的に減衰すると仮定して近似解を得る。こうして得られたすべり応答関数とすべり速度 と状態に依存する摩擦則を組み合わせ、境界条件としてプレート相対運動を設定し、粘弾 性を考慮した地震発生サイクルシミュレーションを行う。 サブプロジェクト2-4

連動性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	
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	佐竹健治	
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	准教授	亀 伸樹	
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	特任研究員	鈴木岳人	
東京大学地震研究所	特任研究員	原田智也	
北海道大学大学院理学院	准教授	勝俣 啓	
名古屋大学環境学研究科	准教授	橋本千尋	
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	

(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ヵ年の年次実施計画(過去年度は、実施業務の要約)

1) 平成20年度:

ソフトウエアの開発等を行い、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21年度業務目的

隣接するセグメントまたはアスペリティの連動破壊条件に及ぼす間隙流体の変動の効果を数値シミュレーションにより調べる。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が、間隙流体圧変化に関係する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。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、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し、『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い、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。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。

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

間隙流体圧変化に着目した連動破壊条件に関するシミュレーション研究を行った。 1次元モデルの解析により、非弾性的な空隙生成の効果、摩擦熱の効果、流体の流れの効果の相互作用によりすべり様式が支配されることがわかった。 2次元モデルを用い、これらの効果を表すパラメターの空間的不均一性を導入して数値シミュレーションを行い、 2 つのアスペリティの連動破壊条件、遅れ破壊の発生過程について研究した。また、GPS データから推定した南海地震震源域のプレート境界でのすべり遅れ速度の分布からプレート境界面上の応力分布を推定し、これを初期条件として仮想南海地震の動的破壊過程の数値シミュレーションを行った。 さらに、不均質場での動的破壊過程シミュレーションにより隣接するセグメントで発生する地震の相互作用を適切にモデル化するため、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を開発し、沈み込み帯の傾斜断層上における動的破壊伝播の解析を行った。

(b) 業務の成果

- 1) 間隙流体圧変化に着目した連動破壊条件に関するシミュレーション研究
- 1次元モデルを仮定して、熱・流体圧・非弾性な空隙生成の3つの効果を考慮して動的

摩擦すべり過程の定式化を行った。その結果、摩擦すべり過程を記述する方程式系は2つの無次元パラメータ Su と Su'を使って記述でき、Su と Su'の値により、地震性の高速すべりや非地震性の低速すべりなど多様なすべり過程が現れることがわかった5'。ここで、Su は非弾性な空隙生成の効果の典型的な大きさの、熱源の典型的な大きさに対する比である。一方 Su'は流体の流れの効果の典型的な大きさの、熱源の典型的な大きさに対する比である。これら2つのパラメータは、地震の動的滑りの振る舞いの多様性を説明するのに有効であることが明らかになった。Su と Su'の値がともに(考えられる範囲の中で)小さい時、通常の浅部地震を再現することが分かった。一方 Su と Su'の値がともに大きい場合には、通常の地震よりはるかに小さい滑り速度を持つゆっくりとした地震が発生することがわかった3.4'。

以上の結果は、Su や Su'に空間的な不均一性が存在する場合、すべり特性の不均一が現れることを示唆している。たとえば、プレート境界面上には、地震時に大きくすべるアスペリティ領域や、非地震性すべり発生域が存在するが、これらは Su や Su'の値の違いにより説明可能である。たとえば、隣接する2つのアスペリティの間に非地震性すべり発生域が存在する場合、そこでのすべり特性がアスペリティの連動破壊を支配することになる。以下では、Su や Su'の不均一性を導入してシミュレーションを行い、その結果から、アスペリティ破壊の連動性について議論することにする。

モデルとして 1 次元断層を考え、x>0 では Su と Su'が大きい領域 A、x<0 では Su と Su'が小さい領域 B が占めるとした。具体的には

$$S_{u}(x) = S_{u}^{+} \qquad \text{for } x > l_{t}/2$$

$$S_{u}(x) = x(S_{u}^{+} - S_{u}^{-})/l_{t} + (S_{u}^{+} + S_{u}^{-})/2 \qquad \text{for } |x| \le l_{t}/2$$

$$S_{v}(x) = S_{v}^{-} \qquad \text{for } x < -l_{t}/2$$

$$(1)$$

$$S'_{u}(x) = S'^{+}_{u} \qquad \text{for } x > l_{t} / 2$$

$$S'_{u}(x) = x(S'^{+}_{u} - S'^{-}_{u}) / l_{t} + (S'^{+}_{u} + S'^{-}_{u}) / 2 \qquad \text{for } |x| \le l_{t} / 2$$

$$S'_{u}(x) = S'^{-}_{u} \qquad \text{for } x < -l_{t} / 2$$

$$(2)$$

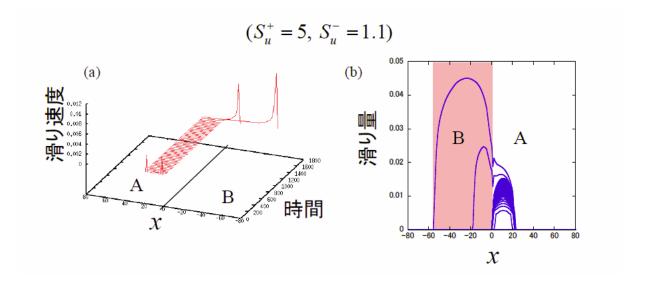


図1 シミュレーション結果:(a) すべり速度。(b) すべりの時空間分布。

を考える。ここで+と-のついた量はそれぞれ領域 A と B の値を意味し(S_u + > S_u -, S_u -, S_u -+ > S_u -)、A (=10dx, dx は空間グリッドの幅)は遷移領域の幅で、計算の数値誤差を抑えるために入れたものである。このうち領域 A では、すべりに伴う空隙生成による流体圧低下(有効封圧上昇)の効果が大きいため、破壊伝播速度が弾性波速度よりも十分に小さく地震波を放射しない非地震性のすべりが発生することが期待される。一方、領域 B では空隙生成が少なく間隙流体圧低下が小さいので、高速の地震性の断層滑りが発生すると予想される。実際にシミュレーション結果では、自発的な破壊が領域 A 内のx=10dx から開始すると、非地震性のすべりが低速で伝播し、それが領域 B 内に入ると、高速の滑りを誘発した(図1)。これは全体として単一の地震ととらえるべきであるが、その滑りの特徴から領域 B (図1b の赤い部分) はアスペリティであるとみなせるであろう。またこの振る舞いから、計算されたパラメータ範囲では高速断層滑りに対する前兆滑りの存在が示唆される。 S_u +を変化させてシミュレーションを行ったところ、それが大きいほど長くゆっくりとした前兆滑りが見られた。

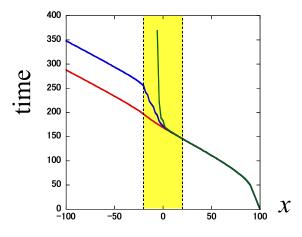
次に2つのアスペリティ(Suが小さい領域)の間に非アスペリティ領域(Suが大きい領域)を挟んでシミュレーションを行った。この非アスペリティ領域は破壊伝播に関する障壁(バリアー)であるとみなされる。SuとSu'の変化としては

$$S_u(x) = (S_u^{\text{max}} - S_u^{\text{ref}})(1 + \cos(2\pi x/l_i))/2 + S_u^{\text{ref}}$$
(3)

$$S'_{u}(x) = (S'_{u}^{\text{max}} - S'_{u}^{\text{ref}})(1 + \cos(2\pi x/l_{i}))/2 + S'_{u}^{\text{ref}}$$
(4)

を仮定する。ここで S_u^{max} , S_u^{max} は Su と Su'の障壁部分内の最大値であり、 S_u^{ref} と S_u^{ref} は、それぞれ、|x|>I/2 の領域での Su と Su'の値である(I=20dx は障壁の幅である)。 アスペリティでの Su 値 $S_u^{ref}=1$ とし、 S_u^{max} は 3.0, 4.5, 5.0 の 3 つの場合についてシミュレーション結果を示す。破壊は一方のアスペリティ内部から開始するとした。すべての場合で、破壊伝播は障壁を乗り越えて隣のアスペリティに到達した(図 2。 $S_u^{max}=5$ 場合も長時間計算後は障壁を通過する)。図 2 から、障壁では、 S_u が小さいと伝播速度はアスペリティ部分とほぼ変わらないが、それが大きくなるにつれてゆっくりと伝播するようになり、時間間隔に遅れが現れることが分かる。これが十分に短い時は単一の地震の中のマルティプルショックとみなされる(図 3)。一方それが長い時には、2 つの地震が時間差を伴って発生したといえる。アスペリティでの多様な振る舞いが 2 つのパラメータの空間不均質という観点から理解された。

Su と Su'が常に一定であれば、2つのアスペリティは毎回等しい時間遅れを伴って破壊することになるが、実際には南海トラフ沿いの巨大地震ではそのようになっておらず、一度に(この場合は2つ以上)破壊することもあれば、2つのアスペリティ破壊の間の時間差が2年に達する場合もある 2)。これは両パラメータが長期的には時間変化している可能性を示す。これらパラメターの長期的変動メカニズムの解明が、南海トラフで発生する次の巨大地震の連動/非連動を含めた動的破壊過程の予測に重要であることを示唆する。



0.2 0.15 0.05 0.05 0.00 0 50 100 X

図 2 断層端の位置のシミュレーション結果。 黄色の領域は障壁で $S_{u^{max}=3}$ (赤),4.5(青),5(緑)の3つの場合を考えた。

図 3 積算すべり量分布の時間変化 $(S_{u^{max}}=4.5 \text{ の場合})$ 。等時間間隔ですべり量分布の変化を示している。

2) 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

観測データとモデル計算を融合した日本列島域の地震発生予測シミュレーションに向け、前年度までに GPS データからプレート境界の固着/すべり状態を推定する逆解析手法を開発した。この手法により、北海道-東北地域のプレート境界の詳細なすべり遅れ分布を求め、その結果に基づいて 2003 年十勝沖地震の準静的応力蓄積一動的破壊伝

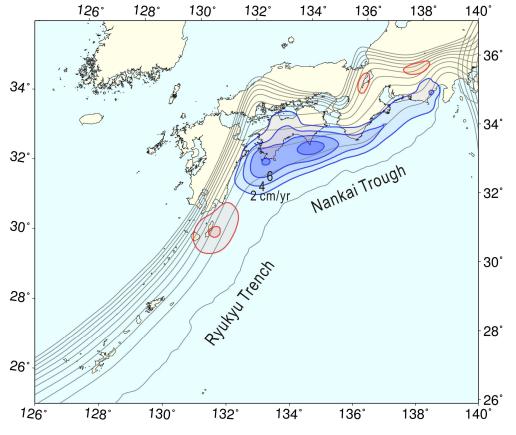


図4 GPS データの逆解析で求めたユーラシア―フィリピン海プレート境界のすべり遅れレートの分布。

播一地震波動伝播の連成シミュレーションを試みた $^{1)}$ 。本年度は、前年度までに開発した逆解析手法を西南日本の GPS データに適用して、ユーラシア-フィリピン海プレート境界の固着/すべり状態を推定し、東海・東南海・南海地震の震源域のすべり遅れ速度の詳細な分布を明らかにした(図 4)。この結果を利用して、GPS データから推定したプレート境界のすべり遅れ速度が、 1946 年の南海地震発生後から一定レイトで継続したと仮定して、プレート境界面上のすべり遅れ分布を推定した。この結果から、プレート相対運動による南海地震震源域におけるプレート境界面上の応力を計算し、この応力分布を初期条件として、室戸岬沖に破壊開始点を設定して、境界積分方程式法による仮想南海地震の動的破壊伝播のシミュレーションを行った(図 5)。

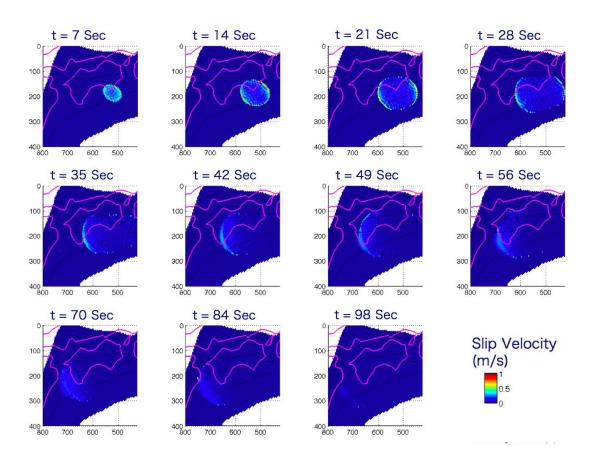


図5 仮想南海地震の動的破壊過程のシミュレーション結果。プレート境界面上のすべり速度の分布を示す。GPS データから推定したプレート境界のすべり遅れ速度に基づき、プレート境界面上の応力分布を計算し、境界積分方程式法により動的破壊伝播のシミュレーションを行った。

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

不均質媒質中において非平面地震断層の動的破壊解析を行うための新たな数値手法、境界積分方程式法(Boundary Integral Equation Method:BIEM)と有限差分法(Finite Difference Method: FDM)を組み合わせたハイブリッド法、の開発を行ってきた。無限均質媒質中での手法の検証を終えたので、本年度は、これを半無限媒質に拡張して「地表面

の破壊に至る傾斜断層上の動的破壊解析」、および、「結果として放射される地震波動場の 合成」を行う。これにより、傾斜断層上で発生する地震の動的破壊過程、および、地震波 放射の特性の抽出を行う。

2次元半無限均質媒質中の傾斜断層における動的破壊過程、および、波動場の解析を実現するために図6の BIEM-FDM ハイブリッドモデルを構築した。破壊計算を担当する BIEM 要素 6)は 120m幅であり、この要素上の単位滑りに対する応力応答を FDM グリッド上で評価する 7)。まず、正確な応力応答の評価に必要となる FDM グリッドサイズを決定するためのテスト計算を行った。 FDM グリッド、2m、1m、0.5mの各計算に対して、結果を比較したところ、1mグリッドで収束することがわかった。短周期振動を抑制するための時間フィルター処理を行い、BIEM 破壊計算に用いる FDM 応力核を得た。

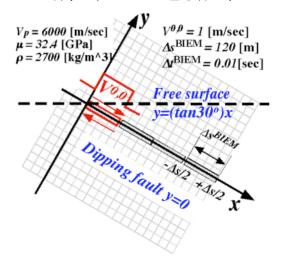


図 6 半無限均質媒質中の傾斜断層に対する BIEM 要素($\Delta \, {
m s}^{
m BIEM}$)と FDM グリッド(灰色格子)の配置図。

次に、この FDM 応力核を利用して、傾斜断層上において地下深部で発生した動的破壊が上昇して地表破壊に至る過程を BIEM 解析した。ここでは、地下 1000m の深さにおいて動的破壊をスタートさせ、その後の自発的な破壊伝播過程のシミュレーション、および、この動的破壊過程から放射される地震波動場の合成を行った(図 7)。破壊が地表面に近づくにつれ、破壊速度が加速し、地表面付近においては S 波速度を超える極端なスピードとなった。波動場のスナップショットを見てみると、上昇する動的破壊により放射される地震波により、沈み込み帯の特徴的構造であるウェッジの部分においてエネルギー集中をもたらし、これにより断層面上の破壊規準がある時ほぼ同時にみたされ、破壊が一気に進展する (t=1.50)。S 波を超える破壊速度は、これにより引き起こされると考えられる。また、破壊が地表面に到達した後、これに対応して大振幅の表面波が左方向に伝播していく様子が見て取れる。

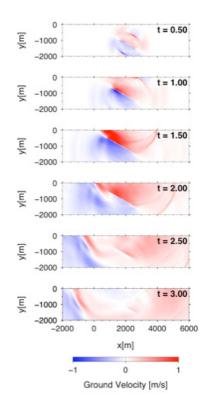


図7 計算された動的破壊過程と波動場のスナップショット (断層平行成分)。

(c) 結論ならびに今後の課題

間隙流体圧変化に着目した連動破壊条件に関するシミュレーション研究では、観測されている多様なすべり様式を、非弾性な空隙生成の効果、摩擦熱の効果、流体の流れの効果の相互作用により説明することが可能になった。このモデルにより、東海・東南海・南海地震の連動性を評価するための数値シミュレーションが可能になった。2次元モデルを用い、これらの効果を表すパラメターの空間的不均一性を導入し、2つのアスペリティの連動破壊のシミュレーションを行ったが、このモデルは非常に簡単なモデルである。また、破壊が停止しにくいという現実的ではない結果も得られた。現実的な破壊の停止をモデルに組み込むために、破壊先端域における非弾性的エネルギーの散逸をモデル化する必要がある。また、南海トラフにおける連動破壊可能性を評価するためには、より広範なパラメター研究が必要である。

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ついては、GPS データから推定されたすべり遅れ分布に基づき計算された応力分布を初期条件とし、仮想南海地震の動的破壊過程の数値シミュレーションが可能になった。今後は、粘弾性とプレート境界面上の摩擦特性も考慮した準静的シミュレーションの開発を進め、南海トラフにおける地震発生サイクルシミュレーションを可能にする。これにより、プレート境界面上の摩擦特性を推定し、地震サイクル全体をモデル化することにより、南海トラフの巨大地震の連動可能性を評価できるようにする必要がある。

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、 これを半無限媒質に適用可能になるように拡張を行った。自由表面に対して傾く衝上断層 の2次元モデルにおいて地下深部から上昇する動的破壊を解析し、破壊速度が S 波を超え

(d) 引用文献

- 1) Fukuyama, E., R. Ando, C. Hashimoto, S. Aoi, and M. Matsu'ura, A physics-based simulation of the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake to predict strong ground motions, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 99, pp. 3150-3171, 2009.
- 2) Ishibashi, K., Status of historical seismology in Japan, Ann. Geophys., Vol. 47, pp. 339-368, 2004
- 3) Suzuki, T. and T. Yamashita, Nonlinear effects of temperature, fluid pressure, and inelastic porosity on dynamic fault slip and fault tip propagation: Emergence of slip strengthening and pulse-like fault slip, J. Geophys. Res., Vol. 113, B07304, doi:10.1029/2008JB005581, 2008
- 4) Suzuki, T. and T. Yamashita, Dynamic modeling of slow earthquakes based on thermoporoelastic effects and inelastic generation of pores, J. Geophys. Res., Vol. 114, B00A04, doi:10.1029/2008JB006042, 2009
- 5) Suzuki, T. and T. Yamashita, Nondimensional control parameters governing the behavior of one-dimensional fault slip: effects of shear heating, inelastic pore creation, and fluid flow, J. Geophys. Res., Vol. 115, B02303, doi:10.1029/2009JB006557, 2010
- 6) Tada, T. and R. Madariaga, Dynamic modelling of the flat 2-D crack by a semi-analytic BIEM scheme, Int. J. Numer. Mech. Engng, Vol. 50, pp. 227-251, 2001.
- 7) Virieux, J. and R. Madariaga, Dynamic faulting studied by a finite difference method, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 72, pp. 345-369, 1982.

(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
Suzuki, T.	Nondimensional control	J. Geophys. Res.	2010. 2
and	parameters governing the behavior		
T. Yamashita	of one-dimensional fault slip:		
	effects of shear heating, inelastic		
	pore creation, and fluid flow		

	Г	<u> </u>	1
鈴木岳人・	一次元断層の動的振る舞いを支	日本地球惑星科学連合	2009年
山下輝夫	配する二つの無次元パラメータ	2009 年大会	5月
	の導出		16-21 日
Suzuki, T.	Nondimensional Control	French-Japanese	5-9,
and	Parameters Governing	Workshop on	October,
T. Yamashita	Dynamic Fault Slip Behavior	Earthquake Source	2009
Suzuki, T.	Analysis of Fault Slip	2009 AGU Fall Meeting	14-18,
and	Behavior Based on		December,
T. Yamashita	Nondimensional Control		2009
	Parameters (Poster)		
橋本・	GPS データインバージョンによ	日本地震学会 2009 年秋	2009.10
鷺谷•	る西南日本のプレート間カップ	季大会	
松浦	リングの推定		
Hok •	Dynamic rupture modeling of	日本地震学会 2009 年秋	2009.10
福山・橋本	anticipated Nankai	季大会	
	earthquake		
Kame, N.	Hybrid BIEM-FDM simulation	2nd International	31 March
and Aochi, H.	for dynamic rupture	Workshops on Advances	2010
	propagation on a thrust fault	in Computational	
		Mechanics, Yokohama,	
		Japan	
Kame, N.	Extreme rupture regime of	日本地震学会秋季大会、	2009年
and Aochi, H.	thrust earthquakes	京都	10月23日
	approaching the ground		
	surface		
Kame, N.	A Hybrid FDM-BIEM	12th IFC Proceedings,	14 Jul.
and Aochi, H.	Approach for Earthquake	Otawa, Canada	2009
	Dynamic Rupture Simulation		
Imai, K.,	Amplification of Tsunami	AOGS 2009 meeting,	August,
K.Satake,	Heights by Delayed Rupture of	Singapore	2009
and	Great Earthquakes along the		
T. Furumura	Nankai Trough		
Satake, K.	Tsunami Research and	APRU meeting, Taipei,	August,
	Warning System in the Pacific	2009	2009
	-A Historical Review-		
原田智也•	大分県龍神池の堆積物に記録さ	地震, 査読中	
石橋克彦	れた「巨大南海地震」の津波シ		
	ミュレーションによる検討		

原田智也•	2009年8月11日の駿河湾の地	日本地震学会秋季大会	2009年
三好崇之·	震―同時震源再決定による駿河		10 月
石橋克彦	湾地域の地震活動の検討—		

- (f) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定
 - 1) 特許出願なし
 - ソフトウエア開発
 なし
 - 3) 仕様・標準等の策定なし

(3) 平成22年度業務計画案

間隙流体圧変化に着目した連動破壊条件に関するシミュレーション研究に関しては、非アスペリティ域で破壊が完全に停止せず、この領域を通過した破壊がアスペリティ域に達すると必ず高速破壊発生を誘発してしまっている。現実には、非アスペリティ域で破壊が完全に停止する場合があることは自明であり、このモデルには問題があることを示している。このモデルでは、断層が成長するほど断層端の応力集中が大きくなるため、破壊強度が一様である限り自発的な伝播の停止は起こり得ないからである。断層が成長するほど、非弾性的なエネルギー消費が大きくなると考えれば、この問題は解消するであろう。これまでは、断層面内での非弾性空隙生成のみを考慮していたが、なわち面外方向にも非弾性にエネルギーを消費する構造が分布すると仮定し、面内ではこれまでより複雑な物性の不均質を仮定する。このようなモデルにより、破壊の停止を含めた破壊のシミュレーションを可能にする。具体的には、まず面外での非弾性な空隙生成の効果をモデルに取り込み、支配方程式を導出する。一方、面内のより複雑な不均質の効果についてもシミュレーション研究を進める。これらにより、連動破壊条件について、より総合的に議論をすすめる準備を行う。

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ついては、まず、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必要な粘弾性応答関数の計算を進める。また、逆解析で推定したすべり遅れ速度分布から西南日本のプレート境界の摩擦特性パラメター推定を開始し、推定されたパラメターを利用して、南海トラフに沿ったプレート境界の大地震発生に向けた準静的応力蓄積過程のシミュレーションを行なう。さらに、南海トラフ沿いのプレート境界地震を対象に、プレート運動による地殻応力の蓄積から大地震に至るまでの一連の過程のシミュレーションを開始する。

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	
独立行政法人海洋研究開発機構	研究員	堀 高峰	
独立行政法人海洋研究開発機構	特任技術研究員	中田令子	
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	チームリーダー	阪口 秀	
独立行政法人海洋研究開発機構	招聘主任研究員	吉岡直人	
独立行政法人海洋研究開発機構	研究員	高橋 努	
独立行政法人海洋研究開発機構	特任技術研究副主	有吉慶介	
	任		
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	
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	
名古屋大学大学院	研究員	光井能麻	
産業総合研究所活断層・地震研究	研究員	安藤亮輔	
センター			

(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ヵ年の年次実施計画(過去年度は、実施業務の要約)

1) 平成20年度:

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-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。

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21年度業務目的

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。

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

南海トラフの地震発生サイクルモデルにおいて、東海~日向灘まで領域を拡張し、プレート三次元形状を考慮したモデルを構築した。このモデルを用いて、従来の平面プレート境界面形状モデルの摩擦パラメタと類似の分布で、過去の地震発生発生間隔変化を定性的に再現することができた。また、スケール依存摩擦特性を三次元プレート境界面形状モデルに導入し、地殻変動と整合させて、かつ再来間隔の大きな変化を生じるための条件の検討を開始した。さらに、スケール依存摩擦特性の有効性を、釜石沖地震で示すとともに、スロー地震群のうちで、深部低周波微動や低周波地震の動的破壊伝播のモデルを構築した。またゲルを用いた固着はがれの時空間変化を調べるアナログ実験では、規模別頻度分布のローディング速度依存性の実験結果を説明する理論を提案するとともに、ゆっくりすべりのスケーリングを再現した。また、不均質な模擬断層ガウジのせん断強度特性を調べた。

(b) 業務の成果

1) 地震発生サイクルのシミュレーション

南海トラフでは紀伊半島の東側で巨大地震がまず発生し、同時〜数年で西側でも発生する。また過去に起きた三組の巨大地震は、規模と再来間隔が減少するとともに、紀伊半島の東西での破壊の時間遅れが徐々に増加している¹)。この変化のメカニズムに関する仮説が提案され、数値シミュレーションで検証されつつあるが、屈曲したフィリピン海プレートの三次元形状を平面で近似していた²)。そこで、プレート形状を平面・曲面の両方でモデル化し(図1)、共通の摩擦特性分布(図2)を与えたシミュレーションで、プレート形状の影響を検討した。その結果、三次元形状を考慮したモデルの場合、南海地震震源域となる紀伊水道では、応力増加率が大きく低下し(図3)、平面断層で再現できた歴史地震の特徴とは乖離した発生パターンが一部生じた。すなわち、紀伊半島の東西の地震の発生間隔が数年以内ではなく、数十年以上になる場合が生じた。そこで東西の地震のそ生間隔が数年以内ではなく、数十年以上になる場合が生じた。そこで東西の地震のそ生間境界での摩擦パラメタ値を変化させて、地震発生間隔の変化を調べた。その結果、数%の変化によって、平面断層とほぼ同じ振る舞いが再現されることがわかった。

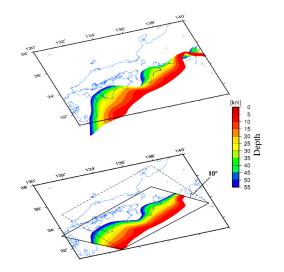


図1すべり応答関数を計算するための断層面形状 (上)三次元形状(下)平面断層に境界深さを投影

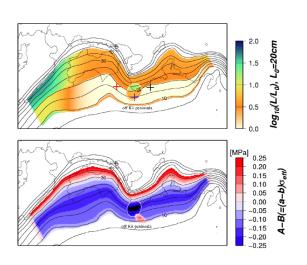


図2仮定した摩擦パラメタの分布

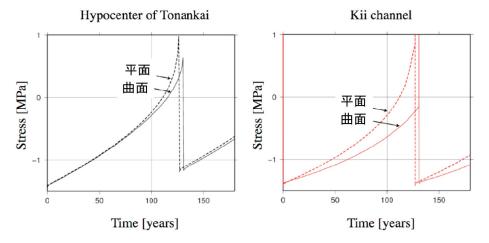


図3平面断層と曲面断層(ただし摩擦パラメタを数%変化させて平面断層と 似た地震発生サイクルになる場合)での応力変化の仕方の比較

また、スケール依存の摩擦特性の有効性を検証する一つの例として、釜石沖地震を対象とした地震発生サイクルシミュレーションを行った。釜石沖では、 $M\sim5$ 地震が 5 年程度で非常に規則的に繰り返している。そのため単純なジオメトリだと考えられてきたが、最近になってその地震の震源域の内部で、 $M2\sim3$ の地震が繰り返し発生していることがわかった $^{3)}$ 。そこで、規模の異なる地震が一つの震源域内に共存することをモデル化するため、スケール依存の摩擦特性(大きなサイズのアスペリティほど大きな特徴的すべり量)をもった階層的アスペリティモデルを提案した。釜石沖地震の場合は、 $M\sim5$ 地震のすべり分布や $M2\sim3$ 地震の震源位置から、図 4 に示したような摩擦パラメタ分布を仮定した。ここで、 $M2\sim3$ の震源に相当する部分は破壊エネルギーと破壊核サイズが共に小さく、その周囲は共に大きいと仮定している。その結果、Mw4.9 地震が規則的に繰り返す震源域の内部で、Mw3.4 の地震がサイクルの後半に発生することを再現する(図 5)とともに、サイスミックカップリングも観測と同程度であることを示した。

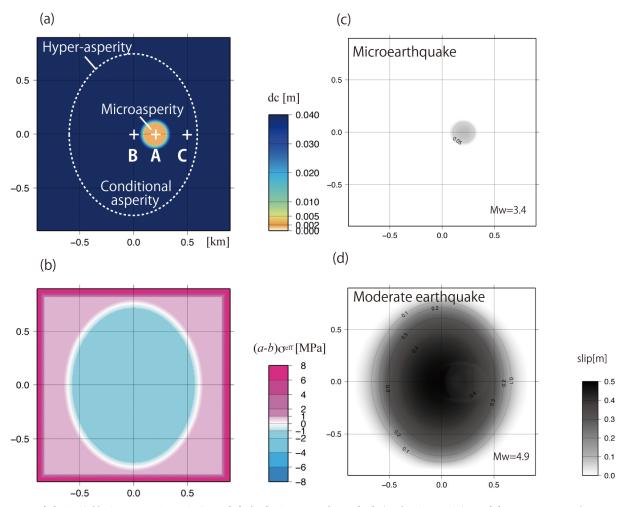


図 4 (a)特徴的すべり量の分布。(b)定常すべり時の速度依存性の分布。(c)Mw3.4 地震のすべり分布。(d)Mw4.9 地震のすべり分布。

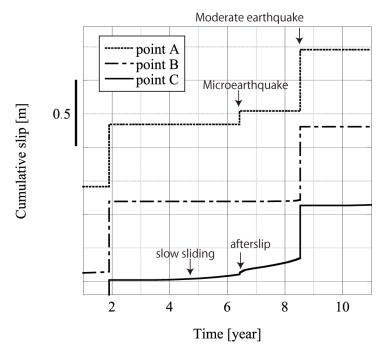


図5積算すべり量の時間変化。A, B, C の位置は図4(a)参照。

2) アナログ実験

地震現象のモデル実験としては、従来から岩石、アクリル樹脂、高分子ゲルなどを用い、断層すべりの素過程に着目した研究が行なわれている。一方我々は、複数のすべりイベントを起こしうるような広域の断層(100-1000km 程度のスケール)に対するモデル実験系の実現を目指し、時空間のスケールダウンを図るためゴムやゲルといった弾性率が極めて小さい材料を用いた摩擦実験を提案している 4)。特に今年度は図6のように、シリコーンゲルの上でアクリル樹脂ブロックを一定速度で滑らせながら摩擦力を測定すると同時に、2物体間の接触状態を全反射照明法により可視化し、大小さまざまな規模で発生するすべりイベントの様子を観察した。結果の一例として、図7に、平滑なブロックおよび粗いブロックにおけるすべりのスナップショット、図8にすべりの規模(摩擦力降下量)とすべりの継続時間との関係を示す。一連の実験により、地震波を伴う通常の地震と、最近 GPSなどにより見つかったゆっくり地震 5)の両方によく似た現象を起こすことがわかった。

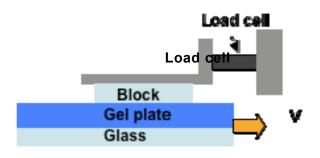


図6 実験の設定

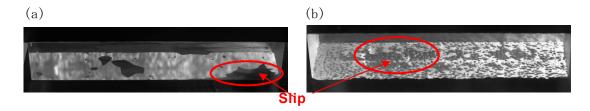


図7 固着状態の可視化。(a)面がなめらかな場合(b)面が粗い場合。

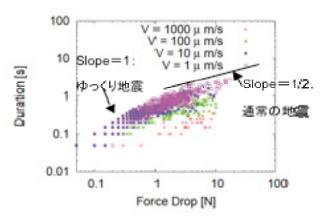


図8 摩擦力低下量と継続時間の関係

(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、沈み込むフィリピン海プレートの三次元形状を考慮に入れたモデルと、平面プレート境界モデルとの定量的な比較を行った。その結果、応力増加率が変化することを示すとともに、摩擦パラメタを数%変化させることで、平面の場合とほぼ同じ地震発生の規模や再来間隔になることもわかった。つまり、ここで考えている地震発生間隔の変化に対しては、摩擦特性の不均質が大きく効くことを示している。また、スケール依存の摩擦特性の有効性が釜石沖で示された。現在南海トラフの場合に適用して、地殻変動データと矛盾せずに、大きな再来間隔変化を実現するにはどのような摩擦特性の分布が妥当かの検討を始めたところであり、今後の課題である。

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、規模別頻度分布がローディング速度に依存するメカニズムについて、一つの仮説を提案し、論文にまとめつつある。またゆっくり地震と普通の地震との間に見られるモーメントとイベント継続時間の関係の違いが、実験でも得られており、今後はこのメカニズムを検討する。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さらに増やすことができた。また2種類の物質を混ぜた場合の強度についてもデータをとることができ、今後再現性の確認を進める予定である。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帯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なうことにより、大地震の連動性のメカニズムを理解するための新たな知見を得ることが期待される。

(e) 引用文献

- 1) K. Ishibashi, Status of historical seismology in Japan, Ann. Geophys., vol. 47, pp. 339–368, 2004.
- 2) Hori, T., Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, J. Earth Simulator, Vol. 5, pp. 8-19, 2006.
- 3) Uchida, N., T. Matsuzawa, W. L. Ellsworth, K. Imanishi, T. Okada, and A. Hasegawa, Source parameters of a M4.8 and its accompanying repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan implications for the hierarchical structure of asperities and earthquake cycle, Geophys. Res. Lett., Vol. 34, doi:10.1029/2007GL031263, 2007.
- 4) 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. Vol. 21, 205105, 2009.
- 5) S. Ide, G.C. Beroza, D.R. Shelly, T. Uchide, 2007, A scaling law for slow earthquakes, Nature, Vol. 447, 05780.

(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
T. Hori,	A model of earthquake-generation	J.Disaster Res.,	2009年
S. Miyazaki,	cycle with scale-dependent frictional	Vol.4, No. 2, pp.	4月1日
N. Mitsui	property - preliminary results and	111-117, 2009.	
	research plan for a project of		
	evaluation for coming Tokai, Tonankai,		
	and Nankai earthquakes		
K. Ariyoshi,	Influence of interaction between small	Gondwana Res.,	2009年
T. Hori,	asperities on various types of slow	16, 3-4, 534-544,	5月16日
J.P. Ampuero,	earthquakes in a 3-D simulation for a	2009.	
Y. Kaneda,	subduction plate boundary		
T. Matsuzawa,			
R. Hino,			
A. Hasegawa			
堀 高峰	プレート境界地震の規模と発生間隔変化	地震 2, Vol.61 特	2009年
	のメカニズム	集号, S391-S402,	7月31日
		2009	
兵藤守・堀高峰	フィリピン海プレートの 3 次元形状が	JAMSTEC-R, in	
	南海トラフ巨大地震発生に及ぼす影響	press	

	Hierarchical asperity model for		
ID. IVII yazaki, III	nultiscale characteristic earthqua-	Geophys. Res. Lett., in press	
-	kes: a numerical study for the		
	ff-Kamaishi earthquake sequence in		
	he NE Japan subduction zone		
	复数のアスペリティ連動時のスロースリ	地球惑星科学連合	2009 年
	ップ発生基準の変化	大会, S148-P019	5月20日
宮崎真一	34.5	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
	は着性ゲルのすべり摩擦におけるグーテ	地球惑星科学連合	2009 年
	ノベルグーリヒター則	大会, T225-012	5月21日
土井正男·	74	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
堀高峰・			
阪口秀			
	スケール依存の摩擦特性を仮定した南海	地球惑星科学連合	2009 年
	巨大地震のモデリング	大会, T225-P007	5月20日
宮崎真一・		, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
光井能麻			
	Sumerical study of afterslip following	地球惑星科学連合	2009 年
	he 2003 Tokachi-oki earthquake	大会, T225-P010	5月20日
光井能麻	•	•	
吉岡直人・せ	せん断力下にあるガウジ層の内部構造解	日本地震学会秋季	2009年
阪口秀・析	斤とすべり予測の試み	大会,D11-03	10月21日
堀高峰			
有吉慶介・沈	北み込みプレト境界型巨大地震に先行す	日本地震学会秋季	2009年
堀高峰・る	る深部での微動活動変化の特徴	大会,D11-09	10月21日
中田令子・他			
安藤亮輔• 深	深部低周波地震の発生過程に関する理論	日本地震学会秋季	2009年
中田令子・的	勺考察	大会, A32-02	10月23日
堀高峰			
山口哲生・高	富分子ゲルを用いたゆっくり地震のモデ	日本地震学会秋季	2009年
森下真年・ル	レ実験	大会, P3-52	10月23日
土井正男・			
堀高峰・			
阪口秀			
Nakata, R., S	Spatial and temporal stress change	AGU Fall	2009年
N. Suda,	ue to short-term slow slip events	Meeting,	12月14日
T. Hori, in	nferred from observations of deep	T11C-1834	
S. Tanaka n	on-volcanic tremors in western		
S	shikoku, southwest Japan		

- (g) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定
 - 1) 特許出願なし

2) ソフトウエア開発

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定なし

(3) 平成22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、地殻変動のヒンジラインの位置と矛盾しない地震発生帯の深さ範囲で、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を再現するとともに、スロースリップイベントの発生を定量的に再現する。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さらに進める。またアナログ実験については、スロー地震群と普通の地震のスケーリングの違いや規模別頻度分布が G-R 則に従うメカニズムを調べるとともに、光弾性材料や粉砕砂を用いた実験を通して、規模の異なる破壊前の応力場や断層ガウジのせん断特性を調べる。各内容について分担者が、地球惑星科学連合大会、日本地震学会ならびに AGU で研究発表を行うとともに、学会時を利用して遠方や海外の研究者と議論や研究打ち合わせを行う。

IV.活動報告

1. 会議録

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成21年度第1回合同研究推進委員会

日 時:平成21年10月14日(水) 10:00~17:00

場 所:海洋研究開発機構 東京事務所

議事: 議題 I プロジェクトの概要と今回の委員会について

議題2 各課題の進捗報告および質疑応答

議題3 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成21年度第1回合同研究推進委員会

日 時:平成21年11月9日(月) 14:00~17:00

場 所:海洋研究開発機構 東京事務所

議事: 議題1 プロジェクトの概要と今回の委員会について

議題2 サブプロジェクト1および2の報告および質疑応答

議題3 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成21年度第2回運営および研究推進合 同委員会

日 時:平成21年3月12日(金) 9:30~17:10

場 所:高知会館 飛鳥の間(高知県高知市本町 5-6-42)

議事: 議題1 高知県副知事 ほか挨拶

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

2. 対外的発表

なし

V.むすび

本プロジェクトの2年目を終了したが、宝永地震津波の調査およびシミュレーションから、日向灘のセグメントの連動が示唆されたことは大きな成果と考えられる。また、深部低周波微動に関する調査も進展し、南海トラフの連動地震に関する統一的な理解に向けた進展が期待される。3月に実施した高知開催の委員会では、現地視察により地震津波による想定される被害について、実情の把握が出来、有意義であった。次年度は5年計画の3年目であり、中間報告会を実施する予定である。