

(6) 東京大学地震研究所

1. はじめに

2009 年から、「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」が始まり、中心的な役割を果たした。2010 年には、地震火山科学に関する共同利用・共同研究拠点となるとともに、4 研究部門、5 研究プロジェクトセンター、3 サイエンスマネジメントセンターに改組を実施した。2012 年には、巨大地震・津波に関する理工学連携である「巨大地震津波災害予測研究センター」を新設した。2014 年からは「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」が始まり、2019 年からは、「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第 2 次）」を実施している。2017 年には、「地震火山史料連携研究機構」を東京大学史料編纂所と連携して設置した。

2. 地震観測

2.1 広域的地震観測

関東・甲信越、紀伊半島、瀬戸内海内帯西部に展開している高感度地震計を用いた広域的地震観測網による観測、および伊東沖と三陸沖に設置している光ケーブル式海底地震・津波観測システムを用いた海陸境界域の観測を継続し、地震活動と不均質構造との関係を明らかにする研究を進めてきた。

全国の国立大学や研究機関等によって観測されている地震波形データを収集し、本センターのデータと統合して処理している。これらのデータは、日本列島周辺で発生する地震に対して行った臨時観測データと合わせることで高密度な観測網となり、より詳細な地震活動が明らかになった。

2.2 陸域機動地震観測

2.2.1 内陸地震発生域における不均質構造と応力の蓄積・集中過程の解明

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震以降、本震時のすべりと余効変動により内陸地震の震源断層域の応力状態が変化し、東北地方を中心に地震活動が変化した。阿武隈山地南部では、本震の 1 ヶ月後の 4 月 11 日に福島県浜通りの地震（マグニチュード 7.0）が発生した。また、この地域では地震活動も活発化した。そのため、約 60 点の臨時稠密地震観測網を 2011 年 7 月に展開し観測を続けている。これらのデータからトモグラフィ解析による精密速度構造、地殻内地震の S 波偏向異方性などが求められた¹⁾。また、臨時観測点データと周辺域の定常観測点のデータとの統合処理を行い、連続波形記録に対して自動処理を施すことで地震活動を多数検出した。茨城県北部側の地震活動度は、福島県南東部に比べて高い状況にあり、南西傾斜と北東傾斜の複数の

断層面に沿って地震活動が継続している。

新潟・神戸歪集中帯の中に位置し 1891 年に発生した国内最大規模の内陸地震である濃尾地震の断層域において、全国の大学・関係機関と共同で、2009 年から 5 年間、地震観測、地球電磁気観測、GPS 観測等による地球物理的総合観測を実施した。その結果、内陸地震の発生に関しては地表近傍の構造だけでなく、下部地殻の構造や地殻の下に沈み込んでいる海洋プレートから供給される流体の影響が大きいことがわかってきた²⁾。

2.2.2 プレート境界域における不均質構造と地震活動の解明

深部低周波微動活動度が異なる地域下での沈み込むプレートやマンツルウエッジの構造を高分解能で明らかにし、それらを比較することで、スロースリップや深部低周波微動等の多様なプレート間の滑り現象を規定する地下構造異常を抽出する研究を進めた。

東海地方から紀伊半島を経て四国にいたる地域は、フィリピン海プレートの沈み込みに伴い、低周波微動・地震が発生し、構造的にもプレート境界域に強い反射面が観測されており、この地域での観測研究を継続的に実施した。2009 年から紀伊半島南部の低周波地震発生域直上で稠密自然地震観測を行った。その結果、低周波地震発生域近傍で P 波速度が低下し、 V_p/V_s 値が大きくなる傾向がみられた。また、2009 年は紀伊半島での地殻構造探査を実施した。稠密地震計アレイ観測も実施した³⁾。2015 年以降、深部低周波微動活動が明瞭な領域の紀伊半島で稠密自然地震観測を実施し、深部低周波微動活動度と沈み込むフィリピン海プレート内の構造不均質との関連が議論されている。また、東海地域において約 80 点から成る稠密地震計アレイを展開し、固着域から深部遷移領域における地下構造の深さ変化を明らかにした⁴⁾。

2011 年東北地方太平洋沖地震前のおよそ 1 ヶ月間に発生した地震活動を解析した結果、本震の破壊開始点へ向かうゆっくりすべりの伝播が、ほぼ同じ領域で 2 度にわたって起きていたことを明らかにした⁵⁾。また、余震分布の特徴と大滑り域の相補関係を東北地方太平洋沖地震の余震活動に適用することで、本震発生時の大滑り域の広がりやを推定した。

2.3 海域地震観測

沈み込み帯における地震発生は、プレート境界面における摩擦によってひずみが蓄積し、地震時に蓄えられたひずみエネルギーが解放される現象である。地震発生に

関するプレート境界の性質は、境界の形状および温度や水の含有量といった物性によって決定されると考えられている。低周波イベントからプレート境界型巨大地震まで、その発生メカニズムを理解する上で、プレート境界の固着程度の把握、およびその周辺の構造や物性を詳細に理解することは必要不可欠である。さらには、プレートの沈み込みに伴う脱水反応によって生成された水の挙動が、上盤プレート内の内陸地震の発生に関与していることもわかって来た。そこで、沈み込み帯の全体構造の把握、およびプレートの沈み込みに伴う諸現象の理解を通して地震発生メカニズムの解明をめざし、海域での地震観測や制御震源地震波構造調査などによる研究をすすめている。

房総半島東方沖では、首都圏直下地震発生領域の東縁に接して、6～7年の周期を持ってスロースリップが発生している。房総沖での地震活動を把握し、構造との対比から本領域の地震発生メカニズムを解明することを目的として、2009年から2010年にかけて長期観測型海底地震計を用いた海域地震観測を行った。さらに短期観測型海底地震計を加え、海溝軸並行測線で構造調査も行った。ここで得られた観測データを用いて震源と速度構造の同時決定インバージョン解析を進め、フィリピン海プレートの沈み込む形状などを明らかにした⁶⁾。また構造調査からは、沈み込むフィリピン海プレートと太平洋プレートの構造を明らかにした。相模トラフに沿った測線は、房総沖スロースリップ発生域の南限を通っており、この発生域に対応するプレート境界からの反射波振幅強度の増加が見られることを明らかにした⁷⁾。有限差分法による振幅評価を行った結果、スロースリップ発生域周辺のプレート境界の速度は若干遅くする必要があり、水を豊富に含む物質あるいは粘土鉱物が多く含まれている可能性を示した。

スロースリップ発生域周辺では2012年から海底圧力計による海底上下変動連続観測を開始し、現在も観測を継続中である。本観測中の2014年1月にはスロースリップが発生し、海底での上下変動を検出した⁸⁾。

茨城県の東方沖合～100 kmでは、太平洋プレートの沈み込みに伴って、～20年周期でマグニチュード7級の地震が繰り返し発生してきた。2004年の海域構造調査、および2005年海域地震観測から、深さ10 kmに海山が沈み込んでおり、繰り返し地震の断層がその沈み込み前縁部に位置すること、また海山上のプレート境界では地震活動が見られないことを明らかにした⁹⁾。2010年10月から、この海山前縁部周辺領域に長期観測型海底地震計を用いた高密度なアレイを構築し、およそ1年間の地震観測を行った。またこの観測網を通る測線で、エアガンを人工震源とした構造調査を行った。本観測期間

中には東北地方太平洋沖地震が発生し、さらに本震震源域南限に位置した本観測アレイの近傍で最大余震が発生した。本震発生前後での地震活動を比較すると、本震発生後は震源域南限全域で地震活動が活発化しているが、特に沈み込む海山の前縁部周辺域で非常に活発化していることがわかった。また、海山沈み込み最前縁部において、地震活動の空白領域が存在する可能性が示された。さらにこの地震活動と本震および最大余震の発生との関連について詳細に調べたところ、本領域の活動が本震よりも最大余震によって活発化したことを明らかにし、本震のプレート境界面すべりが茨城県沖まで達しなかった可能性について議論した。これまでの海山の沈み込み前方で発生したマグニチュード7以上の地震の発生様式を比較すると、海山の沈み込み前方基底部で地震が発生し、その後にプレート境界面上の沈み込み深部を震源としてマグニチュード7以上の地震が発生するというパターンが見られる。

三陸沖の北緯39度には、南側の地震活動の活発な領域と北側の非活発な領域の境界が存在することが知られていた。2001年に海域地震波構造調査を行い、地震活動とプレート境界反射波の振幅の間に、良い反相関の関係があることを明らかにしていた¹⁰⁾。この境界領域は、東北地方太平洋沖地震震源域の北限に当たると考えられ、地震発生前後でプレート境界の反射強度に変化が見られるか確認するために、2013年9月に以前と同じ測線上において構造調査を行った。2013年構造調査の結果、プレート境界の深さが変化しているように見え、反射波強度の変化も見られた。

2011年3月の東北地方太平洋沖地震発生直後より、海底地震計を用いて日本海溝沿いで余震観測が続いている。本震時にプレート境界が大きくすべった本震震源付近では余震活動が低調であること、また福島県沖から千葉県房総半島沖の震源域南部では余震が少ないことから、本震時の破壊がこの付近で停止したことを明らかにした¹¹⁾。その後継続している東北地方太平洋沖地震震源域における海底地震観測は、長期観測型海底地震計を用いてモニタリング的観測を行っていることが特徴である。

2009年にチリ沖プレート三重会合点付近における海底地震観測を行った。ニュージーランド北島ヒ克蘭ギ沈み込み帯における海陸統合地殻構造調査や海域地球物理観測を2009年以降継続的に実施している¹²⁾。2017年からは、メキシコ太平洋沿岸グレロ州の沖合において、プレート間固着を明らかにするために、海底地震地殻変動観測を実施している¹³⁾。

3. 比抵抗構造探査

電気比抵抗は、温度、水・メルトなど間隙高電気伝導度物質の存在とそのつながり方、化学組成に敏感な物理量である。これらの岩石の物理的性質は、すべて、その変形・流動特性を規定する重要なファクターであり、比抵抗構造と地震学的諸情報をあわせることで、より詳細かつ正確な情報を抽出できる。そこで、観測方法や解析手法の開発を含め、探査を実施してきた。

2009 年には有田川非火山性微小地震域、2012 年には福島県浜通り地震震源域で広帯域 MT 観測を実施し、地震発生を駆動するメカニズム解明に資する構造を推定してきた。2011-2013 年にかけては、濃尾地震断層域でネットワーク MT 観測を実施し、ひずみ集中や地震発生の原因がスラブから供給される水である可能性を指摘した。2002 年から 2012 年の数度にわたるキャンペーン観測による富士山周辺域での MT 観測データや地球化学的観測データ、2010 年から 2013 年に中部東北地方をおおう地域で実施したメッシュ状超長周期 MT 観測データを取りまとめ、それぞれの地域で 3 次元比抵抗構造を推定した。2015 年からは、新潟県阿賀野市から福島県鮫川村に至る 15 観測点での広帯域 MT 法観測を実施している。2016 年からは、豊後水道スロースリップ域やその北側に東西に分布する深部低周波微動域を含んだ広い領域での深部比抵抗構造を決定する目的と、スロー地震発生時の電磁気的信号の有無を検証するため、四国西部においてネットワーク MT 法連続観測を実施している。

ネットワーク MT 法観測では、2015 年 6 月に愛媛県御荘町、城川町の 2 観測点に 3 成分磁力計を設置して磁場 3 成分観測を開始し、2016 年 3 月より、愛媛県から高知県に至る 17 エリアでの長基線地電位差観測を行っている。

2016 年 4 月に発生した熊本地震震源域を取り囲む九州中部の広い領域での広帯域 MT 観測データから地域の 3 次元構造の特徴の抽出を図った。地殻内の地震活動域と得られた構造との比較から、地震発生域は相対的に高比抵抗域に分布し、その下部や側方に低比抵抗域が分布する¹⁴⁾。

4. 首都圏周辺でのプレート構造調査、震源断層モデルの構築

首都直下地震は、切迫性が高く、推定される被害が甚大であると指摘されている。そのため、首都圏下で発生する地震の姿を明らかにするとともに、建物の耐震構造技術の向上や災害対応体制の確立により被害軽減につなげて行くことを目的として、2011 年度まで文部科学省からの受託研究「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」が実施された。地震研究所では「首都圏周辺で

のプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等」として、首都圏で中感度地震観測網を構築して自然地震を観測し、このデータに基づいてプレート構造を推定し、制御震源等を用いた地殻構造探査の結果と合わせて首都圏で発生する大地震の震源域の地震学的構造を明らかにした。歴史地震等の記録の収集・整理・再評価を行い、首都圏で発生する大地震の発生時系列を明らかにした。さらに、首都圏で発生する地震の震源断層モデル・地下構造等のモデルを高度化した。フィリピン海プレート等の構造を調査するための中感度地震観測点 (MeSO-net) 約 300 箇所が関東地域に設置され、自然地震の観測を行っている¹⁵⁾。その結果、震源分布や地震波速度と非弾性常数の三次元的分布、首都圏下のプレート境界面の形状やプレート内における弱面の存在を把握した¹⁶⁾。2012 年度からは、受託研究「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」が開始された。多くの機能が集中高度化し、社会経済活動の中枢である首都圏は、災害に対する脆弱性を内在しており、予期せぬ大災害へ発展するおそれがある。そこで、今後予想される首都直下地震や、東海・東南海・南海地震等に対して、都市災害を軽減することを目的としている。地震研究所は、「首都直下地震の地震ハザード・リスク予測のための調査・研究」として、東北地方太平洋沖地震以降の新たな地震像を首都圏に展開した観測もデータから解明するとともに、大規模シミュレーション数値解析法を開発し、災害軽減策の検討に供する都市の詳細な地震被害評価技術を開発した。引き続き、2017 年度から受託研究「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト」が開始され、「官民連携による超高密度地震動観測データの収集・整備」の一部を地震研究所で担当している。これまでに解明を進めてきた首都圏の地震像の精緻化や都市の詳細な地震被害評価に資するものにするため、MeSO-net と全国規模の地震観測網 (K-NET, Hi-net 等) により得られるリアルタイムの観測データ、民間が保有する地震観測データを統合した超高密度地震動観測データを収集・整備して、首都圏の地震ハザード評価に資する。

5. 活断層 - 震源断層システム

内陸地震の長期評価や発生メカニズムを理解するには、地震発生層底部から表層に至る一つのシステムとして活断層 - 震源断層を理解する必要がある。このため、地殻スケールから極浅層に至る反射法地震探査による活断層の地下構造の解明に主眼をおいた研究を、文部科学省からの受託研究として、全国の研究者と共同で進めている。2009 年度以降、「神縄・国府津 - 松田断層帯の重点的観測・研究」・「立川断層帯の重点的観測・研究」・「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」・「日本海地震・津

波調査プロジェクト」・「富士川河口断層帯の重点的な調査観測」・「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」が実施された。相模湾¹⁷⁾、関東平野西部、奥尻海盆から函館平野に至る区間と、樺戸山地東縁、駿河湾、中央構造線活断層系(四国地域)¹⁸⁾などにおいて、海陸統合地殻構造探査、高分解能反射法地震探査を実施し、断層の地下形状を明らかにした。

全国規模での日本列島の震源断層のモデル化は、島弧地殻の変形プロセス¹⁹⁾、内陸地震の長期予測、強震動予測においても重要であり、2010 年から全国の研究者と共同で、地質・変動地形・重力や地震活動などの地球物理学データに基づいた総合的な日本列島の震源断層のマッピングプロジェクトを進めている。

6. プレート境界型地震に関する海域調査観測

海洋プレートの日本列島下への沈み込みに伴い発生する巨大地震に関する調査観測として、主に長期観測型海底地震計を用いた観測を実施した。2011 年東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、文部科学省からの受託研究「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」を 2011 年から 3 カ年実施し、長期観測型海底地震計を震源域に稠密展開して、地震直後の地殻活動を把握した²⁰⁾。受託研究「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」では、長期観測型海底地震計および高精度水圧計付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 2008 年から 5 カ年実施した。観測域は、東南海地震と南海地震の境界域である紀伊半島沖から紀伊水道のトラフよりの海域である。得られたデータには、通常地震とは異なる低周波まで周波数成分をもつイベントが多数記録されており、低周波イベントの特徴が明らかとなった²¹⁾。2013 年から 8 カ年は、受託研究「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」により、南海トラフから南西諸島海溝にかけて、広帯域海底地震観測を実施し、近年注目されているスロー地震の海底観測を実施した。2012 年まで実施された受託研究「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」では、中越沖において長期観測型海底地震計による観測を 1 年間実施し、詳細な地震活動を明らかにした。

7. 巨大地震・津波及び古い地震・津波の研究

津波データや測地データ、地震データを用いて、世界の巨大地震の断層運動の詳細や津波の発生過程について調査している。2011 年東北地方太平洋沖地震を始め、中南米で発生した 1960 年チリ地震、2015 年イヤベル地震、2017 年メキシコ地震やニュージーランド周辺で 2009 年、2016 年に発生した地震などについて、主に津波データから断層面上のすべり分布の推定や太平洋を横

断する津波の特性の解明を行った²²⁾。

津波の伝播速度は、弾性地球や海水の圧縮性の影響を考慮すると長波速度より遅くなり、遠地津波で知られていた津波到達時の遅延を説明できることを明らかにした²³⁾。また、津波観測点の最適化配置、津波波形の時間逆転による解析、津波波形のインバージョン手法やデータ同化の改良など、津波波形を用いる解析手法の開発をおこなった。

北海道・東北地方を中心とする日本海東縁部で津波の発生が予測される断層モデルを抽出し、様々なパラメータに基づいたシナリオ型津波シミュレーションを行った。日本海の自由振動について、その特性を調べて分類したほか、日本海東縁部の断層について、モード解を用いてそれらの津波励起特性を調べた。

2015 年に鳥島近海で発生した火山性津波地震について、波源近郊(～100 km)に設置された海底水圧計アレイや、ケーブル式水圧計記録などに記録された津波波形を解析し、海底カルデラ内部で大きな隆起現象を伴っていたことを示した²⁴⁾。さらに、2009 年、2017 年にケルマデック諸島で発生した火山性津波地震についても、その発生機構を調べている。

地震研究所や気象庁などに保存されている古い地震記録を用いて過去に発生した大地震の研究を行った。日本海東縁部で 20 世紀に発生した大地震について地震・津波波形記録を用いて断層パラメータの検証を行った。また、1944 年東南海地震と 1945 年三河地震に対して、地震後に東京帝国大学が行ったアンケート調査の資料から、震度分布の検討を行った。最近の地震観測網による地震学データとの比較に基づき古い地震の震源・メカニズムを決定する新たな手法を構築し、明治・大正期の大地震に適用した。

2017 年度から地震研究所と史料編纂所の部局間連携機構として「地震火山史料連携機構」が設置された。この機構では、地震研究所で刊行されてきた『新収日本地震史料』等の史料集を電子化した上で、原本もしくは翻刻した刊本を参照して点検する校訂作業を行っているほか、各地の日記などに書かれた被害を伴わない地震も含めた「日記史料有感地震データベース」を作成している。これらの史料・データベースに基づいた歴史地震の研究を行っている。また、歴史地震の震源域を有感地震の時空間分布から制約できる可能性を、気象庁震度データベースを用いることで示した。

1855 年安政江戸地震に関して、関東地域で新たな史料調査を行い、神奈川宿についての詳細な被害分布を明らかにした。また、全国スケールでの震度分布を推定した。再検討した震度分布と三次元減衰構造を考慮した震度計算との比較から、この地震は地殻内地震・太平洋プ

プレート上面・太平洋プレート内部で発生した可能性は低く、フィリピン海プレートに関連する地震であった可能性が高いことを明らかにした。

三陸沿岸宮古市において津波堆積物の調査を行い、浜堤背後の湿地で過去 2000 年間に発生した 17 層のイベント堆積物を発見した。2011 年東北地方太平洋沖地震の津波堆積物の特徴を考慮して、これらのイベント堆積物の起源を推定した。福島県南相馬市でも 2011 年及び過去に発生した津波堆積物を調査した。また、これらの津波堆積物データを用いて、2011 年東北地方太平洋沖地震・869 年貞観地震の震源モデルの検討を行った。

琉球海溝沿いのサンゴのマクロアトールの形状・年代から過去の水面変動を復元し、過去の地震による海面変動を調べる目的で、与論島、沖縄本島、石垣島、宮古島などで試料を採取し、解析を行っている。

8. スロー地震学プロジェクト

スロー地震とは、普通の地震に比べてゆっくりした断層すべり現象の総称であり、揺れを生じない、または揺れ方がゆっくりで振幅が小さい。このような特別な地震が、2000 年前後に日本全国に展開された地震・GNSS 観測網によって発見され²⁵⁾、その後、環太平洋の各沈み込み帯でも次々と見つかってきた。スロー地震は巨大地震震源域を取り囲むように分布し、種類の異なるスロー地震がしばしば同時に同じ場所、あるいは隣の場所で起こる。つまり、スロー地震同士には、強い相互作用が働いている。したがって、巨大地震震源域の周囲でスロー地震が頻発すると、地震発生の方が次第に変化し、地震発生に繋がるかもしれない²⁶⁾。そのため、スロー地震に対する理解を深めることは非常に重要である。そこで、スロー地震による低速変形と普通の地震つまり高速すべりとの関係性を含め、これらの地震現象を統一的に理解することを目指す目的で、科学研究費新学術領域研究「スロー地震学」プロジェクトが 2016 年より 5 年計画で開始した。スロー地震研究は、まだ 20 年にも満たない。基本的な発生様式も分からないことが多い。地下深部にある発生場所の物質・物理条件はまだ不明である。さらに、その支配物理法則は定性的にも分からないことばかりである。そのようなスロー地震の謎を解き明かすため、旧来の地震学・測地学だけではなく、地質学、物理学などのアプローチを結合し、スロー地震の発生様式、発生環境、発生原理の解明に向けて、研究を進めている。地震研究所では、超低周波地震の検出精度を向上させるため、四国西部・九州東部において広帯域地震計の観測継続を行うとともに、南海トラフ近傍で発生する浅部スロー地震を様々な帯域で捉えるため、日向灘において海底圧力計・地震計の観測を行った。また、2019 年度に

は四国西部の陸域で制御震源を用いた地震波速度構造調査を実施した。

9. 大地震の震源過程解析と強震動の生成過程の研究

東日本大震災を引き起こした 2011 年の東北地方太平洋沖地震は、世界で初めて強震と遠地、測地、津波の稠密ネットワークによって観測された超巨大地震である。しかし、個別データセット単独では限られた分解能しか持っていないので、複数のデータセットに対して合同インバージョンを行い、統合震源モデルを構築した²⁷⁾。さらに、この地震以前の東北地方太平洋沖におけるすべり欠損の状態や、地震時の強震動パルス源の特定、地震後の余効変動の状況も併せて解析した。

震源過程解析の精度向上のために、三次元グリーン関数の計算手法の研究を進めるとともに、1923 年関東地震、1952 年と 2003 年の十勝沖地震、1995 年兵庫県南部地震などに対して、三次元グリーン関数を用いた震源過程解析を行った。

強震動研究は、地震の震源の破壊過程・地震波波動伝播・震動といった一連の現象を理解することが目的である。強震動をとまなう地震は、他の自然災害に比べて稀にしか起こらないため、起こった地震の詳細な震源モデルを着実に蓄積することに格別の重要性がある。これらの震源モデル群からは海溝型地震のスケーリング則などが見出された。また、2007 年新潟県中越沖地震や 2009 年ラクイラ地震などでは広帯域の解析を行い強震動の生成過程を検討した。

10. 地震活動予測実験 (CSEP)

国際共同実験である「地震活動予測実験 [Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability (CSEP)]」に日本も 2009 年から参加して、実験検証センターを地震研究所に設置した。この実験では、事前に厳密な予測のルールを定め、真に将来の地震発生を予測する実験と、その検証を統計的に厳密に行っている。日本の予測検証実験では、対象領域を「海域を含む日本全域」、「陸域だけの全国」、「関東地方」の 3 つとし、予測対象期間を 1 日、3 ヶ月、1 年、3 年とした²⁸⁾。提案されている地震予測モデルは 160 を超え、CSEP に参加している研究機関の中でも最多である。東北地方太平洋沖地震後においては、CSEP ルールの枠にとらわれないテスト領域での評価や新たな評価インデックスの開発などを進めた。

11. 地殻変動

房総半島沖では、群発地震活動を伴う M_w 6.6-6.7 のスロースリップが数年間隔で繰り返し発生してきた。これらのスロースリップのメカニズムの理解に向けて、千葉

県の太平洋沿岸で 2011 年以来、GNSS 連続観測を実施してきた。このデータと国土地理院 GEONET の GNSS データを用いて、1996 年から 2014 年に発生した 5 個のスロースリップのすべりの時空間変化を推定した²⁹⁾。また、1996 年のスロースリップに対する推定結果を速度・状態依存摩擦構成則を用いてモデル化し、すべり速度の時空間変化が条件付安定の摩擦特性で良く説明できることを明らかにした。

地震研究所が東海地方で行ってきた GNSS 連続観測で得られたデータ及び GEONET のデータを用いて、東海地方でのプレート境界で 2013 年以降に発生した長期及び短期 SSE のすべりの時空間発展を明らかにした。

GEONET 及び京都大学の GNSS データから、八重山諸島周辺のプレート境界で 2010 年から 2013 年に発生した 5 個のスロースリップのすべり時空間変化を推定した。

2011 年東北沖地震の余効変動のメカニズムの理解に向けて、摩擦構成則に従う余効すべりとマンツルの粘弾性応力緩和を組み合わせた余効変動の物理モデルを構築した。

1.2. 精密な重力観測

長野県松代において、超伝導重力計を用いた重力連続観測を行っている。重力計の記録から、2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震のあと、年間およそ 10 マイクロガルという大きなレートで重力が減少を続けていることが明らかになった。この観測点は、地震の震源域からは 400km 以上離れており、GEONET による GNSS データから推定される上下変動は比較的小さいにもかかわらず、このように大きな重力変化が見られるのは、地震のあと継続しているアフタースリップあるいは粘弾性緩和による地下の密度変化をとらえていると考えられる。

沖縄県石垣島において、2012 年から超伝導重力計による重力連続観測を行なっている。この地域の地下では、約半年に一度、スロースリップが発生していることがわかっている。この観測では、地下の高圧流体がスロースリップの発生にどのように関わっているかを、重力をとおして解明することを目的としており、大気・海洋・地下水が相互作用を及ぼしあい、重力に複雑な影響を及ぼしていることがわかってきた。

1.3. 大地震の緊急臨時観測

2009 年以降、日本及び海外で大地震が発生した場合には、緊急観測を実施した。

2010 年 10 月 2 日 12 時 35 分に新潟県上越市でマグニチュード 4.0 の地震が発生した。震源域が高田平野東縁断層帯の近傍に位置するため、10 月 4 日から 21 日ま

で臨時観測を行った。観測点は、1 Hz³ 成分の地震計とオフライン型のレコーダーの組み合わせで、震源域の直上に 4 か所を選定した。

2011 年 3 月 11 日午後 2 時 46 分頃に発生した東北地方太平洋地震 (M9.0) については、地震発生直後より、海底地震計を用いて日本海溝沿いで余震観測が続いている。また、東北地方太平洋沖地震にともない活発化した北茨城・いわき地域の誘発地震群を観測するために、高密度な地震観測網を展開した。

2014 年 11 月に発生した長野県北部を震源とする M6.7 の地震について、余震域を含む領域に臨時地震観測点を約 1km 間隔で 163 箇所に設置し、独立型地震観測システム (GSX-3 システム) を用いた稠密余震アレイ観測を実施した。観測は、2014 年 12 月 3 日から 2014 年 12 月 21 日まで実施した。

2015 年 4 月、ネパール国の首都カトマンズの約 80km 北西で、 M_w 7.8 のネパール・ゴルカ地震が発生した。詳細な余震分布や地震波速度構造を明らかにすることを目的とし、ネパール科学技術院 (Nepal Academy of Science and Technology) とトリブバン大学トリチャンドラ校と共同で、ゴルカ地震の震源域を横切る稠密余震観測を 2015 年 8 月と 11 月の 2 回、実施した³⁰⁾。

2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分頃、熊本県を震源とするマグニチュード 6.5 の地震が発生し、震度 7 が観測された。震源地は、2000 年 6 月頃にマグニチュード 5.0 の地震を含む群発地震が発生した地域であった。地震発生翌日に現地入りして観測点の復旧と新たな臨時観測点を設置した。その夜、4 月 16 日 1 時 25 分頃、マグニチュード 7.3 の地震が発生して、再び震度 7 を観測したため、全国の機関と共同して、臨時観測点を設置した³¹⁾。

長野県北部では、2016 年 6 月 25 日 13 時 51 分頃、風吹岳大池付近を震源とするマグニチュード 4.8 (最大震度 4) の地震が発生した。今回の活動は、非常に浅く、やや活発なことから、徐々に活動域が広がっていることから、震源地の近傍に臨時観測点を 4 点設置して、臨時観測を実施した。

2016 年 10 月 21 日 14 時 7 分頃、倉吉市周辺でマグニチュード 6.6 の地震が発生し、最大震度 6 弱を観測し、臨時地震観測点を展開した。

島根県東部では、2018 年 4 月 9 日 1 時 32 分に、M6.1 の地震が発生し、大田市では震度 5 強を観測した。そこで、京都大学防災研究所、九州大学等と共同で、臨時の観測点を震源域周辺に展開した。

大阪府北部では、2018 年 6 月 18 日 8 時 30 分に、M6.1 の地震が発生し、高槻市や茨木市等では震度 6 強を記録した。そのため、周辺の活断層との関係、今後の地震活動の拡大、周辺の活断層に対する影響等を解明す

るため、京都大学防災研、九州大学および関西大学と共同で臨時観測を行った。臨時観測点としては、固有周期 1 秒の三成分地震計によるテレメータが 4 ヶ所、2Hz もしくは 4.5Hz の上下動地震計による現地収録が約 50 ヶ所であった。

北海道胆振地方東部では、2018 年 9 月 6 日 3 時ころに M6.7 の地震が発生した。そこで、全国の研究者による合同余震観測が行われた。臨時観測点は、主として固有周期 1 秒の三成分型地震計によるオフライン観測 25 点およびテレメータ観測点 3 点である。

2019 年 6 月 18 日 22 時 22 分頃に発生した山形県沖の地震 (M_w 6.4) について、震源域直上において海底観測を 7 月 5 日から 13 日まで実施した。対象海域が浅海であることから、本観測のために簡便な係留ブイ方式による海底地震計を開発した。

1.4. 観測・計測技術開発

地震の予測のためには、地震発生に至る過程であらわれる地殻現象を観測によって把握することが必要である。海域は地震地殻変動観測の空白域であるため、海底における地震地殻変動の観測手法の確立をめざした技術開発を行ってきた。

海底ケーブル式地震津波観測システムは、リアルタイムでデータを陸上に伝送することが可能であり、海域における観測研究に大きな役割を果たす。そこで、システムの冗長性により信頼性を確保して、小型・軽量化により、より低コストのインライン型海底ケーブル式地震津波観測システムを開発を行った。開発したケーブル式観測システムは、上記目的を達成するために、インターネット技術を用いていることが特長である。2010 年に 1 号機を新潟県粟島近海³²⁾に、2015 年に 2 号機を岩手県釜石市沖に設置した。

従来の長期観測型海底地震計³³⁾の高度化を行った。海底上下変動観測のために広帯域海底地震計に精密水圧計を搭載した。また、長期観測型海底地震計に小型広帯域地震計を搭載した小型広帯域海底地震計を開発した。

海底地震観測の高度化として、従来の広帯域海底地震計の地震学的な雑微動雑音レベルを下げるためにセンサー部をデータ記録部から独立させ海底面に埋設する構造の新型広帯域海底地震計を開発し、陸上観測点と比較可能な雑音レベルを確保した³⁴⁾。さらに機動的に広帯域地震・傾斜同時観測を行う広帯域海底傾斜地震計の開発を実施した。

海底において、短時間で広域にわたり詳細な重力を計測することを目的として、自律型無人探査機に代表される海中移動体に搭載して、重力データを取得する移動体

搭載型海中重力計システムの開発を、2012 年から 2017 年まで行った³⁵⁾。沖縄トラフ伊是名海穴において、地下の鉱物資源に起因すると思われる重力異常を検出し、地下構造の推定を行った。

地震・火山現象を理解するためには地下深部の観測が不可欠であるが、機器を設置できるのは地球全体の規模からすると地表に近いごく一部の領域にすぎない。そのため観測機器の精度の向上や観測範囲の拡大を目指して、レーザー干渉計などの光計測を用いた新たな観測機器の開発に取り組んでいる。レーザー干渉計は高精度・低ドリフトの変位センサーであり、地震・地殻変動観測機器へ組み込むことにより観測装置の高精度化や装置の小型化ができる。また光を用いた計測手法は、半導体素子では観測が難しい地下深部・惑星探査など極限環境での高精度観測を可能にする。神岡で進められている重力波望遠鏡建設計画 (KAGRA) と連携し、1 桁以上スケールアップした長さ 1500m のレーザー伸縮計を KAGRA トンネル内に建設し、観測を 2016 年から行っている³⁶⁾。

(平田 直・佐竹 健治・篠原 雅尚)

参考文献

- 1) Kato, A., *et al.*, 2013. Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, doi:10.1002/grl.50104.
- 2) Iidaka, T., *et al.*, 2017. Receiver function images of the distorted Philippine Sea Slab contact with the continental crust: implications for generation of the 1891 Nobi earthquake (Mj 8.0), *Tectonophysics*, **717**, 41-50.
- 3) Kurashimo, E., *et al.*, 2013. Along-strike structural changes controlled by dehydration-related fluids within the Philippine Sea plate around the segment boundary of a megathrust earthquake beneath the Kii peninsula, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, <https://doi.org/10.1002/grl.50939>.
- 4) Kato, A., *et al.*, 2010. Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L14310, <https://doi.org/10.1029/2010GL043723>.
- 5) Kato, A., *et al.*, 2012. Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, **335**, 6069, 705-708, <https://doi.org/10.1126/science.1215141>.
- 6) Ito, A., *et al.*, 2019. Configuration and structure of the Philippine Sea Plate off Boso, Japan: constraints on the shallow subduction kinematics, seismicity, and

- slow slip events, *Earth Planets Space*, **71**, 111, <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1090-y>.
- 7) Kono, A., *et al.*, 2019. 2D spatial distribution of reflection intensity on the upper surface of the Philippine Sea plate off the Boso Peninsula, Japan, *Tectonophysics*, **774**, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228206>.
 - 8) Sato, T., *et al.*, 2017. Detection of vertical motion during a slow-slip event off the Boso Peninsula, Japan, by ocean bottom pressure gauges, *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 2710–2715, <https://doi.org/10.1002/2017GL072838>, 2017.
 - 9) Mochizuki, K., *et al.*, 2008. Weak interplate coupling by seamounts and repeating M~7 earthquakes, *Science*, **321**, 5839, 1194-1197, <https://doi.org/10.1126/science.1160250>.
 - 10) Mochizuki, K., *et al.*, 2005. Intense PP reflection beneath the aseismic forearc slope of the Japan Trench subduction zone and its implication of aseismic slip subduction, *J. Geophys. Res.*, **110**, B01302, <https://doi.org/10.1029/2003JB002892>.
 - 11) Shinohara, M., *et al.*, 2012. Precise aftershock distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake revealed by ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, **64**, 1137-1148.
 - 12) Mochizuki, K., *et al.*, 2019. Recycling of depleted continental mantle by subduction and plumes, Hikurangi Plateau Large Igneous Province, southwest Pacific, *Geology*, <https://doi.org/10.1130/G46250.1>.
 - 13) Víctor, M. *et al.*, 2018. A seismo-geodetic amphibious network in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Seism. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1785/0220170173>.
 - 14) Aizawa, K., *et al.*, 2017. Seismicity controlled by resistivity structure: the 2016 Kumamoto earthquakes, Kyushu Island, Japan, *Earth Planets Space*, **69**, 4, doi:10.1186/s40623-016-0590-2.
 - 15) Sakai, S., and N. Hirata, 2009. Distribution of the metropolitan seismic observation network, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **84**, 57-69.
 - 16) Matsubara, M., and K. Obara, 2009. Three-dimensional seismic velocity structure beneath the Tokyo metropolitan area obtained by a routine seismic observation network, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **84**, 331-244.
 - 17) Arai, R., *et al.*, 2013. Crustal structure of the Izu collision zone in central Japan from seismic refraction data, *J. Geophys. Res.*, **118**, 6258-6268.
 - 18) Sato, H., *et al.*, 2015. Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan, *Tectonophysics*, **644-645**, 58-67.
 - 19) Hashima, A., *et al.*, 2016. Simulation of tectonic evolution of the Kanto Basin of Japan since 1 Ma due to subduction of the Pacific and Philippine Sea plates and the collision of the Izu-Bonin arc, *Tectonophysics*, **679**, 1-14.
 - 20) Ito, A., *et al.*, 2017. Tomographic image of crust and upper mantle off the Boso Peninsula using data from an ocean bottom seismograph array, *Earth Planets Space*, **69**, 118, <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0703-6>.
 - 21) Sugioka, H., *et al.*, 2012. Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, *Nature Geoscience*, **5**, 414–418, <https://doi.org/10.1038/NNGEO1466>.
 - 22) Fujii, Y., *et al.*, 2011. Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth, Planets Space*, **63**, 815-820, <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.010>.
 - 23) Watada, S., *et al.*, 2014. Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth, *J. Geophys. Res.*, **119**, 5, 4287-4310, doi:10.1002/2013JB010841.
 - 24) Fukao, Y., *et al.*, 2018. Mechanism of the 2015 volcanic tsunami earthquake near Torishima, Japan, *Sci. Adv.*, **4**, 4, eaao0219, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aao0219>.
 - 25) Obara, K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 5573, 1679-1681, <https://doi.org/10.1126/science.1070378>.
 - 26) Obara, K., and A. Kato, 2016. Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, *Science*, **353**, **6296**, 253-257. <https://doi.org/10.1126/science.aaf1512>.
 - 27) Koketsu, K., *et al.*, 2011. A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **310**, 4809-487.
 - 28) Tsuruoka, H., *et al.*, 2012. CSEP Testing Center and the first results of the earthquake forecast testing experiment in Japan, *Earth Planets Space*, **64**, 8, 661-671.

- 29) Fukuda, J., 2018. Variability of the space-time evolution of slow slip events off the Boso Peninsula, central Japan, from 1996 to 2014. *J. Geophys. Res.*, **123**, 732-760, <https://doi.org/10.1002/2017JB014709>.
- 30) Kurashimo, E., *et al.*, 2019. The 2015 Gorkha earthquake: earthquake reflection imaging of the source fault and connecting seismic structure with fault slip behavior, *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 3206-3215, <https://doi.org/10.1029/2018GL081197>.
- 31) Kato, A., *et al.*, 2016. Foreshock migration preceding the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1002/2016GL070079>.
- 32) Shinohara, M., *et al.*, 2014. New compact ocean bottom cabled seismometer system deployed in the Japan Sea, *Marine Geophys. Res.*, **35**, 231-242, <https://doi.org/10.1007/s11001-013-9197-1>.
- 33) 金沢敏彦・他, 2009. 海底地震観測の最近の進展 – 海底地震観測システムと海底における自然地震観測の進展について –, *地震*, **61**, S55-S68.
- 34) Shiobara, H., *et al.*, 2013. New step for broadband seismic observation on the sea floor: BBOBS-NX, *IEEE-JOE*, **38**, 2, <https://doi.org/10.1109/JOE.2012.2222792-405>.
- 35) Shinohara, M., *et al.*, 2018. Development of a high-resolution underwater gravity measurement system installed on an autonomous underwater vehicle, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, **15**, 12, 1937 - 1941, <https://doi.org/10.1109/LGRS.2018.2863261>.
- 36) Araya, A., *et al.*, 2017. Design and operation of a 1500-m laser strainmeter installed at an underground site in Kamioka, Japan, *Earth Planets Space*, **69**, 77.