地震予知連絡会40年のあゆみ

地震予知連絡会40年のあゆみ

地震予知連絡会40年のあゆみ

地震予知連絡会40年のあゆみ

題字　**大竹政和**

序

地震予知連絡会は，当時の測地学審議会の建議に基づいて，1969 年に国土地理院を事務局として設置された．以来 40 年にわたって，わが国の地震予知研究の枢要な組織として活動を展開してきた．本書では最近 10 年間を中心に地震予知連絡会の活動を振り返り，今後のさらなる発展の出発点としたい．

阪神・淡路大震災の後，わが国の地震予知戦略は歴史的な転換を遂げ，旧来の「地震予知計画」は 1999 年から「地震予知のための新たな観測研究計画」に移行した．この中で，地震予知連絡会を巡る状況にも大きな変化が生じた．昨年まとめられた科学技術・学術審議会の建議には，「地震活動，地殻変動等に関するモニタリング結果を中心とした情報交換を行い，モニタリング手法の高度化を検討する場として」充実を図ると述べられている．

地震予知連絡会は，この重大な任務を積極的かつ効果的に果たして行くために，自らの在り方を深く検討し，運営の改善を図ってきた．その一環として，第 21 期からは「重点検討課題」の討議が始まることとなった．これは，地殻活動のモニタリングに関わる重要課題を摘出し，系統的な議論を深めて地震予知研究の高度化に貢献しようとするものである．

新しい観測研究計画の下で，地震サイクルの科学的理解は目覚しい進展を遂げてきた．高性能地震計，GPS などの強力な観測網に支えられて，プレート境界の深部低周波微動や短期的スロースリップの発見，アスペリティ仮説の検証と発展など，大地震の準備過程と密接に関わる重要な新知見が次々にもたらされている．東海地方の長期的スロースリップは，想定東海地震との関係でとりわけ大きな注目を集め，精緻な解析が進められた．

地震の短期的予知への道は，依然として遠く厳しい．しかし，プレート境界の強い固着があらかじめ指摘されていた場所で，実際に 2003 年十勝沖地震が発生するなど，大地震の長期的予知には新たな展望が開らかれつつある．

この 10 年だけでも，わが国は 10 指に余る被害地震に見舞われた．国外においても，2004 年のスマトラ－アンダマン地震，昨年の中国四川省の汶川地震をはじめ悲惨な地震災害が相次ぎ，地震予知に課せられた使命の重さを改めて痛感させられる．地震予知連絡会は，これまでの成果に安住することなく，常に自らの活動を点検しつつ一層の発展を目指して行かねばならない．

本書が，その新たな発展の一助となるよう願うものである．本書に添付した CD-ROM には，最近 10 年間の議事録をはじめ，一連の建議，レビューなど膨大な資料が収められている．併せてご活用願えれば幸いである．

貴重な原稿を寄せられた各機関と関係各位，編集に当たられた事務局の皆様に心より感謝申し上げる．

平成 21 年 3 月

地震予知連絡会会長

大　竹　政　和

発刊に寄せて

地震予知連絡会は，昭和 44 年 4 月に発足し，本年 4 月で 40 周年を迎えることとなった．この間に開催された本会議は 180 回を数えている．これまで，地震予知連絡会に報告された資料は膨大なものであるが，それらは地震予知連絡会会報としてまとめられ，昭和 44 年 8 月の第 1 巻の刊行以来，第 81 巻まで刊行されている．会報は，過去のものを含め，すべて電子化し，地震予知連絡会ホームページにおいて閲覧できるようになっている．

地震予知連絡会では，こうした会報に加え，連絡会の設置から 10 年ごとの節目にそれまでの活動をとりまとめて，「地震予知連絡会 10 年のあゆみ」（昭和 54 年），「地震予知連絡会 20 年のあゆみ」（平成 2 年），そして「地震予知連絡会 30 年のあゆみ」（平成 12 年）を刊行してきた．本書は，地震予知連絡会が発足してから 40 年となる時期を迎え，これまでの活動を振り返り，地震予知連絡会の 40 年のあゆみについてとりまとめたものである．地震予知連絡会は，平成 21 年度から科学技術・学術審議会の建議（平成 20 年 7 月 17 日）に基づき，「地震活動・地殻変動等に関するモニタリング結果を中心とした情報交換を行い，モニタリング手法の高度化を検討する場」として，運営方法が大きく変わることになる．今回の刊行は，地震予知連絡会の今後の新しい活動を発展させるのに，長期的視点の拠り所をもつという意味で意義があると考えている．

本書は，地震予知連絡会の 40 年の活動を記録するものであるが，平成 11 年度から平成 20 年度までの最近 10 年間の記述に重点を置いた．第 1 部に，地震予知連絡会とその構成機関の活動が記されている．また，この 10 年は，平成 12 年の三宅島・新島・神津島近海における地震活動，平成 13 年芸予地震，平成 15 年十勝沖地震，平成 16 年新潟県中越地震，平成 17 年の福岡県西方沖の地震，平成 19 年の能登半島地震及び新潟県中越沖地震，平成 20 年岩手・宮城内陸地震など多数の被害地震があったが，第 2 部に，専門家の執筆により，この 10 年間に発生した主な地震について説明がなされている．その他，関連する事項の記述や参考資料があり，添付の CD-ROM には，本文に入れられなかった資料等も収録されている．

本書が，地震予知研究そして地震一般に関する調査研究並びに地震防災などに広く活用されることを期待する．

本書の作成に当たっては，大竹会長を委員長とする編集委員会において，内容構成や執筆担当者が定められ，地震予知連絡会委員及び委員以外の多くの方々に執筆いただいた．編集並びに執筆の労を執られた各位に心から感謝申し上げる．

平成 21 年 3 月

国土地理院長

小　牧　和　雄

目　　次

序 …… 1
発刊によせて …… 2

第１部　地震予知連絡会の活動

第１章　地震予知連絡会発足から 30 年間の活動 …… 1
　１．地震予知連絡会発足までの背景と経緯 …… 1
　２．1969（昭和 44）年度から 1998（平成 10）年度（第 1 期～第 15 期）までの活動 … 3
第２章　地震予知連絡会この 10 年間の活動 …… 5
　１．総括 …… 5
　２．1999（平成 11）年度から 2008（平成 20）年度（第 16 期～第 20 期）までの活動 … 8
　３．地震予知連絡会ワーキンググループの活動 ……16
　４．観測強化地域，特定観測地域の経緯 ……20
　５．トピックス部会とトピックス課題 ……29
第３章　地震予知連絡会構成機関等の活動（この 10 年を振り返って）
　１．大学 ……37
　　（１）北海道大学大学院理学研究院 ……37
　　（２）東北大学大学院理学研究科 ……40
　　（３）東京大学大学院理学系研究科 ……43
　　（４）東京大学地震研究所 ……46
　　（５）東京工業大学大学院理工学研究科・火山流体研究センター ……56
　　（６）名古屋大学大学院環境学研究科 ……58
　　（７）京都大学大学院理学研究科及び防災研究所 ……63
　　（８）九州大学大学院理学研究院 ……68
　　（９）鹿児島大学理学部 ……70
　２．関係機関等 ……72
　　（１）独立行政法人防災科学技術研究所 ……72
　　（２）独立行政法人海洋研究開発機構 ……78
　　（３）独立行政法人産業技術総合研究所 ……81
　　（４）大学共同利用機関法人情報・システム研究機構統計数理研究所 ……85
　　（５）海上保安庁 ……89
　　（６）気象庁 ……92
　　（７）国土地理院 …… 100
　　（８）神奈川県温泉地学研究所 …… 107
　　（９）静岡県 …… 108
　　(10) 通信総合研究所（現：独立行政法人情報通信研究機構）…… 109

第２部　この 10 年の主な地震及び地殻活動

第１章　この 10 年の全国の地震活動状況 …… 111
第２章　この 10 年の全国の地殻変動 …… 124
第３章　この 10 年の主な地震（1999 年～ 2008 年）…… 136
１．三宅島・神津島・新島近海における地震活動（2000 年６月～８月）…… 136
２．平成 12 年（2000 年）鳥取県西部地震（2000 年 10 月６日，M7.3） …… 141
３．平成 13 年（2001 年）芸予地震（2001 年３月 24 日，M6.7） …… 147
４．東海スロースリップイベント（2000 年秋～ 2005 年夏） …… 155
５．平成 15 年（2003 年）十勝沖地震（2003 年９月 26 日，M8.0） …… 163
６．紀伊半島沖［三重県南東沖］の地震（2004 年９月５日，M7.1；M7.4）…… 170
７．平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震（2004 年 10 月 23 日，M6.8）…… 176
８．福岡県西方沖の地震（2005 年３月 20 日，M7.0） …… 184
９．宮城県沖の地震（2005 年８月 16 日，M7.2） …… 190
10. 平成 19 年 (2007 年）能登半島地震 (2007 年３月 25 日，M6.9） …… 196
11. 平成 19 年（2007 年）新潟県中越沖地震 (2007 年７月 16 日，M6.8）…… 206
12. 平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震 (2008 年６月 14 日，M7.2）…… 212
13. 短期的スロースリップ・深部低周波微動…… 219
14. 2004 年パークフィールド地震 …… 228

第３部　関連する組織のこの 10 年

１．測地学審議会（現 : 科学技術・学術審議会測地学分科会） …… 237
２．地震調査研究推進本部…… 239
３．中央防災会議…… 242
４．地震防災対策強化地域判定会…… 244
５．東京大学地震研究所　地震・火山噴火予知研究協議会…… 246

第４部　参 考 資 料

１．年表…… 251
２．地震予知連絡会関係資料…… 272
　１　地震予知連絡会運営要綱 …… 272
　２　委員名簿（第 16 期～第 20 期）…… 273
　３　議事概要（第 132 回～第 180 回）…… 276
３．測地学審議会（科学技術・学術審議会）関係資料…… 338

第　1　部

地震予知連絡会の活動

第１章　地震予知連絡会発足から 30 年間の活動

１．地震予知連絡会発足までの背景と経緯

戦後間もない 1946 年 12 月 21 日，中部以西の日本各地に大きな被害をもたらした南海地震が発生した．これに伴い中央気象台（現気象庁）は，1947 年 6 月 10 日，連合軍第 43 気象隊に対し，地震予知を可能にするため各種の観測施設の整備に必要な予算を配慮してほしい旨を記した書簡を送った．これに対して，第 43 気象隊から，地震予知に関して関係機関で協力が得られるか否かを討議せよという回答がよせられた．このため，中央気象台が中心となって地震予知研究連絡委員会を設け，予知計画を検討することになった．しかしながら，予知計画は実現せず，地震予知研究連絡委員会の活動も連絡会的な性格となった．また，その実質的な活動期間も 1947～1949 年の短いものであったが，終戦直後の状況下にあって，関係者の間で地震予知研究を進めようとする動きが既にあったことを示している．こうした動きは，十数年後に地震予知計画研究グループの結成によって甦ることになる．

1960 年 5 月の地震学会春期総会において，和達清夫会員から「学会の中に地震予知研究計画を作るための小委員会のようなものを設けてはどうか」との提案がなされた．これを受けて有志による準備会で検討された結果，地震学会の外に有志の集まりである地震予知計画研究グループが作られることになった．そして，昭和 1962 年 1 月，地震予知のブループリントといわれている「地震予知－現状とその推進計画」が策定された．このブループリントは各方面で大きな関心を呼び，外国大使館からの問い合わせもあり，英語版も印刷された．

1963 年春に地震予知計画の勧告案が日本学術会議に提出され，同年秋の 11 月 8 日に日本学術会議から，「地震予知研究の推進について」の勧告が出された．さらに文部省の測地学審議会が，測地学審議会は地球物理現象も取り扱うとされた上で，この勧告の具体化を担当することとなった．このため，測地学審議会の中に地震予知部会（部会長：萩原尊禮委員）が設けられ，1964 年 6 月から観測項目毎に実行計画が検討され，地震予知研究計画がまとめられていった．1964 年 7 月 10 日の測地学審議会の総会では「地震予知研究計画の実施について」が承認され，即日，関係大臣に建議された．これをうけて，1965 年度予算から研究経費が認められるようになり，ここに，ナショナルプロジェクトとしての地震予知研究の第一歩が始まった．

1965 年 8 月頃から 1967 年 9 月頃まで，長野県長野市松代周辺地域において，いわゆる松代群発地震が発生した．また，1968 年 5 月には十勝沖地震が発生した．これらの地震災害で，地震予知に対する国民の関心は一層高まった．そこで，5 月 24 日政府として今後更に計画的に地震予知を強力に推進しその実用化を図るため，関係諸機関の関係施設等の整備並びに地球物理学的観測及び調査業務の強化拡充に努める旨が閣議了解された．

この閣議了解に続き 1968 年 7 月 16 日付けで測地学審議会の第 2 次地震予知計画に関する建議が行われた．同建議の「Ⅱ 6.　計画の総合的推進体制」には，連絡会の設置に関して次のように述べられている．

「以上の諸計画の円滑かつ効率的な実施をはかり，総合的かつすみやかな成果を期するためには，各分担機関の密接な協力および各種観測資料の能率的な解析と総合的判断が不可欠である．

このため，とりあえず次の措置により，計画の総合的推進体制を確立する必要がある．

(1) 各分担機関の情報交換を常時行なうとともに，それらの情報の総合的判断を行なうため，地震予知に関する連絡会を設ける．(以下省略)」

これらの閣議了解及び測地学審議会建議を踏まえて，1969 年 4 月，国土地理院に事務局を置く地震予知連絡会が発足するに至った．

地震予知連絡会の性格は，国土地理院が編集・刊行している地震予知連絡会会報の第 1 巻（1970 年）の発刊の辞に次のように示されている．

「(前略)　今回作られた総合的計画推進のための体制においては，測地的方法による資料から得られる地震予知に必要な情報は地殻活動検知センター（国土地理院）がとりまとめ，大・中・小地震に関する地震予知に必要な情報は地震活動検測センター(気象庁)がとりまとめ，また大学関係の観測結果から得られる地震予知に必要な情報は地震予知観測センター（地震研究所）がとりまとめ，それぞれこの連絡会に送ることになっている．したがって，地震予知に必要な情報はすべてこの連絡会に送られるわけである．

地震予知研究計画はその発足以来，各担当機関の協力によって成り立ってきたのであるが，この連絡会の委員もまた各担当機関から出ており，この協力体制はさらに強まるにちがいない．

この連絡会は，このようにして収集された地震予知に必要な情報に基づき，ある地域の観測を強化したり，あるいはさらに観測を集中したりすることに対し，学術的な判断を下だすことが大きな任務である．

この連絡会が「観測強化」や「観測集中」などの判断を行った場合，各担当機関はこの判断に協力し，可能な範囲で必要な観測作業を分担し、その後の適確な情報を得るための作業を分担することになる．この連絡会はヘッド・クォーター的性格は持ってはいるが、各担当機関に命令するわけではなく、分担決定は飽くまで各機関の協力という形でそれぞれ自主的に行なわれる．（後略）」

地震予知連絡会の第 1 回会合は，1969 年 4 月 24 日，日比谷公園の松本楼で開催され，萩原尊禮東京大学名誉教授が会長に選出された．

２．1969（昭和 44)年度から 1998（平成 10)年度（第 1 期～第 15 期）までの活動

1969 年 4 月 24 日第 1 回地震予知連絡会（以下，全委員による会議を「本会議」と略記する.）が開催され，萩原尊禮委員を会長に選出（以後，第 6 期まで萩原委員が続けて会長に選出された.）するとともに，地震予知連絡会の目的，機構，運営要綱等の確認が行われた.

1969 年 5 月 9 日第 2 回本会議から，全国にわたる具体的な観測データの報告と検討が行われた.

同年 6 月 27 日第 3 回本会議において，本会議で報告，検討されたデータ等をとりまとめ，事務局である国土地理院が編集して「地震予知連絡会会報」として刊行し，関係者に配布することが定められた. 同年 9 月 26 日第 4 回本会議において「地震予知連絡会会報第 1 巻」が配布され，翌年からは，会報を 2 月及び 8 月の年 2 回作成することになった. また，第 4 回本会議 3 日後の 9 月 29 日に初めて記者説明会が開かれ，第 4 回までの報告，検討内容についてまとめて説明が行われた. 第 5 回本会議以後は，毎回，会議終了後に記者説明を行うことになった.

発足後数年間の連絡会の活動は,定例的な本会議(1971 年度以後は 2～3 ヵ月毎に年間 4 回)，臨時に開かれる本会議及びその都度メンバーが指名される小委員会で行われていた. しかし，1975 年 11 月 20 日第 31 回本会議において，必要に応じて緊急的に，かつ，より詳細に討議するため,次の 4 つの作業部会が設けられることになり，委員の中から各部会長及び部会委員が指名された（() 内委員が部会長）. ①特定部会（萩原尊禮委員），②関東（首都圏及び伊豆を含む）部会（茂木清夫委員），③東海部会（浅田敏委員），④北海道（根室地方）部会（宇津徳治委員）.

1976 年 8 月 23 日第 34 回本会議において，地震予知連絡会の運営に関して討議が行われ，副会長を置くこと等が定められた. その席上，副会長には，浅田敏委員と力武常次委員とが指名された.

1976 年 12 月文部省測地学審議会は「第 3 次地震予知計画の再度一部見直し」を建議した. 同建議は主として①東海地域の観測を強化し前兆現象捕捉の可能性を高め，これら各種観測データを集中し常時監視体制を整備する，②更に，観測データに異常が見出された場合，これが大地震に結びつくかどうかを判定する組織を整備するという 2 項目について強調したものであった. この建議の趣旨に沿って，1977 年 4 月地震予知推進本部は「東海地域の地震予知体制の整備について」を決定した. その主な項目は，①観測の強化，②監視体制の充実，③判定組織の整備であった. この決定に基づき，判定組織の整備のため，1977 年 4 月 18 日，地震予知連絡会の内部組織として「東海地域判定会」が発足した. この判定会の庶務は常時監視の重視ということで気象庁が担当することになった. 判定会そのものは開かれることはなかったが，定例の打ち合せ会が続けられた. しかし，地震予知連絡会に設置されたこの東海地域判定会は，1978 年 6 月「大規模地震対策特別措置法」の成立を受けて 1979 年 8 月 7 日気象庁に地震防災対策強化地域判定会が設置されるに伴って廃止され，その機能は後者に引き継がれることになった.

1981 年度から第 7 期に入ったが，萩原尊禮委員は第 6 期限りで辞任され，1981 年 4 月 2 日第 54 回本会議において浅田敏委員が第 7 期の地震予知連絡会会長に選出された. 副会長には力武常次委員及び茂木清夫委員が指名された.第 54 回本会議では部会の再編成についても討議が行われた. その結果，北海道部会を特定部会に吸収するとともに，関東部会と東海部会とを統合して新たに強化地域部会として発足させることになった. 新しい特定部会長には力武常次委員，強化地域部会長には茂木清夫委員がそれぞれ指名された. また，萩原尊禮前会長は，名誉会長に推戴された. 以後，第 11 期（1989～1990 年度）まで会長に浅田敏委員が選出され，力武常次委員及び茂木清夫委員がそれぞれ特定部会長及び強化地域部会長に指名され，あわせて副会長に指名されている.

1991 年 4 月 1 日第 95 回地震予知連絡会において，茂木清夫委員が第 12 期（1991～1992 年度）の会長として選出され，以後，第 16 期（1999～2000 年度）まで継続して選出された.また,浅田敏前会長,力武常次前副会長が名誉委員として推薦された. 第 12 期から第 15 期までの間，茂木清夫会長より副会長には,宇津徳治委員（第 12 期～第 14 期），高木章雄委員（第 12 期～第 13 期），青木治三委員（第 14 期～第 15 期）及び大竹政和委員（第 15 期）が指名され，また，特定部会長として宇津徳治副会長（第 12 期～第 14 期),大竹政和副会長(第 15 期)が,強化部会長として高木章雄副会長（第 12 期～第 13 期）及び青木治三副会長（第 14 期～第 15 期）がそれぞれ兼任した. また，1995 年 4 月 6 日第 114 回地震予知連絡会において，高木章雄前副会長が名誉委員に推薦された.

1995 年 1 月 17 日に発生した兵庫県南部地震は，我が国の地震防災体制が再構築されるきっかけとなった. この地震の発生を契機として地震防災対策特別措置法が制定され（1995 年 7 月 18 日施行），同法に基づき，地震に関する調査研究を政府として一元的に推進する地震調査研究推進本部が総理府に設置され，総合的かつ基本的な施策の策定・推進等とともに，地震活動の評価・公表を行うこととなった. 地震予知連絡会は，地震調査研究推

進本部設置後，その本来の設立趣旨である，地震予知の実用化を促進することを目的に，地震予知に関する観測研究を実施している機関や大学が情報を交換し，これらの情報に基づいて学術的判断を行うという性格をより強く反映させるようになった.

1998 年 1 月 16 日の「震災対策に関する行政監察」に基づく勧告で，「地震予知連絡会の業務は終了しており，同連絡会の業務等の整理が必要となっている.」との考え方が示されたことをひとつのきっかけとして，1998 年 2 月 16 日に「地震予知連絡会の活動に関するワーキンググループ」（主査：島崎委員）が設置された．会議の進め方等の検討の結果，第 129 回地震予知連絡会（1998 年 8 月 17 日）から新たにトピックスの議論を行うようになった.

地震予知連絡会は，日本全国の地震活動，地殻変動等についての情報交換と検討を行う本会議と，必要に応じて個別的あるいは緊急的テーマについて検討する部会によって活動を続けてきた.

以下では，地震予知連絡会の本会議，特定部会，強化地域部会の活動について記述する.

(1) 本会議

地震予知連絡会設置当初は年 5 回程度本会議を開催していたが，第 2 期のころから年 4 回程度の開催となり，第 4 期（1975 年）からは現在と同様に，大地震の発生に伴う緊急な討論や組織運営にかかる議論のために開催された臨時の会議を除き，年 4 回のペースでほぼ 3 カ月ごと（5 月，8 月，11 月，2 月）に定例的に開催されるようになった．発足以来 1999 年 2 月までの 30 年間に 131 回の本会議が開催された.1992 年 5 月には第 100 回を迎え，6 月にこれを記念した講演会を開催した.

本会議においては，北海道から沖縄までの陸域・海域を含む日本周辺全域にわたる地震活動及び地殻変動等に関する，関係機関による地震予知に必要な観測データ及び参考資料の報告とそれらに関する専門的立場からの総合的検討が行われ，必要に応じてコメントあるいは統一見解がまとめられた．報告，検討結果等の主なものについて，毎回本会議終了後の記者説明会で発表，説明を行ってきた．また，本会議翌日には，事務局である国土地理院によって関係自治体等に対する説明も行われた．なお，地震調査研究推進本部設置後は，コメントや統一見解の発表，また，関係自治体等への説明は行っていない.

なお，上述のようにトピックスについては，1998 年 8 月 17 日第 129 回本会議から開始した.

(2) 強化地域部会

強化地域部会は前述のように，1975 年に設置された関東部会と東海部会が 1981 年に再編成されて発足したものであり，南関東および東海地域の観測強化地域の地震活動についての検討を担当した.

1980 年代に検討・議論された主なものに，掛川～御前崎間の水準測量による御前崎側の地盤の上下変動，伊豆半島東方沖群発地震，千葉県東方沖の地震がある.また，「首都及びその周辺の地震予知」，「同（その２）」をとりまとめ，地震予知連絡会地域部会報告第 2 巻及び第 3 巻として刊行した.

1989 年以後の活動の中では，特定部会と連携し，地震予知観測の成果を，全国を「北海道・東北地域」，「関東・中部地域」，および「近畿・中国・四国・九州・沖縄地域」の 3 つに分割して，地震予知連絡会地域部会報告書（第 4 巻，第 5 巻，第 6 巻）にまとめた．報告書は 1994 年 11 月に公表された．これらの報告書は，一部未刊行の資料を含め，地震予知連絡会会報の各巻に分割掲載されている資料を地震活動，地殻変動，活断層・活構造，地下構造，地磁気・地電流，地下水・地球化学，プレート構造と地震活動の項目に分類して整理統合し，必要に応じ最新の成果を加えたり，再解析の結果をまとめて編集した.

(3) 特定部会

特定部会は，1975 年に設置され，1981 年には北海道部会を吸収して，全国 8 個所の特定観測地域の地震及び地殻活動について検討する部会となった.

1980 年代に扱われた主な検討事項に，男鹿半島の地殻変動，1982 年浦河沖地震，1983 年日本海中部地震，1984 年長野県西部地震等がある.

1989 年以後の活動としては，1992 年 2 月 17 日から全国の特定地域について地域毎にレビューを行った．特定観測地域の位置づけの検討も視野に入れながらの議論である．それらの検討の結果は，強化地域部会の担当する南関東，東海地域を含めて，全国を「北海道・東北地域」，「関東・中部地域」，および「近畿・中国・四国・九州・沖縄地域」の 3 つに分割した地震予知連絡会地域部会報告書（第 4 巻，第 5 巻，第 6 巻）としてまとめられ，1994 年 11 月に公表された.

第2章　地震予知連絡会この10年間の活動

1．総括

わが国では，測地学審議会（当時）の建議に基づいて1965年に地震予知計画（以下，旧計画）が発足し，地震予知への組織的な取り組みが開始された[注1)]．地震予知連絡会は,旧計画の第2次建議に基づいて1969年4月に設置され,以来40年にわたって地震予知研究推進の重要な役割を担ってきた．旧計画は第7次5カ年計画をもって終了し，1999年度からは「地震予知のための新たな観測研究計画」（以下，新計画）が開始された．この間に，これまでの地震予知研究について様々な観点から点検が行われてきた．新計画は，これらの議論を通じて構築された新しい科学的戦略の下で，地震予知研究の計画的な推進を図ろうとするものである．本章では，この歴史的な変化を踏まえつつ,地震予知連絡会の最近10年間の活動状況をとりまとめる．

地震予知連絡会は，第16期～第20期の10年間に，第132回（1999年4月）から第180回（2009年2月）まで，合計49回の全体会合を開催した．第142回会合（2001年4月）では，茂木清夫東京大学名誉教授に替わって大竹政和委員が新しい会長に選任された．各期の会長，副会長等については，巻末の参考資料を参照されたい．

年4回の定例会では，地震予知の観点から全国の地殻活動について情報と意見の交換を行った．「トピックス」のセッション（1998年8月の第129回会合から実施）では，予知研究における重要な諸問題について掘り下げた議論を行った.これには外部から延べ83人の研究者を招き，それぞれの専門的な立場から貴重な報告を頂いた．全体会合には，大きな被害地震等の後に開かれた4回の臨時会が含まれている．臨時会の対象となった地震は，2000年鳥取県西部地震（M7.3），2003年十勝沖地震（M8.0），2004年紀伊半島南東沖の地震（M 7.4），2004年新潟県中越地震（M 6.8）である．

全体会合の他に，強化地域部会，特定部会等の地域部会を7回開催して，注目すべき地殻活動に関する検討を行った．強化地域部会は2000年7月，2001年7月，2002年12月の3回開催され，2000年7月の三宅島噴火を含む伊豆諸島の広域地殻活動と，続いて始まった東海地域のスロースリップについて集中的な検討を行った．特定部会（打合せ会を含む）では，九州西部の地震活動（2000年6月),宮城県沖で発生したスラブ内地震(M7.1)(2003年6月)，北海道南東部の地殻変動（2005年3月）について検討した．後述する部会の再編後には， 2008年岩手・宮城内陸地震（M 7.2）の発生を受けて東日本部会が開催された（同年7月）．

トピックス部会は，第146回定例会（2002年2月）の決定に基づいて設置され，同年4月に第1回の会合が開催された．これを含めて合計5回の会合をもち，取り上げるテーマ,担当委員,報告者の選定等の作業を行った．

地震予知連絡会において各機関から報告された内容は,「地震予知連絡会会報」に収録されている．この10年間には，第62巻から第81巻まで，年2回の頻度で合計20巻の会報を刊行した．1997年から始まった会報のディジタル化作業は順調に進捗し，2008年度でバックナンバーを含む全巻のディジタル化が完了した．これにより，第1巻（1969年）から最近のものまで，すべての会報を地震予知連絡会のウエッブサイト[注2)]で閲覧することができる．

報道機関に対しては，会議終了後に記者説明会を行い議事内容の要点を説明した．

わが国の地震予知計画は，1995年の阪神・淡路大震災を契機に全面的な見直しが行われた.測地学審議会の『地震予知計画の実施状況等のレビューについて（報告)』（1997年6月）は,「今後とも前兆現象に依拠して経験的な「地震予知の実用化」を目指すならば,（中略）地震予知の健全な発展と成果の社会への適切な還元は望めない」と指摘している．また，今後の計画においては「到達度の評価が可能な目標を設定して，それに向かって逐次的に計画を推進」することの重要性が強調された．

1999年度から開始された新計画では，地震サイクルの全過程を解明し，これに基づいて地震発生の予測システムを構築することが目標に据えられた．この目標を達成するために，地殻活動のモニタリングと予測シミュレーションを車の両輪とする観測研究が展開されている．2009年度からは，新計画は火山噴火予知計画と統合され,「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」に移行することとなった．

このような研究戦略の大転換の下で，地震予知連絡会には，従来にも増して重要かつ具体的な貢献が求められている．科学技術・学術審議会の建議『地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について』(2008年7月）には，地震予知連絡会の「設立当初からこれまでの活動を積極的に評価し，今後は，観測研究推進委員会と適切に連携・協力しつつ（中略），地震活動・地殻変動等に関するモニタリング結果を中心とした情報交換を行い，モニタリング手法の高度化を検討する場として，その役

割を明確化した上で充実する」と述べられている．

一方，阪神・淡路大震災の後に「地震防災対策特別措置法」が制定され，これに基づいて，総理府（当時）に地震調査研究推進本部が設置された（後に文部科学省に移管）．これ以後，地震に関する評価は同本部の地震調査委員会が所掌している．このため，第113回会合（1995年2月）における兵庫県南部地震の余震活動に関するコメントを最後に，これ以後，地震予知連絡会は地殻活動の評価に関する「統一見解」ないし「コメント」のとりまとめは行っていない．

このような状況の変化を踏まえて，地震予知連絡会は数次にわたってワーキンググループ（以下，WG）を設け，その在り方と活動の改善方策について検討を進めてきた．検討結果は「地震予知連絡会の在り方検討WG」の第1次報告（2000年2月，第136回定例会で大竹政和主査より報告），同第2次報告（2002年2月，第146回定例会で島崎邦彦主査より報告），「地震予知連絡会における今後の活動展開の検討WG」の報告（2008年2月，第176回定例会で島崎邦彦主査より報告），「地震予知連絡会における今後の活動展開の検討WG（その2）」の報告（2008年11月，第179回定例会で島崎邦彦主査より報告）にまとめられている．これらの報告は，いずれも全体会合で了承された．

上記の検討結果に基づいて，地震予知連絡会は，その活動内容と運営スタイルを新しい時代に即応させるために幾つかの措置をとってきた．主なものは以下の通りである．

① トピックス部会の設置：第146回定例会（2002年2月）
② 会議のテレビカメラによる公開：第152回定例会（2003年5月）から実施
③ 会報のWebサイト上での公開：2005年3月から実施
④ 強化地域部会，特定部会を廃止して東日本部会，中日本部会，西日本部会に再編：第163回定例会（2005年4月）
⑤ 地震予知連絡会が1970年に指定（1978年に見直し）した観測強化地域および特定観測地域の解消：第176回定例会（2008年2月）
⑥ 定例会合における「重点検討課題」セッションの新設とその運営を担当する重点検討課題運営部会の設置：第179回定例会（2008年11月）

上記の①によって，「トピックス」の課題選定と運営がより計画的に行われるようになった．②と③は，地震予知連絡会の公開性をいっそう高めるためにとった措置である．④と⑤によって，地域にのみとらわれることなく，地殻活動のモニタリングに関わる重要課題を摘出し，検討に取り組む方向性が示された．また，地震防災対策上の地域指定や，地震調査研究推進本部による重点的調査観測地域との関係も整理された．⑥は，上に述べた新しい活動の方向性を具体化したものである．これに伴って，従来の「トピックス」およびトピックス部会は発展的に解消された．重点検討課題運営部会のメンバーには，平田　直委員（部会長）ほか8名の委員が指名された．

この10年の間に，地震現象の科学的理解は長足の進歩を遂げた．とりわけ，プレート間大地震の地震サイクルの解明については，観測・理論の両面でかつてない前進がもたらされた．プレート境界のアスペリティ仮説は，数々の検証を経て大地震予測の指導原理へと発展し，GPSデータや繰り返し小地震によってプレート間カップリング状態の変化が継続的にモニターされるまでになった．今世紀の初頭には，プレート境界の深部低周波微動とそれに伴うスロースリップが相次いで発見され，地震学の世界に大きな衝撃を与えた．プレート境界の遷移領域の振る舞いが世界の注目を集めている．2000年の末から始まった東海地域の長期的スロースリップも，想定東海地震との関係で大きな関心事となった．これらの現象は，岩石実験から導かれた摩擦則に基づくシミュレーションによっても再現されている．

内陸浅部の地殻内地震については，今後の研究に待たねばならない課題が多い．しかし，地震波トモグラフィーや電磁気探査によって，地下構造と地震発生場の関係が明らかにされつつある．地殻内地震の発生には，地下の流体や深部滑りの関与が指摘されている．

一方，大地震直前の現象については，短期的予知に直接結びつく成果は得られなかった．2003年十勝沖地震（M8.0）は，この10年を通じて最大のプレート間地震であったが，期待に反して直前のプレスリップは観測されなかった．GPS観測網などの検知能力から，モーメントマグニチュードで6を超えるプレスリップは起きなかったとみられる．2004年のパークフィールド地震（M6.0）は，サンアンドレアス断層上のかねてから予測されていた場所に発生した．しかし，前回1966年の地震とは異なり，前震も前兆的な断層クリープも観測されなかった．短期的予知への道はまだ遠く厳しいと言わざるを得ない．

それにも関わらず，この10年間に得られた諸成果によって，地震予知研究の新計画は当初の期待を超える前進を遂げつつある．これらの成果は，防災科学技術研究所のHi-net，国土地理院のGEONETなど，全国規模で展開された強力な基盤的観測網を抜きにして語ることはできない．気象庁は，1997年10月から他機関の協力の下に一元化震源の決定を開始し，日本の内陸部ではM2以上

の浅い地震はほぼ漏れなく震源決定されるようになった．2007 年中越沖地震の余震観測などで証明されたように，海底地震計の稠密観測は，海域の地震活動や構造の調査に威力を発揮している．地殻変動に関しては，GPS に加えて，InSAR などの宇宙測地技術が活躍している．2006 年1月には陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS) が打ち上げられ，さらに高度なデータが得られるようになった．海底地殻変動の観測も，プレート運動や大地震時の変動を検出できるレベルまで成熟してきている．活断層については，地震調査研究推進本部の主導で全国の主要活断層帯の調査が精力的に進められ，地殻内大地震の繰り返し発生に関する基本的なデータが蓄積されてきた．

地震予知連絡会には，これらの貴重な観測結果が持ち寄られ，地震予知の観点から総合的な検討が行われてきた．地震予知に関して，関係各機関を集めて定期的に検討を行う場は他にはない．今後，「モニタリング結果を中心とした情報交換」を強化し，「モニタリング手法の高度化を検討する」場として，その活動をいっそう充実して行く必要がある．

この10年の間にも，わが国は数多くの地震災害に見舞われた．2000年鳥取県西部地震（M 7.3），2001年芸予地震（M 6.7），2003 年十勝沖地震（M 8.0），2004年中越地震（M6.8），2005年福岡県西方沖地震（M7.0），2007年中越沖地震（M 6.8），2008年岩手・宮城内陸地震（M 7.2）などをはじめ，主な被害地震だけでも 10 指に余る．外国でも，2004年スマトラーアンダマン地震（Mw 9.1），2008年中国四川省の汶川地震（Mw 7.9）などによって未曾有の惨禍がもたらされた．

地震予知は人類の悲願であり，同時に，研究者の探求心を捉えてやまない大いなる科学的挑戦である．地震予知連絡会は，これまで40年の成果に甘んじることなく，つねにその活動を点検しつつ新たな時代を切り拓いて行かねばならない．

（大竹政和）

注1）旧計画は7次にわたる5カ年計画（第1次のみ4カ年）によって実施された．最初は「地震予知研究計画」として出発したが，第2次計画から「地震予知計画」に改められた．

注2）http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/ccephom

２．1999（平成 11）年度から 2008（平成 20）年度（第 16 期～第 20 期）までの活動

１．はじめに

1995 年の兵庫県南部地震後の災害対策基本法の大幅改正や地震調査研究推進本部の設置等を主な内容とする地震防災対策特別措置法の制定，1999 年からの「地震予知のための新たな観測研究計画」への移行等により，地震予知連絡会を取り巻く環境に大きな変化がもたらされた．地震予知連絡会はこの間，地震予知に関わる社会の要請に応えるため，地震予知連絡会の在り方やより適切な運営方針等を検討し，変革してきた．

この 10 年間には，多くの被害地震が発生した。地震予知連絡会においても、それらについて多くの時間を割いて議論してきたが、その度に新たな発見が報告され、地震予知に向けて着実に理解を深めることに貢献してきた．

ここでは，1999 年度から 2008 年度までの活動の概要について述べる．

２．地震予知連絡会の在り方と運営方針等の変遷

1998 年 8 月 5 日の測地学審議会建議「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について」及び 1999 年 4 月 23 日の地震調査研究推進本部「地震調査研究の推進について－地震に関する観測，測量調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」によって，地震予知連絡会は，地震予知，特に観測研究に関わる情報の交換と学術的な検討についてその責任を果たすことが要請されるようになった．このような背景のもと，1999 年 8 月 23 日開催の第 134 回地震予知連絡会において，地震予知連絡会の活動の在り方について検討を行う目的で，「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ」（主査：大竹副会長）を設置した．このワーキンググループは，2001 年 4 月 13 日開催の第 142 回地震予知連絡会で，委員の異動に伴い「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ（第 2 次）」（主査：島崎副会長）に引き継がれた．検討の結果，トピックスの充実と恒常的なトピックス選定のための部会として，トピックス部会を設置した．また，広範な観点からの議論ができるように，本会議へのオブザーバーの依頼やトピックスにおける外部招待者の講演も積極的に導入し，集中的に議論することで，深い理解に役立てるようになった．さらに，会議を通じて得られる共通認識が正しく国民に伝わるように会議の実況公開を会議場の隣室で実施するようになった．

2003 年 7 月の科学技術・学術審議会建議「地震予知のための新たな観測研究計画（第 2 次）の推進について」において「地震予知連絡会が指定したこれまでの特定観測地域等の在り方を抜本的に見直す必要がある．」とされ，2005 年 8 月 30 日に地震調査研究推進本部で「今後の重点的調査観測について」が策定されるなど，地震予知連絡会が指定した特定観測地域等の在り方の見直しが求められていた．このため，2007 年 5 月 14 日開催の第 173 回地震予知連絡会で「地震予知連絡会 今後の活動展開の検討ワーキンググループ」（主査：島崎副会長）を設置し，地震予知連絡会の運営の在り方，特定観測地域・観測強化地域の在り方等について検討することになった．ワーキンググループの報告を受けて，第 176 回地震予知連絡会（2008 年 2 月 18 日）において地震予知連絡会の特定観測地域・観測強化地域の指定を解消した．さらに，2008 年 5 月 7 日に設置された「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その 2）」（主査：島崎副会長）で地震予知連絡会の運営のあり方及び議論するテーマのあり方等について検討した．その結果，地震予知研究にとって興味深い現象や問題等を「重点検討課題」として選定し，これについて集中的に検討することとした．また，「重点検討課題」の選定，並びに課題検討のための資料作成機関の選定等を担当する「重点検討課題運営部会」を設置し，「トピックス」を「重点検討課題」に統合した．この運営方針は，第 180 回地震予知連絡会（2009 年 2 月 16 日）から実施され，2008 年 7 月 17 日の科学技術・学術審議会建議「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について」で示された「『1　地震・火山現象予測のための観測研究の推進』を図るために，地震活動・地殻変動等に関するモニタリング結果を中心とした情報交換を行い，モニタリング手法の高度化を検討する」という地震予知連絡会の役割を果たしていくことになる．

３．地震等への対応

この 10 年間においても多くの地震が発生した．主なものに，平成 12 年（2000 年）鳥取県西部地震，平成 13 年（2001 年）芸予地震，平成 15 年（2003 年）十勝沖地震，平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震，平成 19 年（2007 年）能登半島地震，平成 19 年（2007 年）新潟県中越沖地震，平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震が挙げられる．地震予知連絡会においても，定例の本会議における集中的な議論に加えて，臨時の本会議や地域部会を開催し，その地震の解釈，意味するもの，前兆現象の有無等の議論を行ってきた．また，観測研究がある程度進んだとみられる時期には，固有の地震をトピックスとして選定し，観測・研究結果の報告と議論を行ってきた．

この他，スロースリップや深部低周波微動・超低周波地震等の新たに発見された現象についても，その解釈や意味するもの，その影響について議論してきた．

議論の概要については，「6．本会議，各部会の活動」を参照されたい．

4．地震予知連絡会会報

関係機関や大学から地震予知連絡会に報告された観測・研究成果は，地震予知連絡会会報として年2回定期的に発行している．この10年間では，第62巻から第81巻まで発行した．また，過去の会報についてデジタル化を進め，全巻について作業が完了した．デジタル化された会報は，地震予知連絡会ホームページにおいて公開している．

5．第16期から第20期までの人事・組織

第16期から第20期までの人事・組織は次の通りである．各期の委員は，別掲の委員名簿に示されている．

1999年4月16日第132回地震予知連絡会において，第15期までに引き続き，茂木委員が会長に選出され，会長により大竹委員と石井委員が副会長に指名された．また，特定部会長には大竹副会長が，強化地域部会長には石井副会長がそれぞれ指名された．

2001年4月13日第142回地震予知連絡会において，会長に大竹委員が選出され，会長から島崎委員と岡田委員が副会長に指名された．また，強化地域部会長には島崎副会長が，特定部会長に岡田副会長がそれぞれ指名され，両部会長より両部会の委員が指名された．また，予知連のあり方について検討するワーキンググループの主査に島崎副会長が任命され，ワーキンググループの委員が指名された．茂木前会長を名誉委員とすることが承認された．

2003年4月14日第142回地震予知連絡会において，会長に大竹委員が選出され，会長から島崎委員と岡田委員が副会長に指名された．また，強化地域部会長には島崎副会長が，特定部会長には岡田副会長が，トピックス部会長には岡田副会長がそれぞれ指名された．

2005年4月7日第163回地震予知連絡会において，会長に大竹委員が選出され，会長から，島崎委員と岡田委員が副会長に指名された．また，中日本部会長には島崎副会長が，東日本部会長，西日本部会長には岡田副会長が，トピックス部会長には橋本委員がそれぞれ指名された．

2007年4月9日第172回地震予知連絡会において，会長に大竹委員が選出され，会長から，島崎委員と平原委員が副会長に指名された．また，東日本部会長，中日本部会長には島崎副会長が，西日本部会長には平原副会長が，トピックス部会長には平田委員がそれぞれ指名された．

6．本会議，各部会の活動

地震予知連絡会では，年4回（5月，8月，11月，2月）の定例の本会議を開催している。本会議では，関係機関からの全国の地震活動と地殻変動の報告と質疑の後，各地域についての詳細検討，話題提供等を行い，さらに，会議毎に選定されるトピックスに関する集中的な議論を行った．検討結果の主なものについては，毎回会議終了後に記者説明会を行った．

定例の本会議の他，組織運営に関わる議論や大地震発生に伴う緊急的な議論のため，必要に応じて臨時の本会議を開催し，集中的な議論を行った．この10年間では，本会議は合計で49回開催した．

また，この本会議の他に，必要に応じて個別的あるいは緊急的テーマについて検討するため，観測強化地域における地震および地殻活動を対象として検討する強化地域部会，特定観測地域における地震および地殻活動を対象として検討する特定部会が設置されていた．第163回地震予知連絡会からは，地域部会をそれまでの強化地域部会と特定部会から，東日本部会，中日本部会，西日本部会の3つの部会に再編した．この10年間で，これらの地域部会を6回（打ち合わせ会を1回）開催した．

以下に，本会議と各部会の概要について述べる．

第132回地震予知連絡会（1999年4月16日）

第16期の委員による役員の選出が行われた．

次回以降の連絡会でトピックスとして取り上げるテーマについて議論された．

第133回地震予知連絡会（1999年5月17日）

全国の地震活動，地殻変動の概況の報告および東海，伊豆，北海道，中部の地殻活動等について，大学，関係観測研究機関等より観測・研究成果の報告および議論が行われた．1998年9月3日に岩手山付近で発生したM6.1の地震に関連して，地下の膨張源に起因する震源断層付近の応力変化等について報告された．

トピックスとして，「近畿地方の最近の地殻活動」について関係機関からこれまでの観測・調査結果の報告があり，現在の状況に関する議論が行われた．

第134回地震予知連絡会（1999年8月23日）

全国の地震活動，地殻変動の概況の報告および近畿，東海，伊豆，関東地域の地殻活動等について，大学，関

係観測研究機関より観測・研究成果の報告および議論が行われた．1999年8月21日に発生した和歌山県北部の地震（M5.4）に関して，発生場所とこの地域の地震活動との関連等について報告された．

また，1999年8月17日に発生したトルコのアナトリア断層西端付近で発生した地震について，発生場所が地震空白域として指摘されていたことや北部の断層が動いたと推定されることが報告された．

トピックスとして,「陸域及び沿岸海域の活断層調査結果」について報告および議論が行われた．

第135回地震予知連絡会（1999年11月15日）

全国の地震活動，地殻変動の概況の報告および東海，中国・四国，九州の地殻活動等について，大学，関係観測研究機関より観測・研究成果の報告および議論が行われた．瀬戸内海の愛媛・香川県境沖では1999年3月頃から微小地震の活動に関する中央構造線との関連性等について議論された．

トピックスとして，1999年8月17日に発生したトルコの地震（M7.4）と1999年9月21日に発生した台湾中部の地震（M7.7）に関連して，大学・関係機関等からこれまでの観測・調査結果について報告および議論が行われた．

また，10月に行われたGPS国際シンポジウムにおけるGPSによる地殻変動検出等の動向について報告された．

第136回地震予知連絡会（2000年2月21日）

全国の地震活動,地殻変動の概況の報告および北海道，東海地方の地震・地殻活動等について，大学，関係観測研究機関より観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地方では，フィリピン海プレートスラブ内で発生する微小地震の活動の低下等について報告された．また，北海道東方沖地震（2000年1月28日，M6.8）に関連して，この領域で解放された地震エネルギーに着目した長期的地震ポテンシャルの評価について報告された．

トピックスとして,「GPSによる地殻変動検出」と題して，GPS観測の最新の結果について，大学・関係機関からの報告および議論が行われた．

第137回地震予知連絡会（2000年5月15日）

全国の地震活動，地殻変動の概況の報告及び，東海・中部地方の地殻活動等について，大学，関係観測研究機関より観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地方の固着域におけるフィリピン海プレート内の地震活動度が低調であること等について議論された．

トピックスとして，2000年3月27日から始まった有珠山の活動に関連した地殻活動及び最近の活断層調査について，大学・関係機関からこれまでの観測・調査結果の報告および議論が行われた．

平成12年度第1回地震予知連絡会特定部会（2000年6月20日）

2000年6月8日に熊本県地方で発生したM4.8の地震について観測・研究成果の報告および議論が行われた．

平成12年度第1回地震予知連絡会強化地域部会（2000年7月2日）

2000年6月26日からの三宅島の火山活動に関連した地震活動，神津島近海で起きた7月1日のM6.4の地震，周辺の地殻変動の概況の報告及びその他の観測・研究成果の報告および議論が行われた．

第138回地震予知連絡会（2000年8月21日）

全国の地震活動，地殻変動の概況の報告及び，関東・東海・中部地方の地震活動・地殻活動等について，大学，関係観測研究機関より観測・研究成果の報告および議論が行われた．2000年6月26日から始まった三宅島の火山活動に関連した地震活動とそれに引き続き活発化した新島・神津島周辺の地震活動，関連して観測されている地殻変動等について，各観測研究機関から観測結果の報告があり，これに基づき，今回の一連の活動のメカニズムについてモデルが提示され，議論された．

第139回地震予知連絡会（2000年10月10日）

平成12年（2000年）鳥取県西部地震とそれに関連する西南日本の地殻活動等について，大学，関係観測研究機関より観測・研究成果の報告および議論が行われた．この地震は唐突に発生したものではないことが議論となったが，さらに広域的にみて，西南日本は南海地震後の静穏期から次の南海地震前の活動期に入っていることが議論された．

第140回地震予知連絡会（2000年11月24日）

全国の地震活動,地殻変動の概況の報告及び,北海道，関東，東海，九州地方の地殻活動等について，大学，関係観測研究機関より観測・研究成果の報告および議論が行われた．2000年6月末からの新島・神津島・三宅島周辺の地殻活動に関して，1962年の三宅島の火山活動が今回のダイク貫入に影響を及ぼしたとのモデルが示された．

トピックスとして,「平成12年（2000年）鳥取県西部地震に関連した地殻活動」について，大学・関係機関からこれまでの観測・調査結果の報告があり,議論された．

第141回地震予知連絡会（2001年2月19日）

全国の地震活動,地殻変動の概要の報告及び,北海道,関東，東海・中国・沖縄地方の地殻活動等について，大学，関係観測研究機関より観測・研究成果の報告および議論が行われた．2001年1月12日に発生したM5.1の兵庫県北部地震の群発地震的な活動等に関して議論された．

トピックスとして,「日本海東縁部の地殻活動」に関し，大学・関係各機関からこれまでの観測・調査研究の報告があり，議論された．

第142回地震予知連絡会（2001年4月13日）

第17期の委員による役員の選出が行われた．

平成13年（2001年）芸予地震および静岡県中部の地震について観測･研究成果の報告および議論が行われた．

第143回地震予知連絡会（2001年5月21日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等について観測・研究成果の報告および議論が行われた．富士山周辺の低周波地震活動，平成13年（2001年）芸予地震後に発生した豊後水道地域,日向灘地域におけるM5クラスの地震等について議論された．

トピックスとして,「地震予知における電磁気現象」について集中的に議論された．

平成13年度第1回地震予知連絡会強化地域部会（2001年7月27日）

東海地域における非定常地殻変動の検出について国土地理院から報告があり，それに関連して大学，関係観測研究機関等から観測・研究成果の報告および議論が行われた．

第144回地震予知連絡会（2001年8月20日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等について観測・研究成果の報告および議論が行われた．GPS観測により東海地域で発見された異常な地殻変動の経過と解釈，2001年2月25日に発生したM5.8の福島県沖の地震後の半年間にわたる地殻変動等について議論された．

トピックスとして,「兵庫県南部地震の前兆」について集中的に議論された．

第145回地震予知連絡会（2001年11月19日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等について観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動，過去の辺長測量や水準測量結果を含めた議論がなされた．また，Hi-netの観測により発見された西南日本の地殻底部を発生源とする低周波微動について報告された．

トピックスとして,「沈み込みプレート境界におけるアスペリティ」について集中的に議論された．

第146回地震予知連絡会（2002年2月18日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動，2001年12月18日に発生したM7.3の与那国島近海の地震等について報告された．

トピックスとして,「海底諸観測の開発状況」について報告および議論された．

第147回地震予知連絡会（2002年5月20日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過,及び2002年5月8日から発生した伊豆半島東方沖の群発地震活動について，過去の活動や推定されるダイクモデルについて報告された．

トピックスとして,「東海地域のスロースリップとその意味」について報告および議論された．

第148回地震予知連絡会（2002年8月19日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過，福島沖プレート境界での非地震性すべりとアスペリティ等について報告された．

トピックスとして,「地殻活動予測シミュレーションモデルの開発と実用化へ向けての問題点」について報告および議論された．

第149回地震予知連絡会（2002年11月18日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過，房総半島のスロースリップ，八丈島付近の群発的な地震活動等について報告された．

トピックスとして,「2000年鳥取県西部地震のその後」について，さまざまな観測・研究の成果，およびそこから得られた新しい知見に関する報告および議論された．

平成14年度第1回地震予知連絡会強化地域部会（2002年12月5日）

東海地域の非定常地殻変動に関する観測・研究成果の報告および議論された．

第150回地震予知連絡会（2003年2月17日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過,室戸岬における1946年南海地震の発生

を含む約110年間の上下変動の経年変化等について報告された.

トピックスとして,「活断層の深部構造と地震・地殻活動（その１）」について報告および議論された.

第151回地震予知連絡会（2003年4月14日）

第18期の委員による役員選出が行われた.

三ケ日に設置されている気象庁の体積歪計で検出された歪変化について，各種の観測成果の報告および議論が行われた.

第152回地震予知連絡会（2003年5月19日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動と三ヶ日の歪み変化の経過，東南海地震当日の水準測量から推定されたプレスリップ等について報告された．また，島根県から広島県にかけての地域で北北西―南南東に並ぶように発生した M4 クラスの地震について議論された.

トピックスとして,「低周波微動・低周波地震」について報告および議論が行われた.

平成15年度第1回地震予知連絡会特定部会（2003年6月6日）

2003年5月26日に発生した宮城県沖の地震に関して，メカニズム，断層モデル，想定される宮城県沖地震への影響等について観測・研究成果の報告および議論が行われた.

第153回地震予知連絡会（2003年8月18日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．2003年7月26日に発生した宮城県北部の地震について集中的に報告および議論が行われた．この他，東海地域の非定常地殻変動の経過，東海地域の固着域における地球潮汐のトリガー作用等について報告された.

第154回地震予知連絡会（2003年10月21日）

平成15年（2003年）十勝沖地震に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．1952年十勝沖地震との関係，前兆現象の有無，1894年に釧路沖で発生した地震との関連等について議論された.

第155回地震予知連絡会（2003年11月17日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過，平成15年（2003年）十勝沖地震の余震活動と余効変動等について報告された．また，豊後水道の低周波地震活動に関して，スロースリップという現象の地域性，発生間隔，時定数の違いについて議論された.

トピックスとして,「地震や地殻変動に関する観測の精度」について報告および議論が行われた.

第156回地震予知連絡会（2004年2月16日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過，平成15年（2003年）十勝沖地震に先行した地震活動度の低下等について報告された.

トピックスとして,「地震発生のトリガリング」について報告および議論が行われた.

第157回地震予知連絡会（2004年5月17日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過，平成15年（2003年）十勝沖地震関連，東北地方のスラブ内の地震活動の活発化，近畿北部における微小地震活動の低下等について報告された.

トピックスとして,「活断層の深部構造と地殻活動（その２）」として，糸魚川―静岡構造線研究の最近の成果について報告および議論が行われた.

第158回地震予知連絡会（2004年8月23日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過，DD トモグラフィによる震源断層とアスペリティのイメージング，平成15年（2003年）十勝沖地震前の地震活動度変化，丹波山地の地震活動度の低下等について報告された.

トピックスとして,「応力・メカニズムの現状評価」について報告および議論が行われた.

第159回地震予知連絡会（2004年9月17日）

2004年9月5日に紀伊半島南東沖で発生した地震に関する観測・研究成果の報告および議論がなされた．この地震の発震機構や断層モデルについて議論された.

第160回地震予知連絡会（2004年11月4日）

平成16年（2004年）新潟県中越地震に関する観測・研究成果の報告および議論がなされた．この地震の余震活動や断層モデル，震源域の地質構造，先行地震，日本海東縁部の地震空白域との関連等について議論された.

第161回地震予知連絡会（2004年11月15日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．2004年9月5日の紀伊半島南東沖の地震の断層面，平成16年（2004年）新潟県中越地震の余震活動や地下構造との関係，東海地域の非定常地殻変動の経過，平成15年（2003年）十勝沖地震の余効変動等について報告された．

トピックスとして，「2004年パークフィールド地震」について報告および議論が行われた．

第162回地震予知連絡会（2005年2月21日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過，2004年11月29日に釧路沖で発生したM7．1の地震の震源過程や地殻変動，新潟県中越地震の地質構造及び余震分布等について報告された．

トピックスとして，「東南海・南海地震の前兆的変化」について報告および議論が行われた．

平成16年度第1回特定部会打ち合わせ会（2005年3月17日）

釧路、根室付近の地殻活動について、北海道を中心とする関係機関による観測・研究成果の報告および議論が行われた．

第163回地震予知連絡会（2005年4月7日）

第19期の委員による役員選出が行われた．

釧路・根室沖付近の地震・地殻変動に関して3月17日に行われた特定部会打ち合わせ会の報告がなされた．

2005年3月20日に発生した福岡県西方沖の地震に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．

第164回地震予知連絡会（2005年5月16日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動の経過，福岡県西方沖の余震分布と海底活構造調査結果等について報告された．

トピックスとして，「スマトラ地震・津波」について報告および議論が行われた．

第165回地震予知連絡会（2005年8月22日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．2005年8月16日に宮城県沖で発生したM7.2の地震について集中的に議論された他，東海地域の非定常地殻変動の経過と低周波地震・短期的スロースリップの発生，2005年7月23日に千葉県北西部で発生したM6.0の地震等について報告された．

第166回地震予知連絡会（2005年11月21日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．海地域の非定常地殻変動の経過，2004年釧路沖の地震以降のプレート間すべりの経過，四国西部の深部低周波微動に同期した短期的スロースリップの発生等について報告された．

トピックスとして，「「宮城県沖地震」と2005年8月16日宮城県沖の地震」について報告および議論が行われた．

第167回地震予知連絡会（2006年2月20日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．宮城県沖でのプレート間すべりの状況，東海地方で発生した移動性の短期的スロースリップ等について報告された．

トピックスとして，「東南海･南海地震のアスペリティ」について報告および議論が行われた．

第168回地震予知連絡会（2006年5月22日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．４月中旬から始まった伊豆半島東方沖の地震活動，相似地震のデータから推定した北海道太平洋岸のプレート間すべり等について報告された．

トピックスとして，「十勝沖・根室沖のプレート間カップリングの時空間的変化」について報告および議論が行われた．

第169回地震予知連絡会（2006年8月21日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）に関して，発生期と停滞期における地震活動や地殻変動の違いについて議論された．

トピックスとして，「沈み込み帯における非地震性すべり(1)東海スロースリップ」について報告および議論が行われた．

第170回地震予知連絡会（2006年11月20日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．2006年11月15日に千島列島で発生したM7.9の地震等について報告された．

トピックスとして，「沈み込み帯における非地震性すべり(2)短期的スロースリップ」について報告および議論が行われた．

第 171 回地震予知連絡会（2007 年 2 月 19 日）

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．千島列島東方で，海溝軸を挟んで 2006 年 11 月，2007 年 1 月に発生した地震の関連について議論された．

トピックスとして，「近畿の地殻変動」について報告および議論が行われた．

第 172 回地震予知連絡会（2007 年 4 月 9 日）

第 20 期の委員による役員選出が行われた．

平成 19 年（2007 年）能登半島地震に関する観測・研究成果の報告および議論がなされた．歪みが少ない領域で M7 クラスの大地震が発生したことに関して，その意味，過去の履歴，断層の活動履歴を調査することによる想定の可能性等の議論が行われた．

第 173 回地震予知連絡会（2007 年 5 月 14 日）

今後の地震予知連絡会の活動展開についてワーキンググループ設置が承認された．

全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．平成 19 年（2007 年）能登半島地震について海底地形調査の結果や SAR 干渉解析の結果等が報告された．

トピックスとして，「連動型巨大地震」について報告および議論が行われた．

第 174 回地震予知連絡会（2007 年 8 月 20 日）

第 1 回トピックス部会及び第 1 回今後の活動展開の検討ワーキンググループについて報告があった．

平成 19 年（2007 年）新潟県中越沖地震，全国の地震活動，全国の地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．平成 19 年（2007 年）新潟県中越沖地震の震源断層面の傾斜方向や発生した場所の特徴等について議論された．また，千葉県東方沖において発生したスロースリップについて，1996 年および 2002 年のものとの比較について報告された．

第 175 回地震予知連絡会（2007 年 11 月 19 日）

トピックスとして，「地震予知連絡会が実施してきた地域指定のレビュー」について報告および議論が行われた後，「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ」の中間報告等があった．

全国の地震活動，地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．西南日本の深部低周波微動・超低周波地震，短期的スロースリップの移動，平成 19 年（2007 年）新潟県中越沖地震の高精度な余震分布や地震に伴う活褶曲の成長，スマトラ南部の地震系列に先行したバックグラウンドの地震活動に変化等について報告された．

第 176 回地震予知連絡会（2008 年 2 月 18 日）

「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ」の報告が行われた．

全国の地震活動，地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．東海地方の深部低周波地震活動・短期的スロースリップの発生及び過去の発生履歴の抽出，岩手県釜石沖の固有地震が予想された場所・時期・規模で発生したこと等が報告された．

トピックスとして，「地震破壊の始まりの検知とその後の予測可能性」について報告および議論が行われた．

第 177 回地震予知連絡会（2008 年 5 月 19 日）

全国の地震活動，地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．2008 年 5 月 8 日に発生した茨城県沖の M7.0 の地震のメカニズムや前回の地震や茨城県南部の地震との関連等について集中的に議論された．また，2008 年 5 月 12 日に中国四川省で発生した M7.9 の地震について報告があった．

トピックスとして，「地震活動の時間変化と大地震の関係」について報告および議論が行われた．

平成 20 年度第 1 回地震予知連絡会東日本部会（2008 年 7 月 2 日）

平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震に関して，どのような地震であったか，どのような場であったか，先行現象等はあったのかという観点で観測・研究成果の報告および議論が行われた．

第 178 回地震予知連絡会（2008 年 8 月 18 日）

全国の地震活動，地殻変動等に関する観測・研究成果の報告および議論が行われた．平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震について，第 1 回東日本部会の概要についての報告の後，各機関からの報告と集中的な議論が行われた．また，岩手県沿岸北部の地震関連，福島県沖の地震発生前のプレート間すべりの発生，茨城県沖の地震の短期的な発生確率，について報告された．

第 179 回地震予知連絡会（2008 年 11 月 17 日）

地震予知連絡会における今後の議論の進め方について，「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その 2）」から検討結果の報告があり，了承された．

全国の地震活動，地殻変動などに関する観測・研究成果の報告が行われ，議論された．

トピックスとして,「観測技術の最前線」について報告および議論が行われた.

第 180 回地震予知連絡会（2009 年 2 月 16 日）

重点検討課題の課題選定と議論の進め方等について第 1 回重点検討課題運営部会の報告があった。

全国の地震活動、地殻変動などに関する観測・研究成果の報告が行われ、議論された。

また、第 182 回地震予知連絡会で議論される重点検討課題「プレート境界深部すべりに係る諸現象」について趣旨説明が行われた。

３．地震予知連絡会ワーキンググループの活動

本節では、地震予知連絡会に設置されたワーキンググループの活動について,まとめて記述する。第15期(1997～1998年度）に設置された「地震予知連絡会の活動に関するワーキンググループ」についても，ここで記述することにする.

１．地震予知連絡会の活動に関するワーキンググループ（活動期間：1997年度～1998年度）

1995 年の兵庫県南部地震後の災害対策基本法の大幅改正や地震調査研究推進本部の設置等を主な内容とする地震防災対策特別措置法が制定された．これらの法律に基づく，制定後の防災体制や防災対策の実施状況等を調査し，関係行政の改善に資するため，総務庁による「震災対策に関する行政監察」が行われ，1998 年１月 16 日に科学技術庁,国土庁等13省庁に対して勧告がなされた.この中で地震予知連絡会については,「地震に関する観測,測量，調査または研究の収集，整理，評価は推進本部で行う．地震予知連絡会の業務は終了しており，同連絡会の業務等の整理が必要となっている.」との考え方が示された．これをひとつのきっかけとして，1998 年 2 月 16 日開催の第127回地震予知連絡会において，今後の地震予知連絡会の活動に関する検討を行う目的で,「地震予知連絡会の活動に関するワーキンググループ」(主査:島崎委員）が設置された.

メーリングリストを利用しての議論,第1回会議(1998年3月9日）での議論を経て，1998 年 5 月 18 日開催の第128回地震予知連絡会において，ワーキンググループの活動経過について，以下の報告がなされた.

○地震予知連絡会の機能について

・基本的なスタンスとしては地震予知研究がよくなるように地震予知連絡会が活動すべきである.

・地震調査研究推進本部がまとめている今後の地震調査研究の進め方についての総合的な施策を今後地震予知連絡会としても考慮に入れながらいろいろ議論していくべきではあるが，今の段階としては地震予知連絡会として考えられる，あるべき姿を検討する必要がある.

・地震予知計画で効果・失敗が十分議論され，いろいろな分野がトータルとしてよりよく進むことが必要であり，そのような場が必要である.

以上の議論から,地震予知連絡会の機能について３つの役割が示された.

①研究者間の情報交換の場を提供する．会報等の発行を含む.

②地震予知計画の進捗状況に関する情報交換と評価（貢献できる分野で実施）

③特定の興味深い地震現象について勉強会等の実施（地震調査委員会との仕分けも必要）

○会議の進め方について

基本的には，ディスカッションの時間を多くとり，議論を充実させることとし，そのために次の４つの提案がなされた.

①資料は従来通りすべてを会議に提出

②定型的な報告は，全国の地震を気象庁，全国の地殻変動を地理院が冒頭報告

③資料には，口頭発表等の区分けを事前に行う.

④トピックスを決めて議論を行う.

この決定により，次回の本会議からこの報告に沿った会議の進め方を試験的に実施することが確認された.

２．地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ（第1次：第16期）（活動期間：1999年度～2000年度）

「地震予知連絡会の活動に関するワーキンググループ」の報告を受けて，その後の本会議では，この報告に基づく会議の進め方が試験的に実施されてきた．そのような中，1998 年 8 月 5 日には，測地学審議会から「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について」が建議され,「関係各機関は,地震予知連絡会において地震予知観測研究に関わる情報の交換を一層緊密にし，かつ，そこでの討議を通じて，それぞれの観測研究の質の向上に努めることが重要である.」とされた．続く 1999 年 4 月 23 日には,地震調査研究推進本部において「地震調査研究の推進について－地震に関する観測，測量調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」が策定され,「地震予知に関する学術的情報及び意見交換の場としての地震予知連絡会の重要性は，現時点でも失われていないと考えられる.」とされた．このように,地震予知連絡会に対しては，地震予知，特に観測研究に関わる情報の交換と学術的な検討についてその責任を果たすことが要請されている．このような背景のもと，1999 年 8 月 23 日開催の第134回地震予知連絡会において,地震予知連絡会の活動の在り方について検討を行う目的で,「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ」(主査:大竹副会長）が設置された.

第 1 回会議（1999 年 10 月 1 日），第 2 回会議（1999 年 11 月 15 日）での議論を経て，2000 年 2 月 21 日開催の第136回地震予知連絡会において，ワーキンググルー

プの検討状況について,「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ第1次報告」が提出された．その内容は以下の通りである．

○地震予知連絡会の果たすべき役割
①地震予知に関わる調査，観測結果等の情報の交換
②地震予知に関する学術的な検討
○ワーキンググループで継続して検討すべき事項
①地震予知連絡会の運営について（トピックスの系統的な課題選定・資料の準備・議論の深め方等，観測強化地域・特定観測強化地域の考え方並びに強化地域部会と特定部会の在り方）
②構成メンバーについて（オブザーバー制度の効果的な運用）
③情報公開について（情報サービスの拡張と速報性の高度化等）
④他組織との連携（協力・連携の在り方）

第3回会議（2000年4月25日）では,「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ第1次報告」において検討課題となっていたトピックスに関して，間近のスケジュールと今後のトピックセッションの運営方法について議論された．

3．地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ（第2次：第17期）

（活動期間：2001年度）

2001年度から，新たに17期委員が委嘱され，2001年4月13日開催の第142回地震予知連絡会において，大竹新会長が選出された.「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ」については，大竹新会長から島崎副会長が新たに主査に指名された．

第4回会議（2001年5月30日）では，間近のトピックスのテーマについて検討した後，地震予知連絡会の在り方について議論された．第5回会議（2001年11月30日），第6回会議（2002年2月8日）においても，継続して地震予知連絡会の在り方について議論され,「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ第二次報告」がまとめられた．

2002年2月28日開催の第146回地震予知連絡会において，この報告書について議論され，了承された.「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ第二次報告」の主な内容は，以下の通りである．

○地震予知連絡会の果たすべき役割
①地震予知に関わる調査，観測結果等の情報の交換
②地震予知に関する学術的な検討
○地震予知連絡会の意義
①地震予知計画を効果的に推進させること
②地震の評価の拠り所となる各種知見を集積すること
○他組織との連携の在り方
①科学技術・学術審議会測地学分科会との連携を図っていくことが重要である．
②地震の評価のよりどころとなる各種知見の集積の重要性から，この観点に基づいた情報交換，学術的検討を積極的に行うなどにより，地震調査研究推進本部地震調査委員会や地震防災対策強化地域判定会との連携を強化することが重要である．
○運営要綱の在り方
今後の地震予知連絡会の役割にふさわしい規定とするため，地震予知連絡会設置要綱と地震予知連絡会運営要領に整理するべきである．
○会議の具体的な運営
①参加者
広範な観点からの議論ができるよう講演者の招待等を積極的に進めるべきである．
②プログラム
トピックスの充実を図るため，恒常的な作業部会を設置するべきである．
③会議内容の公開
会議そのものの公開を含めて，最適と考えられる方法で公開を進めていくべきである．
④作業部会
地域別の作業部会にとらわれず，作業部会制度を活用していく必要がある．

4．地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループの提案への対応（報告）

2004年8月23日開催の第158回地震予知連絡会において,「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ第二次報告」への対応状況について事務局より報告された．内容は以下の通りである．

○他組織との連携
①科学技術・学術審議会測地学分科会との連携を引き続き行い，大学の地震予知研究協議会との連携を強化する．
②地震調査研究推進本部地震調査委員会，地震防災対策強化地域判定会の活動に対しては，必要に応じて機動的に連携を図っていく．
○運営要綱
設置時の経緯，1986年10月31日閣議における総務

庁長官発言等から，新たな要綱を作るのではなく，最小限の改正で対応する．

※平成16年（2004年）8月23日改正
設置目的部分の一部を「総合的判断を行うため」を「学術的検討を行うため」に修正された．

○参加者
「議論に参加するオブザーバー」を依頼していることから着実に実行されている．

○プログラム
トピックス部会を設置し，適切な課題を設定している．資料については事前配布に努めている．

○会議内容の公開
会議の実況公開を会議場の隣室で実施している．また，資料について説明するために記者レクを行っている．

○作業部会
①関東東海地域と東日本，西日本とに分割し，定例会において部会長から報告していく．
②地域指定については，地震調査研究本部の重点的観測の対象地域が選定されるまで，当面存続するが見直しは行わない．

5．今後の活動展開の検討ワーキンググループ
（活動期間：2007年度）

第158回地震予知連絡会において，「地域指定については，地震調査研究本部の重点的観測の対象地域が選定されるまで，当面存続するが見直しは行わない．」とされていたが，2003年7月の科学技術・学術審議会建議「地震予知のための新たな観測研究計画（第2次）の推進について」において「平成17年度以降に，地震危険度が相対的に高いとされた地域において，推進本部が重点的調査観測等の対象地域を選定することが想定されるので，それを踏まえて，地震予知連絡会が指定したこれまでの特定観測地域等の在り方を抜本的に見直す必要がある．」とされたことに加え，2005年8月30日に地震調査研究推進本部によって「今後の重点的調査観測について」が策定された．

このため，「地震予知のための新たな観測研究計画（第2次）の推進について」，「地震予知のための新たな観測研究計画（第2次）の実施状況のレビューについて」（2007年1月，科学技術・学術審議会測地学分科会）及び「地震及び火山噴火予知研究計画に関する外部評価」（2007年6月，地震及び火山噴火予知計画に関する外部評価委員会）などを踏まえて，地震予知連絡会の運営の在り方，特定観測地域・観測強化地域の在り方等について検討する目的で，2007年5月14日開催の第173回地震予知連絡会において，「地震予知連絡会 今後の活動展開の検討ワーキンググループ」（主査：島崎副会長）が設置された．

第1回会議（2007年8月3日），メーリングリスト，第2回会議（2007年10月15日）での議論を経て，特定観測地域・観測強化地域のような固定した地域にとらわれることなく，現象や問題を選定し議論する必要があるとの方向性が確認された．2007年11月19日開催の第175回地震予知連絡会では，この方向性について了承された．その後，第3回会議（2008年2月6日）を経て，2008年2月18日開催の第176回地震予知連絡会で「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ　報告書」が提出され，了承された．その主な内容は，以下の通りである．

○地震予知連絡会の地域指定
固定した地域にとらわれず，全国を対象とした検討をすべきである．したがって，従来の地域指定を解消する必要がある．

○今後の地震予知連絡会の活動のあり方
ある地域に特定するだけではなく，ある現象や問題（テーマ）を選定し議論を行う必要がある．

○今後の課題
①テーマの選定方法及びトピックスとの関係について
テーマを選定していく際には，トピックスとの関係について整理する必要がある．
②テーマについての議論のフィードバックについて
③地震予知連絡会の運営方法のあり方について
従来の地域指定に基づいて行ってきた議論や検討のフォーカスの仕方を，選定したテーマについて有効に議論できるものにかえていく必要もある．さらに，これに伴い，従来の作業部会（東日本部会，中日本部会，西日本部会，トピックス部会）のあり方についても検討する必要がある．
④成果の社会への還元のあり方について
議論した内容についても積極的な社会への還元方法について検討していく必要がある．

この決定により，地震予知連絡会の特定観測地域・観測強化地域は解消され，全国を対象とした検討をすることとなり，新しい検討方法に移行することとなった．

6．今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その2）
（活動期間：2008年度）

「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ　報告書」の中で，今後の地震予知連絡会の活動のあり方については，従来の地殻活動モニタリング結

果の精査と情報交換を継続するとともに，今後の地震予知研究の推進のために，地震予知研究に飛躍的な発展をもたらす可能性がある現象や問題等（テーマ）について集中した検討を行うべきこと，次期の建議（2008 年 7 月 17 日の科学技術･学術審議会建議「地震･火山噴火予知のための新たな観測研究計画の推進について」）に基づく地震予知連絡会の活動についてさらに具体的に検討する必要があることが指摘された．

これを受けて，地震予知連絡会の運営のあり方及び議論するテーマのあり方等について検討を行う目的で，2008 年 5 月 7 日に，「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その２）」（主査：島崎副会長）が設置された．

第１回会議（2008 年 6 月 10 日），メーリングリスト，第２回会議（2008 年 10 月 15 日）による議論を経て，2008 年 11 月 17 日開催の第 179 回地震予知連絡会で「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その２）　報告書」が提出され，了承された．その主な内容は，以下の通りである．

○重点検討課題について

地震予知研究にとって興味深い現象や問題等を「重点検討課題」として選定し，これについて集中的に検討する．「重点検討課題」の選定，並びに課題検討のための資料作成機関の選定等を担当する「重点検討課題運営部会」を設置する．従来の「トピックス」は「重点検討課題」に統合する．

○地震予知連絡会会報の発行について

地震予知研究における地震予知連絡会会報のアーカイブとしての重要性にかんがみ，今後も，ほぼ従来通りの内容を含む会報の発行を継続する必要がある．

○地震予知連絡会会長の選出手続きについて

地震予知連絡会会長の選出手続きをより一層明確化するため，あらかじめ推薦された候補者から投票により選出する．

この決定により，次回の本会議（第 180 回）から，この報告書に準拠した会議運営に移行することとなった．

４．観測強化地域，特定観測地域の経緯

１．はじめに

観測強化地域と特定観測地域は，1968 年 7 月に当時の測地学審議会が建議した第 2 次地震予知計画の中で考え方が示され，これを踏まえて地震予知連絡会により 1970 年にはじめて指定された．その後，地域の見直しなどにより若干の変遷を経ながらも，これらの指定地域は 2008 年に解消されるまで 40 年近くにわたって存続した．

指定地域では様々な観測が重点的に行われ，その結果地震予知研究上重要なデータや多くの知見を得ただけでなく，地震防災に関わる行政施策を実施する際にその範囲を定める法的根拠がない中，その根拠としても活用されてきた．このように，地域指定制度はわが国の地震予知研究及び地震防災に大きな役割を果たしてきた．

以下，ここでは地域指定の設置から解消に至る経緯と，各指定地域における指定以来の地震活動の概要についてこの 10 年間を中心に述べる．

２．観測強化地域，特定観測地域の指定とその経緯

第 2 次地震予知計画（1968 年 7 月 16 日測地学審議会建議）において，情報交換及び総合的判断を行う場としての地震予知に関する連絡会の設置とともに，地震予知研究計画の実施を早め，観測を順次充実するための方策として，次のような地域指定の考え方が提示された．

① 全国の基本的な測地，検潮および大，中，小，地震の観測等をすみやかに従来の建議の水準に達しせしめる．
② 過去に大地震の記録がある地域等を特定観測地域として，各種の研究観測を集約的に行うとともに，これら研究観測を迅速かつ，精密に実施するに必要な測器の開発を進める．
③ ①および②の観測，研究等によって異常な現象が見出された地域は，観測強化地域として，特に観測を強化する．
④ ③の観測資料を検討の結果，異常な現象が地震に関連するものと認められた地域は，観測集中地域として密度の高い調査，観測を集中して行い，地震予知の実用化につとめる．

この考え方に基づき，地震予知連絡会は 1969 年に観測段階指定基準小委員会を設置して指定地域の候補地を選定し，1970 年 2 月の第 6 回地震予知連絡会での検討を経て，当時房総半島及び三浦半島において大きな隆起が観測されていた関東南部を観測強化地域として，また，東海，北海道東部等 8 地域を特定観測地域として選定した（図 1）．これにより各指定地域では上記の考え方に基づいて観測の重点化が図られることとなった．なお，東海地域は，駿河湾に大きな地殻歪エネルギーが蓄積されているというデータが示されたことなどから，1974 年 2 月に観測強化地域に変更となった．

その後 1978 年に，特定部会において特定観測地域の見直しが行われ，同年 8 月に，20～30 年のうちに発生する可能性があると思われるマグニチュード 7 クラス（日本海溝沿いについてはマグニチュード 8 クラス）の地震を対象として，

① 過去に大地震があって最近大地震が起きていない地域
② 活構造地域
③ 最近地殻活動が活発な地域
④ 社会的に重要な地域

の 4 つを選定方針とし，全国の 20%程度の面積を目安として，新たな指定地域の選定が行われた．この見直しにより，観測強化地域として南関東と東海の 2 地域，特定観測地域として北海道東部，秋田県西部等 8 地域が改めて選定され（図 2），併せて各地域の選定理由が示された（表 1）．なお，各指定地域の範囲は地図上では長方形で描かれているが，漠然としたものであり，丸印または楕円で表してもよい程度のものとされた．

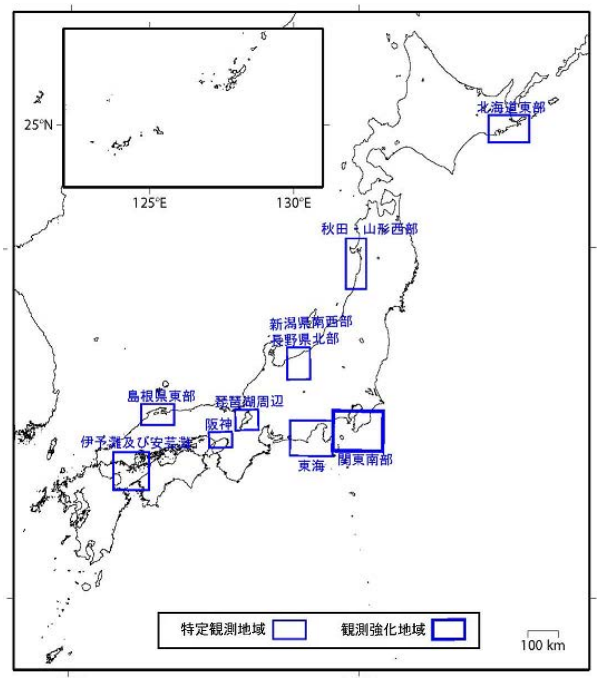


図１　観測強化地域及び特定観測地域
（1970 年 2 月指定）

表１　1978 年に指定された特定観測地域とその選定理由

地域名	選定理由
北海道東部	大地震が想定された地震活動の空白地域に 1973 年根室半島沖地震（M7.4）が起こり，空白は一応埋められたと思われるが，陸上部においては地震に伴った顕著な地殻変動はなく，現在も地震前の大きな地殻の歪が残ったままである．
秋田県西部・山形県西北部	この地域は歴史時代に M7 級の被害地震が発生している．最近地震活動が活発化しており，男鹿半島に北西上がりの地盤形動が見られる．
宮城県東部・福島県東部	三陸沖では，日本海溝沿いに巨大地震が発生し，宮城・福島県沖では沿岸沿いに M7 級の地震がしばしば発生している．この地域の地震活動は，南方または東方に移動する傾向がある．また，この地域に地震活動の空白部が見られる．
新潟県南西部・長野県北部	この地域では，歴史時代に M7 級の大地震が発生している．越後平野から善光寺平までの信濃川沿岸には活褶曲，活断層が多い．最近は，隣接地区に 1964 年新潟地震（M7.5）が発生している．
長野県西部・岐阜県東部	この地域には，活断層が密に分布している．隣接地域に福井地震（1948 年，M7.3），北美濃地震（1961 年，M7.1），岐阜県中部地震（1969 年，M6.6）が発生しており，最近，この方面で地震活動が活発化しているように見える．
名古屋・京都・大阪・神戸地区	この地域には歴史時代に，M7 級の被害地震が発生しており，また，活断層が密集している．養老断層沿いに比較的大きな水平歪み，琵琶湖西岸に北上がりの地盤傾動が見られる．社会的に特に重要な地域である．
島根県東部	隣接地域では浜田地震（1872 年，M7.1），鳥取地震（1943 年，M7.4），北丹後地震（1927 年，M7.5）が発生しており，この地域には歴史時代に大地震が起こった記録がある．明治以来三瓶山東方に緩慢な地盤隆起が継続しており，最近，三瓶山周辺で地震活動が活発である．
伊予灘及び日向灘周辺	この地域では，M7 級の地震がしばしば発生している．この地域の地震活動はおよそ 30～40 年位の間をおいて活発化する傾向が見られる．九州東岸には，南上がりの地盤傾動が見られる．

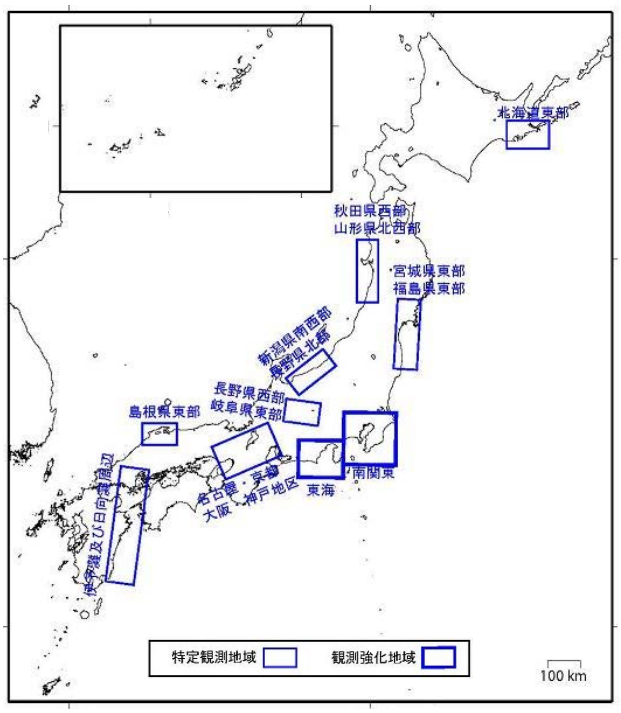


図２　観測強化地域及び特定観測地域
（1978 年８月見直し後）

その後も指定地域の見直し作業は何度か行われている．1983 年から特定部会で指定地域の見直しに関する検討が行われた．また，1992 年からは各指定地域についてその位置づけの検討を視野に入れながらレビューが行われ 1994 年には地震予知連絡会地域部会報告がまとめられた．しかし，いずれの場合も指定地域の変更には至らず，2008 年に指定地域そのものが解消されるまで，これら２地域と８地域がそれぞれ観測強化地域，特定観測地域として存続した．

２．指定地域における観測の強化

指定された観測強化地域または特定観測地域では，上記の方針に基づいて関係機関による観測が強化された．各地域で強化された主な観測内容は表２に示すとおりである．

３．強化地域部会と特定部会

南関東（当初は関東南部）及び東海の２つの観測強化地域については，1975 年 11 月に設置された関東部会（ワーキンググループを含め 1976 年３月以降 1981 年７月までに計 30 回開催）及び東海部会（1976 年７月以降 1978 年８月まで７回にわたり開催）において検討が行われ，1980 年６月には特定部会検討会でも議論が行われたが，1981 年４月には関東，東海両部会を統合する形で強化地

表2 地域指定により強化された観測

指定区分	地域名	強化された主な観測
観測強化地域	南関東	毎年の辺長測量と水準測量，地殻活動観測，体積歪計，微小地震観測，海底地震観測，GPS観測，地殻変動観測，地下水観測，地球電磁気観測，重力観測，潮位観測，地質図幅の出版促進
	東海	年1回または数回の辺長測量と水準測量，短周期の反復水準測量，GPS観測，地殻変動観測，微小地震観測，海底地震観測，地下水観測，地球電磁気観測
特定観測地域	北海道東部	数年おきの辺長測量と水準測量，地殻変動観測，微小地震観測，地下水観測，地球電磁気観測，潮位観測
	秋田県西部・山形県西北部	数年おきの辺長測量と水準測量，GPS観測，地殻変動観測，微小地震観測，地球電磁気観測
	宮城県東部・福島県東部	ほぼ毎年の水準測量，辺長測量，地殻変動観測，GPS観測，微小地震・海底地震観測，地下水観測，地球電磁気観測，津波計
	新潟県南西部・長野県北部	数年おきの辺長測量と水準測量，GPS観測，地殻変動観測，微小地震観測，地下水観測，地球電磁気観測
	長野県西部・岐阜県東部	ほぼ毎年の辺長測量，GPS観測，地殻変動観測，微小地震観測，地下水観測，地球電磁気観測
	名古屋・京都・大阪・神戸地区	毎年の辺長測量と水準測量，GPS観測，地殻変動観測，微小地震観測，地下水観測，地球電磁気観測，重力観測
	島根県東部	数年おきの辺長測量と水準測量，微小地震観測，地球電磁気観測
	伊予灘及び日向灘周辺	数年おきの辺長測量と水準測量，地殻変動観測，微小地震観測

域部会が設置され，以後定例の本会議以外に，この部会において集中的に議論が行われてきた.設置以降32回の強化地域部会が開催されている.このうちこの10年間の開催は3回である.

特定観測地域についても，8つの特定観測地域の地殻活動に関する検討を行うこととして1975年11月に特定部会が設置された．なお，北海道東部については同時に設置された北海道部会において当初検討が行われたが，この部会は1976年4月に特定部会に含まれることになった．特定部会は，設置以降北海道部会などの関連部会や打ち合わせ会等も含め16回開催されている．うちこの10年間における開催は3回である.

強化地域部会と特定部会は指定地域における大地震の発生や異常な地殻活動に関する総合的な判断を行い，数々のコメントを国民に向けて発してきた.なお,これらの部会は2005年度に，東日本，中日本，西日本の3つの地域部会に再編成された.

なお,東海地域については1977年4月に地震予知連絡会の中の組織の一つとして東海地域判定会が発足した.東海地域判定会は，1979年8月7日気象庁に設置された地震防災対策強化地域判定会にその機能が引き継がれることとなった.

4．観測強化地域・特定観測地域における地震・地殻活動

4.1 観測強化地域

南関東，東海の２つの観測強化地域では，地域指定以来，いくつかの特筆すべき地震・地殻活動があり，定常観測に関する報告に加えてこれらの活動に対する報告・議論が本会議と強化地域部会で行われた．両地域の主な地殻活動と本会議，強化地域部会での議論の概要は以下のとおりである.

4.1.1 南関東

本地域は当初（1970年）から関東南部地域として観測強化地域に指定された地域である．その後1978年の指定地域の見直しにより，その範囲を広げる形で改めて南関東地域として強化地域に指定された．本地域及びその周辺では,1980年6月29日に伊豆半島東方沖の地震(M6.7),1983年8月8日に山梨県東部の地震（M6.0）などが発生している．また，1985，1992，2005年には最大震度５の海溝型地震，1987年に千葉県東方沖でM6.7の被害地震などが発生した．さらに1996年5月と2002年10月には，房総半

島沖でフィリピン海プレート上面におけるスロースリップが観測された．伊豆地方では火山性の群発地震が度々発生し，本会議のほか1976年以来59回にわたって開催された部会（関東部会，強化地域部会，ワーキンググループ）で検討が行われた．地震予知連絡会によるコメントまたは統一見解は，千葉県東方沖の地震関連が１件，伊豆地方関連が約10件である．

この10年間には以下に示すような活動があり，本会議と強化地域部会で報告と議論が行われた．

2000年６月から三宅島及び神津島近海の活動が活発化し，当地域における地震活動と周辺の地殻変動に関する検討を行うため，同年７月２日に強化地域部会が開催された．

2002年11月18日の第149回地震予知連絡会において，同年10月4日～14日頃にかけて，房総半島東部で最大変位量2cm程度の南東向きの地殻変動が検出され，変位の向きや大きさ，継続時間などが1996年5月に同地域で発生したスロースリップイベントと類似していること，この地殻変動がプレート境界面上のすべりに起因すると仮定すると，すべり領域は房総半島沿岸から南東沖で最大すべり量は約10cm，Mw6.6の地震に相当するモーメントが解放されたと考えられることが報告された．

2005年8月22日の第165回地震予知連絡会では，同年7月23日に千葉県北西部で起きた最大震度5強の地震について，M6.0，深さ73km，太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界付近で，東西方向に圧力軸を持つ逆断層型であることが報告された．

4.1.2　東海

東海地域は1970年に特定観測地域として指定され，その後1974年に観測強化地域となった．本地域の地震活動及び地殻変動については当初から特に重点的に観測結果の検討が行われてきたが，地震予知連絡会発足以降，現在に至るまで大規模な被害地震は発生していない．しかしながら，最近になって長期的スロースリップや低周波地震に同期して発生する短期的スロースリップ等，プレート境界面上のすべりの多様性に関する発見が相次いでいる．1976年以降，本地域については21回の部会（東海部会，強化地域部会等）が開催されている．

この10年間における本会議及び強化地域部会での主な議論は以下のとおりである．

2001年７月27日に東海地方の地殻変動の変化を議題として強化地域部会が開催され，東海地方における非定常地殻変動が報告された．この非定常地殻変動の検出は地震予知の観点からも非常に重要な意義があり，今後とも地殻変動の推移を注意深く見守る必要があるとの報告がまとめられた．この部会以降，東海地方の非定常地殻変動に関する報告が定例の本会議で毎回行われ，2002年12月5日には再び強化地域部会が開催された．

この非定常地殻変動は2000年後半から開始したと考えられ，2005年夏頃に終息したと報告されている．この現象が起こる前の定常的地殻変動と比較して相対的に静岡県西部から愛知県にかけての南東方向の水平変位と浜名湖を中心とする隆起がこの非定常地殻変動の特徴である．この地殻変動から浜名湖直下を中心とするプレート境界面上のゆっくりとしたすべり（スロースリップ）が推定され，解放されたトータルのモーメントは，Mw7.1程度に相当すると報告された．なお，この長期的スロースリップは，過去の水準測量，辺長測量の結果から過去にも繰り返し発生していたと報告された．

2005年8月22日の第165回地震予知連絡会において，同年7月に低周波地震の活発化と同期して気象庁の体積歪計に歪み変化が検出されたことが報告された．観測された歪み変化は，低周波地震の発生場所とほぼ同じ場所でのプレート間のゆっくりとしたすべりで説明できることが併せて報告された．また，防災科学技術研究所も，傾斜計の変化から短期的スロースリップが発生していたことを報告した．11月21日の第166回地震予知連絡会では，1999年以降の低周波地震に伴って起きる歪み変化について調査したところ，愛知県東部において短期的スロースリップが，低周波地震の発生している領域で繰り返し発生していたことが報告された．さらに，2006年2月20日の第167回地震予知連絡会では，同年1月の短期的スロースリップの発生が報告され，低周波地震の移動に伴って，紀伊半島から静岡県三ケ日付近まで時間と共に移動していったことが報告された．これ以降，2006年8～9月，2007年2月にも短期的スロースリップの発生が報告されている．

本地域はトピックスの対象としても幾度となく取り上げられている．この10年間にトピックスとして報告された東海地域に関する話題は以下のとおりである．

1)　2001年5月21日第143回地震予知連絡会「東海地方における全磁力観測（1996年－2001年４月）」．
2)　2001年11月19日第145回地震予知連絡会「東海地方の地震活動とアスペリティ」．
3)　2002年5月20日第147回地震予知連絡会「東海地域のスロースリップとその意味」として５課題．
4)　2005年2月21日第162回地震予知連絡会「水準測量データの再検討による1944年東南海地震プレスリップ」．
5)　2006年2月20日第167回地震予知連絡会「震度データのインバージョン解析による過去の東海・南海地震の短周期地震波発生域」．
6)　2006年8月21日第169回地震予知連絡会「沈み込み帯における非地震性すべり（１）東海スロースリップ」

において３課題.

7)　2006年11月20日第170回地震予知連絡会「沈み込み帯における非地震性すべり（２）短期的スロースリップ」において３課題.

4.2　特定観測地域

特定観測地域においても，指定以降，様々な地殻活動があり,本会議と特定部会で報告･検討が行われてきた.以下，地域ごとの主な活動について述べる.

4.2.1　北海道東部

本地域では，太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート境界地震とスラブ内での地震が発生してきた.1993年1月15日には釧路沖深さ110kmの太平洋プレート内部で平成5年釧路沖地震（M7.5）が発生し，釧路で震度6を記録，死者を含む被害が発生した．また，1994年10月4日には本地域東方の色丹島沖で太平洋プレート内部の地震である北海道東方沖地震（M8.1）が発生している．1998年以前には本地域を対象とする部会（北海道部会，特定部会）は計5回開催されている.

この10年間には以下のような活動があった.

2004年11月29日に釧路沖の深さ48kmでM7．1（最大震度５強）の地震が発生，12月6日にはその南南東約10kmの領域においてM6.9の最大余震（最大震度5強）が，さらに翌2005年1月18日には,余震域の西端でM6.4の余震が発生した．2005年2月21日の第162回地震予知連絡会等で2004年11月29日の地震の発震機構は北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，余震分布の断面分布を考慮すると北西下がりの低角の断層面で発生したプレート境界型の地震と考えられることなどが報告された．また，余震が発生している領域と地震時の滑りの大きい場所とが棲み分けていること，釧路沖の地震前に震源の周囲においてプレート間滑りが発生していた可能性や根室半島付近とえりも岬付近でプレート間滑りが起きている可能性などが報告･指摘された.なお,隣接する地域では「平成15年(2003年）十勝沖地震」（M8.0)が発生しており，この地震の影響や関係についても報告があった．この地震が起きた領域では，1961年8月12日にM7.2の地震が発生しており，1961年の地震の震源位置は今回の本震の位置に近く，また，両者は破壊過程も含めてよく似ていることも指摘された.

4.2.2　秋田県西部･山形県西北部

本地域では秋田県沖で地震活動が活発であり，1983年５月26日の「昭和58年日本海中部地震」（M7.7）が代表的な地震として挙げられる.この地震の1年ほど前に特定部会が開催され，水準測量により震源に近い男鹿半島先端部では1977年から1981年の4年間に約２cmの隆起があったことが報告された．また，地震後の本会議では，地震後にこの地域が約2cm沈下したことを示す水準測量結果が報告され，地震前の隆起は前兆現象であった可能性が指摘された．1998年以前には上述の日本海中部地震発生直後の特定部会を含め,本地域を対象とする特定部会が3回開催されている.

この10年間では特に目立った活動はなく，特定部会も開催されていないが，2001年2月19日の第141回地震予知連絡会において，1983年の日本海中部地震で滑ったとされる領域が南に広がる形で1997年にM5.6の地震が発生したこと，その領域に接するような形で地震空白域が存在することが報告された.

4.2.3　宮城県東部･福島県東部

本地域（宮城県沖，福島県沖を含む）では，非常に活発な地震活動が見られ，M7程度の地震が多数発生している．発生する地震のタイプも太平洋プレートの沈み込みに伴いプレート境界面上で発生する海溝型地震（2005年８月16日の宮城県沖の地震（M7.2）など)，太平洋プレート内部の地震（2003年5月26日の宮城県沖の地震（M7.1）など)，陸域浅部の直下型地震（2003年7月26日の宮城県北部の地震（M6.4）など）と多岐にわたっている．これらに対して特定部会や本会議で地震活動の把握，前兆現象の有無，今後の地震活動に与える影響などについて議論が行われてきた．最近では測地学的あるいは地震学的手法を用いたプレート境界面上でのすべり履歴に関する報告も頻繁に行なわれている.

本地域を対象とする特定部会は1987年と2003年に開催されている.

これまでの主な活動として，本地域では1981年1月19日に宮城県沖の地震（M7.0)，1987年2月6日には福島県沖の地震（M6.7）などが発生したほか，1994年8月14日には宮城県沖で,2日後の8月16日には福島県沖で,ともにM6.0の地震が発生した．この２つの地震については連動性が報告されている.さらに1996年2月17日にも福島県沖で地震（M6.8）が発生している.

この10年間における本地域の主な活動と本会議及び特定部会での議論の概要は以下のとおりである.

2003年5月26日に宮城県沖で地震（M7.1）が発生し，6月6日に開催された特定部会において報告と検討が行われた．部会では，震源分布からこの地震は沈み込む太平洋プレート内部で発生し，断層面は高角でやや横ずれ成分を伴った逆断層性のすべりであったと考えられること,この地震の東側で2002年11月3日にM6.1の地震が発生しており，その後本震と同規模のプレート間すべりが発生していたこと，今回の地震が発生した領域は，従来から地震活動度が高い領域ではあるが，今回の断層面に沿った面上での活動があったようには見えないことなどが報告された.

同年7月26日には宮城県北部の地震（M6.4）があり，8

月18日に開催された第153回地震予知連絡会で,この地震は前震－本震－余震型で活動が推移し，前震および本震の発震機構は北西－南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型であること，地震に伴う地殻変動が詳細に捕らえられたことなどが報告された．また，M6クラスの地震としては観測データが数多くそろっており，震源域を横断する形で水準測量も行われていたが地震前には特に異常な変動は捕らえられなかった．

2005年8月16日に宮城県沖の地震（M7.2）が発生した．8月22日の第165回地震予知連絡会で，発震機構からこの地震はプレート境界で発生したものと考えられること，この地域では過去に繰り返しM7.4クラスの地震が発生していること，太平洋プレートの沈み込み角度が急変する西側で太平洋プレートと島弧マントルが接する場所で地震が発生したこと，1978年の地震や1936年の地震との関連性や相違点などが報告された．また，余震分布および余効変動の推移の把握が重要であるとの指摘もなされた.この地震については,同年11月21日の第166回地震予知連絡会においてもトピックスとして取り上げられ，地震に伴う海底地殻変動，1978年の宮城県沖地震の震源域との関係，地震前に地震活動が活性化した領域で今回の地震が発生したこと，1933年，1936年，1937年及び1978年の地震との比較や関連等について報告され，宮城県沖の地震の固有性について今後さまざまな方面からの検討が必要であることが示された．

なお，特定地域指定の解消後ではあるが，2008 年 6 月 14 日に本地域の北西端付近で「平成 20 年(2008 年)岩手･宮城内陸地震」（M7.2）が発生し，7 月 2 日に東日本部会が開催された．部会では，この地震がどのような地震で，どのような場で発生したのか等に関する検討が行われ,さらに 8 月 18 日の第 178 回地震予知連絡会でも報告と議論が行われた．

このほか，本地域及びその周辺地域では，2001年2月25日に福島県沖の地震（M5.8），2002年11月3日に宮城県沖の地震（M6.1），2005年12月2日に宮城県沖の地震（M6.6）などが発生しており，他の地震との関係等が本会議で報告されている．

4.2.4　新潟県南西部・長野県北部

本地域では陸域浅部の直下型地震が発生しており，2004年10月23日に発生した「平成16年（2004年）新潟県中越地震」（M6.8）が代表的な地震として挙げられる．

特定観測地域として指定されて以降，1998年以前にはこの地域では特に大きな活動はなかったが，1986年に開催された特定地域見直しを行うための特定部会ワーキンググループにおいて，当時発生していた長野市の地割れについての議論が行われている．

1999年以降の最近10年間における主な活動と本会議における報告・議論は以下のとおりである．

2004年10月23日，新潟県中越地方の深さ13kmを震源とするM6.8の地震（平成16年（2004年）新潟県中越地震）が発生し，新潟県を中心に大きな被害をもたらした．この地震は内陸の活褶曲帯で発生した逆断層型地震であるが，既知の活断層との直接的な関連はみられなかった．規模の大きな余震が多数発生（M6以上４回）して被害を助長した．本震では川口町で震度7，２つの余震では最大震度6強，別の２つの余震では震度6弱を記録した．震源域の地質を反映して地すべりの被害が目立った．11月4日の第160回地震予知連絡会においてこの地震に関する報告があり，地震の概要，メカニズム，地殻変動，活断層に関する議論が行われた．さらに，11月15日の第161回地震予知連絡会において，活発な余震活動等について報告があり，地殻構造と地震との関係や複数の断層面が推定されること，震源域付近で複雑に破壊が進んだと考えられることなどが報告され，翌年2月21日の第162回地震予知連絡会においても，地質構造及び余震分布に基づく震源断層の推定に関する報告が行われた．

2007年7月16日には上中越沖の深さ17kmでM6.8(最大震度6強）の地震（平成19年(2007年)新潟県中越沖地震）が発生，死者11名を含む被害があった．同日中に最大震度6弱の余震も発生した．8月20日に開催された第174回地震予知連絡会で，この地震の発震機構は北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，2004年新潟県中越地震，平成19年（2007年）能登半島地震の震源域と同様に本震の震源直下の下部地殻または最上部マントル（モホ面直下）に地震波低速度域が見いだされることなどが報告された.また，断層面が南東傾斜および北西傾斜どちらでも観測値を説明できること，本震より深い領域で余効すべりが推定されること，新潟県中越地震によって新潟県中越沖の深部すべりが引き起こされた可能性もあること等が報告された．

4.2.5　長野県西部・岐阜県東部

長野県と岐阜県の県境に位置する本地域は，活動度の高い活断層が多く存在する地域である．東西圧縮による横ずれ断層が多い.この地域の中央部の御嶽山周辺では，震源の浅い群発的な地震活動が見られる．1979年10月には御嶽山が噴火し，これに関連する地震について11月19日の地震予知連絡会後にコメントが発せられた.1984年9月14日には長野県王滝村の直下（2km）で長野県西部地震（M6.8，最大震度5）が発生し，死者29名，負傷者10名などの被害が生じた.この地震について同年9月20日に特定部会が開催され，統一見解が発表された．その後の地震予知連絡会でも報告・検討が行われている．本地域を対象とする特定部会の開催は上述の1984年の部会のみである．

この10年間には特に目立った活動はなかった.

4.2.6　名古屋・京都・大阪・神戸地区

本地域では，琵琶湖から淡路島にかけて陸域の浅部で帯状のやや活発な地震活動が見られる.1995年1月17日にこの帯状地域の明石海峡の深さ18kmで発生した兵庫県南部地震（M7.3）は，神戸市を中心に甚大な被害（死者・行方不明者6,436人，負傷者43,792人）をもたらした．神戸，洲本で震度６，近畿地方を中心とする広い地域で震度5が観測され,関東から九州にいたる広い地域で揺れを感じた．地震予知連絡会では兵庫県南部地震の発生以前から周辺域での地震活動の変化についての報告が行われていたが，地震発生以降は，地震に関する地球科学的知見，余震活動に関するものなど計３回にわたってコメントを発表したほか，前兆現象の検証や事前に予測できた可能性について，トピックスなどで集中的に議論が行われた．また，丹波地域の地殻活動の変化についても盛んな議論が行なわれている.

なお，本地域を対象とする特定部会は1992年までに3回開催されている.

この10年間に地震予知連絡会で議論された主な内容は以下のとおりである.

2001年8月20日の第144回地震予知連絡会において，トピックス「兵庫県南部地震の前兆と予測可能性について」の報告があり，震源域は地震前に空白域として指摘されていたこと，周辺地域では本震発生の数カ月前から地震活動が静穏化していたこと，地下水や電磁気現象についても異常が観測されていたことが指摘された．さらに，前兆現象から震源域を特定することは重要かつ困難な問題であり，組織的な観測により異常の原因を絞り込んでいくような体制の整備が重要であることが提言された.

2004年5月17日の第157回地震予知連絡会及び同年8月23日の第158回地震予知連絡会において，丹波山地での2003年1月以降の地震活動の低下について議論が行われた．同様の現象はこれまでも数回にわたって見られており，兵庫県南部地震の前にもこの傾向が見られていたことから，丹波山地の地殻活動について今後議論を深めるべきであることの認識が示された.

2007年2月19日の第171回地震予知連絡会では，トピックスとして「近畿の地殻活動」の報告があり，近畿地方の地震活動や地殻変動の観測結果の報告とその解釈についての討議が行われた.

4.2.7　島根県東部

本地域では鳥取県西部から島根県東部の日本海沿岸での地震活動が活発で，2000年10月6日の「平成12年（2000年）鳥取県西部地震」(M7.3）が代表的な地震として挙げられる．この地域では過去に小規模な地震活動が何度か起きており，地震予知連絡会で報告されていた．地震後の地震予知連絡会では，西南日本が南海地震後の静穏期から次の南海地震前の活動期に入っていることについて議論されている.

地域指定以降1998年までは，本地域で特に大きな活動はなかった．特定部会は1992年に1度開催されている.

この10年間に本地域で発生した主な地震活動と地震予知連絡会での議論は以下のとおりである.

2000年10月6日，鳥取県西部の深さ9 kmを震源とするM7.3の地震（平成12年（2000年）鳥取県西部地震）が発生し,鳥取県を中心に被害をもたらした.この地震は陸域の横ずれ断層型地殻内地震である．境港市，日野町で震度6強が観測された.M7級の地殻内地震にもかかわらず活断層が事前に指摘されておらず，明確な地表地震断層も現れなかった.10月10日の第139回地震予知連絡会において，地震の概要，メカニズム，地殻変動，断層モデルに関する報告と討議が行われ，最近10年間鳥取県西部は地震活動が活発であることが報告された．また，島根県東部地域は地震空白域になっており，今回の地震はその周縁部で発生したこと等が議論された.

2001年2月に発行された会報第65巻には,この地震が沿岸部の地震帯の空白域で起こったこと，また，この地震に先立って震源域周辺の地震活動に１年余りの静穏化状態が先行していたこと等が報告された．2002年11月18日の第149回地震予知連絡会では,トピックスの議題として「2000年鳥取県西部地震とその後」が取り上げられ，地震後に行われた様々な観測・研究の成果に関する報告と得られた新たな知見について議論が行われた．前兆現象としてはいくつかの報告例があり，そのうちの一つとして震源域周辺を含む西日本の広域で2000年夏頃に東向きの地殻変動が観測されたことが挙げられると報告された.

4.2.8　伊予灘及び日向灘周辺

本地域では，南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートに関係する地震が多数発生している．顕著な地震のタイプとして，プレート境界で発生する海溝型地震（1987年3月18日の日向灘の地震（M6.6）など）とプレート内部の地震（2001年3月24日の芸予地震（M6.7）など）の２種類がある.

1998年以前には，1996年10月19日に日向灘の地震（M6.9）が発生し，同年11月の第121回地震予知連絡会でこの地震に関する報告が行われた．1992年には九州･四国･中国地方の特定地域に関する報告･討議をテーマに特定部会が開催されている.

本地域におけるこの10年間の主な活動は以下のとおりである.

2001年3月24日，安芸灘の深さ約50kmを震源とする「平成13年(2001年)芸予地震」（M6.7）が発生し，死者２名，負傷者288名の人的被害があり,広島県呉市などでは数多

くの土砂災害が発生した．4月13日の第142回地震予知連絡会において，震源の深さからこの地震はフィリピン海プレート内部の地震と考えられ，東西方向に張力軸をもつ正断層型で，1905年，1949年にも今回と似たような地震が繰り返し発生していたとの報告があった．また，地震に伴う地殻変動が観測されたこと，さらにマグニチュードの下限によって余震活動状況が異なって見える点，淡路島の800m孔で地震前に歪・水圧変化が観測されたこと，断層面の推定方法などが議論された．同年5月21日の第143回地震予知連絡会においても引き続き報告が行われ，余震を精密に再決定した結果，高角で西へ傾き下がるような分布が得られ，余震は本震のすべりが少なかった場所で発生しているとの報告があった．また，豊後水道地域，日向灘地域でも芸予地震の発生以降M5クラスの地震が発生し，それぞれの地域の地震活動が相補的になっているようにも見えることが報告された．

2002-2004年に豊後水道でスロースリップイベントが発生した．本地域では1996-1998年にも同様のイベントが発生しているが，２回のイベントともフィリピン海プレートと陸側プレートの境界のほぼ同じ場所で，Mw7.1に相当するゆっくりとしたすべりが発生したことが明らかになっている．1997年の豊後水道スロースリップイベントについては2000年2月21日の第136回地震予知連絡会トピックスで報告が行われている．

2003年11月17日の第155回地震予知連絡会では，2003年８月末からの豊後水道の低周波地震活動に関する報告があった．２ヶ月にわたる地震活動は，2001年以降初めてであること，GPSと傾斜計から地殻変動が観測されており，1996-1997年のスロースリップとほぼ同じ領域で活動が発生していることが報告された．スロースリップという現象が，国内ではいずれもフィリピン海プレートに関係しており，太平洋プレートでは発生していないこと，房総半島や豊後水道における６－７年という発生間隔の意味，東海スロースリップとの時定数の違いなどについて議論が行われた．

2005年11月21日の第166回地震予知連絡会で，四国西部における微動とスロースリップに関する報告があった．この地域で同年10月に深部低周波微動に同期した短期的スロースリップが約６ヶ月ぶりに発生したことが報告された．

2007年5月14日の第173回地震予知連絡会では，同年3月に四国西部及び四国東部で深部低周波微動・超低周波地震活動に伴って短期的スロースリップが発生していたことが報告された．

５．地域指定の解消

5.1　阪神･淡路大震災の発生と地域指定に関するその後の状況

1995年１月に発生した兵庫県南部地震は，阪神・淡路地方に甚大な被害をもたらしたが，この大災害をきっかけとして，わが国の地震防災体制は大きく変化することになった．この震災の教訓をもとに，同年地震防災特別措置法が制定されて，政府に地震調査研究推進本部が設置され地震活動の評価が行われることとなり，1997年には，同本部により「地震に関する基盤的調査観測計画」が策定され，その後はこの計画に基づいて観測実施各機関による基盤的な観測網の整備が進められることとなった．さらに同本部は，基盤的調査観測計画に基づく観測網の整備と同本部が自ら実施してきた地震活動に関する評価の結果に基づき，2004年度を目途に「全国を概観した地震動予測地図」を作成することとなり，この地図の作成後には重点的調査観測等の対象地域を選定することも想定された．これらのことから，科学技術･学術審議会は，2003年７月に建議した「地震予知のための新たな観測研究計画（第２次）」において，地震予知連絡会が指定したこれまでの特定観測地域等のあり方を抜本的に見直す必要があることを指摘した．

このような背景のもと，地震予知連絡会はその機能やあり方を見直すべく検討を進めてきた．1999年２月に地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ（第１次）を設置して予知連のあり方を検討し，観測強化地域･特定観測地域の考え方並びに強化地域部会と特定部会のあり方が今後検討すべき事項の一つであると指摘した．その後，2001年に設置された第２次ワーキンググループがこれらの課題について検討を進め，その結果に基づき，地域指定については地震調査研究推進本部による重点観測対象地域が選定されるまで当面存続させることとした．

その後，地震調査研究推進本部により2005年３月に地震動予測地図が作成･公表され，同年８月には「今後の重点的調査観測について」が策定され，内陸の活断層及び海溝型地震を対象としていくつかの重点的調査観測対象の候補が選定された．これらの候補地域においては，その後重点的な観測が行われるようになっている．

5.2　地域指定の解消

地震予知連絡会は，2007年８月に「地震予知連絡会今後の活動展開の検討ワーキンググループ」（主査：島崎邦彦副会長）を設置し，特定観測地域，観測強化地域の在り方及び地震予知連絡会の今後の活動展開のあり方について検討を行った．その結果は報告書として取りまとめられ，従来の地域指定を解消することが提案された．少し長いが，以下にワーキンググループが報告書に記載した地域指定解消に関する部分の全文を掲載する．

地震予知連絡会の地域指定は，限られた観測・研究資源の中で，各種の観測研究を集中的に行うことにより，地震予知の実用化を推進するために，1970 年に指定された（1978 年に一部変更）ものである（別紙（省略））．この地域指定がなされたことによって，指定地域における多種多様な観測データが蓄積されていき，地震予知研究の効率化が図られ，地震予知研究の発展に大きく貢献してきた．よって地域指定はその役割を十分に発揮してきたといえる．なお，指定後に発生した大地震の多くが指定地域やその周辺で起こったことから，その指定が適切であったことが伺える（別紙（省略））．

しかし，地震予知連絡会が地域指定を行って 30 年以上が経過し，地震予知連絡会を取り巻く環境も大きく変わってきた．「地震に関する基盤的調査観測計画」（1998 年 8 月 29 日，地震調査研究推進本部）により全国的な基盤的調査観測網が整備され，指定地域で当初想定されていたレベルの集中的な観測体制が全国的に網羅されている状況となった．さらに，「今後の重点的調査観測について」（2005 年 8 月 30 日，地震調査研究推進本部）において，「全国を概観した地震動予測地図」で相対的に強い揺れに見舞われる可能性が高いと判断された地域の特定の地震を対象とした重点的調査観測対象の候補が選定された．

また，地震予知研究において，従来は地震の前兆現象の観測に基づき地震の発生を予測することに主眼が置かれていたが，最近では，地震に至る地殻活動の過程全体を理解しその最終段階である地震発生を予測することが，地震予知の実現につながるという考えが主流となってきた．

これらのことから，地震予知連絡会では，固定した地域にとらわれず，全国を対象とした検討をすべきである．したがって，従来の地域指定を解消する必要がある．

なお，地震予知連絡会の指定地域は，本来の意味に加えて，地震防災対策の観点から補助事業の対象条件や地域防災計画などにおいても幅広く引用されてきた．しかしながら，現状においては，大規模地震対策特別措置法などの法律整備により，法に基づく地震防災対策の地域指定がなされていることに加え，地震調査研究推進本部地震調査委員会により「全国を概観した地震動予測地図」が作成されたことから，地域ごとの地震危険度が比較可能になった．よって，地震防災対策の観点からの地域の指定には，地震予知連絡会の指定地域に代えてこれらを用いることが適切である．

ワーキンググループによる検討結果は，2008 年 2 月に開催された第 176 回地震予知連絡会で報告・承認され，会議終了後に公表されて，わが国における地震予知の実用化を目指して，30 年以上にわたり継続されてきた地震予知連絡会による観測強化地域，特定観測地域の地域指定は解消された．

６．おわりに

以上のように，地震予知連絡会による観測強化地域・特定観測地域指定はわが国の地震予知研究に大きな役割を果たしてきた．限られた予算をこれらの地域に重点的に投資して観測体制を強化することで，わが国の地震防災上重要なこれらの地域に関する様々な知見を得ることとなり，わが国の地震予知研究，地震防災に大きく貢献した．現在では，地震防災に関する法令も整備され，法令に基づく地域指定も行われるようになったが，このような法令に基づく地域指定に先駆けて地震予知連絡会による地域指定が行政施策に関する地域指定機能をも果たしてきたといえる．

なお，地域指定に伴い設置された各地域部会は，1981 年度に強化地域部会並びに特定部会へと移行し，さらに 2005 年度には東日本，中日本及び西日本の 3 つの地域部会へと移行した．今後も全体会合での議論以外に必要に応じてこれらの部会で個別地域の地殻活動・地震活動に関する検討を

行っていくこととなっている．

５．トピックス部会とトピックス課題

１．はじめに

1998 年 2 月 16 日第 127 回地震予知連絡会で設置された「地震予知連絡会の活動に関するワーキンググループ」は,1998 年 5 月 18 日第 128 回地震予知連絡会において，地震予知連絡会の機能及び会議の進め方に関する活動経過報告を行った．この報告の中で，会議の進め方について「トピックスを決めて議論を行う」との提案がなされ，1998 年 8 月 17 日の第 129 回地震予知連絡会から特定のトピックスに関する集中的議論が行われることとなった．

トピックスの課題選定に関しては，2000 年 2 月 21 日第 136 回地震予知連絡会において,「地震予知連絡会在り方検討ワーキンググループ第 1 次報告」が行われ，検討すべき事項の一つとして「トピックスの系統的な課題選定」について報告があり，本会議ごとに課題提案を事務局から行うこととしたが，2001 年 4 月 13 日第 142 回地震予知連絡会において,トピックスの選定は WG が行うこととした．

さらに，2002 年 2 月 18 日第 146 回地震予知連絡会において在り方検討 WG 第二次報告が行われ，「トピックスの充実と恒常的な作業部会の設置」について提案があり，トピックスを選定する部会として，2002 年 4 月 16 日第１回地震予知連絡会トピックス部会（岡田義光部会長）が開催された．同部会において，部会の名称をトピックス部会と決定した．

その後，トピックス部会は，以下のように定期的に開催され，トピックス課題の選定が行われた．

・2003 年 1 月 15 日第 2 回地震予知連絡会トピックス部会（岡田義光部会長）
・2005 年 5 月 17 日第 19 期第 1 回地震予知連絡会トピックス部会（橋本学部会長）
・2006 年 6 月 5 日第 19 期第 2 回トピックス部会（橋本学部会長）
・2007 年 6 月 7 日第 20 期第 1 回トピックス部会（平田直部会長）

2007 年度に「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ」が設置され，地震予知連絡会による従来の地域指定のあり方と今後の地震予知連絡会の活動のあり方について検討が行われた．

同ワーキンググループの報告では，トピックスについて「次期建議を受けて今後，テーマを詳細に検討していく必要がある」,「今後，地震予知連絡会としてテーマを選定していく際には，トピックスとの関係について整理する必要がある」との提起がなされた．

2008 年度には,2007 年度のワーキンググループの報告を受け,「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その２）」が設置され，トピックスについて「従来の「トピックス」は廃止し，重点検討課題に統合する.」と報告された．これを受けて，2008 年 11 月 17 日第 179 回地震予知連絡会において，トピックスは重点検討課題へ統合され，トピックス部会を廃止した．

なお，トピックスで報告された内容については，地震予知連絡会会報に掲載されている．

２．各本会議で議論されたトピックス

各本会議で議論されたトピックスは以下のとおりである．

1998 年 8 月 17 日第 129 回地震予知連絡会

「上高地の地震活動」について報告・討議を行った．

長野・岐阜県境の焼岳東方で 8 月 7 日から始まった地震活動が，当初上高地付近で東西方向に震源が分布する傾向を見せていたが，しだいに南北方向に連なる活動が始まり，その震源域の北端で，今回の活動でこれまで最大規模のM5.4 の地震が発生した．

この周辺では過去にも，震源域を移しながら断続的に群発地震が発生している．今回の活動はこれまでの活動と比較して最大規模の地震もやや大きく，これまでと比較しても活発な活動と言える．

1998 年 11 月 24 日第 130 回地震予知連絡会

「東海地方のプレート間カップリング，岩手県内陸北部の地震」の 2 課題について報告・討議を行った．

①東海地方のプレート間カップリング

東海地方の GPS 観測データに基づきこの地域のプレート間カップリングを推定した結果からみると，この 2 年間では有意な変化は見られなかった．

また，名古屋大学から水準測量と光波測距に基づくプレート間カップリングの推定結果が示された．

②岩手県内陸北部の地震

GPS の観測結果からも東西方向の基線に短縮の変動が明瞭に見られる．

地震前後の GPS 観測から地殻変動の推移を見ると，地震の余効変動と火山性の変動により，山体が南北に広がるような変化が残っているように見える．

この地震に伴って地震断層が現地調査で確認された．

SAR のデータによると，地震とその前後の地殻活動に関連し変動が確認された．また，地震前には岩手山の西側で広域に隆起するような変動があった，

1999年2月15日第131回地震予知連絡会

「地震予知における電磁気現象」について，全磁力の観測結果とギリシャのVAN法の結果，防災科学研究所における電磁気現象に関する観測研究の概要，通信総合研究所における電磁気現象に関する観測研究の概要として，電界観測施設及び海上電界観測施設に関する報告・討議を行った．

1999年4月16日第132回地震予知連絡会

次回以降の連絡会でトピックスとして取り上げるテーマについて議論が行われ，最近の関西地方の地震活動，日本海東縁の地震活動，全国GPS連続観測成果，海底活構造調査成果，全国活断層調査成果，地震活動に関連する電磁気現象，地震前兆現象の評価などが話題に上った．検討の結果，次回の連絡会では関西地方の地震活動について取り上げることを決定した．トピックスの取り扱いについては，顕著なイベント等があった場合には随時とりあげるものの，なるべく1回に1テーマ程度とし，十分な時間的余裕を持って事前に選定した上で討議することが適当である，という方針が示された．

1999年5月7日第133回地震予知連絡会

「近畿地方の最近の地殻活動」について報告・討議を行った．

1995年兵庫県南部地震の前と類似の現象として，近畿北部の地震活動で同様の静穏化現象がある．また，兵庫県南部地震の140日ほど前に逢坂山の地下水位が急激に7㎝低下したが，今回もこの現象があった．

これらの現象報告に対して，この地域の地震活動に有意な活発化は認められないこと，地殻活動についても，GPS連続観測結果からも最近になって特に大きく変わった点は認められないことが議論された．

討議の結果，この地域は，大きい地震が起こった後，力がたまるような場所にあたるため，引き続きデータに注目しながら検討を続けていくこととした．

1999年8月23日第134回地震予知連絡会

「陸域及び沿岸海域の活断層調査結果」について報告・討議を行った．

地質調査所からは，陸域について，兵庫県南部地震以後，活断層の活動履歴調査を加速して推進してきたところであり，近畿地域を中心に調査方針で展開してきた．調査結果については，小冊子にまとめ配布していること，海上保安庁水路部からは，沿岸海域について，兵庫県南部地震の後，活断層に着目した調査を実施しており，その調査の概要と，分かった結果及び今後の課題の報告があった．

1999年11月15日第135回地震予知連絡会

「トルコの地震及び台湾の地震」について報告・討議を行った．

①トルコの地震

トルコの地震の本震前後の地震活動について，本震以前の6年間の観測では，今回の本震の震源周辺で明瞭な地震活動が見られていたことが示された．11月12日に発生した地震(M7.0)は8月の地震断層の東側延長上の破壊によるものと考えられる．

②台湾の地震

台湾周辺の地震活動については，本震発生の1年前からの傾向に特段の変化は見られなかった．本地震は台湾中央部のプレート収束帯での一連の地震の一つと考えられる．

GPS観測結果からは定常的なプレート収束の速度が台湾の南部と北部で異なっているが，今回の地震はその境界付近で起きていることが示された．

2000年2月21日第136回地震予知連絡会

「GPSによる地殻変動観測の最新の結果」について報告・討議を行った．

GPSによる歪み分布等から示唆される新潟・神戸地震帯の提唱，1997年豊後水道スローイベント，GPS水平地殻変動が示唆する歪み蓄積の周期性と大地震発生の季節性との関連の可能性について関係機関から報告があった．

2000年5月15日第137回地震予知連絡会

「有珠山の活動に関連した地殻活動及び最近の活断層調査」について報告・討議を行った．

火山活動に関連した地震活動，噴火の前後で観測されている地殻変動等について，各観測研究機関から観測結果について以下の報告があった．

北海道地域では，広域の地震活動が低下するとその後顕著な地震活動が発生するという活動様式が指摘され，今回の有珠山の活動も広域的地震活動の減少傾向の中で起きたことが示された．また，有珠山噴火前の1ヶ月では群をなす地震が少なかったが，噴火後の1ヶ月間では広域的に地震群が発生したことが示された．

2000年11月24日第140回地震予知連絡会

「鳥取県西部地震に関連した地殻活動」について報告・討議を行った．

この地震は，1989年以来地震活動が活発化した地域で発生した．その震源域は，過去の活動域とほとんど重なっている．

今回，気象庁マグニチュードがモーメントマグニチュードと比較してかなり大きかったことに関連し，内陸の

地殻内地震についてはこれが一般的な傾向であることが示された.

西南日本一帯は,1946年の南海地震以降の静穏期から活動期に入ったと言われているが，今回の鳥取県西部地震は，統計的に見てもそのような中で起きたという分析が示された.

2001年2月19日第141回地震予知連絡会

「日本海東縁部地域の地殻活動」について報告・討議を行った.

国土地理院のGPS観測により，日本海東縁部の歪集中帯の存在が明瞭に示された．また，音波探査に基づく海域調査結果から，地質学的にみた日本海東縁部の歪み集中帯に関して報告がなされた．サハリン南部から北海道北部にかけて，この地域のプレート境界が陸域近くに存在する可能性が指摘された．さらに，日本海中部地震の活動と秋田沖の地震空白域の関係に関し,1983年日本海中部地震の領域に接するような形で地震空白域が存在することが報告された.M6.5以上の地震活動を日本海側に関して調べた結果，地震活動の活動期の存在が指摘された.

2001年5月21日第143回地震予知連絡会

「地震予知における電磁気現象」について報告・討議を行った.

鹿児島県北部地震に伴うULF帯の磁場変動など多くの観測例が紹介され，現象の有意性が検討された．ひとくちに電磁気現象と言っても，周波数や対象とする現象の違いによって様々な手法が存在しており，各手法の長所を生かしつつ統合整理していくことの必要性が指摘された．また，電磁気的な異常の発生メカニズムが未解明である点，特に，地震に先立って地震発生時よりも大きなシグナルが観測される点など，今後解決すべき問題点も多い．今後も機会を設けて議論を深めることの必要性が確認された.

2001年8月20日第144回地震予知連絡会

「1995年兵庫県南部地震の前兆と予測可能性」について報告・討議を行った.

活断層，地震活動，地殻変動，地下水，電磁気などの様々な観測事実を現在の知見で見直した場合に，地震発生の予測が可能かどうか，また，予測を実現のためにはどのような問題点があるかについて，活断層調査結果，長期的な地震活動データ，測地測量による地殻変動観測結果,地下水観測結果,電磁気現象からの報告があった.

また，前兆現象から震源域を特定することは重要かつ困難な問題であり，組織的な観測により異常の原因を絞り込んでいくような体制の整備が重要である.

2001年11月19日第145回地震予知連絡会

「沈み込みプレート境界におけるアスペリティ」について最新の観測・解析結果による知見や，今後の研究の方向性などの報告・討議を行った.

アスペリティは地震時に大きくすべる領域として定義される．三陸沖における過去の大地震の震源過程の詳細な解析から，個々のアスペリティは位置を変えないこと，大地震の際に連動するアスペリティの組み合わせは変化すること，初期破壊開始点はアスペリティと別の場所にある場合が多いことなどが分かってきた.

アスペリティでは，プレートの固着によって周囲より応力が高まると考えられるが，福島沖ではアスペリティで周囲よりもb値が小さく求まっており，こうした解釈を裏付けるデータである.

東海地域の推定固着域では，最近地震活動が活発化した部分と静穏化した部分が上盤側と下盤側で整合的に分布しており，微小な断層すべりによってアスペリティで応力が蓄積している過程を見ていると考えられる.また，アスペリティ分布を明らかにするための新たな地震波構造探査手法や観測網のアイデアも提案された.

2002年2月18日第146回地震予知連絡会

「海底諸観測の開発状況」について報告・討議を行った.

海底における水平地殻変動の観測にはキネマティック方式のGPS観測と海中の音響測距を結合した方式が用いられており，300km程度の基線について1cm程度の水平位置精度を達成できている．こうした方法により，三陸沖の日本海溝付近で海底地殻変動観測を行う計画が進められている.

一方，海底の上下変動については，海底圧力計による観測が有効であり,2000年三宅島周辺の群発地震域で地震活動に関連する海底の沈降が検出された.

海上保安庁水路部では，日本周辺のプレート境界に沿って海底地殻変動観測のための基準局を展開している.

海底観測の技術開発は最近10年間に飛躍的な進歩を遂げており，近い将来には，地震予知や固体地球科学に対して多大な貢献をするものと期待される.

2002年5月20日第147回地震予知連絡会

「東海地域のスロースリップとその意味」について，東海地域の異常地殻変動のデータおよび解析結果に関する詳細な検討や，非地震性の断層すべりのモデルに関する報告・討議を行った.

GPSの座標時系列データには，季節変動の違いに起因

するものが含まれている可能性があり，今後，解析手法を工夫するなど留意する必要がある．

また， time-to-failure 解析を行った結果は，新しいデータを追加すると推定される破壊時刻が後ろに移動するような結果が得られ，今回のスローイベントに対する適用については疑問が残る．

非地震性の断層すべりの物理モデルとして，底面に速度と状態に依存する摩擦法則に従う摩擦が働くブロックをばねで引っ張るモデルと断層の空間的な広がりを考慮したモデルが紹介された．

これらのモデルを東海地域における非地震性すべりと関連付ける議論も行われたが，大地震の予測にどう適用するかといった現実的な問題については更なる検討が必要である．

2002 年 8 月 19 日第 148 回地震予知連絡会

「地殻活動予測シミュレーションモデルの開発と実用化へ向けての問題点」について，地震予知研究体制の新たなパラダイムと期待される地殻活動予測シミュレーションの現状における到達点や今後の検討課題などに関する報告・討議を行った．

地殻活動予測シミュレーションは地殻活動のモニタリングと物理法則に基づく数値モデルを組み合わせることにより,将来の地殻活動を定量的に予測するものである．

シミュレーションモデルでは，日本列島周辺域のプレート境界において，テクトニック応力の蓄積過程，地震破壊の準静的な核形成過程等の大地震の発生サイクルを,観測データを取り込みつつ，物理法則に基づいた数値計算により定量的に再現・予測する．

地殻活動予測シミュレーションモデルのさらなる発展のためには，地震予知研究計画の中でしっかりと位置付けるとともに，多くの研究者が積極的に取り組むことが求められる．

2002 年 11 月 18 日第 149 回地震予知連絡会

「2000 年鳥取県西部地震のその後」について，2000 年鳥取県西部地震後に行われた様々な観測・研究の成果に関する以下の報告が行われ，この地震から得られた新たな知見に関する報告・討議を行った．

2000 年鳥取県西部地震の特徴として，地震発生前に活断層が知られていなかったことが挙げられる．

鳥取県西部地震の前兆現象の一つとして，GPS 観測で震源域周辺を含む西日本の広域で 2000 年夏頃に東向きの変動が観測されたことが挙げられる．この現象と地震発生との関係は未解決である．

2003 年 2 月 17 日第 150 回地震予知連絡会

「活断層の深部構造と地震・地殻活動」について，陸域の断層の深部構造と内陸地震の発生過程の物理モデルに関する報告・討議を行った．

プレート境界の地震と異なり，内陸地震の発生過程については物理モデルが未だに確立していないことから，「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」が実施され，地震学的および電磁気学的な構造探査，GPS による地殻変動観測，断層岩の観察，高温高圧の岩石実験，数値シミュレーション等を通して，地殻および断層の変形過程と内陸地震の発生過程に関する総合的なモデルの構築を目指す研究が行われてきた．この研究により，糸魚川－静岡構造線北部および長町－利府断層周辺で地殻内の反射面分布や地震波速度構造，比抵抗構造と地殻変動分布が得られている．

2003 年 5 月 19 日第 152 回地震予知連絡会

「低周波微動・低周波地震」について，低周波微動・低周波地震の特徴とその成因についての現在の研究成果に関する報告・討議を行った．

近年の地震観測網の整備により，これまで火山直下でのみ見られていた低周波微動・低周波地震が，プレートの沈み込み帯や活断層の直下など火山から離れた地域でも検出されるようになった．プレート沈み込み帯で発生している低周波微動は水の関与が深いと考えられ，水の発生源としてはスラブからの脱水反応の可能性が非常に高いと考えられている．

プレート境界で起こっている低周波地震は，プレート間で発生する地震とかなり近い領域で発生していることから，密接に関連していると考えられ，プレート境界で発生する地震を考える上で重要な発見である．GPS 等の地殻変動観測との対応がつけばプレート境界をモニターする新しい技術となる可能性があるとの指摘がなされた．

2003 年 11 月 17 日第 155 回地震予知連絡会

「地震や地殻変動に関する観測の精度」について報告・討議を行った．

地震観測については，気象庁などの関係各機関により整備された地震計の一元化処理により，検出精度が非常に高くなったこと等が報告された．

GPS 連続観測網の精度については，解析結果に含まれる誤差要因や解析戦略の改良等による解析結果の精度向上についての報告があった．その他，人工衛星からの地殻変動観測，海底地殻変動観測，地下水観測の観測精度についての報告があった．

2004年2月16日第156回地震予知連絡会

「地震発生のトリガリング」について報告・討議を行った.

近年，地震発生などに伴う応力変化による周辺での微小地震活動度の変化について扱う静的トリガリングに関する研究や，遠距離で発生した大規模な地震により引き起こされる微小地震活動など動的トリガリングに関する研究が行われてきている.

研究の一つとして，クーロン応力変化と微小地震活動度の変化との関係から，応力の時空間変動をモニターできる可能性と,東海地域へ応用した例の報告等があった.

2004年5月17日第157回地震予知連絡会

「活断層の深部構造と地殻活動(その２)糸魚川―静岡構造線研究の最近の成果」について報告･討議を行った.

糸魚川―静岡構造線については，様々な調査観測が行われており，調査観測の結果とその解釈について東大地震研究所から，人工地震探査，地殻構造探査について，東京工業大学から電磁気探査について，名古屋大学から地殻変動の観測について報告があった.

報告を受け,観測は可能な限り同一の場所で行うなど,対象を様々な手法を用いて総合的に観測し，理解することが重要である等の議論があった

2004年8月23日第158回地震予知連絡会

トピックスとして「応力・メカニズムの現状評価」について，地殻応力測定の現状と今後の展望に関する報告・討議を行った.

GPS 観測により求められる歪や応力と地殻応力測定により求められる応力との対応関係がはっきりしていないこと，観測方法に起因する本質的な問題などのこれまで解決方法がなかった問題点について，最近の解決方法について提案された.

2004年11月15日第161回地震予知連絡会

「2004年パークフィールド地震」について報告・討議を行った.

パークフィールドでは，サンアンドレアス断層においてM6の地震が約22年間隔で繰り返し発生しており，次回に発生する地震の発生時期は1988±7年と予想された.この地震をターゲットとして地震計や地殻変動観測機器などが周辺に整備され，サンアンドレアス断層上でのクリープ領域とカップリング領域の地震発生間におけるすべり分布,周辺の構造などが詳細に明らかにされている.

このような中で発生した今回の地震について，昔のデータを調べると，M6の地震が周期的に発生するという考えが研究者にあったために，周辺の別の断層で発生した地震を入れていたり，逆にこの場所で発生した地震を除外している可能性もあるとの指摘がなされているとの報告があった.

日本の内陸で発生する地震の予知について，不可能であると考えるのではなく，将来発生が予測されるような場所において集中的な観測を行うなど，地震の発生場についてきちんと理解を深める必要があるとの意見が出された.

2005年2月21日第162回地震予知連絡会

「東南海，南海地震の前兆的変化」について報告・討議を行った.

1946 年の南海地震前に見られた紀伊半島の浦神における潮位の上昇，四国・紀伊半島の一部の井戸の水位の減少について，南海地震前のプレスリップが原因である可能性が指摘されている.1944年の東南海地震に関しては，地震発生前の水準測量で捉えられた異常変動は，地震前10分程度で発生したのではないか,それ以前の水準測量の変化は，誤差の範囲以内ではないかという報告がなされた．それに対して，指摘された区間に隣接する区間の変化も大切であり，さらに地形の効果等も考慮した誤差の検討が行われる必要があるという意見もあった.

2005年5月16日第164回地震予知連絡会

「スマトラ地震･津波」について報告･討議を行った.

2004年12月26日に，スマトラ島沖合の沈み込み帯でM9.0の地震が発生した．2005年3月29日には余震域南端でM8.6の最大余震が発生した.海岸地形や珊瑚などの生物の分布などからスマトラ沖の地震に伴う隆起・沈降量が測定され，アンダマン諸島において顕著な地殻上下変動が検出された．マイクロアトールから推定される過去の地殻変動履歴から，地震イベントの再来間隔を推定できる可能性があること，累積的な隆起量はあまり大きくないことが議論された.

人工衛星レーダー画像を用いて，隆起・沈降域が把握された．人工衛星の海面高度計により，インド洋津波が検出され，その結果，断層運動は，スマトラ北西沖で最大の滑り量30mと推定された．また，インド洋津波の浸水高，遡上高が被害の大きさと関連している.

2005年11月21日第166回地震予知連絡会

「「宮城県沖地震」と2005年8月16日宮城県沖の地震」について報告・討議を行った.

2005年8月16日にM7.2の地震が宮城県沖で発生した.この地震の余震活動は低調ながら継続している．最大余震は10月24日にM4.8の地震が余震分布の北端で発生している．また，地震に伴う海底地殻変動も検出された.

地震の波形インバージョンの結果では，1978年の宮城県沖地震の震源域の一部が 2005 年の地震で滑った様子が示された．今回の地震は，地震活動が地震前に活性化した領域で発生したという指摘がなされた．過去の地震波形記録を用いて宮城県沖の地震が固有地震であるかどうかが検証された．地殻変動データからは，2005年宮城県沖の地震の余効変動が本震の震源域の若干南側で進行しているというモデルが提出された．以上の報告に基づいて，地震の破壊域等，様々な議論が行われ，今後宮城県沖の地震の固有性に関して，様々な方面からの検討が必要である事が示された．

2006年2月20日第167回地震予知連絡会

「東南海・南海地震のアスペリティ」について報告・討議を行った．

地震波形や地殻変動などの各種データに基づき，東南海・南海地震のアスペリティ領域の推定結果が報告された．地震波形インバージョンの結果は，従来の結果に比べてアスペリティの領域が北東に寄る結果が示された．ただし，津波波形に基づく推定結果と，この波形データのインバージョン結果はかなり異なり，今後検討が必要と考えられる．

測地データのインバージョンによる，南海トラフ沿いのカップリングの時空間変化は，地震直後，地震時の滑り領域の深部でも滑りが続いており，地震後 30 年間で1m 程度の滑り量に相当する．地震後約 90 年後には蓄積滑り欠損量は，四国沖で 6m，紀伊半島沖では 3m 程度に達する結果が得られている．

震度データに基づくインバージョン結果により，短周期地震発生領域が推定された．

2006年5月22日第168回地震予知連絡会

「十勝沖・根室沖のプレート間カップリングの時空間的変化」について，地震活動や地殻変動，シミュレーション研究に関する報告・討議を行った．

地震活動度の長期モニタリングによる地震活動度の変化では，十勝沖地震の前に地震活動度の変化が見られ，本震のアスペリティの付近で 1998 年頃から静穏化が起こっていること，250～300kmのプレート深部延長上で活発化していたことがわかった．同様の変化が根室半島付近でも発生している．

GPS 連続観測の結果からは，2003 年十勝沖地震の後，本震の東側で余効変動のモデルからのずれが捉えられた．注目していた釧路周辺のスロースリップは 2006 年に入ってから目立たなくなった．

シミュレーション研究からは，地震前には固着域が小さくなるという結果が得られた．

2006年8月21日第169回地震予知連絡会

「沈み込み帯における非地震性すべり (1) 東海スロースリップ」について報告・討議を行った．

GPS 観測によるプレート境界面上のひずみの解放様式から見ると，地震，長期的スロースリップ，短期的スロースリップ，定常すべりの領域がそれぞれ棲み分けをしているのではないかという仮説が提唱された．

地震活動から見たプレート間アスペリティ領域では，固着域の中に大まかに 3 つほどのアスペリティが存在していると考えられることが報告され，地震性すべりの領域，長期的スロースリップ，短期的スロースリップの領域がそれぞれ棲み分けているという東海の階層的な固着構造の仮説が提唱された．

シミュレーション結果では，スロースリップがプレートの傾斜が小さい領域で発生することが報告された．また，スロースリップ発生の前にプレート間の固着が弱くなるという結果も報告され，スロースリップがプレート間の固着の変化の指標となり得ることも指摘された．

スロースリップの研究を通じて，地震の発生メカニズムについて少しずつ色々なことが理解されつつあり，今後さらに研究を進めることで地震の発生メカニズムに肉迫できるのではないかという期待が示された．

2006年11月20日第170回地震予知連絡会

「沈み込み帯における非地震性すべり (2) 短期的スロースリップ」について報告・討議を行った．

愛知県から静岡県西部にかけての気象庁の歪み計で，2005年7月に歪み変化が観測された．同じような歪み変化が過去にも観測されていたことが明らかになった．検出された歪み変化は主に 3 つのタイプに分類でき，低周波地震の活動領域との間には対応関係が見られる．モデルから計算された歪み場の特徴は，観測された歪み変化の特徴をほぼ満足しており，低周波地震の震央付近で発生したプレート境界上のすべりによって説明できる．

短期的ゆっくりすべりはプレート境界でのすべり現象であることが示され，プレート境界の状態としては，巨大地震のアスペリティ，長期的ゆっくりすべり領域，短期的ゆっくりすべり領域が棲み分けをしている可能性が指摘された．

2007年2月19日第171回地震予知連絡会

「近畿の地殻活動」について，地震活動や地殻変動の観測結果とその解釈に関する報告・討議を行った．

丹波山地地域の微小地震活動が 2003 年頃から静穏化を示している．過去に遡って見ると，1995年の兵庫県南部地震の数年前からこのような静穏化が起きていた．近畿地方中部において，地殻変動連続観測により主歪み軸

の時間的な変化が見いだされた．近畿地方でのGPS観測の結果からは，歪み速度の変化の検出が行われ，多くの地点で2002年の後半に剪断性の歪みが発生している様子がとらえられた．また，地震活動の活発化，静穏化の変化について，地下水と応力変化によって定性的に説明できる．地震波のトモグラフィーの結果は，丹波山地地域の地下に流体が存在することを示唆した．さらに，近年の研究の進展により，M7クラスの内陸地震について破壊開始点と主破壊域の推定がある程度可能である．

2007年5月14日第173回地震予知連絡会

「連動型巨大地震」について報告・討議を行った．

巨大津波痕跡の調査結果から，南海沖で連動型巨大地震が300～400年の繰り返し間隔で,時折700年の繰り返し間隔で発生していたという仮説が示された．また，同様な手法で三陸沖での過去6000年間の連動型巨大地震の発生時期が示された．

チリ地震のような巨大地震は，日本では起きないと考えられてきたが，これは，発生間隔が長いため知られていないだけであるのではないかという仮説が報告された．

内陸地震においても，濃尾地震やランダース地震のように，過去の活動履歴の異なる複数の活断層が連動し，ひとまわり大きな地震が発生することがある．このため，個々の断層の詳細な活動履歴情報に加えて，連動性の解明・評価が必要で，事例を再現しうるモデルの構築が必要であることが指摘された．

2007年11月19日第175回地震予知連絡会

「地震予知連絡会が実施してきた地域指定のレビュー」について報告・討議を行った．

地域の選定後に発生したM6.7以上の地震の多くが，特定観測地域や観測強化地域で発生していたことが報告された．さらに，過去30年のM5以上の常時地震活動と特定観測地域や観測強化地域を比較した結果，活動度の高い地域と特定観測地域や観測強化地域がおおむね一致していた．

また，各機関において，地域指定は観測体制の整備や調査研究の推進に大きく貢献した．

2008年2月18日第176回地震予知連絡会

「地震破壊の始まりの検知とその後の予測可能性」について報告・討議を行った．

気象庁の緊急地震速報について，地震の最終規模を「予測」するのではなく，地震の規模の成長を実時間で「追跡」する手法が採用されている．より精度を上げるために，計算に使用する強震計の高密度化や観測点補正値の導入等が考えられる．

地震の初期破壊フェーズに関する観測研究のレビューでは,観測されている初期破壊フェーズのほとんどは,震源核形成過程を反映しておらず，主破壊の前の前駆的な破壊過程を反映していること，前駆的な破壊過程は，主破壊よりも強度の小さな部分で始まり，低応力降下量で特徴づけられること等が紹介された．

地震・非地震性すべりの加速過程では，摩擦パラメータによって決まる特徴的な震源核の大きさによって，通常の地震とスロースリップに差別化される．しかし，前駆すべりの特徴は，両者の場合で似ており，その区別をつけるのは，困難であるとの報告がった．

2008年5月19日第177回地震予知連絡会

「地震活動の時間変化と大地震の関係」について，大地震の長期的影響の可能性に関する報告･討議を行った．

GPSデータから地震発生確率の空間分布を推定した結果,地殻変動の約7割は,非地震性であるか,あるいは,バックスリップモデルでは水平変動成分の説明が不十分と考えられる．最近の地殻変動等は100年程度前の地震の影響を受けているのではないか．

東海地方のアスペリティ分布に関する分析結果については，推定アスペリティの外側領域で長期的スロースリップの影響で準静的すべりがあった場合，その周辺における発震機構が変化すると考えられるが，実際に長期的スロースリップ発生以前と以降で発震機構の変化が見られた．

千島海溝付近で2006年11月15日と翌年1月13日にプレート境界地震，太平洋プレート内地震がそれぞれ発生した．このような海溝軸より沖合の地震が誘発されることはクーロンの破壊応力変化からも裏付けられている．ETASモデルで余震の時空間変化を解析すると,海溝軸より沖合の地震は本震後20日頃から静穏化し,狭義の余震は相補的に活発化するという様子がみられた．この現象は，非地震性すべりを仮定したストレス変化で説明できる．

釜石沖では,5年ほどの間隔でM4.8程度の地震が繰り返し発生してきたが，その発生間隔が，近傍の小繰り返し地震から推定される準静的なすべりの擾乱によって変化した．

2008年11月17日第179回地震予知連絡会

「観測技術の最前線」について，合成開口レーダー，海底地殻変動観測及び地下電気伝導度構造研究に関する報告・討議を行った．

合成開口レーダーに関しては,「だいち」PALSARデータを用いた地殻変動観測手法と地震に伴う地殻変動の詳細把握に優れている特徴及び変動量の勾配が大きい地域

でも変動を把握できる解析手法について報告があった.

海底地殻変動観測に関しては,海底地殻変動を水平方向で数 cm の精度で捉えられること,地殻変動速度についても1 cm/year 程度の精度を達成しており,プレートの沈み込みに伴う地殻変動,断層モデルの詳細化に貢献している.

地下電気伝導度構造に関しては,電気伝導度探査手法と日本における研究として,断層の深部延長に流体の存在を示す高電気伝導度の領域が存在すること,微小地震発生帯の直下には高電気伝導度の領域が存在し,応力の集中,あるいは間隙流体が上部に侵入して地震を発生させている可能性があるといった結果が得られている.

第３章　地震予知連絡会構成機関等の活動（この 10 年を振り返って）

１．大　学

（１）北海道大学大学院理学研究院

１．はじめに

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センターは，浦河地震観測所（設置 1966 年，以下同），えりも地殻変動観測所（1970），札幌地震観測所（1977），地震予知観測地域センター（1976），海底地震観測施設（1979），有珠火山観測所（1977）に新しい地下構造分野が加わって 1998 年に発足した．本センターの発足は，その後 10 年間の，北海道を含む北方圏での地震調査観測研究を大きく進歩・発展させる結果につながった．さらに 2006 年には地震火山地域防災情報支援室を立ち上げ，防災面にも積極的に関与していくこととなった．

２．地震・地殻変動観測体制

1999 年以降定常地震観測点は５点増設され北海道内 47 点（内，３点は札幌市観測点）で観測を継続している（図 1）．

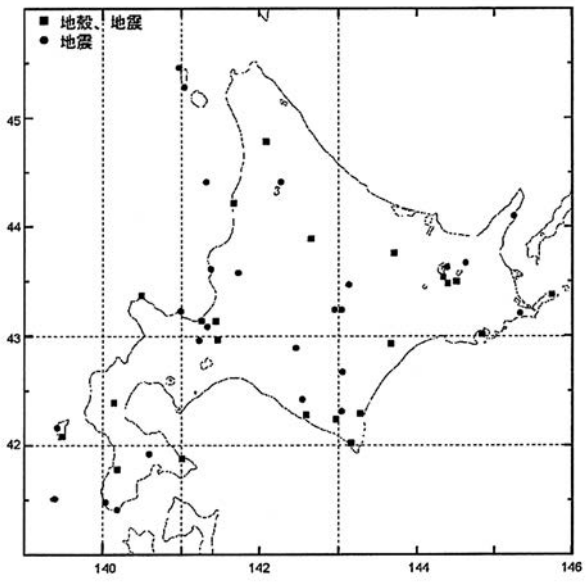


図 1　北海道大学地震火山研究観測センターの定常地震観測点分布（2008 年現在）

テレメータによりセンターに集められた波形データは現在では高速広域レイヤー2 網（JGN2）を通して全国の関連大学と共有されている．地殻変動観測は 13 点の横坑式歪・傾斜観測，６点の立抗式歪・傾斜観測（内２点は札幌市観測点），３点の体積歪観測，を継続している（図 2）．2003 年からはえりも港で超音波式潮位観測データ収集も実施している．さらに，全国の大学で観測された歪・傾斜等のデータを共有し，表示・解析するシステム（地殻変動データベース）を開発し，2005 年から運用を開始している．また，そのシステムは新しい機能を追加する度に逐次更新されている．それらのデータは大地震の前兆地殻変動を捕えるためのモニタリング研究に利用されているだけでなく，津波予測を正確に行うために巨大地震の規模を迅速に推定する研究にも用いられている．

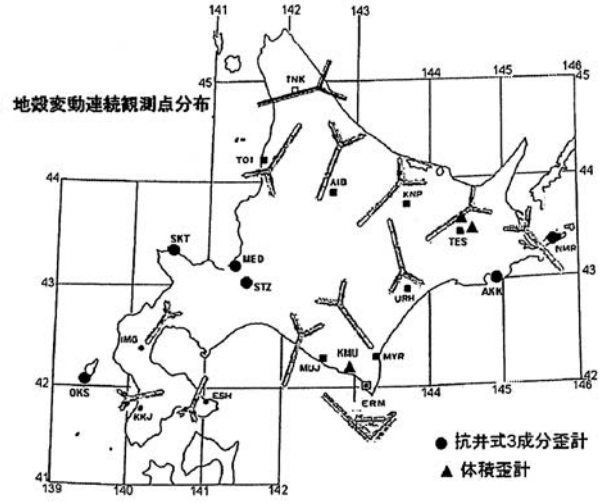


図 2　地殻変動連続観測点分布．横抗式歪及び傾斜計・抗井式３成分歪計・体積歪計

３．極東ロシアとの共同研究

北海道での大地震の発生予測研究を推進するためには，アムールプレートの相対運動把握を含む極東ロシア地域での歪蓄積過程を総合的に理解することが不可欠である．さらには，カムチャツカ・千島列島・北海道に沿った沈み込み帯での巨大地震発生の様式を把握し，巨大地震発生時及び地震間の応力開放・蓄積過程を理解することが最も重要であると考えている．そのため，本センターでは，サハリン北部で発生した 1995 年ネフチェゴルスク内陸地震（M7.6）に対する日露共同観測以来，極東ロシアの地震・地殻変動研究関連機関（サハリン海洋地質地球物理研究所，サハリン・カムチャツカ・マガダン地震観測所，ウラジオストック応用数学研究所，ハバロフスク地球物理・テクトニクス研究所，カムチャツカ火山地震研究所）と良好な共同研究体制を積極的に維持してきた．特に，サハリン・カムチャツカ・沿海州での定常地震観測・GPS 地殻変動観測による共同研究が活発に推進されてきた．具体的にはまず，GPS 地殻変動観測によりアムールプレートの運動が詳細に理解された．次に，サハリ

ンの地震観測網で観測されたデータからサハリン・ネベリスク市に甚大な被害を与えた2007年サハリン南部(ネベリスク)地震(M6.4)の詳細な余震分布を日露共同で決定することができた．その震源域は南北に伸び，その北側はすべて海域に，南側(ネベリスク市付近)では陸域にかかっていることを明確に示すことができ，それらの結果は津波の励起，地殻変動，被害状況とも調和的であった．さらに，カムチャツカから北千島にかけて大きな津波を励起したM9クラスの巨大地震の発生様式解明に向けた研究を日露共同古津波調査により実施してきた．最後に，南千島列島での地震・地殻変動観測研究への足がかりとして，北海道・南千島列島間のビザ無し交流事業による双方の専門家交流を2005年以降,実施している．

4．最近10年間に発生した北海道の大地震

最近10年間に北海道周辺地域で発生した注目すべき大地震は2003年十勝沖地震(M8.0)，2004年釧路沖地震(M7.1)であり，その他の地震として2004年留萌支庁南部地震(M6.1)等が上げられる．

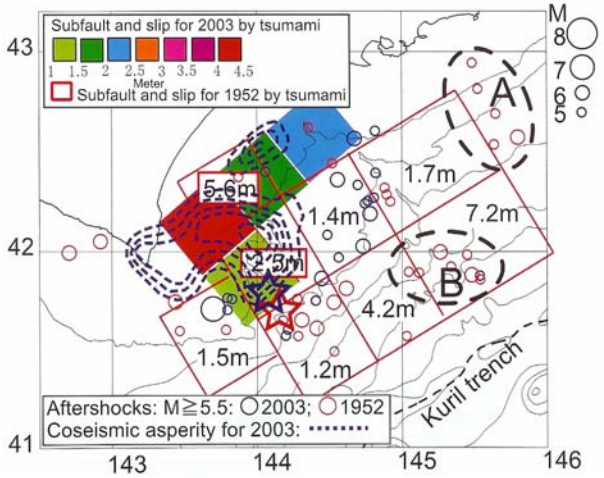


図3　2003年十勝沖地震と1952年十勝沖地震の余震分布の比較及び津波波形から推定されたすべり量分布の比較．青色波線はYamanaka and Kikuchi(2003)[1]による2003年十勝沖地震のすべり量分布(高橋・笠原(2004)[2]のFig.14より抜粋)

2003年9月26日に発生した十勝沖地震は地震調査推進本部の発表した「千島海溝沿いの地震活動の長期評価について」においてその発生が想定されていた地震であると考えられ，その発生確率は2003年1月1日から30年以内で60%程度であった．残念ながらこの十勝沖地震の前兆地殻変動を捕えることはできなかったが，巨大地震の前駆的すべりに対する検知能力を詳細に検討するきっかけを与えた．図3に高橋・笠原(2004)[2]による2003年十勝沖地震と1952年十勝沖地震の破壊域の比較を示す．地震発生直後から本センターが中心となって，全国の大学及び関連研究機関と協力し様々な緊急観測を実施した．まず，東京大学地震研究所・名古屋大学・京都大学防災研究所・九州大学と連携しGEONET観測網を補間する緊急GPS観測網を展開し，地震後の余効変動の様子をとらえることができた[3]．また，東北大学・秋田大学・東京大学地震研究所・産業技術総合研究所・海洋研究開発機構・気象庁と連携し津波波高・遡上高及び津波被害調査を実施し，2003年十勝沖地震と1952年十勝沖地震の津波励起過程に違いがあることを明らかにした[4]．さらに，東京大学地震研究所・東北大学・九州大学・気象庁・海洋研究開発機構と連携し，のべ47台の海底地震計による海底地震観測を実施し,詳細な余震分布を推定し,破壊域との関係を明らかにした[5]．

2004年11月29日に釧路沖(浜中沖)で発生したM7.1の地震は地震調査推進本部が「ひとまわり小さいプレート間地震」として評価していた地震で，1961年釧路沖地震(M7.2)の繰り返し地震であった．さらに，この地震は12月9日の最大余震(M6.9)をともなった．この地震に対し，震源近傍の北海道大学・気象庁・Hi-netのデータを用い，３次元速度構造を仮定して精度良い余震分布を推定した(図4)．余震はプレート境界で面的に発生していることを明らかにするとともに破壊域との位置的関係を明らかにした[6]．

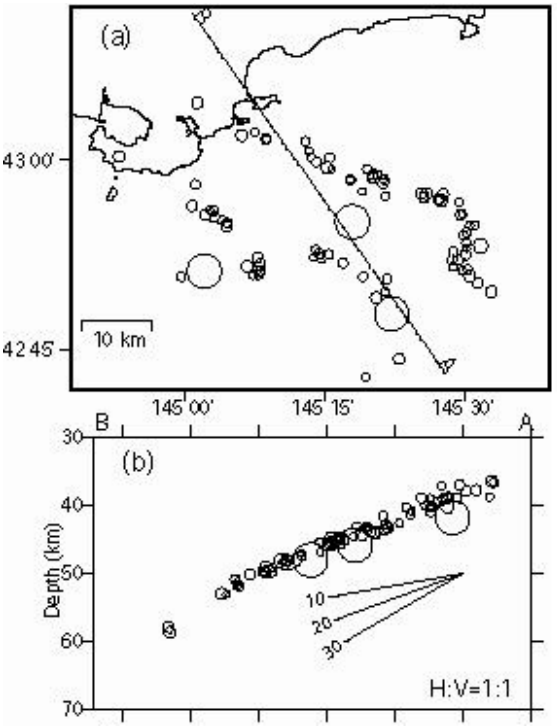


図4　2004年釧路沖(浜中沖)地震の余震分布(Katsumata and Yamanaka (2006)[6]のFig.9より抜粋)

さらに，この地震の破壊域と津波励起・伝播過程の関連も明らかになった[7]．また緊急海底地震観測も実施して

いる．

2004 年 12 月 14 日留萌支庁南部で M6.1 の直下型内陸地震が発生し，震源域近傍で強震動による建物被害や負傷者が報告されている．北海道大学では地震発生直後から臨時地震観測点（7 点）の設置を行い，定常観測点と合わせて解析し，精度良い余震分布を推定した（図 6）．

その結果，断層面は東落ちの逆断層であることが明らかになった[8]．さらに MT 法による電磁気探査を行い震源域近傍での比抵抗構造を明らかにし，震源域との関連を示した[9]．重力探査によっても，重力異常と震源域の関連を明らかにした[10]．

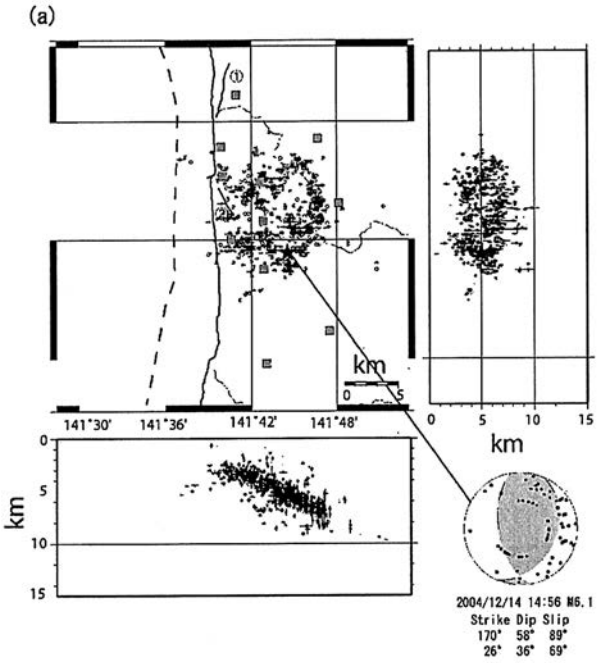


図 6　緊急臨時余震観測により明らかになった 2004 年留萌支庁南部地震の余震分布と地震メカニズム．（一柳・他（2007）[8] の Fig.4 より抜粋）

５．日本で発生した大地震に対する合同緊急観測

2000 年鳥取県西部地震（M6.6），2004 年新潟県中越地震（M6.8），2005 年福岡西方沖地震（M7.0），2007 年能登半島地震（M6.9），2007 年新潟県中越沖地震（M6.8），2008 年岩手・宮城内陸地震（M7.2）の際には大学合同緊急陸上余震観測及び合同 GPS 余効変動観測が実施され北海道大学はその全てに大きく貢献した．2007 年能登半島地震及び 2007 年新潟県中越沖地震の際には上記緊急観測に加えて大学合同海底地震観測も実施され，それぞれに貢献した．2004 年新潟県中越地震及び 2008 年岩手・宮城内陸地震の際の大学合同比抵抗構造探査にも参加した．2004 年紀伊半島沖地震（M7.4）発生の際には大学合同津波遡上高及び被害調査が実施され，北海道大学は渥美半島沿岸を中心に調査を行った．さらに 2007 年新潟県中越沖地震の際には北海道大学を中心に合同津波調査を実施した．上記のように，大地震発生時に緊急観測体制を整えることができるよう常に準備を行い，実施してきた．

（谷岡　勇市郎）

参考文献

1）Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2003. Source process og the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003. *Earth Planets Space*, **55**, e21-e24.

2）高橋浩晃・笠原稔，2004. 2003 年十勝沖地震－1952 年十勝沖地震からの地震活動・前震・本震・余震および誘発地震－．地震 2，**57**，115-130.

3）Takahashi, H., et al., 2004. GPS observation of the first month of postseismic crustal deformation associated with the 2003 Tokachi-oki earthquake (M_{JMA}8.0) off southeastern Hokkaido, Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 377-382.

4）Tanioka, Y., et al., 2004. Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **56**, 359-366.

5）Shinohara, et al., 2004. Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network. *Earth Planets Space*, **56**, 295-300.

6）Katsumata, K. and Y. Yamanaka, 2006. The 29 November 2004 M7.1 Kushiro-oki earthquake: An event between the on-going seismic quiescence area and the asperity ruptured by the 1973 Nemuro-oki earthquake. *Geophysical Bull. Hokkaido Univ.*, **69**, 23-39,.

7）Tanioka, Y., and K. Katsumata,, 2007. Tsunami generated by the 2004 Kushiro-oki earthquake. *Earth Planets Space* ,59, e1-e3.

8）一柳昌義・前田宜浩・山口照寛・高橋浩晃・笠原稔・笹谷努・山本明彦，2007. 2004 年 12 月 14 日に発生した留萌支庁南部の地震（Mjma6.1）の余震活動，地震 2，**59**，209-221.

9）Ichihara, H., et al., 2008. Resistivity structure around focal area of the 2004 southern Rumoi-Nanbu Earthquake (M6.1). *Earth Planets Space*, **60**, 883-888.

10）本多亮，神山裕幸，山口照寛，市原寛，茂木透，2007. 2004 年留萌支庁南部地震震源域の重力測定．北海道大学地球物理学研究報告，**70**，27-41.

（２）東北大学大学院理学研究科

１．はじめに

地震予知研究計画に基づき，東北大学では秋田地殻変動観測所（1965 年度），本荘地震観測所（1966 年度），三陸地殻変動観測所（1967 年度），北上地震観測所（1969 年度）が設置された．青葉山地震観測所（1967 年に青葉山移転に伴い改称）を含めたこれらの観測所からのデータは 1974 年に設置された地震予知観測センターにオンラインで伝送されるようになった．その後，何回かの統合・改組を経て，1997 年に理学部附属地震・噴火予知研究観測センターが設置され，1998 年に東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センターへと転換して現在に至っている．

上記の観測点からのデータの蓄積や基盤観測網の整備により，２次にわたる「地震予知のための新たな観測研究計画」において重要視された「地震の発生に至る過程」の解明が進んだ．ここでは東北大学が中心となって明らかにしてきた成果について，その概要を報告する．

２．プレート境界型地震

1999 年に釜石沖で極めて規則的に発生している地震群を見つけだし [1]，これを契機に詳細な波形解析を行った結果，カリフォルニアで発見されていたのと同様の小繰り返し地震（small repeating earthquake）を多数同定することができた [2]．大地震もやはり同様に同じ場所を繰り返し破壊してきたことが，地震研究所のグループの解析によって明らかにされ [3]，その地震時すべり量の大きかった場所は現在は強く固着していることが GPS データ解析により明らかになった [4]．

これらの研究結果は，プレート境界上には大小の地震性パッチ（アスペリティ）があり，その周りは非地震的に滑っているとするアスペリティ・モデルで基本的に説明できる（図 1）．このモデルが正しければ，プレート境界地震を起こす場所はあらかじめある程度決まっていることを意味しており，地震予知研究の上で極めて重要な意味がある．実際，アスペリティ・モデルと過去の履歴を元にして釜石沖の地震発生予測がなされ，2001 年と 2008 年に予想通りの時期・位置・規模で地震が発生した．

このモデルが正しければ，大地震を生じるアスペリティの周りの非地震性滑りをモニターして，アスペリティにおけるすべり欠損を推定すれば，大地震の中期予測もある程度可能となることを意味している．陸上の GPS のみでは沖合の状況を捉えることには限界があり，海底地殻変動観測が極めて重要となっている．東北大ではこの 10 年間に海底地殻変動観測にも力を入れ，宮城県沖や熊野灘で GPS 音響結合方式の精密海底測位の繰り返し観測

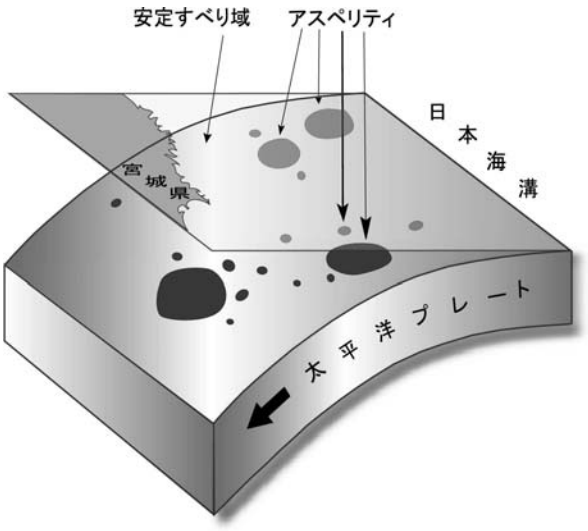


図 1　アスペリティ・モデルの概念図．

を進めてきた．その結果，2004 年 9 月 5 日に紀伊半島沖で発生した M7.1 と M7.4 の地震の断層モデルを精度良く推定することに成功 [5] する等，海底地殻変動観測の有効性を示すことができた．

一方，小繰り返し地震は小さなアスペリティが周囲の非地震性滑りに対する滑り遅れ分を解消するように滑るために発生すると考えられるため，この小繰り返し地震の積算すべりを求めることによって周囲の非地震性すべりをモニターできると考えられる．このような考え方から，多数の小繰り返し地震を用いてプレート境界のすべりを推定することができるようになった [6]．

このようなアスペリティが何に規定されているのかはいまだ不明であるが，宮城県沖の海底地震観測網に基づく詳細な地震波速度構造の解析から，アスペリティの上盤側では周囲より高速度になっていることがわかった [7]．後述のとおり内陸の地震についても同様の傾向が見られることから，地震波速度構造を調べることによって大アスペリティの位置，すなわち将来の大地震の候補地を絞り込める可能性がある．つまり，GPS 観測から見て強く固着していて，小繰り返し地震が存在しておらず，上盤側が高速度な領域があれば，そこは大地震のアスペリティとなっている可能性が高いと判断できることになる．

３．内陸地震

この 10 年間も日本各地において，2000 年鳥取県西部地震（M7.3），2004 年新潟県中越地震（M6.8），2005 年福岡県西方沖の地震（M7.0），2007 年新潟県中越沖地震（M6.8），2008 年岩手・宮城内陸地震（M7.2）と，M7 前後の大地震が発生した．そのたびに東北大は合同観測の

一環として地震・GPS 観測を実施してきた．さらに 2003 年の宮城県北部の地震（M6.2）の際には，独自の臨時地震観測網を展開し，さらには，原子力安全基盤機構（JNES）による内陸の活断層調査に基づく震源断層評価手法の検討事業とも協力して，宮城県北部から岩手県南部にいたる微小地震・GPS の臨時観測網を構築して観測研究を進めた．

プレート境界に比べて，内陸地震については，特定の地域に応力・歪が集中して，地震発生に至るメカニズムについては良くわかっていなかったが，これについてもこの 10 年で大きく理解が進んだ．東北大学のデータや基盤観測網のデータ，および上記のような臨時観測のデータの解析結果を元に，図 2 で示したような「沈み込んだスラブから放出された水に伴って生じたマグマが脊梁付近のモホ面直下に蓄積し，その熱とその固化に伴って放出された水によって下部地殻が局所的に軟化し，その直上の上部地殻に応力・歪を集中させて地震発生に至る」とする，下部地殻軟化モデルが東北大学によって提唱された [8]．2008 年に発生した岩手・宮城内陸地震も，やはりこのモデルで説明できることが明らかになっている．

一方，2003 年宮城県北部の地震 [9] や 2004 年新潟県中越地震の震源域 [10] および長町–利府断層 [11] における臨時観測網によるデータから詳細な速度構造を求めたところ，基本的に上盤側が下盤よりも低速度となっており，インバージョンテクトニクスによって生じた地震であることが明らかになった．

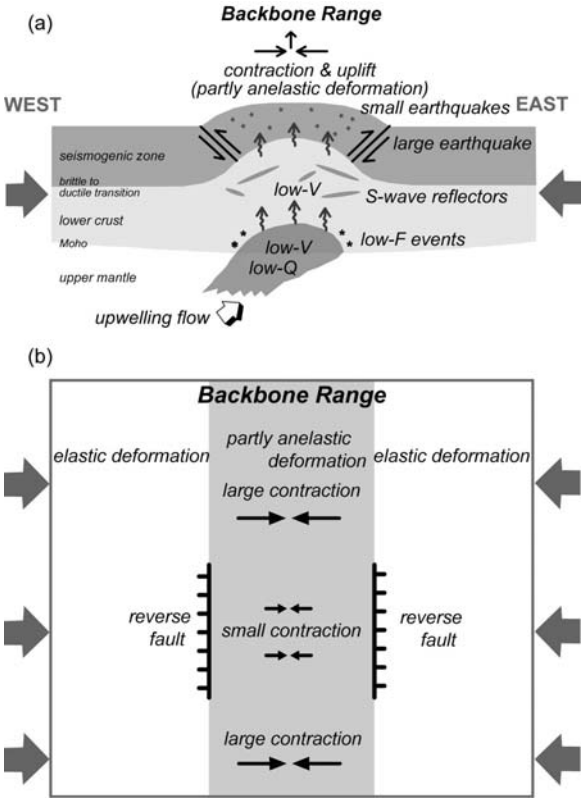


図 2　下部地殻軟化モデル [8] 概念図．(a) 断面図．(b) 平面図．

また 2003 年宮城県北部の地震 [9] では，すべり量の大きかった領域では上盤側が局所的に高速度となっていることが明らかになった．最近の研究によると，地震が発生している領域やアスペリティ域は地震波高速度域で低比抵抗域となっていることが多く，プレート境界 [7] と同様に固い岩帯の存在がアスペリティを規定している可能性がある．また，鳥取県西部地震の震源域において散乱体分布の推定を行なった結果，震源断層に沿って破砕帯と考えられる散乱の強い領域が分布するものの，すべり量の大きな領域では散乱係数が例外的に小さいことが明らかになった [12]．これらの結果から，断層帯中では破砕度が小さく弾性変形が卓越している場所のみが地震時に大きくすべっている可能性も考えられる．

また，これらの地震の破壊開始点直下は，周囲よりも地震波低速度域となっていることが多く，地下の構造がアスペリティのみならず破壊の開始点も規定している可能性が高くなってきた．

4．スラブ内地震

東北地方に沈み込む太平洋スラブ内では，稍深発地震が二重面を形成している．この二重深発地震面を生成させるための応力についてはいくつかのモデルが提案されているが，いずれの場合でもスラブ内の高い法線応力に打ち勝つための差応力を作り出すのは難しく，またその差応力の高い領域の幅が広くなってしまって薄い地震面を形成することは困難である．

このような背景から，最近では，スラブ内の脱水反応に伴う間隙圧の増加による強度低下が地震面の生成原因とする説（脱水脆性化説）が有力な仮説となっている．スラブが沈み込むにつれて海洋性地殻内で相転移が進み，それによる脱水に伴って地震が発生するのであれば，相境界の位置と地震の活動度は良い対応があり，また相転移による体積収縮に伴って正断層型の地震が発生しやすくなると期待される．詳細に地震活動とメカニズム解を調べたところ，このようなことが実際に生じていることが明らかになった（図 3）[13]．また，相転移が生じれば，海洋性地殻は高速度化し，一方，それに伴う脱水によってスラブから水が流出し，スラブ直上のマントルウェッジを低速度化している状況が，詳細なトモグラフィの解析から明らかになった [14]．

下面の活動についても同様に脱水脆性化で説明できると考えられているが，こちらについては現在，検証が進められている段階である．

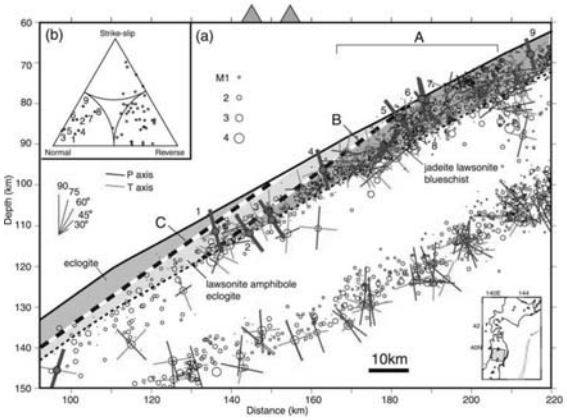


図３　二重深発地震面と海洋性地殻の相境界（破線）とメカニズム解の主軸との関係 [13]．濃直線がＰ軸，淡直線がＴ軸を示し，最も太い線が上面に発生する正断層型の地震のＰ軸を示す．

５．おわりに

これまで見てきたように，この 10 年で地震発生場の特徴が抽出され，それに基づき地震発生に至る過程の解明が進み，地震発生のポテンシャル評価や長期予知が可能となりつつある．今後はさらに中期予知や短期予知に向けた研究を進展させる必要がある．

（松澤 暢）

参考文献

1）Matsuzawa T., T. Igarashi, and A. Hasegawa, 2002. Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014632.

2）Igarashi T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2003. Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *J. Geophys. Res*., **108**, 10.1029/2002JB001920.

3）Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.

4）Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana, 2006. Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three dimensional displacement field. *J. Geophys. Res.*, **111**, B04402, doi:101029/2004JB003203.

5）Kido, M., H. Fujimoto, S. Miura, Y. Osada, K. Tsuka, and T. Tabei, 2006. Seafloor displacement at Kumano-nada caused by the 2004 off Kii Peninsula earthquake, detected through repeated GPS/Acoustic surveys. *Earth Planets Space*, **58**, 911-915.

6）Uchida, N., T. Matsuzawa, T. Igarashi, and A. Hasegawa, 2003. Interplate quasistatic slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL017452.

7）Yamamoto, Y., R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto, and G. Aoki, 2006. Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2005GL025619.

8）Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino, and S. Miura, 2005. Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, **403**, 1-4, 59-75.

9）Okada, T., A. Hasegawa, J. Suganomata, N. Umino, H. Zhang, and C. Thurber, 2007. Imaging the heterogeneous source area of the 2003 M6.4 northern Miyagi earthquake, NE Japan, by double-difference tomography. *Tectonophysics*, **430**, 67-81.

10）Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Matsuzawa, A. Hasegawa, H. Zhang, and C. H. Thurber, 2006. Detailed imaging of the fault planes of the 2004 Niigata-Chuetsu, central Japan, earthquake sequence by double-difference tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 32-43.

11）Nakajima, J., A. Hasegawa, S. Horiuchi, K. Yoshimoto, T. Yoshida, and N. Umino, 2006. Crustal heterogeneity around the Nagamachi-Rifu fault, northeastern Japan, as inferred from travel-time tomography. *Earth Planets Space*, **58**, 843-853.

12）Asano, Y., and A. Hasegawa, 2004. Imaging the fault zones of the 2000 Western Tottori earthquake by a new inversion method to estimate 3-D distribution of scattering coefficient. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi :10.1029/2003JB002761.

13）Kita, S., T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2006. Existence of a seismic belt in the upper plane of the double seismic zone extending in the along-arc direction at depths of 70-100 km beneath NE Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2006GL028239.

14）Tsuji, Y., J. Nakajima, and A. Hasegawa, 2008. Tomographic evidence for hydrated oceanic crust of the Pacific slab beneath northeastern Japan: Implications for water transportation in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14308, doi:10.1029/2008GL034461.

（３）東京大学大学院理学系研究科

１．　はじめに

東京大学大学院理学系研究科では、1970 年代から地殻化学実験施設が中心になって地震予知に関連した地球化学観測研究を行ってきた.ここ 10 年は伊豆東海地域などでの従来からの地下水観測研究を継続しつつ，Rn 以外の溶存成分のモニタリング，地震に関連しない変化のモデル化など新たな試みに挑戦してきた．活断層からのガス放出も野外観測と室内実験から明らかにした．一方、地球惑星科学専攻では従来から活断層の研究を行っており，ここ 10 年で地震予知連絡会への貢献が顕著になってきた．本稿ではこれらの研究の成果を紹介する.

２．　地球化学的な観測・研究

2.1　新たな地下水観測の開発と観測成果

地震に先立って地下水中の溶存成分が変化する事例は国内外で多く知られており（最近では Hartman and Levy によって総説 [1] が出されている），1995 年兵庫県南部地震については野津 [2]がまとめている．しかし，先行現象の時間空間的な再現性が低いこと，変動現象のメカニズムが不明瞭であることが指摘され，新たな展開が待たれている．この状況を脱却するため，2000 年から従来の Rn 観測に加え，溶存ガス成分も測定できるシステムの導入を図り，起源の異なる多くのガス成分の時系列データから，地震発生に関連する変化を抽出する試みに取り組んだ．技術的には，地下水から溶存ガスのみを抽出し，四重極質量分析計で質量数 100 まで測定し，He，CH_4，N_2、O_2，Ar，CO_2 の濃度変化を高精度分析するシステムの開発で、五十嵐ら [3]の方法に改良を加えている．試行錯誤を繰り返した結果，2005 年にようやく長期安定した観測が可能になり，御前崎 500m 観測井ではバックグラウンドの CH_4 濃度が水位の変化に敏感に反応してスパイク状の変化をすることを見つけ，その変動をいろいろなパラメータを使って記述できる数値モデルの構築に成功した [4]．このモデルは将来地震発生に関連した変化が現れた時に威力を発揮できる.

2.2　30 年間の地下水中 Rn 濃度連続測定の総括

地殻化学実験施設の地下水溶存 Rn 濃度の連続測定は、1974 年 1 月に静岡県の吉田町と竜洋町で，静岡県所有の地下水位観測井を借用して始まった．その後，伊豆半島内で温泉井戸を借りて 3 観測点を設け（ただし函南観測点は数年で廃止），御前崎に 2 本の井戸を，さらに福島県でも 3 本の井戸を掘削して，地下水 Rn 連続観測を始めた．1980 年には現在 Rn 観測を行っている 8 観測点が揃い，今日までの観測期間は古い観測点で 30 年以上，新しい観測点でもほぼ 30 年に至っている.

地下水観測では井戸（帯水層）の選定が重要で，地震に敏感な井戸と鈍感な井戸が存在することが知られている．井戸の選別にはある程度の期間の観測が必要で、潮汐応答があるか，地震時の変化があるかなどが調べられる．また，周辺井戸の揚水の影響を大きく受けるため，長期観測の間に水文環境が大きく変わって観測に適さなくなることもある.図 1 に地下水溶存 Rn の観測点の分布を示し,表 1 には各観測点の 30 年間の観測期間中の地震に対する応答をまとめる．地震時または地震前に変化のあるデータを得たのは中伊豆第 1 と竜洋、鹿島の 3 観測点にすぎず，残りの 5 観測点では明瞭な地震応答はなかった．図 2 には地震に応答しない例として，楢葉(NRH)観測点の観測開始から約 30 年間のデータを示す．なお、中伊豆第 1 は 1978 年伊豆大島近海地震前の変化だけで，その後は近傍の地震に対し変化は現れない．竜洋は 1995 年兵庫県南部地震の地震時の変動が 1 例だけである.
一方，鹿島では，近傍で起きた地震に敏感に応答する期間と全く応答しない期間が繰り返すことが示された [5]が，その原因は定かでない.

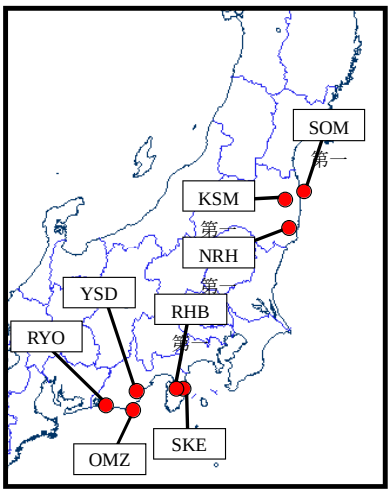


図 1　地下水溶存 Rn 観測点

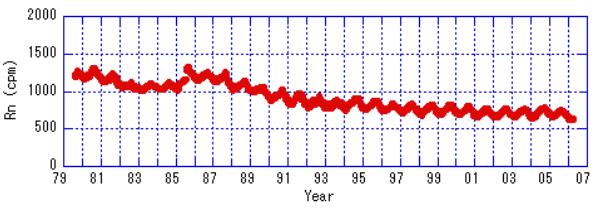


図 2　楢葉(NRH)観測点の Rn 濃度の経時変化(1979/1/1～2006/3/31)

表１　30 年間の地下水溶存 Rn 濃度連続観測のまとめ

観測点名	コード	深度(m)	観測開始年月	地震への応答
相馬	SOM	215	1979/7	なし
鹿島	KSM	200	1980/7	1984-1988 多数
楢葉	NRH	200	1979/8	なし
中伊豆第１	SKE	350	1976/4	1978 年伊豆大島近海地震前
中伊豆第２	RHB	700	1976/4	なし
吉田	YSD	150	1974/1	なし
御前崎	OMZ	500	1977/4	なし
御前崎	OMZ	100	1979/12	なし
竜洋	RYO	150	1974/1	1995 年兵庫県南部地震時

地下水のいろいろなパラメータの地震応答は，観測点と震源との距離が近いほど，地震のマグニチュードが大きいほど，大きい．30 年余の観測期間に観測点近傍で巨大地震が起きなかったことも事実で，30 年間応答のなかった井戸（帯水層）が全く役に立たないとは言い切れないが，以上の結果から，相馬，楢葉，中伊豆第２，吉田，竜洋の５観測点の Rn 観測は 2007～2008 年に打ち切ることとした．観測を継続する所では，前節で述べた新たに開発した多成分観測システムを導入した．

地殻化学実験施設では地下水溶存 Rn のほかにも，地下水位の観測研究を行っており，岐阜県東濃鉱山の 16 本の井戸を使って，遠地地震に対する変動を観測し，そのメカニズムを調べた[6)7)]．また，静岡県伊東の観測点では近傍の地震活動に伴う水位変化を，応力場の変化から解析することができた[8)9)]．

2.3　活断層から放出する気体と岩石破壊で出る気体の研究

活断層から Rn や He、H_2、CO_2、H_20 など揮発性物質が放出していることは 1970 年代から知られており，活断層は気体の通路であると同時に気体の発生の場でもある．地震に先立つ地球化学的なパラメータの変化は，1995 年兵庫県南部地震の場合のように，活断層上か近傍で捉えられることが多い．地殻化学実験施設では全国の主要な７つの活断層で土壌ガスの調査を行い，同一活断層での 1980 年代の調査と同様に H_2 の放出を認めた[10)]．2000 年鳥取県西部地震に際しては，地震発生直後に CO_2 拡散放出と土壌 H_2 濃度の調査を行ったところ，余震分布から想定される潜在活断層に沿ったパターンは観測されず，震源域でただ１点 H_2 濃度の高い点を確認できただけであった[10)]．中央構造線からの気体放出を調べるため，同位体比が大気とマントルと地殻とで異なる $^3He/^4He$ をトレーサーとして，四国全域でマントルヘリウムの放出分布調査を行った．その結果，中央構造線からも確かに $^3He/^4He$ が高いマントルヘリウムの放出が認められ，さらに南側の地域でも高い領域が見つかった[11)]．この地域はフィリッピン海プレートの前弧域に相当し，マグマの発生は全く考えられない．マントルヘリウムが認められる地域は，沈み込むスラブからの脱水反応が関与すると思われている深部低周波微動が起きている地域とほぼ重なっているので，スラブ由来流体がマントル流体の上昇放出に関与していることが示唆される．

活断層を通しての気体放出を理解する上で，気体の起源を明らかにすることは必須で，地震に至る過程の中で岩石に応力がかかった時に岩石内に閉じ込められているガスの挙動がキーポイントになる．岩石破壊に伴うガス放出は以前から実験がなされているが，地殻化学実験施設でも，岩石の変形に伴う微小クラック発生によって放出されるガスの放出量と変形速度を調べる装置を開発した．それは一軸圧縮装置に四重極質量分析計を組み合わせた装置で，加圧速度を変えながら連続的に放出ガス組成を分析できる．花崗岩を使った実験では，CH_4 の放出挙動が圧縮速度によって異なることを見つけた[12)]．

３．活断層に関する研究

3.1　活断層と変動地形のマッピング

日本列島の活断層とそれに関連する第四紀の地表変形の広域的分布を明らかにすることを目的として，全国の大学に所属する地形・地質学研究者を組織し，「完新世活断層研究プロジェクト」を実施し，その成果を出版した[13)]．この研究の結果，主要な逆断層帯の全貌に関する理解が深まり，それらの地下深部構造に関してもいくつかのモデルが提案された．また，同様な大学研究者からなる研究組織によって，都市圏とその周辺に分布する活断層を詳細にマッピングし，その成果を国土地理院の「都市圏活断層図」として出版した[14)]．「都市圏活断層図」の出版は 1996 年度から現在まで継続している．現在主要都市圏のマッピングを終わり他地域の主要断層帯の詳細図作成に移行しつつある．よりマクロなスケールでの第四紀地殻変動をとらえるために，海成段丘と河成段丘を用いて東北日本における過去約 10 万年間の垂直変動速度の分布を明らかにした．その結果，東北日本弧では，波長数 km～20 km の短波長の変動と，島弧スケールの長波長の隆起とが存在することが分かった[15)]．前者は，地下深部に伏在する断層を検出する有効な指標となりうる．後者は，地殻水平短縮による地殻厚化に伴うアイソスタティックな隆起である可能性が高い．これによって推定

した東北日本の長期的水平短縮速度は，測地学的に観測される水平短縮速度より一桁小さい．この結果は，同地域におけるプレート間及び内陸断層の挙動を予測する上で，重要な拘束を与える．

3.2　活断層帯の地下構造

反射法地震探査と重力探査によって得られた断層帯の地下構造と，変動地形学的方法で検出した第四紀の地表変形とを比較することによって，活断層の挙動を解明することを試みた[16)-21)]．対象とした断層帯は，伊那谷断層帯，横手盆地東縁断層帯，および糸魚川静岡構造線等である．糸魚川静岡構造線を横切って行った一連の探査の結果，(1) 同断層帯の主断層は諏訪湖より北では東傾斜であるのに対し，諏訪湖以南では西傾斜であること，および (2) 横ずれが卓越する区間でも主断層は低角であること，の二点が明らかになった．(1) は，諏訪湖付近に顕著な構造の不連続があることを意味し，これが破壊セグメントの境界を成す可能性が高い．(2) は，断層面の強度が著しく低いことを意味する．これは，中央構造線や糸魚川静岡構造線など，起源が古い大断層に特有の現象であるらしく，「断層の成熟度(fault maturity)」問題を解明する上で重要な例となる．

3.3　海外の大地震に関連した調査研究

過去10年間に世界では，プレート境界ないしはそれに準ずる大断層が活動して陸域に顕著な地変（地表地震断層の出現や隆起･沈降等）が生じた例がいくつかあった．東京大学理学系研究科が地震直後の地表変状調査に参画したのは，トルコ・コジャエリ地震（1999 年），台湾・集集地震（1999 年），スマトラ-アンダマン地震（2004 年）[22)]，四川省・汶川地震（2008）[23)] 等である．これらのうち日本列島における地震活動との比較という面で特に興味深いのは，スマトラ-アンダマン地震である．この地震の破壊領域は全長 1300 km に及ぶが，この領域はそれまで地震空白域であった訳ではなく，Mw 7-8 級の地震がいくつか発生していた．東北日本-千島弧の沈み込み帯においても，Mw 7-8 級の地震とは異質な超巨大地震が過去に起こっていたことが，地形学的証拠に基づく長期的歪み蓄積速度と測地観測に基づく最近の歪み蓄積速度との比較から予想されていた．地震波と津波から求めたこの地震のモーメント解放量分布は，震源域の南半部に偏っている．しかし，震源域北端部に近いアンダマン諸島における隆起・沈降量調査の結果，大きな（しかし津波も起こさない程低速な）すべりが震源域北端まで及んでいたこと，および余効すべりが主破壊面より浅い部分で生じたことが分かった[22)]．

（野津 憲治，池田 安隆）

参考文献

1) Hartman, J and Levy, J. K., 2005. *Natural Hazards*, **34**, 279-304.
2) 野津憲治，2002. 地震予知連絡会会報，**67**，569-575.
3) 五十嵐丈二ほか，1997. 地球化学，**31**，81-88.
4) Tsunomori, F. and Notsu, K., 2008. *Geochem. J.* **42**, 85-91.
5) Wakita, H., 1996. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **93**, 3781-3786.
6) King, C.-Y. et al., 1999. *J. Geophys. Res.*, **104**, 13073-13082.
7) King, C.-Y. et al., 2000. *Geophys. J. Int.*, **143**, 469-477.
8) Ohno, M. et al., 1999. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2501-2404.
9) Ohno, M. et al., 2006. *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 647-655.
10) Dogan, T. et al., 2007. *Pure Appl. Geophys.*, **164**, 2449-243.
11) Dogan, T. et al., 2006. *Chem. Geol.*, **233**, 235-248.
12) Koizumi, S. et al., 2007. *AGU Fall Meeting*, Abstract MR31C-0517.
13) 池田安隆ほか，2002.「第四紀逆断層アトラス」，東京大学出版会，240 p.
14) 国土地理院，1996-2008.「1：25,000 都市圏活断層図」．国土地理院技術資料，D1，Nos. 333，350，355，368，375，388，396，416，435，449，450，458，495，496，502，519，520.
15) 田力正好，池田安隆，2005. 第四紀研究，**44**，229-245.
16) Ikeda, Y. et al., 2004. *Earth Planets Space*, **56**, 1315-1321.
17) Matsuta, N. et al., 2004. *Earth Planets Space*, **56**, 1323-1330.
18) 岡田真介ほか，2006. 地震研究所彙報，**81**，171-180.
19) 岡田真介ほか，2007. 地震研究所彙報，**82**，13-24.
20) 松多信尚ほか，2007. 地震研究所彙報，**82**，37-44.
21) Ikeda, Y. et al., 2009. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.008.
22) Kayanne, H. et al., 2007. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L01310, doi:10.1029/2006GL028200.
23) 池田安隆，2008. 地質学会メールマガジン，No. **030**. http://www.geosociety.jp/hazard/content0025.html

（４）東京大学地震研究所

１．総合観測による沈み込み帯プレート境界の研究

地震発生予測モデル構築のためには，アスペリティに歪・応力がどのように蓄積・集中しているかを明らかにする必要がある．このためプレート境界を対象とし，海域から海陸境界部，陸域において，構造的不均質とプレート運動や地殻変形・流動，地震破壊等を地震・電磁気・GPS・重力観測を密接な連携のもとで行い，アスペリティの実態の解明をめざすための研究を行った．

1.1　海域部総合観測

南海トラフ，三陸沖，日本海東縁，伊豆小笠原沖において観測を実施し，プレート境界域付近での不均質構造とプレート境界からの反射波の振幅強度の空間分布を求めた．三陸沖における海底地震計と制御震源を用いた観測から地震活動度が低い場所で地震波の反射強度が低いことを面的に明らかにした[1]．東大海洋研，海洋研究開発機構等の観測船の利用により，釧路沖，茨城沖，東海沖，南海トラフ，日向灘，南西諸島海域，日本海等においても，構造調査，地震活動マッピングを行った．宮城沖における想定震源域付近で大規模な構造探査実験を行い，沈み込む海洋プレートの形状とアスペリティの関連性を見いだした．さらに，福島沖及び茨城沖陸側海溝斜面において，大規模な構造探査実験を行い，アスペリティの分布と島弧側マントルの構造の関連を調査した．茨城沖において，構造探査実験を行い，沈み込む海山がイメージングされた．また，海底微小地震観測と併せ，沈み込む海山がアスペリティの形成に寄与していることを見いだした[2]．

1.2　海陸境界域地震・地殻変動観測

海域で発生した大地震（2003年十勝沖地震，紀伊半島南東沖の地震）および海陸境界域で発生した大地震(2005年福岡県西方沖の地震，2007年能登半島地震，2007年新潟県中越沖地震）の余震観測を行い，余震分布を求めると共にそれから本震の特徴を推定した[3)4)5)6)7)]．

また，2002年から，茨城沖において長期観測型海底地震計を用いた繰り返し観測を開始し，地震活動のモニタリングを継続させ,2008年5月に発生したM7の地震の海底観測に成功した．また，加速度計を用いた海底地震計により，海底において初めて大振幅加速度記録を得た．

地震研究所の陸上地震観測網の再編を行い，太平洋プレートあるいはフィリピン海プレートの上部境界近傍で発生した小繰り返し地震データを基にプレート境界の準静的すべりを推定し，すべりの時空間変化の可視化する手法を開発した．これにより，余効すべりなどの影響を明らかにできた．

1996年以来，国土地理院と協力して年間5回程度実施してきた御前崎での絶対・相対重力観測を継続した．2004年から，豊橋での絶対・相対重力観測を年間2回ずつ繰り返し，定常的な重力減少と季節変動とを検出した．北海道東部（厚岸町付近）およびえりも岬，九州宮崎，仙台および牡鹿半島(女川)で絶対重力測定を継続している．

1.3　陸域プレート境界総合探査

宮城県沖，茨城県沖，中越沖などで海底地震観測と連携して陸域で火薬による発震，海域のエアガン発震の観測を実施した．また，海洋研究開発機構と共同で，北海道東部や紀伊半島東部において制御震源地震探査を実施し，沈み込むプレートの詳細な構造を明らかにした[8)]．

GPSによる地殻変動観測では，大学におけるGPS稠密観測は静岡県中西部に設置したGPS稠密観測網による長期的なプレート境界に起因する地殻変動の観測を継続している．

1.4　精密地殻変動観測によるプレート境界動的特性の解明

横坑の観測データは，1日，1週間および1か月の観測結果が監視されている．スローイベント等の検出および，超広帯域地震計としての活用も視野にいれ，2006年度からは，スローイベントだけでなく，過去のデータの編集・解析を実施している．

２．島弧地殻不均質に関する観測研究（1997-2003）

制御震源地震探査と自然地震観測により，島弧地殻の様々なスケールの不均質構造を総合的に明らかにするための研究を実施した．観測地域は，東北日本弧及びその周辺海域(1997-1998)，北海道日高衝突帯(1999-2000)，南海トラフ-四国東部海陸統合地殻構造探査（1999）及び西南日本における総合的観測研究（海陸合同地殻構造探査(2002)），九州・日奈久断層地域における総合地殻構造探査（2003）である．これらの地域に分布する主要な活断層である十勝平野東縁断層系(1999)，石狩低地東縁断層系(2000)，国府津-松田断層系(2001)，中央構造線活断層系（岡村断層2002・阿讃山地南麓地域2003）についての地下形状を明らかにした．

東北日本弧の総合的観測研究(1997-1998)の結果,東北日本弧中部のリソスフェアー構造が高い精度で明らかになり，日本海形成時の島弧地殻の伸展構造がよく保存されていることや，奥羽脊梁山地の両側の活断層の深部形状，中下部地殻の反射面の実態が明らかになった[9)10)]．北海道日高衝突帯における総合観測研究(1999-2000)の結果，日高山脈東側の千島前弧の剥離様式がより詳細に明らかになった[11)]．自然地震活動との比較によれば，地殻の剥離は延性的な下部地殻内で起きているのではなく，

むしろ脆性と延性域境界付近で発生している可能性がある．また，衝突帯前縁部では，低速度層の発達していることが明らかとなり，地質学的観測との対応から，この低速度帯に沿ったデタッチメントによって短縮変形が進行している可能性が高い．ここで得られた知見は浅層反射の結果[12]と合わせ，北米―ユーラシアにおける地殻短縮の数10%が,この部分でまかなわれていることを強く示唆する．東海・中部地域における海陸合同地殻構造探査(2001年)では，海域部については海洋科学技術センターが担当し，陸域は全国の大学・関係諸機関が共同して行った．測線下の地殻全体の速度構造や，沈み込むフィリピン海プレートの形状が明らかになった．沈み込むフィリピン海プレート上面からの大振幅反射波が見られ，この反射波の振幅からプレート境界の物性に対する新しい知見が得られた[13]．南海トラフ-四国東部海陸統合地殻構造探査（1999年）及び西南日本における総合的観測研究（海陸合同地殻構造探査(2002年度)）では，島弧下に沈みこむフィリピン海プレート上面は陸域探査測線南端下で深さ約18ｋｍ付近に存在し,中央構造線付近まで島弧地殻と接している．また，観測された反射波は一枚の境界面からの反射波ではなく,プレート上面にP波速度が周囲より遅い薄い低速度層が存在によって発生している．得られた速度構造モデルと地震活動との比較によれば，フィリピン海プレートの沈み込みに伴う北傾斜の震源分布は，沈み込む海洋性地殻下の上部マントル内で発生している．得られた西南日本弧の反射断面では，反射面の傾斜は地質構造と対応を示し，中央構造線以南（外帯）では北傾斜の反射面が卓越し，それ以北（内帯）では水平な反射面が卓越する[14]．中央構造線は中角度の北傾斜を示し，実施した浅層反射法地震探査の結果も調和的である．

西南日本において,2002年から2年間にかけて全国の大学による合同地震観測が行なわれた．西南日本下のプレーと境界まで含めた深部構造の解明と鳥取県西部地震域を中心とする島弧地殻不均質構造の解明を目指し，2000年鳥取県西部地震の余震域を中心にT字型に展開された．

九州･日奈久断層地域における総合地殻構造探査(2003年）地震研究所や九州大学をはじめとする全国の大学・関係機関の研究者によって実施された．その結果，上部地殻には伸張応力場を反映する変形構造が確認された．また，日奈久断層下の反射面も，この断層を境にして食い違っている可能性が高いことが判明した．

３．歪集中帯および内陸地震発生域における応力蓄積・集中メカニズムの解明（2004-2008 年）

跡津川断層帯を含む歪集中帯において地震観測，制御震源による構造探査,GPS観測及び電磁気的観測から成る多面的な研究観測を実施した．稠密な自然地震観測によって断層域の詳細な地震活動が明らかになり，広域トモグラフィー解析によって，跡津川断層下の下部地殻に低速度異常域の存在することが明らかとなった．断層近傍の稠密アレー観測データによるトモグラフィー/制御震源データ解析によれば，地殻浅部（7キロメートル以浅）により短波長不均質構造がある．断層西部と東部に高速度域が存在し，その間の低速度域は，広域トモグラフィー解析による低速度域の浅部延長に対応する．西部の高速度体は3次元的な広がりを持っており,1858年飛越地震のasperityを内包している可能性がある[15]．2007年に行われた構造探査では，断層下の下部地殻の低速度体内は反射的であることが示唆された．レシーバ関数解析からは，沈み込むフィリピン海プレート，モホ面，地殻内境界面が検出できた．モホ面に関しては，歪集中帯をはさむ広い範囲で連続的な境界面として検出された．また，S波異方性の解析では，求められた異方性の方位分布が沈み込むフィリピン海プレートの形状に支配されたマントルとして説明可能である．これらの結果は，歪集中帯の成因がプレートの衝突域であるという説と調和的ではない．

比抵抗構造解析においては，ネットワークMT法観測データの解析が進展し，3次元比抵抗構造が求められた．その結果,広帯域MT法の2次元TMモードインヴァージョンの結果と同じく，断層の東西で比抵抗にコントラストが認められ，活動的な南西部上部地殻が北東部に比べて相対的に低比抵抗であること，南西部においても地震が発生していない上部地殻中部は相対的に高比抵抗となっていることが確かめられた．GPS観測では，データ蓄積が進むとともに，同地域の変動を説明するモデルの構築が開始された．断層域を取り囲む地域のブロック運動及び断層におけるすべり欠損量が3mm/yr程度と推定され，地質学的に推定される跡津川断層の平均変位速度と整合的であることがわかった．

４．島弧下における電磁気学的構造不均質に関する観測研究

比抵抗は，水・メルトなどの間隙流体の存在やそのつながり方，温度に敏感な物理量である．比抵抗構造を求めることによって,リソスフェアーの物質や場の条件(温度や，水・メルトの含有量，つながり方の分布）に制約を与えることができる．島弧マントルスケールの大局的比抵抗構造決定のためにネットワークMT(NMT)法観測,特定の地殻活動地域スケールの精密比抵抗構造決定のために広帯域MT（WBMT)法観測（ないしは人工電流源を用いた探査）を，全国大学・研究機関との共同観測研究として実施した．

NMT観測では，北海道道北地方，中国四国地方，紀伊半島，新潟神戸ひずみ集中帯を含む中部地方で実施し，従来のデータ[16]とあわせ，北海道，東北，中部ひずみ集中帯域，紀伊半島，中国四国，九州地方のほぼ全域で，深部構造を決定するために必須の１万秒程度までの長周期のインピーダンスが得られた．２次元解析から，北海道，四国中国地方において，プレートが高比抵抗としてとらえられた他，背弧側マントルウェッジから下部地殻にかけて低比抵抗帯が認められ，火山や背弧側地震活動帯との関連が示唆された[16)17)]．また，紀伊半島での１測線についての２次元解析から，非火山性低周波地震が起こっているゾーンでは，沈み込むスラブ直上から地表付近に達する低比抵抗が認められた．また，中部地方での観測からは，跡津川断層沿いの不均質なサイスミシティに相関のある構造が得られたほか，断層に直交する構造から断層以南の中下部地殻に低比抵抗帯の存在が明らかとなった．

WBMT観測としては，東北背弧域（秋田，岩手県中部地域），日高衝突帯，鳥取県西部地震震源域，島根県東部を含めた山陰地方，跡津川断層周辺域，中越，能登半島沖，宮城岩手内陸地震各震源域，東北背弧ひずみ集中域（秋田，山形県境地域）などで観測を実施した．東北背弧域での観測からは，微小地震震源分布，地震波構造（特にVp/Vs比）に密接な関連をもった構造が得られた．上部地殻内に３つの孤立した東に傾いた低比抵抗体が認められ，その上方に微小地震が分布する．また，奥羽脊梁山地下の下部地殻に低比抵抗帯が認められ，そこにP波やS波の散乱体が位置していた[18)]．低比抵抗体の上側の相対的に高い比抵抗の領域で微小地震が起こっているという描像は，東北背弧活動帯のほか，鳥取県西部地震震源域の調査でも得られた．跡津川断層域での観測からは，NMT観測のところで述べたのと同様な構造が求められた．中越地震震源域では，西側の厚い堆積層に対応する低比抵抗域が認められ，それが本震源をこえて北にいくと薄くなっていること，東側の深部下部地殻に低比抵抗帯が存在する可能性が指摘された[19)]．能登半島地震域では，本震源下部に低比抵抗域が認められ，その東側最大余震域との間の地震空白域は相対的に高比抵抗となっていた[20)]．

日本列島は，複雑な海底地形に囲まれ，また複雑な地質構造をしているため，特にNMT法のような広域的地下構造決定をめざすために，３次元解析が必須であった．そこで，相対的に逆行列サイズが小さくなるデータスペースでの３次元インヴァージョンコードの開発を行った[21)22)]．また，比抵抗構造が地下のいかなる物性を反映しているのかを考察するため，従来の室内実験によって決定された岩石及び塩水の比抵抗－温度依存性，塩水のつながり方と比抵抗の関係，および地殻熱流量分布から推定される地殻温度構造などの情報の整理を行った[23)]．この結果，地殻程度の低温では，比抵抗はほぼ間隙塩水の量とつながり方に強く依存し，温度や岩石の種類にはあまり依存しないことが明らかとなった．この考察を，東北背弧活動帯で得られた比抵抗構造に適用した結果，上部地殻内の低比抵抗部分には5%程度の塩水がつながった状態で存在していることが示唆され，Vp/Vsトモグラフィの結果とも調和的であった[24)]．

５．　古地震・史料地震学的研究

5.1　地震発生サイクルの普遍性とゆらぎの検証

従来知られている地震サイクルを超えるハイパーサイクルの存在が明らかとなった．500～700年の間隔を持ち，三陸海岸では大きな津波を伴うとともに，一部沿岸で2メートル程度の隆起を伴う可能性がある[25)]．常磐海岸北部でも500～800年間隔で大きな津波に襲われたことが判明した．一方，ハイパーサイクル南海地震は，足摺岬南方のバリアーがアスペリティに変じることによって発生すると考えられ，四国西岸および九州東岸に大きな津波をもたらす．間隔は300～700年で，684年，1361年，1707年の南海地震が相当し，過去約4,000年間繰り返し発生してきた[26)]．また，次の南海地震もこのタイプとなる可能性がある．この他，糸魚川-静岡構造線北部では過去3回の活動の変位量がほぼ一定である可能性がまた，別府湾活断層群では地震に伴うタービダイトの存在が明らかとなった．

5.2　史料に基づく歴史津波調査

歴代の南海地震に先行して，30～40年ほど前から近畿地方の中部で内陸型の地震の活動が活発化し始め，南海地震を迎えたあとは10年ほど後まで広義の余震の頻発する時期を経て，そのあとは数十年にわたってほとんど被害地震が起きない休止期を迎えるサイクルをなしている．

南海地震はしばしば東海地震とペアをなして起きる傾向があるが，つねに東海地震のほうが先に起きると考えられることが多かった．しかし，明応東海地震(1498年９月20日)に対する明応南海地震は，中国・上海の津波記録から南海地震の方が東海地震より先行していたことが判明した．

5.3　堆積物による先史・歴史時代の津波の痕跡調査

潟湖の湖底堆積物中に津波痕跡を見出す研究は1998年からの5年間で浜名湖，尾鷲市大池，紀伊長島町諏訪池，高知県糺ケ池，桐間池のピストンコア採取を行った．その結果，歴史時代の東海地震，南海地震の痕跡のほかに，われわれが知らなかった，先史時代の東海地震，南海地震の痕跡が発見された．尾鷲市大池ではBC5～６世紀のものを最古の例として合計10回の東海地震の津波の痕跡を検出した．

5.4　歴史上の内陸被害地震の事例研究

内陸に発生した歴史地震の発生機構,活断層との関係,繰り返し周期性などの解明を目的として，史料収集を行い，事象別の詳細データベースを構築した．享保三年(1686)遠江三河地震，安政伊賀地震(1853)などの研究から，海溝での巨大地震発生の直前の時期に，内陸の活断層による中規模の被害地震が起きることが明らかとなった．元禄地震(1703)，安政江戸地震(1855)の江戸・東京市中の詳細震度分布図が作成し,古代中世に入り江や池,湿地であった場所で，震度が大きく現れていることが判明した．中央構造線については，慶長元年(1596)伊予地震の実像解明の成果を得た．この地震は，前後数日の間に起きた別府湾瓜生島地震，慶長伏見桃山地震と合わせて，中央構造線上で発生した一連の地震活動の一つであることが判明した.

６．台湾での調査研究

1999年台湾中部で発生した集集地震は陸域で発生した大規模な逆断層型の地震であり，日本の地震予知研究にとっても重要に地震であった．この地震の予測可能性の検証を目的として，変動地形学的・古地震学的調査と，2000年から2002年に渡って稠密地震観測や震源域での制御震源による構造探査などを実施した[27].

７．地震破壊過程と強震動

7.1　断層面上の不均質応力変化と強度分布の把握

地震時の震源破壊過程を詳しく調べることにより，震源モデルの高度化，地下構造の不均質性のモデル化を平行して行い，強震動発生のメカニズムを明らかにするための研究を行ってきた．この中で断層面上のアスペリティに関する研究が大きく進展した[28)29)30)]．首都圏における各種強震ネットワークを統合するシステム構築（SK-net）を行った．このシステムにより得られた波形記録を解析し，不均質な地下構造が強震動の生成に及ぼす影響を明らかにした[31)]．また，国府津松田断層帯・足柄平野をテストフィールドとし，震源モデルの特定と周辺部の三次元不均質構造の解明を目的とした地下構造探査を実施し，平野周辺の詳細な三次元地下構造モデルを構築した.

地下構造の地域性,およびその3次元地下構造を考慮したグリーン関数や，1HzサンプリングGPSデータ等の新しいデータ用いることによる震源過程の解析手法高度化を進め，2003年十勝沖地震[32)]，2003年宮城県北部地震[33)]，2004年新潟県中越地震[34)]，2005年福岡県西方沖の地震[35)]，2005年宮城県沖地震[36)]，2007年能登半島地震，2007新潟県中越沖地震などの最近の地震に適用した結果，本震のすべりと余震の分布や余震のすべり，余効変動との棲み分けがより明瞭に明らかとなった．日本国内だけでなく世界中の地震を対象にして，震源過程の準リアルタイム解析も継続的に行っており，その解析結果をコンパイルすることにより，日本海溝沿いあるいは千島海溝沿いのプレート境界地震群のアスペリティ分布を考察し，その結果をアスペリティマップとしてまとめた．まとめられたマップを見ると，海溝に沿ったプレート上面がいろいろな地震の震源域で埋め尽くしているわけではなく，実際には震源域の間にカップリングが弱い領域が存在し，そこで津波地震が起こっていることがわかった.

7.2　広帯域シミュレーションによる強震動予測

3次元的に不均質な地殻・マントル構造と，不均質な断層滑りモデルを組み込んだ，高精度並列シミュレーション法を開発し，地球シミュレータを用いた波動伝播と強震動の大規模並列計算を行った．また，波動伝播と強震動の生成過程をよく理解するための3次元波動場の可視化技法の開発を行った．並列波動計算コードを用いて，2000年鳥取県西部地震[37)]と1944年東南海地震や想定東海地震の強震動シミュレーションを実施し，震源域近傍の強震動や関東平野等の厚い堆積層での周期5～10秒の長周期地震動の生成を詳しく評価した[38)]．

K-NETやKiK-net，そしてSK-net等の高密度記録を統合的に用いて，2004年紀伊半島南東沖の地震[39)]や， 2004年新潟県中越地震，2007年能登半島地震，および2007年新潟県中越沖地震などの大地震において日本列島および関東平野で強く生成した周期6～10秒の長周期地震動の生成過程と波動伝播性状を詳しく調査した．同時に，千葉県北西部の，深さ60～80キロメートルの地において東京～横浜で大きな震度（震度分布の異常）が観測される現象を詳しく調査し，フィリピン海プレートによるHigh-Qとプレート上面のLow-Qマントルが作り出す減衰構造の強い不均質性により生じた現象であることを，観測データ解析と数値シミュレーションから説明した[40)]．この成果は，関東平野の基盤構造と地震動の特徴を理解し，将来発生が予想される東海・東南海地震などの海溝型地震と，首都圏直下の大地震による地震被害の予測・災害軽減のための重要な示唆を与える.

深発地震において，太平洋側の広い範囲で震度が大きくなる「異常震域」現象が，プレート内の不均質構造のために短周期地震波が強い前方散乱を起こして，プレート内を導波され起きるという,新しいモデルが提唱され,地震波伝播の数値シミュレーションとF-net広帯域地震観測データとの比較により，モデルの正しさが裏付けられた[41)]．

地震波伝播と強震動の高精度計算のための，Voxcel有限要素法に基づく並列計算コードを新規に開発し[42)]，また並列FDM計算コードの最適化を進め,地球シミュレータ

の全資源(5120CPU)を利用した大規模計算を行った.2007年度には,数万～数十万CPUから構成される次世代スパコン（京速計算機）の利用を目指し，並列FDMコードの最適化を図り,10,000CPU以上を用いた地震波伝播の大規模並列シミュレーションの実用化に目処をつけた[43].

８．摩擦・破壊現象の素過程に関する実験的・理論的研究

経験則として知られていた状態・速度依存摩擦則の物理的意味を明確にした．すなわち，各瞬間の滑り速度が,面の接触状態で決まる状態変数(摩擦強度と見なせる)により外部載荷応力の一意関数として記述できることを指摘し，その実験的証拠を示した[44]．また，強度回復時におけるミクロな物理過程を明らかにした[42) 46]．これらの成果により，摩擦則を用いた地震サイクルのシミュレーション等が初めて直感的に把握できるものになるとともに，実験範囲外の条件への外挿法について指針がたった.

状態・速度依存摩擦則に基づく数値実験により，プレート境界で見られる多様なすべりモードの棲み分けが摩擦パラメータによって規定されていること，東海域で観測されているような間欠的スローイベントは系のスティッフネが安定・不安定境界に近い場合起こりうることなどを明らかにした[47].

各瞬間の摩擦強度が滑り面の物理的状態で決まるため,その状態を知ることで，面を実際に滑らせてみなくても摩擦強度がわかるはずである．摩擦強度を決める物理状態は第一義的には真実接触部の総面積であり，これは接触部における弾性的な機械的結合の程度にも影響するので弾性波の透過率にも反映される．このような考えに基づき様々な条件下で弾性波透過率と摩擦強度の関係を室内実験で調べ，適切な周波数帯では，透過率と摩擦強度とが線形関係になることを明らかにした[48]．また，数値シミュレーション等に基づく考察により，状態変数である摩擦強度は，地震の前に大きな変化をすることを示した[49]．これらのことは，透過率により滑り面の状態をモニターする手法が地震予知のための有力なツールになりうることを示唆する.

すべらせなければわからない摩擦がすべらせなくてもわかるようになるかもしれないと期待して始めた研究であったが，実際には，すべらせたら失われる情報もが透過弾性波から得られることがわかった．固体接触面の最大静摩擦は固着時間の対数に比例して増加する(log t healing)が，ガウジ層の場合，条件によっては log t healing が見られないこともあることが知られていた．しかし，透過弾性波の実験により，ガウジ層の場合も必ず log t healing が起こっており，それをすべらせて測定しようとすると，最大摩擦に至る前の微小すべりでガウジ層内の構造変化が起こってしまって見えなくなることをつきとめた．これに対し，透過弾性波だとその間の変化も含め接触面の状態を常にモニターできる[48].

状態・速度依存摩擦則における，摩擦強度の変化を記述する発展則については，いくつかの表現が提案されており，地震サイクル等のシミュレーション結果は採用する発展則によって定性的に異なるものが得られる．提案されている発展則のいずれもが室内実験のデータを正確には説明できないことが知られている．今まで発展則の議論が進展しなかったのは，摩擦強度を直接モニターする手法がなかったからである．前述したように，透過弾性波により摩擦強度の変化をその場観察できる．詳細な観察に基づき発展則の修正を行った.

高温・高圧岩石破壊実験により，温度・圧力・流体圧・歪み速度などの環境条件が岩石のせん断破壊に与える影響を定量的に評価した[50]．また，陸上付加体に存在する過去の断層帯周辺の岩石を用いて，震源域に相当する温度・圧力条件下でせん断破壊実験・透水率測定をおこない，地殻流体が岩石変形に及ぼす影響を議論した[51].

その他，地震・火山活動に関連した電磁気現象の定量的評価を目指した研究を進めてきた．間隙水存在下で岩石破壊実験を行い，変形に伴って発生する電流が，破壊前のダイラタンシーの成長，およびそれにより引き起こされる間隙水の移動と非常に強い相関をもつことを示し,界面動電効果によって破壊前に電流が発生することを実証した[52]．また，石英を含む岩石内で破壊などにより応力変化が生ずる電磁シグナルについて，圧電効果と補償電荷の易動度を考慮した定量的モデルを確立した[53]．更に，三宅島で 2000 年に傾斜ステップと同時に観測された地電位変動について，界面動電効果に基づく定量的モデルを提案した.

９．数値実験

地震発生やプレート境界のすべり過程を理解し，地震発生の予測につなげるために，数値シミュレーションの研究を行っている.

岩石実験に基づく摩擦構成則を用いたシミュレーションでは，非地震性のすべりを含む地震発生サイクルのモデル化を進めている．地震性すべり発生の条件は摩擦特性と断層周囲の弾性媒質との相互作用が重要であることなどに着目して，スロー地震の発生機構のモデルを提案した[47)54]．また，余効すべりなど非地震性すべりによる応力伝播が地震発生に及ぼす影響について調べた[55].

1968年十勝沖地震や1994年三陸はるか沖地震などの三陸沖の地震サイクルと余効すべりの特徴を再現するシミ

ュレーションを通して，この地域の摩擦特性の不均一性について理解を得た[56]．また，GPSデータからプレート境界面上のすべりと応力を推定し，すべりやすべり速度と応力の関係から摩擦特性の理解を試みた[57), 32)]．

地震発生予測のためには，変形の進行をモニターするだけでなく，応力変化を知ることが重要である．GPSデータから応力変化を推定する手法を開発し，日本列島域に適用した．ひずみ速度が小さくても応力増加速度が大きい場所があるなど，応力推定の重要性を示す結果が得られた[58)]．

地震発生時には，高速すべりによる摩擦熱で間隙流体圧が急激に上昇し，すべり特性に影響を及ぼすと考えられる．透水率などの条件によっては，断層全体のすべり継続時間よりも局所的なすべり継続時間が顕著に短いパルス状のすべりが発生する場合があることが明らかになった[59)]．また，断層の両側で弾性定数が異なる場合には，流体圧変化とすべりの相互作用により余効すべりが発生することがわかった[60)]．

１０．GPS を用いた地殻変動と地殻ダイナミクス

GPS は地殻変動を計測するための最も有効な手段となった．地震研究所では全国の関連研究者と連携しつつ，GPS を用いた様々な研究を行ってきた．

10.1　日本周辺域の長期広域地殻活動

日本列島周辺のプレート運動を精密に推定することは，日本列島の地殻活動を理解するための基礎となる．このため，中国大陸や太平洋プレート・フィリピン海プレート上に GPS 観測点を設置して，連続観測やキャンペーン観測を行った．特に，アムールプレートの運動を精密に推定するためにモンゴルに GPS 連続観測点を 4 点設置して観測した．アジア全体の GPS 変位速度場を求め，ブロック断層モデルを適用し，日本列島への影響を評価した．

10.2　日本列島の地殻変動とプレート沈み込み過程

地震発生予測のためには，変形の進行をモニターするだけでなく，応力変化を知ることが重要である．GPSデータから応力変化を推定する手法を開発し，日本列島域に適用した．ひずみ速度が小さくても応力増加速度が大きい場所があるなど，応力推定の重要性を示す結果が得られた[58)]．

また，日本列島の変位速度場から沈み込むプレートのアスペリティ分布を知ることは，将来の地震発生時における強震動予測などの面からも重要である．我々は新たな測地データインバージョンの手法を開発して日本列島南西部の地殻変位速度場に適用し，東海から南海地域に至るフィリピン海プレートの沈み込み帯におけるアスペリティ分布を推定した[61)]．

プレート間で発生する大地震に際しては顕著な余効変動が観測される．余効変動からはプレート間のすべりに関して重要な情報を得ることができる．我々は 2003 年に発生した十勝沖地震に際して得られた余効変動データを解析し，GPS データからプレート境界面上のすべりと応力を推定し，すべりやすべり速度と応力の関係から摩擦特性の理解を試みた[57)-32)]．

10.3　東海地域の地殻変動とひずみ場

近い将来大地震の発生が予想されている東海地域においては GEONET 観測網を補完するように 60 点近くの GPS 観測点を設置し，連続観測を実施している．これらのデータに基づき歪解析等を実施している．データは公開され，全国の研究者に利用されている．地震活動の変化から推定されるフィリピン海プレートの固着領域から予想される地表の歪変化が GPS 観測に基づく歪変化(面積歪)とよく一致することが見出されている．

10.4　日本列島域の地殻活動モニタリングシステムの高度化

我々は国土地理院とは独立して全国データの解析を行っている．国土地理院ではBernese ソフトウェアを用い，つくば観測点を固定して基線解析を実施しているのに比べ，我々はGIPSY ソフトウェアを用いたいわゆる精密単独測位解析を行っている．PPP では基線を構築しない分解析の計算機負荷が小さくなる利点がある．

GEONETが開設されてからの10年間のデータの解析結果を比較検討したところ，我々の解析は地理院の解析に比べ遜色のない精度が得られることがわかった．

１１．　重力測定

11.1　日本列島の沈み込み帯における絶対重力変動

小型・堅牢で信頼性の高い絶対重力計 FG5 の登場により，プレートの沈み込みによって生じる日本列島の重力変化を 10 年スケールの中長期にわたって追跡できるようになった．これを受けて，北海道（厚岸，えりも），東北（女川，仙台），東海（御前崎，豊橋），九州（宮崎）の各地で年間１～２回の繰り返し観測を行っている．とくに御前崎については，国土地理院との共同研究として最も長期間のデータが集積した[62)]．その結果，同地の沈降データから期待される重力変化よりもはるかに小さい変動しか検出されないという事実が明らかになった．今後，東海スロースリップの原因や深部で起こっているプロセスを解明する上で貴重なデータを取得した．

11.2　ハイブリッド重力観測による群発地震時の流体移動の検出

2000年の三宅島噴火・伊豆諸島群発地震では，絶対重力測定と相対重力測定の統合観測（＝ハイブリッド重力観測）を実施した[63)]．重力変動の解析により，三宅島山頂カルデラ陥没に先立つ，山頂直下での空洞形成，及び

群発地震活動の際に，三宅島火山マグマが，神津島周辺の群発地震域まで水平方向に流出したことを明らかにした[64)65)]．これは，クラックの生成によって，その先端に生じた真空域が吸引源となっていると考えれば良い．マグマが水平方向に吸引されると，クラック先端では実効封圧が下がり，ますますクラックが成長し，真空領域も増殖する．このような正のフィードバックがはたらいて群発地震がおきるという可能性を示すことができた．

流体圧変化とすべりの相互作用により余効すべりが発生することがわかった．

１２．電磁気モニタリング観測による地震･火山噴火発生に果たす地殻内流体の役割の解明

流体が地震発生に果たす役割について，室内の岩石実験から得られる知見に基づいた理論予測を，野外での観測事実を通じて検証することを目的とした研究を進めた[66)]．多項目電磁気観測を実施することにより，応力変化や地殻内流体の移動やそれに伴う温度変化を高い信頼度で検知することを目指し，従来から行ってきた，電磁気連続観測を，伊豆，伊豆諸島，東海地方などで継続した．

その主たる成果として，2000年三宅島噴火に先行して山体南方で（温度上昇による）消磁が1997年頃より顕著になったこと[67)]，2000年7月8日のカルデラ形成以前に空洞形成を示したものと思われる予兆的磁場変動や比抵抗変化がとらえられたこと，その後のステップ変動や8月18日の山頂噴火に伴って顕著な電位差変動や磁場変動がとらえられ，熱水対流の活性化や応力変動に応じて地下水が流動したり磁場が変化した可能性が指摘されたこと[68)69)]，などがあげられる．

１３．地震データによる日本列島域の地殻活動モニタリング手法の開発

日本国内の地震観測データは，防災科研，気象庁，大学で共同運用されており，地上通信回線を用いた全国の地震データ交換・流通ネットワークシステムJDXnet（Japan Data Exchange Network）を通じてすべての地震波形データがデータ交換され流通されている．平成19年度までに，JGN2とSINET3の両方を利用して安定的なネットワーク稼動に向けて整備を行った．

また，チャネル情報を管理するための分散型データベースシステムであるチャネル情報管理システム（CIMS: Channel Information Management System）を開発し，観測データ流通システムの高度化を進めた．

広帯域地震計データを用いた長周期波動場の自動検出と震源メカニズム自動解析システムの研究では，地震データ流通システムによってリアルタイム配信される広帯域地震波形データを用いたGRiD MTの実証実験を行っている．

１４．特定地域の地殻活動モニタリングシステムの高度化

14.1 宮城県沖地震の震源域

長期観測型海底地震計による繰り返し観測を実施し，想定震源域の詳細な地震活動の把握をすすめた．これまでの観測により，大規模人工地震構造調査から求められた沈み込む太平洋プレートの形状を含む地震学的構造と，地震活動の対応関係が明らかになりつつある．また，想定震源域周辺の地震活動の時間変化を検出できる可能性がある．

14.2 糸魚川-静岡構造線周辺域

「パイロット的な重点的調査観測」プロジェクトのデータを活用して，断層周辺の地震活動を調査した．諏訪湖南方の富士見地区で，構造線に直交して行われた線状自然地震観測データのトモグラフィー解析によって，深さ10キロメートルまでの地殻構造が明らかになった．

14.3 伊豆半島東部及び伊豆諸島

伊豆半島東部では，地電位差，比抵抗，全磁力連続観測を実施した．2006年に伊東市奥野で行っていた直流法を用いた比抵抗連続観測システムを更新し，電流制御精度が0.25パーセント程度に向上した．

14.4 南関東とその周辺域

平成15年度に完成した房総アレイによって，房総半島周辺の地震活動をモニターする手法を開発した．気象庁一元化震源を基にして周辺地域で発生した地震を解析し，トモグラフィー法によって関東の下の構造を調べ，フィリピン海プレートの形状を明らかにした．その結果，反射法による構造[70)]と大局的には調和的な結果が得られたが，房総半島ではプレート上面が反射法による推定値よりやや深いことがわかった．沈み込むフィリピン海プレートの内部変形がスラブ内地震の発生を支配している可能性が示された．この成果を用いて，地震活動のモニタリングの精度を向上させることが出来るようになった．

１５．基盤的高感度地震観測データの流通システムに関する研究

地震研究所は，卜部・植平（1998）[71)]の開発による衛星データ受信専用装置を，全国の大学等に貸し出して，衛星データ利用の普及を図ってきた．大学においては，以前より基幹となる大学の地域センター等において，リアルタイム処理システムの研究開発が進められ，各大学のデータがそれぞれの大学に設置された地震データ利用システムによって公開されている．ここで，各大学の地震データ利用システムは，地震研究所との共同研究によ

り開発されたもので，すべての大学のシステムで共通した利用者インターフォースとなっている．また地震研究所では，世界で大地震が発生した時に，全国の大学や気象庁等で観測された微弱な波形データをリアルタイムで処理してJ-arrayデータベースシステムとして保管しデータ公開している．

１６．　新たな観測・実験技術の開発

これまで海域においては，長期観測型海底地震計，GPS-音響測位システム，海底圧力計などを開発し，成果をあげてきた．地震観測のダイナミックレンジを拡大するため加速度計を併設した長期観測型の海底強震・高感度地震計を実用化したほか，長期海底地震観測の高度化のため先端的ネットワーク技術を導入した次世代ケーブル式海底観測システムの開発を進めた．海底ボアホール観測への光干渉計測技術の導入に関しては，これまで陸上のボアホールにおいて開発研究を実施しており，レーザー干渉計と光ファイバーを組み合わせた半導体フリーのセンサーを開発し，陸上孔内試験を実施してきた．半導体レーザーの絶対波長をセシウムの吸収スペクトルを基準に安定化するとともに全体のシステムの簡素化も図った．目標の波長安定度は達成され，野外で省電力稼働できる絶対波長安定化小型光源がほぼ完成した．

地下深部での高精度観測をめざして，光ファイバーを用いた地下深部計測機器の開発，地殻ひずみを高精度で計測するためのレーザー変位計の基礎的研究，ボアホールジャッキ式乾式破砕法による地殻応力測定手法の高度化研究をおこなった．

（佐藤　比呂志）

参考文献

1) 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.

2) Mochizuki, K. *et al.*, 2008. Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating M~7 Earthquakes. *Science*, **321**, 5839, 1194-1197.

3) Shinohara, M. *et al.*, 2004. Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network. *Earth Planets Space*, **56**, 295–300.

4) Sakai, S. *et al.*, 2005. Urgent aftershock observation of the 2004 off the Kii Peninsula earthquake using ocean bottom seismometers. *Earth Planets Space*, **57**, 1-6.

5) Uehira, K. *et al.*, 2006. Precise aftershock distribution of the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake (Mj=7.0) using a dense onshore and offshore seismic network. *Earth Planets Space*, **58**, 1605-1610.

6) Yamada, T. *et al.*, 2008. Aftershock observation of the Noto Hanto earthquake in 2007 using ocean bottom seismometers. *Earth Planets Space*, **60**, 1005-1010.

7) Shinohara, M. *et al.*, 2008. Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network. *Earth Planets Space*, **60**, 1121-1126.

8) Kurashimo, E. *et al.*, 2007. Crustal structure of the southwestern margin of the Kuril arc sited in the eastern part of Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction/reflection experiments. *Earth Planets Space*, **59**, 375-380.

9) Iwasaki, T. *et al.*, 2001. Extensional structure on northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/ wide-angle reflection profiling. *Geophys. Res. Letters*, **28**, 2329-2332.

10) Sato, H. *et al.*, 2002. Deep seismic profiling across Ou backbone range Northern Honshu Island, Japan. *Tectonophysics*, **355**, 41-52.

11) Iwasaki, T. *et al.*, 2004. Upper and middle crustal deformation of an arc-arc collision across Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction/wide-angle reflection experiments. *Tectonophysics*, **388**, 59-73.

12) Kato, N. *et al.*, 2004. Has the plate boundary shifted from the central Hokkaido to the eastern part of the Sea of Japan? . *Tectonophysics*, **388**, 75-84.

13) Iidaka, T. *et al.*, 2004. Configration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region. *Tectonophysics*, **388**, 7-20.

14) Ito, T. *et al.*, 2009. Lithospheric structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan, 2002. *Tectonophysics* (in press).

15) Kato, A. *et al.*, 2006. Imaging crustal structure around the western segment of the Atotsugawa fault system, central Japan . *Geophys. Res. Letters*, **33**, L090307, doi:10, 1029/2006/GL025841.

16) Uyeshima, M. *et al.*, 2002. Netowork-MT survey in Japan to determine nation-wide deep electrical conductivity structure. In: *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*, pp.107-121, TERRAPUB, Tokyo.

17) Satoh, H. et al., 2001. Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data. *Earth Planets Space*, **53**, 829-842.

18) Ogawa, Y. et al., 2001. Magnetotelluric imaging of fluids

in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3741-3744.

19) Uyeshima, M. et al., 2005. Resistivity imaging across the source region of the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake (M6.8), Central Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 441-446.

20) Yoshimura, R. et al., 2008. Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (Mj 6.9), central Japan. *Earth Planets Space*, **60**, 117-122.

21) Siripunvaraporn, W., et al., 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data space method. *Phys. Earth Planet. Int.*, **150**, 3-14.

22) Siripunvaraporn, W. et al., 2004. Three-dimensional inversion for Network-Magnetotelluric data. *Earth Planets Space*, **56**, 893-902.

23) 上嶋誠, 2003. 電気比抵抗と水, 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行（編）,「地震発生と水-地球と水のダイナミクス」. pp. 283-296, 東京大学出版会,東京.

24) 上嶋誠, 2005. 電気伝導度構造から探る地殻の水の存在. 地学雑誌, **114**, 862-870.

25) 原口強・鳥居和樹・藤原治・島崎邦彦・今泉俊文, 2006. 東北地方三陸海岸, 大槌湾の津波堆積物. 月刊地球, 326, 539−545.

26) 松岡裕美・岡村眞・千田昇・島崎邦彦, 2006. 大分県佐伯市における津波堆積物調査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクトＩ地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成１７年度）成果報告書, 352−355.

27) Hirata, N. et al., 2000. Aftershock Observation of the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **75**, 33-46.

28) Kikuchi, M. et al., 2003. Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms. *Earth Planets Space*, **55**, 159-172.

29) Yagi, Y. and M. Kikuchi, 2002. Partitioning between seismogenic and aseismic slip as hilighted from slow slip events in Hyuganada, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1087-1090.

30) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2003. Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves. *Earth Planets Space*, **55**, e21-e24.

31) Koketsu, K. and M. Kikuchi, 2000. Propagation of seismic ground motion in the Kanto basin, Japan. *Science*, **288**, 5469, 1237-1239.

32) Miyazaki, S. et al., 2004. Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.102.

33) Hikima, K. and K. Koketsu, 2004. Source processes of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, earthquake sequence. *Earth Planets Space*, **56**, 87-93.

34) Hikima, K. and K. Koketsu, 2005. Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, DOI:10.102.

35) Kobayashi, R. et al., 2006. Source processes of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake and its largest aftershock inferred from strong motion and 1-Hz GPS data. *Earth Planets Space*, **58**, 57-62.

36) Wu, C. *et al.*, 2008. Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **113**, B08316, doi:10.1029/2007JB005189.

37) Furumura, T. et al., 2003. Visualization of 3-D wave propagation from the 2000 Tottori-ken Seibu, Japan earthquake: Observation and numerical simulation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 667-682.

38) Furumura, T. et al., 2008. Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (Mw8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (Mw7) Earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, **165**, 585-607.

39) Miyake, H. and K. Koketsu, 2005. Long-period ground motions from a large offshore earthquake: The case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 203-207.

40) 古村孝志・竹内宏之, 2007.首都圏直下の地震と強震動－安政江戸地震と明治東京地震. 地学雑誌, **116**, 431-450.

41) Furumura, T. and BLN. Kennett, 2005. Subduction zone guided waves and the heterogeneity structure of the subducted plate: Intensity anomalies in northern Japan. *J. Geophys. Res.*, **110**, 10, doi: B1030.

42) Koketsu, K., et al., 2004. Finite-element simulation of seismic ground motion with a voxel mesh. *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 11-12, 2183-2198.

43) 古村孝志, 2009. 差分法による３次元不均質場での地震波伝播の大規模計算. 地震 2 (印刷中).

44) Nakatani, M., 2001. Conceptual and physical clarification

of rate and state dependent friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology. *J. Geophys. Res.*, **106**, 13, 347-380.

45) Nakatani, M. and C. H. Scholz, 2004. Frictional healing of quartz gouge under hydrothermal conditions: 1. Experimental evidence for solution transfer healing mechanism. *J. Geophys. Res.*, **109,** B07201, doi : 10.1029 /2001JB001522.

46) Nakatani, M. and C. H. Scholz, 2004. Frictional healing of quartz gouge under hydrothermal conditions: 2. Quantitative interpretation with a physical model. *J. Geophys. Res.*, **109**, B07202, doi:10.1029/2003JB002938.

47) Yoshida, S. and N. Kato, 2003. Episodic aseismic slip in a two-degree-of-freedom block model. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1681, doi:10.1029/2003GL017439.

48) Nagata, K**.** et al., 2008. Monitoring frictional strength with acoustic wave transmission. *Geophys. Res. Lett.*, doi: 10.1029/2008GL033146.

49) 吉田真吾ほか, 2007. 速度・状態依存摩擦則の物理. 物性研究, **88**, 254-260.

50) Kato, A. et al., 2004. The dependence of constitutive properties on temperature and effective normal stress in seismogenic environments. *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 1895-1913.

51) Kato, A. et al., 2004. Permeability structure around an ancient exhumed subduction-zone fault. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06602, doi:10.1029/2003GL019183.

52) Yoshida, S., 2001. Convection current generated prior to rupture in saturated rocks. *J. Geophys. Res.*, **106**, B2, 2103-2120.

53) Yoshida, S. et al., 1997. Electric potential changes associated with slip failure of granite: Preseismic and coseismic signals. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14,883-14,897.

54) Kato, N., 2003. A possible model for large preseismic slip on a deeper extension of a seismic rupture plane. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **216**, 17-25.

55) Kato, N., 2004. Interaction of slip on asperities: Numerical simulation of seismic cycles on a two-dimensional planar fault with nonuniform frictional property. *J. Geophys. Res.*, **109**, B12306, doi: 10.1029/2004JB003001.

56) Kato, N., 2008. Numerical simulation of recurrence of asperity rupture in the Sanriku region, northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, 113, B06302.

57) Fukuda, J. et al., 2008. Geodetic inversion for space–time distribution of fault slip with time-varying smoothing regularization. *Geophys. J. Int.*, **173**, 25-48.

58) Iinuma, T. et al., 2005. Inversion of GPS velocity and seismicity data to yield changes in stress in the Japanese Islands. *Geophys. J. Init*., 160, 417-434.

59) Suzuki, T. and T. Yamashita, 2006. Non-linear thermo-poroelastic effects on dynamic earthquake ruptures. *J. Geophys. Res.*, **B03307**, 10.1029/2005JB003810.

60) Yamashita, T., 2007. Postseismic quasi-static fault slip due to pore pressure change on a bimaterial interface. *J. Geophys. Res.*, **112**, B05304.

61) Jin, H. et al., 2007. Estimation of slip distribution using an inverse method based on spectral decomposition of Green's function utilizing Global Positioning System (GPS) data. *J. Geophys. Res.*, **112 (B17)**, B07414.

62) 大久保修平ほか, 2001. 御前崎における絶対重力測定. 月刊地球, 号外, **33**, 89-96.

63) Okubo, S., et al., 2002. Far-field deformation due to volcanic activity and earthquake swarm. *International Association of Geodesy Symposia*, **125**, 518-521.

64) Furuya, M. et al., 2003. Spatio-temporal gravity changes at Miyakejima volcano, Japan: Caldera collapse, explosive eruptions and magma movement. *J. Geophys. Res.*, **108**, B4, 2219, doi:10.1029/2002JB001989.

65) Furuya, M. et al., 2003. Mass budget of the magma flow in the 2000 volcano-seismic activity at Izu-islands, Japan. *Earth Planets Space*, **55**, 7, 375-385.

66) Uyeshima, M., 2007. EM monitoring of crustal processes including the use of the Network-MT observations. Surv. Geophys., **28**, 199-237.

67) Sasai, Y. et al., 2001. Evaluation of electric and magnetic field monitoring of Miyake-jima volcano (Central Japan): 1995-1999. *Annali di Geofisica*, **44,** 239-260.

68) Sasai, Y. et al., 2002. Magnetic and electric field observations during the 2000 activity of Miyake-jima volcano, Central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 769-777.

69) Zlotnicki, J. et al., 2003. Resistivity and self-potential changes associated with volcanic activity: The July 8, 2000 Miyake-jima eruption (Japan). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**, 139-154.

70) Sato, H. et al., 2005. Earthquake source fault beneath Tokyo. *Science*, **309**, 462-464.

71) 卜部卓・植平 賢司, 1998. 衛星通信地震観測システム用の超小型受信専用局. 地球惑星科学関連学会合同大会, Sb-p005.

（５）東京工業大学大学院理工学研究科・火山流体研究センター

１．はじめに

東京工業大学では，理工学研究科と火山流体研究センターが共同して地震予知研究を推進している．われわれはこの 10 年間において，内陸地震地域において，広帯域 MT 観測を実施してきた．その結果，地殻深部の比抵抗異常と内陸地震場との間に重要な関係があることを示すことに成功した．すなわち，地殻中深部(10km 以深)が不均質であり，それが地震発生層に関連した分布をしている共通の特徴が見えてきたのである．

２．広帯域 MT 観測と解析手法の確立

広帯域 MT 法では自然界の 0.5mHz から 300Hz の電磁場信号を利用して地下比抵抗構造を決定する．90 年代後半にポータブルな広帯域 MT 観測機器が開発され，また，モデル解析についても，深部構造が 2 次元構造で観測点近傍の浅部構造が 3 次元構造である場合に関する場合について，90 年代後半に方法論が確立し，実用的になった[1]．これらによって，地震学的なデータとは全く独立に，信頼できる深部構造を推定することができるようになった．

３．内陸地震地域の地震発生層と比抵抗構造

内陸地震地域では，地震発生層は地殻の高比抵抗部に存在し，その下方に非常に顕著な低比抵抗異常が存在しているということがわかった．この特徴は，東北脊梁（北由利断層・千屋断層・北上山地西縁断層[2)3)]，1963 年宮城県北部地震地域（図 1[4) 5)]），長町利府断層[6)]，糸魚川静岡構造線北部[7) 8)]，2007 年能登半島地震震源域[9)] で共通して見出された．

糸魚川静岡構造線北部地域では，地殻中深部の低比抵抗異常が，GPS による面積比ひずみの大きい地域とよく対応することも見出された[8)]．長町利府断層では，地表の水平変位の分布を存在するための断層深部延長が，脊梁直下の下部地殻にある低比抵抗異常に対応することが明らかにされた[6)]．

これらのことから，低比抵抗異常体には流体が存在し，そこでは塑性変形できる一方で，その周辺の高比抵抗部では塑性変形ができずに地震発生にいたるという図式が考えられる．あるいは，流体が高比抵抗側の流体に乏しい領域に間歇的に侵入することによって高比抵抗側（地震発生層）の間隙圧を高めて，地震が発生するという仮説も成り立つ（たとえば Ogawa et al. (2001)[2)]）．
これらの流体がどのように供給されるかを知ることは重要である．紀伊半島では，低比抵抗層への流体の供給がフィリピン海プレートから来ていることが比抵抗構造から明らかにされた[10)]．MT 法探査からは，紀伊半島中南部

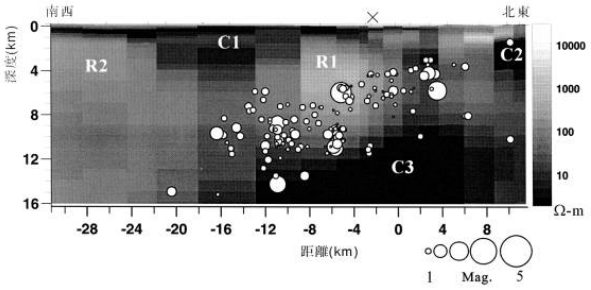


図 1　1962 年の宮城県北部地震（M 6.5）の余震地域を横切る比抵抗構造と震源部分布[3)4)]．色は比抵抗を表し，黒いほど比抵抗が低い．震源の下限と低比抵抗異常（C3）の上面が良く一致している．

の深度 20-40km の範囲に低比抵抗異常が検出された．その底面は沈み込むフィリッピン海プレート上面に相当し，非火山性の長周期微動が観測されている深度に対応する．また低比抵抗層の上方には地殻内地震が発生しており，これは前述の内陸地震発生場の特徴に合致する．

また，火山前線上の鳴子火山周辺地域や，非火山であるが高温である飯豊山地[11)]においては，中深部地殻低比抵抗体が存在し，それが高温域の直下に向かって浅くなる構造が得られた．さらにそれを地震発生と比較すると，地震の下限はこれら中深部地殻低比抵抗体上面に一致する．すなわち，地震は低比抵抗体を避けるようにその上方の高比抵抗体に発生していることがさらに精密化された．

最近の内陸地震地域の比抵抗構造をレビューする．1962 年および 2003 年宮城県北部地震震源域(Sato et al, 準備中)，2008 年岩手宮城内陸地震，1998 年長間利府断層深部延長の地震，2007 年能登半島地震でも，上述の地震発生層と中深部地殻低比抵抗体との良い対応が見出された．ただし，2004 年中越地震[12)]については，3 次元的な構造を考慮して，モデルを再考する必要がありそうである．

さらに，長大な横ずれ断層であるトルコ国北アナトリア断層[13)14)]，ニュージーランド国アルパイン断層マルボロ地域[15)]，スマトラ断層に関しては，プロジェクトが進行中である．このうち，トルコ国北アナトリア断層で発生した 1999 年のイズミット地震震源域では，上部マントルから下部地殻に至る深度で，断層に向かって低比抵抗異常が徐々に浅くなる背斜構造がみられる．本震はこの低／高比抵抗境界の高比抵抗側で発生していることがわかった．

４．結論

最近の 10 年間で以下を明らかにすることができた．(1)内陸地震地域の中深部地殻（mid-crust）の比抵抗構造はきわめて不均質で，低比抵抗異常体は流体に富むと考えられること，(2)低比抵抗異常の上面が地震発生層の下面に対応すること，(3)巨大内陸地震の本震が低/高比抵抗境界の高比抵抗側で発生すること，(4)低比抵抗異常体がひずみ集中に対応していること．

（小川康雄）

参考文献

1）Ogawa Y., 2002. On two-dimensional modeling of magnetotelluric field data. *Surveys in Geophysics*, **23** (2-3), 251-273.

2）Ogawa Y., M. Mishina, T. Goto, H. Satoh, N. Oshiman, T. Kasaya, Y. Takahashi, T. Nisitani, S. Sakanaka, M. Uyeshima, Y. Takahashi, Y. Honkura, and M. Matsushima, 2001. Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquakes zones, NE Japan back arc. *Geophys. Res. Lett*., **28**, 3741-3744.

3）小川康雄, 2002.　電磁波で地殻構造と水の動きを見る, 出羽丘陵から脊梁山地の地殻比抵抗断面．科学, 204−208.

4）Mitsuhata, Y., Y. Ogawa Y., M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura, and T. Uchida, 2001. Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan. *Geophys. Res. Lett*., **28**, 4371-4374.

5）小川康雄, 2002．広帯域 MT 法による内陸地震地域のイメージング．地震学会ニュースレター, **14**, no. 2, 16−18.

6）小川康雄・三品正明・本蔵義守, 2005．長町利府断層の深部比抵抗構造－地殻変形と地震発生との関連．月刊地球, 号外地球 **50**, 71−74.

7）Ogawa, Y., S. Takakura, and Y. Honkura, 2002. Resistivity structure across Itoigawa-Shizuoka tectonic line and its implications for concentrated deformation. *Earth Planets Space*, **54**, 1115-1120.

8）Ogawa Y. and Y. Honkura, 2004. Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 1285-1291.

9）Yoshimura, R., N. Oshiman, M. Uyeshima, Y. Ogawa, M. Mishina, H. Toh, S. Sakanaka, H. Ichihara, I. Shiozaki, T. Ogawa, T. Miura, S. Koyama, Y. Fujita, K. Nishimura, Y.Takagi, M. Imai, R. Honda, S. Yabe, S. Nagaoka, M. Tada, and T. Mogi, 2008. Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (Mj6.9), Central Japan. *Earth Planets Space*, **60**, 117-122.

10）Umeda, K., Y. Ogawa, K. Asamori, and T. Oikawa, 2006. Aqueous fluids derived from a subducting slab: observed high 3He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **149**, 47-61.

11）Umeda, K., K. Asamori, T. Negi, and Y. Ogawa, 2006. Magnetotelluric imaging of crustal magma storage beneath Mesozoic crystalline mountains in a non-volcanic region, Northeast Japan, Geochem. *Geophys. Geosyst*., **7**, Q08005 doi:10.1029/2006001247.

12）Uyeshima, M., Y. Ogawa, Y. Honkura, S. Koyama, N. Ujihara, T. Mogi, Y. Yamaya, M.. Harada, S. Yamaguchi, I.Shiozaki, T. Noguchi, Y. Kuwaba, Y. Tanaka, Y. Mochido, N. Manabe, M. Nishihara, M. Saka and M. Serizawa, 2005. Resistivity imaging across the source region of the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake (M6.8), central Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 441-446

13）Tank, S. B., Y. Honkura, Y. Ogawa, N. Oshiman, M. K.Tuncer, C. Celik, E. Tolak, and A. M. Isikara, 2003. Resistivity structure in the western part of the fault rupture zone associated with the 1999 Izmit earthquake and its seismogenic implication. *Earth Planets Space*, **55**, 437-442.

14）Tank, S.B., Y. Honkura, Y. Ogawa, M. Matsushima, N. Oshiman, M. K. Tuncer, C. Celik, E. Tolak, and A. M. Isikara, 2005. Magnetotelluric imaging of the fault rupture area of the 1999 Izmit (Turkey) earthquake, Phys. *Earth Planet. Inter.*, **150**, 213-225.

15）Wannamaker, P.E., T.G. Caldwell, G. R. Jiracek, V. Maris, G.J. Hill,Y. Ogawa, H. M. Bibby, S. B. Bennie, and W. Heise, 2009. The fluid anddeformation regime of an advancing subduction system; Marlborough, NewZealand, *Nature*, **460**, 733-736.

（６）名古屋大学大学院環境学研究科

１．はじめに

この 10 年，名古屋大学では，特に組織や人員構成に関する大きな変化があった．組織においては，大学院理学研究科附属の研究センターから大学院環境学研究科の附属センターへの移行があった．また，おそらく全国で初めてと思われるが，地震予知や火山噴火予知に関する研究センターへの防災部門の新設があった．その結果，主にしくみの研究から予知・予測をめざす研究者と，防災のための研究を行う研究者が非常に近くにいる関係となった．人員構成においても，この 10 年にそれまでの研究センタースタッフの半数以上が定年退職を迎え，多くの新たなスタッフを迎えることとなった．

研究面では，GPS 音響結合による海底測位，精密制御震源システム（アクロス）などの新しい技術を積極的に取り入れ，発展させる研究がなされるとともに，東海地方で観測されたスロースリップについての積極的な研究がされた．また今後発展が期待される予測シミュレーション分野を充実させた．

２．組織の変遷

2.1　高山地震観測所の統合

1999 年，名古屋市の東山キャンパスにあった地震火山観測地域センターと，センターとは独立した組織であった高山観測所とが統合され，地震火山観測研究センターとして発足した．高山観測所勤務であった助手１名および技官１名が名古屋勤務となり，名古屋大学における研究体制が増強された．統合に際し，人員が増強された．教官は１名の純増と上位ポストへの振替えがあり，教授 3，助教授 4，助手４となった．技官は４名のままであった．

2.2　大学院環境学研究科附属センターへ移行

2000 年ころから，名古屋大学では新しい大学院の研究科の創設準備が進められていた．従来からの理学研究科や工学研究科などのように，専門を重視した「縦型」の研究科ではなく，問題解決を重視した分野横断型の「横型」研究科の創設をめざした検討が行われていた．

名古屋大学における最初の本格的分野横断型研究科として環境学研究科が発足したのは 2001 年 4 月である．理学・工学だけでなく人文・社会科学までをも巻き込んで大学院を創設し，当時重要な社会的問題となっていた「環境問題」を解決するための人材を養成するために環境学研究科を創設したのである．環境問題と言っても大変広いため，そのうち２つの側面に注目した中心課題を設定した，一つは「持続性」もうひとつは「安全・安心」である．地震防災に関する学問は「安全・安心」という課題にふくまれ，研究科としても中心課題として取り組むことになった．

新たな研究科を構成する分野としては，理学系は地球惑星科学と大気水圏科学，工学系は建築学全体と土木工学の一部，人文社会系は，社会学・心理学・地理学などが参加した．これは地震防災に関連する分野からみると，地震防災に関する大部分の分野が一つの研究科に集結したことになる．このような研究科は全国的に見ても唯一であり，統合による新たな成果が期待されている．

一方，名古屋大学環境学研究科のもう一つの特徴は，従来型の専門分野のかたまりを維持したまま新しい研究科を構成したことである．上記の理学系・工学系・人文社会学系の分野について，個々の専攻としてまとまりを維持している．これは，横断型の研究といえどもそれぞれの専門の最新の研究成果を取り入れていくことが本質的に重要であることを認識したものであった．地球環境科学専攻，都市環境学専攻，社会環境学専攻という３つの専攻がつくられ，専門性を高めるとともにお互いに顔の見える関係から新しい研究を育てていく構想である．大学院授業も，体系理解科目と呼ばれる，環境学研究科全体を俯瞰する講義が開講されている．しかし，一方で，国の施策として実施されている COE などの応募が専攻を単位としたものとされたため，研究科としての連携を弱めるような働きが，外部からかかっていたことも事実である．

この研究科が創設されたのは，実は中央防災会議が東海地震の震源域の見直しをしたタイミングでもある．従来，東海地震の強化地域のほとんどが静岡県に限られていたものが，震源域の見直しに伴って，名古屋市も含まれる様になった．実は，この見直しに先立って，名古屋では名古屋大学の教官を中心とし，マスコミの記者や自治体の担当者を巻き込んで地震と防災の研究会を始めていた．そのため，強化地域の拡大に対するマスコミの反応についても比較的冷静であったと考えられる．このような背景から，大学としても本格的に文理融合型で地震防災の研究を推進することを視野に入れていた．先に述べた「安全・安心」のプロジェクトには，その最大の課題として地域防災の研究が含まれている．

地震火山観測研究センターが理学研究科から環境学研究科へ移行したのは，環境学研究科が創設された翌年の 2002 年 4 月である．当初は，地球惑星科学専攻と同時に環境学研究科へ移行する構想であったが，附属センターは，環境学研究科という「いれもの」が出来てから移行するというのが慣例となるため，1 年遅れた．もっとも，教官は「地球惑星ダイナミクス講座」として環境学研究

科の地球環境科学専攻の協力講座として研究科の設立時から関わっていたので，実質的には研究科創設と同時に移行したことと変わりはない．

2.3　地震火山・防災研究センターへの改組

2003年には，地域防災部門を加え，地震火山・防災研究センターに改組された．これは環境学研究科設立時の構想として，地震防災を文理融合によって推進する「安全・安心学」の中心課題として据えたいという構想に基づくものであった．

もともとの理学的な地震・火山噴火予知研究を行っていたメンバーに加え，学内の定員振り替えによって教授1，助教授1を加えた．この新たな教官は，学内業務として「災害対策室」兼務とすることとされ，東海地震や東南海地震に対応した大学の防災対策を担うとともに，名古屋大学として防災面で地域貢献をする拠点として機能させることにもなった．そのため，学内の流用定員を活用して助手2名が配置され，災害対策室は4名でスタートした．4名の内訳は，理学系が2名，工学系が1名，人文社会系1名であった．

災害対策室は，学内の防災力向上のため，まず全学を巻き込んだ地震防災訓練を実施した．当時，すでに静岡大学では全学レベルでの地震防災訓練が行われていたが，旧帝大の中では最初の試みである．この訓練は現在も年1回実施されており，大学の全構成員の意識改革には非常に有効に働いている．一方で，毎年少しずつ趣向を変え，マンネリ化を防ぐ努力もなされている．また災害対策室は学内の危険箇所の点検など地道な貢献の他，学生のための地震防災ガイドを印刷し毎年学生に配布している．このガイドには，学内の建物の耐震性の有無に関する図があり，一目で耐震対策がわかるようになっている．学内の建物の耐震性をこのような形で公表しているのはきわめて珍しいと思われる．このガイドは毎年更新され，最近急速に進んだ大学の建物の耐震化が実感されるようにもなっている．

一方，地域のためには，勉強会が出来る部屋や，各種の防災関連の常設展示がされている部屋を整備するとともに，防災アーカイブと称する，防災関連の資料を集めた部屋を整備した．また防災アカデミーという講演会を月に1度のペースで開催し，名古屋大学内外から講師を招き，地域に開放した講演会としている．このような活動は全国的にもユニークである．災害対策室の詳細については，以下のWebサイトを参照してほしい．

http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/taisaku/

2.4　大学の法人化

2004年に全国の国立大学が法人化され，名古屋大学も国立大学法人名古屋大学となった．このことについては，名古屋大学に限ったことではないので深くは述べないが，予算面，運営面で地震火山・防災研究センターへの影響が現れている．

センターの運営費は，国からの運営費交付金でまかなわれることとなり，特別教育研究経費という概算要求を伴う予算以外は，法人化の際に固定された．大学への運営費交付金が毎年減額されるのに伴い，センターの運営費も徐々に減額されている．現時点では地震や地殻変動観測点の見直しやネットワークの見直しによってかろうじて持ちこたえている段階である．また大型の設備費が措置されにくくなったため，国立大学時代の観測器機や設備をていねいに利用してしのいでいるのが現状である．

一方，法人化された大学は，外部資金・競争的資金の獲得を強く奨励している．競争的資金の獲得以外に，特に文部科学省等からの委託研究費が大幅に増え，その面ではセンターの大学内での存在意義を主張できる根拠となっている．大学の研究センターは，将来の地震や火山研究の人材養成のためにも非常に大きな役割を果たしている組織であり，今後も生き延びていく必要がある．そのためには，外部資金の獲得が必要であると同時に，研究成果を出してアピールしていくことが必要である．

2.5　多くの定年退職者

名古屋大学環境学研究科地震火山・防災研究センターでは，現在の教員13人(防災部門の3名を含む)に対し，2000年に1名，2003年に1名，2005年に1名，2006年に1名，2007年に1名，2008年に2名と，7名もの教員の定年退職者を送り出した．また4名の技術職員のうち3名を定年で送り出すことになった．この人員構成の変化は非常に大きなものであり，研究内容においても大きな変化を伴うことになった．

それまでは，地震観測および地殻変動観測に基づく研究が中心であったのに対し，この10年間では，海底測位の研究，精密制御震源の研究が新たに加わり，新しい観測技術の開発・導入が進められた．また，GPSや合成開口レーダなどを用いた地殻変動研究が更に推進されるようになり，スロースリップの研究や歪み集中帯の研究が進められた．2004年のスマトラ沖巨大地震津波では，もともとインドネシアと研究交流を持っていた地震火山・防災研究センターが中心となり環境学研究科として調査研究チームが結成された．その結果，インドネシアとの研究交流がさらに進んだ．また，科学技術・学術審議会による地震予知の建議においても重視され，今後の定量的な地震予知の実現に必須である，地震発生シミュレーションを推進できる人員も確保し，大学の重要な任務である人材養成にも対応できる体制を作り上げた．

3．主な研究成果

この10年間の地震予知に関する名古屋大学環境学研

究科の主な成果についてまとめる．ここに示すように，名古屋大学の研究の特色は，新しい技術の開発・導入および，プレート境界の巨大地震予知研究にある．

3.1　GPS 音響結合による海底測位

2000 年 4 月に安藤雅孝教授が京都大学防災研究所より異動した際に開始した研究である．日本で発生するプレート境界の巨大地震の震源域のほとんどは海底下にあるため，プレート境界の固着状態を知るためには海底における地殻変動観測が本質的に重要な役割を果たすことは言うまでもない．海上保安庁，東北大学においても開発が進められていたが，名古屋大学では，傭船を工夫することにより比較的短時間で繰り返し測定が出来る体制を整えていった．文部科学省からの研究委託による設備の充実と試験観測により，観測精度の向上と検証が進められていった．

その精度と観測の効果について，内外に明確に示したのが 2004 年 9 月に発生した紀伊半島沖の地震にともなう地殻変動である．東南海地震の震源域であるため，以前から熊野灘に海底局を設置して繰り返し測定を行っていたが，地震発生前後の測定を比較することにより，地震

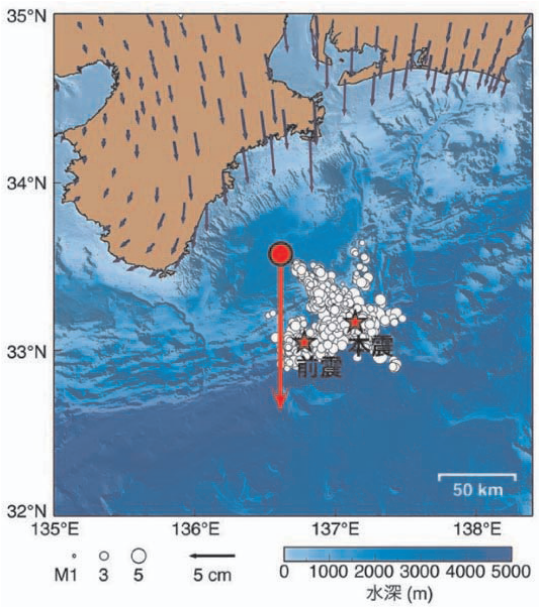


図 1　2004 年 9 月 4 日の地震に伴う海底局の位置の変化．

による大きな変動を捉えていることが確認された [1)2)]（図 1）．それまでは，繰り返し測定精度が向上していることは確認されていたものの，実際の地震に伴う変動が確認されたことで，GPS 音響結合海底測位の実力が誰の目にも明らかになったと言えよう．ちなみに，熊野灘では，東北大学も海上保安庁も，すぐ近傍に海底局を設置していたため，すべての研究グループの結果が出そろった．結果としては，いずれも同程度の繰り返し精度を持っていることが明らかになり，さらなる精度や測定効率の向上のためにしのぎを削ることになった．

3.2　精密制御震源システム

1996 年から本格的に開発を行っていた精密制御震源装置（アクロス）にある程度のめどが立ち，現実的な測定を 2000 年から実施した．淡路島野島断層近傍に設置された震源を長期に連続的に稼働させ，その間の地震波速度の変化を測定した [3)4)]．15 ヶ月の連続観測中に偶然に淡路島で有感となる地震が発生し，その揺れに伴う地震波速度や S 波の異方性変化が検出され，ゆれによる地下水の圧力変化が原因であることが推定された．この後，マンパワーの限界もあって，連続観測は行っていないが，1ー2 年に 1 回程度の繰り返し測定は行っている．その際重要となるのは，震源周辺地盤特性の時間変化の影響を除去することである．われわれは震源周辺に地震計を設置して，その記録を元に影響を除去している．その方法が長期にわたる繰り返し測定に応用可能かどうかの検証を行っている．

また，岐阜県各務原で稼働させていた震源装置を 2006 年から愛知県豊橋市の名古屋大学の三河観測所構内に移設し，稼働を開始した．これは静岡大学，気象研究所とともに，精密制御震源装置による東海地震震源域の固着状態のモニタリングの可能性を探るための研究に用いられている．この研究の中では，岐阜県土岐市の震源装置

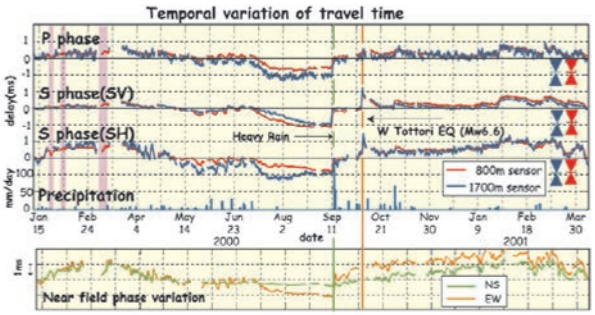


図 2．淡路島野島断層近傍に設置したアクロス震源装置と地下 800m，1700m の地震計間の P および S 波の地震波速度変化．

の記録を，約 50km 離れた愛知県鳳来町の Hi-net 観測点とアレイ観測点で受信し，地下深部の速度変化検出の試みも行っている．

3.3　その他の新技術の開発・導入

そのほかにも，新しい技術の開発・導入が積極的に行われている．例えば，地下深部における応力を繰り返し測定する手法として，東濃地震科学研究所と協力して，オーバーコアリング法を応用した手法を開発した．この方法は，ケーブルのない自己記録方式（インテリジェント型）のひずみ計をボアホール底部にセメントで固着さ

せ，周辺の応力と平衡となった状態でオーバーコアリング法によって，ボアホール底部の岩盤をくりぬくものである．自己記録式であるため，たとえ深部のボアホールであったとしてもきちんとオーバーコアリングができれば測定が可能となる．

また，地震や地殻変動観測網の IP 化も積極的に推進し，地震や地殻変動の機動的観測にも有効利用されている．

3.4　東海スロースリップイベント

2000 年から始まったと思われる東海スロースリップイベントは，名古屋大学においても大きな研究課題となった．このスロースリップは，最初は GEONET の解析結果をもとに国土地理院から指摘されたものである．このような場合，過去の記録をさかのぼって調べるのが興味深いところであるが，名古屋大学が 1970 年代から進めてきた光波測距による観測結果 [5] が重要なデータとして注目された．

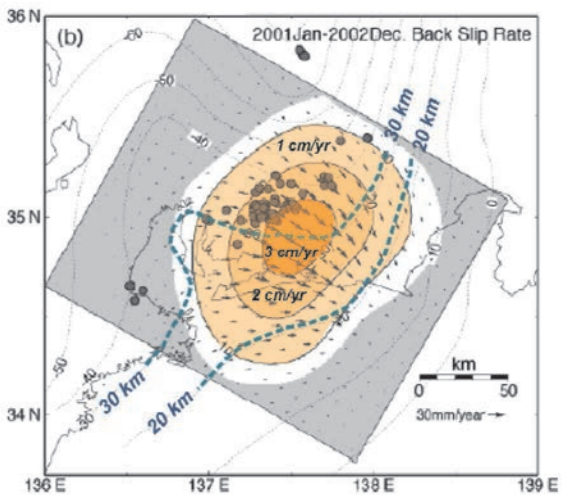


図 3　GPS データから推定した東海地方のスロースリップ分布．深部低周波地震・微動の分布も示した．

GEONET の解析結果を独自の視点で解析した研究も実施された．微小地震分布によるフィリピン海プレート上面の形を，最新のデータを元に丁寧に数値化をし，その面に沿ったすべり分布をインバージョンにより推定した [6]（図 3）．スロースリップ領域の深部に隣接して，深部低周波地震・微動の震源が分布していることがわかる．

また，同様に GEONET のデータを用い，主成分分析を応用した手法で解析も行われた．成分間の独立性に着目して，原因の異なる地殻変動成分に分解する手法を開発し，中部地方の GEONET データに応用した．その結果，同時期に発生していた，三宅島から神津島にかけての火山活動による大規模な地殻変動と東海スロースリップの影響を分離することに成功した [7]．また，二つの現象の前後関係については，必ずしも決着がついていないが，この手法を応用することにより，東海スロースリップのほうがあとに始まった可能性が高いことを示した [8]．

3.5　スマトラ沖巨大地震津波

2004 年に発生したスマトラ沖巨大地震津波は，名古屋大学としても研究を実施した．インドネシアとは従来から研究者の交流が図られており，名古屋大学の地震火山・防災研究センターでも複数の留学生を指導していた．全国の地震研究者と連携した調査に加え，環境学研究科としても調査チームを結成した．地震火山・防災研究センターの地球物理学と災害心理学の教員に加え，社会環境学専攻の社会学の教員もメンバーに加わった．残念ながら都市環境学からの参加は見送られたが，学際研究チームという構成となった．報告資料は下記の Web サイトにまとめられている．

http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/INFO/sumatra/index.html

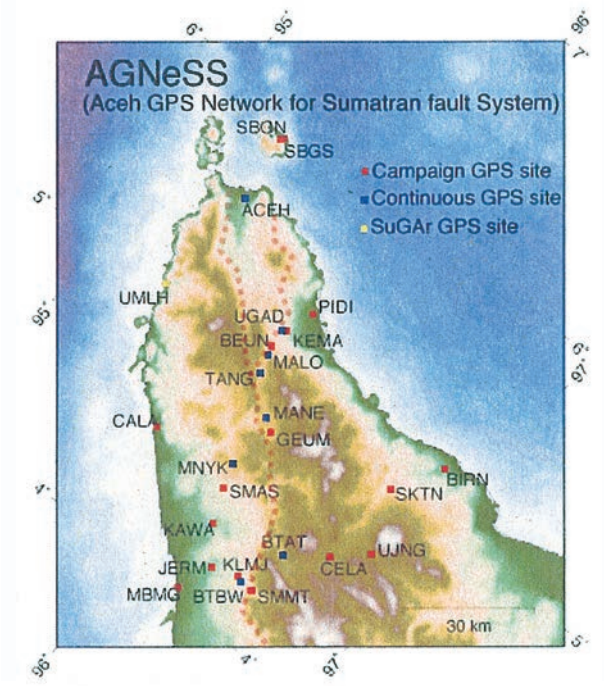


図 4　スマトラ島北部アチェ周辺に設置された GPS 観測網

また，現地での GPS 観測を一時的なものに終わらせないため，現地のシアクラ大学と協力して GPS 観測網を完成させた．この地域は，プレート境界の巨大地震だけでなく，スマトラ断層と呼ばれる内陸の横ずれ断層の活動も懸念されている．この観測網は，現地の研究者による地震研究の持続的推進に役立つことが期待される．

3.6　巨大地震の予測シミュレーションへ

平成 11 年に始まった，「地震予知のための新たな観測研究計画」では地震の準備から発生に至る全過程を理解し，物理モデルによるシミュレーション予測にむけた研究が推進された．第 2 次計画もふくめた 10 年間で，予測シミュレーションに関する計画が大きく進展したものの，研究層の薄さが問題点として指摘されてきた．名古屋大学としても，物理モデルに基づくシミュレーション予測に取り組むと同時に，この分野を発展させる人材育成にも取り組むための体制を作り上げつつある．

シミュレーション予測に関する研究は，すでに京都大学に異動した平原教授が名古屋大学在籍中に始めたものであるが，地震火山・防災研究センターとしてもその財産を引き継ぎつつ，新しい体制を作ってこの分野を発展させていくことが出来ればと考えている．

４．おわりに

この 10 年は，外的には国立大学の法人化，内的には文理融合型の環境学研究科へのセンターの移行，大量の定年退職者など，それまでの 10 年に比べると非常に大きな変化が名古屋大学の地震火山・防災研究センターにあった．この変化を上手く乗り切り，大きな成果につながるかどうかは，次の 10 年の名古屋大学環境学研究科の努力にかかっている．

（山岡耕春）

参考文献

1）Tadokoro, K., M. Ando, R. Ikuta, T. Okuda, G. M. Besana, S. Sugimoto, and M. Kuno, 2006. Observation of Coseismic Seafloor Crustal Deformation due to M7 Class Offshore Earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2006GL026742.

2） Ikuta, R., K. Tadokoro, M. Ando, T. Okuda, S. Sugimoto, K. Takatani, K. Yada, and G. M. Besana, 2006. A new GPS-acoustic method for measuring ocean floor crustal deformation: Application to the Nankai Trough. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi:10.1029/2006JB004875.

3）Ikuta, R., K. Yamaoka, K. Miyakawa, T. Kunitomo, and M. Kumazawa, 2002. Continuous monitoring of Propagation velocity of seismic wave using ACROSS. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL013974 .

4) Ikuta, R. and K. Yamaoka, 2004. Temporal variation in the shear wave anisotropy detected using Accurately Controlled Routinely Operated Signal System (ACROSS). *J. Geophys Res*., **109**, B09305,doi:10.1029/2003JB002901.

5）Kimata F., 1992. Strain event in 1985-1987 in the Tokai region, central Japan. *Journal of Physics of the Earth*. **40**, 5, Pages: 585-599.

6）Ohta, Y., F. Kimata, and T. Sagiya, 2004. Reexamiation of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, based on the GPS data in 1997-2002. *Geophys. Res. Lett*., **31**, L24604, doi:10.1029/2004GL021404.

7）Kawamura, M. and K. Yamaoka, 2006. Spatiotemporal characteristics of the displacement field revealed with principal component analysis and the mode-rotation techinique. *Tectonophys*, **419**, 55-73.

8）Kawamura, M. and K. Yamaoka, Temporal relationship between the 2000 Miyake-Kozu seismovolcanic activity and the 2000 Tokai slow-slip event. *Tectonophysics, in press*.

（７）京都大学大学院理学研究科及び防災研究所

①　理学研究科

長期予知に関連して近畿地方を中心に活断層調査を引き続き実施した.その成果の一部は平成 12 年に東京大学出版会から出版された『近畿の活断層（岡田篤正・東郷正美)』のなかにまとめられている．ここでは，高位段丘面が形成された第四紀後期の約 30 万年前以降に動いたとみなされる断層を活断層として扱っている．

また，重力の時間的変化と地殻変動に関する調査として，昭和 63 年以降，超伝導重力計を用いた重力の時間的変化の連続観測が京都において行われているほか，平成 11 年以降は FG-5 型絶対重力計を用いた繰り返し測定が超伝導重力計の設置場所に近い京都 C 重力基準点において実施されている．現在までのところ，地殻変動と関連づけられる明瞭な重力変化は見出されていないが，地震と関連する地殻ひずみの蓄積状態を長期的にモニターする目的で重力測定が行われている．同様な目的で，国土地理院や国立天文台などの協力を得て，平成 14-17 年に京都のほか，江刺，松代，神岡，室戸，阿蘇，瑞浪，那覇において FG-5 型絶対重力計を用いた絶対重力測定が実施された[1)]．

今世紀前半に次期南海トラフ巨大地震の発生が危惧されているが，岩石実験から導かれた速度・状態依存の摩擦則に基づく地震発生シミュレーションによる研究が平成 17 年より開始された[2)]．

短期予知に関連して，理学研究科では防災研究所のほか，東京大学宇宙線研究所及び地震研究所の協力を得て，岐阜県神岡鉱山内に 100m レーザー伸縮計システムを設置し，平成 15 年 6 月より観測を続けている．このシステムは東西及び南北 2 方向の地殻ひずみ変化を 10^{-13} の桁の高分解能で精度よく検出できる．これまでに，平成 16 年 9 月の紀伊半島南東沖地震（M=7.4，⊿=400km）や平成 16 年 12 月のスマトラ沖地震（Mw=9.3，⊿=5600km）などの際に 10^{-9} の桁のストレイン・ステップを検出することができた．得られた観測結果はディスロケーション・モデルから期待される理論的予測値とほぼ一致していた[3)]．神岡鉱山内に設置された 100m レーザー伸縮計システムは，地震直前の微小な地殻ひずみ変化を精度よく検出できることから，短期予知の新たなツールとして期待されている．

②　防災研究所

１．はじめに

京都大学防災研究所では，地震予知研究センターを中心に地震・測地・地球電磁気の観測研究を活発に行っている．2005 年度に研究所の改組が実施され，これに伴い地震予知関連の組織にも変更があったが，大学院理学研究科はじめ，学内外の研究組織と緊密な連携を取りながら，研究を進めている．2003～2007 年の 5 年間には，紀伊半島南東沖地震や新潟県中越地震・能登半島地震などの大地震が発生し，全国の研究者とともに速やかに緊急観測を実施してきた．また，2003 年初頭から近畿地方北部において異常地殻活動が検知され，以後，毎回地震予知連絡会に報告している．さらに，大都市大震災軽減化特別プロジェクトによる近畿圏の地下構造探査が実施さ

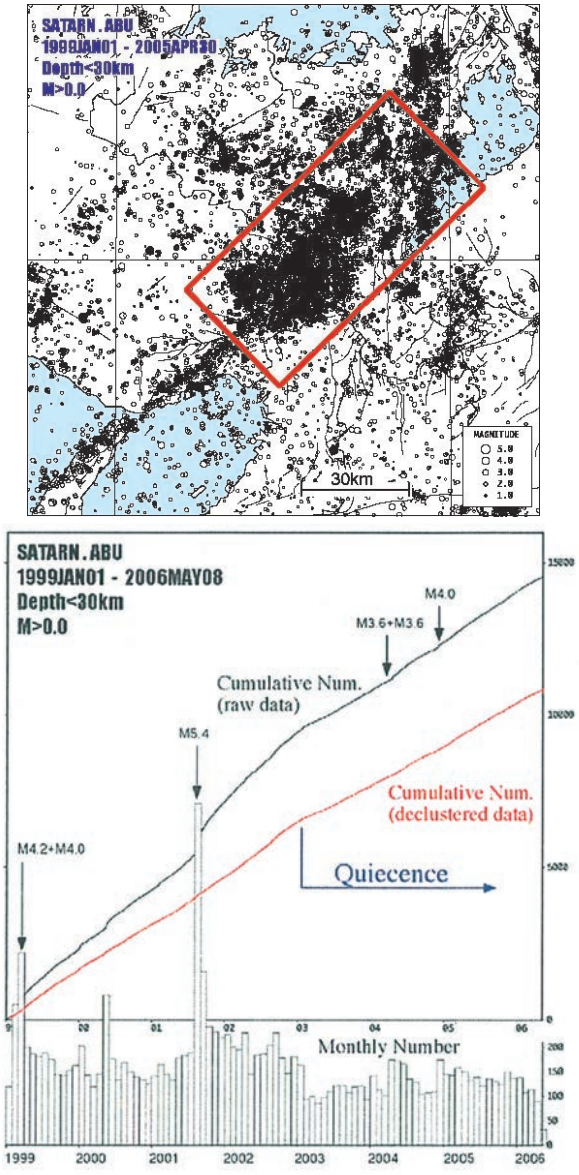


図１　京都大学防災研究所地震予知研究センターにより決定された 1999 年から 2006 年前半までの近畿地方中北部丹波地域（上図赤い矩形領域内）の地震の累積発生回数と月当たりの発生回数．2003 年初頭より，発生回数が減少している（片尾（2008））．

れ，近畿圏における新たな地震像が得られつつある．本稿においては，緊急観測の成果はそれぞれの地震に関する稿に譲り，近畿地方北部の異常地殻活動と近畿圏地下構造探査に関して，その成果を紹介する．

２．近畿地方中北部の異常地殻活動

京都大学防災研究所は，1965 年の第 1 次地震予知研究計画開始当初から参画し，西日本に微小地震観測網や地殻変動連続観測網を展開し，約 40 年にわたって基本的なデータを蓄積してきた．1992 年ころから 1994 年半ばまで微小地震活動の静穏化が認められ，これに伴って地殻の伸縮に変化が同期して現れた．微小地震活動が再び活発化した後に兵庫県南部地震が発生したという経緯がある．2003 年初頭より，再び微小地震活動の静穏化とこれに同期する地殻歪変化の異常が見られた[4)5)]．京都大学防災研究所が本拠をおく近畿地方中北部には，地震調査委員会による活断層評価において「今後 30 年間に地震を発生する確率が高いグループ」に属すると評価された活断層帯が琵琶湖西岸断層帯はじめ 5 ヶ所存在することもあり，今後の展開を注視している．

2.1　微小地震活動の静穏化

近畿地方中北部は，日本でも有数の微小地震活動が活発な地域である（図 1 上）．特に，大阪府北部から京都府中部に至る地域では M3 以下の微小地震が密集して発生している．1997 年に観測システムの統合等が行われたため，それ以前のデータとの直接比較は出来ない．同じシステムにより運用されている 1999 年以降のこの地域(図中の矩形の範囲）で発生した地震の累積回数と月当たりの発生回数を調べてみると，2003 年初頭に鈍化が認められる．デクラスタ処理を施しても顕著であるため，真の現象であろう．月当たりの発生回数をみても，明瞭に減少が認められる．

2.2　歪速度の鈍化

微小地震活動の変化と同期して，近畿地方各地に設置している伸縮計のデータにも変化が見られた[5)]．図2は，京都府宇治市の天ケ瀬および奈良県香芝市の屯鶴峯観測点の伸縮計記録である．天ケ瀬では 2003 年初頭，屯鶴峯ではやや早く 2002 年半ばにトレンドの変化が生じていることが読み取れる．この他，大阪府高槻市の阿武山と滋賀県大津市の逢坂山においても同時期にトレンドの変化が認められる．

これと独立な観測として，大谷（2006）[6)]は近畿地方の GEONET 観測局を種々組み合わせて，その距離の時間変化を解析した．その結果，図 3 中に緑の枠で示す領域を中心とした基線において，2003 年前後でトレンドが変化したことを明らかにした（図 4）．

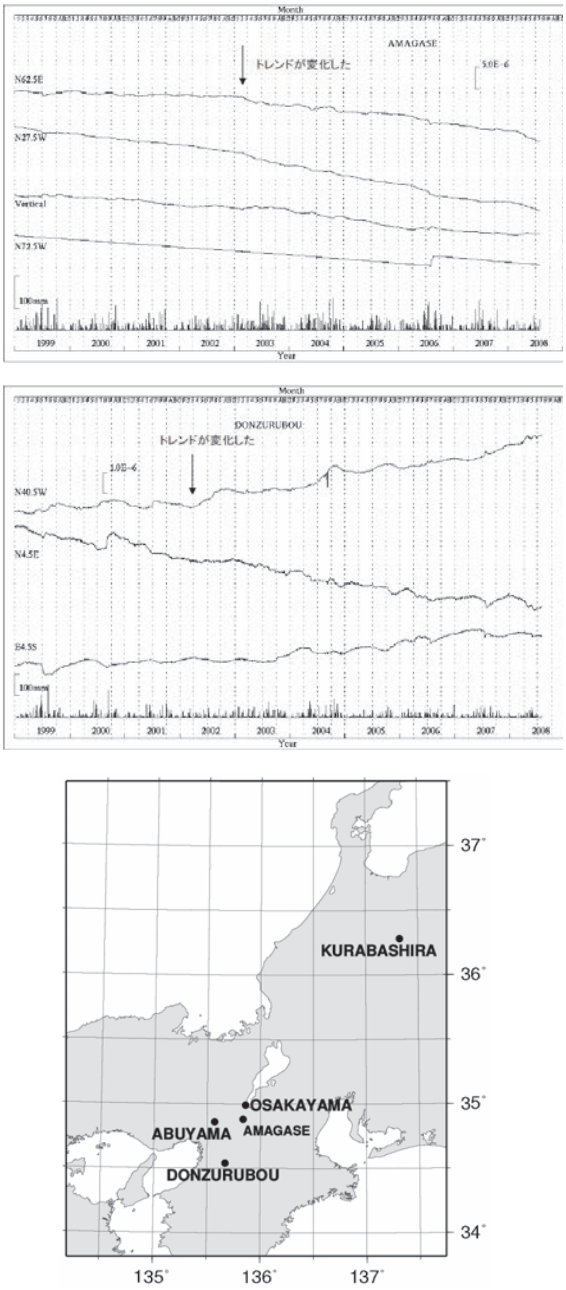


図 2　天ケ瀬（上）および屯鶴峯（中）の伸縮記録（森井・大谷（2008））．矢印の時点でトレンドが変化した．下図は，観測点の配置を示す．

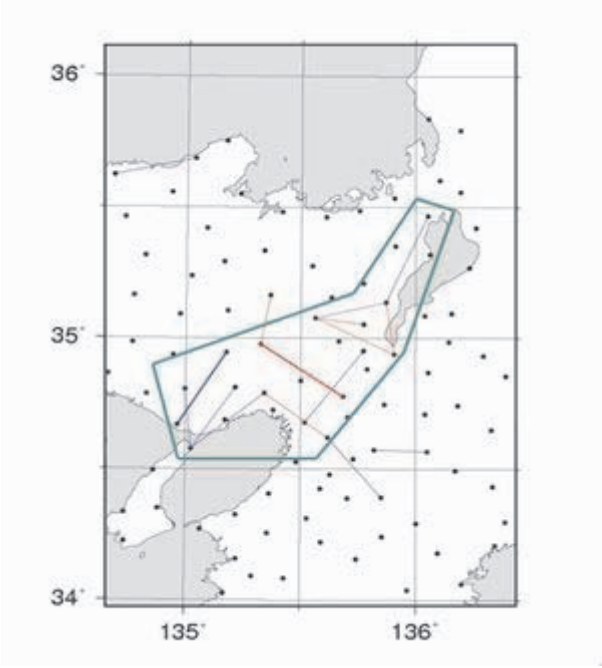


図３　ひずみ速度に変化が見られた GEONET 観測局間の基線 [6]．ほとんどの基線が緑の枠で囲んだ領域内に存在する．

この緑の枠は，近畿地方中北部の微小地震活動域にほぼ重なり，天ケ瀬などの地殻変動連続観測点をも含む．歪主軸がこの時点を境にどのように変化したかを検討したところ，東西方向の短縮歪速度および南北方向の伸張歪速度が，ともに減少していることが明らかとなった（図 5）．近畿地方中北部の微小地震の多くは，東西圧縮の主軸を持つ発震機構を示すことから，近畿地方にかかっている東西方向の圧縮力が何らかの原因により減少したことが，これらの現象を引き起こしたが考えられる．なお，東海地方においては 2000 年半ばから大規模なスロースリップが発生しており，これに伴い中部地方の地震活動の低下や歪速度場の変化が観測されている [7]．

３．近畿地方の地下構造と南海トラフ沿いのプレート間カップリング

2002 年から 2006 年の 5 ヵ年において文部科学省による「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」が実施され，東京大学地震研究所，防災科学技術研究所と京都大学防災研究所の３研究所に委託された．この一環として，首都圏と近畿圏における地下構造探査と断層モデルの構築およびこれに基づく強い揺れの予測を目的とした研究が行われ，近畿圏では 2004～2006 年に大規模な構造探査が実施された．特に，2004 年には和歌山県新宮市と京都府舞鶴市を結ぶ全長約 200km におよぶ測線において人工地震探査を実施し，反射法を適用することにより地下構造断面を得た（図 6[8]）．この結果，(1) 丹波山地の微小地震活動域の直下深さ 23km 付近に明瞭な反射面が存在すること，

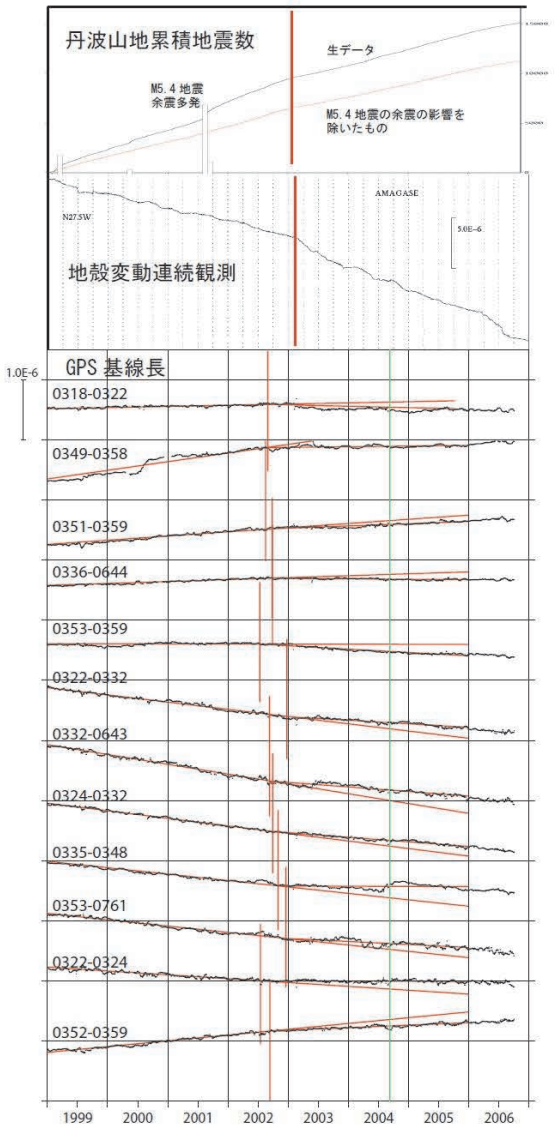


図４　図３に示した基線の 1999 年から 2006 年までの基線長変化．上から，地震の累積発生数，天ケ瀬のひずみ変化，GEONET 観測局間の基線長変化．赤縦線は推定した変化時点．基線長変化に沿った赤い直線は，変化時点前後各々のデータに対する回帰直線 [6]．

(2) 有馬-高槻構造線と中央構造線に挟まれた領域下には，顕著な反射面が存在しないこと，

(3) 中央構造線以南にも反射面が検出されるが，南に向かって浅くなる傾向があること，

(4) 南海トラフより沈み込んだフィリピン海プレート上面に２枚の反射面が認められること．

など，大きな成果が得られた．特に (4) については，２枚の反射面に挟まれる領域に深部低周波地震が発生していることが確認され，また沈み込んだプレート内で発生

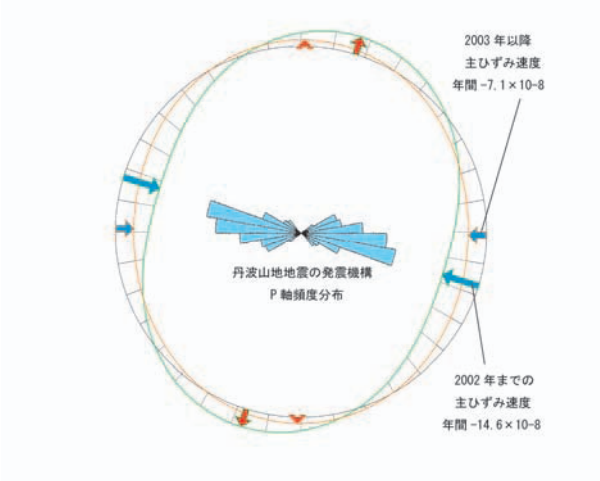


図 5　基線長変化のトレンド変化前後のひずみ速度主軸の比較．図中のローズダイアグラムは，丹波山地で発生する地震の発震機構解から得られた P 軸方位の頻度分布[6]．

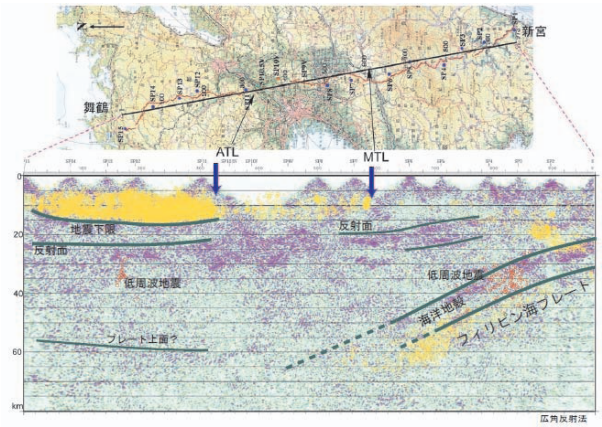


図 6　Ito et al.(2006)[8]による新宮－舞鶴測線に沿った反射断面．黄色い点は気象庁決定による震源，赤い点は深部低周波地震の震源を示す．太実線は，顕著な反射面を示す．

する地震は深い反射面より深部で発生していることが明らかになった．このことから，この 2 枚の反射面は沈み込んだ海洋地殻の上下面と考えられ，プレート境界はこれまで考えられてきた深さよりも 10km 程度浅いと結論付けられた．

澁谷・伊藤(2007)[9]は，上記の測線に設置した地震計で遠地地震を観測し，このデータにレシーバ関数解析を適用することにより地震波速度構造を推定した（図 7）．

この結果は，Ito et al.(2006)[8]の反射断面と整合している上，低周波微動発生領域においてはＳ波速度の負の偏差が大きく，流体の存在を示唆した．さらに，この領域からウェッジマントルまでＳ波速度の低速度異常域が延びていることから，海洋地殻から脱水した水がウェッジマントルまで浸透しているとした．

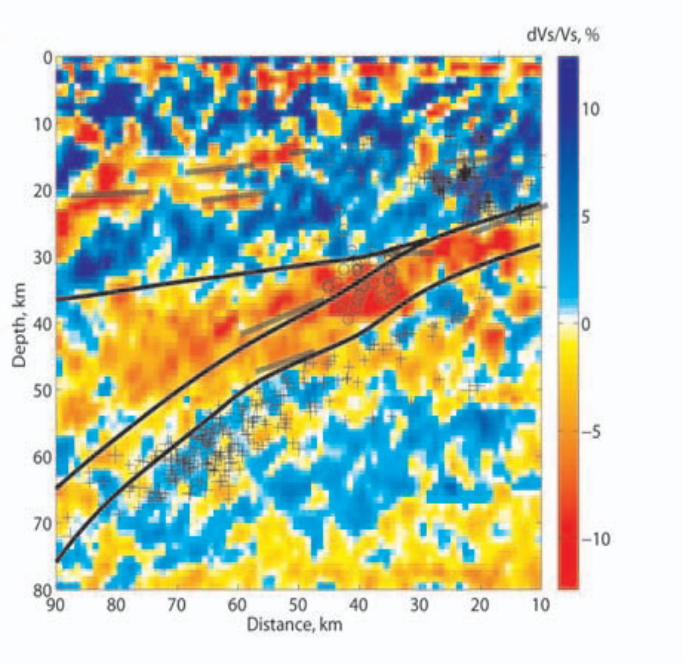


図 7　レシーバ関数解析から得られた，新宮から河内長野に至る測線に沿う断面での地震波速度構造のイメージ．JMA2001 速度構造モデルに対する S 波速度の偏差を，正を寒色系，負を暖色系で表示．＋はこの断面近傍で発生した地震，○は深部低周波イベントを示す[9]．

さて，新宮－舞鶴測線の探査結果により，沈み込んだフィリピン海プレートの上面が従来考えられていたよりも 10km 程度浅いことが明らかになったので，この結果に基づいてプレート境界面上におけるプレート間カップリングを見直す必要が出てきた．小林・他(2007)[10]は，三好・石橋(2005)[11]による一元化震源データから推定したフィリピン海プレートの形状に基づき，プレート境界面を浅くしたモデルを作成し，GEONET および大学によるキャンペーン GPS 観測結果[12][13]から得られた水平平均速度をインバージョンした（図 8）．この結果，四国沖の南海地震の想定震源域[14]では 79~96%のカップリング率が推定された．一方，東南海地震の想定震源域におけるカップリング率は 24~88%と推定され，非常に不均一な分布を示した．特に，過去の東南海・南海地震の震源域の境界領域であり，また 1944 年東南海地震及び 1946 年南海地震の破壊開始領域でもある紀伊半島先端部沖でのカップリング率が 24%と推定され，その周囲より有意に固着が弱く，東南海・南海地震の破壊過程に拘束を与えていることが示唆される．また，四国西部足摺岬沖にもカップリング率が低い領域が新たに推定され，南海地震の破壊の停止メカニズムについて重要な示唆を与える．

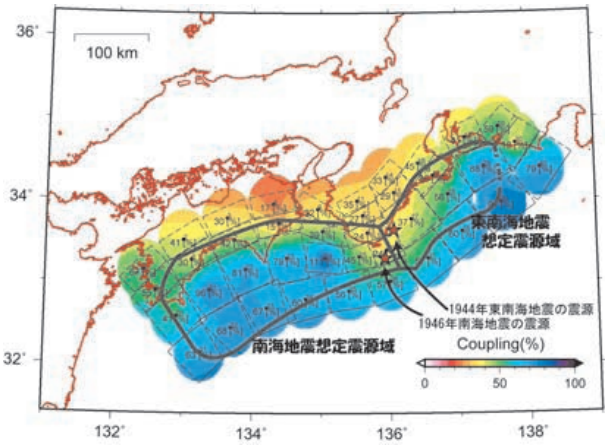


図 8　1998～2000 年の GPS 速度データから推定したプレート間カップリング率の分布．太線は地震調査委員会(2001)[14]による東南海・南海地震の想定震源域．★印は，1944 年東南海および 1946 年南海地震の震央[10]．

4．おわりに

西南日本においては，南海地震の前 50～60 年ころから内陸地震の活動が高まるといわれている（例えば，Hori and Oike, (1996)[15]）．京都大学の地震観測・研究におけるこの 40 年間は，西南日本の地震活動が静穏期から活動期に至る極めて重要な時期にあたる．上述のように，兵庫県南部地震以降の観測網や研究手法の飛躍的な進歩により，地殻・マントルのダイナミックな活動の様子を鮮やかなイメージとして捉えることができるようになった．この新しいイメージを持って，40 年間に蓄積されたデータに当たれば，次の南海地震や内陸地震の活動を理解・予測するのに貴重な情報を引き出せるであろう．次の 10 年は，昭和何回地震から次の地震に至る西南日本の地震活動･地殻変動を理解する 10 年となることを期待してやまない．

（平原和朗，橋本　学）

参考文献

1）竹本修三・他，2006．測地学会誌，52（1），51－95.

2）Hirahara et al., 2008. *Annual Report of the Earth Simulator Center*, April 2007- March 2008, 103-110.

3）Araya et al., 2007．*J. Geod. Soc. Japan*, **53**（**2**）, 81-97.

4）片尾浩，2005．丹波山地における最近の微小地震活動の静穏化，京都大学防災研究所年報，47B，167-174.

5）森井亙・大谷文夫，2006．近畿北部の地殻活動　～地殻変動連続観測のトレンド変化～，地震予知連絡会会報，**76**，529-531.

6）大谷文夫，2006．近畿北部の地殻活動　～GPS データでみる近畿北部のひずみ速度変化～，地震予知連絡会会報，**76**，532-534.

7）Kobayashi, T. and M. Hashimoto, 2007. Change of strain rate and seismicity in the Chubu district, central Japan, associated with a Tokai slow event. *Earth Planets Space*, **59**, 351-361.

8）Ito, K., Y. Umeda, H. Sato, I. Hirose, N. Hirata, T. Kawanaka, and T. Ikawa, 2006. Deep seismic surveys in the Kinki district: Shingu-Maizuru line. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **81**, 239-245.

9）澁谷拓郎・伊藤潔，2007．自然地震による地殻構造探査（近畿圏）平成 18 年度の成果．大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅠ　地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 18 年度）成果報告書，294-302.

10）小林知勝・橋本学・田部井隆雄，2007．新しい地殻構造調査結果に基づく南海トラフ沿いにおけるプレート間カップリングの推定．大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅠ　地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 18 年度）成果報告書，651-660.

11）三好崇之・石橋克彦，2004．震源分布から見た伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状．地震，**57**，139-152.

12）Tabei, T., M.Hashimoto, S. Miyazaki, K. Hirahara, F.Kimata, T. Tanaka, Y. Eguchi, T. Takaya, Y. Hoso, F. Ohya, and T. Kato, 2002. Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field. *Earth Planets and Space*, **54**, 1065-1070.

13）橋本学・尾上謙介・大谷文夫・細善信・藤田安良・佐藤一敏・瀬川紘平，2005．紀伊半島ヒンジライン GPS 観測：プレート間カップリングと 2004 年紀伊半島南東沖地震．京都大学防災研究所年報，**48**，157-166.

14）地震調査委員会，2001．南海トラフの地震の長期評価について，平成 13 年 9 月 27 日.

15）Hori,T. and K. Oike, 1996. A statistical model of temporal variation of seismicity in the inner zone of southwest Japan related to the great interpolate earthquakes along the Nankai trough. *J. Phys. Earth*, **44**, 349-356.

（８）九州大学大学院理学研究院

１．はじめに

この 10 年，我々を取り巻く状況は大きく変化した．理学部付属島原地震火山観測所は 2000 年に理学研究院付属地震火山観測研究センターに改組された．これにより，定員は増員しなかったものの，九州内の内陸地震やプレート境界地震を積極的に研究する体制になった．特に，海底地震計を備え，日向灘などの海域観測を他の大学と共同して行うことが可能となり，継続的に実施している．しかしながら，2004 年 4 月の国立大学法人化に伴い，実質的な減員や予算の圧縮などと厳しい状況が続いている．

２．九州内の地殻活動観測

九州大学理学研究院は第 5 次地震予知計画から参画し，地震予知研究を推進するために活動を行ってきた．これに伴い，1984 年以来九州内の地震活動を調べるために地震観測網を整備してきた．1995 年兵庫県南部地震発生を契機として整備された防災科学技術研究所による Hi-net，気象庁の観測点とあわせて，九州内はほぼ 20km 間隔で地震観測点が設置されている．これにより，通常の地震活動把握は九州内どこでも均一に行うことが可能となり，我々は地震予知研究にとって特に重要な地域，活動にターゲットを絞って臨時地震観測や GPS 観測を重点的に行うことができるようになった．図 1 に現在設置されている九州内の地震観測点を示す．これらには九州大学，鹿児島大学，Hi-net，気象庁の観測点が含まれている．九州地域では日向灘を中心としたプレート境界，内部地震と九州中部の浅発地震活動が活発である．図 2 に 10 年間の震源分布を示す．かねてからよく知られているとおり，急峻なフィリピン海プレートの沈み込みと活発な浅発地震活動をこの図から見ることができる．この 10 年，我々は主として微小地震活動の活発な別府－島原地溝帯に着目してきた．特に西部地域は布田川－日奈久断層が存在し，その活動が憂慮されていたために重点的地震観測・GPS 観測を行ってきた．この地域では 2000 年 6 月 8 日に M5.0 の地震が発生し，最大震度 5 弱を記録した．この地震は日奈久断層北部で発生し，ほぼ鉛直の右横ずれ断層であることが明らかになった．当センターではこの活動域を詳細に調べるため，さらに臨時地震観測を展開した．その後，徐々に観測点を増強し，一部をテレメータによるオンライン化することによってこの地域の活動をより一層詳細に把握できるようになった．

2005 年 3 月 20 日には福岡県西方沖の地震（M7.0）が発生した．この地震は左横ずれ断層のメカニズムを持ち，従来地震活動が極めて少ない地域に発生したもので，最大震度 6 弱を記録した．この地震により福岡市西区の玄界島をはじめとして広範囲にわたって被害があった．地震発生後，当センターは全国の大学と共同して余震観測および GPS 観測を速やかに展開し，これらの活動把握を行った．この緊急余震観測に際しては地元自治体等の多大な協力を得て，迅速に対応することができた．詳細な活動特性については第 2 部 3 章 8 節に記されている．

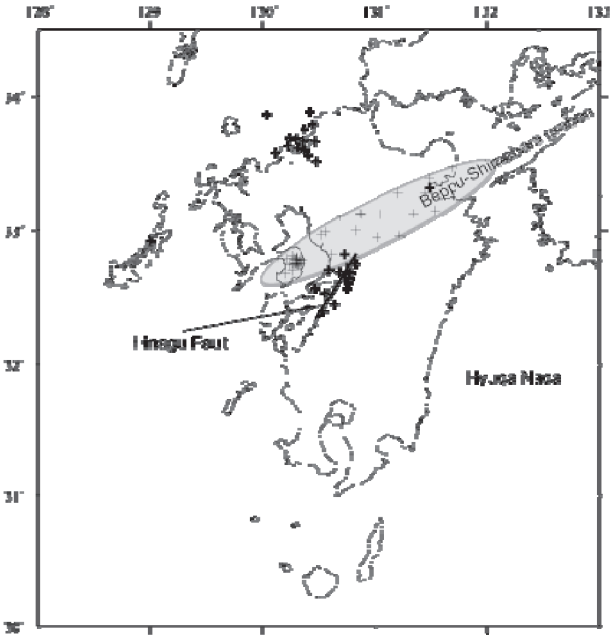


図 1　九州地域の地震観測点分布．九州大学，鹿児島大学，防災科学技術研究所，気象庁による．太い＋は福岡県西方沖地震余震域，日奈久断層周辺域等に設置されている臨時地震観測点．

３．地震予知観測研究の推進

この 10 年は「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について（建議）」および「地震予知のための新たな観測研究計画（第 2 次）の推進について（建議）」に基づき，観測研究を推進してきた．特に 2004 年度からの第 2 次計画においては，プロジェクト志向のつよい研究を進めてきた．主に推進してきた研究としては「九州地域（日向灘）におけるプレート間カップリングの時空間変動」「大・小規模アレイによる内陸地震発生域における不均質構造と歪･応力集中メカニズムに関する研究」である．

日向灘においては，海底地震計を用い，東北大学・東京大学・長崎大学・鹿児島大学と共同して地震観測を実施した．四国西部～九州下に潜り込むフィリピン海プレートとユーラシア（アムール）プレートの境界の形状を精度良く決定するとともに，フィリピン海プレートの沈み込みにともなう地震の発震機構（スラブの応力場）を明らかにした．この地域では逆断層型地震と正断層型の

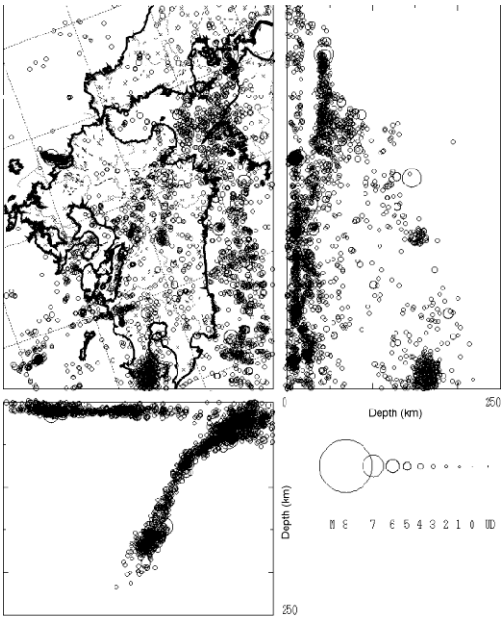


図２　1998 年から 2007 年に発生した M3 以上の震源分布．九州大学地震火山観測研究センタールーチン震源決定による．

地震がほぼ同じ頻度で発生していることが分かり，逆断層型地震を上下に挟むように正断層型の地震が発生していることが分かった．これは，プレート境界の上盤側と下盤側の両方で正断層型の地震が発生していることが示唆され，プレート間カップリングの強度を決める上での重要な知見が得られた．また，応力テンソルインバージョン法を用いて日向灘における応力場を求め，フィリピン海プレート境界面の法線ベクトルとプレート境界面付近の最大圧縮軸の方向の角度 θ を求めたところ，プレート間の固着状態と相関があることが明らかになった．一方，Tahara et al.(2008)[1)]はこれらのデータより，詳細な速度構造トモグラフィを得た．速度構造と宮崎平野にある負の重力異常，平野の年間 1㎜ におよぶ隆起をモデリングした．その結果，負の重力異常の中心下 20㎞ もしくは 30㎞ に密度の低い物質が底付け付加されているとすると負の重力異常が説明でき，地殻の粘性率が 10^{23}〜10^{24}Pa・s（パスカル秒）程度だとすると隆起速度も説明できることが分かった．この低密度な物体の浮力により日向灘においてはプレート間のカップリングが小さくなっており，また，浮力による張力により正断層型の地震が多く発生してことが示唆された．(九州大学大学院理学研究院，「地震予知のための新たな観測研究計画（第 2 次)」平成 20 年度実施計画より）

内陸地震発生機構に関する研究では，布田川－日奈久断層，福岡県西方沖の地震震源域を中心として研究を進めてきた．日奈久断層においては，北部ではほぼ鉛直な断層面に沿った地震活動が活発であるが南部では西側に傾斜する面に沿った地震活動が見られる．これらは日奈久断層が単純な 1 枚の断層面ではなくセグメント化されている可能性が示唆されている．また，断層域下には顕著な地震波反射面が見られると同時に，下部地殻では相対的な地震波低速度域が存在することが明らかになった．これらは日奈久断層が他の地域よりもより応力集中しやすい環境であることを示唆している．一方，別府島原地溝帯内部においては九州内で支配的な南北張力による横ずれ断層のメカニズムによる地震活動だけではなく正断層成分に富む活動が見られることが明らかになった．これらは阿蘇山近傍に見られる東西縮み[2)]から示唆されるように，上部地殻内の弱い媒質の変形による応力変化である可能性が考えられる．

このほかにも 2003 年中越地震，2005 年能登半島沖地震，2007 年中越沖地震の余震観測，跡津川地域における地震観測の際には全国の大学と共同して地震および地殻変動観測を行い，成果を上げてきた．

４．おわりに

この 10 年の当センターを取り巻く状況が顕著に変化した中，地震発生機構に関する知見は格段に増えたといえるであろう．特に，地震発生と応力・ひずみ場，地殻構造との定性的関連が徐々に明らかになってきた．これらは主として当センター，大学，Hi-net，気象庁による地震観測網，国土地理院による GPS 観測網 GEONET によって基盤的な観測が支えられたうえでの，効率的な海底および陸上機動観測によって実現されてきた．今後においてもこの体制を維持することがきわめて重要である．さらに新たな地殻活動観測を推進し，地震発生過程の定量的理解を進め，地震予知についての知見を進めるべきであると考える．

（松本　聡）

参考文献

1）M. Tahara, K. Uehira, H. Shimizu, M. Nakada, T. Yamada, K. Mochizuki, M. Shinohara,M. Nishino, R. Hino, H. Yakiwara, H. Miyamachi, K. Umakoshi,M. Goda, N. Matsuwo, T. Kanazawa, 2008. Seismic velocity structure around the Hyuganada region, Southwest Japan, derived from seismic tomography using land and OBS data and its implications for interplate coupling and vertical crustal uplift. *Phys. Earth Planet. Interior*, **167**, 19-33.

2）中尾茂，三浦哲，佐藤俊也，2005．GEONET により観測された九州の歪変化について．地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会，S007-013.

（9）鹿児島大学理学部

鹿児島大学理学部では，1991年に南西島弧地震火山観測所が設置され，南九州および南西諸島北部域の地震・火山噴火の観測研究に着手した．第6次および第7次地震予知計画（1989年度～1998年度）では甑島・永田（屋久島）・串間・吉松・佐多・高岡・高隈・紫尾山・黒島の9ヶ所にテレメータ地震観測点が新設され，それまでに稼動していた桜島・長屋山の2観測点と併せて，屋久島以北の南九州をカバーする観測点間隔 50～60km 程度の微小地震観測網が完成し，当該領域の微小地震活動の概要が把握できるようになった．さらに，衛星テレメタリングシステム（当初は学術情報ネットワーク）による気象庁や隣接大学間とのリアルタイムの地震データ交換によって観測網の広域化が進んだ．しかしながら，屋久島以南のトカラ列島や奄美大島を含む南西諸島北部域については観測網の整備が遅れたままであった．

1999年度からの10年間においても引き続き南九州～南西諸島北部域の微小地震観測網の整備がおこなわれた．南九州においては，既設観測点を補完するように里・串木野・蒲生・伊集院・山川・田代・南種子島に観測点が新設された．これらの観測点はいずれも臨時観測点であるが，10年間にわたってテレメータ観測を継続している．一方，南西諸島北部域については，トカラ列島や奄美大島・喜界島で現地記録方式の地震観測を臨時的に実施し，その一部の観測点はテレメータ観測体制へと逐次変更している．2008年10月現在でテレメータ化されたのは，奄美大島の5点（笠利・名瀬・宇検・住用・瀬戸内）とトカラ列島の1点（宝島）である．また，これらのテレメータ観測点の他に，喜界島・トカラ列島の悪石島と横当島（無人島）・三島村の竹島では現地記録収録方式による長期にわたる臨時地震観測を継続して実施している．なお，トカラ列島や奄美大島の観測点の多くは地上設置の短周期地震計のみによる観測である．

1995 年に発生した兵庫県南部地震を契機に地震に関する調査研究推進のための体制整備が図られ，基盤的調査観測の一環として陸域における高感度地震計による微小地震観測網（Hi-net）の整備が進められた．2000年度には九州地方のHi-netの整備が完了し,同年9月に鹿児島大学でも Hi-net の観測データが受信されるようになり，研究解析に用いられる微小地震観測点数は大幅に増加した．

以上のような微小地震観測点の整備・データ交換により，最近10年間に微小地震観測網は飛躍的に充実した．その結果，当該領域の微小地震活動の基本的な特徴（震源分布や発震機構など）の理解は大幅に進んだ.ただし，Hi-netが離島に展開されていないこともあり，南九州と奄美大島を除く南西諸島北部域の観測網の格差は，以前より拡大した．

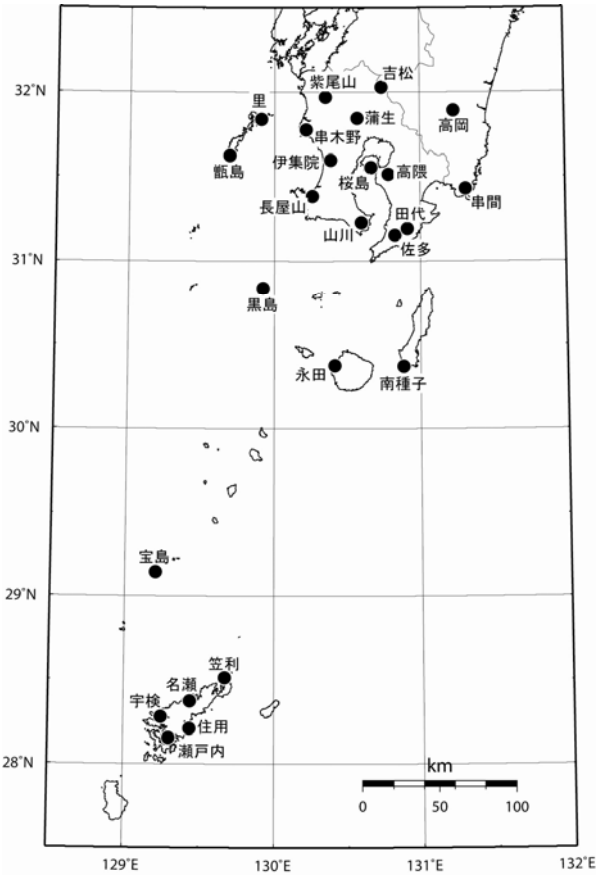


図1 鹿児島大学のテレメータ地震観測点．臨時観測点も含めて示されている．

屋久島以北の南九州域に発生する浅発地震については，詳細な震源分布が得られるようになった．例えば地震発生層の下限が1997年鹿児島県北西部地震や1968年えびの地震の震源域では浅く，その西方の甑海峡や北部の八代海沿岸部では相対的に深くなっていることが明らかになった．さらに，地震発生層の下限が浅い領域に発生する地震は横ずれ型の発震機構解を持つものが卓越しているのに対し，下限が深い領域では正断層型の発震機構解を持つ地震が増加する傾向にあることなど，地震発生場に関する知見が得られた．また，南九州下の稍深発地震面の形状もかなり詳細に把握できるようになった.特に，鹿児島湾付近の深さ90～130kmでは，地震数は少ないものの，地震面が二層に分かれており，上面の地震はdown-dip compression 型，下面の地震は down-dip extension型であることが明らかとなっている．

鹿児島大学理学部は，北海道大学・東北大学・東京大学・九州大学などと共同で，鹿児島大学水産学部練習船

「敬天丸」(2001 年以前）および長崎大学水産学部練習船「長崎丸」(2002 年以降）の協力を得て九州周辺海域での海底地震観測を毎年行っている．奄美大島近海域ではこれまでに4回の観測が実施されている．これらの海底地震観測と奄美大島および喜界島での臨時地震観測データを用いることにより，この領域の詳細な震源分布が明らかになっている（図2）．例えば，奄美大島下の深さ10km 以浅では地震がほとんど起こっていない特徴的な分布が得られている．また，稍深発地震については，詳細な地震面の形状が明らかになっている．さらに，喜界島～奄美大島下ではプレート境界地震とスラブ内に発生しているdown-dip extension型の地震で二層の地震面が構成されていることも明らかになっている．これらの成果は，この地域のプレート間カップリングなどのプレート境界面の実態を把握するための重要な知見となっている．なお，隆起珊瑚礁の島である喜界島での観測点補正値がP波で1.3秒，S波で3.0秒と異常に大きな値であることが明らかになっている．この結果は，鹿児島大学だけでなく，気象庁の震源決定作業でも参考資料として活用されている．

地震観測点が疎であるトカラ列島域についても臨時観測を行うことにより従来より精度の良い震源分布が得られるようになっている．その結果，断裂していると考えられていたこの地域の稍深発地震面は，島弧軸方向に屈曲しているか，あるいは断裂していたとしても従来考えられていたほど大きな断裂でない可能性が出てきている．

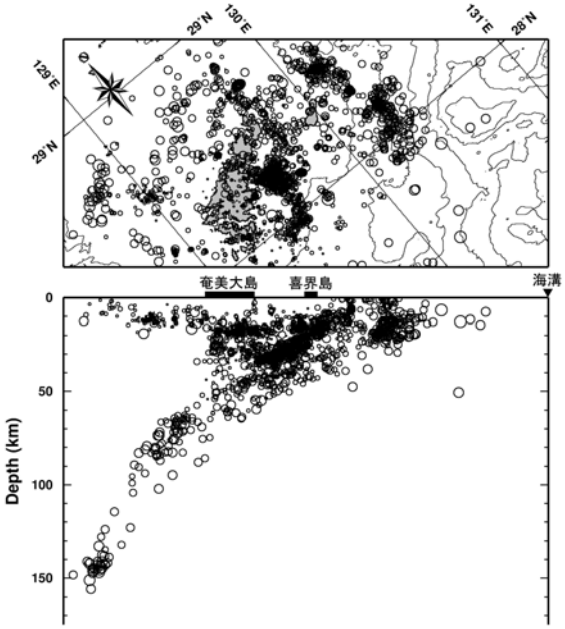


図2　奄美大島－喜界島領域の震源分布．

トカラ列島域の地震観測網を充実させるためには無人島を含む小さな離島での地震観測が不可欠である．鹿児島大学理学部ではトカラ列島最南端の無人島である横当島での臨時地震観測を2000年以来断続的に行っている．観測開始当初はスケジューリングした複数のデータロガーによる現地記録収録方式の観測であったが，2003年からは新規に開発した衛星電話を利用した準リアルタイム地震観測装置に置き換えた．この装置は，既存観測網の観測結果に従って作成した波形切り出し命令を親局から受信し，それに従って保存されている連続データから切り出した波形データのみを親局に伝送するものである．

なお、1999 年度からの 10 年間の南九州・南西諸島北部域での規模の大きな地震の活動は非常に低調であった．例えばM6.5以上の地震が1989年度～1998年度の10年間には7個発生したのに対し，この10年間は皆無であった(最大地震は2000年6月にトカラ列島東方沖で発生したM6.2の地震)．そのため，余震観測などの個々の地震を対象とした観測研究は,この10年間には行われなかった．

日向灘から種子島・トカラ列島・奄美大島の東方沖にいたるプレート境界域のカップリング強度は弱いと考えられている．しかしながら，低角逆断層型の中規模地震は発生しており，相似地震活動も活発である．1911年には喜界島の南南東でM8.0の地震が発生しており,この地域のプレート間カップリングの実態を把握することは重要である．そのためには，南西諸島北部域，特にトカラ列島域の地震観測網を更に拡充するとともに、GPS 観測網の整備が望まれる．

（後藤　和彦）

２．関係機関等
（１）独立行政法人防災科学技術研究所

１．はじめに

独立行政法人防災科学技術研究所（以下，防災科研という）は，1963 年に科学技術庁の国立試験研究機関（当時は国立防災科学技術センター）として発足して以来，名称や組織体制の変遷を経ながら，首都圏における深層地震観測や関東・東海地域における稠密な地殻活動観測などに基づく地震予知研究を積極的に推進してきた．さらに，1995 年の兵庫県南部地震を契機とした地震防災対策特別措置法の制定，地震調査研究推進本部（以下，地震本部という）の設立，基盤的地震調査観測計画（以下，基盤計画という）の策定を受け，防災科研では全国的な地震観測網の整備・運用事業を担当し，地震調査研究の対象を全国に広げた．その後，2001 年に国立機関から独立行政法人に移行したが，地震観測網の運用及び研究業務は継続的に実施している．以下に，当研究所のこれまでの取り組みと最近 10 年における地震観測網の構築及び主な研究成果について述べる．

２．基盤的地震観測網以前の地震予知研究観測

2.1　首都圏における深層地震観測

首都圏は，人工的雑振動が大きいばかりでなく，深さ数 km にも及ぶ厚い堆積層に覆われている．この地域における高精度の微小地震観測を実現するため，堆積層を貫いて基盤に達する 3000m 級の深層地震観測施設を 4 箇所[1]，さらに，建設・維持管理経費を抑えた 1200～2000m 級の中層地震観測施設を 14 箇所整備し，首都圏を面的にカバーした．これらの中深層地震観測によって，深さ 15～30km における浅い地震活動の存在を明らかにするとともに，関東地方下のプレートモデルを構築し，それに基づいて複雑な地震活動が説明可能となった．これらの地震発生様式の解明を背景として，1992 年には中央防災会議により，「南関東地域直下の地震対策に関する大綱」が制定された．

2.2　関東東海地殻活動観測網

東海地震説と大規模地震対策特別措置法（大震法）の制定を受けて，1978 年より関東東海地域に稠密な地殻活動観測網の整備を開始し，1983 年に概成した．また，深層観測など防災科研が整備してきたすべての観測施設のデータを取り込み，関東東海地殻活動システム[2]として統合処理を実施し，同地域における高精度地震データベースを構築してきた．これに基づき，高精度震源分布や発震機構解，3 次元地震波速度構造・減衰構造等の解析から，同地域のプレート構造や地震発生様式に関する様々な議論が展開されてきた[3)4)5)]．また東海地域下のプレート固着域の提唱がなされ[6]，この結果等に基づき，中央防災会議は 2001 年に東海地震震源域を従来の矩形断層から現在の領域に変更し，大震法による地震防災対策強化地域の見直しがなされた．

1987 年度に導入された GPS 観測では，世界で始めて固定点連続観測システムを構築し，伊豆半島東方沖の群発地震活動に伴う地殻変動を捉えるなどの成果を挙げ[7]，現在の国土地理院における全国的な GEONET の整備の契機となった．その GEONET によって，2000 年後半から浜名湖周辺におけるスロースリップイベントが検出されたが，関東東海地殻活動観測網の三ケ日観測施設でも，そのスロースリップによる傾斜変動を捉えただけでなく，同様の変動が 1988 年から 1990 年にかけて出現していたことを明らかにした[8]．また千葉県の勝浦観測施設等では，2002 年に発生した房総沖のスロースリップによる傾斜変動を検出し，それ以前にも同様のスロースリップが 6-7 年間隔で 3 度，繰り返されていたことを示した[9]．

2.3　相模湾ケーブル式海底地震観測網

相模トラフは，フィリピン海プレートが関東直下に沈み込みを始め，1923 年関東地震などの海溝型地震を発生させる場所でもあることから，海溝型地震発生メカニズムの解明を目的とした海域における地震活動の検知能力向上のため，6 台の海底地震計（速度計と強震計のそれぞれ 3 成分）と 3 台の海底津波計から構成される光ケーブル方式の常時観測網を構築し，1996 年から本格的な運用を開始した[10]．この技術は，2008 年 7 月から運用を開始した気象庁の東海・東南海沖ケーブル式常時海底地震観測システムにも利用されている[11]．

３．基盤的地震観測網

3.1　高感度地震観測網 Hi-net

内陸で発生する地震の規模は，その断層面の長さと幅，及び変位量によって決まるが，少なくとも通常発生する微小地震の深さの下限を把握することで，経験的に断層の最大幅を評価し，その地域における地震の最大規模の推定が可能となる．通常の内陸地震は深さ 15～20 km より浅い部分で発生することが知られており，震源の深さを正確に求めるためには，観測点間隔はその深さ程度であることが望ましい．従って，基盤計画では，高感度地震観測網は水平距離約 15～20km 間隔の三角網を形成することが必要とされた．そこで，防災科研が従来整備してきた関東東海地殻活動観測網を手本とし，既存の観測網を補完する形で，新たな高感度地震観測網 Hi-net（High-sensitivity seismograph network of Japan）の整備が実施された[12)13)14)]．2008 年４月現在の観測点分布を（図１）に示す．

Hi-net は 1997 年から西南日本，東北・北海道の順に整備され，2000 年 10 月から本格運用，2003 年 6 月からデータ流通・公開を開始した．防災科研既存の関東東海地殻活動観測網については，2002 年度に一部観測点，2005 年度末に残り

すべてにおいて地上装置の Hi-net 化を行った．地表設置の観測点については，順次，観測井方式の標準点として改修を行なっている．2007 年度には，老朽化対策として，初期に整備された Hi-net 観測施設の地上装置の更新が実施された．

Hi-net では，地表付近の各種ノイズの影響を極力避けるため，標準で深度 100m の観測井を掘削し，その底部に地震観測装置を設置している．ノイズ環境や堆積層の厚さなどを考慮し，さらに深い井戸を掘削する場合もある．地震観測装置は速度計 3 成分，振り切れ防止のための加速度型強震計 3 成分，観測井の状態変化把握のための高感度加速度計（傾斜計）2 成分から構成される．このうち強震計データについては，後述するように，地表に設置された加速度型強震計と合わせて，基盤強震観測網（KiK-net）を構成する．基盤計画の中で，観測は業務的に少なくとも数十年間程度にわたり安定して行うものとされているため，地震計が故障した場合でも維持継続が可能なように，埋設せずに引き上げ可能としている．

高感度地震計からのアナログ出力は，A/D 装置でデジタル化およびデシメーション処理され，100Hz サンプリング 27 bit

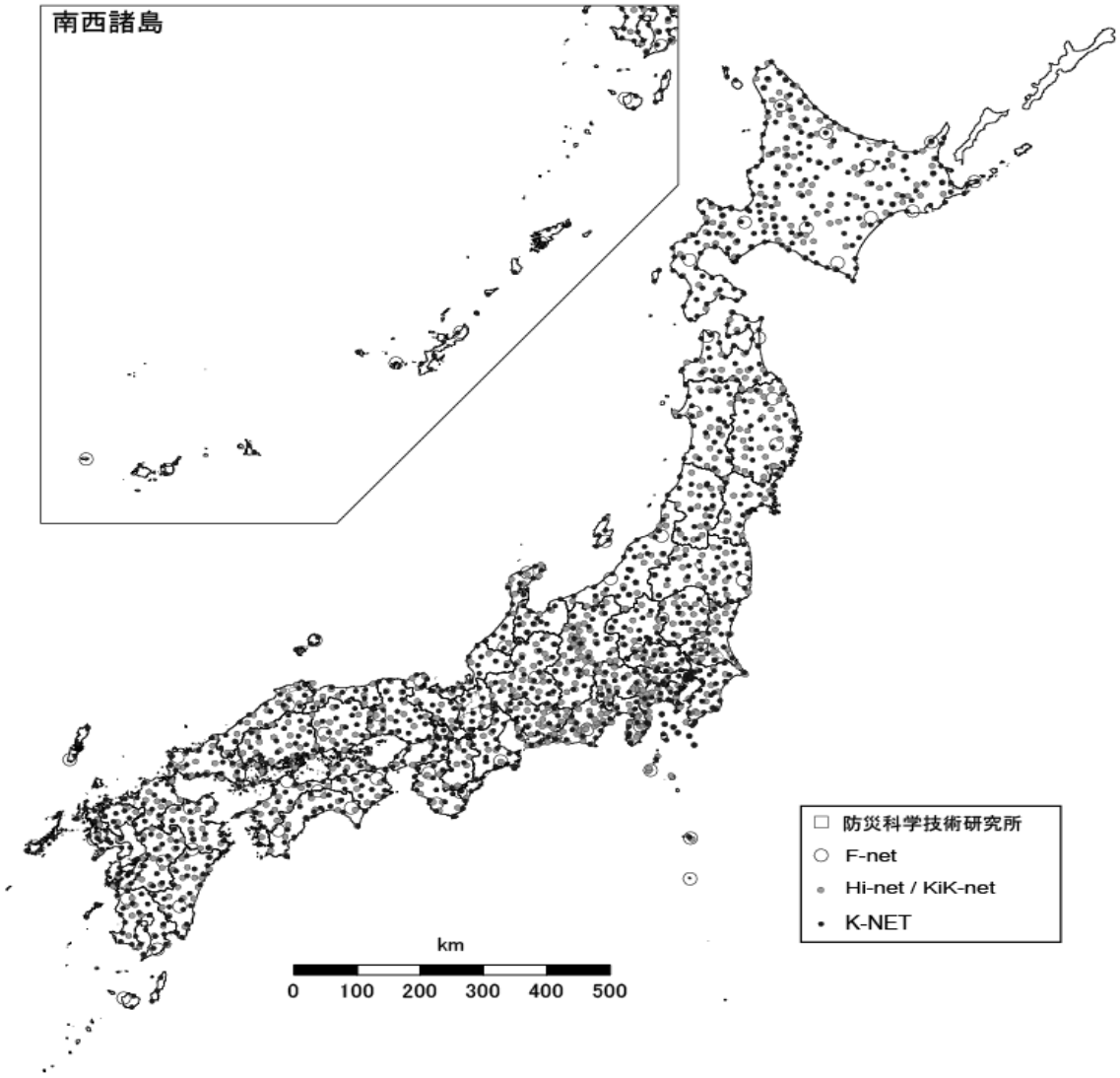


図 1　防災科学技術研究所基盤的地震観測網観測点分布．

のWIN32フォーマット(WIN フォーマット[15] のヘッダ部を拡張したもの) で1 秒単位でパケット化される. そのとき, 観測点毎に取得されたGPS時刻情報が付与される.A/D装置は, 外気温の変化による影響を極力避けるため, 観測小屋内に設けられた地下ピット内に設置することを原則としている. 各観測点からは IP-VPN 網を介して, つくばのデータセンターへ24 時間連続的に伝送されている. IP-VPN 網内でのデータ伝送遅延は 0.2 ～ 0.5 秒であり, 連続波形データは, データセンターのディスクサーバーに蓄積される.

また, 観測網全体の運用管理を効率的に実施するため, 観測点位置情報, 地震計感度, 故障履歴, 作業履歴等も併せてデータベースで管理しているほか, GPS 衛星捕捉数, A/D 装置内温度, 地下ピット漏水状況等の観測点現況情報, データ遅延時間, 欠損数等のデータ伝送品質情報も, インターネット・ブラウザを利用して確認可能である. 防災科研では, 大学や気象庁等との間で高感度地震観測データ流通のためのシステムを構築し, 観測データがリアルタイムで相互に流通することで, 大学における基礎研究や気象庁での常時監視の推進に貢献している. 特に気象庁では, 1997 年 10 月より関係各機関の高感度地震観測データ収集・一元的処理を開始したが, Hi-net データは一元化震源における検測情報の半数以上を占め, その貢献度は非常に大きい. さらに, 2007 年10 月より一般向けに提供が始まった緊急地震速報の重要な一翼も担っている. 防災科研は, 基盤計画に示されたデータ流通センターとしての機能を有し, 気象庁や大学などのデータも併せて, 広く一般にWEB公開している.

Hi-net の整備によって, 高SN比・高密度の高感度地震観測網が全国展開され, 微小地震の検知能力や震源決定精度が全国的に著しく向上した. これにより, 気象庁一元化震源は様々な研究活動にまで利用されるなど, 高い信頼性を得ている. 検知能力の向上は, 西南日本の深部低周波微動[16]などの新たな振動現象の発見をもたらし, さらにスロースリップ[17]や超低周波地震[18] の検出にも繋がった. これらの現象については, 本誌別稿[19]を参照されたい.

高密度な定常地震観測網で収録された地震波形データは, より高精度・高分解能な日本列島の地下構造の推定を可能にした. Matsubara et al. (2005)[20] などは近地地震のP 波, S 波走時トモグラフィ解析により, 日本列島下の詳細な3 次元速度構造モデルを得た. 一方, 遠地地震波形記録のレシーバ関数解析に基づき, Shiomi et al. (2004)[21] らは, 西南日本下に沈み込むフィリピン海スラブの形状を推定した. Hi-net は, 大口径の地震計アレイとしても大変有効であり, 干場(2003)[22] は遠地地震の自動決定システム, Asano et al. (2008)[23] は海域の超低周波イベント検知システムを構築した. さらに, Hi-net データはスマトラ大地震等の震源破壊過程解析[24]にも利用されるなど, 国際的価値も非常に高い.

Hi-net とその前身である関東東海地殻活動観測網を合わせると,防災科研ではこれらの地域に30年近くに及ぶデジタル地震波形データベースを構築している. これらのデータを用い, 相似地震解析に基づいて, プレート間準静的すべりの推定, 関東地方下における新たなプレート境界モデルが提案された[25].

3.2 広帯域地震観測網F-net

地震の規模と断層の破壊方向を即時に把握することは, 被害のより大きな地域を特定し, 防災活動を有効に展開するための情報を与えるものと期待される. そのためには, 地震の直達波を利用できる範囲内で震源を取り囲む方向に広帯域地震計を配置することが望ましい. このため, 基盤計画では, 水平距離で約100km間隔の三角網を目安として日本全国に約100点整備することとしている.防災科研は,1994年,FREESIAプロジェクト (地震素過程と地球内部構造に関する総合的研究) により全国的な広帯域地震観測網の整備を開始したが, それを引継ぎ拡充する形で, 広帯域地震観測網 F-net (Full-range seismograph network of Japan) の整備・運用を実施してきた[12) 26)]. 2008年4月現在の観測点数は73である(図1). このうち30カ所は, 北海道大学, 弘前大学, 東北大学, 東京大学, 名古屋大学, 京都大学, 九州大学, 鹿児島大学の観測施設を共同利用している. F-net では三成分広帯域地震計と三成分速度型強震計を使用し, 温度変化による影響を最小限に抑えるため, 奥行き30～50ｍ程度の横坑の最奥部に設置している. なお, 初期に設置した地震計については経年劣化による故障頻度が増大する傾向にあり, 順次置き換えを実施している.データ収録･伝送システムについては, 当初はminiSEEDフォーマットによる伝送を行なっていたが, 2001年にHi-net 方式による win32 フォーマット伝送に移行し, Hi-net のデータと同様, IP-VPN網を介して防災科研にリアルタイム伝送されると共に, 気象庁及びその他関係機関にも配信されている. 収集されたデータについては, 汎用的なフォーマットに変換してすべて公開されている.

防災科研では, F-net データを利用して, 近地表面波の波形インバージョンによるモーメントテンソル解析の定常処理 (以下F-net MT解析) を1997年より実施しており[27], 気象庁の震度情報に関する電子メールをトリガーにした自動処理, 及び気象庁一元化震源でマグニチュード3.5以上の地震について再解析した結果をWEB公開している. 観測網の拡充に伴ってF-net MT解析対象領域も拡大し, 2000年以降は南西諸島全域, 2003年以降は伊豆小笠原弧全域までをカバーするようになった. 日本列島周辺域における検知能力としては, Mwの下限が3.8であると評価されている[28]. 2008年3月現在までに決定したF-net MT解は約14,000個である. この広域かつ均質なMT解カタログは,地震本部地震調査委員会等で報告されるほか, 様々な研究の基礎資料として国内外で盛んに利用されている.

顕著な地震が発生した際には, 定常処理に加えて詳細な再

解析が実施される．例えば，2004年新潟県中越地震[29]，2005年福岡県西方沖の地震[30]では本震ならびに余震の詳細なMT解析が行われ，2001年鳥取県西部地震ではMT解析結果から震源域の応力構造が明らかにされた[31]．また，2003年十勝沖地震では，海域における震源深さの決定精度の高さを活かして，震源域周辺の詳細なMT解の空間分布を明らかにしている[32]．

また，比較的大きな地震を対象に震源，マグニチュード，CMT解を即時処理・公開するため，F-netとHi-netデータとの併合処理に基づいたAQUAシステム(Accurate and QUick Analysis System for Source Parameters)[33]を開発した．また，Hi-net併設の高感度加速度計をF-netと共に利用することで，CMT解析精度が向上し，2004年新潟県中越地震では多数の余震による詳細な断層構造が推定された[34]ほか，南海トラフ沿いで発生する浅部超低周波地震[35]や深部超低周波地震[18]の検出，メカニズム解解明に大きく貢献している．

3.3　強震観測網K-NET及びKiK-net

大きな地震によって生じる強い地震動の正確な測定は，構造物の耐震設計や防災対策に必要であるとともに，強震動の即時把握は，被害の大きな地域を特定し，発災直後の防災活動を有効に展開するためにも重要である．さらに，震源で生成される地震動，表層地盤の地震動応答特性を系統的に把握するには，表層に比べて不均質性の少ない地下の基盤における入力地震動を捉えることが有益である．このとき，地表面からの反射波等による影響を取り除くために，同時にその直上付近の地表面でも観測することが望ましい．以上の目的から，防災科研では，地表設置型の強震観測網（K-NET），および高感度地震観測網Hi-netに併設する地中・地上設置型の基盤強震観測網（KiK-net）の2種類の強震観測網を整備してきた[12) 36)]．

K-NET（Kyoshin Network：全国強震観測網）は，兵庫県南部地震後に全国約20 km 間隔で整備された1,000 観測点から構成される日本初の均質・稠密・同一仕様の強震観測網であり，1996 年6月3 日から運用を開始した[37) 38)]．その後，関東東海地域の強震観測点など加え，2008 年4 月1 日現在1,028に達している（図1）．強震計はすべて地表に設置されており，市町村役場や学校などの公共施設の敷地内にあることが多く，地震被害と強震動に関連する研究に特に適している．運用開始から2008 年3 月末までに，100,000 以上の強震記録が蓄積された．この時空間的に均質なデータセットは統計的な処理にも適用され，全国のK-NET の観測点において，確率論的な地震動予測地図から期待される震度の観測回数と，実際の震度の観測回数との比較が行なわれている[39]．

観測点建設にあたっては，観測点近傍で最深20m までの土質ボーリングとPS 検層・密度検層が行われ，土質柱状図と検層データも公開されている．整備当初は，K-NET95 型強震計[40]が採用された．その後，年数が経過するに従い，通信方式等で最新技術からの遅れが見られ，また，計測震度の算出・公開など，当初は想定していなかった機能が要求されるようになったため，2004 年に，東南海・南海・東海地震による強震動の発生が懸念される地域と宮城県・岩手県の一部の443 観測点に，新規開発のK-NET02 型強震計を設置した．さらに，2006 年には東日本地域の467 観測点に，2007 年度には残りの118 観測点に，K-NET02 型強震計の改良型であるK-NET02A 型強震計を設置した．

KiK-net（Kiban-Kyoshin Network：基盤強震観測網）は，Hi-net に併設される形で整備された強震観測網である[37]．KiK-netでは，Hi-net観測施設の地点選定の関係から，K-NETに比べると全般的に硬質な地盤上に設置され，都市部には少ない．整備当初は，SMAC-MDK型というK-NET95 型と同等の性能を持つ強震計が使用されていたが，Hi-net観測施設における地上装置更新に伴い，2007 年度中に，K-NET02A 型とほぼ同じ計測性能を持つKiK-net06 型強震計に置き換えられている．KiK-net06 型強震計は，P 波初動による地震諸元推定のためのB-Δ演算[41]やリアルタイム震度演算[42]の機能を持ち，地震検知時や強震動が一定レベル以上に達した場合に，Hi-net のIP-VPN 連続回線を通じてデータセンターに即時通報を行う機能を持つ．K-NET 及びKiK-net のイベント波形データは，運用開始後すべてインターネットを通じて公開されているが，K-NET02 タイプの強震計に更新されて以降は，即時データ収集機能に基づき，準リアルタイムの公開を実施している．

KiK-netでは，2007年度のHi-net地上機器更新の際に，併せて地上強震計の更新を実施し，最大計測範囲をそれまでの2000 ガルから4000 ガルに拡大した．その結果として，例えば2008年宮城・岩手内陸地震の際には，震源直近の一関西観測施設において3成分合成振幅として，観測史上最大となる4000ガルを超える加速度を記録した[43]．

以上の強震波形記録は，広帯域地震波形記録と同様に日本周辺域で発生する被害地震の震源インバージョン解析に盛んに利用されている[44]他，政府の地震動予測地図の作成[42]に代表される地震ハザードやリスクの評価に役立てられる等、地震防災や地震工学の基本情報として大きな貢献を果たしている．

４．その他の研究プロジェクトによる観測施設整備

文部科学省では，大きな地震動に見舞われる可能性の高い地域を対象として重点的調査観測研究を推進しており，内陸では糸魚川静岡構造線断層帯において，地殻構造探査を含む様々な調査研究が実施されている．その中で，防災科研は2008年4月1日現在14箇所の50m級簡易型高感度地震観測施設を整備した．また，2002年から5カ年計画で実施された大都市大震災軽減化特別プロジェクト研究において，首都圏及び大阪圏周辺域に6箇所の中層地震観測施設を整備した．これらの観測施設は，いずれも基盤的地震観測網

Hi-net/KiK-net として既存のデータ流通･公開に組み入れられている．

５．おわりに

防災科研が全国に整備した基盤的地震観測網は，本格運用開始からまだ 10 年足らずであるが，その間に発生した顕著な地震については，Hi-net データに基づく余震分布，F-net MT 解析による発震機構解，K-NET/KiK-net による強震動分布が，地震発生メカニズム及び被害の全体像を迅速かつ高精度に把握する上で，重要な役割を担ってきた．また，新しい知見が多数報告されているとともに，インターネット公開されたデータを利用して，国内外の非常に多くの研究者が研究成果を創出するなど，現在の地震調査研究には欠かすことができないものとなっている．これらの成果の積み重ねは，地震発生機構の解明，および大地震による被害想定等の防災・減災対策に貢献するものであり，そのためには，様々な成果を継続的に創出することを支えるための，長期間にわたる観測網の安定的維持・運用が必要である．一方，基盤計画はそのすべてが達成されたわけではなく，例えば，島嶼部を中心として高感度地震観測点の空白域が存在する．これらの空白域については，継続的にその解消に向けて努力する必要がある．

防災科研は，この 10 年の中で，民間組織としての独立行政法人に移行しつつも，国の地震調査研究を支える基盤的地震観測事業を担当し，緊急地震速報等の重要な監視業務の一翼を担うなど，国家レベルの業務への貢献はますます強くなっている．しかし，独立行政法人に対する予算削減の流れは必要以上に強く，観測点空白域の整備はもとより，観測網の安定的運用の継続についても困難になっている．特に，地震計や周辺機器の老朽化は，今後ますます深刻な状況になることが予想され，機器の更新及び高度化は重要な課題である．それ以上に，観測網に携わる人的資源の確保や技術力の維持及び向上は，今後の観測網の安定的運用における大きな課題であり，これらは，地震調査研究の更なる推進を図る上でも大きく影響するであろう．

防災科研は，これまでも様々な組織改編がなされてきたが，2007 年末の閣議決定に基づき，海洋研究開発機構との統合が予定されている．従って，今後は陸域のみならず海域までも含めた，統合的地震観測網の維持管理体制，およびそれに基づく研究体制を構築する必要があるであろう．

（小原 一成）

参考文献

1）鈴木宏芳，1996．江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造．防災科学技術研究所研究報告，**56**，77-123 ．

2）浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保正・,山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋博，1982．関東・東海地域地殻活動観測網－国立防災科学技術センター．地震２，**35**，401-426．

3）Sekiguchi, S., 1991. Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai District, Japan. *Tectonophysics*, **195**, 83-104.

4）Ishida, M., 1992. Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai District, Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.

5）Hori, S., 2006. Seismic activity associated with the subducting motion of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, Japan. *Tectonophysics*, **417**, 85-100.

6）Matsumura, S., 1997. Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface. *Tectonophysics*, **273**, 271-291.

7）Shimada, S. and Y. Bock, 1992. Crustal deformation measurements in central Japan determined by a global positioning system fixed-point network. *J. Geophys. Res.*, **97**, 12437-12455.

8）Yamamoto, E. S. Matsumura, and T. Ohkubo, 2005. A slow slip event in the Tokai area detected by tilt and seismic observation and its possible recurrence. *Earth Planet. Space*, **57**, 917–923.

9）山本英二・大久保正，2003．地殻傾斜の連続観測で捉えた 2002 年 10 月に発生した房総半島東方沖のスロースリップ．地震予知連絡会会報，**69**，198-204．

10）Eguchi, T., Y. Fujinawa, E. Fujita, S. Iwasaki, I. Watabe, and H. Fujiwara, 1998. A real-time observation network of ocean-bottom-seismometers deployed at the Sagami trough subduction zone, central Japan. *Mar. Geophys. Res.*, **20**, 73-94.

11）齋藤祥司，2007．東海沖から熊野灘に新たに整備するケーブル式海底地震計システムについて．月刊地球，**29**，516-522 ．

12）Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto, 2004. Recent progress of seismic observation networks in Japan —Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—. *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.

13）Obara, K., K. Kasahara, S. Hori, and Y. Okada, 2005. A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. *Rev. Sci. Instrum.*, **76**, 021301.

14）汐見勝彦・小原一成・針生義勝・松村稔，2009．防災科研 Hi-net の構築とその成果．地震２，**61**，印刷中．

15）卜部卓・束田進也，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）．地震学会予稿集，331．

16）Obara, K. 2002. Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan. *Science*, **296**, 1679-1681 .

17）Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara, 2004. Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors

in southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **31**,L23602, doi:10.1029/2004GL020848.

18）Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine and H. Hirose, 2007. Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science,* **315**, 503-506 .

19）小原一成，2009．短期的スロースリップ・深部低周波微動．地震予知連絡会 40 年のあゆみ（本誌），219−227.

20）Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara, 2005. Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography. *J. Geophys. Res.*, **110**, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.

21）Shiomi, K., H. Sato, K. Obara, and M. Ohtake, 2004. Configuration of subducting Philippine Sea plate beneath southwest Japan revealed from receiver function analysis based on the multivariate autoregressive model. *J. Geophys. Res.*, **109**, B04308, doi:10.1029/2003JB002774.

22）干場充之，2003．多点大口径アレイを用いた遠地震源の自動決定システム．気象庁精密地震観測室技術報告，20，3−15.

23）Asano, Y., K. Obara, Y. Ito, 2008. 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 Planets Space*, **60**, 871-875.

24）Ishii, M., P. M. Shearer, H. Houston, and J. E. Vidale, 2005. Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-net array. *Nature*, **435**, 933-936.

25）Kimura, H., K. Kasahara, T. Igarashi, and N. Hirata, 2006. Repeating earthquake activities associated with the Philippine Sea plate subduction in the Kanto district, central Japan: A new plate configuration revealed by interplate aseismic slips. *Tectonophysics*, **417**, 101-118.

26）松本拓己・堀貞喜・松林弘智，2009．広帯域地震観測〜防災科研 F-net の 10 年．地震２，61，印刷中.

27）福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉，1998．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.

28）Kubo, A., E. Fukuyama, H. Kawai, and K. Nonomura, 2002. NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application, *Tectonophysics*, **356**, 23-48.

29）松本拓己・伊藤喜宏・松林弘智，2006．2004 年 10 月 23 日新潟県中越地震の F-net モーメントテンソル解の空間分布. 地震２，58，427−443 .

30）Matsumoto, T., Y. Ito, H. Matsubayashi, and S. Sekiguchi, 2006. Spatial distribution of F-net moment tensors for the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake determined by the extended method of the NIED F-net routine. *Earth Planets Space*, **58**, 63-67.

31）Fukuyama, E., W. L. Ellsworth, F. Waldhauser, and A. Kubo, 2003. Detailed Fault Structure of the 2000 Western Tottori, Japan, Earthquake Sequence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 1468-1478.

32）Ito, Y., H. Matsubayashi, H. Kimura, T. Matsumoto, Y. Asano, and S. Sekiguchi, 2004. Spatial distribution for moment tensor solutions of the 2003 Tokachi-oki earthquake (MJMA=7.9) and aftershocks. *Earth Planets Space*, **56**, 301-306.

33）松村稔・伊藤喜宏・木村尚紀・小原一成・関口渉次・堀貞喜・笠原敬司，2006．高精度即時震源パラメータ解析システム（AQUA）の開発．地震２，59，167−184.

34）Ito, Y., S. Sekiguchi, T. Okada, R. Honda, K. Obara, and S. Hori, 2006. Performance of regional distance centroid moment tensor inversion applied to the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake, Japan. *Geophys. J. Int.*, **167**,1317-1331.

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

36）功刀卓・青井真・藤原広行，2009．強震観測ー歴史と展望ー．地震２，61，印刷中.

37）Kinoshita, S., 1998. Kyoshin Net (K-NET), *Seismol. Res. Lett.*, **69**, 309-332.

38）Aoi, S., T. Kunugi, and H. Fujiwara,, 2004. Strong-motion seismograph network operated by NIED: K-NET and KiK-net. *J. JAEE*, **4**, 65-74.

39）Fujiwara, H., N. Morikawa, Y. Ishikawa, T. Okumura, J. Miyakoshi, and N. Nojima, 2008. Verification of the national seismic hazard maps for Japan with actual observed srong motions by K-NET in last decade. *Fifth International Conference on Urban Earthquake Engineering*, 61-66.

40）木下繁夫・上原正義・斗沢敏雄・和田安司・小久江洋輔，1997．K-NET95 型強震計の記録特性地震２，49，467−481.

41）Odaka, T., K. Ashiya, S. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake, and D. Nozaka, 2003. A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 526-532.

42）功刀卓・青井 真・中村洋光・藤原広行・森川信之，2008．計測震度の実時間概算方法．地震２，60，243−252.

43）Aoi, S., T. Kunugi, and H. Fujiwara, 2008. Trampoline effect in extreme ground motion. *Science*, **322**, 727-731.

44）Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, H. Suzuki, Y. Hayakawa, T. Kunugi, and H. Fujiwara, 2008. Three-dimensional finite difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake. *J. Geophys. Res.*, **113**, B07302.

45）地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005．「全国を概観した地震動予測地図」報告書.

（２）独立行政法人海洋研究開発機構

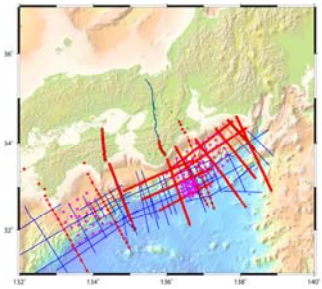
１．はじめに

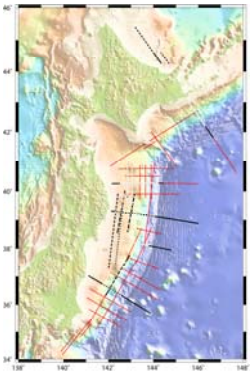
海洋研究開発機構（旧海洋科学技術センター）は主として海溝型巨大地震震源域の調査観測研究を実施してきた.その契機となったのは 1995 年兵庫県南部地震後に発足した「地震総合フロンティア研究」である．海洋研究開発機構（当時，海洋科学技術センタ）では地震総合フロンティア研究の研究課題の１つである「海底下深部構造フロンティア研究」を担当した．この「海底下深部構造フロンティア研究」では，強力な制御震源（エアガン）と 100 台規模の海底地震計を用いた大規模な広角反射・屈折法調査システム，ならびに大規模反射法調査システムにより，南海トラフ，日本海溝といった海溝型巨大地震震源域の詳細な構造把握と構造要因の抽出を実施した.海域調査の実施にあたっては，構造調査システムを搭載した深海調査研究船「かいれい」(図 1) と観測調査船「かいよう」（図 2）が主体となって実施している.


図 1 深海調査船「かいれい」.


図 2 観測調査船「かいよう」.

また，2003 年度から 2007 年に実施された文部科学省委託研究「東南海・南海地震の想定震源域におけるプレート形状等を把握するための構造調査研究」による調査測線を海域別に示す（図 3，図 4）．この中で陸域に展開された測線は東京大学地震研究所や京都大学防災研究所と連携した海陸統合構造調査である．また，図 4 は日本海溝：千島海溝域で実施された調査測線である.


図 3　南海トラフ調査測線.


図 4　日本海溝調査測線.

２．南海トラフの構造調査研究

これまで得られた構造要因をまとめたものは以下の通りである.

2.1　南海地震震源域の構造研究

・室戸沖海山の沈み込み構造のイメージング（図 5）
南海地震の西方への破壊過程を既定する役割を示唆

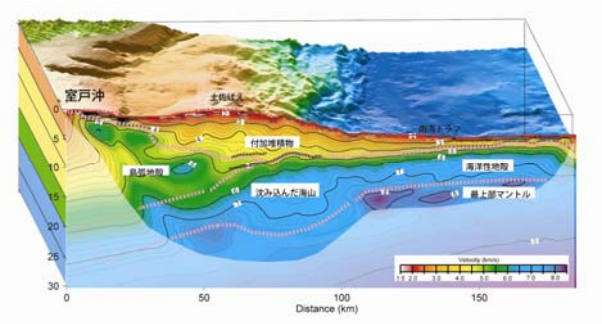


図　5　海山の沈み込みイメージング
(kodaira et al. 2000[1]).

2.2　想定東海地震震源域

・海嶺の繰り返し沈み込みシステムの抽出（図 6）
想定東海地震震源域のアスペリティーの可能性

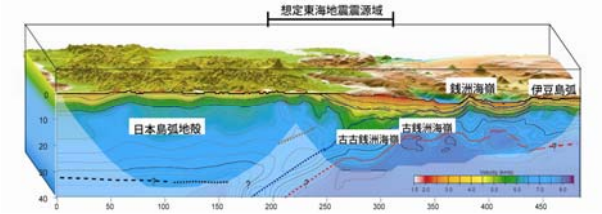


図 6 海嶺の繰り返し沈み込みイメージング
(kodaira et al. 2003[2]).

2.3　東南海地震震源域

・分岐断層の分布（図 7）
東南海地震の破壊過程を既定する可能性

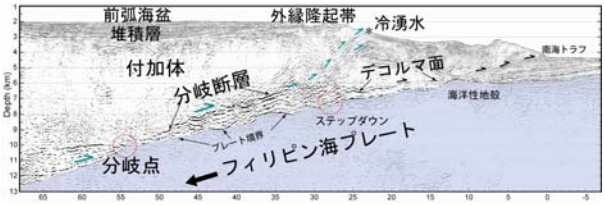


図 7 分岐断層イメージング(Park et al. 2002[3]).

2.4　潮岬沖の不整形構造のイメージング

東南海，南海地震の連動発生への構造要因の一つ．これらの地殻構造調査研究により，南海トラフの構造要因が抽出され，これらに基づく地下構造モデルを用いた地震発生サイクルシミュレーションでは，昭和の東南海（1944 年），南海地震（1946 年），安政（1854 年）の東南海・東海，南海地震の発生パターンを定性的に再現することができた.

しかしながら，過去の歴史地震の発生パターンを定量的に再現するには至っていない．これらを実現するためには，シミュレーションモデルの高度化が必要不可欠であるが，シミュレーションの基礎情報となる地下構造モデルの精緻化さらには震源域の構造を多角的に評価することが可能となる媒質モデルの構築が今後の課題である．これらの課題については 2008 年度から開始された文部科学省委託研究「東海・東南海・南海地震連動性評価研究」において実施する．

３．日本海溝・千島海溝の構造研究

日本海溝域では青森沖から三陸沖、宮城沖、福島沖に至る海域構造調査を実施した。図 8 に三陸沖構造調査の結果を示す。

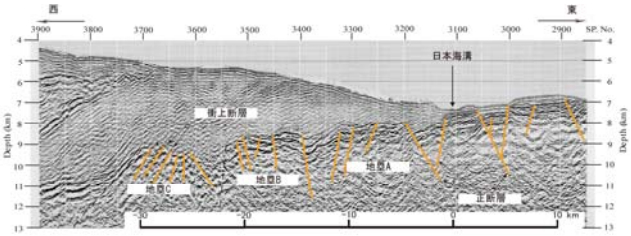


図 8　三陸沖構造調査結果イメージング（Tsuru et al. 2000[4]）．

太平洋プレートの沈み込み前に形成されたホルスト・グラーベン構造が沈み込み後も形状を保持していることが，重合前深度マイグレーション処理によって明瞭にイメージングされた．福島沖で実施された広角反射・屈折法調査では，沈み込む太平洋プレート上面に低速度層が存在し，さらに深部ウエッジマントル域も低速度帯がイメージングされた．この結果，低速度層を形成する要因と考えられる流体分布と固着域との関係や蛇紋岩への相転位が議論された．また，2003 年十勝沖地震前後にほぼ同一測線で実施された反射法調査結果では，地震前後の地下構造イメージングに有意な差異があることも確認され，その原因として地震前後の流体挙動が示唆された．

４．震源域のリアルタイムモニタリング

海洋研究開発機機構では，海底ケーブルを用いた海溝型地震震源域のリアルタイムモニタリングを実施している．既往海底観測システムとしては室戸沖，釧路沖のほかに初島沖，豊橋沖においても海底観測システムを保有している．釧路沖海底観測システムでは 2003 年十勝沖地震の震源域の直上に配置された水圧計・地震計が地殻変動や地震動を明瞭に捉えている（図 9）．

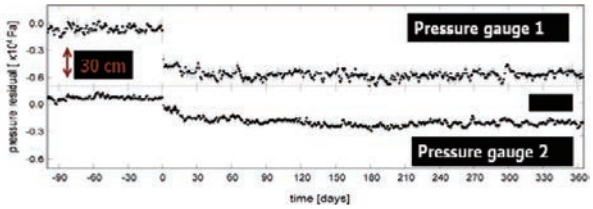


図 9　釧路沖海底観測システムで得られたデータ．（2003 年十勝沖地震時）

また，2007 年の千島沖地震では，釧路沖，室戸沖システムの水圧計で長時間にわたり継続する津波後続波が観測され，海域観測重要性が確認された．また，現在は東南海地震の震源域である紀伊半島沖熊野灘において，時空間スケールの異なる様々な地殻活動を高精度に把握するため，各種地震計や精密水圧計を稠密に展開する先進的な海底ネットワーク（DONET）を構築中である（図 10）．これによって東南海地震震源域のリアルタイムモニタリングが可能となる．また，熊野灘においては地球深部探査船「ちきゅう」による震源域の掘削が進行中である（図 11）．震源域掘削後，坑内に長期観測装置を設置し，海底ネットワークに接続することでより精緻に震源域で進行している地殻活動現象をリアルタイムで捉えることが期待される．

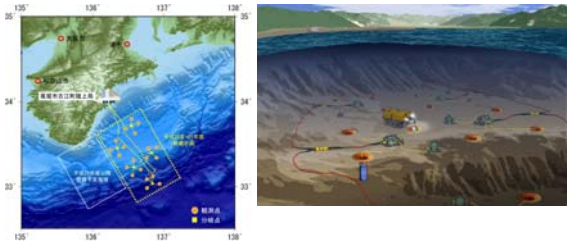


図 10　海底ネットワークイメージ．

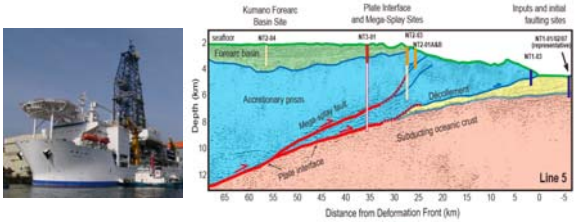


図 11　「ちきゅう」震源域掘削イメージ．

５．まとめ

海洋研究開発機構では，今後も海溝型巨大地震震源域における調査観測研究，海底ネットワークの整備ならびに震源域掘削を推進し，これらの成果を統合することで南海トラフ巨大地震をはじめとする海溝型巨大地震の解明研究を推進する．

（金田　義行）

参考文献

1） Kodaira,S., N.Takahashi, A.Nakanishi, S.Miura, and Y.Kaneda, 2000. Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido Earthquakes. *Science*, **289**,104-106.

2） Kodaira,S., A.Nakanishi, J.-O.Park, A.Ito, T.Tsuru, and Y.Kaneda, 2003. Cyclic ridge subduction at an interplate locked zone off central Japan. *Geophys.Res.Lett.* , **30**,1339.

3） Park,J.-O., T.Tsuru, S.kodaira, P.R.Commins, and Y.Kaneda, 2002. Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Sicence*, **297**,1157-1160.

4） Tsuru,T., J.-O.Park, N.Takahashi, S.Kodaira, Y.Kido, Y.Kaneda, and Y.Kyono, 2000. Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multi-channel seismic reflection data. *J.Geophys.Res.*, **105**,16403-16413.

（３）独立行政法人産業技術総合研究所

１．はじめに

独立行政法人産業技術総合研究所（以下、産総研という）における地震の調査研究は，旧地質調査所が実施してきたものを引き継ぎ，幾度かの組織の改編を行いつつ推進されてきた．旧地質調査所では，測地学審議会の第1次建議に基づいて1966年度から活断層研究を開始している．その後，1976年に環境地質部に地震地質課，1978年に同部に地震物性課，地震化学課等の地震関連の組織が新設され，地殻活構造，地下水・地下ガス，岩石破壊・地殻応力測定等の研究を推進してきた．1995年の兵庫県南部地震を契機に，活断層研究の推進に関する社会的要請の高まりもあって，1997年には地震地質部が発足した．2001年には，通商産業省工業技術院傘下の15研究所群を統合再編して独立行政法人として産総研が発足し，旧地質調査所の職務に関係の深い部署で構成される地質調査総合センター(英語名：Geological Survey of Japan)の下で，活断層研究センター，地球科学情報研究部門，海洋資源環境研究部門等の新たな体制で地震の調査研究を継続した．その後も幾度かの組織改編を行い，現在地震関連の研究を推進する主な部署は，活断層研究センターと地質情報研究部門の地震地下水研究グループ，地震発生機構研究グループ，地殻構造研究グループとなっている．またそれら以外にも陸域・海域の地質図の作成等を通して，多くの研究者が地震に関わる研究を担っている．そしてこれらの地震研究に関わる組織間の調整を行うためのワーキンググループが設置されている．

最近の10年間の研究は，1999年に地震調査研究推進本部によって策定された「地震調査研究の推進について-地震に関する観測，測量，調査および研究の推進についての総合的かつ基本的な施策-」に基づいている．国の進める活断層調査に関してはその中核機関としての役割を担い，地震予知研究に関しては「地震予知のための新たな観測研究計画」（1999-2003）および，その第２次計画(2004-2008)を進めてきた．地質調査所時代は工業技術院特別研究「活断層等による地震ポテンシャルの評価の研究」(1999 -2000)として，産総研への組織改編後は，活断層研究センターが全国主要活断層の調査，地質情報研究部門が地下水観測研究や地震発生機構の研究を中心に産総研第１期中期計画(2001-2004)，第２期中期計画（2005-2009）に沿って研究を進めてきた．以下にその概要を述べる．

２．陸域活断層の活動性・古地震の研究

1995年兵庫県南部地震以後，国のなすべき緊急の課題としての活断層調査事業は，旧地質調査所における地震調査研究計画の重要な柱となった．その後，陸域における全国の主要な98の活断層(長さ15-20km程度以上及びB級以上の活動度をもつ断層帯）の調査が国の基盤的調査観測として位置づけられ，これらの主要活断層を対象として，主にトレンチ調査等の古地震学的な手法による活動履歴の調査を実施してきた．2004年に当初計画の98断層帯の調査は終了し，産総研はこれらの約半数の調査に関わった．2005年度からは新たに12の主要活断層の追加および，これまで調査された断層に対しても必要な補完的な調査を加え，2008年度までに34断層帯について産総研が中心となって調査を行うことになっている．図１に，追加・補完調査を含め，基盤的調査観測の中の110の主要活断層等で産総研が調査に関与した断層帯について示してある．

上記の調査結果も含め活断層調査に関する情報の整備・公開のための研究として，約9000の文献調査をもとにした活断層データベース（http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html）を作成し，順次更新を重ねている．本データベースでは，全国の活断層を起震断層とそれを構成する活動セグメントという概念で区分したことが特徴である．さらにこの活動セグメントをもとに，2005年には「全国主要活断層活動確率地図」

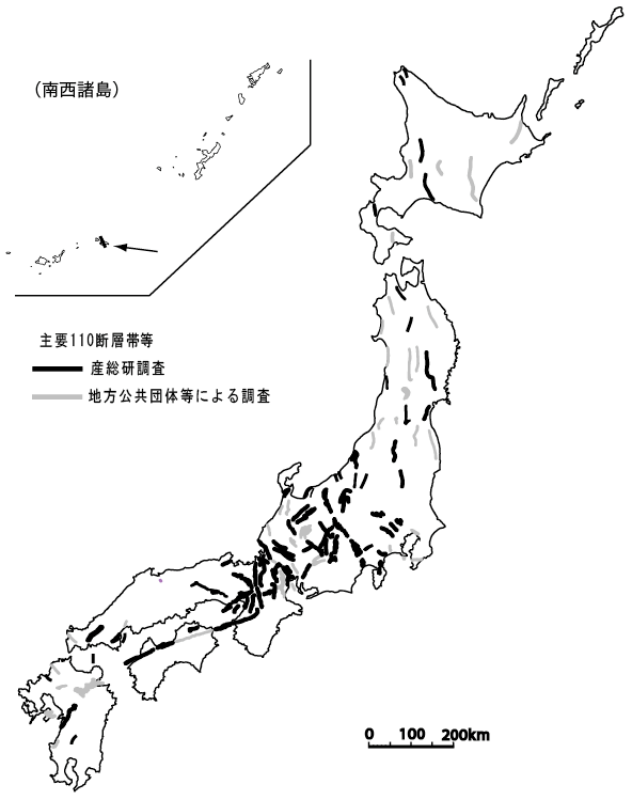


図１　全国の主要な110の活断層調査等で産総研が調査を行った断層．

を発行し[1]，社会への成果普及を図っている．これらの研究に見られるように，比較的規模の大きな活断層に対してセグメンテーションの観点からの研究を推進しており，その連動性を評価するための数値シミュレーションの研究にも着手している[2)3)]．

活構造情報の整備では，50 万分の１ 活構造図「京都」（第 2 版）[4]，2.5 万分の 1 「花折断層ストリップマップ」[5]を刊行した．このほか活断層調査の成果をできるだけ速やかに社会へ提供するために活断層・古地震研究報告を毎年刊行している．

３．海溝型地震・海域活断層の履歴の解明

日本周辺で発生する海溝型地震や海域の活断層による地震の履歴に関しては，地震・津波の規模を含めて地質学的・地形学的・考古学的・地球物理学的手法を用いて解明を進めてきた．例えば，北海道の太平洋岸での津波堆積物の調査を通しては，過去 2500 年間に 5 回の巨大な津波が発生していたこと，最も新しいものは 17 世紀に発生していた事を明らかにした．これらの巨大な津波は，通常は別々に発生するプレート間自地震が同時に発生して大きな地震となった連動型巨大地震であることを示した[6]．さらに，日本海溝，相模トラフ，駿河トラフ，南海トラフ沿いの海域で発生した過去の地震像の解明の研究を地質学・地球物理学的手法を用いながら推進している[7)8)9)]．

最近特に注目されてきた沿岸域の活断層に関しては，大型の観測船による調査ができないなどの制約があるため，調査がなされていなかった．産総研では小型船でも高品質の反射データを取得可能なショートマルチチャンネル探査装置を開発してきた．2007 年能登半島地震及び中越沖地震では，このショートマルチチャンネル装置を用いた音波探査を実施し，完新統や後期更新統に変形を与える活断層･活褶曲を確認することができたことは特筆されるべき成果である[10]（図 2）．

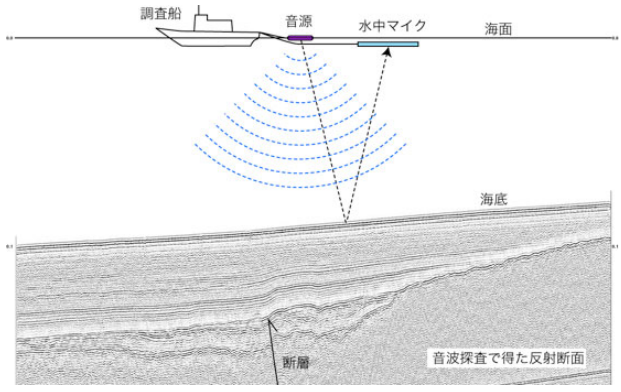


図 2　ショートマルチチャンネル観測システムの概念図と 2007 年能登半島地震の震源域で得られた反射断面．

４．地下水等総合観測研究

本研究では，1970 年代後半から，東海地域の短期的地震予知を目的として，東海地域での地下水位，地下ガスのテレメータ観測を開始し，前兆的変動を捕らえるための手法の開発を行ってきた．1995 年兵庫県南部地震を契機として，観測地域を近畿・中部内陸部に広げるとともに，ボアホール型歪計の設置も併設して，地下水や地殻歪の変動を総合的に観測し，それらの変動メカニズムの解明研究も実施できる観測システムを構築した．ここでは主に以下の項目を目標として掲げた．

1）東海・南関東・近畿・中部地域での地下水観測体制の維持・改良・データ公開と地震に関わる良質の変動データの取得．

2）地震以外の要因による変動成分の除去とそれに基づく前兆的地下水位変化の検出システムの構築．

3）基礎研究として，これらの観測データに基づく複雑な地下水位変動のメカニズムの解明．

これらの方針に基づいて，地下水位の地震時の応答，大気圧応答，降雨応答，地殻歪への応答等を多数の観測点毎に系統的に解析した[11),12),13)]．そしてそれらに基づいて，東海地震のプレスリップ（前兆すべり）が発生した場合の地下水位の前兆的変動の検知能力を試算することが可能になった[14)]．

2006 年度後半からは紀伊半島・四国地域において，東南海・南海地震を対象とし，地震発生予測精度向上のための総合観測網の整備を開始した．東南海・南海地震を対象とした観測網の整備は主に以下のことを目標に計画された．

1）1946 年南海地震の発生前に，紀伊半島・四国周辺の複数の地域で地下水位低下が報告された．この前兆的な地下水位変化のメカニズム解明．

2）南海トラフ沿いで観測されているスロースリップイベントのモニタリングと地震発生予測への応用の検討．

これらの目標ために，図 3(a)に示すように，各観測点は原則として，深さ 30m，200m，600m の 3 本の観測孔で構成され，各孔に水位・水温計・高感度地震計を配置，ひとつの孔にはボアホール型の多成分歪計を設置し，これまでにない多項目の同時観測を実現できるよう設計してある．また，国土地理院の GPS 観測点が近傍にない場合には，GPS 観測装置も設置した．2008 年 12 月現在では，この新しい多項目観測タイプの 12 カ所の施設を含め，産総研が展開する観測施設は全部で 54 カ所となっている（図 3b）．

また，1999 年の台湾集集地震以後，台湾でも地震予知を目的とした地下水観測が組織的に行われることになり，そのための観測網構築や解析手法開発に産総研の長年にわたる経験が活かされ，現在も密接な協力関係のもと進

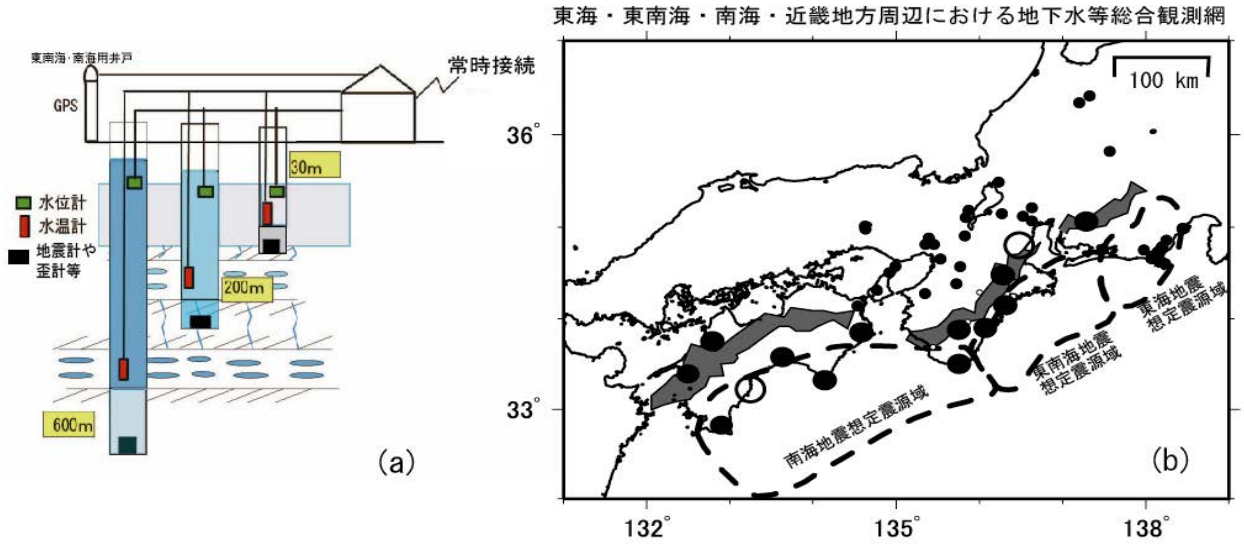


図 3　(a)東南海・南海地震予測のための観測システム．(b) 2008 年度までに整備された産総研の地下水等総合観測施設の位置．大きい黒丸が(a)図の観測システムで構成されている．白丸の２カ所は 2009 年初頭から建設工事開始予定．

められていることは特筆される．

５．地震発生メカニズムに関する研究

内陸活断層で発生する大地震の発生予測精度を向上させるため，地殻の応力状態をモニタリングしつつ，活断層への応力蓄積から地震発生に至る過程の物理モデルに基づいた予測を行う必要があるとの観点から主に以下に述べる研究を推進してきた．

応力蓄積過程のモデル化のための研究では，1)過去の震源断層の深部が地表に露出したと考えられている破砕帯の物質科学的研究や，2)断層深部環境を実験室内で再現し岩石の変形様式や物性の変化を解明するための研究，3)地震発生の数値シミュレーションの研究を行ってきた．

1)では，福島県畑川破砕帯を詳細に検討し，地震発生層深部で形成されたと考えられる，幅約１km のマイロナイト帯の中で断層走向のある特定の範囲のみに比較的低温で形成されたマイロナイトが存在することが明らかになり，震源核が形成される原因の一候補としてモデル化されている [15]．2）では，封圧 200MPa，温度 800℃，間隙圧 200MPa の高温高圧実験装置（図 4）を導入し [2)16)]，高温高圧下での岩石の物性・摩擦特性や，粘土物質の影響等が解明されてきている．3）では，上記成果に基づいて，数値シミュレーションを用いて予測精度の向上を図るための検討を開始したところである．



図 4　高温・高圧下岩石の変形特性解明のための実験装置．

応力状態のモニタリングのための研究では，極微小地震の観測結果に基づいて，跡津川断層 [17)]や 2004 年新潟県中越地震の震源域周辺の応力状態 [18)]，糸魚川-静岡構造線の応力状態を研究している．また，室内岩石破壊実験で発生する AE 活動の統計解析から，岩石の最終破壊にいたる応力状態をモニタリングする手法を開発し，自然の地震活動への適用も検討している [19)]．

６．緊急調査

この 10 年間，陸域・沿岸域で M7 前後の大きさの地震が多数発生した．国内の陸域で大地震が発生した場合には，緊急地震調査を実施し，主に地表の変状の確認を系統的に行う体制をとってきた．これらは，ホームページを通して速やかに結果を公表し，また地震調査委員会や地震予知連絡会にも適宜報告してきた．主な緊急調査の概要は以下の通りである．

2000 年鳥取県西部地震(M7.3)：地表地震断層の有無の確認調査．断続的に 10-30cm 程度の変形が確認された．

2003 年宮城県北部の地震(M6.2)：地表変状は確認でき

なかった.

2003 年十勝沖地震(M8.0)：地盤災害と津波の特徴を調査し，津波の遡上高は標高 2-4m程度であった.

2004 年新潟県中越地震(M6.8)：小平尾地区において全長 1 km 以上にわたってほぼ南北方向に延びる 10-15cm 程度の西上がりの地震断層が確認された.

2005 年福岡県西方沖の地震(M7.0)：地表にあらわれた亀裂には系統的なずれは認められず地表地震断層は確認されなかった.

2007 年能登半島地震 (M6.9)：海岸線における地震性地殻変位の有無を岸壁に生息するカキの分布高度から推定した．最大隆起 40cm，最大沈降量 10cm の上下変位が生じたことがわかった.

2007 年新潟県中越沖地震(M6.8)：能登半島地震と同様，カキの分布高度から北方の長岡市寺泊地区と比較して約 25cm 程度隆起している可能性を見いだした.

2008 年岩手・宮城内陸地震(M7.2)：震源域北部での断続的に 10-50cm 程度の圧縮変形と南部での 4-6m の右横ずれ・3.6m の上下変位が見いだされた.

７．おわりに

産総研の地震予測研究の特徴は，地質学的手法をベースに取得した地震発生履歴・活構造に関するデータや，地下水変化のデータを基に，地球物理学的な手法を取り込みながら地震活動の将来予測手法を確立していこうとする立場にある．近年多発している歪集中帯や沿岸域での M7 前後地震の予測の問題についても地質学と地球物理学が強く結びついた視点からの研究が重要であろう.

2008 年度末で，現活断層研究センターは組織的には終了する．産総研内の地震研究グループは，上記の視点からの研究をこれまで以上に強く推進できるよう，新たな組織を立ち上げる予定である.　　（桑原　保人）

参考文献

1) 吉岡敏和ほか，2005．全国主要活断層活動確率地図，構造図　No.14，産業技術総合研究所.

2) 産業技術総合研究所，2004．「地震と活断層−過去から学び，将来を予測する−」，産総研シリーズ 237pp. 丸善，2004.

3) 産業技術総合研究所, 2006. きちんとわかる巨大地震，産総研ブックス，281pp, 白日社.

4) 水野清秀ほか，2002．50 万分の１ 活構造図「京都」（第２版），地質調査所.

5) 吉岡敏和ほか，2000．2.5 万分の 1 花折断層ストリップマップ，産業技術総合研究所.

6) 佐竹健治・七山太，2004．北海道太平洋岸の津波浸水履歴図，数値地質図　EQ-1，産業技術総合研究所.

7) 宍倉正展ほか, 2005．房総半島南西部における離水浜堤列の調査−大正型関東地震の発生年代の推定−, 活断層・古地震研究報告，5，51-98.

8) 藤原治ほか, 2006．静岡県浮島ケ原の湿地堆積物に見られる層相変化と南海トラフ周辺の地震との関係（速報）活断層・古地震研究報告，6，89-106.

9) 澤井祐紀ほか，2007．ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野（仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町）における古津波痕跡調査，活断層・古地震研究報告，6，47-80.

10) 岡村行信・村上文敏・井上卓彦，2008．能登半島地震緊急調査報告, 地震予知連絡会会報, **79**, 525-526.

11) Matsumoto et al., 2003. Hydrological response to earthquakes in the Haibara well, central Japan –I. Groundwater level changes revealed using state space decomposition of atmospheric pressure, rainfall and tidal responses. *Geophys, J. Int.*, **155**, 885-898.

12) Matsumoto et al., 2003. Hydrological response to earthquakes in the Haibara well, central Japan –II. Possible mechanism inferred from time-varying hydraulic properties. *Geophys, J. Int.*, **155**, 899-913.

13) 北川有一ほか，近畿地方及びその周辺における産業技術総合研究所地下水観測点での地下水位の大気圧応答，地質調査所研究報告，55，129-152.

14) Matsumoto et al., Groundwater-level anomalies associated with a hypothetical preslip prior to the anticipated Tokai Earthquake: Detectability using the groundwater observation network of the Geological Survey of Japan, AIST. *Pure appl. Geophys*., **164**, 2377-2396.

15) 重松紀生ほか，2003．内陸の断層帯の脆性−塑性遷移領域における構造−　畑川破砕帯を例として, 地学雑誌，112(6)，897-914.

16) Masuda et al., 2002. A new gas-medium, high-pressure and high-temperature deformation apparatus at AIST, Japan. *Earth, Planets and Space*, **54**, 1091-1094.

17) Mizuno et al., Spatial variation of shear-wave splitting across an active fault and its implication for stress accumulation mechanism of inland earthquakes: The Atotsugawa fault case. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20305, doi:10.1029/2005GL023875.

18) Imanishi et al., 2006. The Seismicity, Fault structures and stress field in the seismic gap adjacent to the 2004 mid Niigata earthquake inferred from seismological observation. *Earth, Planets and Space*, **58**, 831-841.

19) Lei and Satoh, 2007. Indicators of critical point behavior prior to rock failure inferred from pre-failure damage. *Tectonophysics*, **431**, 97-111.

（４）大学共同利用機関法人 情報・システム研究機構 統計数理研究所

１．はじめに

1970年代，赤池情報量規準AICや赤池ベイズ情報量規準ABICが提案され，地球物理学の分野でも各種データの時系列解析など統計モデルへの応用で注目された．以来，統計数理研究所が大学共同利用機関になったことと相俟って統計数理の研究者が地球物理学関係の研究者との共同研究や研究会など研究上の組織的な接触を持つようになった．その結果，伸縮計，傾斜計，体積歪計及び観測井戸の地下水位など地球潮汐，気圧，降水量，温度や観測システムの人為的変化などの多変量の時系列解析，重力異常の空間的平滑化，各種逆問題モデルのベイズ的適用，および地震活動のための点過程モデルの開発とその解析法が展開された．これらは統計学的にも世界に先駆けるものであった．これらの共同研究のいくつかの成果は 1999 年度以前にも統計数理研究所や地震予知連絡会の関係機関などによって報告され論文に掲載されている．また大森・宇津公式（改良大森公式）を拡張し発展させた Epidemic Type Aftershock Sequence（ETAS）モデルが提案され．これによる予測と実際の地震発生頻度の相違を測ることによって，地震活動の異常変化を検出する物指しとしての役割を果すことになった．

２．この10年を振り返って

2.1　統計数理研究所の組織としてのかかわり

元予知連副会長の故宇津徳治先生は東京大学地震研究所を退任されて以来 2003 年度まで客員教授および外来研究員として統計数理研究所における地震活動の研究の推進について大きな貢献をされた．2001年度から統計数理研究所の尾形良彦は臨時委員として地震予知連絡会に加わることとなり，現在まで予知連絡会報の下記文献リストを含む23の議題に関して報告した．地震予知連絡会報に掲載された，それらの報告の詳細は文献にあるように地震学関連学術誌に掲載されている．2004年度の法人化に伴って統計数理研究所は組織替えを行い，3 つの研究系に加え予測発見戦略研究センターを設け，そのなかに地震予測解析グループを置いた．その使命は「統計モデルによる地震（余震）活動の計測，異常現象の定量的研究，及び，それらにもとづく地震（余震）の発生確率予測とその評価法などについて研究する」ことである．

ここで統計的方法の公開として ETAS モデルをはじめとする各種点過程解析についてのソフトウェアを発刊し，講習会を開くなど，関係研究者・実務者の利便を図った．

以下に地震予知連絡会で報告した内容を取りまとめた．

2.2　地震活動への因果関係の統計解析と予測 [1)24)]

地震活動の分野で従来から議論されているものとして，地震発生の周期性（季節性など）や地域的関連性などがある．これらの統計解析のために，地震活動の続発性を組み込んだ点過程モデルが有効である．特に地域的関連性を調べた点過程モデルは各種異常現象の発生の地震発生への統計的因果関係を議論し，前兆現象たりうるか否かを調べることにも応用できる．例えば 1982 年から 16 年間にわたる中国北京市付近における日別地電位異常強度データが地震発生（M4 以上）の前兆たりうるかを AIC によるモデル適合度比較によって確かめた．電位異常強度データを考慮したほうが地震活動の良い予測を得られたが，実用的な確率予測として十分とはいえず，より多くの観測データを考慮して複合予測によって性能をあげる必要がある．

2.3　昭和南海トラフ巨大地震と西南日本の地震活動 [2)25)]

地震の誘発を促したり，活動を抑制したりする現象を説明するためにはクーロンの破壊応力の増減（ΔCFS）を見ることが有効である．1944年東南海地震(M7.9)と1946年南海地震（M8.1）のそれぞれによって増加・減少した各地域のΔCFS を調べ西南日本各地の地震活動の活発化・静穏化が良く対応していることを示した．とくに従来から前兆と考えられていた各地の地震活動の異常をコサイスミックなものと前駆的なものに整理した．

2.4　余震確率予報の緊急化 [8)28)]

大きな余震は本震直後最初の 1 日のうちに，既に全体の半分ほど起こっている．したがって，データ取得の悪条件にも関わらず，本震発生24時間以内にできるだけ早い機会に予報を与えるのは被災地にとって重要である．このために余震のマグニチュードの Gutenberg-Richter 式と大森・宇津の余震減衰公式に併せて，時間経過とともに変化する余震の欠測率（検知率）のモデルを考え，本震直後30分以後からの確率予報の可能性を示した．同様に，ある地点での震度の確率予報が可能である．すなわち，Gutenberg-Richter 式の b 値の代わりに地震波の最大振幅の石本・飯田の式の m 値と大森・宇津の余震減衰公式のパラメタと一定の強震計の余震検知率の時間経過を併せて推定するのである．

2.5　時空間ETASモデルとその適用 [3)32)]

広域地震活動のための階層的時空間ETASモデルを提案紹介した．これは経験則を踏まえたベイズ的モデルである．地域によって異なる余震減衰率 p 値などの５つのパラメタを地震の位置の関数として，これらを推定することで各地の地震活動の違いを定量化して可視化できる．また各地の実際の地震活動と時空間モデルで計算された理論的活動度を直裁的に比較し，相対的静穏化や活発化

の期間や領域などを可視化する．解析例として兵庫県南部地震による丹波地域や和歌山地域の地震活動の活発化，浜名湖直下のスロースリップによる中部近畿地方各地の静穏化や活発化を図示した．それらの変化とΔCFS のパタンとは良く一致する．また東北地方の東方沖におけるモデルの K 値（余震の生産性）の高いところとアスペリティの位置とは相補的であった．また，その後 1996－2008 年の間に M6.7 以上の大地震の大多数が時空間 ETAS モデルの常時活動度パラメタの高いところに発生している[22]．常時活動度の低いところにおきた例外は，北海道南西沖地震，能登半島地震，福岡県西方沖の地震，紀伊半島沖の地震および 2005 年の三陸沖地震（outer rise）であるが，これらはモデル推定に使った地震活動データ（1926－1995 年，M5 以上）では捉えられなかったということである．

2.6 地震活動異常とストレス変化との関係

地震活動が順調に推移しているか否かはＭＴ図や累積関数などの目視では良く分からないことが多い．そこで，理論的累積地震関数（ETAS モデル発生率関数の積分）を物差しにして地震の実際の累積数との偏差を測る．途中から有意な変化（地震活動異常）が認められ，特にその後の地震発生が ETAS モデルによる発生率に比べて少ない場合，「相対的静穏化」と呼ぶ．

報告した解析例は（1）1936 年と 1978 年宮城県沖プレート境界大地震（M7.4，M7.5）までの東北地方における地震活動異常とその後の地震活動[5)27)]，（2）2003 年十勝沖地震(M8.0)前後の北日本における地震活動異常[11)30)]，（3）2005 年宮城県沖地震（M7.2）前の周辺部の地震活動異常[16)]，（4）福岡県西方沖地震と九州地方周辺の地震活動異常[12)34)]，（5）2004 年新潟県中越地震（M6.8）前の周辺部の地震活動異常[10)26)]，（7）2007 年能登半島地震と能登半島周辺の地震活動異常[20)35)]などがある．同様に余震活動についても解析した．（8）2003 年の宮城県沖地震（M7.0）の余震活動異常[4)31)]（9）2003 年宮城県北部の最初の地震（前震 M5.5）の余震活動異常[4)31)]，（10）2003 年宮城県北部の地震（M6.5）の余震活動[4)31)]（11）2003 年十勝沖地震後の余震活動異常や釧路沖までの周辺部における非地震性のすべりおよび北海道東部内陸地域の地震活動異常の関係[7)36)]，（12）2005 年福岡県西方沖地震の余震活動異常および博多湾におけるオフフォールト地震活動の静穏化との関係[13)29)]（13）2005 年の宮城県沖地震（M7.2）の余震活動[16)]（14）2006 年千島列島沖地震の余震活動[19)23)]（15）2007 年中越沖地震の前の新潟県中越地震余震活動[21)35)]などである．

上述の事例に見られる実際の発生頻度と ETAS の地震発生予測との有意な相違（異常）をよく説明できる仮説は，検討地域での地震（余震）活動の近傍の注目する断層で非地震性のすべりが起きて，そのストレス変化が伝わり，それを契機に地震（余震）の活動度が，予測されたものから系統的に外れるということである．予測より少なくなる場合と多くなる場合がある．後者が相対的静穏化である．その変化が地震（余震）活動に働くクーロン破壊応力の減少や増大と整合的に対応する．非地震すべりによる静穏化や活発化の物理的シナリオとして非地震性の滑りによる間歇的なストレス変化またはストレスのローディング率が変わったというモデルで Dieterich の rate/state of friction 則に基づいてシミュレーション計算を行い余震の発生率異常の再現性を確認できる[23)]．

この様にして数多くの領域の地震活動を解析し非地震性のすべりの所在をつきとめることは大地震の発生の確率予測の実効率を上げるのに役立ちそうである．たとえば 2004 年新潟県中越地震の断層すべりモデルによる，周辺部の地震の最頻断層角度のクーロン破壊ストレス（CFS）の変化量によって区分けされた 4 つの領域について，それぞれの 1997 年 10 月以降の時期の地震データに ETAS モデルをあてはめた．中越地震断層の中で仮に前駆的すべりが起きたとすると，ごく小さい変化であるが，断層近地をのぞいてほぼ同様のΔCFS パタンになる．この変化によって理論的に地震活動が抑制されるべき領域と促進されるべき領域を示している．全ての領域で，地震活動に変化があったとする場合の当てはまりが良く，前者の領域では地震活動が予測されたものより静穏化を示し，後者の領域では予測されたものより活発化しており，それぞれの領域での CFS の増・減のパタンと一致している[10)26)]．同様に，福岡県西方沖地震と九州地方周辺各地の地震活動異常や 2007 年能登半島地震と能登半島周辺の地震活動異常も CFS の増・減のパタンとよく一致している[20)35)]．ただし，いずれも活動の変化は全く同時というわけでなかった．小さな非地震性のすべりが連続的または間歇的に起きていることを示しているのであろうか．しかし 2003 年十勝沖地震（M8.0）前の北東北地方周辺における地震活動異常の変化はほぼ同時であった[11)30)]．十分強い前駆的すべりのインパクトがあったからかもしれない．

2.7 地殻変動異常[18)20)21)26)34)35)]

前駆的なすべり運動があったとすると，原理的には，それに見合った測地学的根拠を示せるはずである．国土地理院の GEONET 時系列データによると，通常では観測基線距離の一定の縮みまたは伸びが一貫することが期待されるのに，中越地震の地震断層周辺で 3－4 年前から時系列の線形トレンドからの残差に系統的な偏差が認められる．S/N 比ぎりぎりのケースが多数あるが，断層最近接の観測点を含む基線を除いて，これは中越地震の断層の

深部延長部の前駆すべりモデルから計算された地上の GPS 観測位置の変移と概ね調和的である．また同様な基線距離の異常変動が能登半島地震の前，中越沖地震の前や福岡県西方沖地震の前に九州北部地域で観測され，これらのデータの異常性を前駆的すべりによって整合的に説明できる．

2.8　余震活動の時空間変化と最大余震 [17)36)]

余震活動の時空間的異常を比較的明瞭に見るために大森・宇津の余震減衰公式を当てはめ，理論的累積関数を使って余震の発生時刻を伸縮変換する．順調に経過している余震活動は全体として変換時刻のもとで一様な分布になるという統計的性質がある．この事に依拠して余震の変換時刻の時空間分布が一様に各部分で推移しているか否かを調べる．変換時刻の時空間分布が或る部分で非一様であれば，そこで大森・宇津の余震減衰公式と実際の余震発生の乖離があることを示す．この様にして異常が何処にあるかを比較的明瞭に見ることができる．

過去および最近の十数例の大地震について，余震活動の時空間異常から余震活動内部の部分的静穏化や空白領域が観測されることがある．これらは余震域の延長部において新たな破壊となるような大余震の断層付近の前駆的なゆっくりすべりや本震破壊の事後ゆっくりすべりによる部分的なクーロンストレス変化によるものと仮定して系統的に調べた．

３．おわりに

以上の報告は殆ど大地震発生の事後の研究である．地震活動や地殻変動の異常性が観測されたとしても，予測のためには，前駆的すべりの場所と断層メカニズムに関する想定シナリオを設定してのそれらの尤もらしさを確かめねばならい．これは生易しいことでは無い．例えば福岡県西方沖地震の余震活動の静穏化異常 [13)] を４月６日の予知連会議で報告したものの，そのシナリオは貧弱なものであった．警固断層のすべりの前兆ではないという逆予知を除いて，他のシナリオは該当しなかった．一ヶ月経って最大余震が起きてからの詳細な余震データと最大余震のメカニズム情報に基づいて，余震のどの部分が異常であるとか，オフフォールト群発活動の静穏化などをよりよく説明できるシナリオを与えることができた [29)]．

地震予測は場所だけでなく時間も予測しなければならない．これはもっと難しい．それに，ゆっくりすべりは必ずしも断層の破壊が緊迫しているとは限らない事例が数多く報告されている．

現在のところ，余震の静穏化が観測されたとき，大地震の時空間的な確率予測として以下のようなことを述べるにとどまる [6)33)]．先ず，一旦大地震が起きると，その近辺に同程度以上の地震が起きる確率（単位面積当たり）は遠方のどこかに起きる場合よりも大きい．これらはストレスの急変による地震の誘発現象を示唆している．さらに，ある地震の余震活動が相対的に静穏化した場合には，予測どおりに活動が推移している場合より，この先，新たな断層破壊を伴う大きな余震が起きる可能性が高い．相対的静穏化が長期間（たとえば数ヶ月以上）に及ぶと，日本においては，余震域近辺（たとえば200㎞以内）で，６年以内の期間に，本震と同規模以上の地震が起きる発生確率が，その他の場合より数倍以上も高い [33)]．

（尾形 良彦）

参考文献

地震予知連絡会会報

1）**66** 巻，562-570，2001.
2）**70** 巻，378-383，2003.
3）**70** 巻，361-363，2003.
4）**71** 巻，260-267，2004.
5）**71** 巻，268-278，2004.
6）**72** 巻，631-637，2004.
7）**72** 巻，110-117，2004.
8）**73** 巻，666-669，2005.
9）**73** 巻，495-498，2005.
10）**73** 巻，327-331，2005.
11）**74** 巻，83-88，2005.
12）**74** 巻，523-528，2005.
13）**74** 巻，529-535，2005.
14）**75** 巻，593-597，2006.
15）**75** 巻，598-601，2006.
16）**75** 巻，129-131，2006.
17）**76** 巻，590-597，2006.
18）**77** 巻，452-459，2007.
19）**78** 巻，60-66，2007.
20）**78** 巻，399-404，2007.
21）**79** 巻，345-352，2007.
22）**79** 巻，623-625，2008.
23）**80** 巻，562-567，2008.

その他の論文誌

24）Zhuang,J., D.Vere-Jones, H.Guan, Y.Ogata, and L.Ma, 2005. *PAGeoph.*, **162**, 1367-1396, doi:10.1007/ s00024-004-2674-3 (with data).
25）Ogata, Y., 2004. *J. Geophys. Res.*, **109(B4)**, B04305, doi:10.1029/2003JB002634.
26）Ogata, Y., 2007. *J. Geophys. Res.*, **112**, B10301, doi:10.1029/2006JB004697.

27） Ogata, Y., 2006. *Tectonophysics*, **424**, 291-306, doi:10.1016/j.tecto.2006.03.038.

28） Ogata, Y., and K.Katsura, 2006. *Geophys. Res. Lett.*, **33(10)**, L10305, doi:10.1029/2006GL025888.

29） Ogata, Y., 2006. *Geophys. Res. Lett.*, **33(1)**, L01303, doi:10.1029/2005GL024405.

30） Ogata, Y., 2005. *J. Geophys. Res.*, **110(B5)**, B08305, doi:10.1029/2004JB003323.

31） Ogata, Y., 2005. *J. Geophys. Res.*, **110(B5)**, B05S06, doi:10.1029/2004JB003245.

32） Ogata, Y., 2004. *J. Geophys. Res.*, **109(B3)**, B03308, doi:10.1029/2003JB002621.

33） Ogata, Y. 2001. *J. Geophys. Res.*, **106**(**B5**), 8729-8744.

34） Ogata, Y. 2009. *PAGEOPH*, in press.

35） Ogata, Y. 2009. *J. Geophys. Res.*,submitted

36） Ogata, Y. 2008. *Res. Memo*. No. 1073, Inst. Stats. Math, Tokyo.

（５）海上保安庁

１．海底地殻変動観測

海底地殻変動観測の技術が実用レベルに達し，安定した成果が出始めたことは，地震予知研究上，最近 10 年の大きな成果のひとつといえよう．

陸域については，1990 年代半ば以降 GPS を用いた高密度な地殻変動観測ネットワークが構築され様々な知見が得られたが，電磁波が到達しない海底では測位そのものが困難であり，海域は地殻変動観測データの空白域となっていた．

海上保安庁では，海底に設置した基準局と船上局の距離を測定することにより海底の地殻変動を観測する手法（GPS／音響測距結合方式，図 1）の技術的基礎を築くため，要素技術の開発や観測システムの構築・改良のための研究を，東京大学生産技術研究所との共同研究などにより進めてきた [1]．

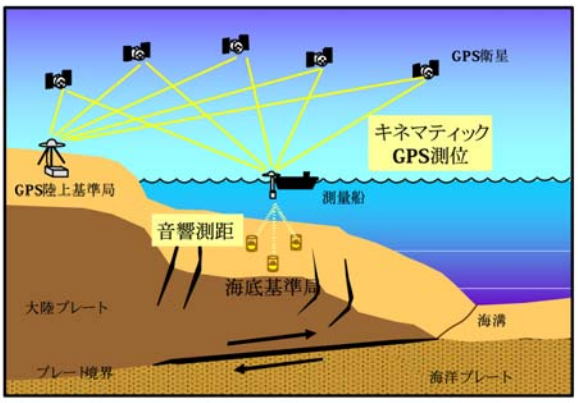


図 1　海底地殻変動観測（GPS／音響測距結合方式）の原理．

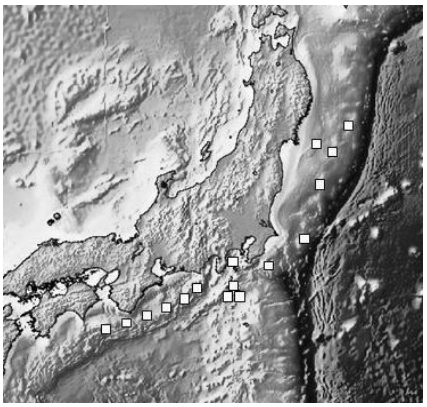


図 2　海上保安庁の海底地殻変動観測点の配置．（□印）

その成果を受け，2000 年に熊野灘に海底基準点を設置したのを皮切りに，日本海溝，南海トラフ沿い陸側の水深 2000m 程度の海底にほぼ 100km 間隔で海底基準点を計 16 点配置し，測量船を用いて海底地殻変動観測を実施している（図 2）．

観測開始後も精度向上等を目的として様々な研究がなされてきた [2]．海底基準局の位置を正確に決定するためには，船の位置を陸上の基準点から正確に決定する KGPS 解析，海底に設置された基準局と船の間の音波の往復時間を音響測距シグナルから算出する音響解析，それらの結果を合わせて基準局の位置を決定する局位置解析を行う必要がある．

KGPS 解析については，基線が長距離となることから，電離層，大気による誤差に対処したソフトウエア [3] の導入に加え，より良い解析条件を得るため DOP（Dilution Of Precision）を考慮する等の工夫，観測結果の丹念な評価，その結果の観測計画や解析へのフィードバックが等を行うことにより，精度向上が図られている [4]．

音響解析については，安定した波形解析手法の開発 [5] とともにハードウエアの改良に関する研究も進められた．

局位置解析については，線形最小二乗法に基づくインバージョンプログラムの開発 [6]，往復時間から距離を算出するために必要となる海中の音速構造の時間・空間変化の補正を安定して行う解析手法の確立 [7]，精度評価手法の開発 [4]など，様々な取り組みがなされている．その結果，最近では安定した観測結果が得られている．

宮城沖の観測点 MYGW では，2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震（M7.2）に伴う地殻変動が捉えられ，断層モデルから算出した計算値と調和的であった [8]（図 3）．

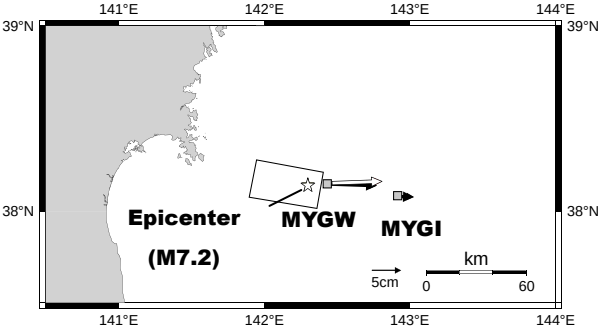


図 3　宮城沖の観測点 MYGW で捉えられた 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震（M7.2）に伴う地殻変動 [8]．白矢印は観測値，黒矢印は断層モデルから算出した計算値．

図 4 は海底地殻変動観測により捉えられた海底の動きである [9]．宮城沖の海底基準点（MYGI）は，西北西に 7.3cm/年の速度でユーラシアプレート安定域に対して動いており太平洋プレートの移動速度と近いが [10]，福島沖（FUKU）の動きは西向きに 3.1cm/年であり，宮城沖

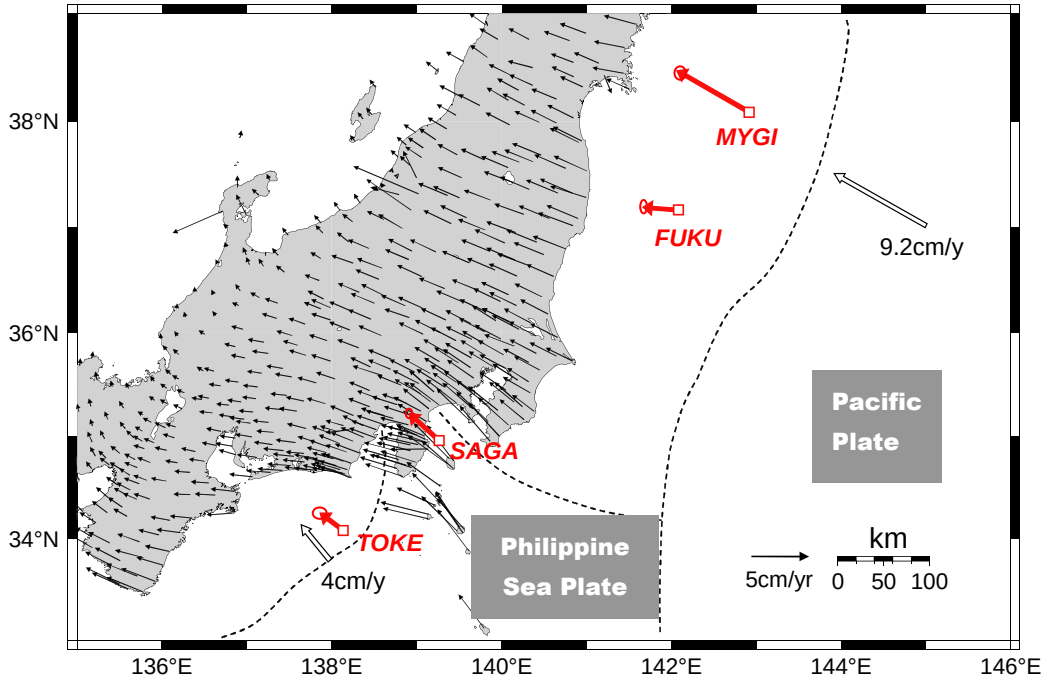


図 4　海底地殻変動観測の結果 [7]．太矢印は海上保安庁の海底地殻変動観測の結果．陸域の矢印は国土地理院の GEONET による地殻変動観測結果である．

（MYGI）に比べてプレート間の固着が弱いことを示唆している [11]．東海沖（TOKE）の動きは西北西に 2.9cm/年であり，プレート間の固着が強いことを示している．今後，観測を継続することにより，海域におけるバックスリップ分布の把握に貢献できるものと期待される．

２．精密海底地形調査

海上保安庁では，測量船に搭載されたマルチビーム音響測深機を用いて，日本海溝，南海トラフ周辺海域の精密海底地形調査を実施し，高分解の海底地形を明らかにしてきた．

近年の調査機器の精度向上により，高分解能の海底地形データや音波の反射強度が得られるようになり，活断層で形成されもしくは活断層を反映したと考えられる変動地形の抽出が行えるようになった．

精密な海底地形は，地形学的な解析に用いられる他，津波シミュレーションのための基盤情報としても各方面で活用されている．

最近の調査例として，平成 19 年（2007 年）能登半島地震（M6.9）地震発生直後に行った沿岸の震源域の海底地形調査結果を示す（図 5）．矢印で挟まれた領域では，南側が隆起した断層変動地形の分布が二次元的に把握されている [12]．

３．海域活断層調査

海上保安庁では 1996 年から沿岸域の活断層の分布等を明らかにするための調査を順次実施している [13][14]．

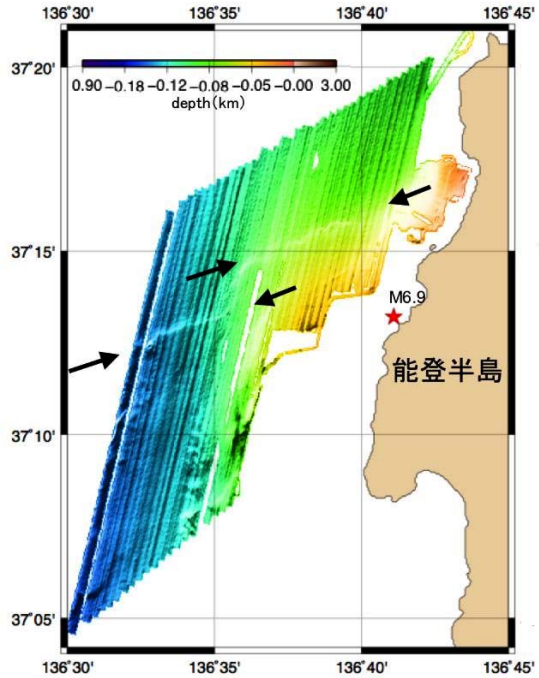


図 5　能登半島地震震央域の変動地形．矢印で挟まれた地域に地形的な段差が認められる [12]．

例えば，瀬戸内海の周防灘は東西圧縮の場であるが，ほとんど調査がされていなかった．海上保安庁は，1998，1999 年度に実施した音波探査による活断層調査により，同海域において北東－南西方向の走向を持ち，長さ約 10～40km の平行な右横ずれ断層群を発見した [15]（図 6）．これらの断層は周防灘の広い範囲に分布することが分かり，また，コアの採取により活動時期を推定することが

できた．2008 年に当庁の成果から地震調査研究推進本部において長期評価がなされている．

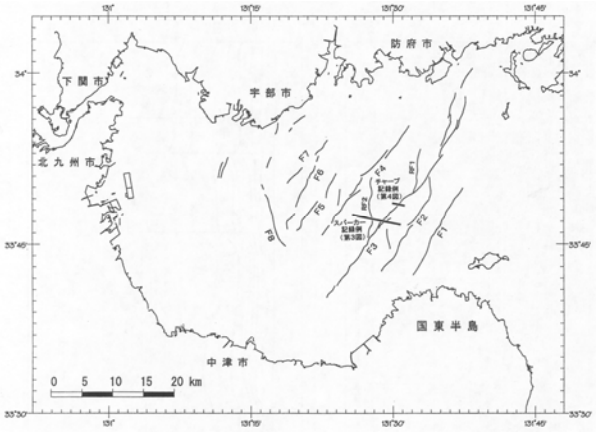


図 6　周防灘の断層分布 [15]．

４．GPS による地殻変動観測

海上保安庁では，伊豆諸島及び周辺地域で GPS 観測を実施 [16] している他（図 7），DGPS ネットワークを活用した全国の地殻変動モニターも実施している．

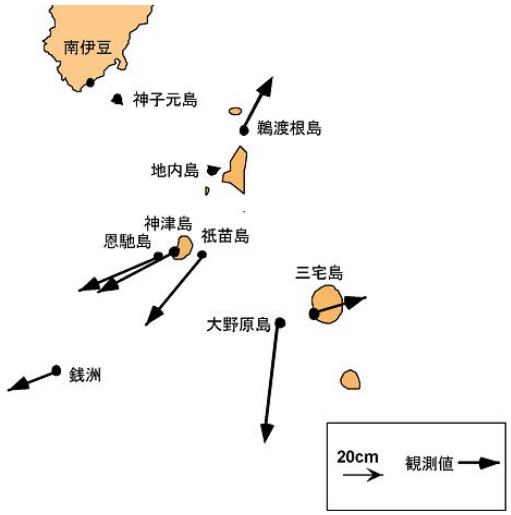


図 7　伊豆諸島の地殻変動（1999 年～2000 年）[16]．

（仙石　新）

参考文献

1）矢吹哲一朗，2002．海底地殻変動観測を目指した音響技術開発．水路部研究報告，38，47-58．

2）藤田雅之，2006．GPS/音響測距結合方式による海底地殻変動観測～海上保安庁の取り組み(レビュー)～．海洋情報部研究報告，42，1-14．

3）Colombo，O. L.，A. G. Evans，M. I. Vigo-Aguiar，J. M. Ferrandiz，and J. J. Benjamin，2000．Long-baseline (>1000km), sub-decimeter kinematic positioning of buoys at sea, with potential application to deep sea studies. Poc. ION GPS 2000，Salt Lake City，U．S．A.

4）Fujita, M.，T. Ishikawa，M. Mochizuki，M. Sato，S. Toyama, M. Katayama, Y. Matsumoto, T. Yabuki, A. Asada, and O. L. Colombo, 2006. GPS/ Acoustic seafloor geodetic observation: method of data analysis and its application. *Earth Planets Space*，**58**，265-275.

5）冨山新一，2003．海底地殻変動観測における音響解析．海洋情報部技報，21，67-72．

6）藤田雅之・佐藤まりこ・矢吹哲一朗，2004．海底地殻変動観測における局位置解析ソフトウエアの開発．海洋情報部技報，22，50-56．

7）佐藤まりこ・藤田雅之，2004．海底地殻変動観測における海中音速誤差の局位置への影響について．海洋情報部技報，22，42-49．

8）Matsumoto, Y., M. Fujita, T. Ishikawa, M. Mochizuki, T. Yabuki，and A. Asada，2006．Undersea co-seismic crustal movements associated with the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation. *Earth Planets Space*, **58**, 1573-1576.

9）佐藤まりこ・木戸元之・田所敬一，2008．GPS/音響測距結合方式による海底地殻変動観測～観測成果と新たな取り組み～．測地学会誌，54(3)，113-125．

10）Matsumoto，Y. and M. Fujita，2006．Combined GPS/Acoustic Seafloor Geodetic Observation System by Japan Coast Guard．*J. Geodetic Soc. Japan*，**52(4)**，273-283.

11）Matsumoto, Y., T. Ishikawa, M. Fujita, M. Sato, H. Saito, M. Mochizuki，T. Yabuki，and A. Asada，2008．Weak interplate coupling beneath the subduction zone off Fukushima, NE Japan, inferred from GPS/acoustic seafloor geodetic observation．*Earth Planets Space*，**60**，e9-e12.

12）泉紀明・長野勝行・及川光弘・西澤あずさ・小野寺健英・伊藤弘志・笹原昇，2008．2007 年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について．海洋情報部技報，26，57-62．

13）加藤幸弘・佐藤まりこ，2001．南関東海域における水路部の調査観測の成果と今後の計画．地球，号外 34，155-164．

14）岩淵洋・西川公・野田直樹・雪松隆夫・田賀傑・宮野正実・酒井建治・深沢満，2000．反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造．水路部研究報告，36，1-23．

15）海上保安庁水路部，2001．周防灘東部の断層分布．地震予知連絡会会報，65，635-638．

16）海上保安庁水路部，2001．海上保安庁の GPS 地殻変動監視観測．地震予知連絡会会報，66，571-579．

（６）気象庁

１．はじめに

気象庁は長年にわたって全国的な地震観測を実施し，周辺海域を含め日本全国の地震活動を把握して，その実態を明らかにしてきた．

気象庁では，自然現象を観測・監視し，その成果を解析して予測を行い，防災情報等として役立つ予報・警報等を発表することを中心とした業務を行っている．地震業務においても，リアルタイムの地震観測成果を基にした緊急地震速報や震度情報，津波警報・注意報等の即時的防災情報の発表を主目的としている．この 10 年間においても，最近の技術の進展を踏まえた観測網の高度化や緊急地震速報をはじめとした新しい情報の提供や情報内容の改善を図ってきた．

一方，これによって得られる観測データは国土地理院による全国的な測地測量データとともに，日本とその周辺の地殻活動・プレート運動や地下構造等を解明する上で欠くことのできないものであり，地震の長期的予知において最も基礎となるものである．このため，気象庁では，観測データや解析した成果を整理して，地震・火山月報（カタログ編）や地震年報として公表している．また,各種防災情報や地震･火山活動に関する最新の分析結果を防災機関の利用に供するため，地震・火山月報（防災編)を発行している.地震の震源決定等に当たっては，阪神･淡路大震災を契機に制定された地震防災対策特別措置法の趣旨に沿い，1997 年 10 月から大学等の関係機関の地震観測データの一元化処理を開始し，微小地震の検知能力が向上し，より詳細な地震活動の把握及び震源等の資料の提供が可能となっている．

また，気象庁は大規模地震対策特別措置法によって，地震防災対策強化地域に係る大規模地震の地震予知情報を内閣総理大臣に報告するという責務を負っている．このため，体積歪計等の地殻変動観測装置や海底地震常時観測システムを整備するとともに，関係機関の協力を得て，東海地域周辺の高密度な各種観測データの常時監視を続けており，想定東海地震発生の直前に起こると考えられている前兆すべりを捕捉する解析システムの高度化を図りながら，監視体制の強化を図ってきている．

以下,「地震予知のための新たな観測研究計画」及び同計画（第 2 次),「新たな地震調査研究の推進について－地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」並びに気象審議会第 21 号答申「21 世紀における気象業務のあり方について」などに沿って，観測・研究を推進するとともに，防災情報の改善を図ってきたこの 10 年間を概観する．

２．地震観測データの一元化処理

平成 7 年（1995 年）兵庫県南部地震（阪神・淡路大震災）を契機として制定された地震防災対策特別措置法の趣旨に沿い，1997 年 10 月から気象庁は大学等関係機関と地震観測データの交換を開始した．気象庁では，科学技術庁（当時）と協力して本庁・管区気象台に整備した「地域地震情報データセンターシステム」(通称 REDC) により一元的に地震波形データを処理・解析し，その成果は大規模地震発生時や平常時からの防災機関等に向けた地震解説資料等に利用するとともに，地震調査研究推進本部地震調査委員会に報告している．また，大学等研究観測機関にも提供するほか地震予知連絡会の説明資料にも活用している．

1999 年 9 月からは防災科学技術研究所が整備した Hi-net のデータの利用も開始し，地震の検知能力は従前より格段に向上し，また，震源の決定精度の向上も図られた（図 1～3)．

2008 年 8 月末現在において，気象庁が整備した観測点に加え,独立行政法人防災科学技術研究所,北海道大学,弘前大学,東北大学,東京大学，名古屋大学,京都大学,高知大学，九州大学，鹿児島大学，独立行政法人産業技術総合研究所，国土地理院，青森県，東京都，静岡県，神奈川県温泉地学研究所，横浜市及び独立行政法人海洋研究開発機構による地震観測データを利用している．また，大規模な地震が発生したときに，大学や大学等の緊急観測グループによって臨時観測点が設置された場合には同グループの協力のもと,それらのデータも利用して,一元化処理による震源（一元化震源）を求めている．

また，一元化処理では震源の位置やマグニチュードだけではなく,初動によるメカニズム解もあわせて決定し,検測値とあわせたカタログを作成している．これらのカタログは，地震･火山月報（カタログ編）や地震年報として広く関係機関に提供している．

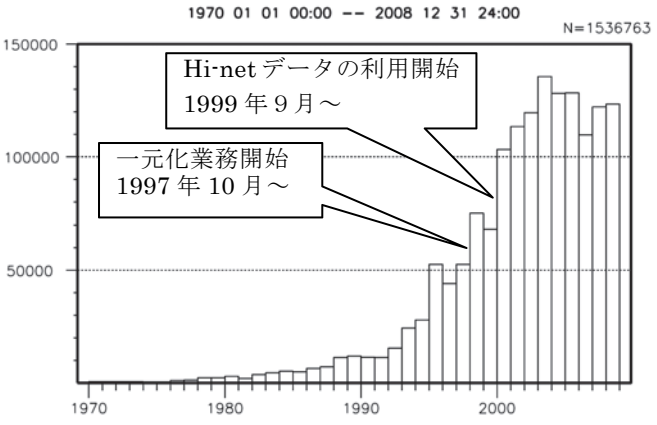


図 1　気象庁における年別震源決定数.

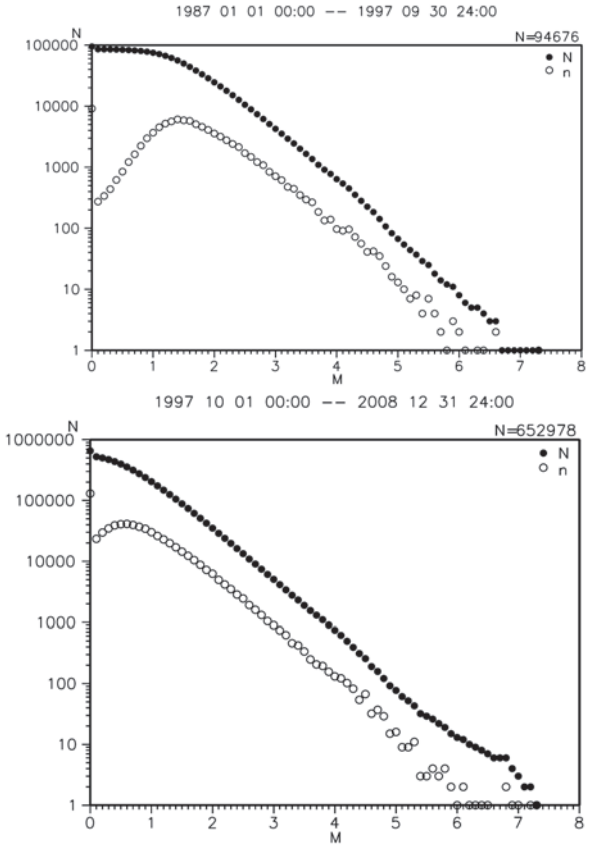


図 2　我が国の内陸部における M 別震源決定数及び累積度数.
（上）1987 年～1997 年 9 月
（下）1997 年 10 月～2008 年(一元化処理開始後)

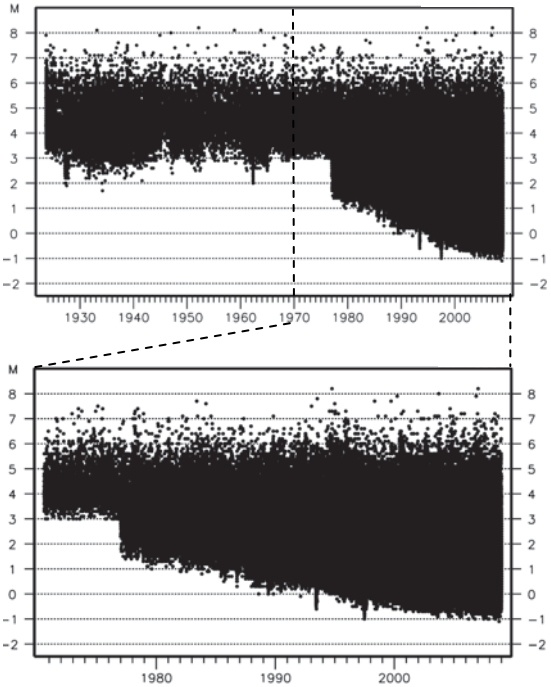


図 3　地震活動経過図で示す気象庁の地震検知能力の変遷(全国).
（上）1923 年 8 月－2008 年
（下）1970 年－2008 年

３．震源決定手法の高度化と震源カタログの作成

気象庁では，全国の基本的な震源カタログを作成し研究者等に提供しているが,調査研究の進展等を踏まえて，震源計算手法，震源計算に用いる走時表やマグニチュードの計算式などの改良を図ってきている.

2001 年 10 月からは，内陸の人工地震の結果等を基に新たに作成した JMA2001 走時表を用いて，計算の際の震源距離に対する観測点の“重み”も修正し，震源計算を行ったカタログを作成・提供している．この変更にあわせて，1997 年 10 月の一元化処理開始以降の震源についても再計算を行い，改善したカタログを作成した.

また，過去のデータについても，順次新しい走時表を利用する等して再計算を行っており,特に 1965 年頃以降のデータについては，大学等の地震計データの検測値や高感度化された火山性震度観測装置の検測値との統合を行い，より小さい地震までの，かつ精度の高い震源データを作成するための作業を行っている.

さらに，地震調査委員会における地震活動の評価・検討に当たっては，一元化震源だけでなく，最近の震源決定手法の進展を取り入れ， Double Difference 法や三次元速度構造を利用して決定した特別な震源の提供なども行うようにしており，この結果は地震予知連絡会でも紹介している.

マグニチュードの計算式については，2003 年 9 月に気象庁マグニチュード算出方法の改訂を行い，あわせて，それまでに公表してきた気象庁マグニチュードについても所要の改訂を行った.変位マグニチュードについては，1993 年度末の津波地震早期検知網の整備という気象庁の地震観測網の全面的な変更により生じた以前のマグニチュードとの系統的な差を統計的に吸収できるように計算式を改良した．また，それまで 90km よりも深い地震に適用できる計算式がないままであった速度マグニチュードについて，Hi-net 観測網データの蓄積を待って，変位マグニチュードともよく一致し,かつ 90km よりも深い地震に対しても適用可能な経験式を導入した．これによって，それまでマグニチュードが決定できなかった規模の小さな地震についても，ほとんどの地震に対しマグニチュードを求めることができるようになった.

４．東海地震に関連する情報の見直し

1978 年に制定された大規模地震対策特別措置法により，気象庁長官は，地震防災対策強化地域に係る大規模な地震のおそれがあると判断された場合には,「地震予知情報」を内閣総理大臣に報告する責務がある.このため，現在,唯一予知の可能性がある東海地震の監視のために,気象庁は東海地域及びその周辺地域に歪計や海底地震常時観測システム観測装置などを整備するとともに，関係

機関の協力を得て，高密度な各種観測データの常時監視を続けてきた．

東海地震の予知情報業務の遂行に重要な役割を果たす埋め込み式歪計については，従来整備していた体積歪計に加え，1997 年度から 2000 年度にかけて掛川，佐久間，浜北に多成分歪計を整備し，また，同時期に静岡県により整備された春野，本川根の多成分歪計の観測データの分岐も受けることにより，地殻岩石歪観測網を強化し，地殻変動監視能力の向上を図った（図 4）．

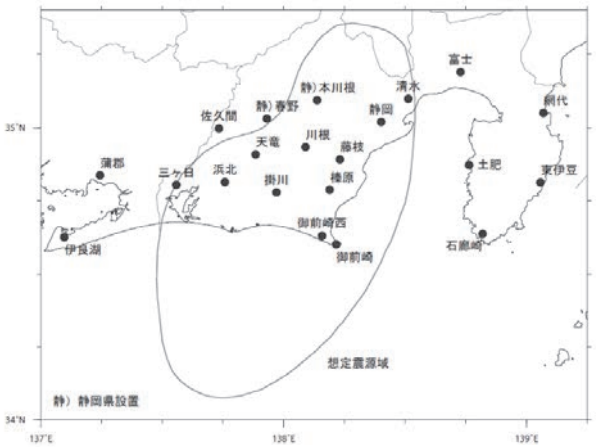


図 4　東海地域における歪計観測網．

また，2008 年 10 月には東海・東南海沖に新たに整備したケーブル式海底地震計の地震監視への運用を開始し，当該海域における地震検知能力や震源決定精度の向上を図った．この海底地震計のデータは，2009 年度の早期には緊急地震速報にも活用を開始するための準備を進めている（図 5）．

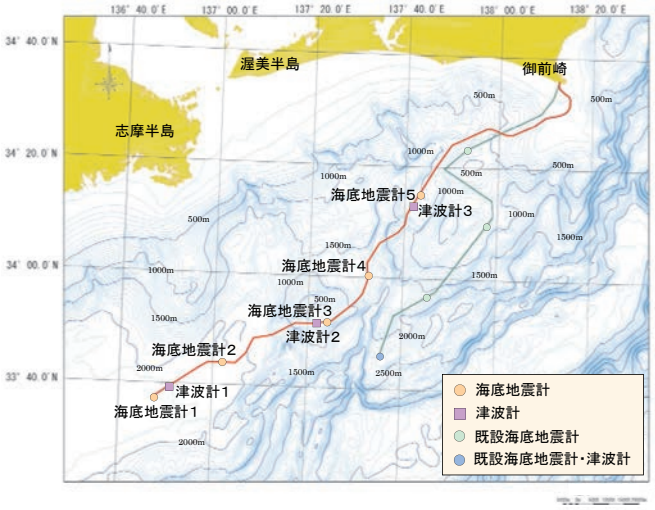


図 5　東海・東南海沖に整備したケーブル式海底地震計．

2001 年度には，これまでの東海地震常時監視などを通じて蓄積された観測データやプレート形状等についての研究成果などを基に，中央防災会議の専門調査会により東海地震の想定震源域の見直しが行われ，想定震源域が西へ拡大された．これを受けて，2002 年には防災対策強化地域（以下「強化地域」という）の見直しも行われ，6 県 167 市町村から 8 都県 263 市町村（当時）に拡大された．中央防災会議では，強化地域の見直しに加えて東海地震の防災対策についても検討を行い，2003 年 5 月に「東海地震対策大綱」を決定，同年 7 月には大規模地震対策特別措置法に基づく「地震防災基本計画」の見直しについても決定した．

これらの計画の検討に当たっては，東海地震の予知は「前兆すべりモデル」により行われること，すなわち，地殻岩石歪計を中心とした地殻変動観測による「前兆すべり」の検知によって東海地震の予知が行われることを前提に検討が行われ策定された．新しい地震防災基本計画により，気象庁においては，前兆すべりモデルに沿った現象が観測網によって捉えられた場合に，異常の度合いまたは現象の進展の状況に応じて「東海地震観測情報」，「東海地震注意情報」，「東海地震予知情報」の 3 段階からなる情報発表することとした新しい「東海地震に関連する情報」の発表をおこなうこととなり，2004 年 1 月から運用が開始されている（図 6）．

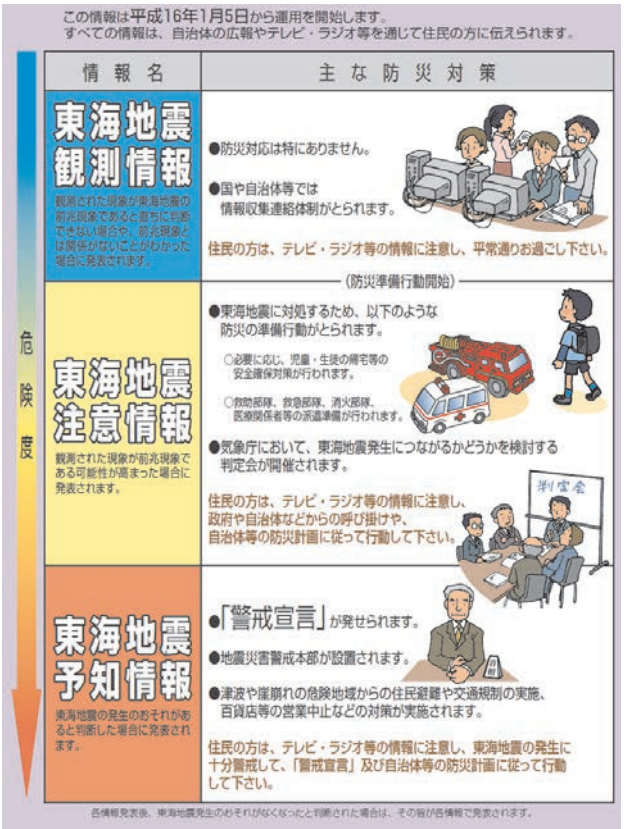


図 6　新しい東海地震に関する情報．

また，「東海地震対策大綱」には，東海地震について

も地震発生を予知できない，すなわち予知情報が出されない可能性があることが明記され，それを踏まえた防災対策をとっておくことの重要性も記述されている．

さらに，中央防災会議では 2003 年 12 月に「東海地震応急対策要領」を決定し(2005 年 4 月修正)，東海地震注意情報や東海地震予知情報が発表されたときの防災機関の具体的な対応計画を定めた．

これらの検討にあたっては，気象庁は東海地震に関する監視を行い，情報発表の責任を持つ機関として，積極的な貢献に努めた．

５．地震津波情報発表体制の強化

5.1 震度情報の発表

気象庁では，従来体感で観測していた震度について，1990 年度から計測震度計を順次導入することにより，機器による計測化を進めてきた．1996 年には，震度は計測震度計で観測するものとして明確に定めることにより，その観測データの収集の迅速化及び気象庁以外の機関による観測を可能とした．また，阪神・淡路大震災の経験から震度情報が防災初動対応を立ち上げるに当たってきわめて重要な役割を果たしているということに鑑み，国として必要な観測点として内陸における M7 級の地震が発生した際にいずれかで震度 6 以上が検知できるよう観測点を約 20km 間隔として全国約 600 箇所に拡充した．

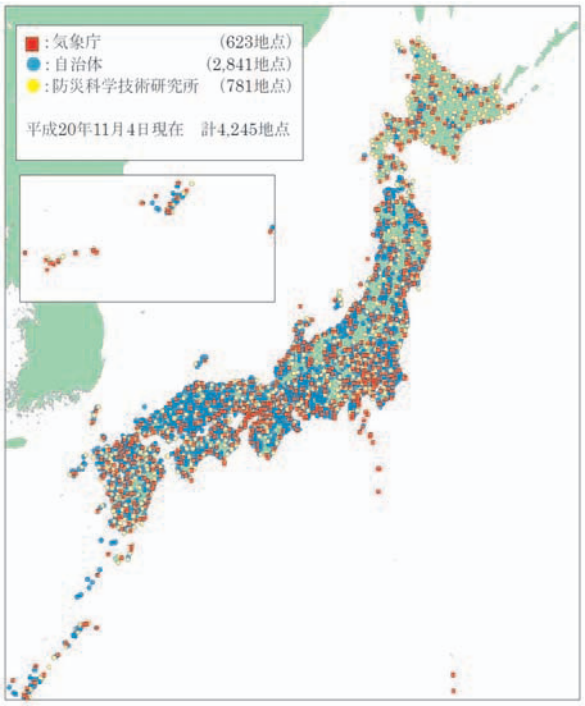


図 7　震度観測点分布図．

一方，阪神・淡路大震災を契機として，全都道府県においても平成 8 年度から，自治省（当時）消防庁の補助事業等により，市町村ごとに震度計を整備し，各自治体の初動対応の迅速化が図られた．気象庁では，国・都道府県・市町村及び住民などが一体となった地震対策を推進するため，1997 年 11 月以降，消防庁や都道府県等と協力して，これらの震度観測データを品質管理した上で気象庁の震度データとあわせて一元的に発表することとした．

気象庁が一元的に震度情報を発表する都道府県は順次増加し，2003 年 3 月以降は全都道府県となっている．また，政令指定都市が整備した震度計や，独立行政法人防災科学技術研究所が整備した強震観測網（K-NET）の震度データ（2004 年 5 月から）も一元的に発表することにより，気象庁の約 600 点の震度計とあわせて全国約 4300 点の世界でも類を見ないきめ細かい震度観測網を基にした迅速・的確な震度情報の発表が可能となっている（図 7）．

5.2 津波警報・注意報の発表

四方を海で囲まれたわが国において，地震に伴う津波による被害の防止･軽減は重要課題である．このため，気象庁では，地震発生後に求めた即時的な震源要素等を基にした津波予報業務を実施してきた．

津波予報の実施に当たっては最新の知見や技術を随時導入することで，精度向上等を図ってきた．1999 年には津波伝播シミュレーション技術の発展の成果を取り入れた新たな津波予報システムを導入した．これは，地震発生後に迅速に津波警報･注意報を発表するためにあらかじめシミュレーション計算した 10 万件にも及ぶ津波予想結果をデータベース化しておき，地震発生時には最適な結果を検索して警報・注意報を発表するというものである．これにより，警報・注意報を発表する沿岸地域の細分化及び津波高さの予測精度向上が可能となった．

また，2006 年 10 月には，緊急地震速報の技術（少数の観測点から迅速に震源・マグニチュードを推定する技術）を用いて，最速 2 分程度で津波警報・注意報を発表するシステムを導入した．実際に，2007 年 3 月の能登半島地震では地震発生後約 2 分，同年 7 月の新潟県中越沖地震では約 1 分で津波注意報を発表した．

さらに，2007 年 11 月には，数値シミュレーション技術の進展等を踏まえ，計算格子の細分化や海底摩擦を考慮した手法を利用して新たなデータベースを構築し，運用を開始するなど，津波警報・注意報の精度向上を図っている．

5.3 津波観測の強化

津波警報・注意報の更新や解除の判断に利用したり，津波の実況に関する情報を発表するため，気象庁では検潮所または超音波式の津波観測計及び巨大津波計を沿岸に整備するとともに南鳥島の遠地津波観測施設を整備し津波監視を行ってきたが，2002 年 7 月に海上保安庁，2008

年8月に国土交通省港湾局及び国土地理院が管理している検潮所の観測データの津波監視への活用を開始し，津波情報に活用する観測点が160点になった．

さらに，海岸の潮位観測施設だけではなく，2008年7月には，国土交通省港湾局が岩手県釜石沖と宮城県金華山沖に設置したGPS波浪計で観測された津波の観測結果も津波情報で発表することとするなど,津波警報･注意報の迅速･的確な切り替えや,津波観測情報の的確な発表に努めている．

5.4 余震に関する情報の発表

阪神･淡路大震災の後，1995年9月に総理府が実施した「地震に関する調査」で,住民が知りたい情報として「今後の余震の見通し」の割合が多かったことを受け,地震調査研究推進本部では大地震の後に発生する余震の評価手法について検討し，1998年4月に取りまとめた．改良大森公式とグーテンベルグ・リヒターの式を利用して余震の発生確率を統計的に求めるというものであるが，気象庁では,この方法を利用して1998年度から余震発生確率の発表を行ってきた．

しかし，2004年の新潟県中越地震の際に,「発生確率の大小と防災対応の関係が不明確」,「何日以内にMいくつ以上の地震の発生確率が何%という情報の表現がわかりにくい」,などの意見があった．このため，気象庁では学識経験者や報道・防災機関の意見も伺って,「警戒・注意が必要な期間の目安についても可能な限り示す」,「可能な限りマグニチュードではなく震度で説明する」などの改善を図ることとし，2005年から新たな基準・表現で余震に関する情報の発表を行っている．

６．緊急地震速報の提供

一般的な地震予知が実用化していない段階で，地震被害の軽減を図るための新しい情報として，導入されたのが緊急地震速報である．

気象庁では，緊急地震速報の実用化に向けた調査結果などを踏まえ，緊急地震速報の発表のために財団法人鉄道総合技術研究所との共同研究の成果で開発されたナウキャスト地震計を2003年度から2005年度に全国に展開した．また，独立行政法人防災科学技術研究所との共同研究の成果も踏まえ，同研究所の協力も得て，2005年6月にはHi-net観測網のデータも利用した緊急地震速報の発表体制を整備した．

一方,2004年2月からは活用方策の検証のための試験運用を開始した．また，一般への提供に当たってのさまざまな課題の解決について，学識経験者や関係機関からなる「緊急地震速報の本運用開始に係る検討会」を開催し，2005年11月から検討を進めた．

これらの成果を受けて,2006年8月には列車の制御や工事現場の安全確保など，マニュアルの整備等により混乱を生じるおそれがないことが確認できる分野への緊急地震速報の先行的な提供を開始した．2007年度には，関係省庁や関係機関などの協力も得た周知･広報キャンペーンを行った上で,10月1日から一般への提供を開始した（図8）．さらに，緊急地震速報を地震動の予報・警報に位置づける気象業務法の改正を行い,12月1日に施行した．

７．国際津波情報提供体制の整備

2004年12月26日にスマトラ島北西沖で発生した巨大地震に伴う津波によりインド洋沿岸諸国で未曾有の大被害が発生した．これを受けて，インド洋沿岸諸国では協力してインド洋における津波警報体制を構築するための取組みが進められることになった．

しかしながら，本格的な津波警報システムが稼動するまでには時間を要することから，太平洋において津波情報発表の経験を有する気象庁及び米国の太平洋津波警報センター（PTWC）が暫定的にインド洋沿岸諸国に対しインド洋津波監視情報を提供することなり,2005年3月から運用を開始している．

気象庁では，インド洋で地震が発生した場合には米国大学間地震学研究連合（IRIS）等による世界中のリアルタイム地震観測データを用いて震源の位置及びマグニチュードを迅速に計算し，これを基にした津波の規模及びインド洋沿岸各国に津波が到達するまでの時間を対象国に提供している．

また，気象庁では2005年3月から北西太平洋津波情報センターとしての役割も担うことになった（2006年7月には南シナ海も対象領域に追加).日本国内用の津波警報システムに用いているものと同様の手法で，沿岸諸国のニーズに応じてPTWCの情報には含まれないきめ細かい内容を含んだ情報を提供している．

これらの震源決定には，2001年からIRISのデータ等を利用して開発してきた技術が用いられている．2008年には，これら国際的な津波情報の提供のため，包括的核実験禁止条約（CTBT）機関準備委員会が世界に展開している地震計の観測データも利用することとなり，気象庁では世界中の地震波形データを用いた監視を行っている（図9).

さらに，我が国を代表して，国際地震センター（ISC）への支援を引き続き行ってきている．

８．システム等の整備・強化

気象庁では，地震発生後の津波警報・注意報や地震情報の迅速な発表，東海地震の前兆現象の監視機能強化等のため，本庁に地震活動等総合監視システム（EPOS),

札幌，仙台，大阪，福岡の各管区気象台及び沖縄気象台に地震津波監視システム（ETOS）を整備して，適確な業務運営に努めてきた．

2003 年には，地震情報に利用する震度観測点の増加等に対応するために処理能力を格段に向上し，緊急地震速報の発表や推計震度分布の提供等新たな業務の開始に対応するための機能追加に対応する拡張性をもたせた新しい EPOS の運用を開始した．これを受けて，2004 年 2 月

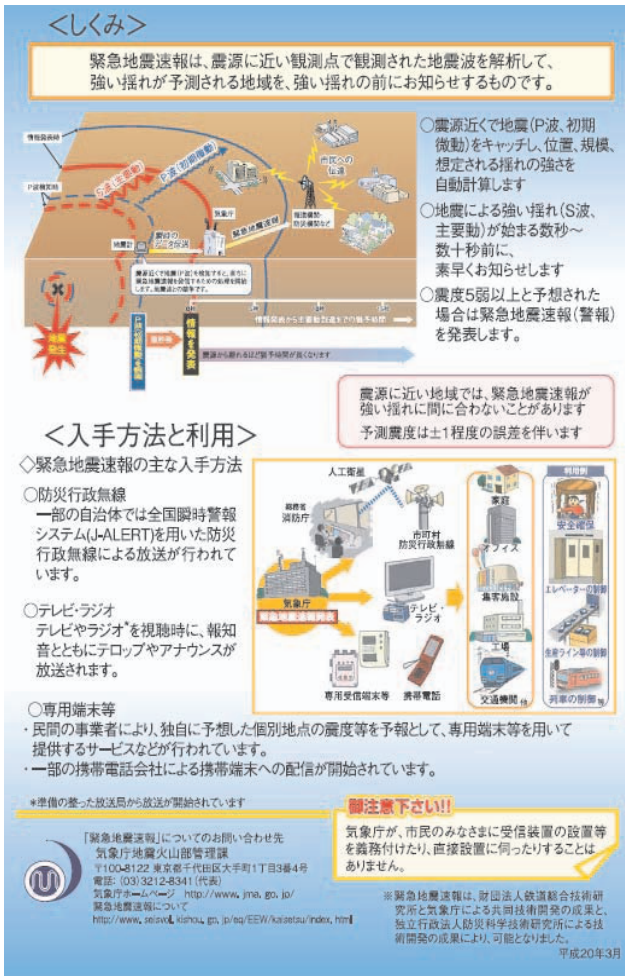




図 8　緊急地震速報の提供．

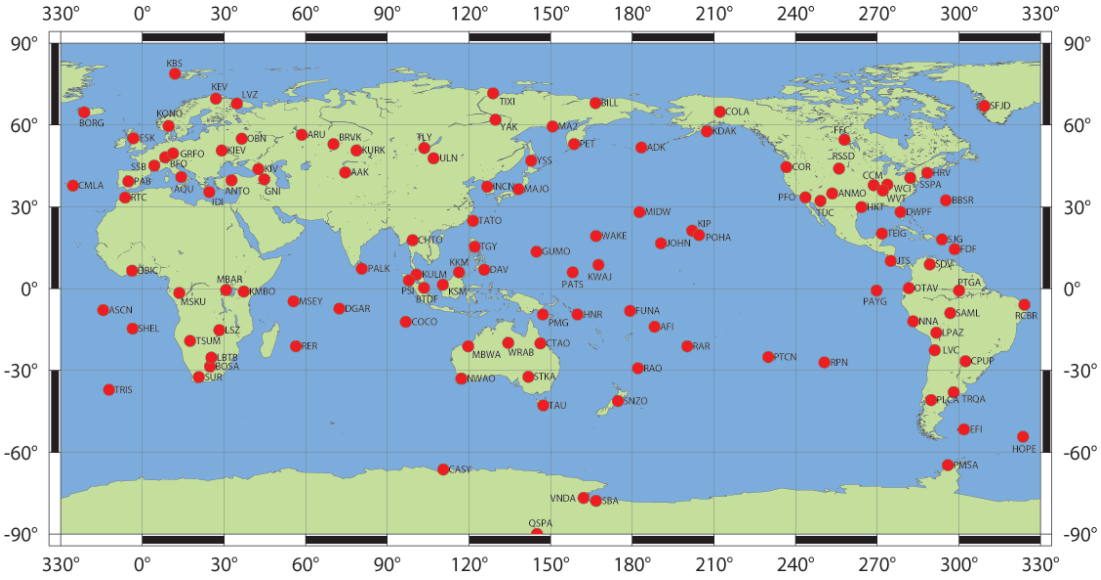


図 9　気象庁で監視に利用している世界の地震観測点．

から全国の震度観測データ及び地盤データをもとに面的な震度分布を計算して発表する推計震度分布図の提供を開始した．

また，各管区気象台及び沖縄気象台に整備した ETOS については，1999 年から 2003 年にかけて，順次，機能を強化し更新した．

更に，より確実な情報発表及び業務の効率化を図るという観点から，地震津波処理システムを東京，大阪の 2 中枢に集約し，これまでの地域分担型のシステムから信頼性を確保したシステム（完全冗長）に変更する準備を進めている．2008 年度には大阪管区気象台に新しい EPOS を整備した．平成 21 年度には本庁の EPOS を更新・整備し，新しい体制での運用を開始する計画である．また，地域地震情報データセンターシステム(REDC)についても，文部科学省の協力により，システム構成を見直し，サーバーを本庁及び大阪管区気象台の 2 箇所に更新整備し，札幌・仙台・福岡各管区気象台及び沖縄気象台からは本庁・大阪に整備したサーバーにアクセスして一元化処理を行う体制を 2009 年度に構築する予定である．

９．気象研究所等における研究

気象庁の機関である気象研究所では，気象庁が発表する地震や火山に関する情報の充実・改善のため，地震・津波・火山噴火のメカニズム解明や予知などに関する研究に取り組んできており，最近では緊急地震速報の技術改良に関する研究も進めている．

この中で1996年度～2000年度の特別研究「内陸部の地震空白域における地震・地殻変動に関する研究」では，近畿地方2か所（敦賀，今津）に石井式3成分歪計を設置し地殻変動連続観測を開始し現在も継続している．この研究では局所的な歪から広域の歪を推定する手法の開発等を行った．1999年度～2003年度の特別研究「地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震発生の推定精度向上に関する研究」では，1944年東南海地震の津波波源域の推定，潮位変動記録による1946年南海地震前の地殻変動の推定，地震発生シミュレーションによる東海地震発生に至る過程と長期的スロースリップ再現の試み，東海地域のプレート構造推定等を行った．1944年東南海地震の津波波源域の推定結果は2001年の中央防災会議における東海地震想定震源域の見直しに貢献した．さらに2004年度～2008年度の「東海地震の予測精度向上および東南海・南海地震の発生準備過程の研究」においては，長期的スロースリップや南海トラフ沿い隣接域の巨大地震の東海地震への影響など精密化したモデルによる地震発生シミュレーション，長期的スロースリップを捉えるためのレーザー式変位計の開発，プレート境界面の物理的性質の変化を検知するための精密制御震源(アクロス)による監視手法の開発等を行った．特に，地震発生シミュレーションにおいては東海地域におけるスロースリップが繰りかえされた後に東海地震に至る可能性を指摘した（図10）．これらの成果は気象庁の東海地震予知情報業務の改善に貢献している．

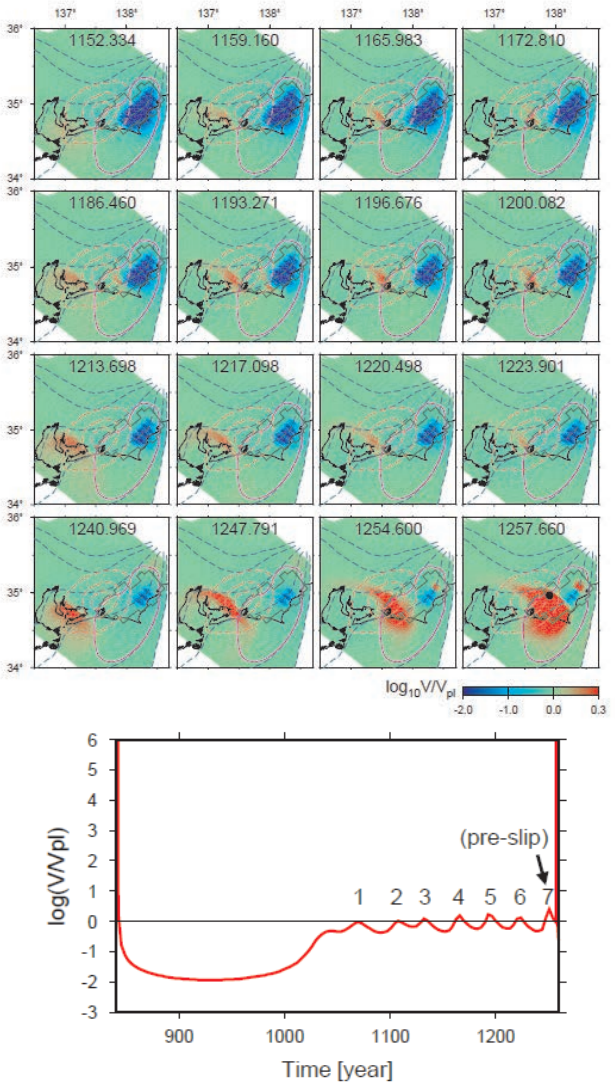


図 10　シミュレーションによるスロースリップの再現．

(上)フィリピン海プレート境界面上のすべり速度分布の時間変化．青は陸のプレートとフィリピン海プレートが固着している領域，赤はスロースリップを開始している領域を表す．図中の数字は計算開始からの経過時間（年）である．

(下）浜名湖直下のプレート境界におけるすべり速度の時間変化．Ｖｐはフィリピン海プレートの陸のプレートに対する相対速度．縦軸が０の線上ではスロースリップが始まっていることを示す．７番目のスロースリップの後に前兆すべりが始まり，東海地震が起こることを示している．

１０．地磁気観測所における観測・研究

地震観測と同様，気象庁における地磁気観測は長年の歴史があり，1995年の兵庫県南部地震発生後には，余震活動に伴う電磁気現象を調査することを目的に，淡路島において地電流等の電磁気観測を1996年から2001年まで実施した．電車等の電磁気的雑音の多い地域での観測であったが，雑音を取り除く解析技術が飛躍的に進んだ．

現在，柿岡，女満別，鹿屋，父島で地磁気連続観測を実施している．観測データは柿岡において集積され，処理･保管されている．この10年間においては，引き続き，連続観測を実施するとともに，古いデータの品質を点検，これらの観測データを過去にさかのぼり統一的なデータ形式に整理し，利用しやすい地磁気永年変化のデータベースの構築を進めた．また，地震予知に関連して，いわき市，伊豆半島東部等に観測点をおき，テストフィールドとして調査研究業務を進めている．

地震予知業務との関連では，地磁気観測データは，東海地震の監視に重要な役割を果たしている多成分歪計の観測データの補正にも利用されている．

１１．これまでの成果と今後の課題

気象庁の地震検知能力は，地震調査研究推進本部が中心となって推進した基盤的地震観測網の整備とこれら地震観測データの一元的処理の開始により飛躍的に増大した．内陸部の地震検知能力はM1.5以上は確保され(図2)，地域によってはそれ以下の地震も捉えられるようになっている．震源計算手法や走時表の改定など精度向上のためのソフト的な取組みも進めてきたが，今後は三次元速度構造や観測点補正のルーチン業務への導入を図ること等によって，より精度のよい震源を求める努力が必要である．さらに，地震の調査研究の進展に資するために，過去の地震の震源カタログの改善にも取り組んでいるところであり，大学等他機関データや火山の観測のための地震計の観測データとマージした，より詳細な過去震源カタログを順次作成している．

気象庁にとって最も重要な任務は，防災・減災のための情報発表である．地震発生直後の即時的な防災情報については，観測網の充実や処理システムの充実等により，迅速かつよりきめ細かい情報の提供への改善が進められるとともに，緊急地震速報や推計震度分布図等の新しい情報の提供も開始されることとなった．これらの情報は高度化されればされるほど，有効に利用されるためには，情報の利用者である国民が情報についての理解や防災についての心構えが必要になるという特徴がある．今後，これらの情報が防災･減災により有効に利用されるため，精度の向上等情報そのものの高度化を図っていくだけではなく，情報についての理解を深めるための普及・啓発の努力が必要である．

東海地震予知情報業務に関しては，この10年の間にスロースリップ（ゆっくり滑り）の発見やその解釈など非常に多くの学術的な進展があった．また，数値シミュレーションにより，プレート境界に発生する巨大地震の発生過程を再現させるという研究も実施されるなど，地震予知をとりまく状況は非常に大きく変わりつつある．今後，東海地震の予知の確度をより向上させるため，前兆すべり捕捉のための新しい観測・解析手法の開発を進めるなど，新たな技術や知見を地震予知情報業務に導入していくことが必要である．

また，中央防災会議の東南海･南海地震対策大綱（2003年12月）などにおいても，東海地震が今後相当期間発生しなかった場合には，東海地震と東南海・南海地震との連動の可能性も視野に入れた対策を検討する必要があるとしており，このことを考慮した地震予知情報業務の展開を視野に入れた研究や技術開発の推進が必要である．さらには地震被害の軽減のため，その他のプレート境界に発生する大地震等の予知の実現に向けた研究を推進していくことも重要である．

（気象庁）

（７） 国土地理院

１．はじめに

国土地理院では，国土地理院第５次，第６次基本測量長期計画及び，「地震予知のための新たな観測研究計画」第１次，第２次新計画に基づき，この10年間各種の測量を実施してきたが，ここでは，主なものについて簡単に振り返る．

２．GPS連続観測システムの発展と成果

GEONET（GPS Earth Observation Network System）は，全国に設置された電子基準点（GPS 連続観測局）と茨城県つくば市に設置されたGPS中央局とからなる，測量と地殻変動監視を本来目的とするGPS連続観測システムである．

1994(平成 6)年度から始まった国土地理院による GPS連続観測は，1996年，600点を超える電子基準点を中心としたGEONETとなった．GEONETにより，時々刻々と進行する我が国の地殻変動を全国ほぼ一様に監視することができるようになった．1999年以降の10年間にみられたGEONETの様々な発展と成果について，以下に述べる．

2.1 GEONETの発展

1999年8月 電子基準点観測データ（30秒RINEXデータ）のインターネットによる提供が開始された．

1999年12月1日，第５次基本測量長期計画の改定に際し，電子基準点数を1,200点と計画（当時947点）した．

2002年4月1日，改正測量法が施行され，世界測地系に切り替えとなった．電子基準点データを公共測量で使用可能となった．

2002年5月27日，大都市圏等にある電子基準点200点のリアルタイムデータ提供が開始された．

2002年9月12日，富士山頂に電子基準点が設置された．

2002年12月10日,南鳥島に電子基準点が設置された．

2002年度に，電子基準点が253点追加された．受信機種に依存した観測局のサブネットワーク構成を廃止し，解析ネットワークを再構成した．全点を対象とする定常解析が，最終解析（F2），速報解析（R2），および迅速解（Q2)の３種類となった．()内の記号は,それぞれFinal, Rapid, Quickの頭文字である．

2003年3月，電子基準点数が第５次基本測量長期計画の1,200点となった.離島等を除き,常時接続化された．

2003年6月2日，リアルタイムデータ提供対象の電子基準点を全国645点に拡大．

2003年10月27日，リアルタイムデータ提供対象の電子基準点を全国931点に拡大．

2004年3月，東南海・南海地域で電子基準点24点が増設された（合計1,224点）．

2004年3月，「新GEONET」運用開始．

2005年6月25日，沖ノ鳥島に電子基準点が設置された．

観測精度が高くなり，また災害対応のため短時間のデータによる迅速な地殻変動の提供が必要となってくると，電子基準点の形状のわずかな変形も無視できなくなってきた．2002年以降設置している電子基準点は外板を二重化して太陽輻射の影響をさらに抑える構造になっている．

また，設置場所の特殊条件から，通常とは異なる形状としているものもある．例えば，南鳥島など，商用電源の供給や通常の通信回線への接続が困難な場所では，太陽電池による電源設備や衛星携帯電話を用いた通信装置を備えている．

沖ノ鳥島では激しい風や波に耐えるため，背の低い形状とするとともにチタン合金製の施設を用いて機器を保護している．富士山頂では，強風に耐えるため特に堅牢な構造としている．

2002～2003年にかけて，ほぼ全ての電子基準点のアンテナがDorne & Margolin T型のチョークリングアンテナに交換された．これにより，交換前後で座標値のギャップが避けられなかったが，マルチパスが著しく減少し，観測精度が向上した．

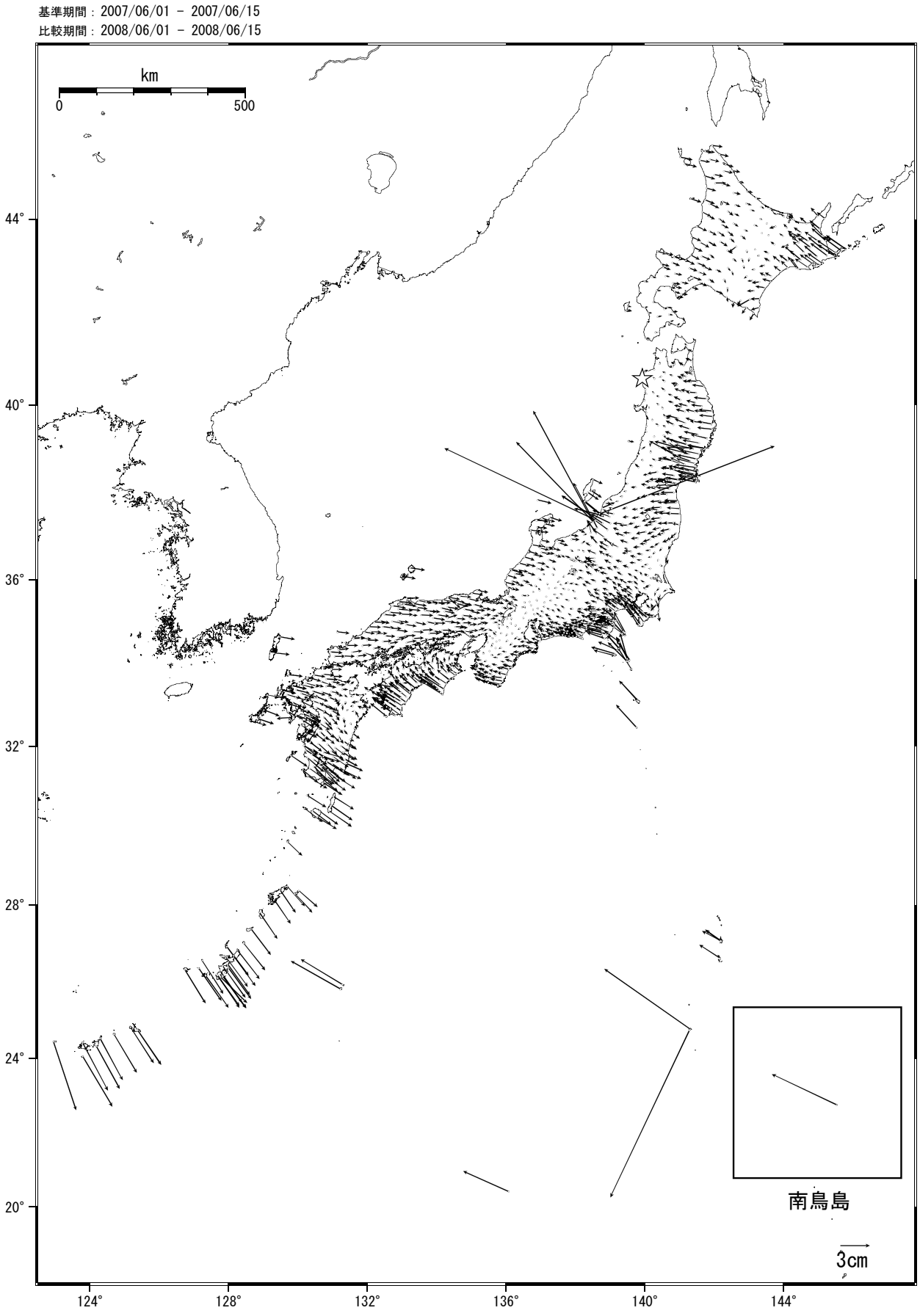
以上のように，この10年間に，GEONETシステムは，増強されるとともに高度化が進み，より確度が高く，より高時間分解能のデータが得られるようになった．

2007年3月末現在,電子基準点の数は1,233点となり，日本全国の地殻変動を監視している（図1)．

2.2 GEONETによる主な成果

プレート間境界面で発生するゆっくりすべりを検出したことや新潟－神戸歪集中帯を明瞭にしたことなどは，地震,テクトニクス研究者に大きなインパクトを与えた．ここでは，多大な成果の中から主なものを記載する．

2003年十勝沖地震（M8.0）では，GEONETにより，電子基準点「広尾」が南東へ約１ｍ水平移動するなど，北海道南東部を中心に広範囲で大規模な地殻変動を観測した（図2)．この地殻変動から，震源断層の形状を長方形としてモデルを推定したところ，断層面の向きがほぼ北東－南西方向，長さ約86㎞，幅約83㎞で，南東から北西に傾き下がる低角の逆断層（傾斜角 22 度）であると推定された．上端部の深さは約20㎞で,断層の北端は音別町の南約20㎞に位置し,断層運動は,北西側が南東側にのり上げる逆断層，すべり量は約5ｍであった．



［Ｆ２最終解］　☆固定局：岩崎（９５０１５４）

図1　国土地理院のGPS連続観測網GEONETによる電子基準点1,233点の2007年6月～2008年6月の地殻水平変動

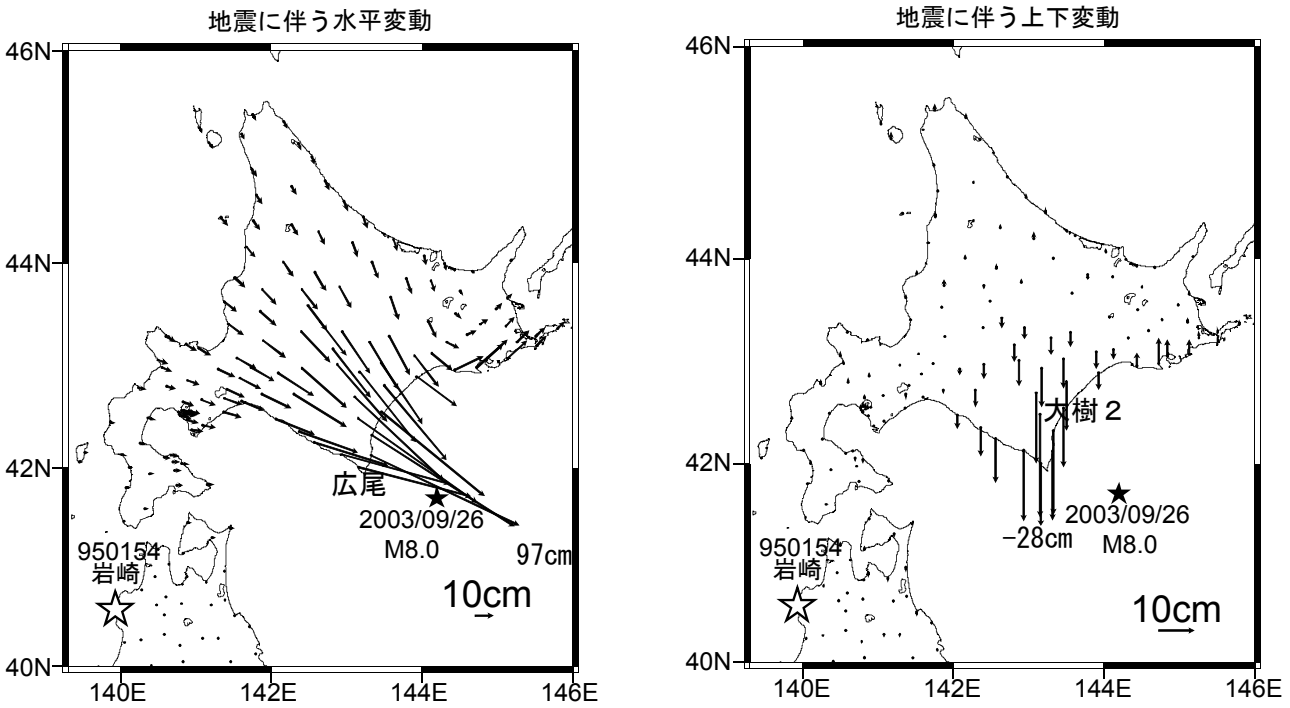


図２　2003 年十勝沖地震に伴う地殻変動（左図：水平成分　右図：上下成分）.「岩崎」観測点を固定局として，2003 年 9 月 16 日～25 日の平均値に対する 9 月 27 日の座標値の差.

2007 年能登半島地震に伴う地殻変動として，富来（とぎ）観測点で南西方向へ約 21cm の水平変動と約 7cm の隆起を観測した．これらの地殻変動から，断層の形状を長方形と仮定し断層パラメータを推定したところ，断層の向きはほぼ北東－南西方向，大きさは長さ約 21km，幅約 14km で，北西から南東に傾き下がる右横ずれを含む逆断層（傾斜角 63 度）となった．上端部の深さは約 1 km，すべり量は約 1.7m である．余震の分布とも整合し，この断層運動から導かれるモーメントマグニチュードは約 6.7 となった（図 3）.

東海地方では 2000 年秋頃から 2005 年夏頃まで，GEONET により通常とは異なる地殻変動が観測された．この通常とは異なる地殻変動は，プレート境界面上でのゆっくりとしたすべり（スロースリップ）によるものと解釈され，モーメントマグニチュードに換算して 7.1 程度（剛性率を 30GPa と仮定）のエネルギーを解放した（第 2 部第 3 章 4 節「東海スロースリップイベント」を参照）．プレート境界面上の深さ 0～20km のところには，発生が危惧されている大地震（東海地震）の想定震源域が存在するが，今回のスロースリップの発生場所は深さ 20～30km と推定され，各々重ならないような場所で発生した．

GEONET による歪速度場の解析によって，日本海東縁部から中部・近畿地方に至る歪速度の大きな領域が明瞭となり[1]，新潟－神戸歪集中帯と呼ばれている．

2003 年には，「世界に先駆けた GPS 連続稠密観測網の整備とそれによるわが国の測地科学の推進」が評価され，国土地理院 GEONET グループが，日本測地学会坪井賞（団体）を受賞した.

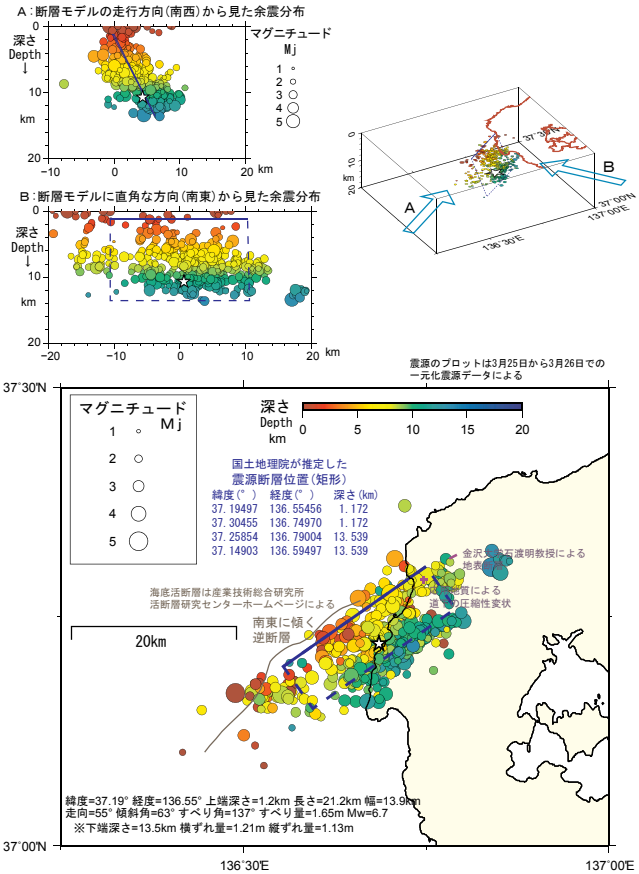


図３　2007 年能登半島地震の震源断層と余震分布図，海底活断層，地表断層

なお，GEONETに関しては，測地観測センター(2004)[2]及び畑中(2006)[3]に詳細な記述がある．

2.3　GPSリモート観測装置

GEONETと共にGPSによる連続観測を支えてきたもう一つのシステムにも,この10年間で発展･成果がみられた．それは，GPS リモート観測装置（REGMOS：Remote GPS Monitoring System）である．

REGMOS は，「電力と通信線の手配ができない地点での観測を行うための自立的なGPS連続観測ユニット」というコンセプトで開発されたシステムである．電源としては太陽電池パネルと大容量の蓄電池を備え，データの回収には衛星電話あるいは携帯電話回線を用いる．極端な低温や降雪，あるいは日射による高温や腐食をもたらす潮風・火山ガスなど，観測装置にとっては過酷な環境に対応できるよう，筐体等が工夫されている．

1998年10月，岩手山にREGMOS第１号機が投入された後，2000年５月に有珠山，2000年10～11月に神津島・新島・式根島・三宅島，2001年８月に樽前山・北海道駒ヶ岳,2001年12月に富士山,2007年４月に硫黄島,2008年８月に伊豆大島に設置され，その内の９機が，2008年12月現在連続観測を継続している．

REGMOSはその特徴ゆえ，主に火山地域での活躍がめざましいが，地震の観測でも活用されている．

たとえば，2008年岩手・宮城内陸地震の際には，震源域直上にあった電子基準点「栗駒２」は，停電と通信回線の切断により地震直後から観測が不能となった．そこで,既存の電子基準点施設にREGMOSのユニットを接続する形で観測を再開し，余効変動の監視を早期に開始することができた．

３．日本列島を覆う三角点・水準点の繰返し観測

1994(平成 6)年度から始まった高度基準点測量は，平成 15(2003)年度までに，全国の一等及び二等三角点1,014点の観測を実施して終了した．

2004(平成16)年度からは，全国にほぼ均等に配置された1,200点の電子基準点の空隙を補完する目的で，全国の一等及び二，三等三角点から2,400点（平均点間距離8km）の三角点を選び出し，10年間で改測する高度地域基準点測量を開始した．

この間，2003年十勝沖地震以降，2008年岩手・宮城内陸地震等の大地震に伴う地殻変動で変わってしまった基準点の座標値を修正し，正確な国家測地網を維持するため，北海道から東日本を中心に976点の高度地域基準点測量作業が実施されている．

現在，位置情報基盤(GRID-Japan)を構築し，常時 cmレベルで世界測地系に整合した座標値を提供できる環境整備を図ること等を目的に，定常的な地殻変動の影響で変化する基準点の座標値を,測地成果2000の基準日である1997年１月１日時点の値に戻すセミ･ダイナミック補正を導入する準備が進められている．高度地域基準点測量の成果は，このセミ・ダイナミック補正で用いる地殻変動補正モデルの構築にも利用されることになっている．

水準測量については，第９回全国改測（全国の路線総延長約20,000km）が2005(平成17)年度に完了し，現在は第10回全国改測が九州から開始され，近畿・東海地方まで進んでいる．また，2005(平成 17)年度からは全国改測路線の実施地区において，GPS を用いて水準点の水平位置を決定する作業も実施している．

４．観測強化地域等における測量及び連続観測

国土地理院では，全国的な測地測量に加えて，東海・南関東の観測強化地域において，周期の短い繰り返し測量や連続観測を行っている．特に，東海地域では掛川～御前崎の水準測量を年間４回行っており，この地域の上下変動を見る上での基礎的な資料として利用されている．また，この地域では長距離水管傾斜計，ボアホール型の歪計･傾斜計等による地殻変動連続観測等を行っている．これらによる観測データは,IP-VPN回線及び国土交通省のマイクロ波多重無線通信回線を利用したテレメータにより国土地理院に転送され，リアルタイムで監視されている．さらに，観測データは，気象庁にもリアルタイムで転送されている．伊豆半島，伊豆大島においては，電子基準点・光波測距儀による連続観測，及び水準測量・光波測距儀による繰り返し測量を行っており，これによって，たびたび発生してきた群発地震に関連する地殻変動が監視されている．

５．SAR(合成開口レーダー)

合成開口レーダー（Synthetic Aperture Radar：SAR）は，広域の地殻変動を高密度に計測できるという特徴から，地震研究へ活用され，その発展が期待された．しかし，1998年10月にJERS-1が機能を停止してから，2006年秋にALOS PALSARが運用に至るまでの約８年間は，有効なSARデータが取得されない状況が続いた．

ただし，この８年間は二つの意味で非常に有意義であった．それらは，ALOS打上げの準備とSARデータ解析技術の開発である．

地球観測衛星 ALOS(Advanced Land Observing Satellite：陸域観測技術衛星)打上げの準備として，国土地理院は，2000(平成12)年11月に宇宙開発事業団(当時；現 宇宙航空研究開発機構)（JAXA)）との間に，「陸域観測技術衛星(ALOS)データによる国土の地理情報の把握に関する共同研究協定」を締結した．この中の研究項目のひとつとして，日本及び世界の地殻変動帯のポリゴ

ンを作成し，PALSAR（the Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar）による基本観測シナリオに反映させた．このことにより，地震が起こる前の観測データがきちんとアーカイブされ，後に，2007 年能登半島地震，2007 年新潟県中越沖地震，2008 年岩手・宮城内陸地震において，干渉解析が可能となった．特に，日本の地殻変動帯では，PALSAR が優先権を持つ夜間の Ascending 軌道に加えて，光学センサが優先権を持つ Descending 軌道からの PALSAR 観測も行われていたため，より高度な地殻変動情報が得られた．

SAR データを用いた解析技術として，国土地理院は，世界に先駆けて，３つの手法を開発した．まず，Ascending 軌道と Descending 軌道の２方向からの観測から求めた２枚の干渉画像から，準上下方向と東西方向の地殻変動成分を抽出するという“2.5 次元解析法”[4]である．これは，衛星視線方向の変動しか捉えられなかった干渉 SAR 技術の最大の欠点を改善する手法で，1998 年の岩手山の地震の分析に適用された．次に，SAR 画像のわずかな画素位置ずれから地殻変動を抽出する“画像マッチング法”[5]である．これは，干渉 SAR より計測精度は落ちるものの，水平・上下の三次元成分を抽出可能な手法で，2000 年有珠山噴火や 2005 年パキスタン北部地震に適用された．最後に，地震前後の SAR 強度画像を比較して上下変動を抽出する“加色混合法”[6]である．これは，雲や昼夜に影響されず，地震前後に同一の衛星位置から，斜めにマイクロ波を照射・観測するため，正確に海岸線の離水・沈水を把握できるという SAR データの特徴を生かした手法で，2004 年・2005 年スマトラ沖地震等に適用された（図 4）．

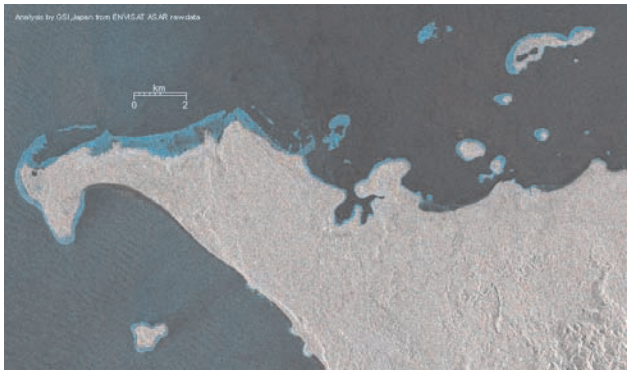


図 4　SAR 加色混合法により抽出された 2005 年 3 月 28 日にスマトラ沖で発生したニアス(Nias)島地震（M8.7）に伴う海岸線変化．地震に伴う隆起によって，Nias 島北西岸には，最大約 1km の離水海岸や約 10 個の小島が出現した．

2004(平成 16)年度からの第６次基本測量長期計画において，干渉 SAR による地表変位の計測は「高精度地盤変動測量」と位置付け，2004 年４月に宇宙測地課が発足し，地球変動観測係が新設された．同係は，事業ベースで使用できる干渉解析ソフトウェア開発や，大量の PALSAR データを効率的に管理・処理するシステム開発を行う等，SAR の実用化・事業化を推進した．

1998～2006 年には，地殻変動観測に有効な L バンドの SAR センサを搭載した地球観測衛星が存在しなかったため，波長の短い C バンドなどの SAR センサによるデータを解析して，2000 年鳥取県西部地震，2003 年宮城県北部の地震等の分析を行ってきた．2006 年１月に ALOS が打ち上げられ，同年秋に PALSAR のデータ提供が始まって，状況は一変した．PALSAR は，次に示すように，L バンドの有効性を改めて示した．

2007 年新潟県中越沖地震においては，PALSAR による干渉データが，西山丘陵西側斜面の小木ノ城背斜付近が長さ約 15km，幅約 1.5km の帯状に隆起したことを示し（図 5），震源域の隣で活褶曲が成長したと解釈された[7]．

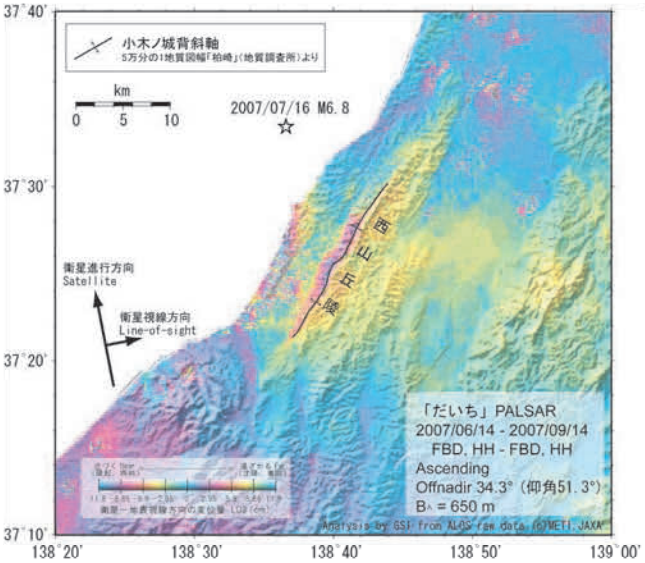


図 5　西山丘陵西側斜面における活褶曲の成長等の地殻変動を示す 2007 年新潟県中越沖地震の SAR 干渉画像．2007 年新潟県中越沖地震震源断層の滑りに伴う地殻変動を含む．

2008 年中国四川省で発生した汶川地震(M7.9)では，地震後に PALSAR による緊急観測を実施し，地殻変動を示す干渉画像（図 6）を通して，震源断層の位置や広がりに関する知見を提供した．四川盆地と山岳地帯との境界領域を北東－南西に走る龍門山断層帯付近に，幅数 km から約 20km の帯状の地殻変動集中域を確認した．地殻変動は，この集中帯をはさんで，南北に 100 km を超える範囲に及んでいる．また，震源断層の両端位置をほぼ特定し，震源断層の長さが約 285km±5km であると推定した．干渉画像を元に推定した断層面上のすべり分布は，逆断層成分

と右横ずれ成分が混在して分布することを示した．

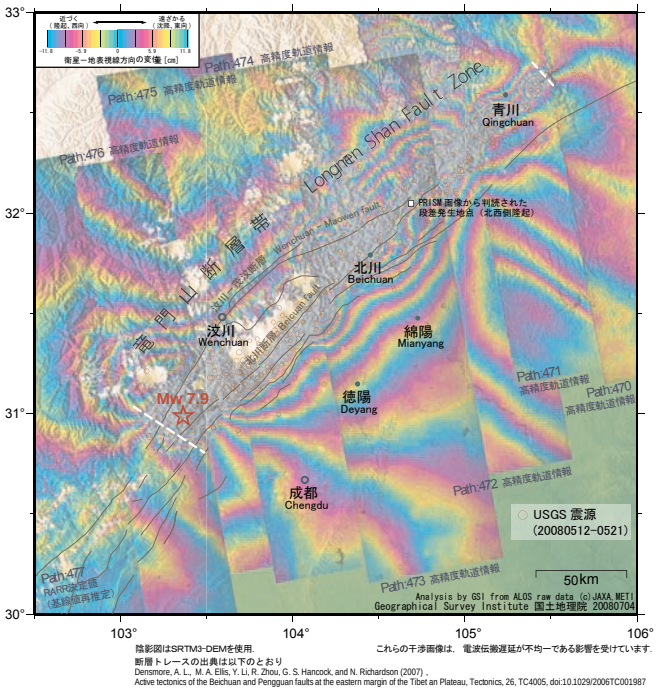


図６　2008 年 5 月 12 日中国四川省で発生した汶川地震に伴う地殻変動を示す SAR 干渉画像集約図．干渉画像から，震源断層両端の位置（白破線）がほぼ特定された．震源断層の長さは，約 285km±5km とみられる．地殻変動集中帯は，竜門山断層帯（龍門山断層帯）に沿っている．

６．ＶＬＢＩ

国土地理院では，測地網の規正と大局的な地殻変動の把握のため，国内に設置している VLBI 観測局において観測を実施してきた．1999 年に，国際測地学協会(IAG)により，国際 VLBI 共同観測や技術開発などを円滑に推進するため，国際 VLBI 事業(IVS)が設立され，国土地理院はその構成機関として加盟した．2002(平成 14)年に改正測量法が施行され，国内の測地基準系は鹿島 VLBI 観測局(直径：26m)の国際 VLBI 観測により求められた位置座標を基準とした世界測地系に移行した．その後，老朽化した鹿島観測局は 2002 年末に解体され，その役割をつくば観測局(直径：32m)へ継承した．2003 年十勝沖地震による地殻変動が，新十津川局(直径：3.8m)において観測され，方位 128 度(南東)方向に 14.5cm の移動と算出された．2009 年現在，国内４カ所に設置されている国土地理院所有の VLBI 観測局(つくば，新十津川，姶良，父島)は，情報通信研究機構，国立天文台，宇宙航空研究開発機構等の共同研究機関が所有する VLBI 観測局と共同で，定期的に国内 VLBI 観測を実施しているほか，つくば観測局においては，IVS が主導する国際 VLBI 観測に高頻度で参加している．

７．重力・ジオイド・験潮

重力測量については，2002(平成 14)年から 2007(平成 19)年度までに，絶対重力点の数を増やすとともに，絶対重力測定(26 点)と相対重力測定(188 点)を同時に行うハイブリット観測によるデータを取得し，新たな重力基準網（仮称：JGSN200X）を構築している．

また，東海地震の発生が想定されている駿河湾地域の重力変化の監視を目的として，東京大学地震研究所と共同で，御前崎における絶対重力測定を平成 8(1996)年から実施している．ここでは，長期的に重力値の増加が観測されている．

この他，2003 年十勝沖地震，2004 年新潟中越地震及び 2007 年新潟中越沖地震発生後に重力変化の検出を目的とした絶対重力観測を実施した．

ジオイドについては，2001 年に従来より高精度な混合ジオイド・モデル「日本のジオイド 2000」を刊行した．その後，未整備であった離島地域のジオイド・モデルを順次追加し，2008(平成 20)年度には，全国の有人の地域すべてについて整備した．

験潮観測では，全国 25 ヶ所の験潮場において潮位の連続観測を行っている．また，伊豆半島東部の地殻変動の監視を強化するために設置した真鶴（神奈川県真鶴町），初島（静岡県熱海市）の潮位観測場において潮位の連続観測を継続している．これらによる観測データは，IP-VPN 回線により国土地理院に転送されリアルタイムで監視されているとともに，気象庁にリアルタイムで転送されている．さらに，東海・南関東地方の７ヶ所の験潮場等では，国土交通省のマイクロ波多重無線通信回線を利用したテレメータにより，国土地理院に転送され，リアルタイムで地殻変動等が監視されている．

（飛田 幹男）

参考文献

1) Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, 2000. Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan. *PAGEOPH*, **157**, 2303-2322.

2) 測地観測センター，2004．小特集「電子基準点 1,200 点の全国整備について」．国土地理院時報, **103**, 2-51.

3) 畑中雄樹，2006．地球センサーとしての GPS 連続観測網の高度化 －GPS 観測量に含まれるシグナルとノイズの分離－．測地学会誌，**52**，1-19.

4) Fujiwara, S., T. Nishimura, M. Murakami, H. Hakagawa, and M. Tobita, 2000. 2.5-D surface deformation of M6.1 earthquake near Mt Iwate detected by SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, **27**, 2049－2052.

5) Tobita, M., Mak. Murakami, H. Nakagawa, H. Yarai, S. Fujiwara, P. A. Rosen 2001. 3-D surface deformation of

the 2000 Usu eruption measured by matching of SAR images. *Geophys. Res. Lett.*, **28** (22), 4291-4294.

6）Tobita, M., H. Suito, T. Imakiire, M. Kato, S. Fujiwara, and M. Murakami, 2006. Outline of vertical displacement of the 2004 and 2005 Sumatra earthquakes revealed by satellite radar imagery. *Earth Planets Space*, **58** (1), pp. e1-e4.

7）Nishimura, T., M. Tobita, H. Yarai, T. Amagai, M. Fujiwara, H. Une, and M. Koarai, 2008. Episodic growth of fault-related fold in northern Japan observed by SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L13301, doi:10.1029/2008GL034337.

（８）神奈川県温泉地学研究所

１．はじめに

神奈川県はプレート衝突域に存在し，これまでもたびたび地震の被害に見舞われてきた．このような背景を踏まえ，温泉地学研究所は「地震火山活動から県民の安全と安心を確保する」するための研究を展開してきた[1)]．以下に，地震火山研究分野グループが主に取り組んだ結果と今後の展開を当所の中期研究計画に従って記す．

２．中期研究計画

2.1　第１期中期研究計画(2002 年～2006 年)

地震火山研究分野グループは，独自の地震・地殻変動観測網のデータをもとに，神奈川県西部地震の予知研究および箱根火山における地震・火山活動の解明と予測に関する研究を実施してきた．

神奈川県西部地震の予知研究については，地震・地殻変動観測網の検出能力，地震活動や地殻変動観測データ異常変化の検出方法を検討した．この成果をもとに，データ異常の通報システムを構築し,現在も運用している．

次に，神奈川県西部地震の断層モデルを検討するために，微小地震のメカニズム解析や相似地震の発生位置，地震発生層の厚み変化，さらには神奈川県(2001)[2)]や大都市大震災軽減化特別プロジェクト(2003)[3)]がおこなった地殻構造調査を利用して，従来発表されてきた震源モデルの位置や断層形状について考察した．しかし，最適モデルを決定するには至らなかった[4)]．

当所の光波測量や GPS 観測網から導いた地殻変動はフィリピン海プレートの北西進を示しているが，2001 年や 2006 年の箱根火山活動に伴う変化以外に顕著な変動は観測されていない[5)]．また，CHIKAKU ソフトを使ったモデルによって，伊豆衝突帯で観測されている地殻変動をおおよそ説明できることがわかった．

神縄・国府津―松田断層帯に関しては，先述した地殻構造調査に加え，トレンチ調査[6)]が進められた結果，同断層帯の長期評価の再評価へとつながった．

2.2　第２期中期研究計画(2006 年～2010 年)

温泉地学研究所は,2003 年 4 月地震防災対策を効率的,効果的に推進する上で，環境農政部から防災局（現安全防災局）に移管された．

地震火山研究分野グループは,「神奈川県西部地震の発生機構の解明」を分担している．このテーマは現在進行中であるが，第 1 期中期研究計画で解明しきれなかった神奈川県西部地震の断層位置や形状を特定していくことを主目的としている．そのために，S 波スプリッティングなどの地震波形解析や機動的観測データを加えた 3 次元トモグラフィー解析を進めている．また，当所の地殻変動観測 GPS データに国土地理院データを加えることで,伊豆半島の衝突や群発地震の影響を除去した神奈川県全域の詳細な歪み分布等の解明を計画している．

さらに，地質研究分野グループでは，大磯丘陵の地質および丘陵の隆起過程を明確にすることで，国府津―松田断層帯や日向断層などの活断層を含む県西部全体のテクトニクスを踏まえた地震像解明に取り組んでいる．

３．研究集会

2005 年 11 月，当所において「伊豆の衝突と神奈川県西部の地震・火山テクトニクス」と題する研究集会(平成 17 年度東京大学地震研究所共同利用研究集会)が開催され，伊豆の衝突のプロセスや神奈川県西部の地震・火山活動について議論された[7)]．

４．おわりに

観測成果や研究成果は，当所の研究成果発表会(年 1 回)や研究所報告(年 2 回),アウトリーチ活動(年 50 回程度の講演)やホームページを通して県市町の防災行政や住民への情報提供を積極的におこなってきた．

今後とも,このような研究活動を推進させるとともに,安心・安全情報の提供に努めていきたい．

（棚田　俊収）

参考文献

1) 神奈川県温泉地学研究所, 1999. 温泉地学研究所における「神奈川県西部地震」取り組み. 神奈川県温泉地学研究所報告, 29(1/2), 3-40.
2) 神奈川県, 2001. 神奈川県地下構造調査成果報告書, 34p.
3) 大都市大震災軽減化特別プロジェクト, 2003. 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研究所, 防災科学技術研究所 平成 15 年度大都市圏地殻構造調査研究成果報告書,593p.
4) 棚田俊収, 2007. 神奈川県西部地域の地震活動とその発生環境. 月刊地球, 57, 126-132.
5) 原田昌武・棚田俊収・伊東博・本多亮, 2007. 神奈川県西部地域の地殻変動. 月刊地球, 57, 133-139.
6) 神奈川県, 2004. 神縄・国府津―松田断層帯に対する成果報告書概要版, 19p.
7) 石橋克彦, 2007. 伊豆の衝突と神奈川県西部の地震・火山テクトニクス. 月刊地球, 57, 5-8.

（９）静岡県

１．はじめに

大規模な地震の発生前に的確な地震予知が行われれば，人的・物的被害が大幅に軽減されることから，静岡県は東海地域に巨大地震の発生の危険が指摘された 1976 年以降，国が行う地震予知観測についての協力を行ってきた．

協力には 1）自ら観測をし，国土地理院，気象庁等にデータを提供する．2）観測サイトの用地提供等，3）地点選定協力，地元との調整等，がある．兵庫県南部地震以後をとってみても，自らが観測するものとして，地下水位等の観測を始め，1997 年度及び 1998 年度には科学技術庁（現文部科学省）の交付金を受け，春野町（現浜松市天竜区春野町），本川根町（現川根本町東藤川）にそれぞれ大深度の 3 成分歪計を設置した．歪計の観測データは気象庁へ常時送信され，東海地震の観測体制の強化を図ったところである．また，兵庫県南部地震以後は関係機関の観測点新設も目覚しく，本県の担当者も地点選定，地元調整等に大いに奔走した．

一方，兵庫県南部地震以後，研究者の中からも地震予知の可能性についての議論が噴出した．静岡県としてはその議論の行方に大いなる関心を持っていたが，最終的に 1998 年に地震調査研究推進本部が発表した「地震調査研究推進に関する総合的な施策」において，東海地震の予知の確度向上のための研究を推進するとされ，この点を大いに評価している．この間，気象庁においては 2004 年に東海地震に関する情報を歪計等の観測データの変化に応じて，観測情報，注意情報，予知情報の３段階にきめ細かに発表するように改める等，地震予知研究の成果が着実に反映されてきていると考えており，今後ともますます地震予知に関する研究が推進されるよう念願するところである．

２．静岡県が国に協力している主な予知観測

2.1　地殻変動（3 成分歪計）

気象庁等が行う地震予知観測網の充実と東海地震の予知確度の向上のため，地殻変動の観測網の不足する地域となっている県中西部の内陸部に，1997 年度浜松市天竜区春野町に，1998 年度に川根本町東藤川に 3 成分歪計を新たに設置した．観測データは，県庁の伝送処理装置を経由し，気象庁へ常時送信されている．

2.2　地殻変動（水管傾斜計）

牧之原市相良鬼女新田に延長 365ｍの水管傾斜計を 1983 年に設置した．地表面下 2ｍに埋設した防護管で計器室をつないで設置している．また静岡市葵区北沼上市営上水道送水管トンネル内にも，延長 83ｍの同型水管傾斜計を 1985 年に設置した．2 点とも，静岡大学理学部の協力を得て解析処理を行っており，国土地理院を通じて，地震予知連絡会に資料提供している．

2.3　地殻変動（水準測量）

国土地理院が行っている掛川から御前崎間 20.8km の路線上で，変動量が大きい菊川市内（旧菊川町から旧小笠町）2.4km を 1982 年から短距離水準測量を実施している．その後，面的な変動を捕らえるべく 1988 年から，従来の方向に対して直角となる南西から北東方向に 2.3km 側線を追加して隔週で測量を行い，結果は国土地理院へ報告している．

３．静岡県が実施している予知観測の概要

観測内容	観測場所
3 成分歪計	2 箇所（浜松市、川根本町）
水管傾斜計	2 箇所（静岡市、牧之原市）
水準測量	2 測線（菊川市内（2.4km）、菊川市～掛川市（2.3km））
地下水位計	2 箇所（伊東市、伊豆の国市）
高感度地震計	6 箇所（伊東市、伊豆市）

（静岡県危機管理局危機情報室）

（岩田孝仁）

（１０）通信総合研究所（現：独立行政法人情報通信研究機構）

１．はじめに

旧通信総合研究所(以下「通総研」と略す．現：独立行政法人情報通信研究機構)としての最後の報告は，2002 年 2 月 18 日の第 146 回地震予知連絡会(以下，「予知連」と略す)における「ＶＬＢＩによる首都圏広域地殻変動観測」の題目で紹介させて頂いた VLBI による首都圏広域地殻変動観測の結果であった．したがって，「この 10 年」の中で我々が予知連の中でわずかなりとも寄与できたのは最初の３年間程ということになるのだが，偶然にもその期間に旧通総研としての最大の成果を上げることが出来た．

２．首都圏広域地殻変動観測網（KSP 観測網:Key Stone Project）

超長基線干渉計(VLBI)と衛星レーザー測距(SLR)を用いて，首都圏の地殻変動検出を目的で整備された KSP 観測網は 1993 年に運用を開始し，首都圏を取り囲む全 4 箇所の観測点完成を見たのは 1995 年度末であった(図 1 参照)．すべての KSP 観測点には，口径 11m の高速駆動 VLBI アンテナと口径 75cm の望遠鏡を有する SLR 局が配備されたほか，比較観測のための GPS 局も併設されていた．運用開始直後から 2000 年までは予知連では VLBI 観測によって検出されたプレート運動に起因する定常的な地殻変動に関する報告を主に行った．

その一方で，旧通総研時代から我々は単なる観測機関ではなく，国際地球回転事業(IERS: International Earth Rotation Service)の技術開発センター(TDC: Technical Development Center)として VLBI 観測技術の高性能化と高精度化を担う責務を負っていたことから，KSP 観測網についてもその運用期間中にいくつかの技術革新がなされた．中でも，1 日おきの 24 時間 VLBI 観測を連続で行い，かつ観測終了後数時間以内にミリ精度の測位結果算出を可能にしたのが，NTT の ATM 回線を用いたリアルタイム VLBI 技術であった．

３．三宅島噴火，及び伊豆群発地震活動に伴う広域地殻変動

KSP 観測のプロジェクトは 2001 年 11 月に終了したが，一連の観測の中で最も大きなトピックが 2000 年 6 月下旬に始まった三宅島噴火とこれに引き続く伊豆諸島群発地震の際に検出された広域の地殻変動であった．図 2 は 1998 年 1 月から 2001 年 12 月までの鹿島–館山基線の基線長変化と鹿島を基準とした場合の他３局の変動ベクトルを示した図である．なお，変動ベクトルは時系列図で A-C の 3 区間に区切った範囲ごとに示し，区間 A と C については速度ベクトル，区間 B については変位ベクトルで表した．この図で明らかなように，2000 年 6 月までは北米プレートとフィリピン海プレートとの相対運動に起因する年間約 13.4mm 程度の基線長短縮が見られる．





図 1　KSP 観測網の配置(上段)と観測局の例(鹿島、上方のパラボラアンテナが VLBI 施設、下方のドームが SLR 施設となる)

ところが，2000 年 6 月下旬の三宅島噴火に引き続き，伊豆諸島で群発地震が発生し始めると，同基線は急激な短縮傾向を示し，7 月から 9 月までの約 2 ヶ月間の短縮量は実に 5cm にも達した．この変動が三宅島から神津島に至る海底下でマグマがダイク状に貫入したことに起因するとされるのは良く知られているが，わずか数 m の変動が約 100km 離れた館山局にこれほどの影響を及ぼしたのは驚くべきことであった．また，SLR についても，データ量が少ないため変位ベクトルを決めるには至らなかったが，同様にイベントの前後で GPS や VLBI の変化と調和的な明瞭なオフセットが認められた．

その後，2000 年 10 月には鹿島–館山基線の基線長変化はイベント前の状態に戻り始め，年を越す頃には 2000 年 6 月以前の変化率とほぼ同程度となった．一連の変動は国土地理院の GPS 観測網(GEONET)でも検知されていたが，GPS とは独立の手法で同一の現象を監視できた初め

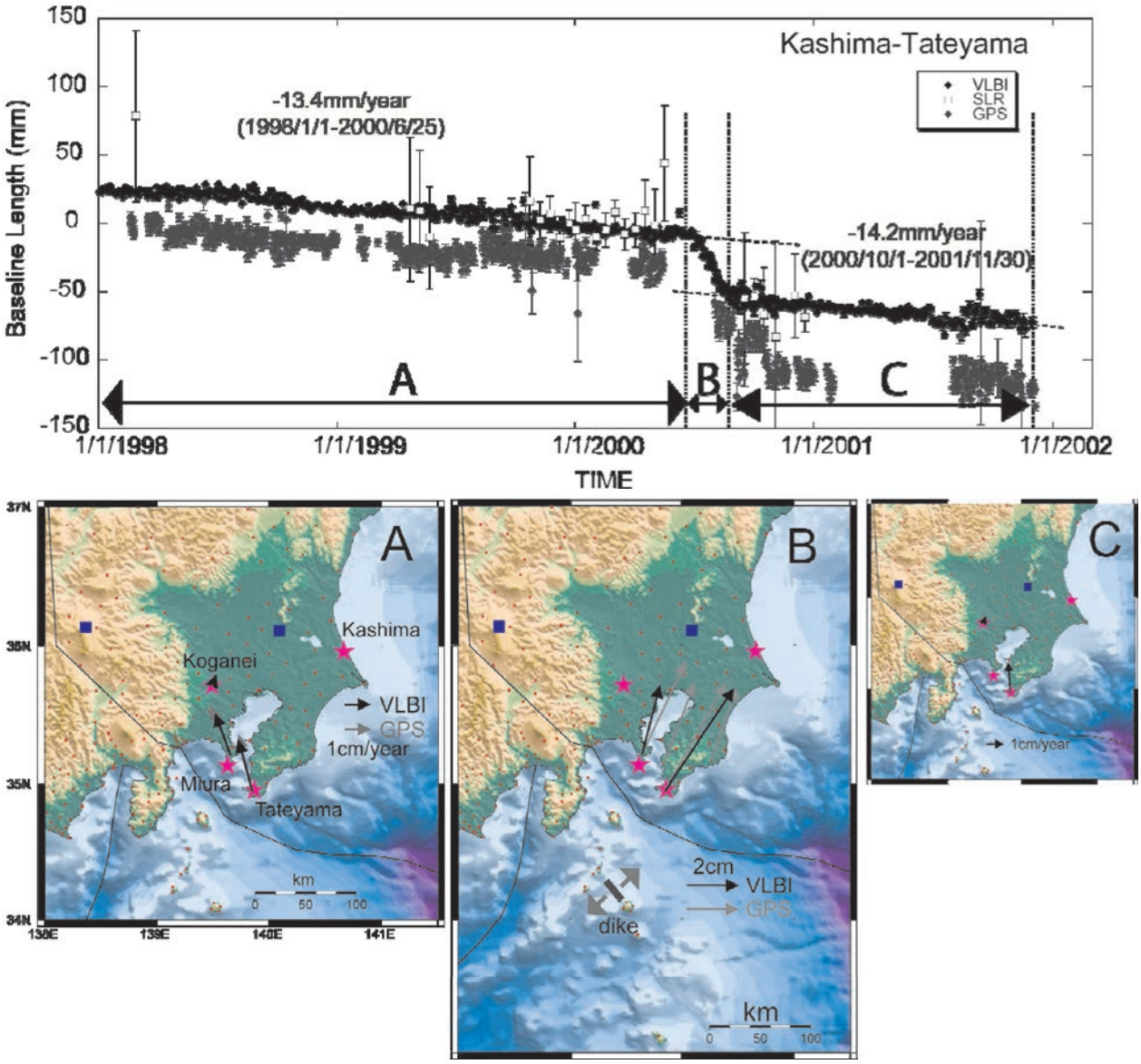


図２　鹿島-館山 VLBI 基線長の時間変化(上図)と各期間での水平変動ベクトル(下図)

ての例であり，GPS と VLBI の双方の変動量は誤差の範囲内で一致することも確かめられた．

４．おわりに

先にも述べたように，予知連への我々の寄与は 2002 年 2 月の報告会が最後となったが，KSP 観測で培われたリアルタイム VLBI 技術は現在の高速大容量インターネット回線を用いた e-VLBI 技術の開発に継承され，観測後数分で地球回転パラメータを決定するまでに至っている．また，連続観測を実現するにあたり，データ取得，相関処理，解析，及び成果の可視化に至るまで全自動化を果たしたことも同じく e-VLBI 技術の基礎となり，汎用 PC によるデータ取得とソフトウェア相関処理，分散化等に繋がっている．2002 年 6 月には，KSP 以前からの VLBI 技術開発成果も含めて「VLBI 技術による測地技術の開発とプレート運動実証実験への貢献」として測地学会から坪井賞団体賞を授与頂き，我々には大きな励みとなっている．さらに最近では，国土地理院と共同で GPS 比較基線場検定用の主鏡口径1.65mの可搬型超小型VLBIシステムの開発を進めており，近い将来間接的な形で予知連へ恩返しが出来るのではと考えている．

（市川　隆一）

参考文献

1）通信総合研究所，2002．首都圏広域地殻変動観測．地震予知連絡会会報，67，123－126．

第　2　部

この10年の主な地震及び地殻活動

第１章　この 10 年の全国の地震活動状況

気象庁

１．はじめに

1999 年（平成 11 年）から 2009 年（平成 21 年）3 月に日本とその周辺の海域においてマグニチュード 6.5 以上の地震は 62 回発生した（図 1，深さ≦150km）．2006 年から 2007 年にかけて千島周辺で活発化している様子が見られるが，ほぼ全国的に地震が発生していることが見てとれる．

この 10 年間で，最も大きな被害が発生したものは，2004 年 10 月 23 日に発生した新潟県中越地震（M6.8）である．この地震では，震度７についても震度計で計測するとした 1996 年 4 月以降初めて震度７を観測(新潟県川口町）した地震であり，新潟県で 60 名を超える方が亡くなった（表 1）．また，その約 3 年後の 2007 年 7 月 16 日には新潟県中越沖地震(M6.8)が発生し，新潟県では再び大きな地震災害が発生した．

この他，2000 年 10 月の鳥取県西部地震(M7.3)，平成 17 年の福岡県西方沖の地震（M7.0）など，内陸の地震，特に地震が発生するまでは活断層等の存在が明確に認められていなかった地域で大きな被害を生ずる地震が発生し，これらは，内陸及び沿岸域の地殻内の地震活動の長期評価に係わる調査研究及び技術開発をより一層推進することの重要性を改めて考えさせる事例であった．

また，プレート境界域においては，2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震（M8.0）や 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震(M7.2)などが発生した．平成 15 年(2003 年)十勝沖地震発生については，長期的に見て一定規模の地震の発生可能性が高まっていると地震調査委員会で評価されていたものであった．この地震の 5 年後の 2008 年 9 月 11 日にはその近傍のプレート境界で M7.1 の地震が発生した．また，宮城県沖の地震については，30 年以内の地震発生確率が 99%と評価されていた地震とは異なる地震であると地震調査委員会において評価された．

これら主な地震活動については，別項で詳しく紹介されているので，本稿においては地域ごとの主な活動の概略を紹介する．

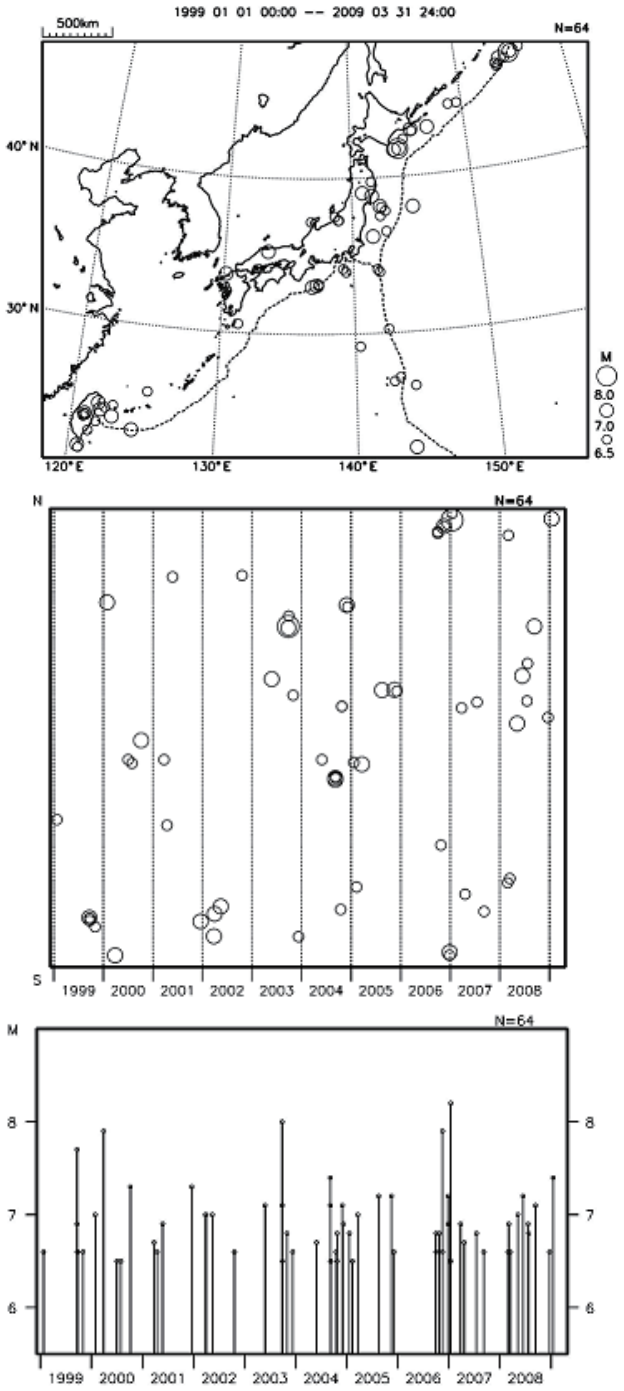


図 1　1999－2008 年に日本とその周辺の海域で発生した地震（M6.5 以上，深さ 150km 以浅）
(上)震央分布図
(中)時空間分布図（南北方向）
(下)Ｍ－Ｔ図及び地震回数積算図

表１　1999 年以降の主な地震（震度 6 弱以上を観測した地震）

年月日	M	震央地名 地震名	人的被害	物的被害	最大震度	津波
平成12年(2000年) 7月 1日	6.5	新島・神津島近海	死 1 負 15 *1	住家全壊 15 住家半壊 20 一部破損 174など *1	6弱	7cm
平成12年(2000年) 7月15日	6.3	新島・神津島近海			6弱	7cm
平成12年(2000年) 7月30日	6.5	三宅島近海			6弱	14cm
平成12年(2000年)10月 6日	7.3	鳥取県西部 平成12年(2000年)鳥取県西部地震	負 182	住家全壊 435 半壊 3,101など	6強	
平成13年(2001年) 3月24日	6.7	安芸灘 平成13年(2001年)芸予地震	死 2 負 288	住家全壊 70 半壊 774など	6弱	
平成15年(2003年) 5月26日	7.1	宮城県沖	負 174	住宅全壊 2棟 住宅半壊 21棟など	6弱	
平成15年(2003年) 7月26日	6.4	宮城県北部〔宮城県中部〕	負 677	住宅全壊 1276棟 住宅半壊 3809棟など	6強	
平成15年(2003年) 9月26日	8.0	釧路沖〔十勝沖〕 平成15年(2003年)十勝沖地震	死 1 不明 1 負 849	住宅全壊 116棟 住宅半壊 368棟など	6弱	255cm
平成16年(2004年)10月23日	6.8	新潟県中越地方 平成16年(2004年)新潟県中越地震	死 68 負 4,805	住家全壊3,175棟 住家半壊13,808棟など	7	
平成17年(2005年) 3月20日	7.0	福岡県西方沖〔福岡県北西沖〕	死 1 負 1,087	住家全壊133棟 住家半壊244棟など	6弱	
平成17年(2005年) 8月16日	7.2	宮城県沖	負 100	住家全壊1棟 一部破損984棟など	6弱	12cm
平成19年(2007年)3月25日	6.9	能登半島沖 平成19年(2007年)能登半島地震	死 1 負 356	住家全壊684棟 住家半壊1,733棟など	6強	22cm
平成19年(2007年)7月16日	6.8	新潟県上中越沖 平成19年(2007年)新潟県中越沖地震	死 15 負 2,345	住家全壊1,319棟 住家半壊5,621棟など	6強	32cm *2
平成20年(2008年)6月14日	7.2	岩手県内陸南部 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震	死 13 不明 10 負 451	住家全壊33棟 住家半壊138棟など	6強	
平成20年(2008年)7月24日	6.8	岩手県沿岸北部	死 1 負 211	住家全壊1棟 一部破損377棟など	6弱	

*1 2000年7月1日～8月18日にかけて三宅島～新島・神津島近海で発生した地震活動による被害をまとめた値である。
*2 地震調査研究推進本部　地震調査委員会によると、柏崎（新潟県の検潮所）で約1ｍの津波を観測した。

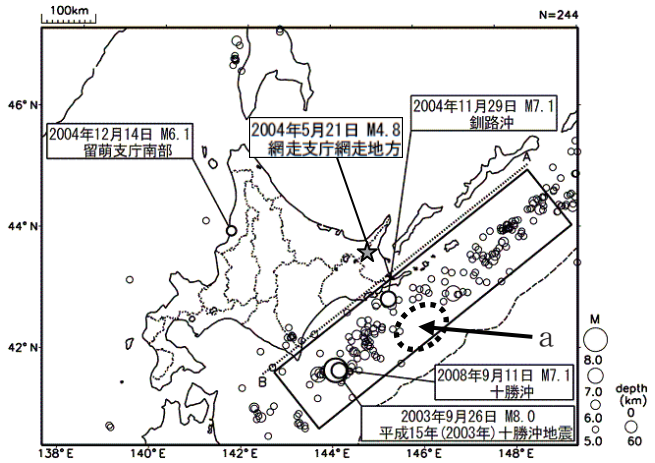
２．地域ごとの地震活動の状況

2.1　北海道とその周辺

1999 年以降，北海道周辺で発生した最大規模の地震は「平成 15 年（2003 年）十勝沖地震」（M8.0）で，プレート境界型の大地震であった．

図 2 に 1999 年以降に北海道とその周辺で発生した M≧5.0，深さ≦60km の地震の震央分布図と千島海溝沿いの活動について見た時空間分布図を示す．

矩形内はプレート境界型の大地震が繰り返し発生している領域であり，最近では 2003 年の十勝沖地震が発生している．根室半島南東沖では M5.0 以上の地震の発生が少ない領域（領域ａ）が見られる．



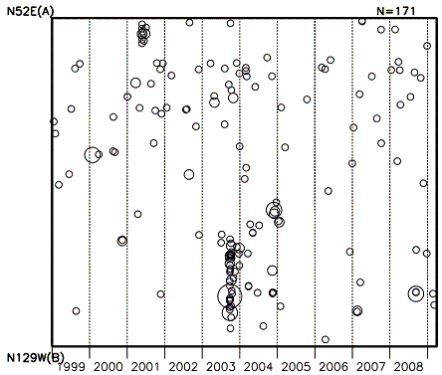


図 2　北海道周辺の地震活動
（上）震央分布図（1999 年１月～2009 年３月，M≧5.0，深さ 0～60km）
（下）矩形内の時空間分布図（Ａ－Ｂ方向）

釧路沖では，2004 年 11 月 29 日に M7.1 のプレート境界型の地震が発生した（図 3）．この地震は，地震調査委員会で十勝沖・根室沖の「ひとまわり小さいプレート間地震」の一つとして評価されていた 1961 年８月 12 日 M7.2 の地震とほぼ同じ場所で発生し，地震波形に類似性が見られることから，相似地震と考えられている [1]．

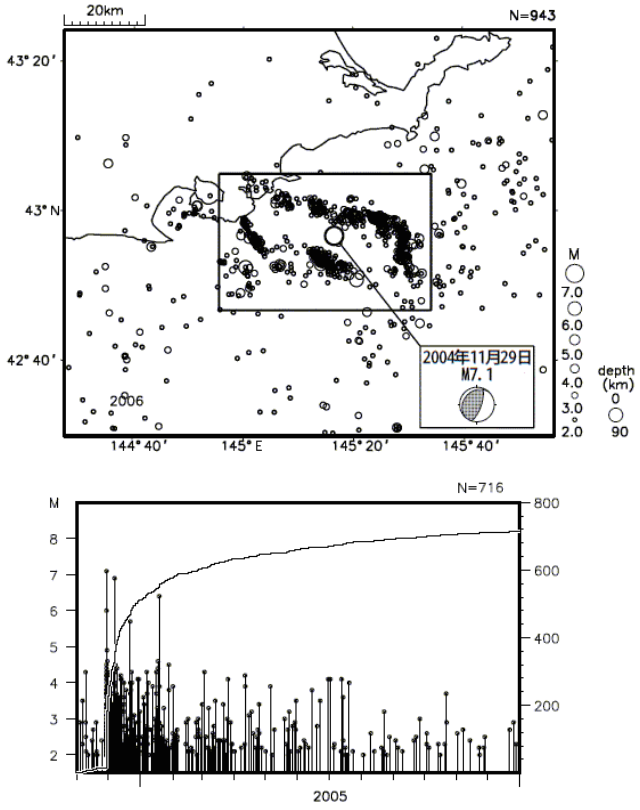


図 3　2004 年 11 月 29 日釧路沖の地震活動
（上）震央分布図（2004 年 11 月～2005 年 12 月，M≧2.0，深さ 0～90km）
（下）矩形内のＭ－Ｔ図及び地震回数積算図

また，2008 年 9 月 11 日には，2003 年の十勝沖地震（M8.0）とほぼ同じ場所で M7.1 の地震が発生した（図 4）．この地震は 2003 年の地震と同様，プレート境界で発生した地震である．

内陸の地殻内では，2004 年 12 月 14 日に留萌支庁南部で M6.1 の地震が発生した（図 5）．この地震の発震機構は，東西方向に圧力軸を持つ逆断層型であった．なお，北海道の地殻内で M6.0 以上の地震が発生したのは，1967 年 11 月 4 日の釧路支庁北部〔弟子屈町付近：M6.5〕の地震以来であった．

また，2004 年 4 月 27 日から網走支庁網走地方〔斜里岳付近〕でまとまった地震活動があった（図 6）．

地震活動は 4 月 29 日をピークに徐々に減衰傾向となるが，活動域は 5 月中旬から北東と南西に分かれ，5 月 21 日には南西側で本活動中最大の M4.8 の地震が発生した．

北海道の周辺では，2006 年 11 月 15 日と 2007 年 1 月 13 日に千島列島東方〔シムシル島付近〕でそれぞれ M7.9 と M8.2 の地震が，2000 年 8 月 5 日にサハリン南部付近〔サハリン中部〕で M7.4 の地震が，2007 年 8 月 2 日にサハリン西方沖で M6.4 の地震が発生した（図 7）．なお，2006 年の千島列島東方の地震はプレート境界で発生した地震で，2007 年の地震は，太平洋プレート内（アウタ

ーライズ）で発生した地震であった[2)].

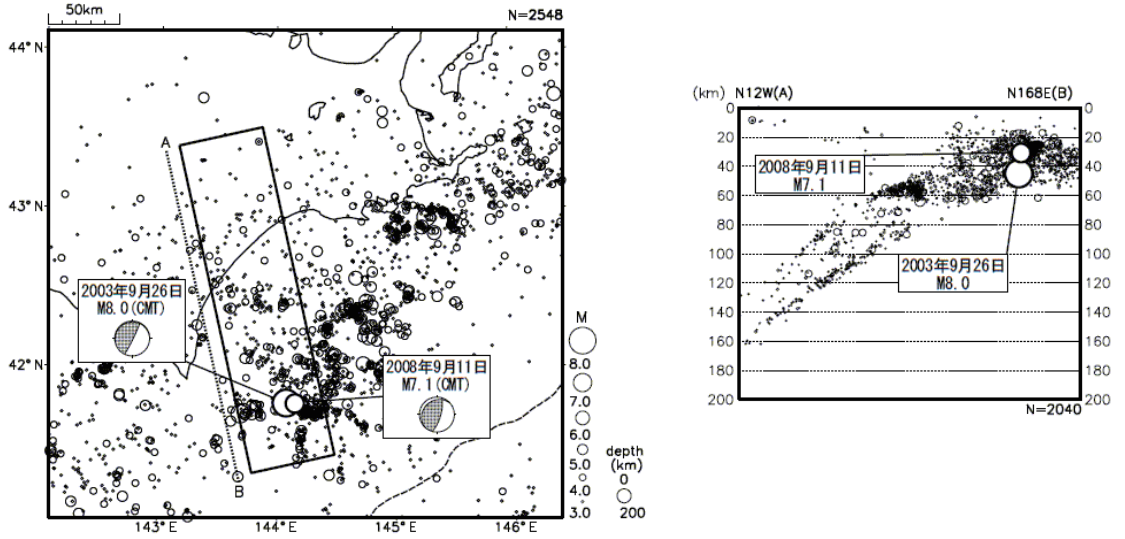


図４　2008 年 9 月 11 日十勝沖の地震活動
（左）震央分布図（2003 年１月～2008 年 9 月，M≧3.0，深さ 0～200km）
（右）矩形内の断面図（M≧2.0，Ａ－Ｂ投影）

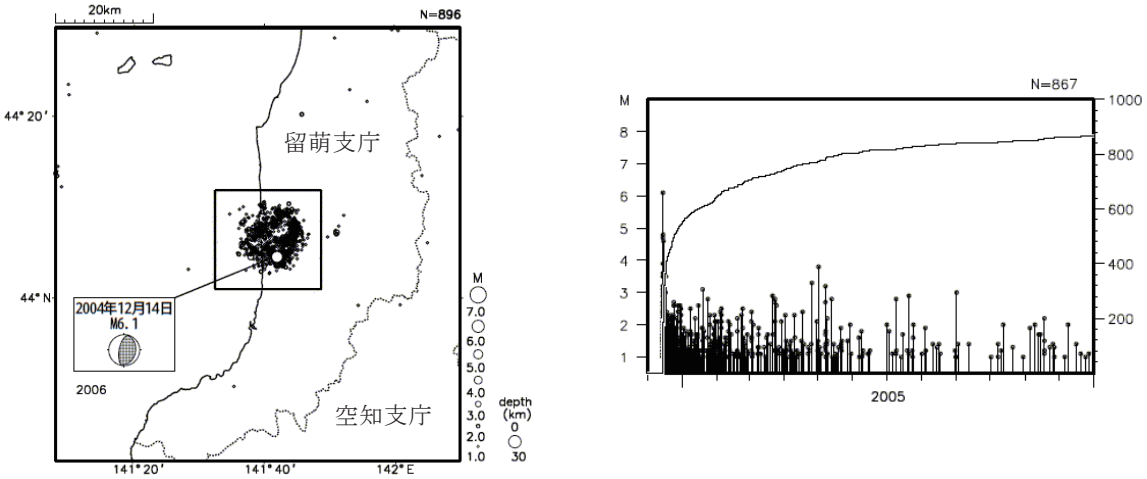


図５　2004 年 12 月 14 日留萌支庁南部の地震活動
（左）震央分布図（2004 年 12 月～2005 年 12 月，M≧1.0，深さ 0～30km）
（右）矩形内のＭ－Ｔ図及び地震回数積算図

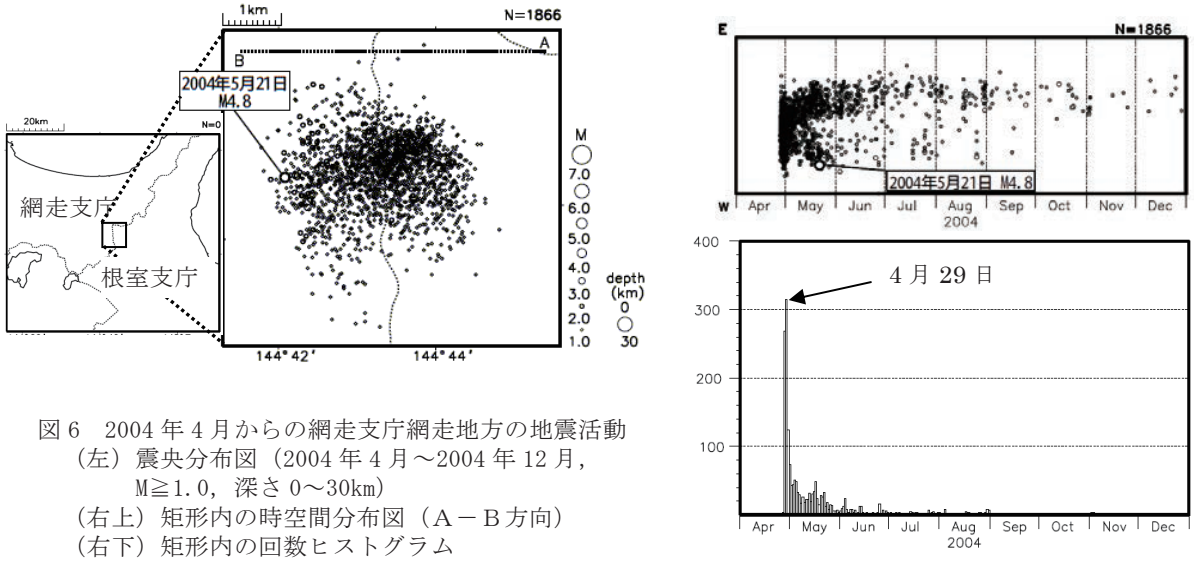


図６　2004 年 4 月からの網走支庁網走地方の地震活動
（左）震央分布図（2004 年 4 月～2004 年 12 月，
M≧1.0，深さ 0～30km）
（右上）矩形内の時空間分布図（Ａ－Ｂ方向）
（右下）矩形内の回数ヒストグラム

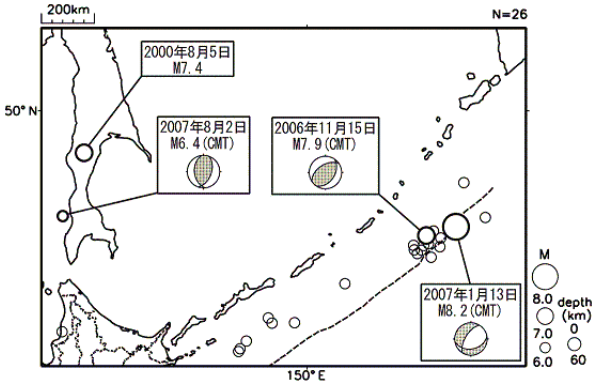


図７　北海道の周辺の地震活動
震央分布図（1999 年１月～2009 年３月，
M≧6.0，深さ 0～60km）

2.2　東北地方とその周辺

1999 年以降，東北地方の太平洋側では M7 以上の地震が３回発生したが，M5 以上の発生回数で見る限りはそれらの活動の前後で大きな変化は見られなかった．2006 年末から 2007 年末まで，地震活動に顕著な静穏化が発生し[3]（図 8），その後，2008 年に入って静穏化前の地震活動レベルにもどった．

東北地方の内陸の地殻内では，期間中に M6 以上の地震が２回発生しているが，これらの地震はいずれも近年の GPS 観測等で見出された歪集中帯[4]で発生している（図 9）．M5 以上でみると前の 10 年間（1989 年～1998 年）が余震をのぞいて６回だったのに対して，この 10 年では２回（同じく余震をのぞく）となっている．ただし，M1.5 以上の微小地震のレベルまで範囲を広げてみると，この 10 年間で特段全体に地震活動が低調になっているような傾向は見られない．

日本海東縁部については，隣接する中越地方で 2004 年と 2007 年に M6 をこえる地震活動が発生したが，東北地方についてはこの 10 年間で M6 を超えるような目立った地震活動はなかった．

期間内に東北地方で起きた主な地震の概要は次の通り．

2003 年５月 26 日に宮城県北部の深さ 72km で，M7.1 の地震が発生した．この地震の発震機構は太平洋プレートの沈み込みの方向に圧力軸を持つ型で，沈み込む太平洋プレート内部（二重地震面の上面）で発生した地震である．

2003 年７月 26 日 07 時 13 分に宮城県北部の深さ 12km で，M6.4 の地震が発生した．この地震の発震機構は北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，地殻内で発生した地震である．この地震に先行して，同日 00 時 13 分に M5.6 の前震が発生している．最大余震は，同日 16 時 56 分に発生した M5.5 の地震であった．地震活動は，１日に震度６弱以上を３回観測するなど活発であった．

2005 年８月 16 日に宮城県沖の深さ 42km で M7.2 の地震が発生した．この地震の発震機構は西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生した地震である．この地震の震源域は，宮城県沖地震の想定震源域の一部に分布している．

2005 年 11 月 15 日に三陸沖で M7.1 の地震が発生した．この地震の発震機構は，東西方向に張力軸を持つ正断層型であった．この地震では津波が発生し，観測された津波の高さの最大は岩手県大船渡の 42cm であった．

2008 年６月 14 日に岩手県南部の深さ 8km で M7.2 の地震が発生した．この地震の発震機構は，西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，地殻内で発生した地震である．この地震は，「平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震」と命名された．

2008 年７月 24 日に岩手県沿岸北部の深さ 108km で，M6.8 の地震が発生した．この地震の発震機構は，太平洋プレートの沈み込む方向に張力軸を持つ正断層型で，太

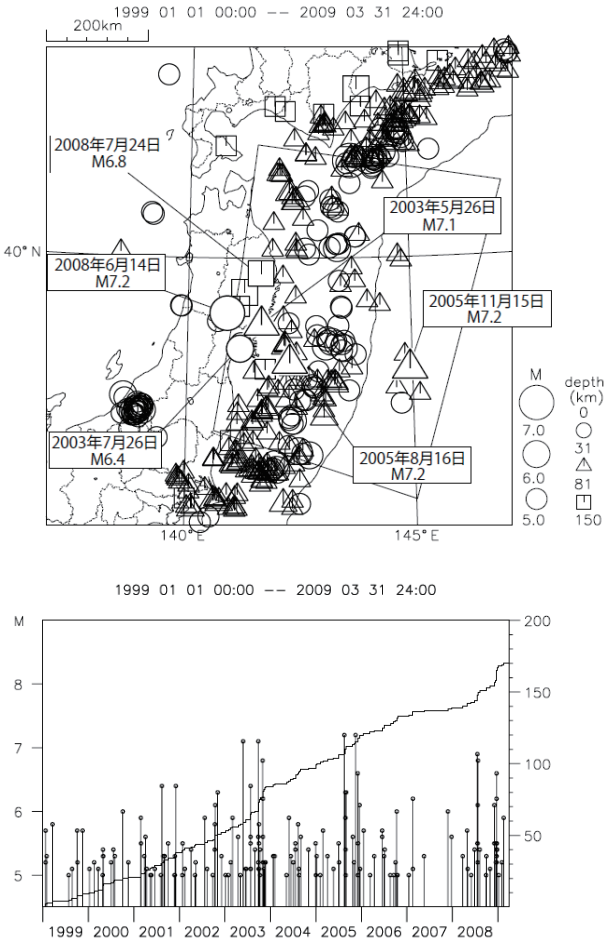


図８　東北地方の 1999 年１月～2009 年３月の地震活動
（上）M5 以上，深さ 150km 以浅の地震の震央分布
（下）上図の太平洋側（矩形領域内）のＭ－Ｔ図と地震回数積算図

平洋プレート内部（二重地震面の下面）で発生した地震である．

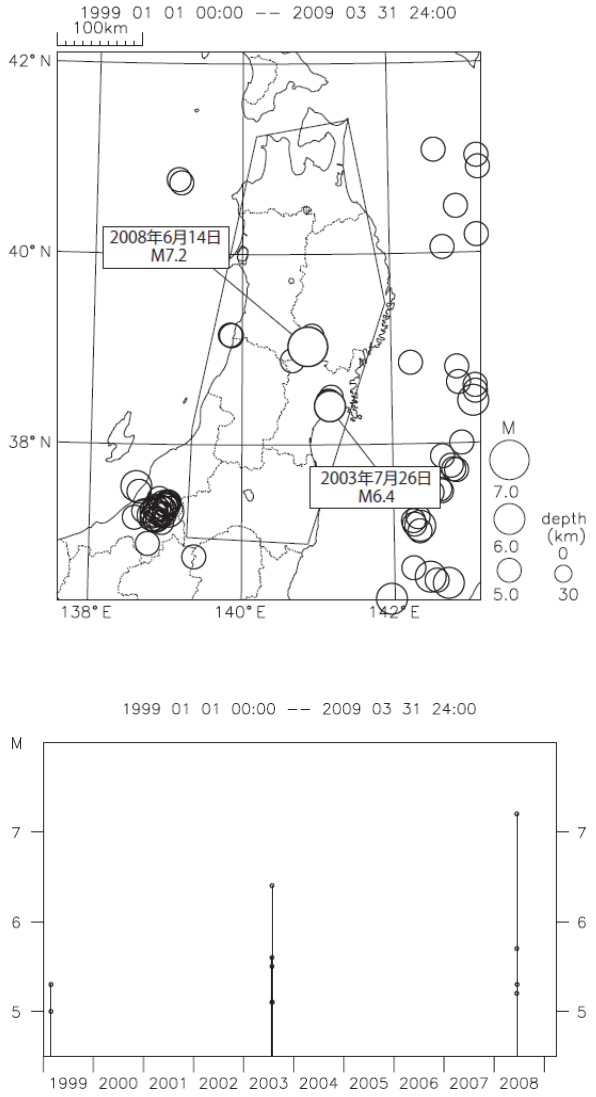


図 9　東北地方内陸地殻内の地震活動
（上）1999 年 1 月～2009 年 3 月，M5 以上，深さ 30km 以浅の地震の震央分布図
（下）上図の矩形領域内のＭ－Ｔ図

2.3　関東・中部地方

1999 年以降に関東・中部地方で発生した M≧4.0，深さ≦80km の地震を図 10 に示す．この期間にいくつかの顕著な地震活動が発生しているが，これらについては個別に詳細に報告されているので，ここではごく簡単にその概要を述べるにとどめ，それ以外の活動についてやや詳しく紹介する．

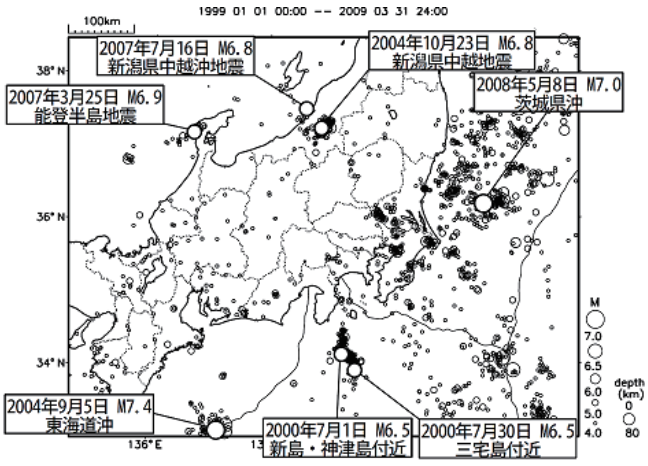


図 10　1999 年 1 月～2008 年 9 月に関東・中部地方に発生した地震（M≧4.0，深さ 0～80km）の震央分布図

a）関東・中部地方の顕著な地震活動

2000 年に三宅島で大規模な火山活動があり，これに伴って三宅島から新島～神津島にかけての海域で非常に活発な群発地震活動が見られた．これは主として神津島の東方海域の地下での岩脈状のマグマの活動によって生じたとされている [5]．

2004 年には三重県南東沖（東海道沖，紀伊半島沖）の南海トラフ付近でまとまった地震活動があった．9 月 5 日 19 時 07 分に M7.1 が，また同日 23 時 57 分に M7.4 の地震が発生した．いずれもフィリピン海プレート内部の地震であると考えられる．

2004 年 10 月 23 日には新潟県中越地方で M6.8 の地震が発生し，川口町で震度 7 を観測した．その後も M6 クラスの地震が多発するなど活発な余震活動が見られた．この地震では、新潟県広神村小平尾地区において地表地震断層（比高 10cm 程度）が認められている [6]．

2007 年 3 月 25 日に能登半島の西岸域付近で M6.9 の地震が発生した．能登半島西方沖の海底には第四紀に活動した活断層の存在が指摘されている [7]．

2007 年 7 月 16 日には中越沖（柏崎市の沖合）で M6.8 の地震が発生した．この地震の震源域は，2004 年に発生した新潟県中越地震(M6.8)の震源域から 30km 程度しか離れていない場所であった．

b）房総半島南東部の地震活動

2007 年 8 月，房総半島南東部（九十九里浜）付近で，M5.3 の地震を最大とする活発な地震活動があった．発震機構は概ね南北方向に圧力軸を持つ逆断層型で，フィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近で発生した地震活動と考えられる（図 11）．この付近では M4.0 前後の地震が頻発する様な活動が数年おきに繰り返し発生しており，最近では 2002 年に最大 M3.7，1996 年に M4.3 を最

大とするまとまった地震活動があった.

なお，この付近では，地震活動に同期したスロースリップイベント（プレート間のゆっくりした滑り現象.「ゆっくり滑り」とも呼ばれる.）が発生することが知られている．1996 年の地震活動の際，周辺に設置されている国土地理院の GPS 観測点が南東方向に移動するような変動が捉えられ，その原因を「ぬるぬる地震」と解釈した[8]．その後 2002 年の活動の際にも，国土地理院の GPS 観測網，防災科学技術研究所の傾斜計によって同様な変動が捉えられ，スロースリップの断層モデルが提案された．今回においても同様に GPS による基線変化や傾斜変化が捉えられ，Mw6.4 に相当するスロースリップイベントがあったことが報告されている[9].

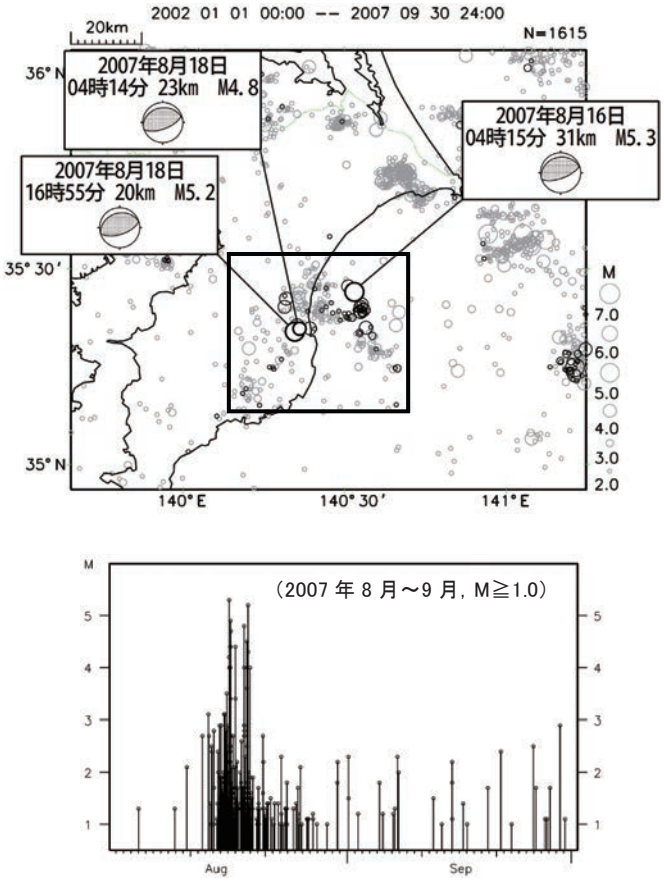


図 11　房総半島南東部の地震活動
（上）震央分布図（2002 年 1 月以降，M≧2.0，
深さ 0～60km，2007 年 8 月以降を濃く表示）
（下）矩形領域内のM－T図

c）茨城県沖の地震活動

2008 年 5 月 8 日に，茨城県沖で M7.0 の地震が発生した．この地震の発震機構は西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生した地震である．この地震に先立って活発な前震活動があった．5 月 4 日頃からややまとまった活動が始まり，7 日の午後から次第に活発となり，本震発生の約 40 分前と約 30 分前に，それぞれ M6.4 と M6.3 の地震が発生していた（図 12）.

茨城県沖のこの領域では概ね 20 年毎に，M7 クラスのプレート境界型の地震が発生しており，1982 年に M7.0，1965 年と 1961 年にそれぞれ M6.7，M6.8，また 1943 年にも M6.7 の地震が発生している.

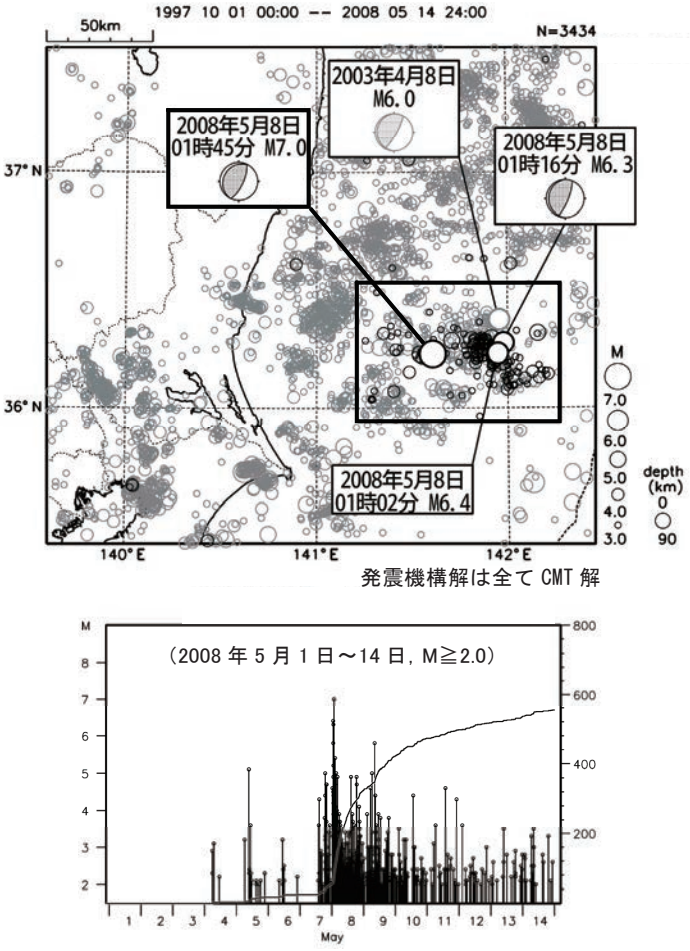


図 12　茨城県沖の地震活動
（上）震央分布図（1997 年 10 月以降，M≧3.0，
深さ 0～90km，2008 年 5 月以降を濃く表示）
（下）矩形領域内のM－T図

d）伊豆半島東方沖の地震活動

伊豆半島東方沖では 1978 年頃から群発地震活動が発生するようになり，1980 年代，1990 年代は非常に激しい活動が繰り返し発生していた．しかし，1998 年 4～5 月の群発地震活動以降，急速に活動は低下した．2006 年 4 月に最大 M5.8 を含む活動があったものの，2000 年代の活動はそれまでに比べ，著しく低調になっている（図 13）.

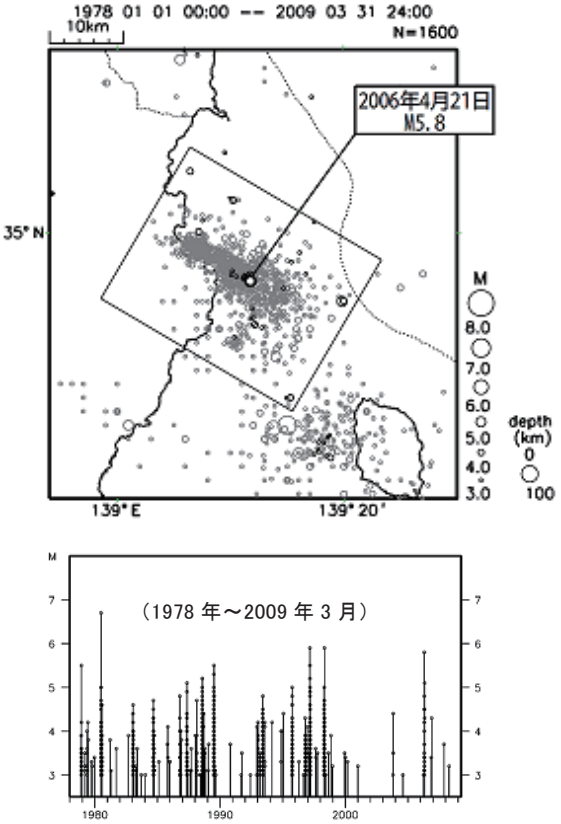


図 13　伊豆半島東方沖の地震活動
（上）震央分布図（1978 年以降，M≧3.0，
2000 年以降を濃く表示）
（下）矩形領域内のＭ－Ｔ図

2.4　近畿・中国・四国地方

1999 年 1 月以降に近畿・中国・四国地方で発生したＭ≧4.0，深さ≦90km の地震を図 14 に示す．この内，M6.0 を超える地震は，「平成 12 年（2000 年）鳥取県西部地震」（M7.3）と「平成 13 年(2001 年)芸予地震」（M6.7）であった．

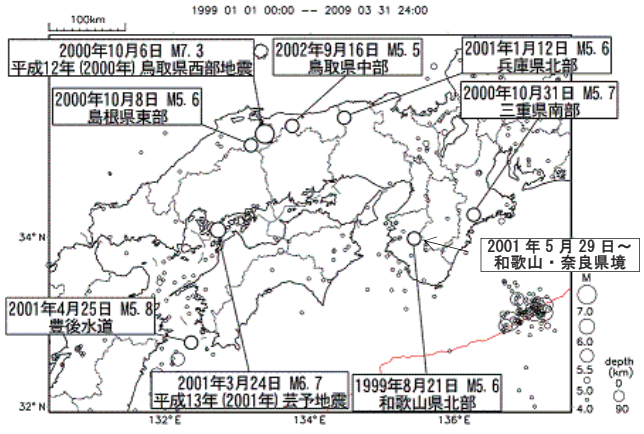


図 14　1999 年 1 月～2009 年 3 月に近畿・中国・四国地方で発生した地震（M≧4.0，深さ 0～90km）の震央分布図

1999年8月21日05時33分，和歌山県北部の深さ66kmでM5.6の地震が発生した．発震機構は西北西－東南東方向に圧力軸を持つ型で，沈み込むフィリピン海プレートの内部で発生した．余震活動は低調であったが，Mから推定される震源域の外側の周辺領域で一時地震活動が活発になった（図15）．

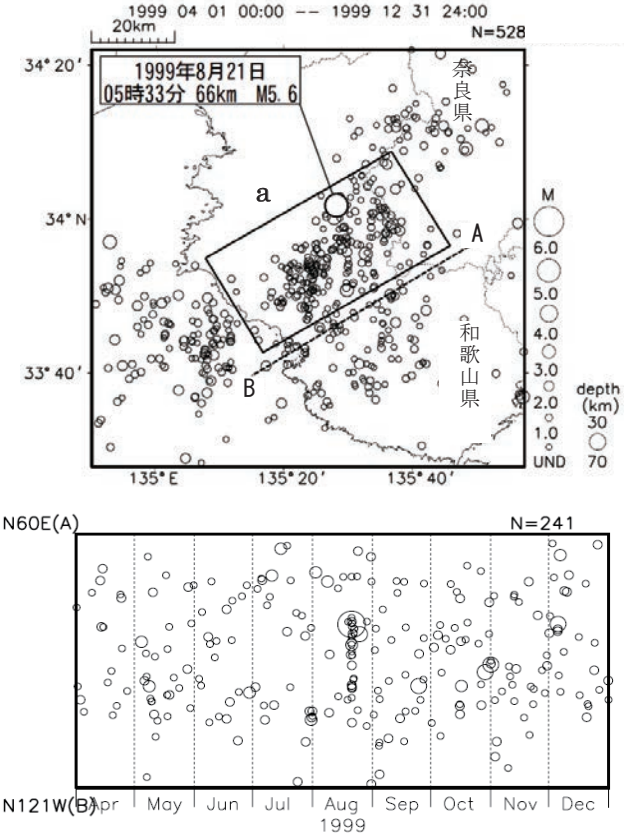


図 15　和歌山県北部の地震
（上）震央分布図（1999 年 4 月 1 日～12 月 31 日，
Ｍすべて，深さ 30～70km）
（下）領域 a 内の A-B 時空間分布図

a）平成 12 年（2000 年）鳥取県西部地震

2000 年 10 月 6 日 13 時 30 分，鳥取県西部の深さ 11km で M7.3 の地震が発生した．余震は北北西－南南東方向に約 30km にわたって分布し，本震の発震機構は，東西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型であった．

b）2001 年 1 月の兵庫県北部の地震活動

2001 年 1 月 12 日 08 時 00 分，兵庫県北部の深さ 9km で M5.6 の地震が発生した．この付近では 2000 年 12 月に M2.9 を最大とする地震活動があり，1 月 20 日 05 時 19 分に最大余震である M4.8 の地震が M5.6 の地震の北約 3 km のところで発生した．地震活動域が複雑で，誘発された地震もあるが概ね前震－本震－余震型で推移した（図 16）．

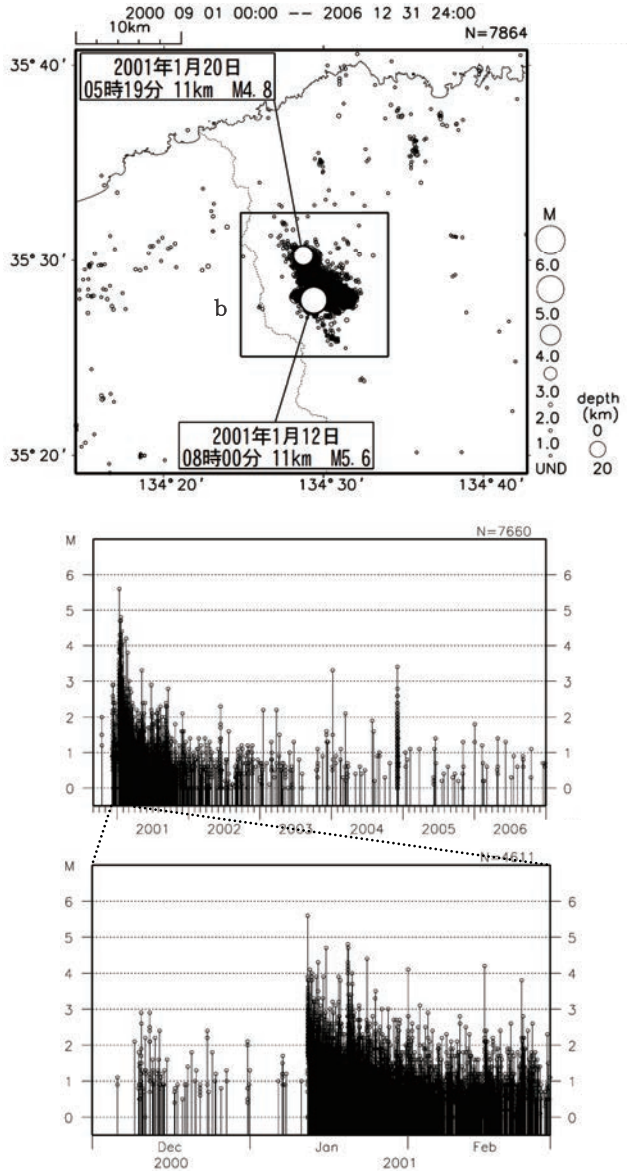


図 16　兵庫県北部の地震活動
（上）震央分布図（2000 年 9 月 1 日～
2006 年 12 月 31 日,Mすべて,深さ 0～20km）
（中）領域 b 内のM－T図
（2000 年 9 月 1 日～2006 年 12 月 31 日）
（下）M－T図
（2000 年 12 月 1 日～2001 年 2 月 28 日）

c）平成 13 年(2001 年)芸予地震

2001 年 3 月 24 日 15 時 27 分,安芸灘の深さ 46km でM6.7 の地震が発生した.余震はほぼ南北方向に約 20km にわたって分布し，本震の発震機構は，東西方向に張力軸を持つ正断層型であった.

d）2001 年 5 月からの和歌山・奈良県境（龍神村～十津川村）付近の微小地震活動

2001 年 5 月 29 日から 2002 年 9 月にかけて和歌山県龍神村～奈良県十津川村を震源とする活発な微小地震活動があった（図 17-1）．この期間，2002 年 1 月 4 日には日最大 358 個の地震を観測し,同日最大規模の M4.1 の地震が発生した．地震活動の特徴として，時間経過と共に活動領域が移動したことがあげられる（図 17-2）．M3.0 以上の地震の発震機構は，ほぼ北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であった．中央構造線の南側紀伊半島で見られる北西－南東方向の縮みに伴う地震活動と考えられる．

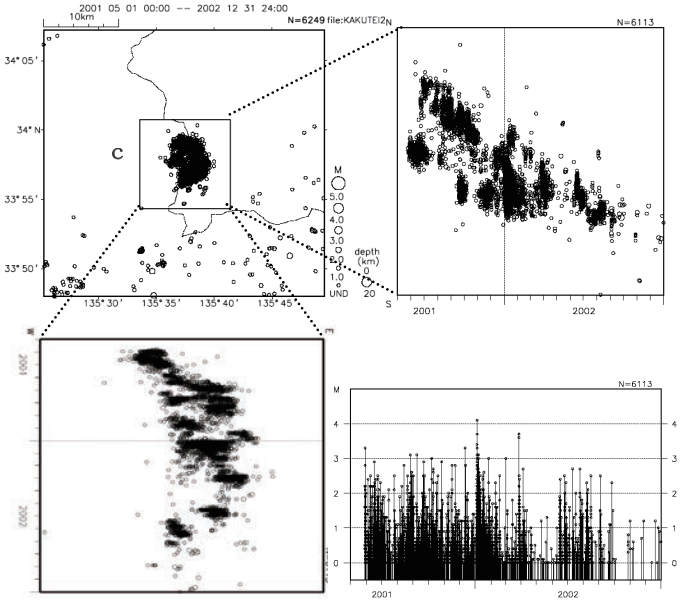


図 17-1　和歌山・奈良県境付近の微小地震活動
（上左）震央分布図（2001 年 5 月 1 日～
2002 年 12 月 31 日,Mすべて,深さ 0～20km）
（上右）領域 c 内の時空間分布図（北－南）
（下左）領域 c 内の時空間分布図（西－東）
（下右）領域 c 内のM－T図

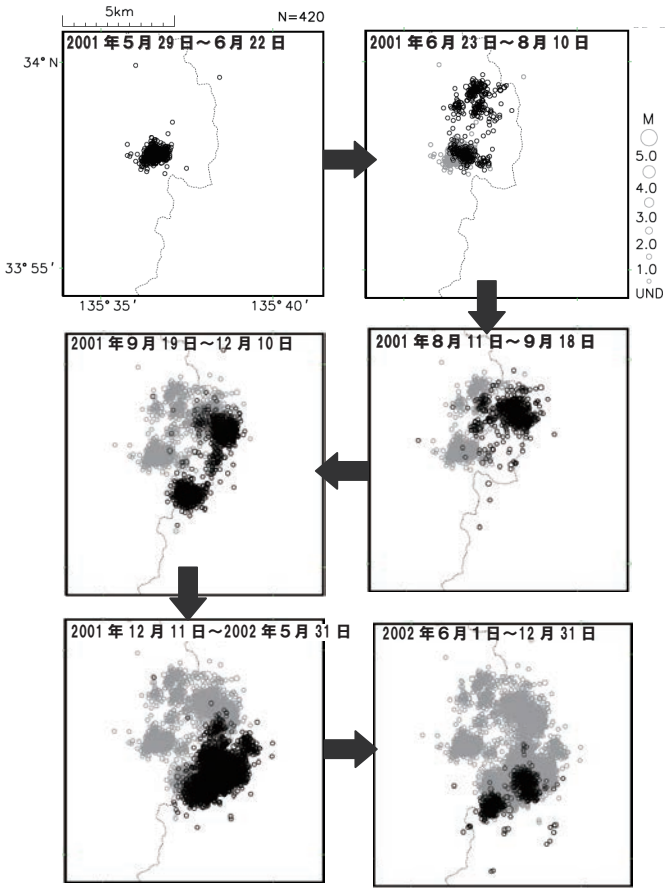


図 17-2　領域 c 内の期間別の震央分布図
（M すべて，深さ 0～20km，期間内の地震を濃く表示，薄く表示したのは 2001 年５月以降当該期間以前に発生した地震）

2.5　九州地方

1999 年以降に九州地方で発生した M≧4.0，深さ≦90km の地震を図 18 に示す．この期間に M≧6.0 の地震は 16 回発生している．この期間で最も顕著な地震活動である福岡県北西沖の地震活動については別に項目が立てられているので，ここではそれ以外の活動に関して述べる．

a）九州北部

九州北部は日本列島の中では歪速度の遅い地域であり[10]，最近 10 年間では，2005 年の福岡県西方沖の地震活動を除き，M≧4.0 の地震の発生は５回と活動レベルは低い状態である．図 19 の矩形領域で M≧2.0 の地震活動を見ると，2001 年から積算地震回数が増加している．2005 年の福岡県西方沖の地震以後に顕著な変化はないが，2008 年に入ってから活動が低下している．

b）九州中部

別府－島原地溝帯周辺では，この 10 年間 M≧5.0 の地震は発生していない．領域の西部では定常的に微小な地震活動がみられる．地溝帯の北東部に当たる別府－万年山断層帯付近では，2000 年４月（最大 M4.2）及び 2007 年６月（最大 M4.9）にまとまった地震活動がある．

布田川・日奈久断層帯付近は，クラスタがいくつも存在し，定常的に地震活動がみられる．断層帯北部で 2000 年６月８日に M5.0 の地震が発生し，活動は本震－余震型で推移した．この付近では，M4 クラスの地震が度々発生している．領域全体の地震活動としては，大きな変化は認められない（図 20）．

c）九州南部

この地域では 1997 年３月と５月にそれぞれ M6.6，M6.4 の地震が鹿児島県北部で発生し，その余震活動と周辺の地震活動の増加が 2000 年半ば頃まで見られる．M≧4.0 の地震は７回発生している．そのうち６回は，北緯 32 度線付近で発生している．北緯 32 度線に沿った地域では，天草灘，薩摩半島西方沖，鹿児島県薩摩地方，霧島山周辺で顕著な活動が見られている．また，鹿児島湾南部でもクラスタ的な地震活動が見られる．

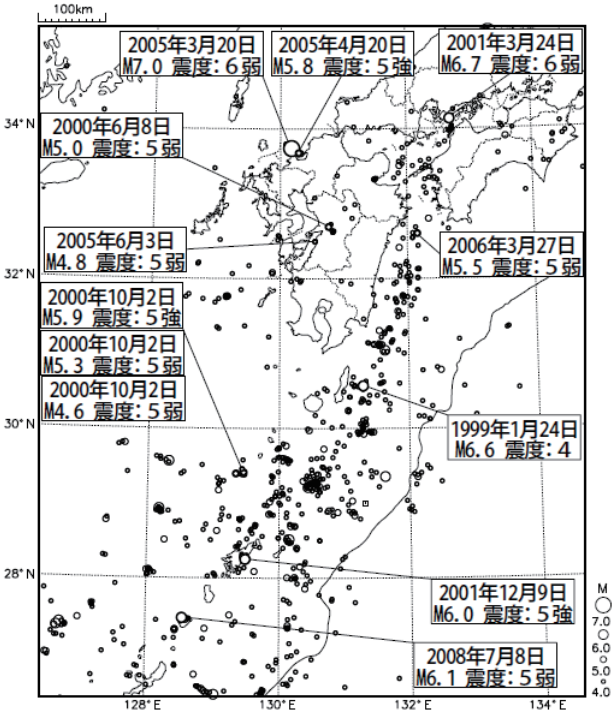


図 18　1999 年１月～2009 年３月に九州地方に発生した地震（M≧4.0，深さ 0～90km）の震央分布図

d）日向灘

日向灘は，南東から沈み込むフィリピン海プレートと陸側のプレートの境界付近に位置し，M8 クラスの南海地震の想定震源域の南西側にある．1996 年 12 月の M6.7 の地震以降，M6.0 を超える地震は発生していない．最近 10 年間は，それ以前に比べ，M4 クラスの地震が日向灘全域で発生している（図 21）．

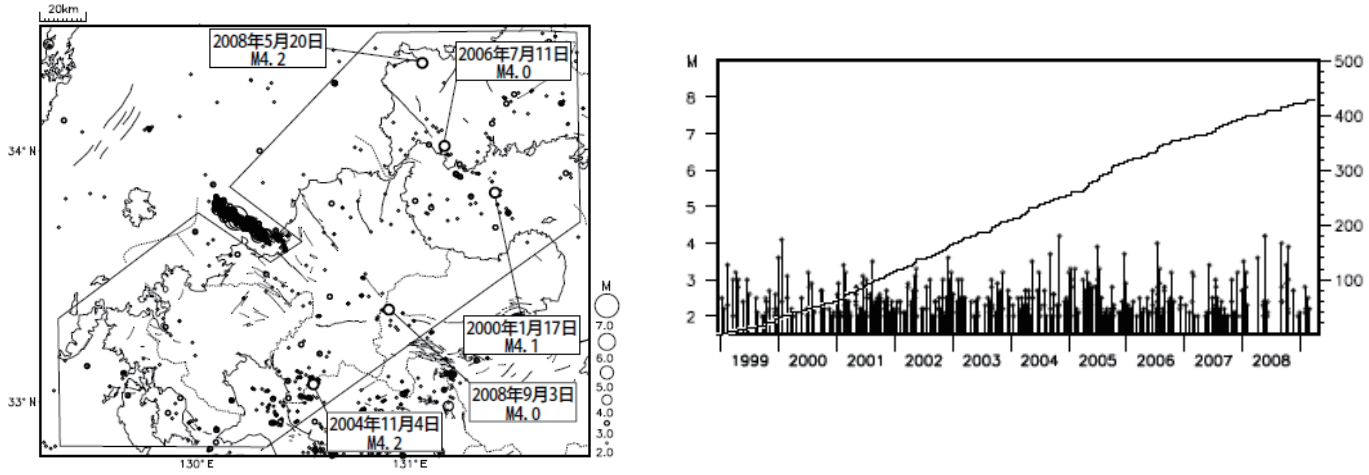


図 19　1999 年 1 月～2009 年 3 月に九州北部に発生した地震（M≧2.0，深さ 0～20km）
（左）　震央分布図
（右）　矩形領域のＭ－Ｔ及び回数積算図

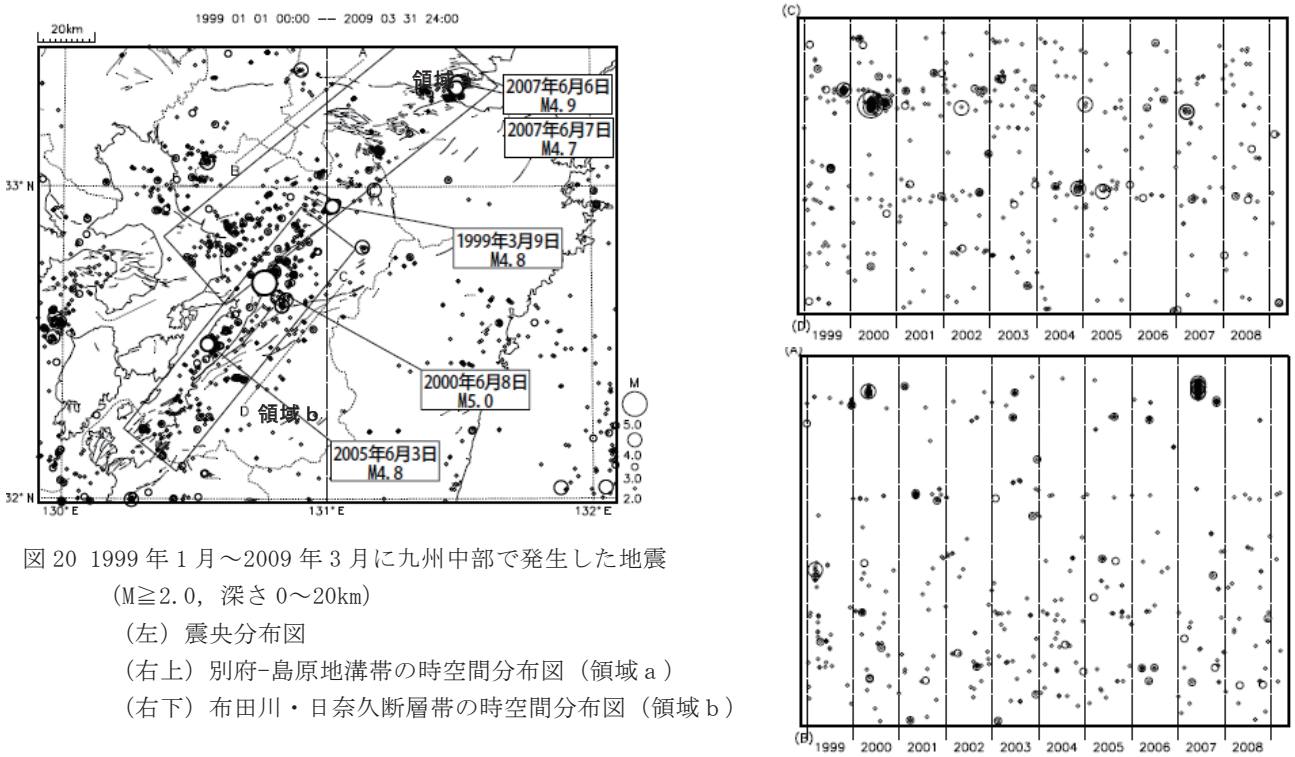


図 20　1999 年 1 月～2009 年 3 月に九州中部で発生した地震
（M≧2.0，深さ 0～20km）
（左）震央分布図
（右上）別府-島原地溝帯の時空間分布図（領域ａ）
（右下）布田川・日奈久断層帯の時空間分布図（領域ｂ）

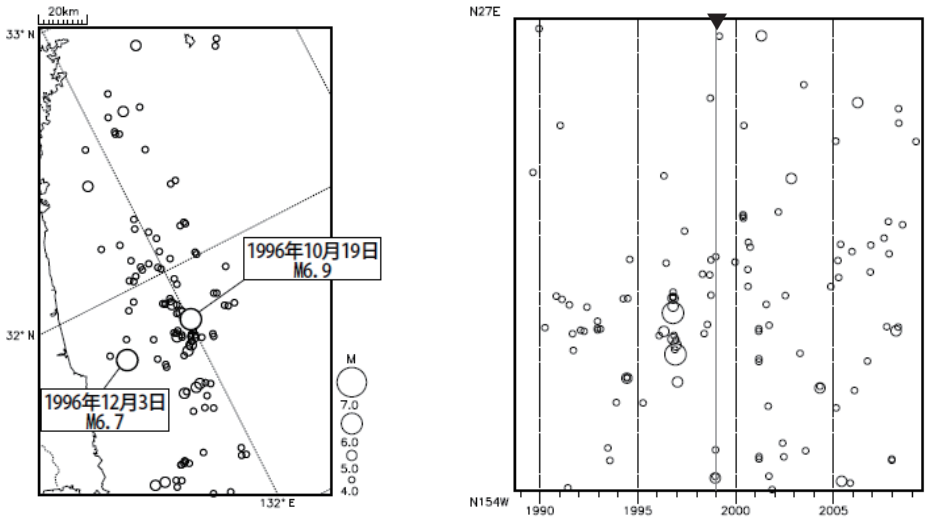


図 21　1989 年 1 月～2009 年 3 月に日向灘に発生した地震（M≧4.0，深さ 0～20km）
（左）震央分布図
（右）時空間分布図　（▼印は 1999 年）

2.6　沖縄地方

1999 年以降に奄美大島近海から台湾付近までの南西諸島で発生した M≧4.0,深さ≦100km の地震を図 22 に示す．台湾付近を除いて，この期間に M≧6.0 以上の地震が 20 回発生している．ここでは，沖縄本島近海と与那国島近海における地震活動について述べる．

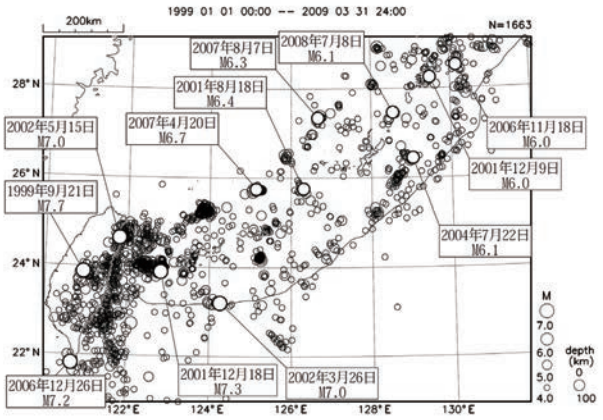


図 22　1999 年 1 月～2009 年 3 月に南西諸島海域で発生した地震（M≧4.0，深さ 0～100km）

a）沖縄本島近海の地震活動

最近 10 年間の沖縄本島近海で発生した最大の地震は，2001 年 8 月 18 日に久米島の南西約 80km で発生した M6.4 の地震である．最大余震は 8 月 20 日に発生した M5.9 の地震で，発震機構（CMT 解）は何れも北東－南西方向に張力軸を持つ正断層型であった．

2008 年 7 月 8 日に沖永良部島付近で M6.1 の地震が発生した．発震機構(CMT 解)は，北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，フィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近で発生したものと考えられる．

b）与那国島近海の地震活動

与那国島近海から台湾付近にかけては，定常的に地震活動が活発で,数年に 1 回程度 M7 クラスの地震が発生している．図 23 には，最近 10 年間に与那国島近海で発生した M≧3.0，深さ≦100km の地震を示した．

2001 年 12 月 18 日に与那国島近海で M7.3 の地震（深さ 8km）が発生した．この地震の発生により与那国島で 12cm,石垣島で 4cm の津波を観測している.発震機構(CMT 解)は,東西方向に張力軸を持つ正断層型を示しており，浅発地震であることからユーラシアプレート内で発生したものと考えられる．本震（M7.3）発生後，余震活動（最大余震は M5.7）は非常に活発で，2002 年 3 月までに M5 クラスの地震が 4 回，M4 クラスの地震が 43 回発生し，震度 1 以上を観測した地震が 17 回（本震を含む）であった [11]．

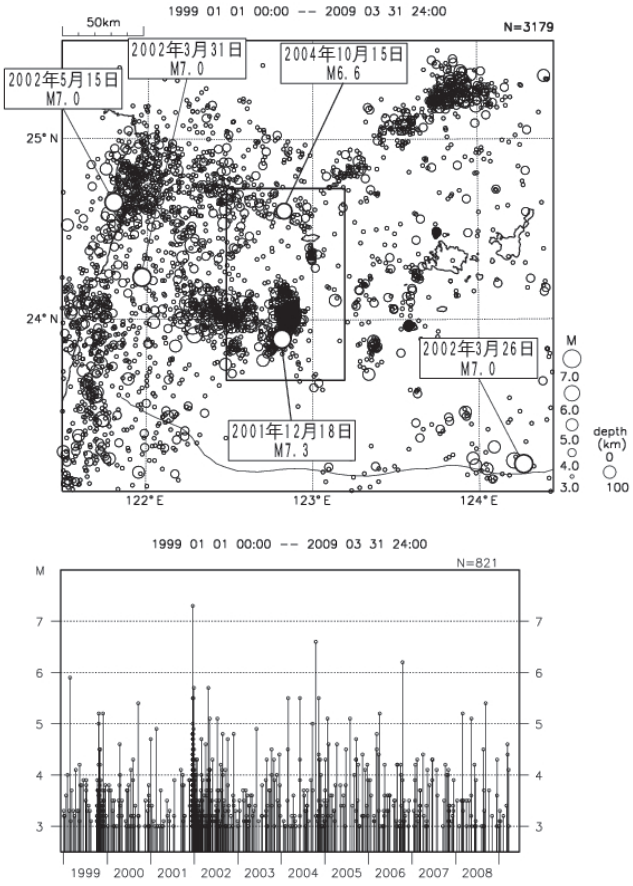


図 23　与那国島近海の地震活動
（上）震央分布図（1999 年以降，M≧3.0）
（下）矩形領域内のM－T図

2004 年 10 月 15 日に与那国島近海の深さ 83km で M6.6 の地震が発生した．この地震の発震機構（CMT 解）はプレートの沈み込む方向に張力軸を持つ型（down-dip extension）で，フィリピン海プレート内部において発生したものと考えられる．

与那国島近海では，1947 年 9 月 27 日に M7.4，1966 年 3 月 13 日に M7.8 の被害を伴う地震が発生している [12]．

参考文献

1）気象庁地震予知情報課・気象庁気象研究所，2005．2004 年 11 月 29 日釧路沖の地震について．地震予知連絡会会報，**74**，69-75.

2）統計数理研究所，2007．千島列島沖の地震活動の時空間パタンとストレス変化．地震予知連絡会会報，**78**，60-66.

3）気象庁地震予知情報課,2008.東北地方の地震活動の静穏化．地震予知連絡会会報,**79**,69-73.

4）産業技術総合研究所，2005．新潟県中越地震に伴う地震断層とトレンチ調査のお知らせ.
http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/trench/niigata/index.html

5）地震調査委員会, 2000．三宅島から新島・神津島付近にかけての地震活動の評価．
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00jul3/index.htm

6）Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, and S. Yui, 2004. Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc. *Earth, Planets and Space*, **56**, 1347-1355.

7）産業技術総合研究所，2007．能登半島とその周辺海域のテクトニクス．地震予知連絡会会報, **78**, 477-478.

8）国土地理院，1997．房総半島の地殻変動．地震予知連絡会会報，**57**，234-236.

9）防災科学技術研究所，2008．2008 年 8 月に発生した房総沖スロースリップと群発地震活動．地震予知連絡会会報，**79**，123-127.

10）石川典彦・橋本　学，1999．測地測量により求めた日本の地震間の平均的な地殻水平ひずみ（Ⅱ）．地震 2，**52**，299-315.

11）沖縄気象台, 2002. 沖縄地方とその周辺の地震活動．地震予知連絡会会報，**68**，474-479.

12）沖縄気象台, 2005. 沖縄地方とその周辺の地震活動．地震予知連絡会会報，**73**，608-615.

第２章　この 10 年の全国の地殻変動

今給黎　哲郎（国土地理院）

１．概観

「この 10 年の全国の地殻変動」がこのように項立てされて記述されることになったのは，「地震予知連絡会 30 年のあゆみ」が刊行されて以降 10 年間の地殻変動観測成果に，それだけの質と量と価値があると地震予知研究のコミュニティが認めたことに他ならない．その一つの大きな要因は，地震調査研究推進本部が進めた基盤的観測網整備の一環として，地殻変動観測網としての GEONET(GPS 連続観測網)が充実したことである．全国を対象とする国土地理院の GPS 連続観測網は 1994 年以来観測を積み重ねており，「30 年のあゆみ」が編集された 1998 年時点でも，既に全国の定常的な地殻変動の状況，地殻水平歪みの集中する地域の確認，顕著な地震時に伴う地殻変動の検出，三陸はるか沖地震の余効変動や房総半島でのスロースリップ現象の検出などの成果が上がっていた．しかし，この 10 年においては，さらに新たな観測事実の検出と，観測データの詳細な解析が行われることで，地震発生サイクルにおける，地震間・地震時・地震後の各ステージで観測される地殻変動とその発生メカニズムの理解がさらに大きく進展した．

2000 年の三宅島噴火・新島神津島近海の群発地震では火山活動と群発地震活動のメカニズムについて地殻変動の観点からもそのメカニズムについての議論が大いに深まった．その後引き続いて発生した東海スロースリップは，2000 年後半から 2005 年まで続き，東海地震の想定震源域に隣接するプレート境界で観測された前例のない現象であった．当初，東海地震のプレスリップに相当するものである可能性も取りざたされただけに，社会的にも大きな注目を集めた．その空間的広がり，時間的追跡から，大地震の震源となるアスペリティ領域と，スロースリップ発生領域の棲み分けが確認されたことは，大地震発生のメカニズムを理解する上で大きな収穫であった．この他，豊後水道，房総半島でもスロースリップが繰り返し発生していることが観測され，それぞれそのメカニズムについての研究が行われている．

西南日本で繰り返し発生している短期的スロースリップは，GEONET と同じく基盤的観測網として整備された Hi-net の高感度加速度計(傾斜計)により，傾斜変動として検出された．この地殻変動と，Hi-net の高感度地震計によって捉えられた深部低周波微動が，プレート境界におけるスロースリップイベントによる一連の現象であることが示されたことも，この 10 年間における重要な発見である．

これら長期的，短期的なスロースリップイベントに関する研究から，プレート境界におけるアスペリティとその深部延長におけるプレートカップリングの状況についてのモデルが提案され，またその時間的発展を摩擦構成則から説明する理論的考察，シミュレーションの研究などに発展している．

この他にも，この 10 年間では海溝型の M8 級地震である 2003 年十勝沖地震が発生し，地震に伴う変動及び余効変動の観測がされたこと，その他にも 2005 年宮城県沖地震を含めた M6-M7 クラスのプレート境界の地震に関連した地殻変動の観測から，プレート境界のアスペリティモデルの構築に関連するさまざまな研究成果が生まれている．同様に，2000 年鳥取県西部地震以降，2003 年宮城県北部の地震，2004 年新潟県中越地震，2005 年福岡県西方沖の地震，2007 年能登半島地震，2007 年新潟県中越沖地震，2008 年岩手宮城内陸地震など，M6-7 級の地殻内の浅い地震に関連して地殻変動の観測結果から震源断層モデルを推定することが当たり前のように行われるようになった．

断層モデル作成のための地殻変動データとしては，GEONET 観測結果，測地測量のデータの他に，最近では衛星干渉 SAR のデータが大きな役割を果たすようになっている．面的な地殻変動パターンを把握できる干渉 SAR は滑り分布の推定など詳細な断層モデルの作成において重要な情報をもたらす．GPS 観測とは独立な情報でもあるだけにその価値は高い．特に，2006 年 1 月に打ち上げられた国産の地球観測技術衛星「だいち」（ALOS)の L バンド SAR(PALSAR)による観測データが広く公開されるようになったこともあって，2007 年能登半島地震，2007 年新潟県中越沖地震，2008 年岩手・宮城内陸地震については多くの研究機関で解析が行われ，地震に伴う地殻変動と断層モデルに関する詳細な議論が行われている．

個別のイベントに関する記述はそれぞれの項でなされることになっているので，本項では地殻変動観測・研究の観点から当該イベントに関連して特に注目すべき点などがあれば触れるにとどめることとし，この 10 年間における全国の地殻変動の概況を，GEONET の観測に基づく水平歪み図を中心に時系列的に概説し，上下変動については水準測量，験潮の観測を加えて得られた全般的な傾向について述べることとする．また，個別の項立てはないけれども地殻変動観測の点から注意を引くいくつかのイベント

については，本項で紹介することとしたい．

２．水平歪み図で見た地殻変動の推移

地震予知連絡会報には，第 66 巻(2001 年 8 月）から GEONET 観測結果による全国の水平歪み図が掲載されるようになった．それ以前は，水平変動ベクトル図のみが掲載されていたが，広域の地殻変動場を理解するには歪み図の方がわかり易いと思われる．本稿では時系列的に水平歪み図を追いながら，この 10 年間の全国の地殻変動の状況を振り返る．

2.1　1998 年～1999 年

1998 年から 1999 年にかけては全国的に顕著な地震,火山イベントが発生しない静穏な時期であった．そのため，地殻変動のパターンを解析する際に「定常」変動としてこの時期を用いることが多い．例えば国土地理院(2008)[1)]の東海スロースリップの解析では 1998 年 1 月から 2000 年 1 月までの状況を非スロースリップ期の変動速度場として示している．

図 1-1 は 1998 年 1 月～1999 年 1 月の全国の水平歪み図であるが，日本列島の定常的な歪み場を良く表している．

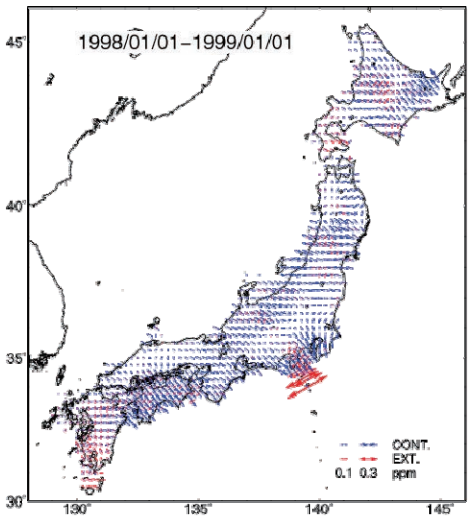


図 1-1　1998 年 1 月-1999 年 1 月の全国水平歪み図

北海道から東北地方にかけて太平洋岸を中心に太平洋プレートの沈み込みに伴う北西－南東から東西圧縮の歪みが主に見られるが，岩手県周辺では 1994 年三陸はるか沖地震の余効により沿岸部で東西圧縮がみられないこと，1998 年夏の岩手山の火山活動および 9 月 3 日の岩手内陸北部の地震に関連して内陸に南北伸張が一部あるなど周囲と異なる傾向を見せている．東海から紀伊半島，四国の太平洋岸にかけては，フィリピン海プレートの沈み込みに伴う北西－南東方向の圧縮が見える．また，新潟から神戸に至る帯状の地域で明瞭に西北西－東南東の圧縮が見られるが，Sagiya et al. (2000)[2)]がいわゆる「新潟－神戸ひずみ集中帯」として指摘したものである．伊豆半島・伊豆諸島北部では火山性の地殻活動で北東－南西方向の伸びの歪みが目立っている．九州においては，南北伸張の傾向が見られる．図 1-2 は，1999 年 1 月～2000 年 1 月の水平歪み図であるが，これも同様に顕著なイベントの影響をほとんど含まないものである．前時期において岩手山周辺にあった伸びのパターンがなくなったことが主な違いである．

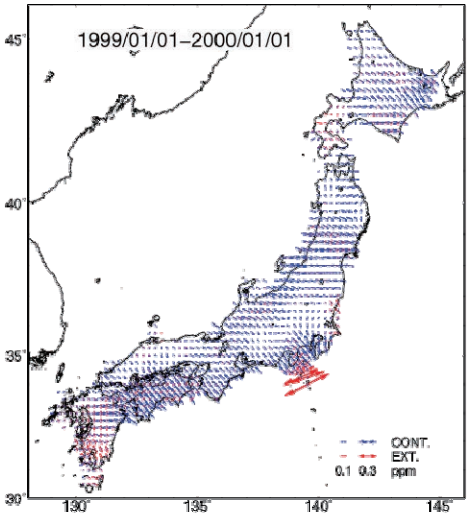


図 1-2　1999 年 1 月-2000 年 1 月の全国水平歪み図

なお国外の地震であるが，1999 年 9 月 21 日の台湾集集地震(M7.7，USGS による)に伴う地殻水平変動も与那国島の電子基準点で検出された．

2.2　2000 年

2000 年はその前年とうって変わって地震，火山のイベントが各地で発生し，地殻変動観測でも非常に大きな変化が捉えられている．図 1-3 は 2000 年 1 月～2001 年 1 月の水平歪み図である．

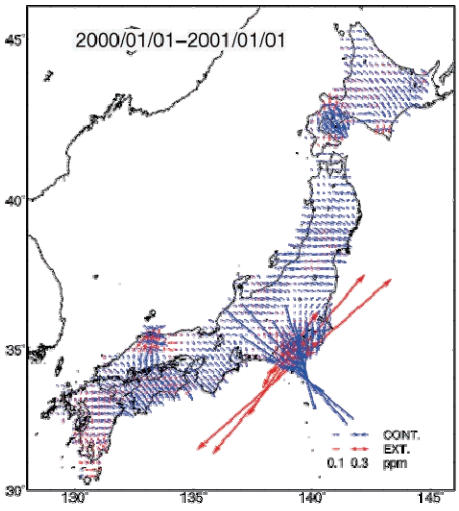


図 1-3　2000 年 1 月-2001 年 1 月の全国水平歪み図

3月末に発生した有珠山噴火の影響はあまり明瞭ではないが，噴火湾北東側に見られる北西－南東で圧縮は噴火後の山体の収縮に関連している．一方で，6月末から始まった三宅島噴火，それに引き続く新島・神津島近海の群発地震活動に関連した非常に大きな地殻歪みが伊豆諸島北部から南関東・伊豆半島周辺に見られる．2000年三宅島噴火に際して，三宅島島内に設置されていた電子基準点によりイベントの進行に伴う地殻変動の推移が観測された．地震活動が始まった6月26日夕刻から検出された変動は，島内西側で大きな伸びを示し，阿古地区では大きな沈降が観測された．これは同時期に地震活動も西方へ移動し，三宅島の西方沖で海底の小噴火が発生したことと合わせて，阿古付近から西方にダイクの貫入が起きたことを捉えたものと考えられている．その後，三宅島では7月8日に山頂で噴火が始まり直径約1 kmの陥没火口が出現．8月18日には噴煙が15,000 mに達する最大規模の噴火が発生し，8月29日にも噴火が発生し低温の火砕流も発生，9月からは大量の二酸化硫黄が発生するようになるといった経過で活発な活動が続いた．このイベントの進行に平行して地殻変動としては島の急激な収縮，沈降が観測された．2000年末までには火山ガス放出以外の目立った活動は終息したが，地殻変動としては水平方向で最大91 cmの変位,島を横断する約4 kmの基線では1 m以上の短縮，上下変動では最大98 cmの沈降が最終的に観測された．一方，三宅島の西方沖へ移動した地震活動は，そこから神津島・新島周辺にかけての海域で活発な群発地震活動として約2ヶ月間継続した．この間に発生した数回のM6.0以上の地震に伴う地殻変動も観測されたが，新島－神津島間の基線が非常に速い速度で伸び続けたことが最大の特徴であった．代表的な数値を挙げれば，電子基準点「新島」と「神津島 1」の距離は活動開始から約2ヶ月後の8月31日までに82 cm伸張した．この三宅島噴火，新島・神津島近海の群発地震活動イベントによる地殻変動は，房総半島、関東地方南部、伊豆半島、東海地方、伊豆大島、利島、御蔵島等伊豆諸島北部全域といった広域でGEONETにより観測された．これらの地殻変動は，三宅島のマグマ溜まりの収縮、三宅島西方のダイク、神津島東方沖のダイク、地震活動にともなう右ずれ性の断層運動の重ね合わせによってモデル化された[3]．なお，地震活動を含めた詳細な記述は第3章1節を参照されたい．

図1-3で読み取れるもうひとつ大きな山陰地方の水平歪みは10月6日に発生した鳥取県西部地震(M7.3)に伴うものであり鳥取・島根県境付近の震源域周辺で顕著である．GEONETで観測されたco-seismicな地殻変動から左横ずれの矩形断層モデルが地震の翌日に発表されているが，その後，RADARSATのSAR干渉画像から面的な地殻変動を捉え，断層面上の滑り分布モデルが作成された．またSAR干渉画像では10月8日に本震の約25 km西方で発生した*M*5.8の地震に伴う変動も確認することができたことから，その地殻変動検出能力の高さが改めて注目された．GEONETおよび大学合同観測班のGPS観測データからは地震後の余効的地殻変動が数ヶ月継続したことが確認されている．詳しくは第3章2節を参照されたい．

2.3 2001年

地殻変動観測・研究の観点から見れば，2001年の最大の出来事は東海スロースリップイベントが検出されたことである．駿河湾西部から遠州灘沿岸の東海地方における水平変動は，電子基準点「大潟」固定で表示すると，フィリピン海プレートの沈み込みにより西北西方向の変動ベクトルで代表される動きとなるのが2000年春以前までのパターンであった．2000年の三宅島噴火，新島・神津島周辺の群発地震の影響を受けて南東方向の変動が東海地方でも観測された．2000年秋以降，変動方向は西向き成分を取り戻したが,南向き成分は2001年初めになってもなくならず，春頃からは伊豆諸島北部を変動源とすると説明が難しい非定常的な地殻変動が東海地方で続いていることが疑われるようになった．原因が東海地方のプレート境界で発生しているゆっくり滑りであると推定されて，地震予知連絡会強化地域部会，地震防災対策強化地域判定会委員打合会で，その意味について検討が行われたのは7月末のことである．伊豆諸島での地震火山活動に伴う地殻変動の影響が非常に大きかったために，このゆっくり滑りイベントの開始時期を特定することは困難であるが，遅くとも2001年初め頃，早ければ2000年秋頃から始まっていたと考えられる（詳しくは第3章4節を参照）．図1-4の水平歪み図で見ると，それ以前見られていた御前崎から遠州灘沿岸付近の北西-南東圧縮の歪みが見られなくなっていることが，この東海スロースリップ期間の特徴である．東海スロースリップは消長を繰り返し,最終的に2005年夏に終息するまで継続した．

2001年に発生し，地殻変動が捉えられた他の顕著なイベントとしては，3月24日の芸予地震(M6.7)がある．震源の深さが51 kmとやや深かったため観測された地震時の地殻変動は1-2 cmであったが，水平歪み図には震源域を中心にやや大きめの北西-南東圧縮，北東-南西伸張の歪みが確認できる．伊豆諸島

北部の北東-南西伸張も継続的に見られる．地震に関する詳しい内容は第 3 章 3 節を参照されたい．

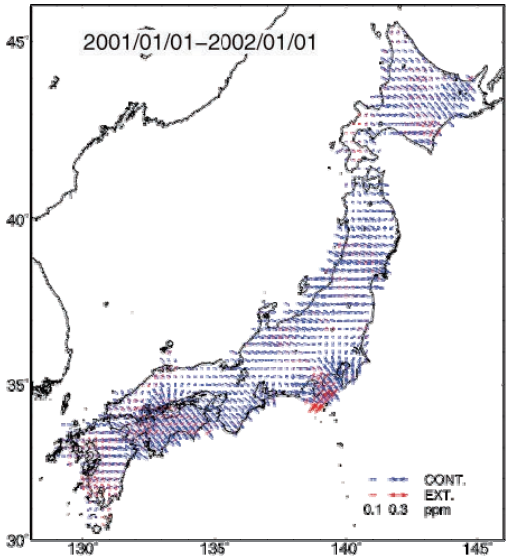


図 1-4　2001 年 1 月-2002 年 1 月の全国水平歪み図

Hi-net の高感度地震計(傾斜計）により検出された短期的スロースリップイベントは，愛媛県西部・豊後水道周辺で 2001 年 1 月，8 月，2002 年 2 月，8 月とその後約半年周期で繰り返し発生したものが最初に報告されている．これは深部低周波微動の活発化と傾斜計で捉えられた傾斜変動が，プレート境界のやや深い領域(深さ約 40 km 付近）で発生しているスロースリップであることを発見したもので，その後，紀伊半島から愛知県東部にかけての領域でも同様な現象が起きていることが Hi-net の傾斜計の他，気象庁の体積歪み計，産業技術総合研究所，名古屋大学，東濃地震科学研究所のボアホール歪計等の観測により確認・報告されている．詳細は第 3 章 13 節を参照されたい．

2.4　2002 年

地殻変動観測の点から注目される 2002 年のイベントは，10 月に房総半島で発生したスロースリップである．10 月 4 日から約 10 日間で，房総半島東部にある複数の電子基準点が最大 2 cm程度南東方向に変動した．これは 1996 年 5 月に起きた現象の再来であり，プレート境界での長期的スロースリップイベントが同じ領域で繰り返し起きることを国内で初めて具体的に確認した事例として重要である．Ozawa(2003)[4]では滑り領域の時間変化についても推定し，同時期に発生していた微小地震の活動との対比からもイベントの時間発展を議論している．水平歪み図（図 1-5）では，房総半島周辺に北西-南東伸張が目立っているのがこのイベントの影響である．

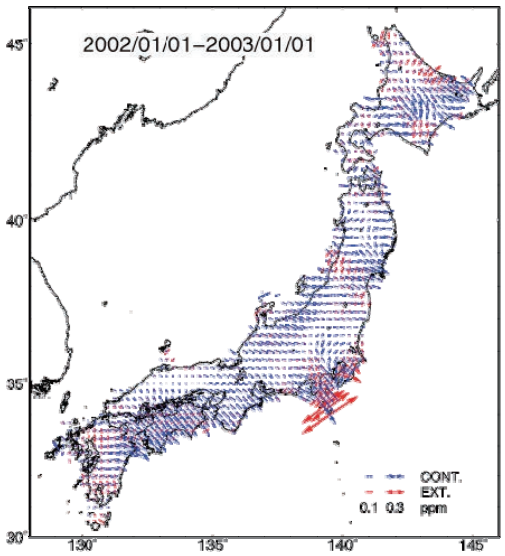


図 1-5　2002 年 1 月-2003 年 1 月の全国水平歪み図

離島でのイベントであるため，歪み図にはその影響は反映されていないが，8 月に八丈島近海で発生した群発地震活動により，八丈島の電子基準点が約 4 cm 東方向に変位するなどの変動が観測された．島内の海上保安庁の GPS 観測点の変位および名古屋大学の GPS キャンペーン観測とあわせてダイクの貫入による地殻変動としてモデル化されている[5]．

2.5　2003 年

5 月 26 日に発生した宮城県沖の地震（M7.1）は，震源が 71 km と深かったため観測された地殻変動は最大でも 1.5 cm 程度であったが，宮城県，岩手県を中心に明瞭な変動が見られた．地殻変動から推定された断層モデルは高角の逆断層で，スラブ内で発生したものと考えられる．地震波形から推定されたメカニズム[6]とも整合している．

7 月 26 日に発生した宮城県北部の地震(M6.4)は，地殻内の浅い地震であった．7 時 13 分に発生した本震の前に M5.6 の前震が 00 時 13 分に発生しており，また 16 時 54 分に発生した M5.5 の最大余震とあわせて震度 6 弱以上が 1 日に 3 回観測された．観測された地殻変動も震源が浅いために大きいものであった．震央近くの電子基準点「矢本」では，南東方向に約 16 cm の変位及び約 8 cm の隆起が観測された．この地震が発生した時期，震源域を横切る路線での水準測量作業が行われていたため，地震の直前と直後の観測値を比較して上下変動を精密に測定できた希な事例ともなった．RADARSAT のデータを用いた SAR 干渉解析も行われ，震源域中央部は田園・山林であったため干渉画像が得られなかったものの，周辺での面的な変動パターンが得られたことで，本震と前震のそれぞれのメカニズムに対応した 2 枚の断

層とそれらに対応する滑り分布モデルが推定された[7].

9月26日に発生した十勝沖地震(M8.0)は,GEONETの本格的な観測が始まってから初めてのM8級のプレート境界地震であった.北海道太平洋岸の広い地域で観測された水平変動は,海溝軸に向かって南東側にせり出す典型的な逆断層のパターンを示した.電子基準点「広尾」は南東に約97 cm移動し,地震時の変動としてはそれまでの最大であった1994年北海道東方沖地震の際の「根室4」における42 cmを大きく上回った.また上下変動では「大樹2」が28 cmの沈下を記録した.地震時の変動から推定された矩形断層モデルは長さ約92 km,幅約90 kmの面で約4.8mの一様滑りが生じたというものである(Mw8.0相当).この地震後も余効的な地殻変動が継続し,震源域周辺のプレート境界ではゆっくりとした滑りが続いていることが推定された[8)9)].余効滑りの領域と本震の主な滑り領域が相補的な位置関係にあることが指摘されたこともこの地震の地殻変動データから得られた重要な知見である.一方,この地震の直前においては,特に前兆的な地殻変動が見つからなかったことも事実である.いわゆる前兆滑りに相当するものはGEONETの観測からも,えりもにおける北大の地殻変動連続観測でも確認されなかった.地震に関する詳しい記述は第3章5節を参照されたい.

10月には豊後水道でスロースリップが発生したことがGEONETの観測とHi-netの傾斜計で捉えられた.これは1997年から98年にかけて発生したイベントの再来であり,滑り領域,規模(Mw6.8相当)ともにほとんど前回と同じであった[10].スロースリップは12月まで約3ヶ月継続した.房総半島に続き2例目のスロースリップの繰り返しが観測されたことで,プレート境界にはスロースリップを繰り返し発生する領域が固着域に隣接して存在する,というモデルがほぼ確実なこととして受け入れられるようになった.この豊後水道における長期的スロースリップ領域は,プレート境界のより深い側での短期的スロースリップ発生領域と隣接しており,プレート境界面の深さによってその発生頻度・継続時間に固有の時定数があることが示唆されると小原,広瀬(2004)[11]は指摘している.

水平歪み図(図1-6)では十勝沖地震による歪みが北海道で顕著であるほか,5月26日宮城県沖,7月26日宮城県北部,豊後水道スロースリップの影響が見られる他,10月31日に発生した福島県沖の地震(M6.8)の影響も見られる.

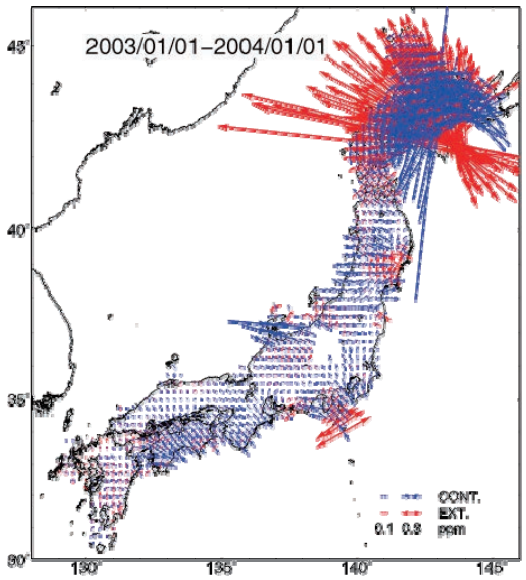


図1-6　2003年1月-2004年1月の全国水平歪み図

この地震については,わずかではあるがco-seismicな変動と余効変動が観測され,そのため福島県沿岸では歪みの東西圧縮が小さくなっている.伊豆諸島北部の北東-南西伸張も継続的に見られる.

2.6　2004年

2004年9月5日に発生した紀伊半島南東沖の地震は,南海トラフの海溝軸に近い浅い地殻内で発生した地震で,そのメカニズムについては地震観測,地殻変動観測の解析結果が単純ではないことから論議を呼んだ.GEONETの観測では紀伊半島東岸から東海地方沿岸にかけて広い範囲で最大5 cm程度の水平変動が観測され,上下変動としては紀伊半島南東部で隆起,志摩半島では沈降が観測された[12].地殻変動データによる断層モデル推定では,19時に発生した前震(M6.9)と23時に発生した本震(M7.4)による変動の分離が難しく,震源も沖合であるためにモデルが一意に決まりにくいと言う限界があった.しかし,この海域では名古屋大学,海上保安庁などがキネマティックGPSと音響測距を結合した海底地殻変動観測を実施しており,その結果からは海溝軸に平行な逆断層と,北西－南東走向の逆断層成分を伴った横ずれ断層が活動したことが支持されている.地震観測のデータと併せた詳しい論議は第3章6節を参照されたい.この地震の発生によって継続していた東海スロースリップの地殻変動のシグナルが分離しにくくなったが,2004年の間はまだスロースリップイベントは継続していたと考えられている.

10月23日には新潟県中越地震(M6.8)が発生した.この地震は新潟－神戸歪み集中帯の中で発生した北西－南東圧縮の逆断層の地震で,断層の上盤側にあ

たる「小千谷」では約 27 cm の隆起，断層を横切る水準路線では最大 74 cm の隆起が確認されるなど，周辺の観測点において顕著な地殻変動が観測された．GEONET の１秒データによるキネマティック測位解から本震直後の地殻変動の推移を規模の大きな余震と関連づけた解析結果が報告された [13]．また，K-NET の加速度計記録の二階積分により得られた変位波形と GPS1 秒サンプリングデータによる変位波形が整合することが示された [14]．地震に関する詳しい記述は第３章７節を参照されたい．

2003 年十勝沖地震の余効変動は 2004 年になっても継続していたが，地殻変動から推定される滑り量域がプレート境界の東側および深い側に広がっていることが指摘されてその推移が注目される中，11 月 29 日に釧路沖で M7.1 の地震が発生，12 月６日にはその余震域の根室半島南東沖で M6.9 の地震が発生した．釧路沖の地震では、「根室４」が北東へ約３cm 変位し、約３cm 沈下するなどの変動が観測され，根室半島南東沖の地震でも最大１cm 程度の水平変動が観測された．いずれも，2003 年十勝沖地震の余効滑り領域の東に隣接するプレート境界で発生した地震であり，遷移的な地殻変動が M7 級の地震を誘発した例として関心を集めた．また，余効的な地殻変動がこの後も観測され，十勝沖から釧路沖のプレート境界では余効滑りがさらに継続していることが推定された [15]．

12 月 14 日に発生した留萌支庁南部の地震(M6.1)は規模が小さかったものの震源がごく浅かったため周辺の電子基準点で数 cm の変動が観測された．

この他，４月か末から５月初めにかけて伊豆半島東方沖で発生した群発地震の影響で伊豆半島東部においてわずかな地殻変動が観測されている．

水平歪み図(図 1-7)では，紀伊半島南東沖の地震，新潟県中越地震，釧路沖の地震の影響が顕著に見られ，十勝沖地震の余効変動及び留萌支庁南部の地震の影響もわずかに見られる．伊豆諸島北部の北東-南西伸張も継続的に見られる．

12 月 26 日に発生したスマトラ島沖の地震は Mw9.0 という巨大地震であったこともあり，国内の地殻変動観測でも影響が捉えられている．気象庁の体積歪計，地震予知総合研究振興会東濃地震科学研究所のボアホール歪計が歪波形を検出してモーメントマグニチュードの推定結果が報告された [16][17] ほか，産業技術総合研究所の観測点が地下水位の変動を検出した結果 [18]，GEONET の１秒観測データから周期 20 秒程度の地震波を検出した結果の報告 [19]，ENVISAT のレーダー画像を地震前と地震後で重ね合わせることで海岸線の隆起沈降を把握した結果の報告 [20] などが行われている．

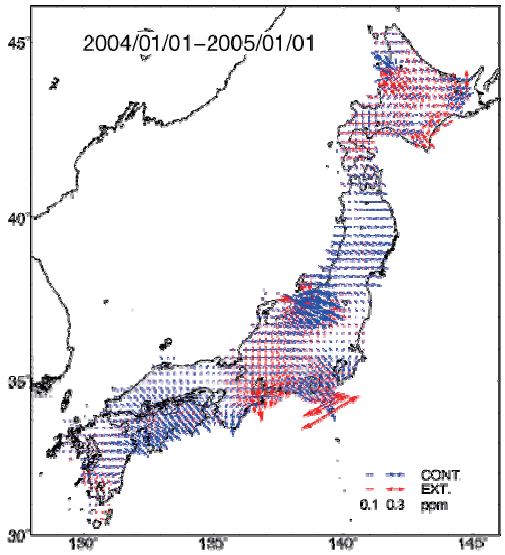


図 1-7　2004 年１月-2005 年１月の全国水平歪み図

2.7　2005 年

３月 20 日に発生した福岡県西方沖の地震(M7.0)は，2000 年鳥取県西部地震と同様にそれまで観測されていた歪み速度の小さい地域で発生した．周辺の電子基準点および海上保安庁の D-GPS 観測点で地殻変動が観測されたほか，震源近くの玄界島内の三角点において約 38 cm，海上保安庁の観測点で約 29 cm の水平変動が検出された．地殻変動から推定された初期的な断層モデルはほぼ垂直な左横ずれ断層であったが，ENVISAT 衛星の SAR 干渉 解析結果，三角点改測結果，および GPS 連続観測点のデータを用いて，断層面上のすべり分布も推定された [21]．この地震については，GEONET および GPS 大学連合の観測で余効変動が１ヶ月程度の間観測された．この地震に関する詳しい記述は第３章８節を参照されたい．

８月 16 日に発生した宮城県沖の地震 (M7.2)では，牡鹿半島の電子基準点「牡鹿」で東南東方向に約６cm の変位，上下方向では約５cm の沈下など，宮城県を中心とする地域で地殻変動が観測された [22]．海上保安庁が設置している海底地殻変動観測点「宮城県沖2」では，この地震に伴うと見られる約 10 cm の東向きの変位が検出された [23]．地殻変動データから推定された矩形断層あるいはプレート境界面における滑り分布などからは，この地震における破壊の範囲が地震調査委員会の長期評価で想定されている「宮城県沖地震」のアスペリティ全体ではないことが推定された [23]．これは地震波形の解析結果などとも整合し，宮城県沖のアスペリティについては割れ残りがあるという解釈の根拠のとなっている．この地震に関する詳しい記述は第３章９節を参照されたい．

2005 年に発生したその他の地震では，10 月 19 日

の茨城県沖の地震(M 6.2)および 12 月 2 日の宮城県沖の地震(M6.6，8 月 16 日の地震の余震域で発生)に伴いわずかな地殻変動が検出されている．

1 年間の水平歪み図(図 1-8)では，福岡県西方沖の地震，宮城県沖の地震の影響の他に，十勝沖地震震源域周辺の余効変動，中越地震の余効変動の影響が見られる．東海スロースリップイベントは 2005 年夏にはほぼ終息したので，東海地方周辺では西北西－東南東方向の圧縮が再び見えるようになっている．

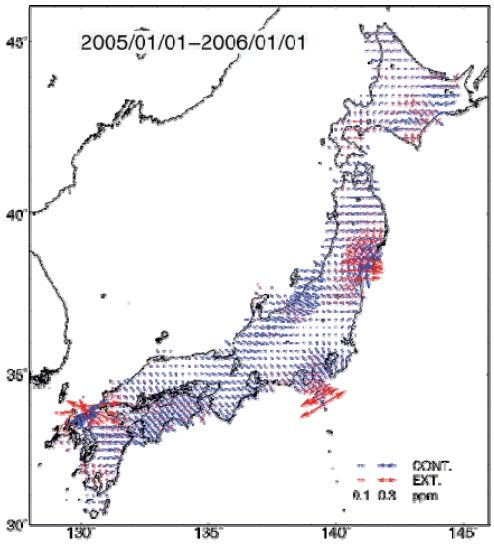


図 1-8　2005 年 1 月-2006 年 1 月の全国水平歪み図

2.8　2006 年

伊豆半島東方沖においては，2006 年 1 月から 5 月にかけて，4 月 21 日に発生した M5.8 の地震を最大とする群発地震活動があり，4 月 17 日から 24 日にかけての間に「伊東八幡野」観測点が南西方向に 3.5 cm 変位するなどの地殻変動が観測された[24]．

11 月 18 日に奄美大島近海で発生した地震 (M6.0) に伴い、喜界島で小さな地殻変動が観測された．

この他には特に大きな地震が発生しなかったため，水平歪み図(図 1-9)においては顕著なパターンが余り見られない．特徴的なものとしては十勝沖地震震源域周辺の余効変動と伊豆諸島北部の北東-南西伸張などに限られる．

なお国外の地震であるが，2006 年 11 月 15 日千島列島(択捉島の東北東、約 390 km 付近) で発生した M7.9 の地震に伴って，北海道の北部の広い範囲でわずかな地殻変動が観測されている[25]．

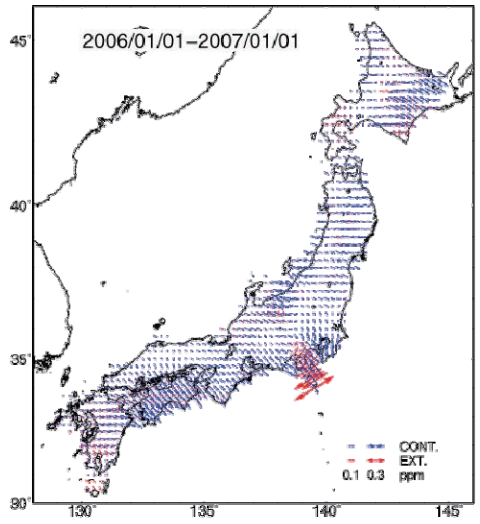


図 1-9　2006 年 1 月-2007 年 1 月の全国水平歪み図

2.9　2007 年

2007 年 3 月 21 日に能登半島地震(M6.9)が発生し，電子基準点「富来」（志賀町富来）で南西方向へ約 21 cm の移動と約 7 cm の隆起が観測された．また，海岸線ではカキの分布上限高度と海面の差から，最大隆起量 40 cm・最大沈降量 10 cm の上下変位が推定される[26]など，能登半島周辺で顕著な地殻変動が観測された．国産の地球観測技術衛星「だいち」の L バンド SAR (PALSAR)による干渉解析がこの地震による地殻変動を明瞭に捉え，左横ずれ成分を伴う逆断層の滑り分布モデルが作成された．SAR 干渉画像の解析からは，断層運動に伴う地殻の弾性変形から推定される変動と実際に観測された変動の差により，地滑り等に伴う局所的な地表変形まで検出できたことが報告された[27]．この地震に関する詳しい記述は第 3 章 10 節を参照されたい．

7 月 16 日には新潟県中越沖地震(M6.8)が発生した．電子基準点「柏崎 1」で北西方向へ約 17 cm 変位するなど新潟県を中心に地殻変動が観測された．地震後に行われた水準測量では観音岬近くの一等水準点 4458 で柏崎験潮場付近の水準点 3742 に対して約 29 cm 隆起していることが観測された[28]ほか，カキ・イガイ類など潮間帯海棲生物の分布高度を指標とする調査では海岸線で最大 22 cm の隆起，7 cm の沈降が確認される[29]など，顕著な地殻変動が観測された．「だいち」による SAR 干渉解析では震源域周辺で鮮明な干渉画像が得られ，観音岬周辺の隆起域と柏崎市西部の沈降域が確認できるなど，面的な変動が詳細に把握された．また験潮データからは柏崎験潮場が約 4 cm 沈降したことが推定された．地殻変動データに基づく断層モデルは震源断層が海域にかかっているために傾斜方向の確定がやや難しく，い

くつかの可能性が検討されたが，最終的に南東傾斜の主断層とその北部に北西傾斜の副断層が存在するというモデルが地震調査委員会での結論となった[30]．「だいち」による SAR 干渉画像の解析からは，震源断層の動きによる弾性的な変形の他に，震源域の東側にあたる西山丘陵で帯状の隆起域が確認され，小木ノ城背斜の活褶曲が地震時に成長したと解釈された．この地震に伴っては GEONET および大学連合の稠密 GPS 観測[31]で余効変動が観測された．この地震に関する詳しい記述については第３章 11 節を参照されたい．

８月 13 日から８月 22 日にかけて，房総半島の東部で３回目のスロースリップイベントが発生し，GEONET および Hi-net の傾斜計で地殻変動が観測された．地殻変動から，滑り領域は 1996 年，2002 年とほぼ同じ場所で，解放されたモーメントは Mw6.4～6.6 相当と推定された[32][33]．

紀伊半島南部は，愛知県東部から三重県にかけて観測されている低周波微動・短期的スロースリップ発生域に隣接する地域であるが，Hi-net の傾斜計では低周波微動発生に伴って傾斜変動が起きていることが不明瞭とされていた．産業技術総合研究所が 2007 年から紀伊半島南部に展開した観測点で，11 月中旬に発生した低周波微動に伴い歪み変化が観測され，この領域においても短期的スロースリップがプレート境界で発生していることが示唆された[34]．

１年間の水平歪み図（図 1-10）では能登半島地震，新潟県中越沖地震に対応する大きな歪みが目立つほか，房総半島でもスロースリップの影響が見える．また，2006 年末 12 月から 2007 年１月にかけて御嶽山付近で発生した微小地震活動に関連して山体を挟む基線での膨張が確認されており，この影響が岐阜-長野県境付近にわずかに見られる．

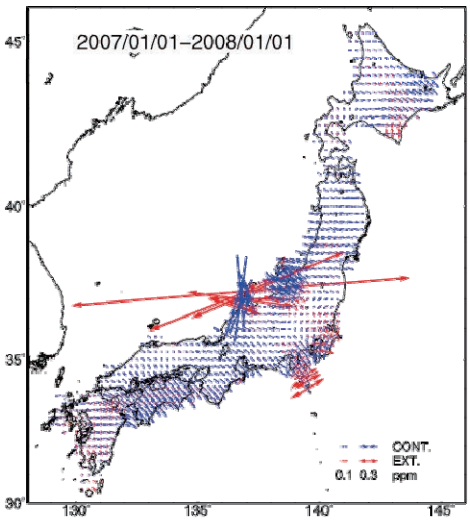


図 1-10　2007 年１月-2008 年１月の全国水平歪み図

2.10　2008 年

５月８日に茨城県沖で発生した M7.0 の地震に伴い，茨城県の太平洋沿岸を中心に南東から東向きに最大１cm 程度の変位が観測された．この地震は余効変動を伴い，地殻変動から推定された滑り領域は本震から西に広がる傾向をもっていた．これは余震域が次第に西に拡大したことと調和的である[35]．

６月 14 日には，岩手・宮城内陸地震（M7.2）が岩手－宮城県境付近の内陸部で発生した．この地震により電子基準点「栗駒２」は南東方向に約 1.5m 変位，上下方向には約 2.1ｍ隆起する変動を記録した．GPS 連続観測で確認された１回の地震に伴う地殻変動としては，観測史上最大のものとなった[36]．また，震源近傍の KiK-net 観測点「一関西」の加速度記録からも二回積分により北東方向に約 63 cm 変位，上下方向に 140 cm 隆起という大きな変動が確認された．この加速度記録からは傾斜変動も推定されている[37]．震源域周辺には東北大学が展開する GPS 観測網もあり，これらをふくめて東西圧縮の逆断層を示す変動が確認された[38]．「だいち」のデータによる SAR 干渉解析も複数の機関で行われ，地殻変動データに基づくいくつかの断層モデルが提唱された．主に西傾斜の一枚あるいは二枚以上の断層の活動であると推定されている．また，SAR の位相データでなく強度データから画像マッチングの手法により大変位の量を推定することも行われた．この地震に関する詳しい記述については第３章 12 節を参照されたい．

７月 19 日に発生した福島県沖の地震（M6.9）では、電子基準点「小高」（福島県南相馬市）が東南東方向へ１cm 弱変位するなど、わずかな地殻変動が観測された。この地震の震源域周辺では，2007 年 11 月に発生した M6.0 の地震以降，非定常的なプレート間滑りが起きていたことが GEONET データの解析から推定されており，地震発生前の前駆的現象の可能性が指摘された．

９月 11 日に発生した十勝沖の地震（M7.1）では，電子基準点「えりも２」で東南東方向へ約２cm の変位が観測されるなど，北海道太平洋岸で地殻変動が観測された．地殻変動から推定された破壊域は，2003 年十勝沖地震の主な滑り領域の南側の領域であった[39]．

この他，２月 22 日に発生した父島近海の地震（M6.6）により父島で１cm 弱の変位が観測されている．

水平歪み図（図 1-11）では，岩手・宮城内陸地震の影響で東北地方中央部に顕著な東西圧縮が見えているほか，十勝沖地震の影響も見られる．また，茨城県沖地震，福島県沖地震の影響で，東北南部から

関東地方の太平洋岸では通常見られる東西圧縮が弱くなっている．

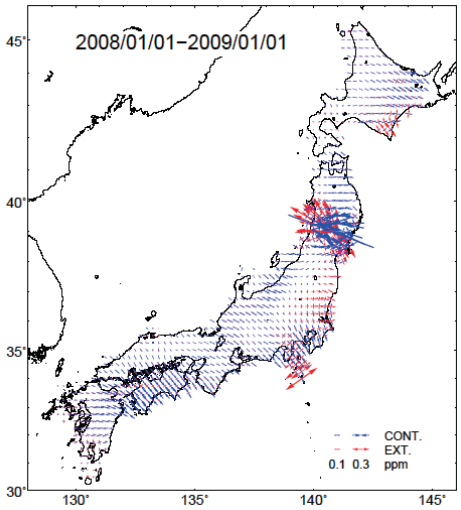


図 1-11　2008 年 1 月-2009 年 1 月の全国水平歪み図

なお，国外の地震であるが 5 月 12 日に発生した中国四川省の地震（M7.9，気象庁による）により，国内の地殻変動観測施設でも歪み変化などが観測されている [40]．東海地域に設置されている気象庁の体積歪み計により観測された歪み波形から地震の規模は Mw8.0 相当と推定されることが報告された [41]．「だいち」PALSAR のデータ解析も各機関で精力的に行われ，断層破壊の主要部分は 285 km 程度であったこと，断層南西部では逆断層成分が大きく，北東部では横ずれ成分が大きい滑り分布であったことなどが推定，報告されている [42]．

３．上下変動

地殻の上下変動については GEONET による観測精度も水平変動と比較すると劣るとされているが，データの蓄積により定常的なトレンドを十分議論できる基礎データとなることを村上・小沢（2004）[43] が示した．図 2 は同論文に掲載された 1996 年 4 月から 2003 年 4 月のデータに基づく日本列島の上下変動速度場である．

北海道東部太平洋沿岸の沈降，東北地方太平洋岸の沈降と日本海岸の隆起，中部山岳地帯の沈降，東海地方～紀伊半島南部～四国南部の南海トラフ沿い沿岸部の沈降とその後背地の隆起をなどが地域的な特徴として議論されている．本稿の対象期間である 2008 年末までの期間では，2003 年十勝沖地震など，この傾向に影響を与えるようなイベントも発生しているが，比較的平穏な時期に対応した図 2 で全般的な傾向を概観し，潮位観測データから推定された 2003 年以降の上下変動の傾向と合わせて紹介する．ただし，村上・小沢（2004）は日本全国の上下変動速度が平均で 0 となることを仮定していることには留意する必要がある．

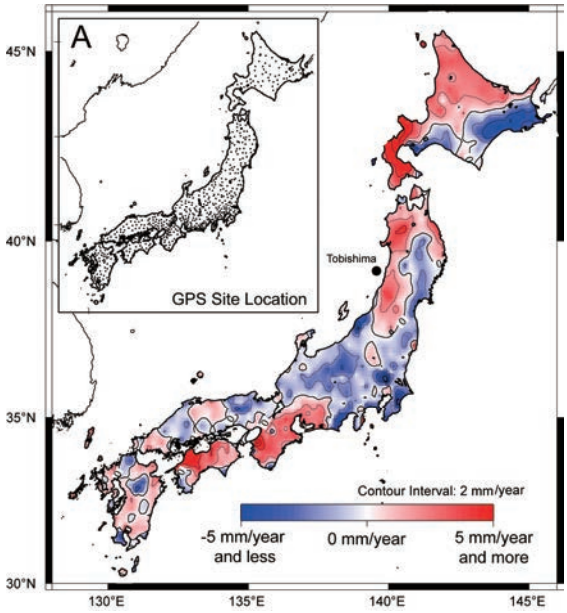


図 2　1996 年 4 月-2003 年 4 月の日本列島の上下変動速度場

北海道東部太平洋沿岸は潮位観測からも 2003 年までの時期の沈降が確認できる．例えば国土地理院（2008）[44] では，加藤・津村（1979）[45] の方法による験潮場の上下変動を時系列で示しているが，道東の花咲，釧路では 2003 年までの期間，沈降の傾向が明瞭である．しかし，2003 年十勝沖地震以降，その傾向はやや不明瞭となった．十勝沖地震の震源域東側に広がった余効滑りや 2004 年 11 月 29 日の釧路沖の地震などに伴うとみられる隆起があり，この 10 年間でも前半と後半では様相が明らかに異なる．一方，日高，十勝周辺では十勝沖地震に伴う沈降が広く観測されたが，余効変動ではそれ以前のトレンドと比較してやや隆起の傾向が続いている [46]．

東北地方においては，太平洋側の定常的沈降傾向が釜石，大船渡，鮎川，相馬でこの 10 年間続いていたことが潮位観測データからも確認できる．2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震時には牡鹿半島周辺が沈降し，その後の余効変動でも非定常な沈降成分が 1 年以上見られた [47]．一方，八戸・宮古の周辺では GPS 観測，潮位観測データからも上下変動は明瞭でない．東北地方内陸部では 2008 年岩手・宮城内陸地震により震源近傍の電子基準点「栗駒２」が 2m 以上大きく隆起した．定常的には特に大きな隆起速度を持たない地域であり，断層運動による山地の成長を示すイベントであった．

中部山岳地域の沈降を示す観測結果については，山岳地域は長期的に隆起しているという通念と反するため議論を呼んだ．数年の観測結果が長期的な傾向と一致しないのは変動速度の揺らぎである可能性も指摘されたが，電子基準点の配置が多くは山岳部ではなく山沿いの盆地にあるため，観測された沈降傾向が地域を代表するものではないという議論があり[48]，これを確認するための山頂部の三角点における繰り返し観測も行われているが，まだ決着を見るには十分なデータが蓄積されているとは言えない．

東海から四国にかけての太平洋沿岸における沈降は，以前からの水準測量の繰り返しによっても確認されているが，この 10 年間においても同様の傾向が続いていることが観測されている．御前崎周辺における年４回の繰り返し水準測量では，掛川市(BM140-1)からみて御前崎市（旧浜岡町，BM2595)が年間平均約 5 mm の速度でここ 40 年間沈降を続けているが，この 10 年間においては，東海スロースリップイベントの時期に当たる 2000 年から 2005 年にかけて，その速度が若干速まった[49]．東海地方においては年 1 回の水準測量が行われており，上下変動のパターン変化は GPS だけでなく水準測量結果からも把握されているが[50]，スロースリップ期間においては，非定常的な隆起の中心が浜名湖の北東側にあり，掛川側の隆起量が大きかったために相対的に御前崎の沈下速度が速まったようにみえていたと考えられる．

四国の太平洋岸においても，半島の先端部が付け根に対して沈降していることが水準測量で確認されている．室戸岬におけるこの 10 年の沈下量は約 6 cm で水準測量とＧＰＳ観測による結果はよく一致している．特にこの 10 年間では室戸岬周辺の水準測量の頻度を高めて先端部の沈下の監視を強化している．最近の沈下速度はそれ以前とほぼ同じという観測結果になっている[51]．

その他，地殻活動に伴う上下変動が特徴的に観測されている地域としては伊豆半島東部がある．伊豆半島の海岸線沿い 1 周と半島中央部を縦横断する水準測量がほぼ毎年実施されている．伊東市周辺では，1980 年代から 90 年代にかけて活発な群発地震活動とそれに関連した隆起の変動が観測されていたが，この 10 年間はその時期と比べると比較的静穏な状況にある．それでも 2006 年 3 月から 5 月にかけての地震活動に関連して最大で 4 cm 程度の隆起が伊東験潮場近くで観測されている[52]．

参考文献

1）国土地理院，2008．東海地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，80，283-342．

2） Sagiya,T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pur. Appl. Geophysys.*, **157**, 2302-2322

3）T. Nishimura, S. Ozawa, M. Murakami, T. Sagiya, T. Tada, M. Kaidzu, and M.Ukawa, 2001. Crustal Deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan. *Geophys Res. Let.*, **28**, 3745-3748

4）Ozawa, S., S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu, and M. Murakami, 2003. Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1283, doi:10.1029/2002GL016665.

5）木股文昭，イルワン・メイラノ，深野慶太，2004．GPS により観測された八丈島における地殻変動とそのダイク貫入モデルの推定（2002 年 8 月 13～22 日）．火山，**49-1**，13-22．

6）気象庁，2004．東北地方とその周辺の地震活動（2003 年 5 月～2003 年 10 月）．地震予知連絡会会報，**71**，213-220．

7）Nishimuara, T., T. Imakiire, H. Yarai, T. Ozawa, M. Murakami, and M. Kaidzu，2003. A preliminary fault model of the 2003 July 26, M6.4 northern Miyagi earthquake, northeastern Japan, estimated from joint inversion of GPS, leveling, and InSAR data. *Earth, Planets and Space*, **55**, 751-757.

8）国土地理院，2004．北海道地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，**71**，135-187．

9）Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Hatanaka，2004. Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw8 Tokachi-oki earthquake in Japan. *Earth, Planets and Space*, **56**, 675-680

10）国土地理院，2004．中国・四国・九州地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，**71**，680-694．

11）小原一成，廣瀬仁，2004．豊後水道付近のスロースリップイベントと深部低周波微動．地震予知連絡会会報，**71**，670-679．

12）国土地理院，2005．中部・近畿地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，**73**，426-463．

13）国土地理院，2005．北陸地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，**73**，269-317．

14）国土地理院，2005．北陸地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，**74**，331-345．

15) 国土地理院，2005．北海道地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，73，35-60．
16) 気象庁，2005．埋込式体積歪計の記録から推定されるスマトラ沖地震の Mw．地震予知連絡会会報，74,575-577．
17) 地震予知総合研究振興会東濃地震科学研究所，名古屋大学環境学研究科，2005．深部ボアホール歪観測によるスマトラ地震．地震予知連絡会会報，74,591-593
18) 産業技術総合研究所，2005．2004年スマトラ島西方沖の地震（M9.0）と2005年スマトラ島北部の地震(M8.5)の地震波に伴う地下水位変化.地震予知連絡会会報，74，598-604．
19) 国土地理院，2005．電子基準点が捉えたスマトラ沖の地震（2004年12月26日、M9.0）の地震波．地震予知連絡会会報，74，578-579．
20) 飛田幹男，水藤尚，2005．人工衛星画像を用いた海岸線変化抽出による2004年スマトラ沖地震・インド洋津波に伴う隆起・沈降域の把握．地震予知連絡会会報，74，580-588．
21) 国土地理院，2005．地殻変動統合解析による福岡県西方沖地震のすべり分布.地震予知連絡会会報，74，494-497．
21) 国土地理院，2006．東北地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，75，75-114．
22) 海上保安庁，2006．8月16日宮城県沖の地震前後の海底地殻変動観測結果．地震予知連絡会会報，75，152-155．
23) 地震調査委員会，2005．2005年の主な地震活動－宮城県沖の地震活動【2005年8月16日 M7.2 深さ約40km】．
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/major_act/act_2005.htm#a20050816
24) 国土地理院，2006．伊豆地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，76，215-245．
25) 国土地理院，2007．その他の地域の地殻変動．地震予知連絡会会報，77，460-470．
26) 産業技術総合研究所，2007．能登半島地震の緊急調査報告．地震予知連絡会会報，78，386-387．
27) 国土地理院，2007．北陸・中部地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，78，424-456．
28) 国土地理院，2008．北陸・中部地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，79，403-477．
29) 産業技術総合研究所，2008．2007年新潟県中越沖地震に伴う海岸部の地殻上下変動.地震予知連絡会会報，79，496-497．
30) 地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008．平成19年(2007年)新潟県中越沖地震の評価(主に断層面に関する評価)．
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jan_chuetsu_oki/index.htm
31) 東北大学理学研究科・九州大学大学院理学研究院・北海道大学大学院理学研究院・東京大学地震研究所・名古屋大学大学院環境学研究科・富山大学大学院理工学研究部，2008．稠密GPS観測に基づく2007年新潟県中越沖地震の余効変動．地震予知連絡会会報，79，478-483．
32) 防災科学技術研究所，2008．2007年8月に発生した房総沖スロースリップと群発地震活動.地震予知連絡会会報，79，123-127．
33) 国土地理院，2008．関東甲信地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，79，140-150．
34) 産業技術総合研究所，2009．紀伊半島におけるSSEに伴う歪変化（2008年6月および11月）．地震予知連絡会会報，81，502-521．
35) 国土地理院，2008．関東甲信地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，80，157-171．
36) 国土地理院，2009．東北地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，81，208-263．
37) 防災科学技術研究所，2009．K-NET及びKiK-netで記録された平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震の強震動，地震予知連絡会会報，81，165-168．
38) 2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ，東北大学大学院理学研究科，2009．平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震について．地震予知連絡会会報，81，172-181．
39) 国土地理院，2009．北海道地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，81，66-83．
40) 京都大学防災研究所，2008．2008年5月12日中国四川省地震による歪地震動(京都大学防災研究所 近畿・北陸地殻変動総合観測線)．地震予知連絡会会報，80，533-538．
41) 気象庁，2008．2008年5月12日中国四川省の地震（M7.9）について．地震予知連絡会会報，80，512-518．
42) 国土地理院，2009．中国四川省の地震．地震予知連絡会会報，81，579-582．
43) 村上亮・小沢慎三郎，2004．GPS連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義．2004，地震2，57-2，209-232．
44) 国土地理院，2008．全国の地殻変動．地震予知連絡会会報，80，5-27．
45) 加藤照之・津村建四朗，1979．潮位記録から推定される日本の垂直変動．地震研究所彙報，54，559-628．

46）国土地理院，2008．北海道地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，80，39-50．
47）国土地理院，2008．東北地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，80，75-79．
48）鷺谷威・井上政明，2003．測地測量データで見る中部日本の地殻変動．月刊地球，25，918-928．
49）国土地理院，2008．東海地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，80，283-342．
50）国土地理院，2008．東海地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，79，244-323．
51）国土地理院，2008．中国・四国地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，80，467-471．
52）国土地理院，2008．伊豆地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，80，185-220．

第 3 章　この 10 年の主な地震（1999 年～2008 年）

１．三宅島・神津島・新島近海における地震活動（2000 年６月～８月）

山岡耕春（名古屋大学大学院環境学研究科地震火山・防災研究センター）

１．活動の概要

2000 年 6 月 26 日 18 時頃から三宅島直下で激しい群発地震活動が始まった．この活動は，1983 年の三宅島噴火直前の群発地震活動と酷似しており，噴火が数時間後に差し迫っている可能性を強く示していた．このため気象庁は緊急火山情報を発表し，それを受けて村は住民に避難勧告を発令した．しかし，1983 年の噴火とは異なり，陸上でマグマが噴出することなく，マグマの移動を表すと考えられる地震活動は，島の外側の北西方向へと拡大していった．結局マグマの流出は，6 月 27 日に三宅島西沿岸沖で変色水として確認されたにとどまり，ごく小規模なものであった．一方，活発な地震活動はさらに三宅島から北西方向に拡大していき神津島近海にまで達した．7 月 1 日には，一連の地震活動のうち最大のものである M6.4 の地震が神津島東方で発生した．地震活動域の北西方向への拡大は，三宅島からマグマが岩脈となって地下を水平に移動したものと解釈され，一時は神津島での火山活動への影響が心配されることとなった．

ところが，研究者や社会の注目が神津島付近に集まっていたところに，全く予想もしなかった出来事が発生した．それは三宅島におけるカルデラ形成であった．７月はじめから山頂直下での群発地震活動が顕在化していたところ，7 月 8 日 18 時 41 分頃に，少量の火山灰噴出とともに山頂が大きく陥没し，直径約 800mのカルデラが形成された．カルデラの面積と深さはその後も徐々に拡大していき，ついには直径 1.6km，深さ約 500m にも達した．カルデラの急速な成長とともに，地下水と高温のマグマとの接触によるマグマ水蒸気爆発が起こり，8 月 18 日の噴火では，噴煙の高さが 8000m以上に達するとともに，周辺に噴石を放出した．このような爆発的噴火により，三宅島の噴火活動が全島に被害を及ぼす可能性があることから，9 月 2 日には全島に島外への避難指示が発令された．噴火活動は 8 月 18 日の噴火をピークに次第に収まっていったものの，その後は大量の火山ガスが放出され，1 日当たりの二酸化硫黄の放出量は 5 万トンを超えることもあった．火山ガス放出は徐々に減少していったが，大量の放出は長期間継続し，また大量の火山灰による泥流も島内のあちこちで発生していたことから，東京都による防災対策が実施された．安全が確保されて，最終的に島民が三宅島に戻ることが出来たのは，2005 年 2 月であった．この間，実に 4 年半におよぶ避難生活が続いたことになる．三宅島噴火災害については，東京都の三宅島噴火災害誌(2007)[1] を参照してほしい．また噴火の時系列については，例えば Nakada et al.（2005）[2] を参照すると良い．

2000 年の 6 月から 8 月まで続いた三宅島・神津島・新島近海の活発な群発地震活動は，かつてわれわれが体験したことのない三宅島の大きな火山活動を背景としている．また，地震活動は，マグマが岩脈として三宅島から大量に移動したことにより引き起こされた，ひずみ・応力の大きな変化によるとされている．この岩脈の大規模な貫入によって，三宅島・神津島・新島を含む周辺域に大規模な地殻変動をもたらした．さらにこの大量のマグマの移動により，三宅島直下でマグマの圧力が減少し，山頂の陥没によるカルデラ形成につながったと考えられている．この様子を簡単にまとめたのが図１である．

図 1 には，1999 年から 2000 年の 2 年間における三宅島・神津島・新島周辺における地震の震源分布，南北方向の震源の時系列，累積地震数，神津島の南北移動量を示した[3]．三宅島・神津島周辺の地震活動と地殻変動が非常に良く一致していることがわかる．ここでは，火山学的背景をふまえて，2000 年 6 月から 8 月の三宅島・神津島周辺での群発地震活動についてまとめる．

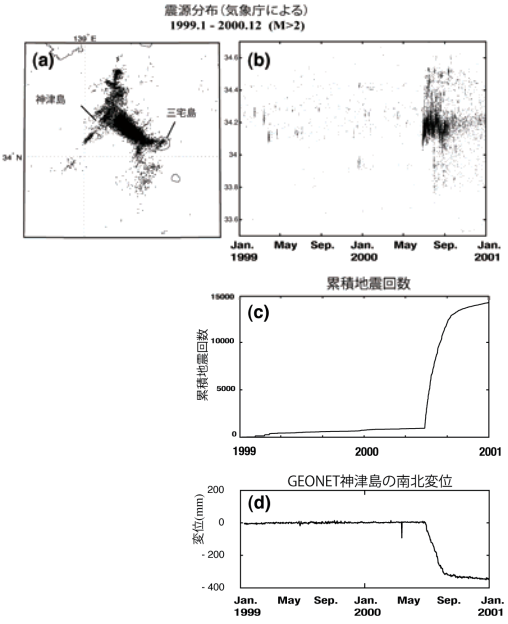


図１　三宅島・神津島・新島近海で発生した地震活動・地殻変動の概要．地震活動と地殻変動の変化が大変良い一致を示している．

２．震源分布

2.1　震央分布

2000 年 6 月から 8 月にかけての三宅島・神津島・新島近海の群発地震活動の活動域は海域であり，点在する島の上にしか地震計が設置されていない．海域における地震の震源を正確に決定するためには，活動域の直上に地震計を設置する必要がある．そのため群発地震活動の開始をうけて，東京大学地震研究所，海上保安庁水路部（現海上保安庁海洋情報部），海洋科学技術センター（現独立行政法人海洋研究開発機構）では活動海域に自己浮上式の海底地震計を設置し，地震活動の観測を実施した[4)5)]．

図 2 には，酒井・他（2005）[5)] により決定された震源分布を示す．震源分布の広がりには次のような特徴がある．三宅島の島内においては島の中心である火口直下に震源のかたまりが見られる．これは三宅島の火山活動と直接関連する地震活動で，火口から直下のマグマだまりにつながる火道周辺の地震活動であろう．三宅島と神津島の間に北西南東方向に連なる震源は，岩脈状のマグマが地殻へ貫入したことによる地震活動である．この期間の大部分の地震は，この領域で発生している．岩脈貫入による地震活動域の北西端からは北に延びる地震活動が，南東端からは南に延びる地震活動が見られる．いずれも岩脈の両端に集中する応力により活発化したものと見なすことが出来る．北側の活動は，式根島・新島を超え，利島沿岸にまで達し，20km 以上も伸びている．南側の活動も同様に 20km 程度活動域が広がっている．

図 2 には，マグニチュード 6 を超えた地震の震源とメカニズムが図示されている．いずれも北西南東方向に圧縮軸を持つ横ずれ型の地震である．岩脈は最大圧縮応力の方向に伸びる特徴があることから，地震を発生させる応力場と岩脈の貫入方向を支配する応力場が同一のものであることがわかる．

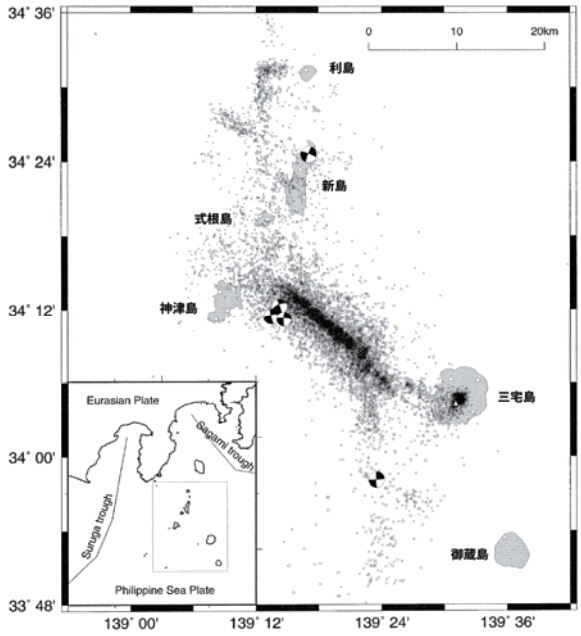


図 2　三宅島・神津島・新島近海の群発地震活動の震央分布．マグニチュード 6 以上の地震のメカニズムも示してある[5)]．

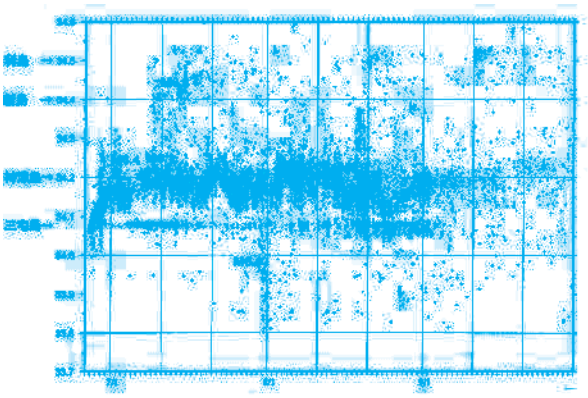


図 3　三宅島・神津島・新島近海の地震活動の時空間分布．緯度に沿った震央の時間変化を示してある．

2.2　震央の時空間分布

図 3 には，これも酒井・他（2005）[5)] により決定された震源の時空分布を示す．震源分布の緯度方向の時間変化が表示されている．顕著な特徴として，6 月 26 日に三宅島で始まった地震活動が北西に移動していく様子がわかる．約 1 週間かけて北西に移動し，7 月 1 日に移動した先端付近で M6.4 の地震が発生している．岩脈の先端付近で比較的大きな地震が発生するのはしばしば見られる現象であるが，これは岩脈の貫入により先端付近に大きな応力集中が発生するからである．また，逆に大きな地震が発生することにより岩脈貫入の進展が阻害されると考えることも出来る．これは，岩脈先端で発生する地震により応力が解放されるからである．岩脈貫入をもたらす応力場と地震発生の応力場が同一の応力場であることがそれを示している．岩脈貫入に伴う群発地震活動域では 9 月はじめまで地震活動が継続している．一般に岩脈の拡大が停止するとともに地震活動が収束に向かうことが期待されるのであるが，この活動はさらに 2 ヶ月も継続していたという大きな特徴がある．その間にマグニチュード 6 以上の地震がさらに 2 回も発生している．これは岩脈の伸張が停止した後も，岩脈へのマグマ供給が継続していたことを示唆している．後に触れる地殻変動データと合わせると，岩脈の幅が拡大し続けていた（太り続けいていた）ことを示しているのであろう．

図 3 の時空分布からは，三宅島を中心として徐々に地震活動域が拡大していく様子が見られる．北向きには神津島に向けた活動域の拡大と，7 月中旬のさらなる北方

への拡大が見られる．三宅島から神津島にかけた活動域の拡大が約 20km を１週間かけて拡大したのに対し，利島付近への拡大は非常に短い時間でなされたことがわかる．これは，三宅島から神津島への活動域の拡大が主にマグマの移動によるものであるのに対し，利島付近までの拡大は，単に応力場の変化による影響であることを示唆している．北方への地震活動域の拡大に伴い，７月 15 日には新島付近で M6.3 の地震が発生している．一方，南方への震源域の拡大は７月 30 日に発生した M6.4 の地震が先導しているように見える．北方の活動において新島付近の M6.3 の地震の１週間ほど前から小さな地震が発生していたのとは対照的である．これは北方の活動が火山の周辺であったのに対し，南方の活動が火山から離れた場所で発生したことによる，応力への応答特性の違いを示している．

図 3 の時空分布を全体として眺めると，９月上旬以降の地震活動が低下していることがわかる．この事実は，９月以降に三宅島での大規模なマグマ水蒸気爆発が影を潜め，代わりに大量の火山ガスを静かに放出する活動に推移したこと同期している．おそらく，三宅島からの北西の岩脈へのマグマの移動は９月はじめには終了し，そのため地震活動が低下したこと，また三宅島の地下が安定した状態となり爆発的な噴火活動が収まったことを示しているのだろう．

2.3　震源の深さ分布

三宅島・神津島間で発生した群発地震活動は，岩脈の貫入によるものと考えられているため，震源の深さ分布については火山学的にも興味がある．震源の深さ分布については，海底地震計のデータを含めて決定した震源を図 4 に示す[4]．図には，震源の深さを，岩脈の伸びの方向と見なすことが出来る震源分布の長軸方向と直角方向の断面に示した．断面の特徴としては，最深部における震源分布の幅が小さいのに対し，浅い部分では震源分布の幅が大きくなっていることがわかる．特に深さ５km よりも浅い部分でＹ字状に分かれていることがわかる．これは岩脈の本体は 5km から 15km であるのに対し，5km よりも浅い部分では，岩脈の貫入による応力変化で断層が広がったことと解釈できる．

このように，2000 年６月から８月にかけての，三宅島・神津島付近の地震活動は，震源分布を正確に決めて整理することにより，地殻へ貫入するマグマの移動に関し，非常に有用な情報を提供していることがわかる．

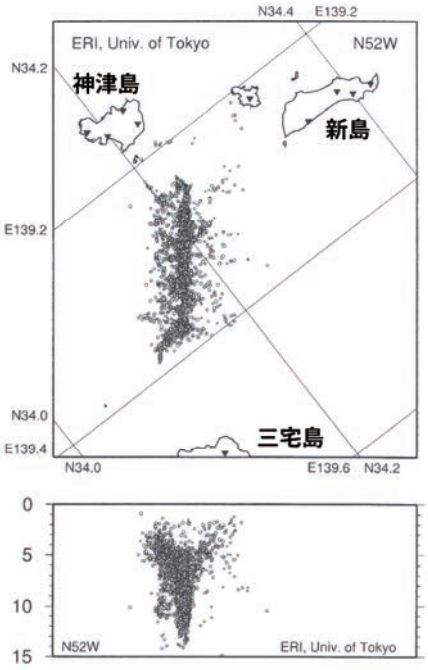


図 4　震源の深さ分布．群発地震分布の長軸と垂直方向の断面に投影したもの．

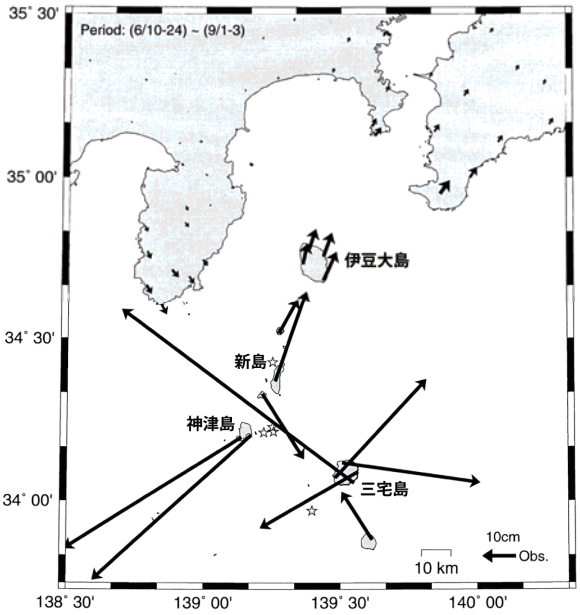


図 5　GEONET で捉えた，三宅島・神津島・新島近海の群発地震活動に伴う地殻変動[8]．

３．地殻変動

3.1　GPS による観測データ

2000 年 6 月から 8 月にかけての，三宅島・神津島・新島近海における群発地震活動に伴い非常に大きな地殻変動が GEONET により観測された[6) 7)]．図 5 は地殻変動

が非常に大きかった9月上旬までの，伊豆諸島とその周辺における観測点の変位ベクトルを表したものである[8]．図には，いくつかの特徴的な変動が見られる．まず，三宅島の収縮である．地震活動から想定されたように，この群発地震活動は三宅島からマグマが岩脈として外部へ流出したことが原因となっている．三宅島の収縮は，マグマの流出によるマグマだまりの圧力減少を表していると考えると良い．もう一つの特徴は，神津島と新島との距離が離れるような変動をしていることである．これは神津島と新島の間に向かって岩脈が貫入したことを示している．さらに，その変動は伊豆大島や房総半島でも見られるほど大きなものとなっている．詳細に見ると，いろいろと検討するべき課題はあるものの，今回の変動は，マグマ流出による三宅島の収縮と，岩脈貫入による新島・神津島間の距離の拡大など広域の地殻変動で特徴づけられている．

図6は，新島・神津島間の基線長変化の時系列を示したものである[7]．6月末から新島と神津島間の距離が急速に拡大を始め，8月の中旬過ぎまで継続し，その後は鈍化している様子がわかる．図3の地震活動も，詳細に見ると8月の下旬から若干活動が鈍化しているように見える．三宅島の火山活動も8月18日の噴火をピークに激しい噴火は収まり始めている．

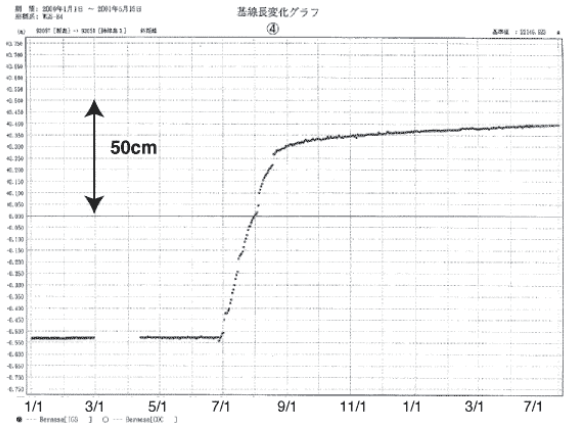


図6　GEONETにより得られた2000年1月から2001年7月にかけての新島・神津島（「神津島1」）間の基線長変化[7]．

3.2 モデル

今回の岩脈貫入に伴う変動が非常に大きかったため，多くの研究者の関心を引き，地殻変動を説明するためのモデルが作られた．モデルの基本は，群発地震活動が活発であった2ヶ月間に三宅島と神津島の間の貫入したマグマを，鉛直の岩脈としてモデル化したものである．活動の中心が海底であり，点在する島の上にしかデータがないことから，モデル設定の自由度が大きい．これが多くのモデルが提案されたゆえんである．モデルとしては，変動源を一枚の岩脈として扱ったもの，岩脈に場所毎の貫入量に自由度を持たせたもの，岩脈直下にマグマだまりを仮定したもの，横ずれ断層の効果を入れたもの，等がある．また用いたデータも，伊豆諸島周辺のGPSデータ，関東から東海地方まで及ぶやや広域のGPSデータ，さらに重力変化のデータも用いられている．

Ito and Yoshioka(2002)[9]は，三宅島・神津島・新島におけるGPSデータを用い，三宅島の下のマグマの収縮量と三宅島-神津島間のマグマ貫入量を見積もっている．岩脈についても一様な岩脈ではなく，場所毎の貫入量の違いをパラメータとして扱っている．その結果，三宅島・神津島間のマグマ貫入量は約1.1立方kmで，三宅島からのマグマ流出量は0.54立方kmとしている．Yamaoka *et al.*（2005）[3]は，関東から東海地方にかけた，やや広域のGPSデータを用いている．広域のデータに合わせるためには三宅島・神津島間の岩脈だけでは説明が出来ないとし，岩脈直下からのマグマ上昇を提案してモデル化している．その場合岩脈貫入量は約2.0立方kmで，直下からのマグマ上昇量は約1.5立方km，三宅島からのマグマ流出は0.35立方kmとしている．一方，Murase *et al.*（2006）[10]は，複数の岩脈を考慮しモデル化をし，岩脈貫入量として約1立方km，また三宅島での堆積収縮として0.2立方kmと推定している．Furuya et al.（2003）[11]は三宅島と神津島で測定した精密重力変化をデータとして用い，地殻変動だけでなく重力変化も説明できるモデルを提案している．その結果，三宅島・神津島間に貫入したマグマの質量は，三宅島から流出したマグマの質量の約1.3倍と見積もられ，三宅島・神津島間に新たなマグマ供給源を求める必要があるとしている．

4．まとめ

2000年6月から8月にかけての三宅島・神津島・新島近海の群発地震活動は，三宅島における17年ぶりのマグマ上昇に端を発し，三宅島直下のマグマが北西方向に岩脈として貫入したことにより引き起こされたものである．マグマ貫入は，2ヶ月にもおよび，貫入域の伸張が1週間で停止した後もマグマの貫入による岩脈幅の拡大が続いたことが地震活動や地殻変動の観測からあきらかになった．その間に，マグニチュード6を超える地震が5回も発生するなど群発地震活動としても，地殻変動としてもまれに見る大きな変動をもたらしている．この間の地震活動，地殻変動および三宅島で観測される火山活動は，三宅島直下のマグマの北西への流出と岩脈貫入というモデルによって，基本的には整合的に説明され，その盛衰の時期も非常によい一致を示している．このように，今

回の三宅島・神津島・新島付近の群発地震活動は，マグマの活動に関係した地震及び地殻変動が，各種の観測を総合することにより統一的な理解が得られることを示した非常に良い例となっている．なお，三宅島島内では，精力的な電磁気学的観測等がなされているが，ここでは群発地震活動を中心に扱ったため，取り上げることをしなかった．

参考文献

1）東京都，2007．　三宅島噴火災害誌，　262．

2）Nakada, S., M. Nagai, T. Kaneko, A.Nozawa, K. Suzuki-Kamata, 2005. Chronology and products of the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, **67**, 205-218.

3）Yamaoka,K. , T. Kudo, M. Kawamura, F. Kimata, and N. Fujii, 2005. Dike intrusion associate with the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, **67**, 231-242.

4）東京大学地震研究所，2001．伊豆半島付近の地震活動（2000 年５月ー2000 年 10 月）．地震予知連絡会会報, 65, 132−139.

5）酒井慎一，山田知朗，井出哲，望月将志，塩原肇，卜部卓，平田直，篠原雅尚，金沢敏彦，西澤あずさ，藤江剛，三ヶ田均，　2001．地震活動から見た三宅島 2000 年噴火時のマグマの移動．地学雑誌，110，145−155.

6）国土地理院, 2001，伊豆半島およびその周辺の地殻変動，地震予知連絡会会報，65，170−269.

7）国土地理院，2001，伊豆半島およびその周辺の地殻変動．地震予知連絡会会報，66，191−202.

8）Kaidzu, M., T. Nishimura, M. Murakami, S. Ozawa, T. Sagiya, H. Yarai, and T. Imakiire, 2000. Crustal deformation associated with crustal activities in the northern Izu-islands area during the summer, 2000. *Earth Planets Space*, **52**, ix–xviii

9）Ito, T. and Yoshioka S., 2002. A dike intrusion model in and around Miyakejima, Niijima and Kozushima in 2000. *Tectonphysics*, **359**, 171-187.

10）Murase, M., M. Irwan, S. Kariya, T. Tabei, T. Okuda, R. Miyajima, J. Oikawa, H.Watanabe, T. Kato, S. Nakao, M. Ukawa, E. Fujita, M. Okayama, F. Kimata, and N. Fujii, 2006, Time dependent model of magma intrusion in and around Miyake and Kozu Islands, Central Japan in June–August, 2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* **150**, 213 – 231.

11）Furuya, M., S. Okubo, F. Kimata, R. Miyajima, I. Meilano, W. Sun, Y. Tanaka, and T. Miyazaki, 2003. Mass budget of the magma flow in the 2000 volcano-seismic activity at Izu-islands, Japan. *Earth Planets Space*, **55**, 375–385.

２．平成12年（2000年）鳥取県西部地震（2000年10月6日，M7.3）

澁谷　拓郎（京都大学防災研究所地震予知研究センター）

１．はじめに

平成12年（2000年）鳥取県西部地震は，2000年10月6日13時30分に鳥取県西部から島根県東部にかかる地域を震源として発生した（図1）．気象庁マグニチュード（以下Mjと記す）は7.3，モーメントマグニチュードは6.6と推定された．

この地震では，日野町根雨と境港市東本町で震度6強を観測するなど，中国，四国，近畿地方を中心に関東地方から九州地方にかけての広い範囲で有感となった．被害としては，負傷者182名，全壊家屋435戸，半壊家屋3,101戸，斜面崩壊・落石による道路・鉄道の不通，ライフライン被害約15,000件,海岸部での液状化などが報告されている[1)]．

２．地震発生の背景

近畿から中国地方にかけての日本海側の海岸線にほぼ平行して微小地震が帯状に分布している．この地震帯では，東から1927年北丹後地震（M7.3），1943年鳥取地震（M7.2），880年出雲地震（M7.0），1872年浜田地震（M7.1）というようにM7級の地震が4つ発生していた．2000年鳥取県西部地震は，出雲地震の近くで発生したことになるが，出雲地震の震源位置が不明であるため，両者が同じ断層で発生したかどうかはわからない．

2000年鳥取県西部地震の震源域周辺では，1983年に鳥取県中部の地震（Mj6.2）や1991年に島根県東部の地震（Mj5.9）が発生した．さらに震源域では，1989年と1990年と1997年にMj=5.1～5.4の主震6個を含む群発的な地震活動が発生した[2)]．これらと鳥取県西部地震の関係については後ほど議論したい．

近畿地方北部から中国地方にかけての地域の応力場は東西圧縮場であると考えられる．このことは，この地域に発生したほとんどの地震の発震機構がほぼ東西方向のP軸をもつことからわかる．この東西圧縮場の成因としては，この地域を含むアムールプレートが東進し，新潟－神戸歪集中帯においてそれ以東のブロックと衝突しているためと考えられている．ところが，2000年鳥取県西部地震の震源域では，直前2年間（1997年～1999年）の歪速度も過去100年間（1883年～1994年）の蓄積歪も小さかったことが報告されている[3)]．

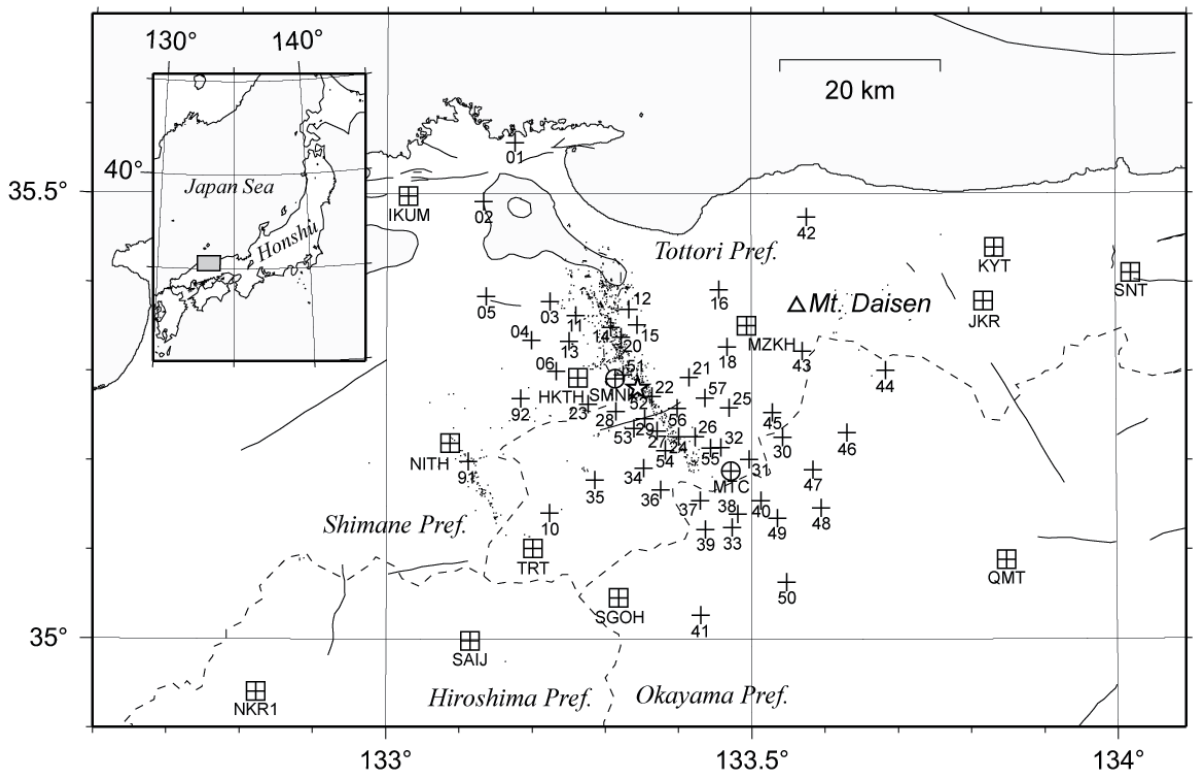


図1　2000年鳥取県西部地震の震源域．星印が震央（破壊開始点）．ドットで余震を示す．プラスはオフラインの臨時観測点．丸付きのプラスは衛星テレメータの臨時観測点．四角付きのプラスは定常観測点．実線は活断層トレース．破線は県境．

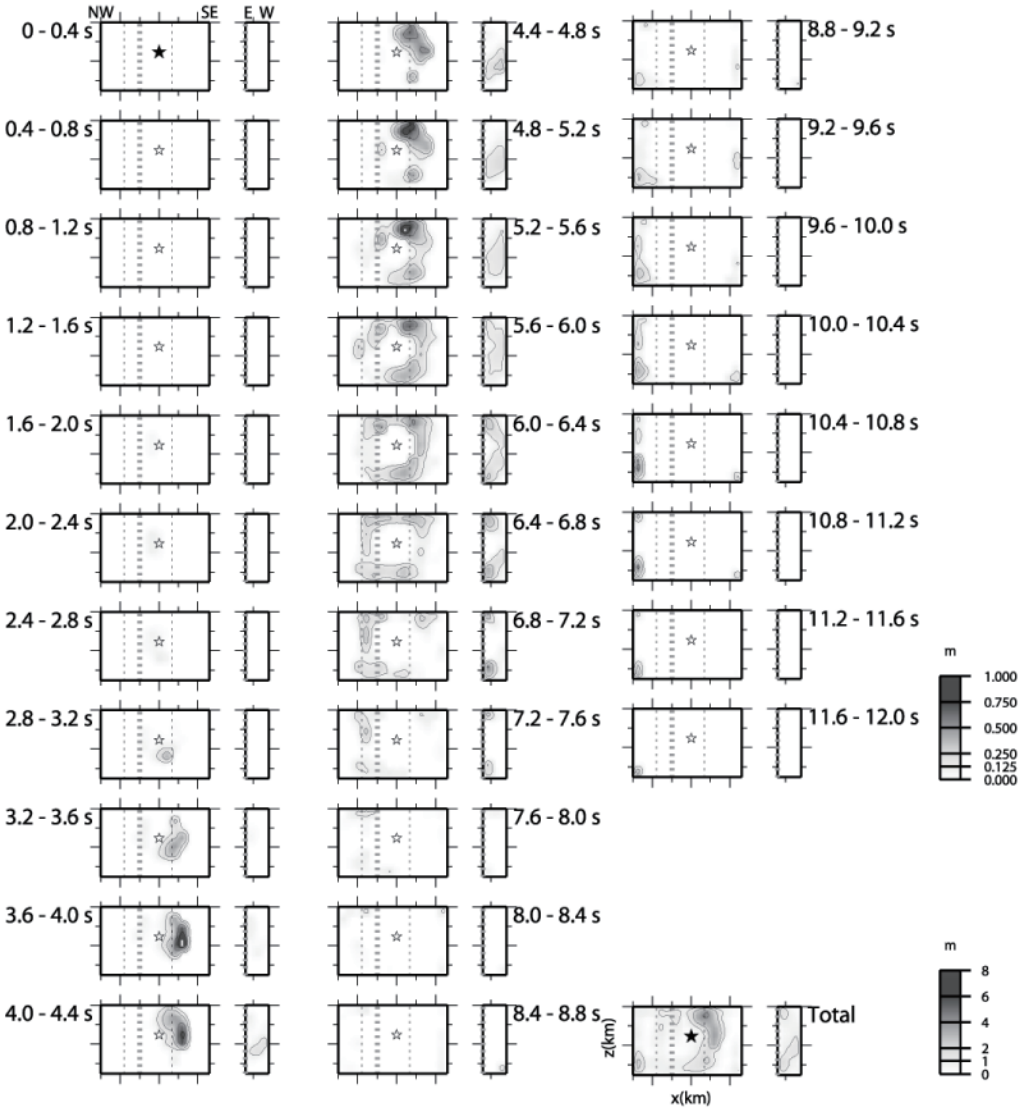


図２　本震の破壊過程．破壊開始から 12 秒後まで，0.4 秒ごとの破壊進展の様子．右下はトータルのすべり分布．星印が破壊開始点．ひとつのスナップショットにおいて，左側が本震断層でのすべり分布，右側が分岐断層での分布．

2000 年鳥取県西部地震震源域における活断層としては，震央の南東約 4km のところに北東－南西方向の走向をもつ確実度Ⅲの鎌倉山南方断層 [4]があるが，発震機構や余震分布などから推定される鳥取県西部地震の断層モデルとは合致しない．

３．本震の破壊過程

1995 年に大きな被害を出した兵庫県南部地震以後，地震観測等の強化が図られた．2000 年鳥取県西部地震は，観測網の整備後に最初に発生した M7 級の内陸地震であった．それゆえ，この地震の破壊過程は，震源域やその周辺の多数の観測点で得られたデータを用いて，詳細にモデリングされた．

岩田・関口（2002）[5]は，K-NET と KiK-net の強震データ，および気象庁震度計の波形データと，GEONET による地表変位の水平変動データ，および水準測量による上下変動データを用いたインバージョンにより本震の破壊過程を推定した．その結果を図 2 に示す．この図から，破壊開始後 3 秒間は小さなすべりの破壊が比較的ゆっくりと伝播し，その後破壊開始点の南東側の少し深い位置から大きなすべりをもつ主破壊が上方に伝播していく様子が見てとれる．

４．余震分布

地震発生直後の余震分布は，本震震央の北西側約 5km から南東側約 10km までの範囲であった．数時間後までは

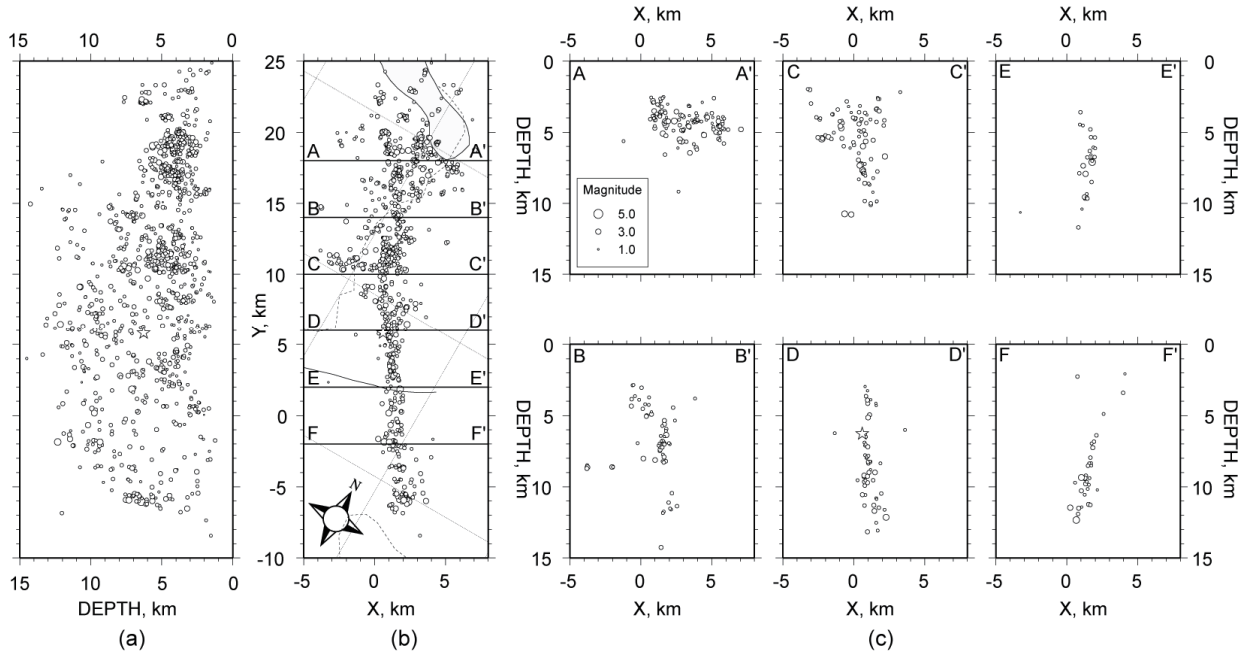


図3　余震分布．2000年10月15日から10日間に発生したMj≧1.7の余震約1,000個を用いた走時トモグラフィーにおいて不均質速度構造とともに求められた．(a)断層面に沿う断面での深さ分布．(b)震央分布．Y軸は北から30°ほど反時計回りに回転している．(c)断層面に直交するAA’からFF’までの6断面での深さ分布．各断面を中心として±1kmの範囲の地震をプロットした．

北西側と南東側に少し拡大した．それ以後は北東側への拡大が顕著であった[6]．

4.1　稠密余震観測

地震発生から1週間後の10月13日から臨時地震観測が行われた[7]．この余震観測では，54のオフライン観測点と2つの衛星テレメータ観測点を臨時に展開した．加えて震源域とその周辺に展開されている12の定常観測点も組み入れ，全部で68点からなる地震観測網を構築した（図1）．観測点間の平均間隔は，震源域で4～5km，周辺域で10～20kmであった．臨時観測は12月初旬まで約1か月半行われた．

Shibutani et al.（2005）[7]は，10月15日からの10日間に発生したMj≧1.7の余震約1,000個の読み取りを行い，走時トモグラフィーにより震源パラメータと3次元速度構造の同時推定を行った．得られた余震分布を図3に示す．

4.2　余震分布

図3bの震央分布を見ると，星印で示す本震の北西側CC’から南東側FF’までの範囲で直線性がよいことがわかる．この範囲は上述の地震発生直後の余震分布域にほぼ対応する．また，CC’付近で南西方向への分岐断層が見られる．CC’より北西側では，分布の直線性が失われている．

図3aの断層面に沿う深さ分布でもCC’からFF’までの範囲では，余震が深いところまで分布し，その外側ではしだいに浅くなっていることが見て取れる．BB’より北西側ではほとんどの余震が7km以浅で発生している．

図3cに示す断層面に直交する深さ分布では，本震の破壊開始点付近のDD’断面で断層面はほぼ垂直であり，DD’より南東側では，北西方向に傾斜していることがわかる．

5．震源域の不均質構造

走時トモグラフィーの結果得られた不均質速度構造の断層面に沿う断面での深さ分布を図4に示す．高速度異常域が，星印で示す本震の破壊開始点を挟むように2つ，さらに余震域南東端に1つ，パッチ状に存在している．速度異常の大きさは+4%以上に達し，上部地殻でありながらP波速度にして6.5km/s程度の値をもつ．Vp/Vs比も1.75と下部地殻なみの値をもつ．南東端の高速度異常域は地表付近まで達していて，表層地質と比較すると，白亜紀後期の深成岩や高圧型の三郡変成岩に対応する．おそらく他の2つの高速度異常域もこのような種類の岩体で構成されているものと考えられる．これらの高速度異常域に囲まれるように存在する低速度異常域は，古第三紀初期に貫入したとされる根雨花崗岩体に対応するものと考えられる．

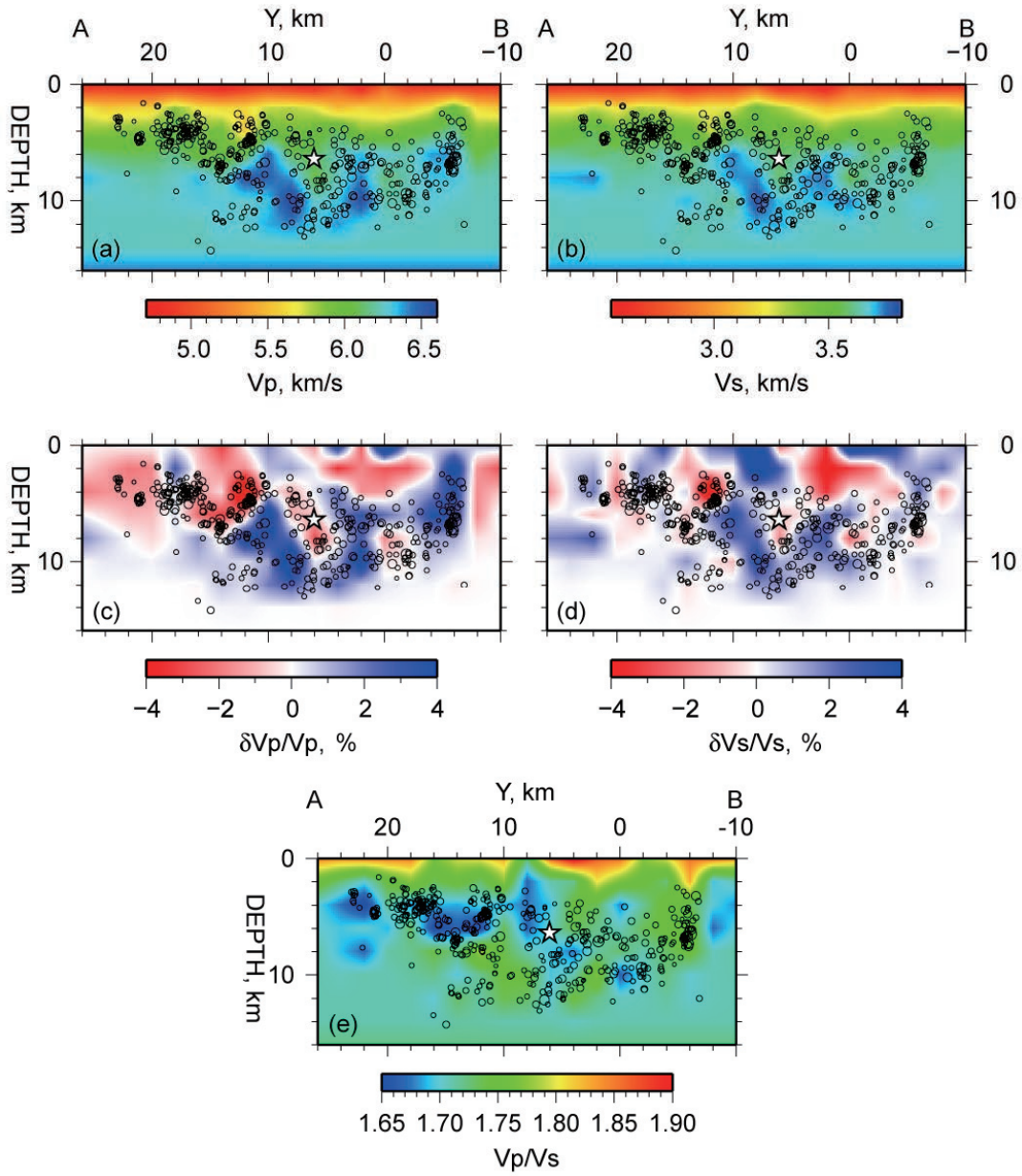


図 4　本震断層面に沿う断面における地震波速度不均質分布．(a)P 波速度．(b)S 波速度．(c)P 波速度の偏差．(d)S 波速度の偏差．(e)P 波速度と S 波速度の比．星印は破壊開始点．○はこの断面の±1km 内に発生した余震．

5.1　先駆的群発地震との関係

本論第２節で述べたように，震源域では，1989 年と 1990 年と 1997 年に Mj=5.1～5.4 の主震６個を含む群発的な地震活動が発生した [2]．これらの活動を先駆的群発地震と呼ぶことにする．これらの地震の震源を前節で求めた不均質速度構造を用いて再決定した．その結果，先駆的群発活動は 2000 年鳥取県西部地震の断層面上で発生していたことがわかった．再決定された震源を群発的活動の期間ごとに，前節で示した断層面に沿う P 波速度不均質分布に重ねて示すと図５のようになる．1989 年の活動は 2000 年の本震破壊開始点の南東側にある高速度異常域に集中し，1990 年の活動は破壊開始点近傍の低速度異常域に集中している．このことは，不均質構造が先駆的群発活動の発生様式に影響を及ぼしたことを示唆する．

5.2　本震の破壊過程との関係

第３節で述べた本震のすべり分布を P 波速度不均質分布に重ねて示すと図６のようになる．すべり量は低速度異常域で大きく，高速度異常域で小さい．あたかも本震の破壊が高速度異常域を避けて起きたように見える．上で述べたように，高速度異常域は古い時代に地下深部で形成された深成岩や変成岩に対応し．低速度異常域は比較的新しい時代に貫入した花崗岩体に対応すると考えられる．ここで述べたすべり分布と不均質構造の関係は，このような岩体の強度の違いで説明できるものと考えら

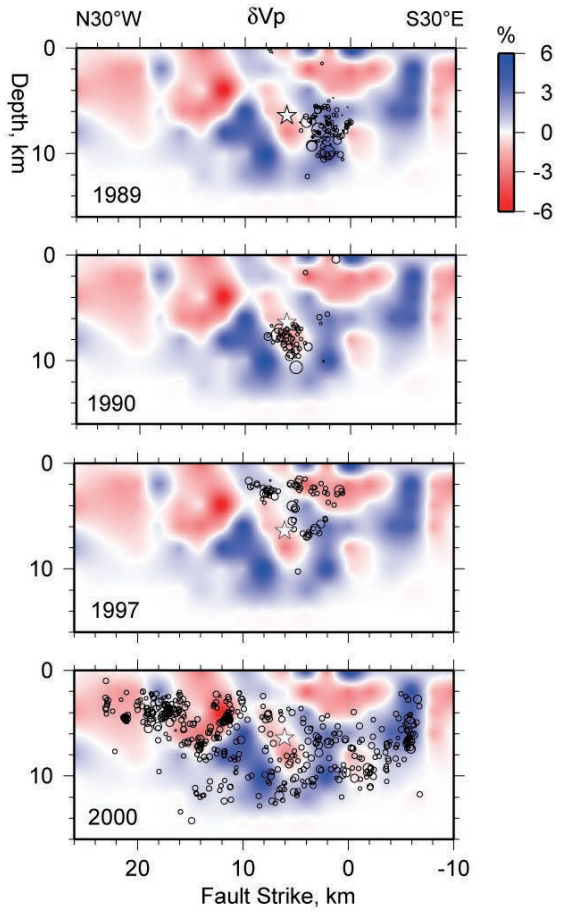


図 5　先駆的群発地震の活動域と断層面での P 波速度不均質構造との関係．上から 1989 年，1990 年，1997 年の群発地震，および 2000 年の余震を○で示す．星印は 2000 年の本震の破壊開始点．

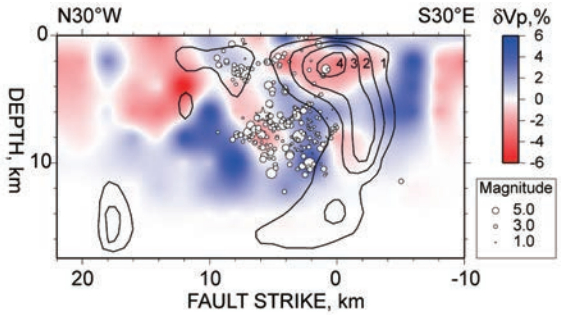


図 6　本震のすべり分布と断層面での P 波速度不均質構造との関係．コンターですべり分布を表す．コンターの数値はトータルのすべり量（m）．星印は本震の破壊開始点．白丸は先駆的群発地震．

れる．

図 6 には，本震の破壊開始点（星印）と先駆的群発地震（白丸）が重ねて示されている．本震の破壊過程と先駆的群発活動，および不均質構造の関連性をまとめると，以下のように言うことができる．すなわち，破壊開始後 3 秒間は小さなすべりの破壊が，先駆的群発地震の発生域を比較的ゆっくりと伝播し，その後破壊開始点の南東側の少し深い位置から大きなすべりをもつ主破壊が，高速度異常域の間を縫うように上方に伝播して，浅いところにある低速度異常域において大きなすべりを解放した．

5.3　余震分布との関係

分岐断層より北西側の領域は，広範囲に低速度異常を示す．この領域の地質は初期～中期中新世の非アルカリ岩または火山砕屑岩であり，この領域の南側の花崗岩体とは異なる．すなわち，分岐断層は地質境界に発達したと言うことができる．

余震の分布の仕方を細かく見ると，4%以上の高速度異常域には余震がほとんど発生していないことがわかった．

6．おわりに

上で述べたように，2000 年鳥取県西部地震は，地震観測や GPS 観測の基盤観測網が整備された後に発生した最初の M7 級の内陸地震であった．これらの定常観測のデータを用いて，断層モデルや破壊過程を精度よく推定することができた．加えて，大学等による合同稠密余震観測により震源域の地震波速度の詳細な不均質構造が推定された．

ここで紹介したこれらの研究成果のうち，次の 2 点を重要なポイントとして挙げたい．すなわち，(1)先駆的群発地震の活動域が不均質構造の影響を受けた可能性があること，および(2)本震の破壊過程が不均質構造によって拘束された可能性があることである．

2000 年鳥取県西部地震の約 10 年前から始まった先駆的群発活動における M5 級の主震が，なぜ M7 級の地震に成長しなかったのかという疑問に対しては，断層面上の不均質構造が破壊の伝播を妨げたためであろうと答えることができる．

断層面上の不均質構造が破壊過程に影響を与え得ることから，逆に，地震前にあらかじめ断層面上の不均質構造を推定できれば，破壊様式などを推測することが可能であると考えられる．ただし，数多く発生する余震を使わずに断層近傍の不均質構造を推定するためには，観測点の数を 1 桁以上増やす必要があると思われる．さらに，2000 年鳥取県西部地震の場合は，高速度異常域ではすべり量が小さくバリア的であったが，他の地震では，高速度異常域ですべり量が大きくアスペリティ的であるという事例も報告されている．この点については，今後事例を増やして，高速度異常域がどのような場合にバリア的に働き，どのような場合にアスペリティ的に働くかを探っていく必要があると考える．

参考文献

1）鳥取県防災局防災危機管理課, 2007. 平成 12 年（2000 年）鳥取県西部地震震災誌，p. 156.

2）Shibutani, T., S. Nakao, R. Nishida, F. Takeuchi, K. Watanabe and Y. Umeda, 2002. Swarm-like seismic activity in 1989, 1990 and 1997 preceding the 2000 Western Tottori Earthquake. *Earth Planets Space*, **54**, 831-845.

3）国土地理院，2001. 中国地方の地殻変動，地震予知連絡会会報，**65**，592−618.

4）活断層研究会，1991. 新編日本の活断層，東京大学出版会，p. 440.

5）岩田知孝・関口春子，2002. 2000 年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動，月刊地球，号外 **38**，182−188.

6）Ohmi, S., K. Watanabe, T. Shibutani, N. Hirano, and S. Nakao, 2002. The 2000 Western Tottori Earthquake – Seismic activity revealed by the regional seismic network –. *Earth Planets Space*, **54**, 819-830.

7）Shibutani, T., H. Katao, and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake, 2005. High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake in southwestern Honshu, Japan using very dense aftershock observations. *Earth Planets Space*, **57**, 825-838.

３．平成13年（2001年）芸予地震（2001年3月24日，M6.7）

吉川　澄夫（気象研究所）

１．まえがき

平成13年（2001年）芸予地震（M6.7）は，3月24日15時27分安芸灘の深さ約51kmで発生した．この地震により，震源域周辺で死者2 名，負傷者288名，全壊家屋70棟等，被害総額約193億円にのぼる大きな被害がもたらされた[1)]．地震の概要については，気象庁[2)]や地震予知連絡会[3)]に詳しく，地震学会誌にも幾つかの論説が掲載されている[4)]．それら多くの文献に述べられているように，この地震はフィリピン海スラブを東西に引き裂くようにして生じたスラブ内地震である．地震発生後7年以上が経過したが，本稿では地震活動のその後の状況や，これまでに明らかになった芸予地震に関する調査報告と研究成果についてレビューを試みる．

２．本震の破壊過程と強震動分布

図1に，本震発生時の各震度観測点における震度分布を示す[2)]．この地震により，広島県内3ヵ所で震度6弱，広島県内26ヵ所，愛媛県内19ヵ所および山口県内11ヵ所で震度5強を観測した．また震度5弱の揺れが上記3県の他，島根県，高知県，大分県でも観測されており，スラブ内地震の震源の深さを反映し比較的広範囲で大きな揺れが観測されたことが特徴である．

本震の際，震度5強を観測した気象庁震度観測点6ヶ所の加速度記録のスペクトルと加速度波形記録の例をそれぞれ図2aと図2bに示す[2)]．この図によると，呉市，松山市などで周波数1Hz程度のところにスペクトルのピークがあるのに対し広島千代田には7Hz前後にピークがあり，周波数特性が震源域の北側と南側で顕著に異なる傾向が見られる[2)]．この違いの原因が地盤の特性の違いによるものか，震源破壊過程に起因するかの考察については後述する．図3には，纐纈・古村(2002)[5)]によるKiK-net地中観測点における加速度記録最大振幅の空間分布図を示す．これによると，余震域は破線の楕円で示されているが，最大加速度のピークの領域は震央の東側に偏る傾向を示すとされ，このような傾向は地中観測点の記録について顕著であることから地盤浅部の原因は考えにくく，偏りの原因としては，深部構造，例えばマントルウエッジ部分における低Qs値の領域の存在が指摘されている[5)]．

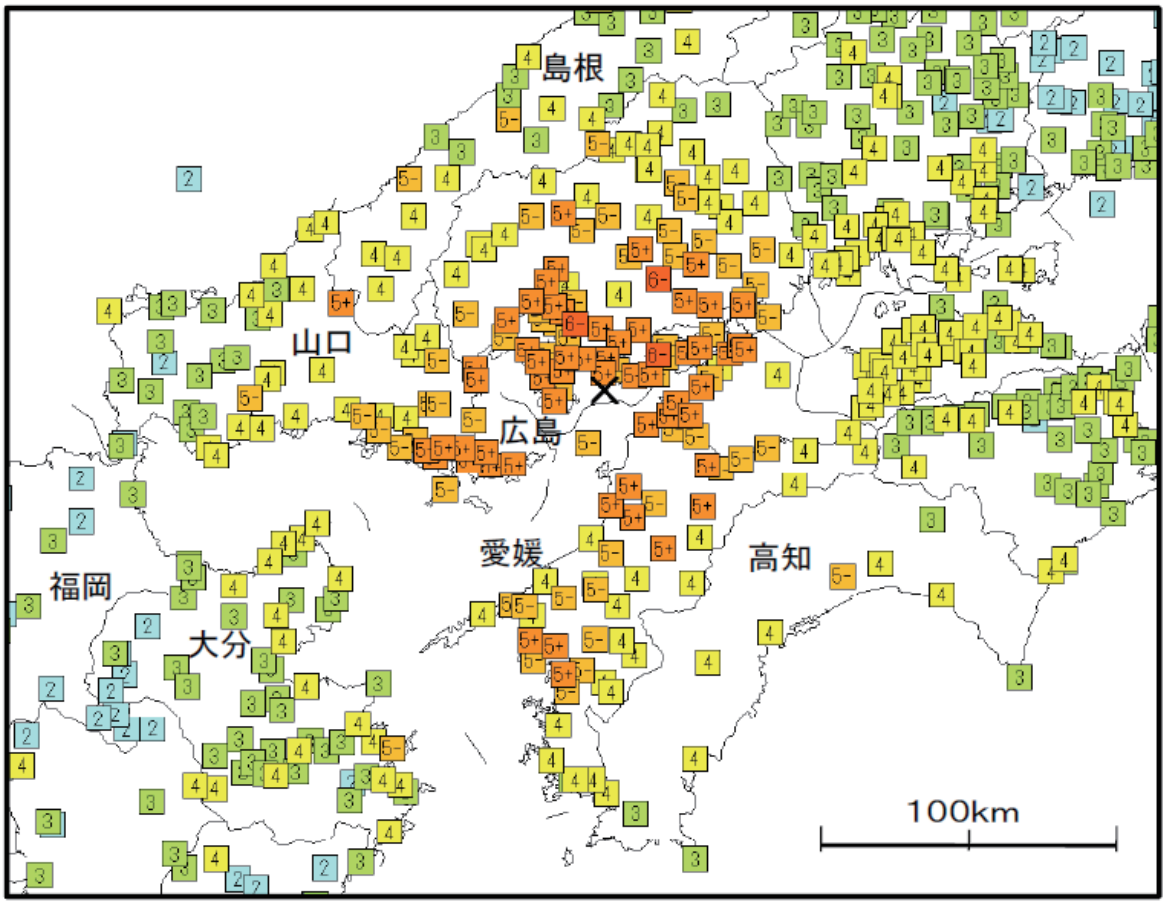


図1　本震発生時の各震度観測点における震度分布．×は震央位置．

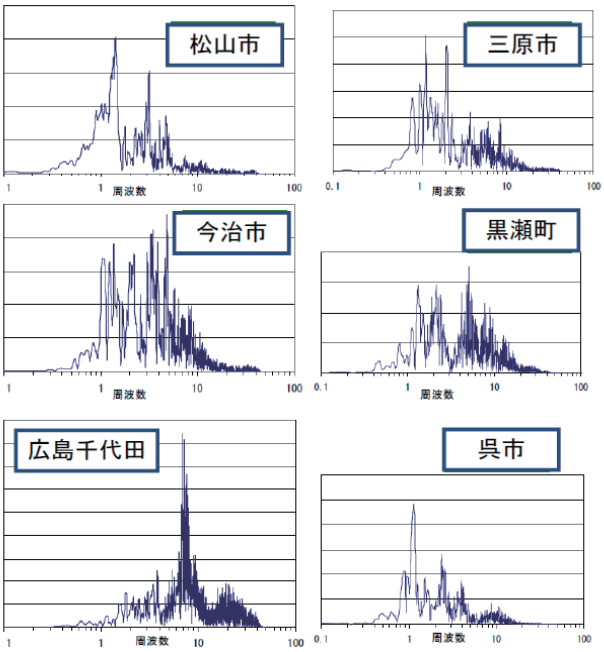


図2a　震度５強を観測した震度観測点６ヶ所の加速度記録のスペクトル．縦軸はその周波数における相対強度を任意スケールで表し，１マスの大きさは同じ値を与える．

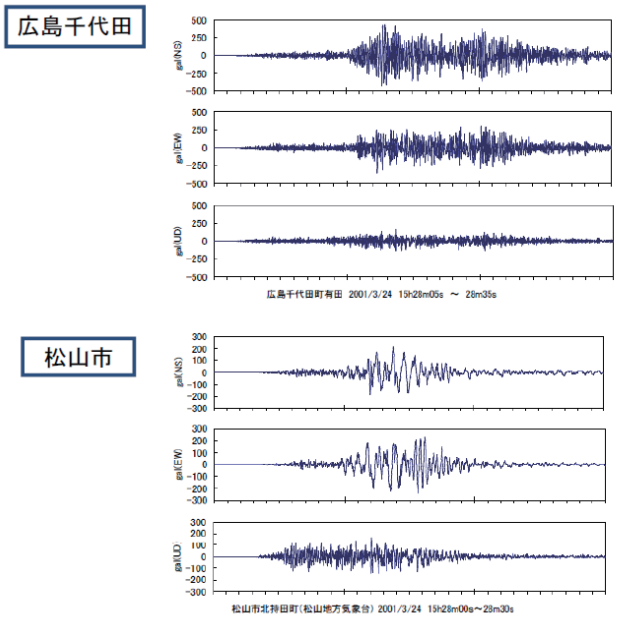


図2ｂ　加速度波形記録の例．広島千代田と松山市各地点の波形の南北，東西，上下各成分を示す．縦軸はgal．

震源破壊過程はいくつかのグループにより解析がなされている．図4には，Yagi and Kikuchi(2001)[6]の例を示す．これらの共通の結果として，破壊は震源域北部の深さ約50km付近から開始し，滑りは南側の一方向へ進行したと考えられている．主たるアスペリティについては，遠地実体波の解析結果[7]，KiK-netおよびK-NETの近地強震波形解析の結果[8) 9)]ならびに遠地実体波およびK-NETの併合処理の結果[6) 10)]では，それぞれ詳細な分布に違いが見られるものの，おおむね北側の1か所と南側の1～3か所と見られている．モーメント解放量については，

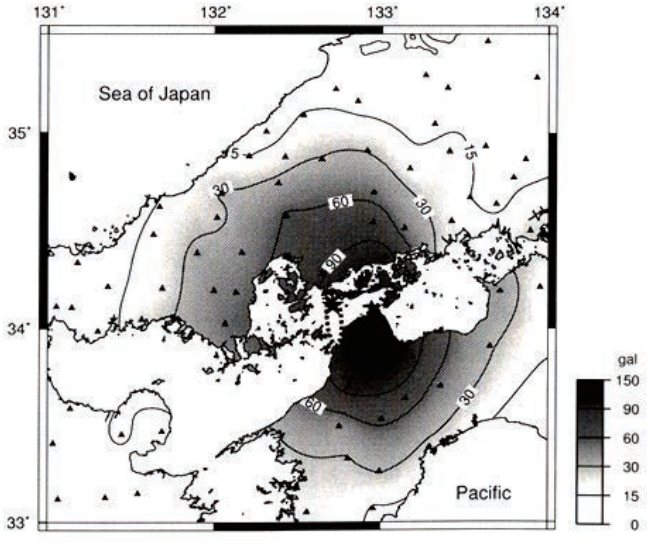


図3　KiK-net観測点（地中設置：▲印）の最大加速度の分布．芸予地震の余震域を破線の楕円で示す．纐纈・古村（2002）[5]から引用．

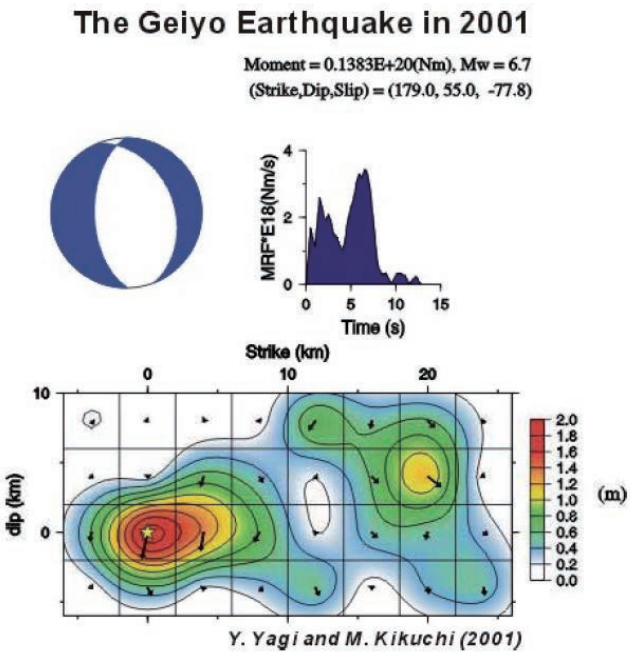


図4　震源破壊過程の解析結果の例．Yagi and Kikuchi（2001）[6]から引用．上左）発震機構，上右）モーメントレート関数，下）滑り分布．星印(0,0)は破壊開始点．コンターの間隔は0.15m．

1～3×10[19][Nm]，モーメントマグニチュードについては6.7～6.9，とそれぞれ推定され，滑り量は1.5～2.4mと推定されている．Kakehi(2004) [9]は，詳細な速度構造を使用すると共に，破壊面として南側が北側に対して西に屈曲する形状を仮定した上で解析した方が理論波形と観測波形の一致が良いとしている．その解析結果によると，アスペリティは，破壊開始点となる北側のスラブ地殻とマントル境界付近にあるほか，南側はスラブ地殻とスラブマントル内にそれぞれ1か所存在するとしている．

前述の加速度波形の南北の特徴の違いについては，破壊開始点に近い北側観測点の方が継続時間が長くなると共に，アスペリティ近傍であるため高周波成分を含む一方，破壊進行方向の前方にあたる南側観測点では単純な波形を示し高周波成分が相対的に小さくなる傾向を示すことから，破壊過程を反映したものと考えられている[11]．

３．余震活動域と過去の地震発生の時系列

図5 に芸予地震発生後から約1ヶ月間の余震についてDD法[12]により再決定した震源分布を示す．この図によれば，余震活動域はほぼ南北方向に約20km にわたって筋状の広がりを示していることがわかる．また，鉛直断面図からは震源域が西へ傾斜する幅10～15kmの平面状に分布していることが鮮明に見て取れる．本震のメカニズムがほぼ東西に張力軸をもつ正断層型であることから，西側に傾斜する断層面で滑ったと推定される．震源域を3つに分割し，この鉛直断面を北から南に順にみると破壊域はほぼ南北に分布するものの，南の領域では主たる破壊面の西側近傍にほぼ鉛直の震源分布が見られる．すなわち南の領域では一枚ではなく複数の断層面が発生したという見方ができる．このような南北の震源域に見られる特徴の違いは，断層面が西に屈曲しているというKakehi [9]の指摘と矛盾しない．さらに，断層面の西への屈曲は南部の余震の中に横ずれ断層型の地震も含まれていることとも符合する．

本震発生後，3月25日19時19分のM4.4（最大震度4），26日05時40分のM5.2（最大震度5強）等，比較的規模の大きい余震が数日間発生したが，3月末には震度1以上を観測する余震の発生回数は1日当たり0～1 回程度となり，余震活動は順調に減衰した．余震活動の減衰の度合いを示す改良大森公式のp値は1.03であり，標準的～やや減衰が遅い部類である[2]．

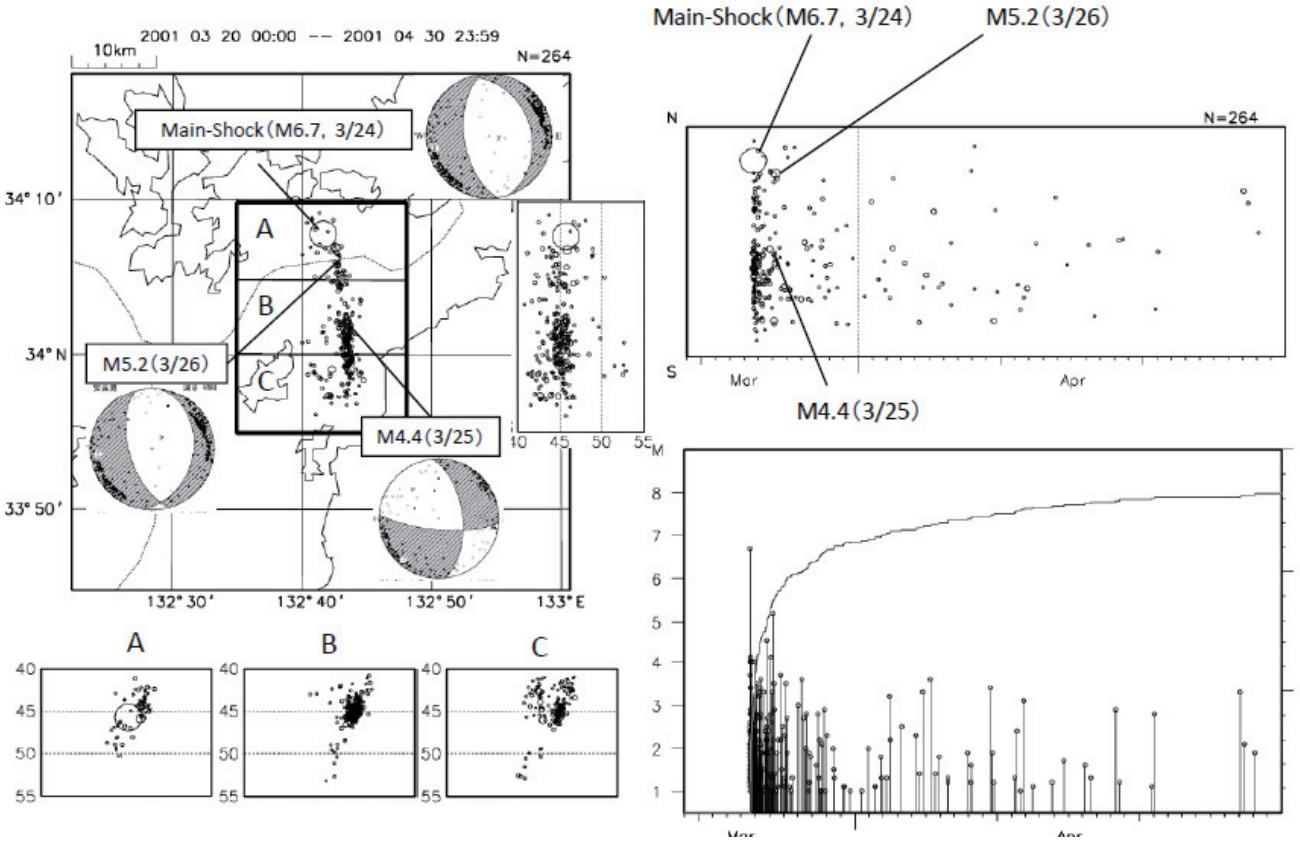


図５　芸予地震の余震分布および活動経過図．深さ 30km－70km，マグニチュード 1.0 以上の地震を表示．震源は DD 法により再決定．発震機構は下半球投影．断面図は余震活動域を領域Ａ，Ｂ，Ｃについて示す．

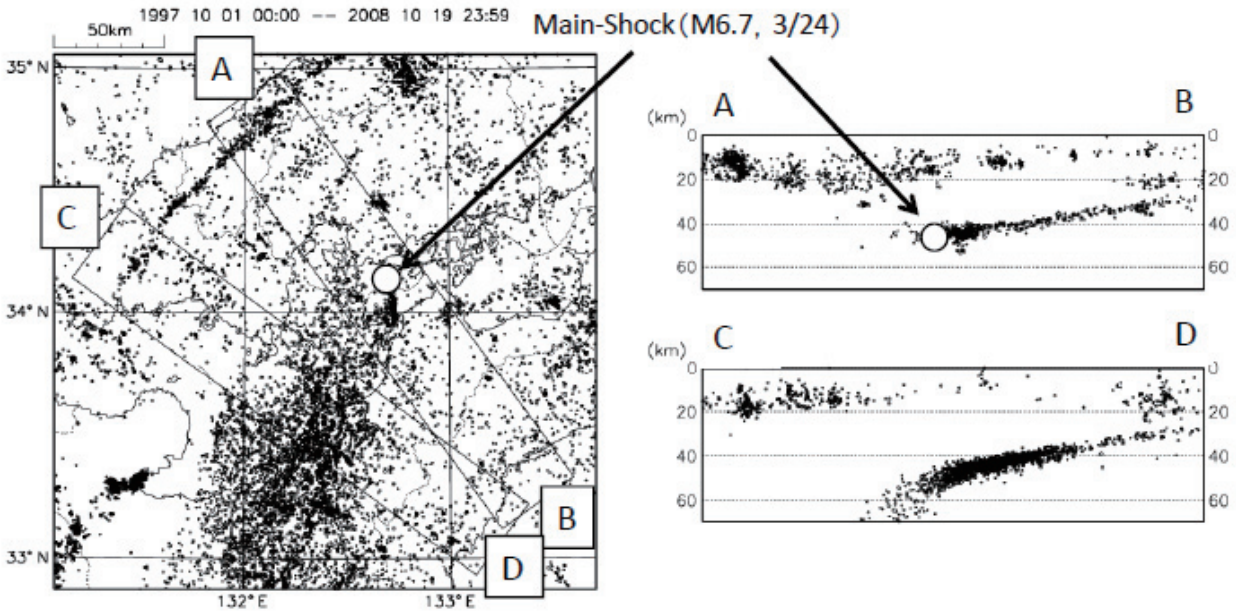


図6　芸予地震の地震活動域と広域の震源分布．マグニチュード1.0以上の地震を示す．A－B断面図の○印が本震の震源位置．

図6は芸予地震の余震活動域と広域の震源分布に併せて本震の震源位置を示す．A－B，C－D，2方向の鉛直断面図を同図右に示す．A－B断面図から，本震の震源位置がフィリピン海スラブ地震活動域の先端付近にあることがわかる．一方，C－D断面図では九州下方に沈み込むフィリピン海スラブの屈曲が見られる．後述するように，スラブ内地震活動は芸予地震震源域を境として西側に広がっており，この付近がフィリピン海スラブ沈み込みの始まる境界であることが推定される．

今回の地震活動域である安芸灘周辺は，最近の地震活動を見る限りあまり活発な領域ではなかったが，1905年の芸予地震（M7.2-7.3）とその余震や1949年M6.2の地震などが発生している．また震央位置は不確かであるが，安芸灘とその周辺では，1649年（慶安2年），1686年（貞享2年），1857年（安政4年）などにもM7クラスの地震が発生している[13]．しかし同じタイプの発震機構によるかどうかは不明であり，いわゆる繰り返し地震とは断定できない．

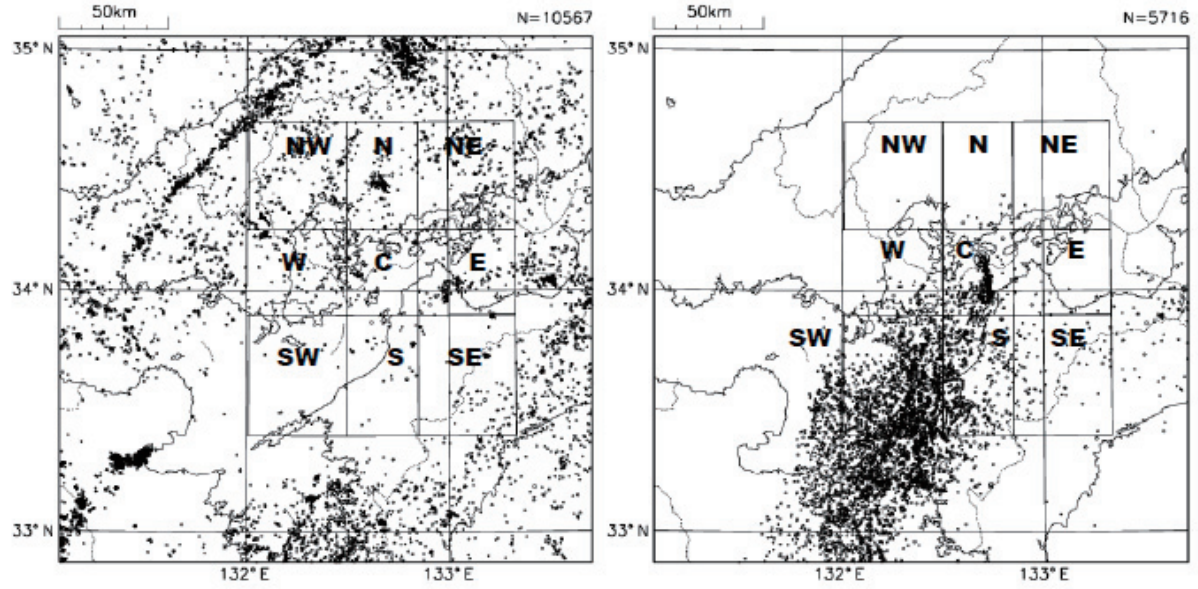


図7a　1997年10月以降の芸予地震余震域と周辺の領域における地震活動．マグニチュード1.0以上の地震を示す．左側は地殻内（深さ0－35km）の震央分布，右側はスラブ内（深さ35－70km）の震央分布．

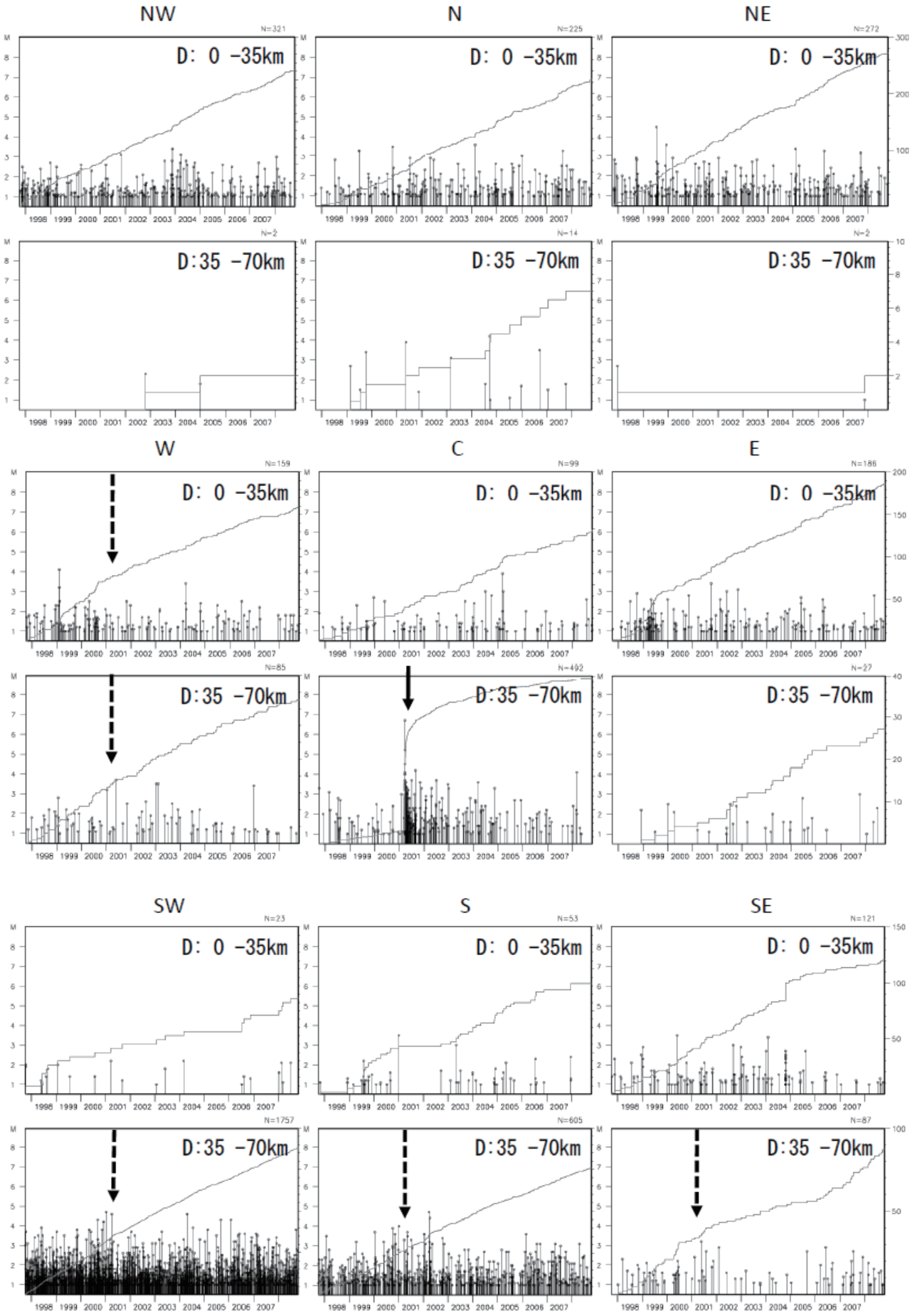


図7b　気象庁地震観測波形データ一元化以降の芸予地震余震域と周辺の領域における地震活動経過．上段がNW,N,NE各領域，中段がW,C,E各領域，下段がSW,S,SE各領域のM-T図をそれぞれ示す．各段で上の枠が地殻内，下の枠がスラブ内の地震活動を表す．実線と破線の矢印は本震発生時を示す．

４．芸予地震前後の地震活動の変化

図7aとbに1997年10月（一元化業務開始）以降の芸予地震余震域と周辺における地震活動の推移を示す．図7aに示すように，地殻内の活動とスラブ内の活動とは明瞭に異なる．さらにスラブ内の地震活動は芸予地震の余震活動域を境界とするごとく西側に広がっており，東西に非対称的である．そこで地殻内とスラブ内それぞれの活動を東西，南北の各小領域に分割して見ていくことにする．以下では本震の余震活動域（C）と周辺8領域（NW，N，NE，W，E，SW，S，SE）の活動を見る．

図7bには各領域上層と下層，すなわち深さ0－35km（地殻内）と深さ35－70km（スラブ内）の活動を示す．まず本震の震源域付近（C）の活動に注目する．図7b中段の震源域付近（C）のスラブ内の地震活動のM－T図によれば，本震発生から7年の経過後もM4クラスの地震が発生しているがおおむね減衰傾向にある．これに対し震源域直上の地殻内は本震発生後も顕著な変化が見られない．震源域の東側（E）の地殻内では1998年から1999年にかけて若干活発な時期が見られるものの，その後現在まで定常的な活動が続いている．東側領域のスラブ内の活動は非常に不活発である．これに対して西側（W）の活動は，地殻内とスラブ内共，2000年中頃までは活発であったのが，それ以後活動が低下している．芸予地震発生との直接の関連は不明であるが，地震発生後の西側の起震応力の低下を反映している可能性がある．

南側（SW，S，SE）では地殻内が不活発であるのに対して，南西側（SW）と南側（S）のスラブ内が特に活発である．また，いずれの南側領域（SW，S，SE）でも2001年以降活動が若干低下している様子が見られる．これも地震発生後の起震応力の低下を反映している可能性がある．

北側（NW，N，NE）のスラブ内は殆ど活動が見られないのに対し，地殻内はほぼ定常的に活発な活動を示している．また本震の発生時期を境に顕著な活動の変化は認められない．

以上のように，いずれの領域についても今回の地震に先立って関連する地震活動の活発化もしくは静穏化の傾向は特段認められなかったが，本震発生後の地震活動の低下が南側スラブ内で顕著に現れていると見ることができる．

５．芸予地震に関連する地殻活動

国土地理院のGPS連続観測網（GEONET）は1990年代から急速に展開が進められてきており，今回の地震発生に関しても高密度観測網により震源域とその周辺で明瞭な地殻変動が観測された[14]．図8に芸予地震前後のGPS観測値と断層モデル[14]により計算される面積歪を示す．断層モデル[14]は震源分布や発震機構などから西傾斜の断層領域を想定し，それ以外のパラメータをインバージョンにより推定したものであり，一様な滑り分布を仮定している．この図によると，観測値（OBS）では，縮みの領域が震央付近の海域に，膨張の領域が中国・四国地方の陸地にそれぞれ見られる．計算値（CAL）では，震源断層の直上とその付近は大きな縮みが現れ，断層を囲む領域では東西に卵型の膨張域が生じる．観測値と計算値は一見異なるように見えるが，断層モデルが一様な滑り分布を仮定し

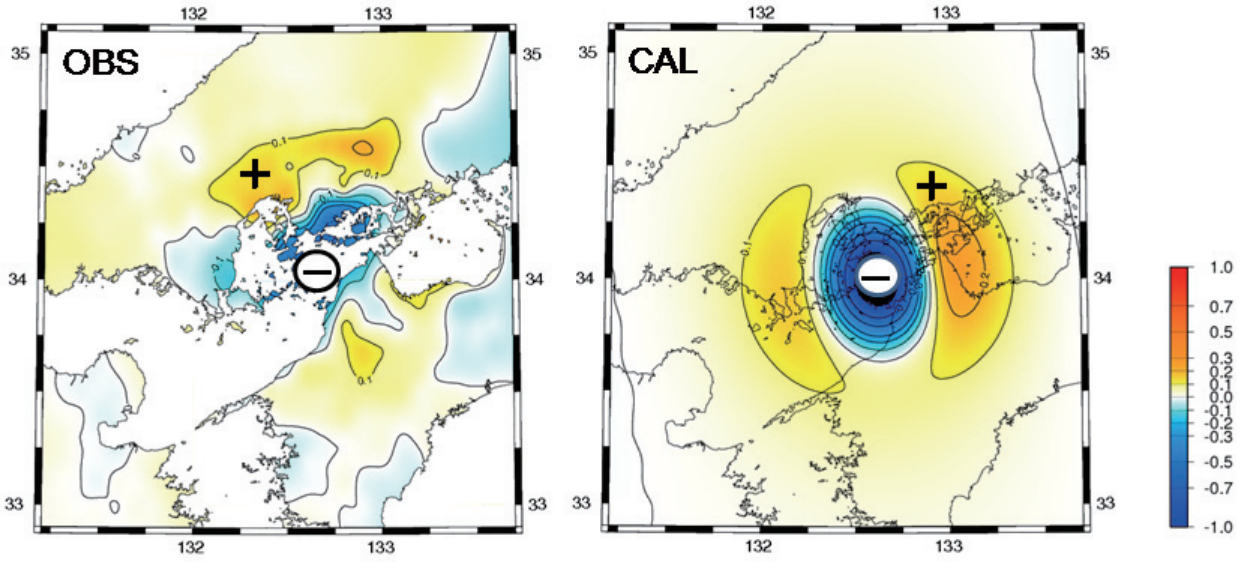


図8　芸予地震前後のGPSの観測データに基づく面積歪の変化（OBS）と国土地理院（2001）[14]の断層モデルから計算される面積歪の変化（CAL）．歪の単位は10^{-6}．伸びを（＋），縮みを（－）で表わす．作図にはGMT[15]を使用．

ていること，震源がスラブ内にあって地殻と物質定数が異なること,GPS観測値の誤差やばらつきなどを考慮すれば，観測された歪分布は地震時の応力解放による弾性的な歪変化をおおむね示しているということができる．なおGPSの観測では今回の地震に関連する前兆的な地殻変動が観測されたという報告はない．

一方でGPS観測以外の地殻活動に関する報告例には電磁気現象と地下水位・歪観測に関するものがある．吉田・西(2002)[16]は広島におけるVHF帯の電磁波について地震前の異常変化の出現を報告している．しかし電磁波の発生源が本震の震央とは異なる方向にあるという点で検討の必要性を認めている．小泉・他(2002)[17]は，近畿および周辺地域における21か所の地下水・歪観測井において芸予地震と同時に水位変化および歪変化を記録したことを報告しており，断層モデルから推定される理論値に対して観測値が数倍から数分の一の範囲で一致したと述べている．しかしながら地震発生前の変化は認められていない．

６．スラブ内地震としての芸予地震

スラブ内地震という視点で芸予地震を見ると，他の地域のスラブ内地震，例えば1993年の釧路沖地震，1994年の北海道東方沖地震，2008年の岩手県北部沿岸地震などと地震を発生させた応力場は異なる．これらの北海道，東北日本に発生したスラブ内地震は，いずれも地殻内と同じ東西ないし北西－南東方向の圧縮応力場[18]で逆断層運動を伴い発生した．西南日本においても地殻内は（九州の地溝帯や島嶼部を除いて）一般に東西もしくは北西－南東圧縮応力場にあるのに対して，スラブ内は東西もしくは北東－南西の引張応力場[19]であり，最大圧縮応力の向きが互いにほぼ直角に異なる応力場の下にある．芸予地震は地殻内の圧縮応力場に抗するごとくスラブ内張力場で生じた地震ということになる．このように西南日本におけるスラブ内張力場をもたらす原動力については，スラブの沈み込みを引き起こすプレート運動が第一義的に考えられるが，佃・三浦(2002)[20]はフィリピン海スラブの北西方向への沈み込みの際のベンディングが原因であるとする説を述べている．

７．終りに

芸予地震に関する最近までの研究成果についてまとめてみた．今回の地震は，防災科学技術研究所のK-NETとKiK-netが高密度に展開された直後に起きた地震であることから，強震計の波形記録を用いた震源過程解析が盛んに行われた．スラブ内の地震という若干解析には不利な条件ではあったにも関わらず詳細な滑り分布が明らかになった．気象庁の地震計データ一元化業務も1997年10月以降開始されており，芸予地震の震源域周辺の地震活動の経過について詳細が知られるようになった．しかし地震活動には本震に先立つ活発化や静穏化などの現象が認められなかった．一方すでにGPS観測網や地下水・歪観測井戸が多点に展開されていたが，地殻変動や地殻活動には電磁気現象を除いて前兆現象の報告例がなかった．スラブ内の地震であり地表から遠い場所であったことが前兆現象の発見を一層困難にしたと思われる．しかしながら震源域とその周辺ではM7クラスの地震が度々発生してきたことから,震度6弱程度の揺れを発生させる同規模の地震の発生には今後も注意していく必要があろう．

謝辞

本稿をまとめるにあたり，気象庁一元化震源のデータを使用した．DD法による震源計算は気象庁地震火山部山田安之氏による．

参考文献

1）消防庁，2002．平成13年(2001年)芸予地震（確定報）
2）気象庁，2001．平成13年（2001年）芸予地震．気象庁地震・火山月報（防災編），平成13年3月．
3）地震予知連絡会，2001．地震予知連絡会会報，66．
4）地震学会,2002．特集:2001年芸予地震.地震第２輯，55(2)，89-127．
5）纐纈一起・古村孝志，2002．2001年芸予地震の強震動分布と深部地下構造．地震第２輯，55(2)，97-105．
6）Yagi and Kikuchi，2001．Rupture Process of The Geiyo Earthquake of March 24, 2001 (Mw 6.7) (Revised on March 9, 2001).
7）菊地正幸・山中佳子,2001．遠地実体波解析（再改定版）－2001年3月24日芸予地震（Mj6.4）．EIC地震学ノートNo.102．
8）関口春子・岩田知孝，2002．2001年芸予地震の破壊過程と強震動．月刊地球，号外38,西日本の地震活動,239-246．
9）Kakehi, Y, 2004. Analysis of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake using high-density strong ground motion data: Detailed rupture process of a slab earthquake in a medium with a large velocity contrast, *J. Geophys. Res.*, **109**, B08306, doi:10.1029/2004JB002980, 2004.
10）Miyatake,T., Y.Yagi, and T.Yasuda, 2004. The dynamic rupture process of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake. *Geophysical Research Letters*, **31(12)**, 10.1029/2004GL019721.
11）筧楽麿，2003．2001年芸予地震の詳細な震源過程と強震動との関連．神戸大学都市安全研究センター研究報告，7，195-200．

12）Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2001. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bull.Seismol.Soc.Am.*,**90**,1353-1368.

13）地震調査委員会，1997．日本の地震活動 ： 被害地震から見た地域別の特徴，総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会・編集，発行，財団法人地震予知総合研究振興会・地震調査研究センター，390ページ.

14）国土地理院，2001．中国・四国・九州地方の地殻変動．地震予知連絡会報，66，486-512.

15）Wessel,P. and W.H.F.Smith, 1991. Free software helps map and diplay data. EOS Trans. *AGU*, **72**, 445-446.

16）吉田彰顕・西正博，2002．2000年鳥取県西部地震および2001年芸予地震に関連したVHF帯電磁現象の観測．地震第２輯，55(2)，107-118.

17）小泉尚嗣・北川有一・高橋誠・佐藤努・松本則夫・伊藤久男・桑原保人・長秋雄・佐藤隆司，2002．地震第２輯，55(2)，119-127.

18）Sagiya,T., S.Miyazaki and T.Tada, 2000. Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan. Pure appl. Geophys. **157**, 2302-2322.

19）気象庁地震予知情報課, 2001.「平成13年(2001年)芸予地震」(2001年3月24日M6.7)．地震予知連絡会報，66，472-479.

20）佃為成・三浦勝美，2002．2001年芸予地震とプレートの曲げモーメント．地震第２輯，55(2)，91-96.

４．東海スロースリップイベント（2000 年秋～2005 年夏）

小沢　慎三郎（国土地理院）

１．はじめに

2000 年秋～2005 年夏頃にかけて東海地震の想定震源域の西端付近で，スロースリップが発生した．このスロースリップは，量的には小さいながらも，東海地震を発生させやすくする方向に応力状態を変化させ，かつ発生当初から東海地震の前兆すべりの可能性が否定できず，その推移が慎重に見守られてきた．ここでは，東海地域のテクトニクス，地震空白域としての東海地震及び，東海スロースリップに関して紹介する．

２．東海地域のテクトニクスと東海地震

東海地方のテクトニクスを図１A-B に示す．この図に示されるように，東海地方の沖合に，フィリピン海プレートとアムールプレートの収束境界である駿河トラフが位置する．この駿河トラフからフィリピン海プレートが，陸側プレートの下に年間 3～4ｃｍ程の速度で沈み込んでいる（図１B）[1]．このため，東海地方では陸側プレートがフィリピン海プレートによって地下に引きずり込まれるように動き，弾性的な限界に達すると陸側プレートがフィリピン海プレートに対して跳ね上がり，90～150 年程の周期で海溝型地震が繰り返し発生してきた [2]．最後に東海地震が発生したのは 1854 年の安政の東海地震である．1944 年の東南海地震では，駿河湾内まで破壊が達しておらず，安政の東海地震から 150 年程，プレートの沈み込みに伴う歪みの蓄積が続いていると考えられている(図 1B)．この結果に基づき，1970 年代に東海地方が地震の空白域であり東海地震の発生が懸念されることが指摘された [3)4)]．この指摘に伴い想定される東海地震の前兆的なシグナルを捉えるべく，東海地方に，数多くの観測機器が設置された．特に 1995 年の阪神淡路大震災以降世界に類をみない稠密観測網が展開されている．

このような状況の中で，気象庁は体積ひずみ計，気象庁・防災科学技術研究所・大学等は全国に稠密な地震観測網，防災科学技術研究所は各種地震計・傾斜計のネットワークを設置して今日に至っている．国土地理院は，東海地方で定期的に三角点の繰り返し観測を行ってきた．また水準測量が定期的に行われるようになり，現在では年に４回，森町から御前崎にかけて実施されている．特に夏の観測では，東海地方の全域にわたって水準測量が行われている．また掛川では，静岡県により 2 週間に 1 回 4km 程の距離の水準観測が行われている．これらの成果は地震予知連絡会に報告されてきた．

さらに国土地理院は，1994 年から GPS 連続観測網を東海地方に 20km 程の間隔で設置し，東海地方の地殻変動を毎日観測できるようにした．この GPS 連続観測網による日々の地殻変動の解析結果は，定期的に地震予知連絡会に報告されている．また気象庁には，東海地方の３時間毎の解析結果が送信されている．

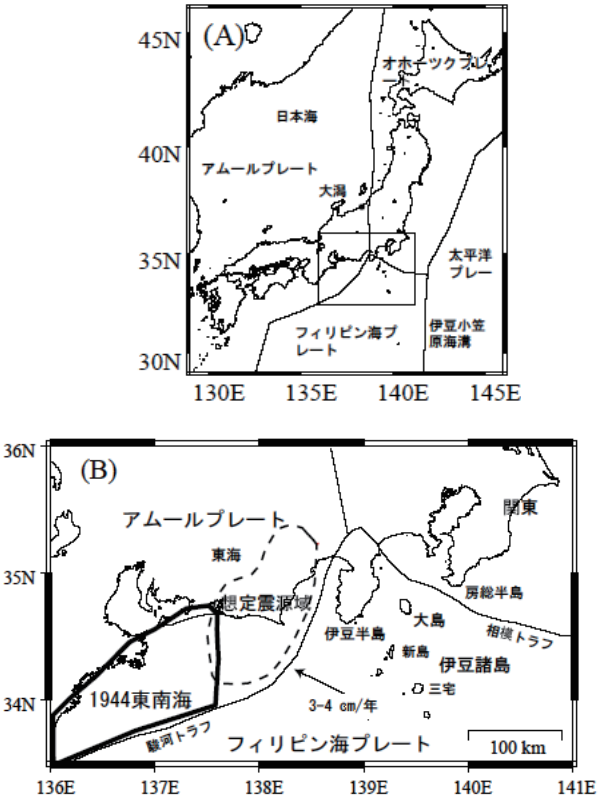


図１　東海地方のテクトニクス．

以上のような，東海地方の地震観測及び各種の地殻変動観測結果に基づいてこの地域のプレート間相互作用が推定されてきた．

Matsumura (1997)[5] は東海地方の地震活動からプレート間の固着域を推定した．Yoshioka et al. (1999)[6] は三角点の繰り返し測量のデータ及び水準測量のデータから，東海地方のプレート間のバックスリップ分布を推定した．Sagiya et al. (1999)[7]は，GPS 観測結果に基づいて，バックスリップ分布の推定を行った．Ohta et al. (2004)[8]は上下変動の拘束をやや強くして，GPS 観測結果から，バックスリップ領域の推定を行っている．

これらの研究の内，GPS 観測の結果に基づいて推定されたプレート間のバックスリップ分布は，ほぼ同じような特徴を示している．以下に水藤・小沢(2008)[9]の GPS 観測データに基づく推定結果を示す．

図 2 は大潟観測点（新潟県）（図１A）に対する，東海地方の GPS 観測点の動きを示す．ここに示されるように，

東海地方の GPS 観測点は大潟観測点に対して，西南西方向に年間 2～3cm/年程の速度で動いているのがわかる．また上下変動でみると，浜名湖付近を境として，名古屋側で隆起，静岡県側で沈降の傾向が見られる．このデータに基づいて推定されたバックスリップ分布を図 3 に示す．図 3 に示されるように，東海地方の沖合に 2～3cm/年程の大きなバックスリップが推定され，深さ方向にそのバックスリップの強さが弱くなっている．この結果は Sagiya et al. (1999)[7]の結果によく似ている．

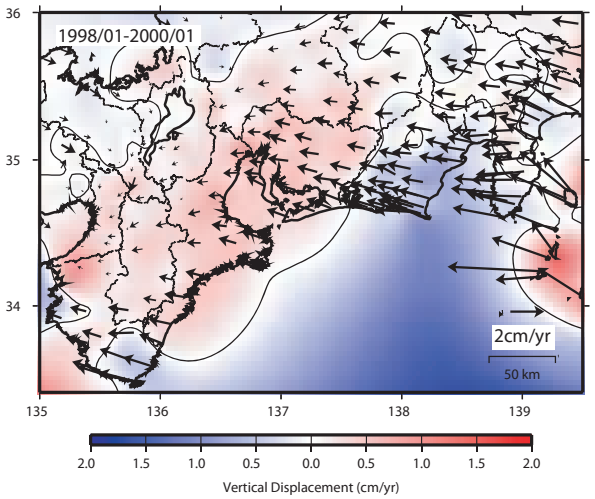


図 2　1998 年 1 月～2000 年 1 月の大潟観測点（新潟県）に対する東海地方の GPS 観測点の動き．色は上下変動を示す．

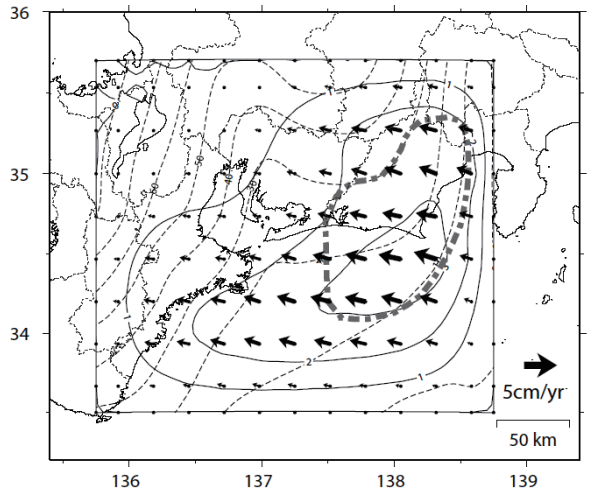


図 3　推定されたバックスリップ分布．

このように，GPS 観測データに基づく東海地方のプレート間カップリングは，主に海域にバックスリップの領域が推定され，地震活動から推定された東海地方の陸域の固着域[5]とややずれる結果がでていた．しかしながら Ohta et al. (2004)[8]は，上下変動の重みをやや強くすれば陸域に固着域が推定されるようになり，地震活動に基づく結果に近づくと報告している．従来の測地測量の繰り返し観測に比べて，GPS 連続観測で最も重要な情報である高分解能の時間変化に関しては，GPS 観測に基づいて推定されたバックスリップ量は 1994 年の観測開始から時間的にほぼ一定であるという結果が得られていた[7]．即ち，東海地方の GPS 観測点の変動速度は観測開始からほぼ一定であった．

このようにして推定されたプレート間カップリング，地震活動から推定される固着域，過去の東海地震の情報等に基づき，将来の東海地震の想定震源域が中央防災会議によって議論され，一般に公表された．下記にこの想定震源域の情報の載ったインターネット上の URL を示す．

http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/taisaku_toukai/pdf/kyoukachiiki/minaoshi.pdf.

その結果が図１B に示されている想定震源域である．この想定震源域が将来の東海地震で主として破壊する領域と考えられている．

３．東海スロースリップ

3.1 遷移地殻変動

2000 年 5～9 月にかけて伊豆諸島で大規模な火山性の地震活動が発生し最大で 1m 近くの大きな地殻変動が伊豆諸島で観測された．この伊豆諸島の活動に伴い，東海地方でも南東向きの最大で 1cm 程の水平変動が観測されている．

2000 年の伊豆諸島の変動によって東海地域の地殻変動が乱されたために，発生時期が明瞭でなくなってしまったが，2000 年秋～2001 年始め頃から，東海地方の GPS 観測点の動きが，図 2 に示されている従来の動きから外れるようになった．図 4 は，2001 年 1 月～2004 年 1 月の東海地方の GPS 観測点の動きを示すが，明瞭に図 2 の変動とは異なっていることがわかる．この解析では，元々の座標時系列データに含まれる周期変動を，多項式と三角関数を組み合わせた関数を最小自乗法で推定し取り除いている．この通常とは異なる変動をより明瞭に見るために，図 2 に示される 1998～2000 までの 2 年間の平均的な GPS 観測点の動きを，周期成分を含まない時系列データから差し引いたところ，東海地方の GPS 観測点が南東方向に遷移的な変動をしていることが発見された[10]．図 5 は 2001/1/2～2005/7/1 までの変動であり，ここに示されるように，浜名湖付近を中心として南東方向への遷移変動が明瞭に見られる．最大の変位量は 7 cm 程に達している．また上下変動を見ると，名古屋側で沈降，浜名湖付近で最大で 6 cm 程隆起している．この遷移的な水平変動，上下変動のパターンは，図 2 の 1998～2000 年の定常

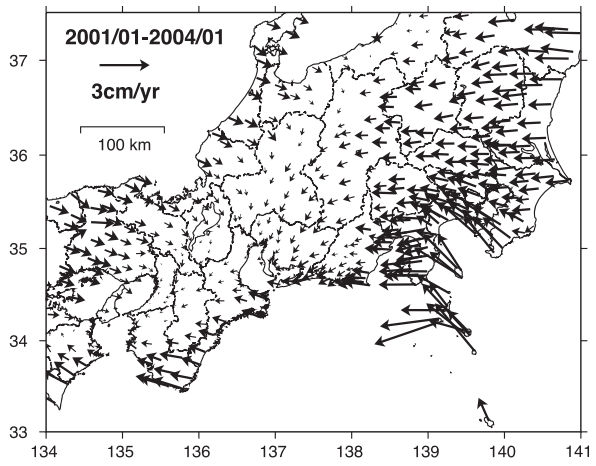


図 4　2001 年 1 月～2004 年 1 月の東海地方の GPS 観測点の動き.

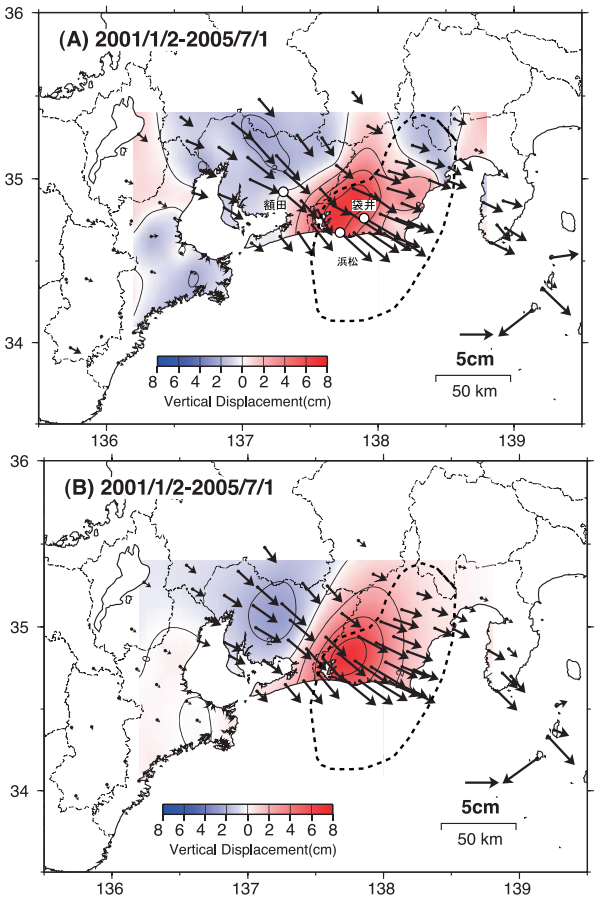


図 5　2001 年 1 月～2005 年 7 月の東海地方の遷移変動. 色は上下変動を示す.　(A)観測値　(B)計算値

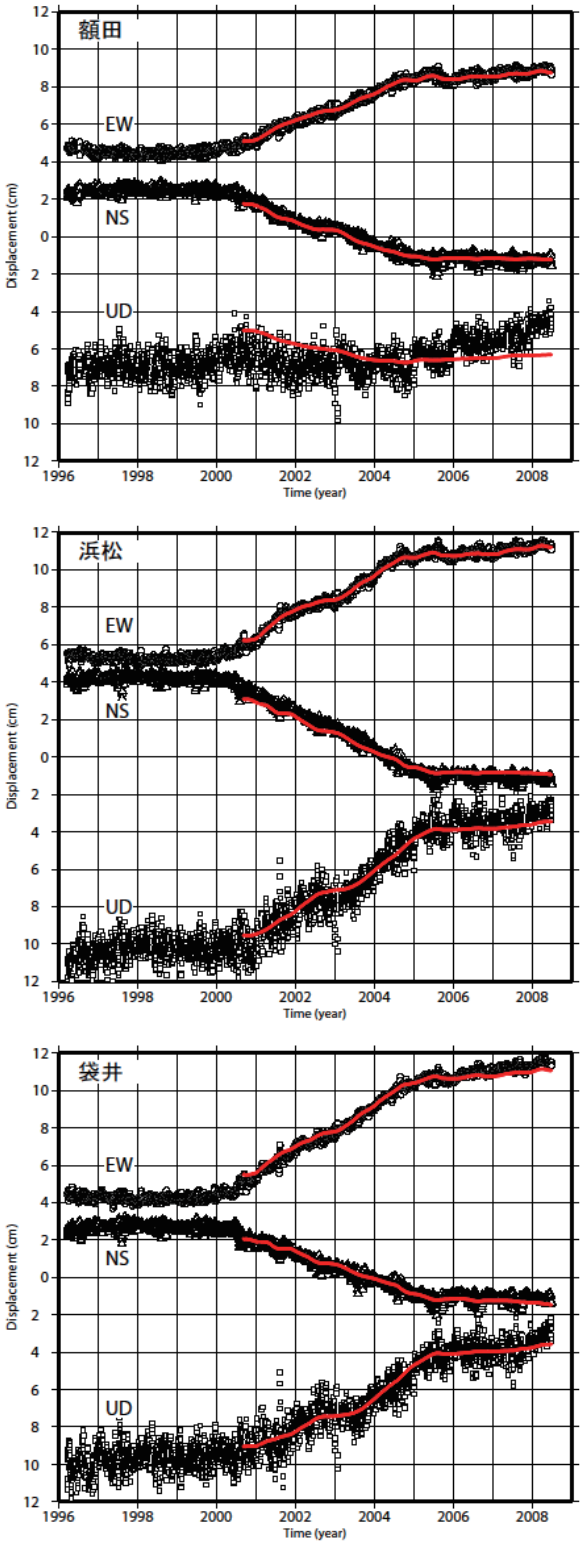


図 6　GPS 観測点 3 点の遷移変動の座標時系列データ.

的な変動と逆になっている．すなわち，このトレンドを除いた水平変動・上下変動の結果は，浜名湖付近を中心として，陸側プレートが，沈み込むフィリピン海プレートに対して，ゆっくりと跳ね上がる動きが従来の変動に加わっている事を強く示唆する．また図 6 は，GPS 観測点 3 点の遷移変動の座標時系列データを示している．トレンドを除いているため，傾斜が平らなところは従来の動きをしていた期間で，傾斜が変化している場所は遷移変動が起きている期間を表している．図 6 に示されるように，3 点とも 2001～2005 くらいまで遷移変動が見られ，2005 年 7 月以降ほぼ従来の動きにもどったことが示されている．

GPS 観測以外にも，防災科学技術研究所の三ケ日の傾斜計も GPS 観測で検知されたこの付近の上下変動と調和的な変化を示していることが報告されている．

3.2 東海スロースリップの時・空間変化

いろいろな研究者が地殻変動データに基づき，東海地方のスロースリップのモデリングを行っているが，ここでは国土地理院のモデルを紹介する．

国土地理院は，周期成分，１次のトレンドを除いた図 5-6 の遷移変動のデータに基づき，東海地方のプレート間滑りを推定した．

解析方法としては，スタンフォード大学で開発された時間依存のインバージョンのスキームを若干変更したプログラムで解析が行われている[11)12)]．

データとしては，東海，伊豆諸島の観測点 87 点の周期成分及びトレンドを除いた水平変動，上下変動時系列が使用された．図 5(B) に使用した GPS 観測点の位置を示す．伊豆諸島の変動の影響を取り除くため，伊豆諸島のデータも使用している．東海地方のプレート境界，伊豆諸島のマグマ貫入によって発生した断層面を３次のスプライン関数を使用したパラメトリックスプライン面で表し，解析が行われた[12)]．東海地方のプレート境界としては，CAMP モデル[13)]が使用されている．伊豆諸島の断層モデルとしては Ozawa et al. (2004)[14)]の結果を使用している．境界条件としては，東海地方のプレート境界面の端ではプレート間滑りを 0 とし，滑り方向は東向き，南向きだけを許してある． 解析期間は 2000～2008 年まで行われた．上下変動は水平変動よりも誤差が大きいため水平変動の 3 倍の誤差が仮定されている．このようにして推定された東海地方のプレート間すべりの結果を以下に示す．

図 7 は１.５年ごとの東海地方のプレート境界における推定滑り分布を示している．2001～2002.5 年で浜名湖直下に大きな滑りが推定されている (図 7A)．この領域は想定震源域の西端にあたる．2002.5～2004 年にかけてスロ

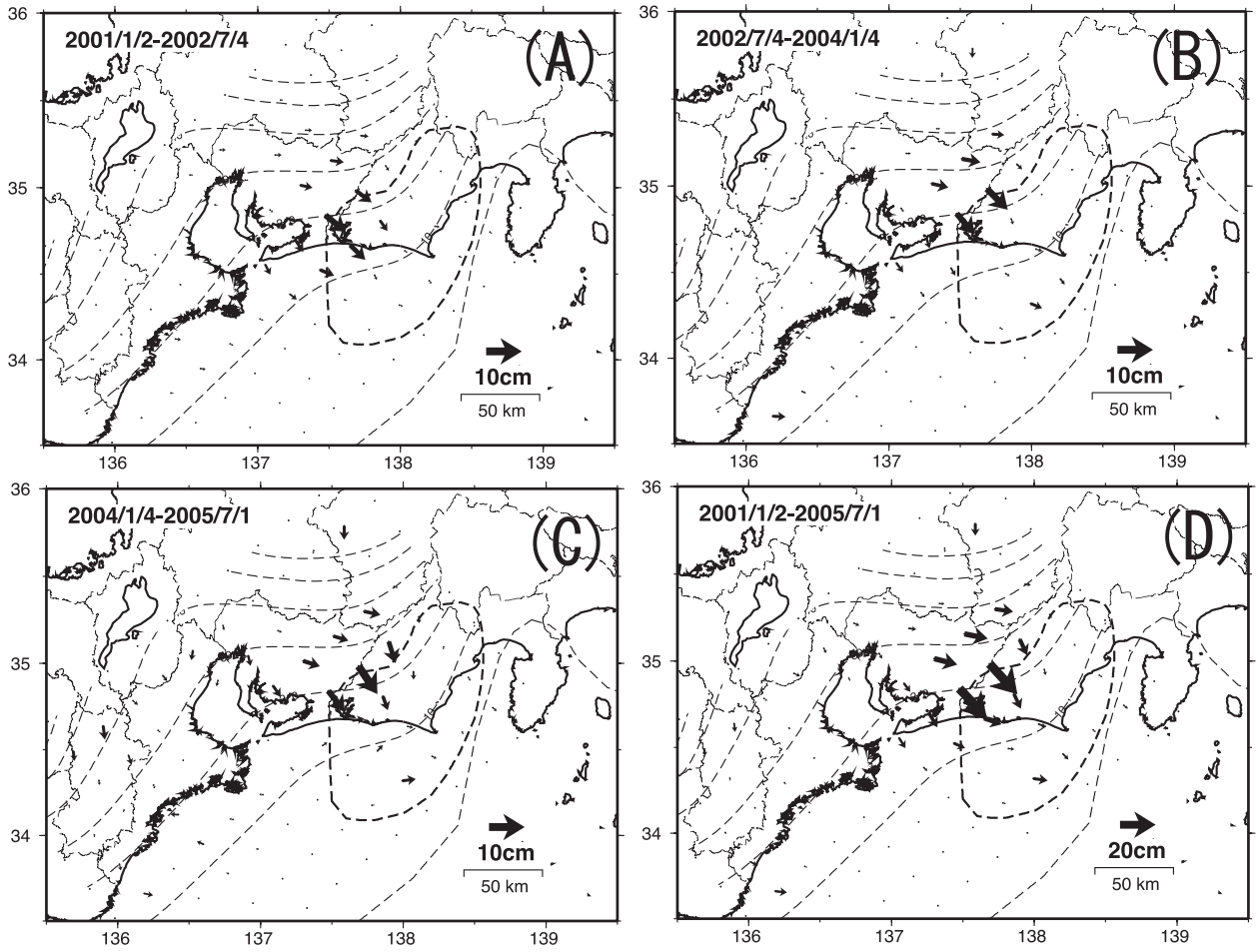


図 7　１.５年ごとの東海地方のプレート境界における推定滑り分布．

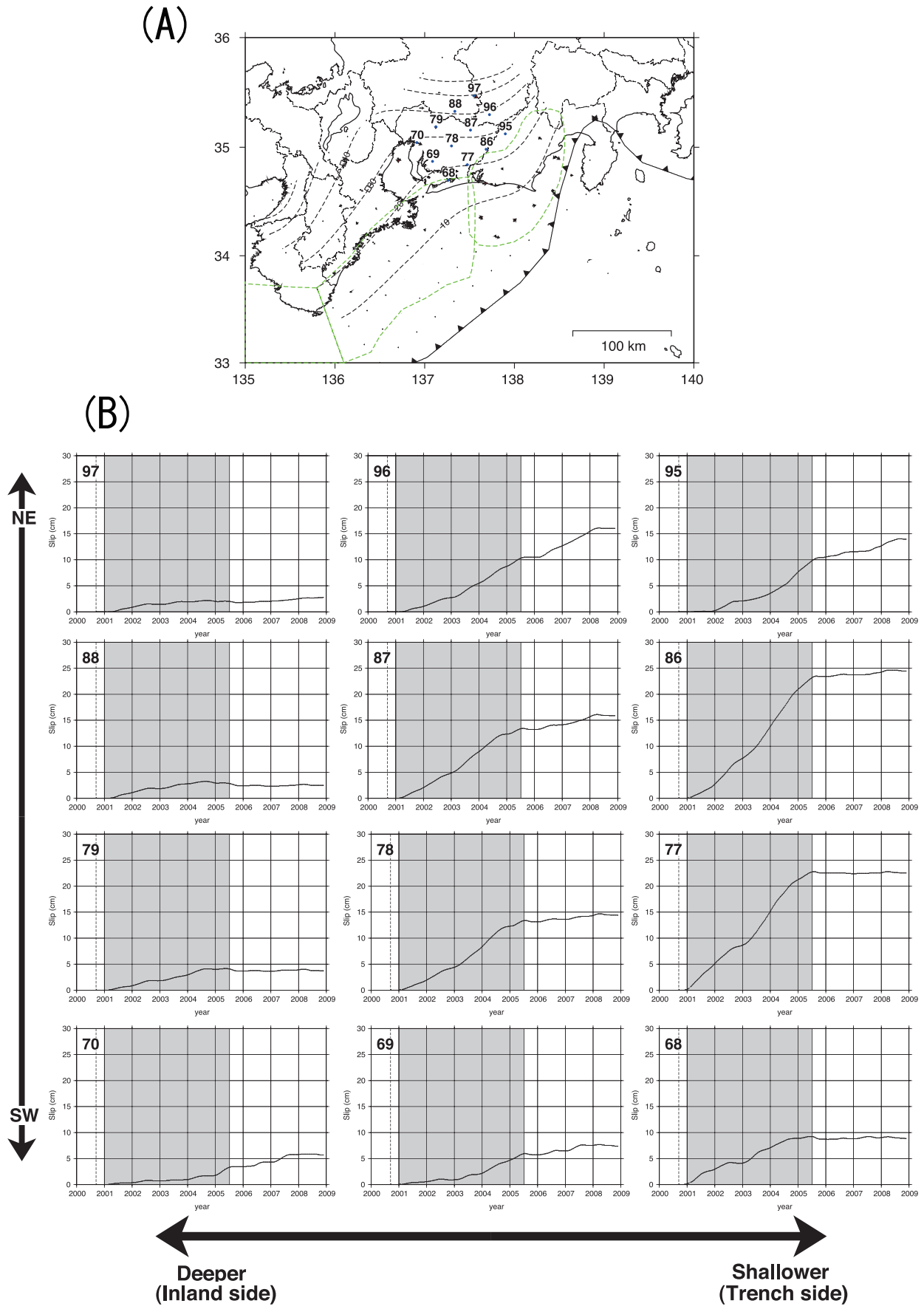


図 8　東海のプレート境界面を構成するグリッド上の点における滑りの時間変化.

ースリップのすべり量は全体的に小さくなり，浜名湖北東の滑りが相対的に大きくなっている(図 7B)．2004～2005.5 年で，またスロースリップのすべりが大きくなり，浜名湖からその北東域の想定震源域の端に6～10 cm程のすべりが見られる（図 7C)．東海スロースリップの全期間を通した総量が図 7D に示されている.この図に示されるように，浜名湖からその 30km 程の北東域にかけて，想定震源域の端を中心として 20～30 cm 程のすべりが推定されている.

図 8 は東海のプレート境界面を構成するグリッドのいくつかの点における滑りの時間変化を示している．数点を除いて2005年7月以降スリップの傾斜が小さくなっているのがわかる．図 9 は推定すべりから計算したマグニチュードの時間変化を示す．この図に示されるように，2005年7月以降エネルギーの放出率がかなり小さくなっていることがわかる．総量としてのマグニチュードは剛性率 30 GPa で M7.1 以上に達している.

図 5B に，推定したモデルに基づく計算地殻変動が示されているが，計算値が観測値(図 5A)をよく再現しているのが見られる．図 6 の時系列データも，推定モデルでほぼ説明されている.

以上の推定結果はおおむね，Ohta et al. (2004)[8]，Miyazaki et al. (2006)[15]の結果と調和的である.

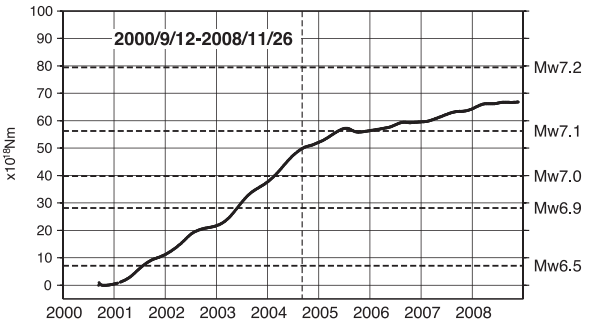


図 9　推定すべりから計算したマグニチュードの時間変化.

４．考察とまとめ

上記のように東海スロースリップの滑りの中心は，東海地震の想定震源域の境界にあり，時間と共に若干その位置を境界に沿って変わりながら進行していた．この結果は，想定東海地震の震源域の応力状態を東海地震が起こりやすいように，小さいながらも影響を与えていることを示しており，また発見されたスロースリップが東海地震の前兆すべりである可能性も否定できなかったため，重大な発見として，地震予知連絡会強化地域部会が 2001 年 7 月 27 日に開催され，公表されるに至った．前兆すべりの可能性に関しては，1944 年の東南海地震で，掛川付近で地震の直前に隆起が起きていたという報告があり，今回の東海スロースリップでもその掛川が隆起しているため,掛川隆起のメカニズムが 1944 年と今回とで同じメカニズムであった可能性も指摘されている[10].

その後，この東海スロースリップの発生に伴って，三ケ日の傾斜計が GPS 観測と調和的に変化していることが防災化学技術研究所から報告されている．この報告は東海スロースリップの発生を支持する結果となっている．松村（2003)[16]と山田他（2003)[17]は浜松付近で地震活動が静穏化したことを報告している．この結果は，浜名湖周辺での東海スロースリップの発生と地震活動が関連している可能性を示している．また東海地震の固着域の状態がスロースリップの影響で変化しているのではないかということが松村（2003）[16]により報告されている.

上述したように，東海スロースリップは 2001 年始め頃に発見されたが，2005 年半ば以降ほぼ沈静化した．東海スロースリップの発生に関しては，その時期は GPS データではよくわからない.特に 2000 年の伊豆諸島の活動で東海地方に地殻変動が起きていることが発生時期の推定を困難にしている.また松村（2003）は 1990 年代後半から固着域及び浜名湖付近で地震活動の変化が現れていたことを報告している.

東海スロースリップの発生のメカニズムとして，2000 年の伊豆諸島の活動が，東海スロースリップの引き金となったのではという仮説も提出されている.

東海スロースリップの期間に 2004 年 9 月 5 日に紀伊半島南東沖を震源とする M6.9，M7.4 のプレート内地震が連続して発生している．この紀伊半島沖の地震が東海スロースリップに影響を与えた可能性はわかっていない.

日本各地で様々なスロースリップが発見されてきたが，東海スロースリップはその継続時間が 5 年と非常に長いのが特徴となっている．例えば，豊後水道のスロースリップはおよそ 1 年であり[12]，房総半島のスロースリップにいたっては，10 日程度である[18]．また東海スロースリップの推定モーメントは M7.1 で豊後，房総の M6.6 程度よりも大きい.

今回発見された東海スロースリップが過去にも起きていたという報告がなされている．Kimata et al. (2001)[19]は名古屋大学で繰り返し実施してきた光波測距のデータと国土地理院の水準測量の結果から 1970 年代，1980 年代前半，1980 年代後半にスロースリップが発生していた可能性を指摘している．1970 年代の発生の可能性は，藤井(1979)[20]や，大竹・浅田(1983)[21]によっても指摘されている．橋本(2003)[22]は，国土地理院の三角点の繰り返し観測データから，1980 年代の歪みの異常を指摘し，その１つの解釈としてスロースリップの発生をあげている．小林・吉田（2004）[23]は潮位記録の変化から 1980～82,

1988～1990年の2度の発生の可能性を指摘している．しかしながら，これらの報告は発生時期，場所，継続時間等でまだ統一された見解が得られておらず，今後のさらなる研究がまたれる．特に次の東海スロースリップの検出がこれらの仮説の検証として大変重要となっている．

また 2001 年に東海スロースリップが発見されたのと時を同じくして，非火山性の低周波微動がプレート境界の 30～40㎞ 程の等深線に沿って帯状に西南日本に発生していることが発見された[24]．この低周波微動の帯は東海地方にも存在し，東海スロースリップの領域よりやや深い領域で発生しているように見える．この低周波微動に伴い地殻で傾斜変動が発生しており，この観測結果からプレート境界面上で，数日という短い時間で低周波微動領域で発生する短期的スロースリップの存在が明らかにされた[25]．その後，東海地方の短期的スロースリップは比較的頻繁に起きていることが防災科学技術研究所の傾斜計，気象庁の体積ひずみ計の観測でわかり，衝撃的な事実として受け止められている．また短期的スロースリップに伴って発生する低周波微動の活動度が今回の東海の長期的スロースリップの活動度と非常によく似ているという報告が気象庁の解析で報告されているが，その因果関係は明らかにされていない．

東海地震の想定震源域，東海の長期的スロースリップ，及び短期的スロースリップに関して，プレート境界面上で棲み分けしているのではないかという仮説が報告されている[8]．すなわち，浅い側から深い側にかけて，想定震源域，長期的スロースリップ，短期的スロースリップ領域がプレート境界面上で存在している可能性が指摘された．

東海スロースリップは2008年12月現在でほぼ収束しているように見え，想定東海地震の前兆的なプレスリップではなかったように思われる．しかしながら繰り返し起こってきた可能性が考えられるこのスロースリップが将来的に東海地震を誘発するプレスリップとなる可能性は捨てきれない．

以上，東海スロースリップに関して紹介してきたが，近代的な観測網により，次々と新しい現象が発見され，東海地方において沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレート間の相互作用に関する知見は格段に進歩したといえる．現在では，東海地方のプレート間相互作用は時・空間的に非常にダイナミックなものであることがわかっており，今後さらに新しい現象が発見されていくのではないかと思われる．

参考文献

1）Sella G. F., H. Dixon, and A. Mao, 2002. REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.*, **107**, B4, 2081, 10.1029/2000JB000033.

2）Ando M., 1975. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.

3）Mogi, K., 1970. Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonics activity in Japan (1). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 413-430.

4）石橋克彦，1976．東海地方について予想される大地震の再検討，No.2，30-34.

5）Matsumura S. 1997. Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface. *Tectonophysics*, **273**, 271-291.

6）Yoshioka S., T. Yabuki, T. Sagiya, T. Tada, and M. Matsu'ura, 1993. Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC. *Geophys. J. Int.*, **113**, 607-621.

7）Sagiya, T., 1999. Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 162315-2318.

8）Ohta, Y., F. Kimata, and T. Sagiya, 2004. Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24604, dok: 10.1029/2004 GL021404.

9）水藤尚・小沢慎三郎，2008．東海地方の非定常地殻変動－東海スロースリップと2004年紀伊半島南東沖の地震の余効変動．地震２，**61**，113-135，2009.

10）Ozawa S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002. Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.

11）Segall P. and M. Matthews, 1997. Time-dependent inversion of geodetic data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 22391-22409.

12）Ozawa S., M. Murakami, M. Kaidzu, and T. Tada, 2001. Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan. *J. Geophys. Res.*, **106**, 787-802.

13）Hashimoto C, K. Fukui, and Mitsuhiro Matsu'ura, 2004. 3-Dmoding of plate interfaces and numerical simulation of long-term, crustal deformation in and around Japan. *Pure and Applied Geophysics*, **161**, 2053-2068.

14）Ozawa S. et al., 2004. Creep, dike intrusion, and magma chamber deflation model for the 2000 Miyake eruption

and the Izu islands earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **109**, B02410, doi10.1029/2003JB002601

15）Miyazaki S., P. Segall, J. J. McGuire, T. Kato, and Y. Hatanaka, 2006. Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake. *J. Geophys. Res.*, **111**, B03409, doi:10.10289/2004JB003426.

16）松村正三，2003．東海地域推定固着域における地震活動変化とスロースリップ. 月刊地球. 号外 41, 78-87.

17）山田功夫・大井田徹・山崎文人，2003．2000 年東海スローイベントと微笑地震活動. 月刊地球, 号外 41, 88-93.

18）Ozawa S., H. Suito, M. Tobita, 2007. Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast if the Boso peninsula, Central Japan. *Earth Planets Space*, **59**, 1241-1245.

19）Kimata, F., K. Hirahara, N. Fujii, and H. Hirose, 2001. Repeated occurrence of slow slip events on the subducting plate interface in the Tokai region, central Japan, the focal region of the anticipated Tokai earthquake (M=8.0). *EOS Trans. Am. Geophys. Uninon*, **82(47)**, Fall meeting Suppl. Abstract G31A-0126.

20）藤井陽一郎，1979．南関東・東海地方の地殻活動の相互関連：フィリッピン海プレート北端の最近の地殻ダイナミクス．地震２，32．75-88.

21）大竹政和，浅田敏，1983．季節変動を補正した水準測量データに基づく東海地域の最近の地殻変動，地震２，36，597-608.

22）橋本学，2003，1980 年代における東海地方の異常歪変化，月刊地球，号外 41，20-26.

23）小林昭夫・吉田明夫，2004．舞阪の潮位変化から推定される東海スロースリップの繰り返し発生，測地学会誌，50，209-212.

24）Obara K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679-1681.

25）Hirose, H and K. Obara, 2006. Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophys. Res. Lett*., **33**, L17311, doi:10.1029/2006GL026579.

５．平成15年（2003年）十勝沖地震（2003年9月26日，M8.0）

谷岡　勇市郎（北海道大学大学院理学研究院地震火山研究観測センター）

１．はじめに

2003年9月26日に発生した十勝沖地震(M_{jma} 8.0)は地震調査推進本部の発表した「千島海沿いの地震活動の長期評価について」においてその発生が想定されていた地震であると考えられ,その発生確率は2003年1月1日から30年以内で60%程度であった．地震発生直後から全国の大学及び関連研究機関と協力し様々な緊急観測が実施された．まず，北海道大学・東京大学地震研究所・名古屋大学・京都大学防災研究所・九州大学が連携しGEONET観測網を補間する緊急GPS観測網が展開され，地震後の余効変動がとらえられた[1]．さらに，北海道大学・東北大学・秋田大学・東京大学地震研究所・産業技術総合研究所・海洋研究開発機構・気象庁が連携し津波波高・遡上高及び津波被害調査が実施された[2]．最後に，北海道大学・東京大学地震研究所・東北大学・九州大学・気象庁・海洋研究開発機構が連携し，のべ47台の海底地震計による海底地震観測が実施され，詳細な余震分布が推定された[3] [4]．

地震直後の北海道での誘発地震活動は特徴的で，十勝岳から屈斜路カルデラにいたる火山フロントで浅発地震活動が活発化した．地震よる被害は，苫小牧での石油タンクの火災が甚大で44時間にわたって燃え続けた.死者1人，行方不明者1人はいずれも津波によってさらわれた釣り人であった．その他，建物・道路・橋脚の強震動による被害は多くあったものの，耐震設計された建物被害は軽微なものに留まった．最大震度は6弱であった．

本報告では,まず,震源過程と余震分布について述べ，その後，地震前の前兆変動，地震後の余効変動，誘発地震活動についてまとめる.さらに1952年十勝沖地震との比較行い，最後に強震動及び津波による被害についてまとめることとする．

２．震源過程と余震分布

この地震の震源過程は地震発生直後から様々なデータを用いて推定された．Yamanaka and Kikuchi (2003)[5]は遠地実体波を用いてすべり量分布を推定（図1），Yagi (2004)[6]は遠地実体波及び強震動波形（K-NET）を用いてすべり量分布を推定（図2），Honda et al. (2004)[7]は強震動波形（K-NET及びKIK-net）を用いてすべり量分布を推定している（図3）．Miyagaki et al. (2004a)[8]は1−Hzのの GPSデータを地震波形として用い，すべり量分布を推定した．Ozawa et al. (2004)[9]やMiura et al. (2004)[10]はGPS地殻変動データ（GEONET）を用いてすべり量分布を推定している(図4).Koketsu et al. (2004)[11]は遠地実体波・強震動波形・GPS地殻変動データを総合的に説明できるすべり量分布を推定した（図5）．

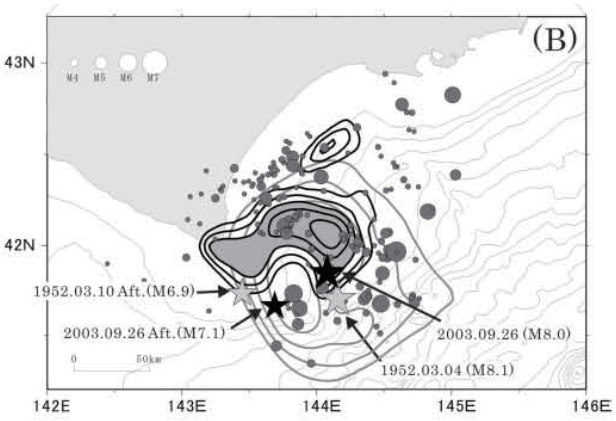


図1　Yamanaka and Kikuchi (2003)[5]のFig.1より
2003年十勝沖地震のすべり量分布（黒コンター，1m間隔）と1952年十勝沖地震のすべり量分布（灰色コンター，1mから始まり0.3m間隔）との比較．

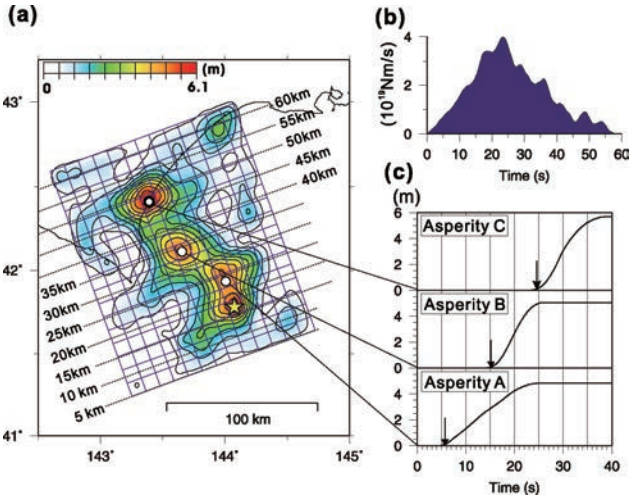


図2　Yagi (2004)[6]のFig.5.より
2003年十勝沖地震のすべり量分布，震源時間関数，それぞれの位置でのすべり関数．

Tanioka et al. (2004)[12]や谷岡・他 (2004)[13]は日本太平洋沿岸の検潮所や海底津波計で観測された津波波形を用いてすべり量分布を推定した（図6）．本震の震源から北側（陸寄り）に大きく滑った場所があることはすべての解析結果で共通であり，どのデータを使用しても同様の結果が得られたと言える．しかし，詳しく見ると違いがある，特にYagi (2004)[6]やHonda et al.(2004)[7]など強震動波形を用いた結果は大きくすべった場所は2箇所以上あるのに対し，遠地地震波形やGPS地殻変動

や津波波形を用いた結果は大きくすべった場所はほぼ 1 箇所に集中しているような結果となっている．違いはそれぞれのデータの分解能の違いによると考えることもできるが，短周期地震波のエネルギー放出過程と長周期のそれとは違うことを意味するのかもしれない．

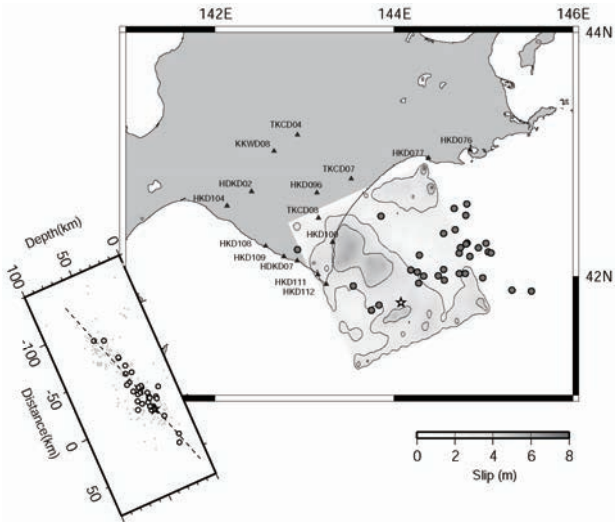


図 3　Honda et al.（2004）[7]の Fig. 10. より
2003 年十勝沖地震のすべり量分布と余震分布

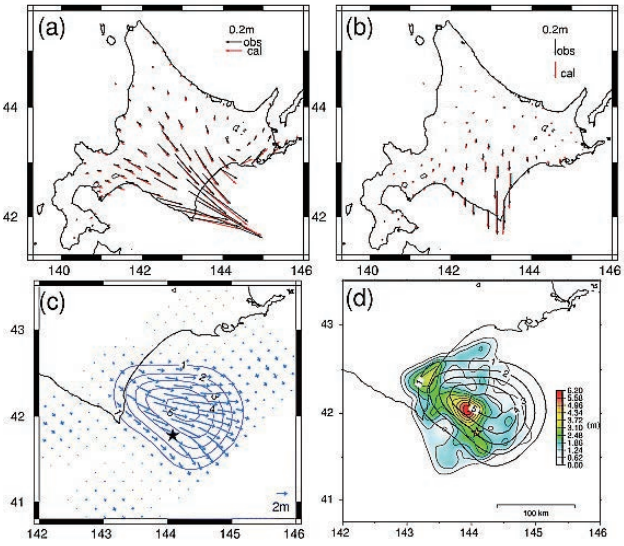


図 4　Miura et al.（2004）[10] の Fig. 2 より
(a) GPS 水平変動データと計算結果の比較．(b) GPS 鉛直変動データと計算結果の比較．(c) 2003 年十勝沖地震の地震時すべり量分布．(d) Yagi et al.（2004）[6]によって得られたすべり量分布との比較．

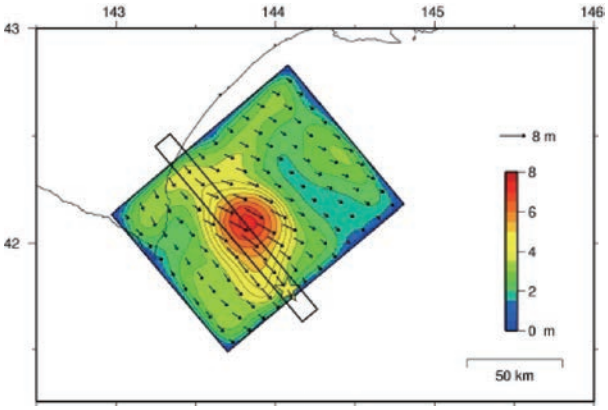


図 5　Koketsu et al.（2004）[11]の Fig. 8. より
2003 年十勝沖地震のすべり量分布

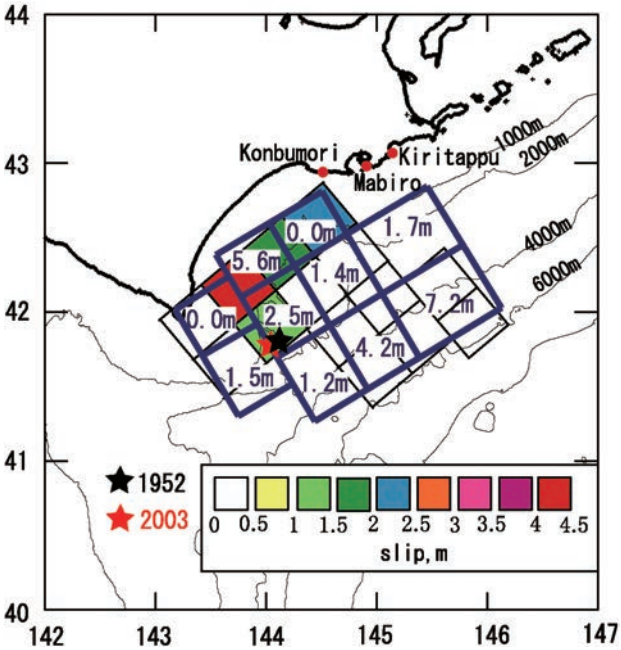


図 6　Tanioka et al.（2004）[12]の Fig. 4. より
津波波形から推定された 2003 年十勝沖地震のすべり量分布（色付き長方形）と Hirata et al.（2003）[22]によって推定された 1952 年十勝沖地震のすべり量分布（数字入りの青長方形）の比較

次に詳細な余震分布は，大学（北海道大学・東京大学地震研究所・東北大学・九州大学）及び関係機関（気象庁・海洋研究開発機構）が連携し，のべ 47 台の海底地震計による調査によって決定された[3) 4)]（図 7）．多くの余震はプレート境界面に沿って発生しており，本震がプレート境界型地震であったことを示す．しかし，余震はプレート境界だけで発生しているのではなく，上盤側プレート内部でも発生していることが分かった．さらに，余震は震源域全体で発生しているのではなく，ある程度固まって発生していることが分かる（図 7）．Yamanaka and Kikuchi（2003）[5]によって推定されたすべり量分布と比較すると大きくすべった場所での余震活動は比較的低調

であることも分かった.

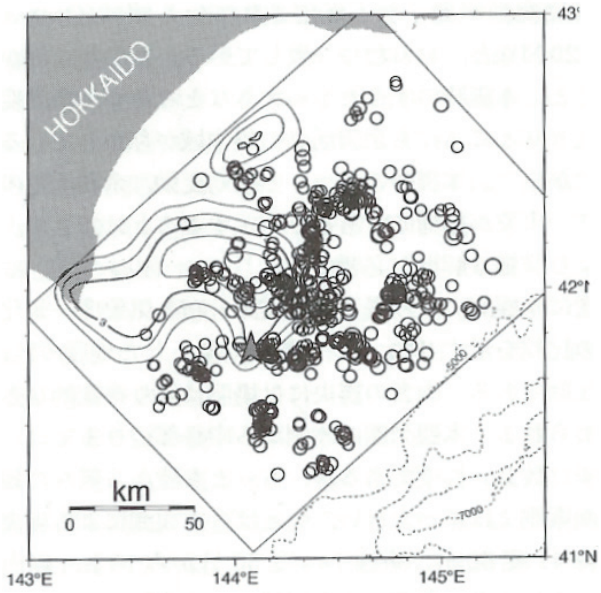


図7　山田・他（2005）[4]のFig.4.より
海底地震観測により決定された余震分布とYamanaka and Kikuchi（2003）[5]によって推定された2003年十勝沖地震のすべり量分布との比較

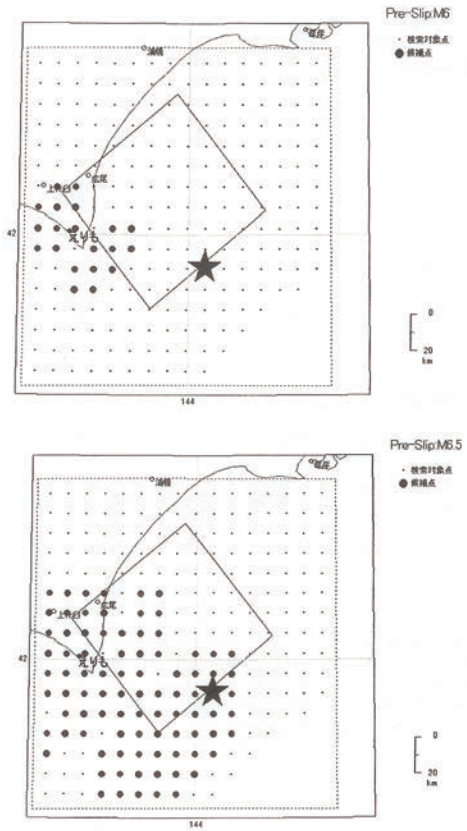


図8　気象庁（2004）[14]の第1図及び第2図より
（上）M6の前兆すべりがえりもで検知できる場所●
（下）M6.5の前兆すべりがえりもで検知できる場所●

3．地震前の前兆変動

北海道大学では十勝沖地震の前兆地殻変動をとらえるべく，えりも観測所にて横坑式歪観測及び傾斜観測を実施してきた（第1部第3章1.1「北海道大学大学院理学研究院」を参照）．しかし2003年十勝沖地震の前兆地殻変動を捕らえることはできなかった．同観測所のノイズレベルを 3×10^{-8} 程度と仮定すると，Mw6.0程度の前兆すべりが震源付近で発生しいたとしても，観測できないことが明らかになった[14]．つまり，前兆すべりはMw6.0程度以下であったと考えられる（図8）.

地震発生前から指摘されていたように，2003年十勝沖地震前の十勝沖での地震活動は定常的に低調であった．その中でも1990年以降は顕著に地震活動が低下していることが高橋・笠原（2004）[15]によって以前より指摘されていた（図9）.

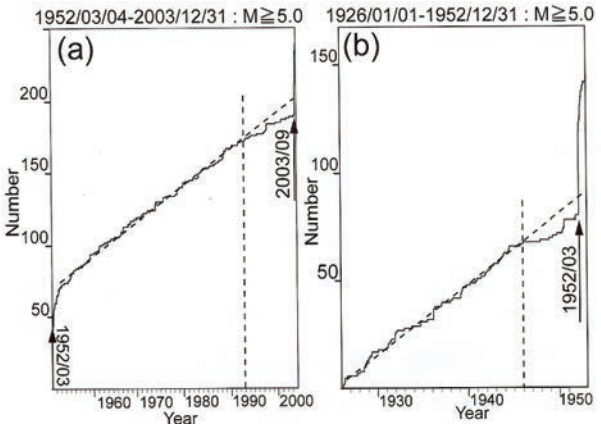


図9　高橋・笠原（2004）[15]のFig.5より
十勝沖震源域での地震回数積算図.
（a）1952年3月から2003年9月までの期間
（b）1926年1月から1952年3月までの期間

4．地震後の余効変動

大学連合（北海道大学・東京大学地震研究所・名古屋大学・京都大学防災研究所・九州大学）は十勝沖地震後の余効変動を観測するため，GEONETを補間する緊急GPS観測網を展開した[1]．地震後1ヶ月間の観測の結果，地震時破壊域よりも深部側への余効すべりの広がりは少ないことを示した．Ozawa et al.（2004）[9]は定常GPS観測網（GEONET）データを用いて，地震発生直後（2003年9月26日）から，2004年3月6日までの余効変動の時間推移を推定した（図10）．その結果，余効変動は地震時破壊域を囲むようにすべりが大きくなり，トータルでMw7.8相当に達したと推定した.Baba et al.（2006）[16]はGEONETデータに加え，震源域近傍に設置されていた海底圧力計で記録された海底上下変動をデータとして用い地震後1年間の余効変動量を推定した（図11）．やはり余

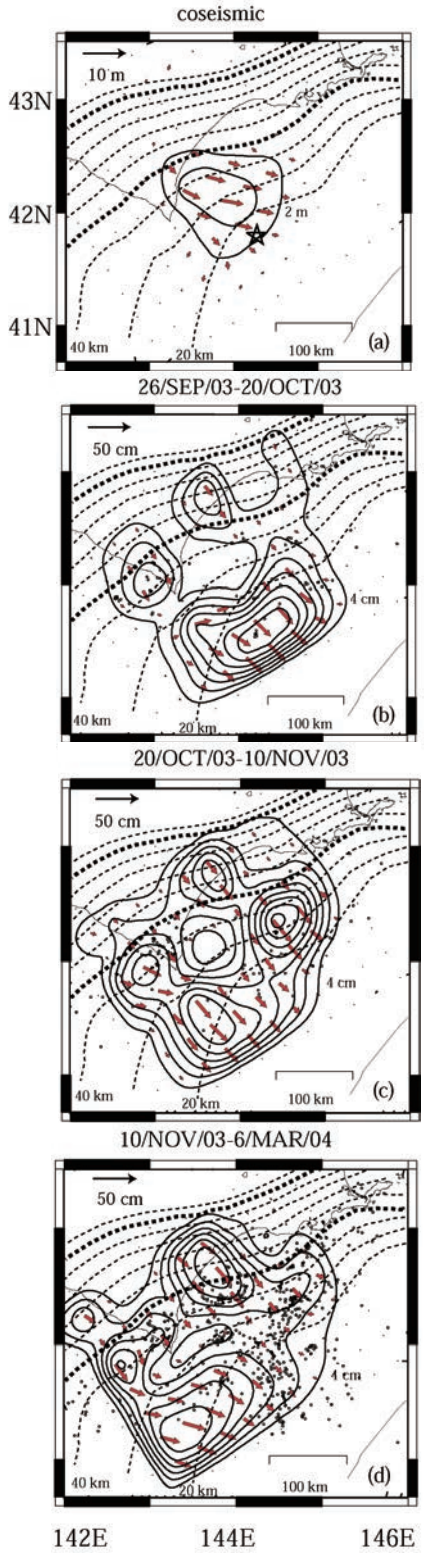


図 10　Ozawa et al. (2004) [9]の Fig. 6 より
上から 2003 年十勝沖地震時すべり量分布，地震後約 1 ヶ月間の余効変動分布，10 月 20 日から 11 月 10 日の余効変動分布，最後は 11 月 10 日から翌年 3 月 6 日までの余効変動分布

効変動は地震時破壊域を囲むように発生していた事が明らかになった．さらに Miyazaki et al. (2004) [17]は地震発生直後から 1 ヶ月間の GEONET データを用いて余効変動のすべり速度を推定し（図 12），その結果から地震時破壊域の周辺の余効変動域は安定すべり域（速度強化摩擦域）である可能性を示した．

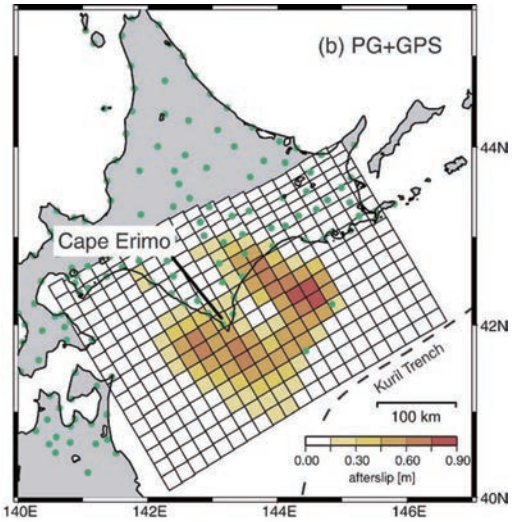


図 11　Baba et al. (2006) [16]の Fig. 6 より
2003 年十勝沖地震後 1 年間の余効変動分布

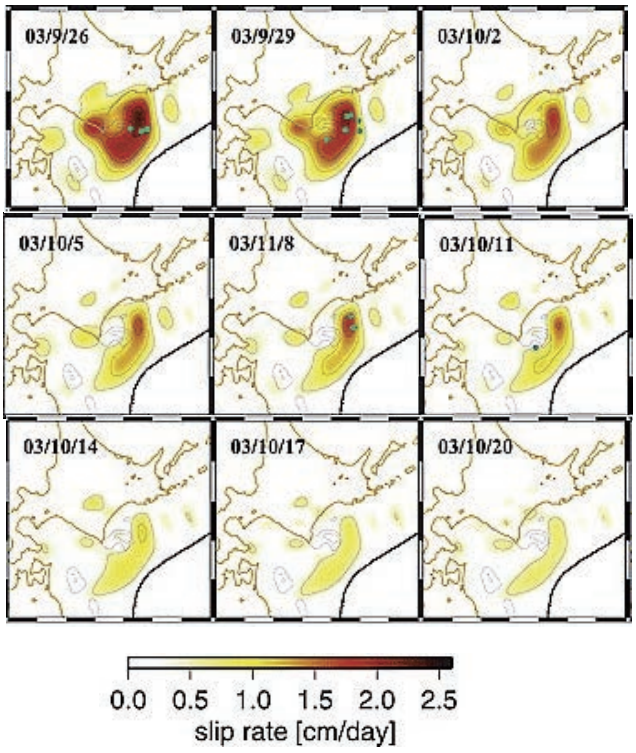


図 12　Miyazaki et al. (2004) [17]の Fig. 3. より
2003 年十勝沖地震後の余効変動すべり速度分布の時系列（3 日ごと）

５．誘発地震活動

2003 年十勝沖地震の発生直後から，震源域の北約 100km にあたる十勝岳から雌阿寒岳を通り屈斜路カルデラに至る北海道東部内陸部の火山フロントに沿った領域（図 13)で,地震活動が活発化したことが示された[18) 19)]．反対に，十勝沖地震の発生により定常的な地震活動が停止した場所もあった．上田・高橋（2005）[20)]は GEONET 観測網の十勝沖地震時水平変位データから歪を計算し，その結果から右横ずれ断層に対するΔCFS を計算し，地震活動の活発化した地域はΔCFS が増加した領域に対応することを示した．十勝沖地震によるΔCFS の増加が火山フロントでの誘発地震活動の原因である可能性が示された．

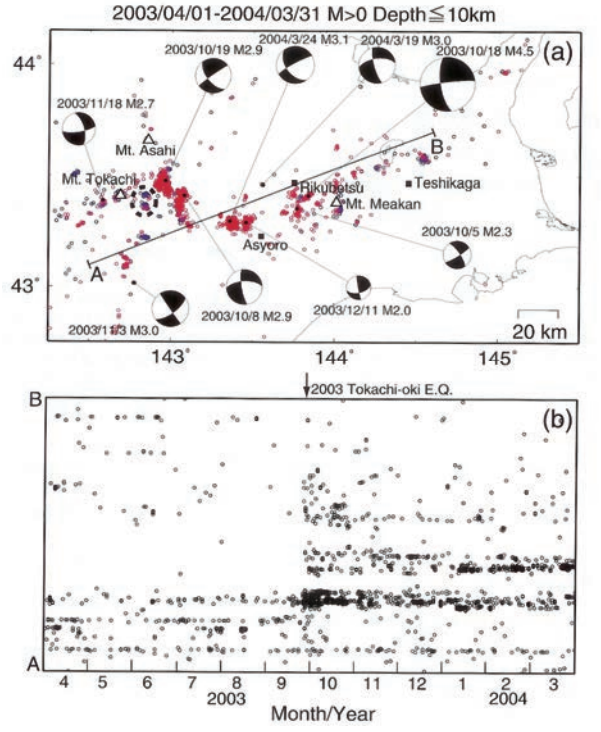


図 13　上田・高橋（2005）[20)]の Fig. 1 より
十勝岳から雌阿寒岳を通り屈斜路カルデラに至る北海道東部内陸部の火山フロントに沿った領域での，2003 年十勝沖地震前後の微小地震の時系列

６．1952 年十勝沖地震との比較

まず，Yamanaka and Kikuchi（2003）[5)]は 1952 年のすべり量分布を根室と釧路の強震波形より推定した（図 1)．しかしＳ波の到着と同時に振り切れているため，破壊過程の後半部分が推定できていない可能性があると指摘している．少なくとも解析できた部分のすべり量分布は 2003 年十勝沖地震のすべり量分布と重なっており，2003 年十勝沖地震が 1952 年十勝沖地震の繰り返し地震であることが示された．Hamada et al.（2004）[21)]は 1952 年十勝沖地震の余震分布の再決定を行った．その結果，再決定前に厚岸沖に決定されていた多くの震源が釧路海底谷あたりまで西に移動し，2003 年十勝沖地震の余震分布よりも大きく東に広がっているとされていた 1952 年の余震分布が 2003 年の余震分布と同程度の広がりとなった（図 14)．さらに 1952 年十勝沖地震の震度分布も 2003 年十勝沖地震のそれと同程度であることも示された（図 15)．

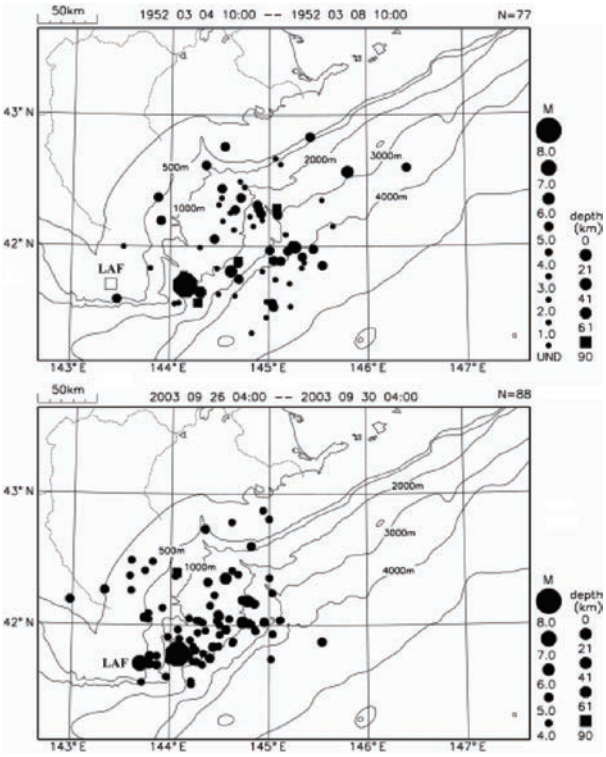


図 14　Hamada et al.（2004）[21)]の Fig. 6 より
（上）再決定した 1952 年十勝沖地震の余震分布．
（下）2003 年十勝沖地震の余震分布

しかし，津波の解析結果は 1952 年十勝沖地震と 2003 年十勝沖地震の震源過程に違いがあること示している．Tanioka et al.（2004）[2)] は 2003 年十勝沖地震で発生した津波の遡上高分布と 1952 年の津波の遡上高分布を比較し，1952 年の津波遡上高は厚岸から霧多布にかけて明らかに大きいことを示した（図 16)．さらに津波波形解析によって推定された 1952 年十勝沖地震のすべり量分布[22)]の広がりは 2003 年十勝沖地震のそれよりも明らかに東に広いものだった（図 6)．Satake et al.（2006）[23)]は 1952 年十勝沖地震のすべり量分布の再解析を行い，2003 年十勝沖地震ではすべらなかった厚岸沖のプレート境界で 1952 年ではすべりがあったことを再確認した．1952 年十勝沖地震による津波の励起過程は明らかに 2003 年のそれとは違っていた．

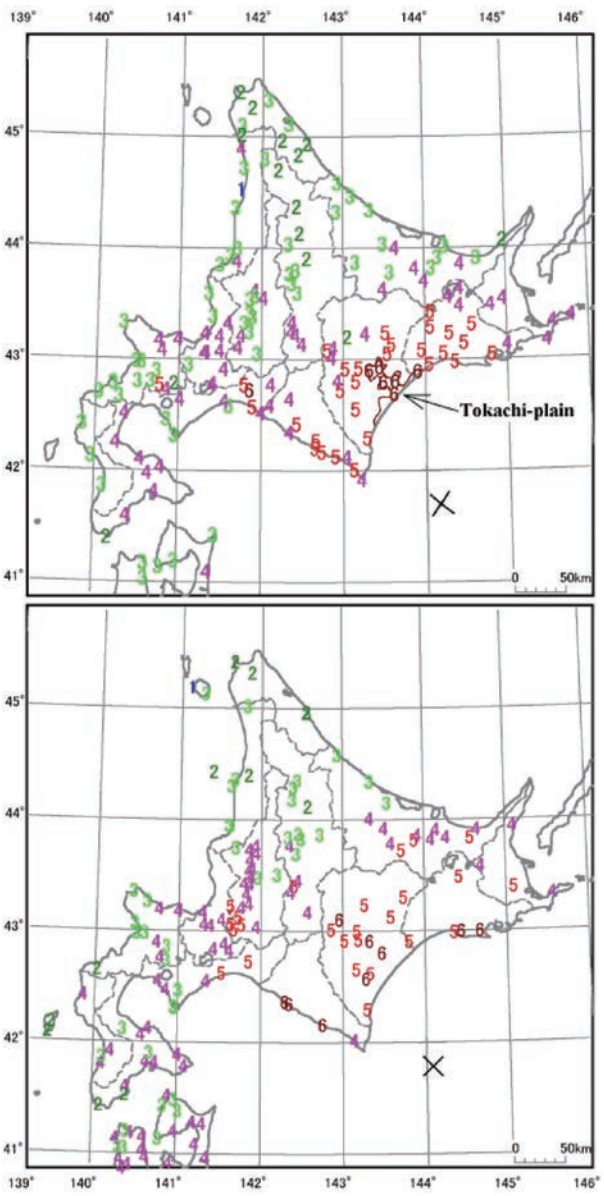


図 15　Hamada et al.（2004）[21]の Fig. 7 より
（上）1952 年十勝沖地震の震度分布
（下）2003 年十勝沖地震の震度分布

7．強震動及び津波による被害

強震動よる被害は，苫小牧での石油タンクの火災が甚大で 44 時間にわたって燃え続けたものもある．苫小牧では特定石油タンクのうち 58%にあたる 170 基がなんらかの被害を受けた．原因は勇払平野内の厚い堆積層（2－3km 程度になる）により励起された長周期地震動（周期数秒から十数秒）が特定石油タンクのスロッシング（液面揺動）を発生させたこととされた[24]．鏡味（2005）[25]によると建物被害は浦河町・静内町・豊頃町で多く，全壊 116 棟，半壊 368 棟であり，人的被害は死者 1 名，行方不明者 1 名，負傷者 842 名となっている．死者 1 人，行方不明者 1 人はいずれも津波によってさらわれた釣り人であった．岡田（2005）[26]によると，道路及び橋脚は十勝・釧路を中心に大きな被害を受けたが，多くは液状化による地盤変状に伴う変形および亀裂という軽微なものに止まったとしている．

津波の最大遡上高はえりも町百人浜で 4m に達し，襟裳岬から十勝川河口の大津漁港までの十勝沿岸で 3－4m と高く，北海道東部沿岸や日高沿岸では 1－2m であった（末広では局所的に 4m に達した）（図 16）．十勝港（広尾）や大津漁港（十勝川河口）では浸水による被害が発生した．さらには釧路川を津波が遡上し，貯木場から木材が流れ出した等の被害もあったが，いずれも軽微なものに止まった[27]．

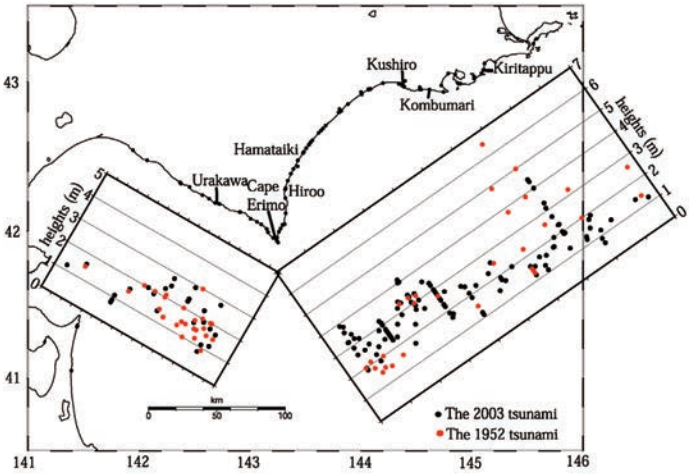


図 16　Tanioka et al.（2004）[2]の Fig. 7. より
2003 年十勝沖地震の津波遡上高（●）と 1952 年十勝沖地震の津波遡上高（●）の比較

参考文献

1）Takahashi, H., et al., 2004. GPS observation of the first month of postseismic crustal deformation associated with the 2003 Tokachi-oki earthquake (M_{JMA} 8.0) off southeastern Hokkaido, Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 377-382.

2）Tanioka, Y., et al., 2004. Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **56**, 359-366.

3）Shinohara, et al., 2004. Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network. *Earth Planets Space*, **56**, 295-300.

4）山田知朗・他，2005. 稠密海底地震観測による 2003 年十勝沖地震の余震分布．地震２，**57**，281-290,

5）Yamanaka, K. and M. Kikuchi, 2003. Source processes of the Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves. *Earth Planets*

Space, **55**, e21-e24.

6）Yagi, Y., 2004. Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong motion data. *Earth Planets Space*, **56**, 311-316.

7）Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi, and H. Fujiwara, 2004. Dround motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from nstrong motion data of K-NET and KiK-NET. *Earth Planets Space*, **56**, 317-322.

8）Miyazaki, S., K. M. Larson, K. Choi, K. Hikima, P. Bodin, J. Haase, G. Emore, and A. Yamagiwa, 2004. Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21603, doi:10.1029/2004GL021457.

9）Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Hatanaka, 2004. Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw 8 Tokachi-oki earthquake in Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 675-680.

10）Miura, S., Y. Suwa, A. Hasegawa, and T. Nishimura, 2004. The 2003 M8.0 Tokachi-oki earthquake – How much has the great event paid back slip debts?. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05613, doi:10.1029/2003GL019021.

11）Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki, and S. Ide, 2004. Joint inversion of strong motion data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake. *Earth Planets Space*, **56**, 329-334.

12）Tanioka, Y., K. Hirata, R. Hino, and T. Kanazawa, 2004. Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami wavefrom inversion. *Earth Planets Space*, **56**, 367-372.

13）谷岡勇市郎・平田賢治・日野亮太・金沢敏彦，2004. 津波波形から推定した詳細な2003年十勝沖地震のすべり量分布．地震２，**57**，75-82.

14）気象庁, 平成15年十勝沖地震の前兆すべりの検知可能性．地震予知連会報，**71**，122-123，2004.

15）高橋浩晃・笠原稔，2004．十勝沖の地震活動－1952年十勝沖地震以降51年間の地震活動の特徴. 地震２，**56**，393-404.

16）Baba, T., K. Hirata, T. Hori, and H. Sakaguchi, 2006. Offshore geodetic data conductive to the estimation of the afterslip distribution following the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Earth and Planet. Sci. Lett.,* **241**, 281-292,

17）Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, T. Kato, 2004. Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06623, doi:10.1029/2003GL019410,

18）杉田裕志・横田崇，2005.「平成15年（2003年）十勝沖地震」と震源域およびその周辺域の地震活動について．地震２，**57**，305-314.

19）高橋浩晃・笠原稔，2004．2003年十勝沖地震－1952年十勝沖地震からの地震活動・前震・本震・余震および誘発地震．地震２，**57**，115-130.

20）上田満治・高橋浩晃，2005．2003年十勝沖地震による北海道東部火山フロントに沿った誘発地震活動と静的応力変化との関連性．地震２，**58**，115-120.

21）Hamada, N., and Y. Suzuki, 2004. Re-examination of aftershocks of the 1952 Tokachi-oki earthquake and a comparison with those of the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **56**, 341-346.

22）Hirata, K., E. L. Geist, K. Satake, Y. Tanioka, and S. Yamaki, 2003. Slip distribution of the 1952 Tokachi-oki earthquake (M8.1) along the Kuril Trench deduced from tsunami waveform inversion. *J. Geophys. Res.*, **108(B4)**, 2196, doi:10.1029/2002JB001976.

23）Satake, K., K. Hirata, S. Yamaki, and Y. Tanioka, 2006. Re-estimation of tsunami source of the 1952 Tokachi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **58**, 535-542.

24）畑山健・座間信作・西晴樹・山田實・廣川幹浩・井上涼介，2004．2003年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害．地震２，**57**，83-104.

25）鏡味洋史，2005．1952年と2003年の十勝沖地震の被害分布．月刊地球，号外**49**，182-188.

26）岡田成幸，2005．2003年十勝沖地震－地震による土木・建物被害の特徴－．月刊地球，号外**49**，189-196.

27）谷岡勇市郎・他，2004．2003年十勝沖地震津波調査報告．津波工学研究報告，**21(2)**，1-237.

６．紀伊半島沖［三重県南東沖］の地震（2004 年 9 月 5 日，M7.1；M7.4）

金沢　敏彦（東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター）

１．はじめに

四国沖から駿河湾までの南海トラフ周辺では，フィリピン海プレートの沈み込みによって，プレート境界型の巨大地震が発生することが知られている．また，時によってプレート境界面から陸のプレート内に枝分かれした分岐断層まで破壊がひろがり，海底での上下地殻変動並びに津波を大きくすることや局地的に強い揺れを発生する可能性も指摘されている．これらの知見に基づき，現在では地震調査委員会により，大地震発生の長期評価が行われている．紀伊半島沖［三重県南東沖］の地震は，東南海地震の想定震源域に隣接する周辺域で突然に発生した M7 クラスの地震である．

２．地震の活動概要

2004 年 9 月 5 日 19 時 07 分に紀伊半島沖で M7.1 の地震が発生した(図 1)．この地震により奈良県と和歌山県で最大震度 5 弱が観測され，串本では高さ 36 cm の津波が観測された（図 2)．続いてその約 5 時間後の 23 時 57 分には，M7.1 の地震の東北東約 40km の東海道沖で M7.4 の地震が発生し，三重県と和歌山県で最大震度 5 弱を観測した．串本では高さ 86 cm の津波が観測された．震央分布図からは大局的にはトラフ軸に沿った活動とそれに直交する活動の 2 つの領域があるように見える．過去の地震活動を見てみると,地震活動域の周辺では M6 以上の地震がいくつか存在するが，あまり大きな地震は発生していない（図 3)．また通常の地震活動は，トラフ軸周辺でもあり，微小地震活動を含めてあまり活発な領域ではなかった（図 4).気象庁の CMT 解と初動メカニズム解は，M7.1 の地震，M7.4 の地震，M6.5 の最大余震とも南北方向に圧力軸を持つ逆断層型である（図 5)．トラフ軸付近で発生していることから，フィリピン海プレート内部で発生した地震と考えられた．この周辺のフィリピン海プレート内部の地震は,東西方向から北西-南東方向に張力軸のある発震機構解の地震が多く，今回の紀伊半島沖の地震のような型の地震発生はこれまで南海トラフではほとんど知られていない[1) 2)]．

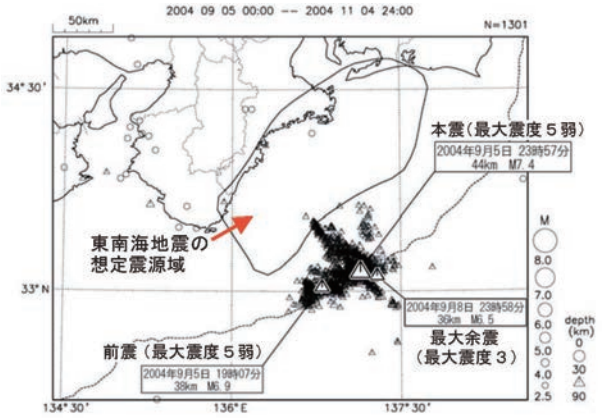


図１　2004 年 9 月紀伊半島沖の地震(M7.1，　M7.4)の地震活動震央分布図（2004 年 9 月 5 日以降 11 月 4 日の間の M2.5 以上の地震）［気象庁（2005）[1)] による］

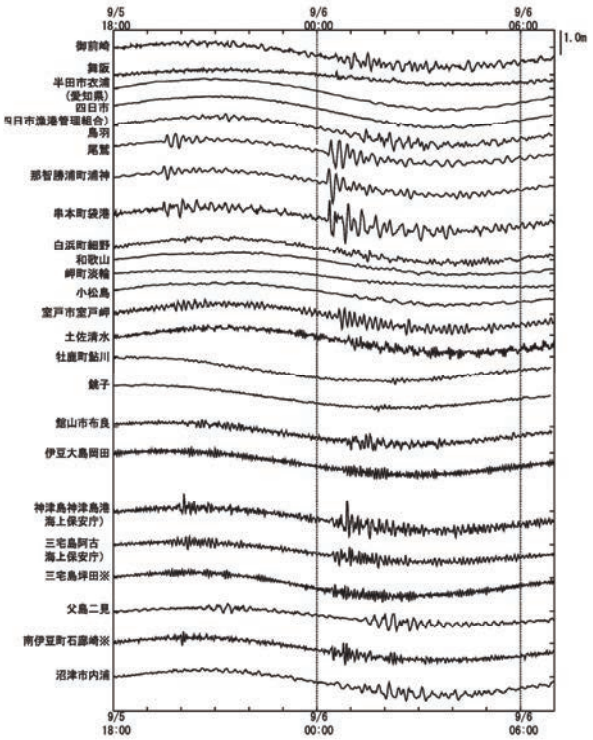


図 2　M7.1 の地震及び M7.4 の地震の津波記録[気象庁（2005）[1)] による］

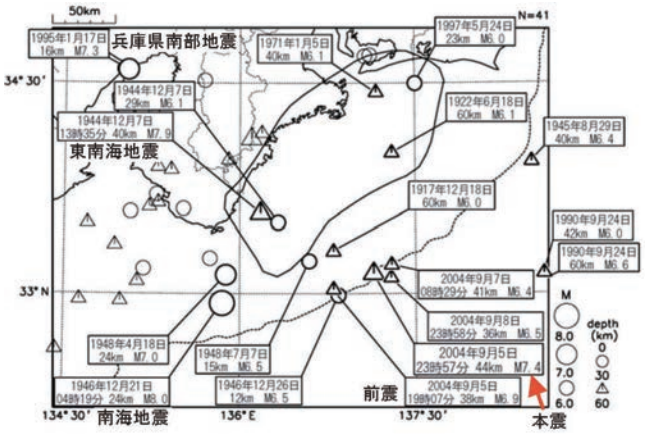


図 3　M6.0 以上の地震の震央分布図（1885 年 1 月以降 2004 年 9 月）［気象庁（2005）[1] による］

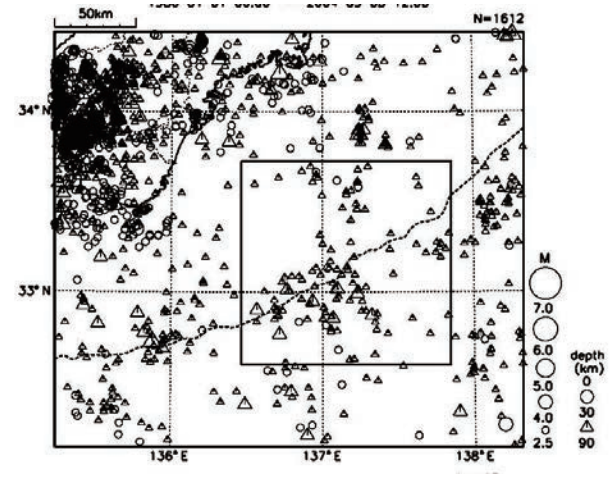


図 4　M2.5 以上の地震の震央分布図（1980 年以降 2004 年 9 月 5 日まで）［気象庁（2005）[1] による］

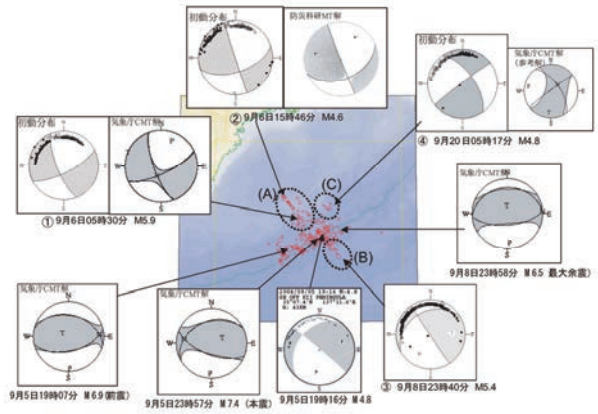


図 5　主な地震の発震機構解（下半球投影）［気象庁（2005）[1] による］

3．余震活動の詳細について

陸域地震観測データによる震源（気象庁のルーチン作業による震源）では，深さ約 40 km 付近で発生している一群の地震活動として見えていた．しかしながら，今回の地震活動は，陸域の高感度地震観測網から遠く 100 km ほど離れた海域で発生した地震であり，地震活動を正確に把握することは陸域の地震観測網データだけでは困難であった．このため，地震発生 3 日後の 9 月 8 日に，緊急余震観測として，M7.4 の地震の震源近傍に 5 台の自己浮上式海底地震計がヘリコプターを利用して約 10km 間隔で設置された [3]．また 9 月 13 日には，稠密余震観測として，余震域全域に 25 台の海底地震計が 10～15 km 間隔で設置された [4]．

Sakai et al.（2005）[5] は，緊急余震観測データを解析した結果，M7.4 の地震の周辺における余震の活動が，深さに関して二群に分かれた地震活動であることを明らかにした（図 6）．この震源分布と南海トラフ軸にほぼ直交する地殻速度構造 [6] とを比較すると，北西－南東方向に並び約 10 km 前後の深さで発生している一群の浅い余震活動は，南海トラフに沈み込むフィリピン海プレートの海洋地殻内での活動である．一方，震源がより深く約 22 km 前後の深さに分布する一群の余震は，沈み込むフィリピン海プレートの上部マントル内で発生している．またプレート境界および陸側の付加帯内では，ほとんど地震が発生していないことを明らかにした．

25 台の海底地震計による稠密余震観測で求められた高精度震源（OBS 震源）の分布は，Sakai et al.（2005）[5] が示した M7.4 の地震の周辺だけでなく，M7.1 の地震の余震域を含む紀伊半島沖の一連の地震の余震域全域で，地震活動が二群に分かれていることを明らかにした（図 7，図 8 および図 9）．深さの異なる二群の地震活動が，震源決定上であらわれた見かけ上の分布ではないことは，海底地震観測点毎の近傍で発生した地震の S-P 時間の頻度分布が，深さ分布に対応する明瞭な二つのピークを持つことからも確認される．浅・深二群の間の余震が少ない領域はモホ面の深さとほぼ一致している．M7.1 の地震，M7.4 の地震，規模の大きな余震は，比較的高角度の断層面をもつ逆断層型であることが発震機構解から推定されている．OBS 震源の分布には多数の線状配列や面状分布が見られるものの，発震機構解から推定される断層モデルと調和的な明瞭な面状分布は見いだせない．発震機構解と調和的とは言えないものの，断層面ではないかと考えられる顕著な面上分布がある．本震から南西方向へ延びる長さ 25 km，幅 20 km のほぼ垂直な面状分布が顕著である．

OBS 震源分布に発震機構解に調和的な明瞭な断層面をみいだすことができないのは，余震活動が時間発展したためとも考えられるため，本震発生直後の余震分布に関する解析が行われた [4]．高精度な OBS 震源を参照することによって，海底地震観測を開始するまでに発生した余震について，震源を再決定した．この結果，M7.1 の震源周辺から M7.4 の震源周辺にかけてのトラフ軸に沿う領域に震源が求まる余震のほとんどが，深い地震群に属

していることが分かった（図 10）．M7.1 の地震と M7.4 の地震は，深さが約 20 km 前後と推定されたことから破壊開始は最上部マントル内であり，深い地震群と対応する．M7.4 の地震が発生する前までの余震域は M7.1 の断層面と考えられ，東西に約 30 km，南北に約 15 km の拡がりをもつ北下がりの面である．

また Sakai et al.(2005) [5] は，気象庁のルーチン作業では震源が決定されていないより小さな地震の震源を求めた．その結果，M7.4 の地震の約 10 km 南東で 9 月 8 日に最大余震 M6.5 が発生する前までは，二群に分かれていると見られた余震分布の中間領域にも余震が発生していて，全体的に南に傾斜する分布であることを明らかにしている．この分布から，M7.4 の地震の断層面が南下りである可能性を見ることができる（図 11）．

ここまで詳細に見てきた地震活動と発震機構解から総合的に断層面を推定すると，M7.1 の地震については傾斜約 30 度の北下がりの断層面が推定され，M7.4 の地震については，傾斜約 20 度の南西下がりの断層面と北東－南西方向の横ずれ断層面が推定される．

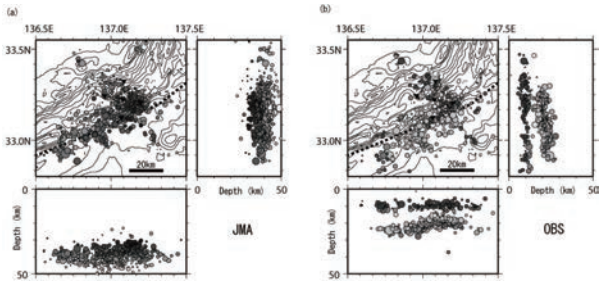


図 6　陸域観測データによる震源（左図）と海底地震観測による震源（右図）との比較[Sakai et al.(2005) [5] による]

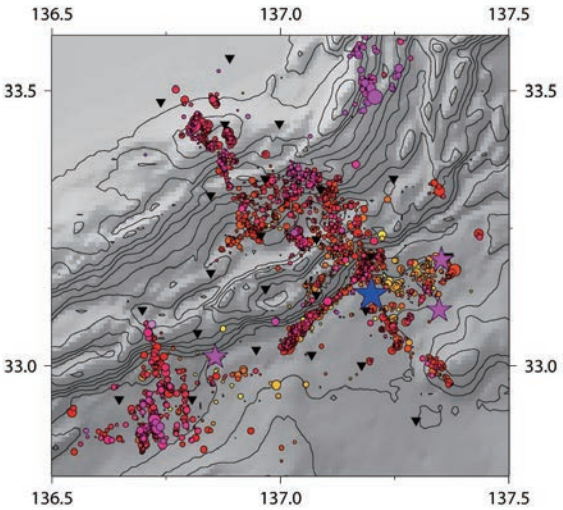


図 7　OBS 震源のうち震源深さが 15km より浅い余震の震央分布図

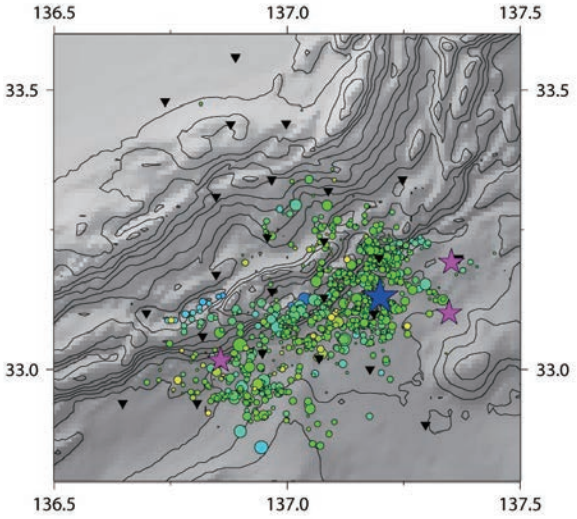


図 8　OBS 震源のうち震源深さが 15km より深い余震の震央分布図

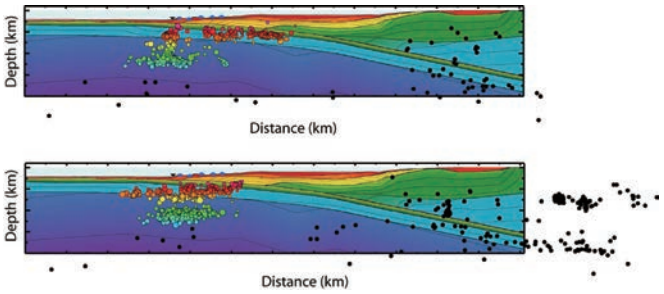


図 9　速度構造断面（Nakanishi et al.(2002) [6]）に重ねた OBS 震源
本震を含む約 9 km 幅の領域にある地震の震源（上図）と，その北東に隣接する約 9 km 幅の領域にある地震の震源（下図）．

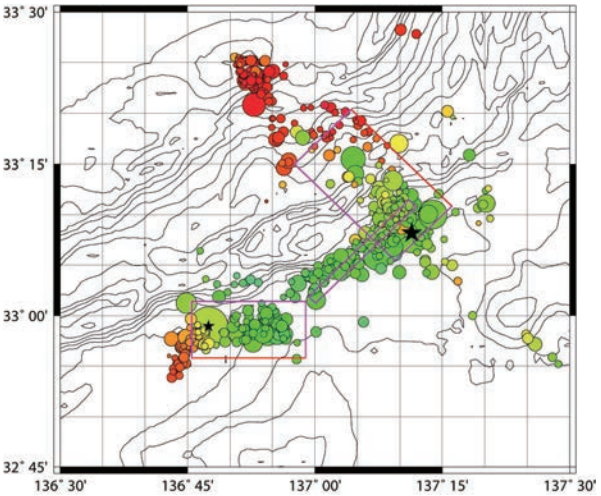


図 10　海底地震計設置前の活動の再決定震源の分布と推定された M7.1 の地震と M7．4 の地震の断層面

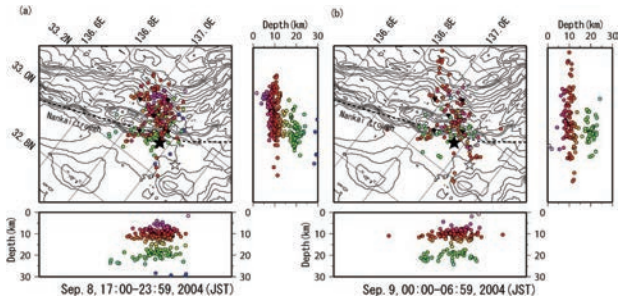


図 11　最大余震 M6.5 の発生前後 7 時間の震源分布［Sakai et al.(2005) [5]による］
(a)9 月 8 日 17 時～23 時 59 分。(b)9 月 9 日 0 時から 6 時 59 分．★：本震の位置．

4．主要な地震の発震機構解と余震分布

Ito et al.(2005) [7] による CMT 解（図 12）と OBS 震源とを対応させると，深い方の分布に含まれる地震の発震機構解は逆断層型が主であるが，浅い方の分布に含まれる地震には逆断層型がない．今回の地震活動の主要な地震の発震機構解は，どれも逆断層型であることから，OBS 震源の深い方の分布が M7.1，M7.4，M6.5 などの地震断層面近傍の余震と考えられる．

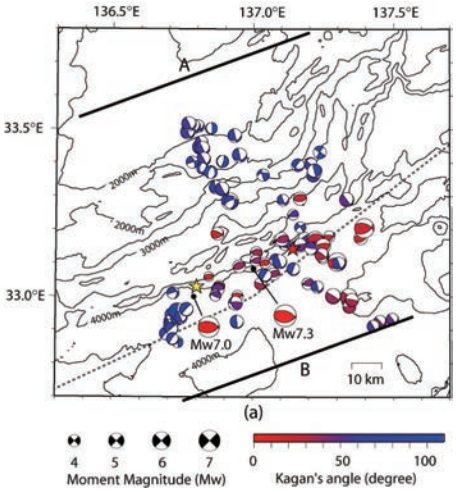


図 12　発震機構解の分布［Ito et al.(2005) [9]による］

5．X 相と震源決定への利用

今回の地震活動では，多くの地震の P 波と S 波の間に顕著な X 相が観測された．この X 相が，震源に近い海底面もしくはそれに類する不連続面での反射波もしくは変換波であれば，陸域観測網データから深さの決定精度の高い震源を求めることができる．Bai et al.(2006) [8] は，顕著な X 相が海底面での sP 変換波であると推定できた地震 36 個について震源を求め，気象庁のルーチン作業による震源よりも約 15km 浅い震源を得ている．

6．反射法地震探査

稠密余震観測と同時に反射法地震探査が震源域で実施された．金田・他（2006）[9] によると，震源域の海洋性地殻内部においてスラスト断層や横ずれ断層が新たに発見され，今回の地震との関連性を示唆している．南海トラフのトラフ軸付近や海側では横ずれ断層が卓越する一方，トラフ軸の陸側ではスラスト断層が卓越する傾向を示している．また，一部の横ずれ断層はモホ面の下部，すなわち上部マントルまで達しているように見えることで，地震の初期破壊はマントル内部から始まった可能性が考えられている．

OBS 震源を金田・他（2006）[9] による新たに発見されたスラスト断層や横ずれ断層と対比した時に，対応関係を見いだすことはできていない．

7．M7.1 の地震および M7.4 地震の断層解

Yamanaka(2004) [10] は遠地実体波解析から，M7.4 の地震は北西―南東方向の余震分布に沿い南西方向に 40 度で傾斜した面を断層面とした（図 13）．Satake et al.(2005) [11] が津波解析で求めた M7.4 の地震の隆起域は，Yamanaka(2004) [10] の結果と整合的な北西方向陸寄りに震央から約 60 km 延びる隆起域の他に，南西方向に約 40 km 延びる隆起域がある（図 14）．M7.1 の地震の海底面の隆起域は，Yagi(2004) [12] のすべり分布による隆起領域とは大体一致している．海上保安庁海洋情報部，東北大学および名古屋大学は，熊野灘周辺で行っていた GPS－海底音響測位により，紀伊半島沖の地震による海底地殻変動を捉えた．Kido et al,(2006) [13] は海底地殻変動データと，国土地理院(2004) [14] による紀伊半島沖の地震前後の GPS による地殻変動データ（図 15）を説明する断層解を求めている（図 16）．これらの断層解および海底地震観測による震源分布から推定された断層面は整合するところも

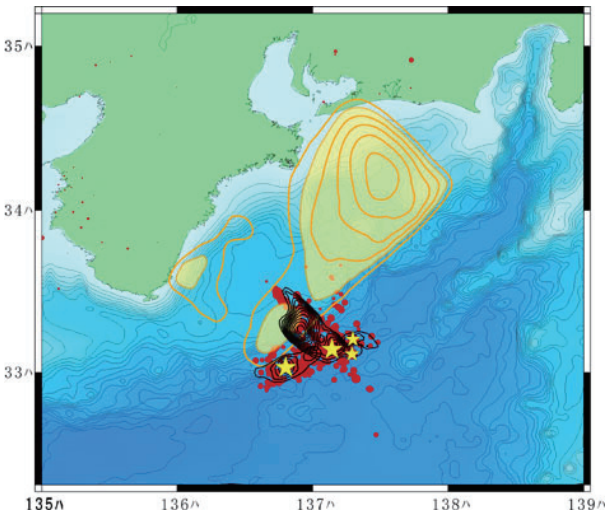


図 13　遠地実体波解析によるすべり分布［山中(2004) [10] による］

あるが相違するところもあり，紀伊半島沖の地震は単純な複数枚の断層面では表現できない複雑な破壊であったことが推定される．

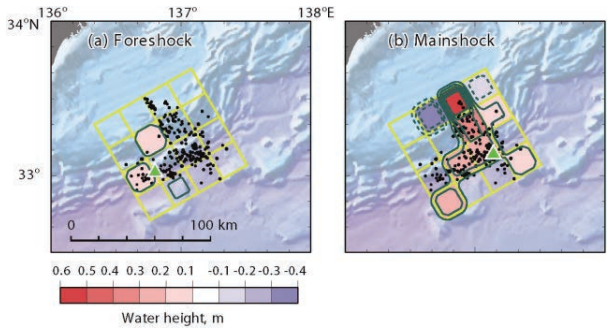


図 14　津波解析による隆起域[Satake et al. (2005) [11]による]

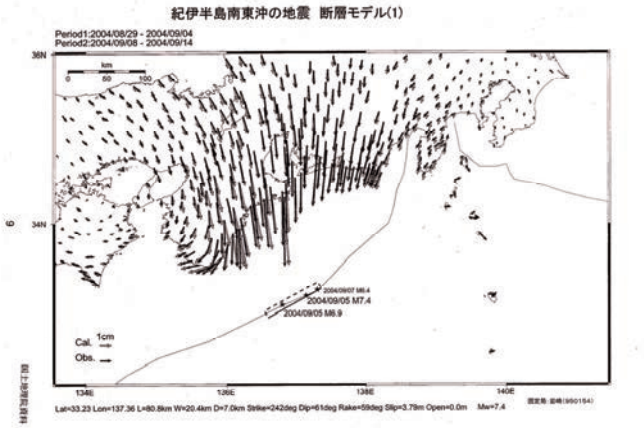


図 15　紀伊半島沖の地震前後の地殻変動のベクトル図［国土地理院(2004) [14]による］

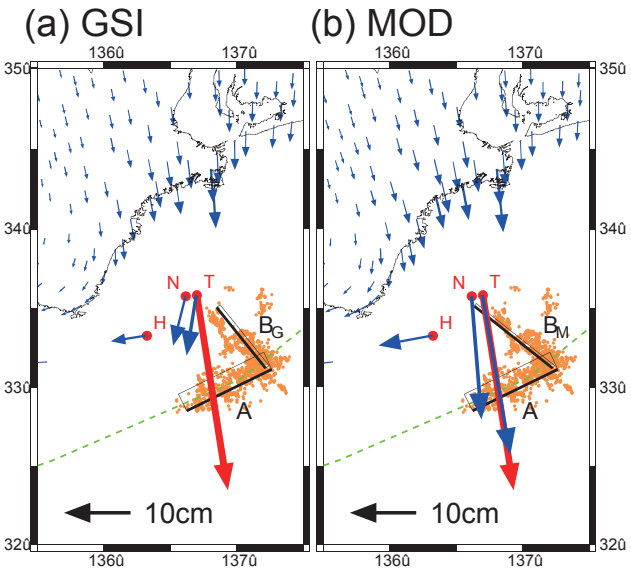


図 16. 海底地殻変動観測から求めた紀伊半島沖の地震の断層解[Kido et al. (2006) [15]による]

８．超低周波地震の活動

Obara and Ito (2005) [11]によると，非常に浅い逆断層型の超低周波地震(10 秒付近)が今回の地震活動中に多数発生した．発生源は余震域に対応しており，南海トラフの付加帯内に発達した逆断層系における断続的なすべりと考えられる．

９．長周期地震動

今回の地震では本州の広域にわたって長周期地震動が観測され，その周期は，大阪，濃尾で 5-7 秒，関東では 7-10 秒であった．東海・東南海・南海想定地震による長周期地震動の予測をする上で重要な観測データである．

１０．おわりに

今回の紀伊半島沖［三重県南東沖］の地震は，南海トラフ軸周辺ではこれまで報告されていなかった M7 クラスの地震である．南海トラフに沈み込むフィリピン海プレート内部が破壊した地震であり，その震源域は，プレート境界が強く固着していると考えられる東南海地震想定震源域近くにまで達した．今回の地震の発生メカニズムを明らかにして，プレート境界の固着への影響を知る事は，東海・東南海・南海地震に関連して重要であり，陸域および海域の地震観測， GPS 観測，津波，反射法による構造，海底地殻変動のデータ解析から，断層モデルが提出された．提出された断層モデルにはお互いに整合的なところと相違するところがある．今回の地震は，複数枚の断層面では表現出来そうにない複雑なプレート内部の破壊であったと推定され，さらなる地震発生メカニズムの解明が必要である．GPS-音響測距が初めて地震発生による海底地殻変動を捉えたことは，地震予知上の画期的な進展であり，同時に今後，海域における地殻活動のモニタリングが南海トラフにおいて極めて重要であることが示された．

参考文献

1) 気象庁，2005．2004 年 9 月 5 日紀伊半島沖・東海道沖の地震の活動概要．地震予知連絡会会報，73.

2) 橋本徹夫・上野　寛・桑山辰夫・中村浩二・弘瀬冬樹・福満修一郎・細野耕司，2005．2004 年 9 月 5 日に紀伊半島沖・東海道沖で発生した地震の活動概要．地震２，58，261-271.

3) 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所他，2004．平成 15 年度「東南海・南海地震に関する調査研究－予測精度向上のための観測研究－」成果報告書，p190.

4) 平成 16 年度科学研究費補助金（特別研究促進費 (2)「2004 年紀伊半島南東沖の地震の余震に関する調査研究」（研究代表者　金沢敏彦）成果報告書，2004.

5）Sakai, S., T. Yamada, M. Shinohara, H. Hagiwara, T. Kanazawa, K. Obana, S. Kodaira, and Y. Kaneda, 2005. Urgent aftershock observation of the 2004 off the Kii Peninsula earthquake using ocean bottom seismometers. *Earth Planets Space*, **57**, 363–368.

6）Nakanishi, A., N. Takahashi, J. O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, and M. Nakamura, 2002. Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone. *J. Geophys. Res.*, **107**.

7）Ito, Y., T. Matsumoto, H. Kimura, H. Matsubayashi, K. Obara, and S. Sekiguchi, 2005. Spatial distribution of centroid moment tensor solutions for the 2004 off Kii peninsula earthquakes. *Earth Planets Space*, **57**, 351–356.

8）Bai, L., I. Kawasaki, T. Zhang, and Y. Ishikawa, 2006. An improved double-difference earthquake location algorithm using sP phases: application to the foreshock and aftershock sequences of the 2004earthquake offshore of the Kii peninsula, Japan (Mw=7.5). *Earth Planets Space*, **58**, 823–830.

9）金田義行・朴　進午・尾鼻浩一郎・木下正高・堀　高峰・小平秀一・金沢敏彦・篠原雅尚・酒井慎一・山田知朗，2006．2004 年紀伊半島南東沖地震震源域の地殻構造と余震分布について．地震２，**59**，187－197．

10）山中佳子，2004．ＥＩＣ地震学ノート No.153, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC153.html.

11）Satake, K., T. Baba, K. Hirata, S. Iwasaki, T. Kato, S. Koshimura, J. Takenaka, and Y. Terada, 2005. Tsunami source of the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes inferred from offshore tsunami and coastal tide gauges. *Earth Planets Space*, **57**, 173–178.

12）Yagi, Y., 2004. Source model of the Off Kii-Peninsula earthquake,http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/Japan20040905/Japan20040905 1.html.

13）Kido, M., H. Fujimoto, S. Miura, Y. Osada, K. Tsuka, and T. Tabei, 2006. Seafloor displacement at Kumano-nada caused by the 2004 off Kii Peninsula earthquake, detected through repeated GPS/Acoustic surveys. *Earth Planets Space*, **58**, 911-915.

14）国土地理院，2005．中部・近畿地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，73，426-463．

15）Obara, K. and Y. Ito, 2005. Very low frequency earthquakes excited by the 2004 off the Kii peninsulaearthquakes: A dynamic deformation process in the large accretionary prism. *Earth Planets Space*, **57**, 321–326.

７．平成 16 年(2004 年)新潟県中越地震(2004 年 10 月 23 日，M6.8)

平田　直（東京大学地震研究所地震予知研究推進センター）

１．はじめに

2004 年 10 月 23 日 17 時 56 分，新潟県中越地域を震源とするマグニチュード（気象庁 M）6.8 の新潟中越地震が発生した．この震源の直上に位置した川口町では，震度 7 が記録された．震度 7 が観測されたのは，気象庁が 1949 年に震度 7 の震度階級を設定してから 2 度目で，計測震度計で震度 7 が観測されたのは，本地震が初めてである[1)]．

本震から 1 時間以内に M6.0，最大余震となった M6.5 の地震が発生し，いずれも震度 6 強の強い揺れが生じた．

その後も余震活動は継続し，10 月 23 日に M5.7（最大震度 6 弱），10 月 27 日に M6.1（最大震度 6 弱），11 月 8 日には M5.9（最大震度 5 強）の地震など，大きな余震が引き続いて発生し，中小の余震の活動も極めて活発であった．本震の震央付近の魚沼丘陵に位置する山古志村，川口町では，強い揺れによって多数の地滑りが発生し，多くの道路被害や河川のせき止めによる湖が出現した．

地震発発生から 1 週間後の 11 月 4 日には，臨時の地震予知連絡会（第 160 回）が開催され，その後の 161 回と 162 回の連絡会でも議論され，この地震の特徴が明らかにされた．

２．本震

2.1　震源，マグニチュード，発震機構

本地震は，日本列島内陸部で発生したプレート内地震である．気象庁による実体波 M は 6.8，モーメントマグニチュード Mw は 6.7 であった．各機関が推定した Mw もほぼ同様であり，発震機構解は，西北西－東南東方向に主圧縮軸（P 軸）を持つ逆断層であった．さらに，測地学的に求められた断層モデルから得られた Mw は 6.6 であり，地震学的に求められた値とおおむね調和的である[2,3)]．

本震の震源の深さは，気象庁一元化震源によると 13km であり，本震直後の余震観測によって得られたデータを用いて推定された震源を含む領域の不均質を考慮した震源でも同程度の深さとなっている．一方，震央は，既知の断層との対応を考える上で重要であったが，気象庁一元化震源は，不均質を考慮した震源より約 4km 東に推定されていた．これは，後述するように本地震の震源域では，地震波伝播速度分布が，水平方向に大きく変化していて，これを正しく考慮しないと誤った震源を推定することを示している[4)]．

発震機構解は，実体波の初動極性による解も，表面波によるモーメントテンソル解析によるものも共に，西北西に約 60 度で傾斜する節面と東南東に約 30 度で傾斜する節面をもつ逆断層であった．この二つの面のうち余震分布から西北西に高角度で傾斜する面が震源断層に対応すると考えられた．この地域では，西北西-東南東方向のほぼ水平な圧縮応力が卓越することから，基本的には広域応力に調和的な発震機構解である．しかし，傾斜角度は，摩擦破壊基準から期待される角度に比べて有意に高角である．このことは，地震発生のメカニズムを理解する上で重要であるので，後でまた議論する．

2.2　過去の地震活動

震源域周辺は，日本海東縁から連続する歪みの集中域に位置しており，第四紀後期以降の短縮変形が大きく，しばしば大規模な地震が発生してきた．今回の地震の周辺では，1828 年に三条地震，1961 年に長岡地震などの大きな被害を伴った地震も発生していた（図 1）[1)]．したがって，一般的な意味では，地震活動の活発な地域で起きた地震と言える．一方，この地域には，今回の地震の近くに，長岡平野西縁断層帯があるが，地震調査研究推進本部地震調査委員会は 2004 年 10 月 24 日に，「本震の西側約 10km の長岡平野西縁断層帯は西に傾斜する逆断層と評価しており，今回の震源が同断層帯の東方に分布していることから，同断層帯が活動したものではないと考えられる．」と評価した．したがって，厳密な意味では，地表で観察される主要な活断層の無い場所で発生した地震であった．ただし，地震調査委員会は，その後，本震震源断層の南にある六日町盆地西縁断層を主要活断層に追加した．

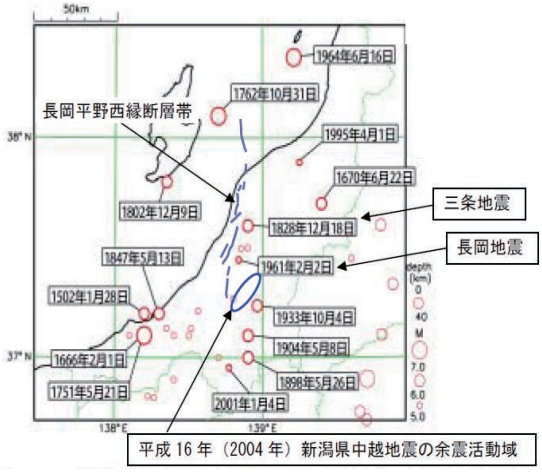


図 1　2004 年新潟県中越地震までの地震活動(気象庁)．

3．余震

本地震の特徴の一つは，余震活動が極めて活発であったことである．気象庁のまとめた資料（図 2）によると，これまで最も活発な余震を伴った 1945 年三河地震，1943 年鳥取地震を上回る発生数を記録した．規模では上回る 1995 年兵庫県南部地震の約倍の余震が発生した理由を理解することも本地震の課題であった．

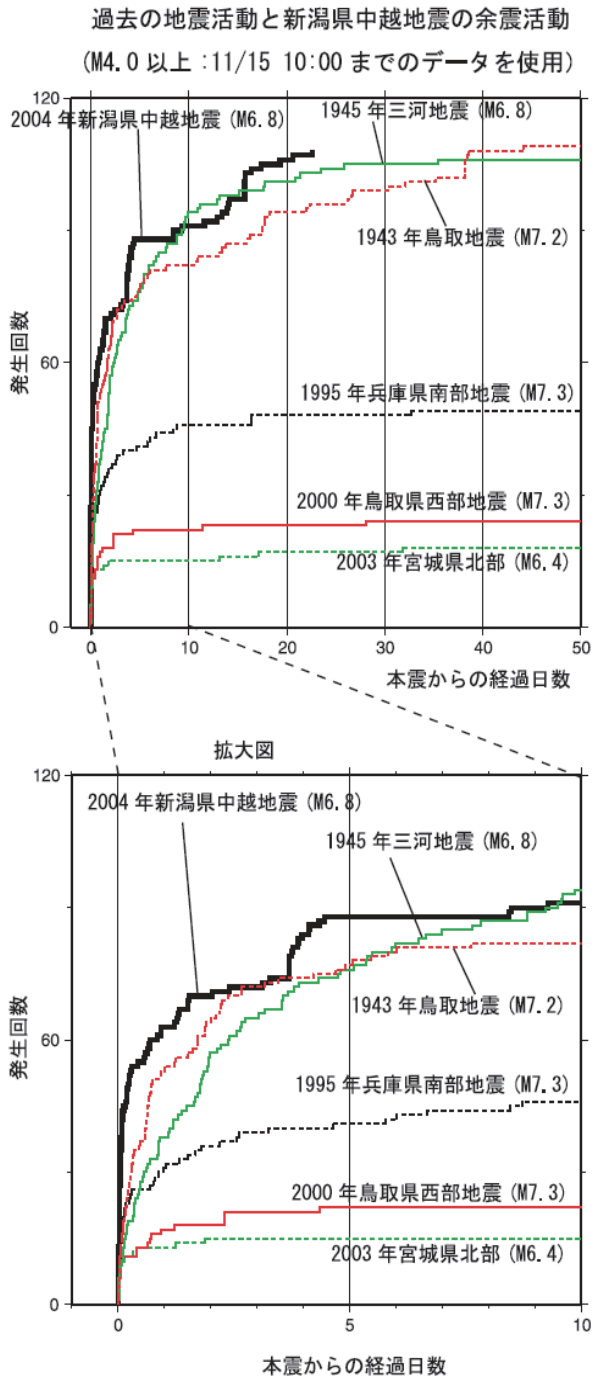


図 2　2004 年新潟県中越地震の余震活動とそれまでの内陸地震の余震活動（気象庁）．

余震の空間的な分布が極めて複雑であることは，地震発生直後の地震予知連絡会でも複数の機関から指摘された．とりわけ，本震震源断層に対応する余震分布と，最大余震に対応する余震がほぼ平行の 2 枚の西北西に傾斜する震源断層を表していることは，ほぼリアルタイムで報告された気象庁一元化震源からも明瞭であった．また，4 日後に発生した M6.1 の余震の直後から活発化した余震は東南東に傾斜する面上に分布していた．これらのほかにも，大きめな余震は，それぞれ異なる震源断層で発生して，それぞれがさらに余震を伴っていた．本震震源断層の近傍，最大余震震源断層の近傍，その他の M6 級の余震の余震などを，別々に取り出して発生数を調べると，それぞれは過去の同規模の内陸の地震と同程度の余震発生数であることが分かった [5]．このことから，本地震の余震数が全体として大きかった理由は，規模の大きな余震が本震後短時間に続発してそれぞれの余震にさらに 2 次的な余震が発生したからであったと言える．ただし，この説明では，なぜ，大きな余震が続発したかを，さらに説明する必要がある．このことは後ほど述べる．

本地震は，本震とそれに引き続く本震より小さな大きめな地震（余震）が発生し，さらに，大きめな余震が余震を伴っていたことが特徴であり，群発地震とは明瞭に区別される．この余震発生の特徴を理解するためには，本地震発生地域の地殻構造と，地震発生のメカニズムに関する知識が必要である．

本震発生直後に開始された稠密な臨時地震観測によって高精度な余震分布と，3 次元速度構造が明らかになった [6) 7) 8) 9)]．これらから，本震，最大余震，M6 級の余震がそれぞれ別の震源断層で発生していることが明瞭になった（図 3）．本震震源断層に対応する余震は，約 60° の高角な面の周りで発生していた．従って，発震機構解の高角な西北西傾斜の節面が断層面であることが分かる．さらに，本震の震源断層面から，約 5km 東南東に離れた平行な面の周辺で最大余震の余震が発生していた．GPS 観測などの測地学的に求められた断層モデルも地震学的に求められた断層モデルと調和的であった（図 4）[2)]．速度分布と震源断層の関係については後で述べる．

4．余効的地殻変動

本震後に行われた臨時 GPS 観測 [10)] や SAR 干渉解析 [3)] の結果によると，六日町盆地西縁断層の余震活動のおきていない（あるいは，極めて少ない）地殻浅部で余効的滑りが発生した可能性がある．

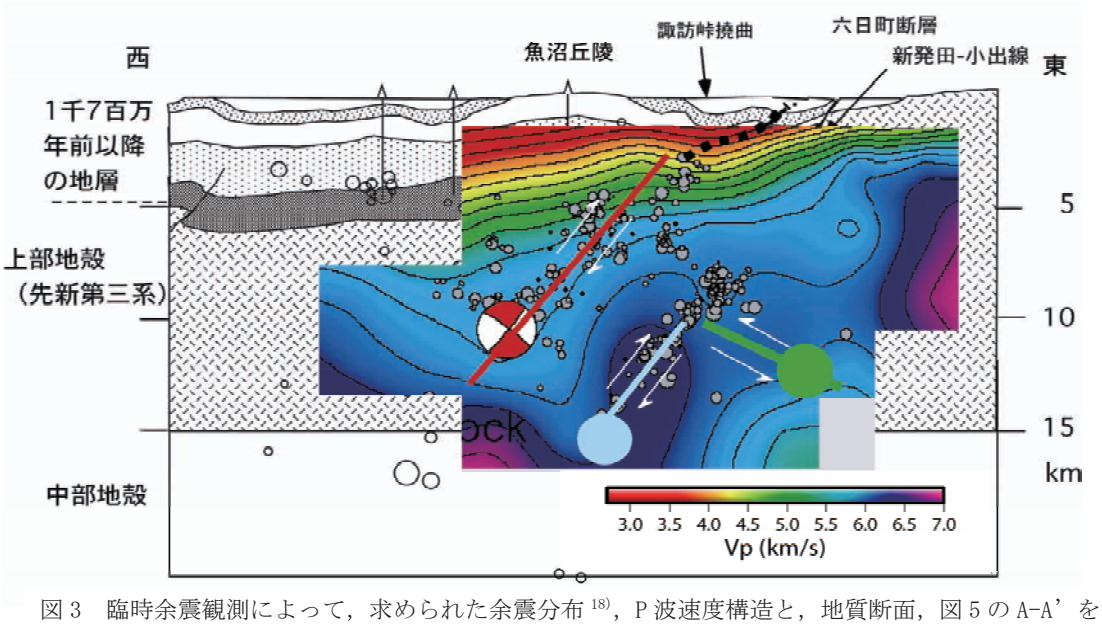
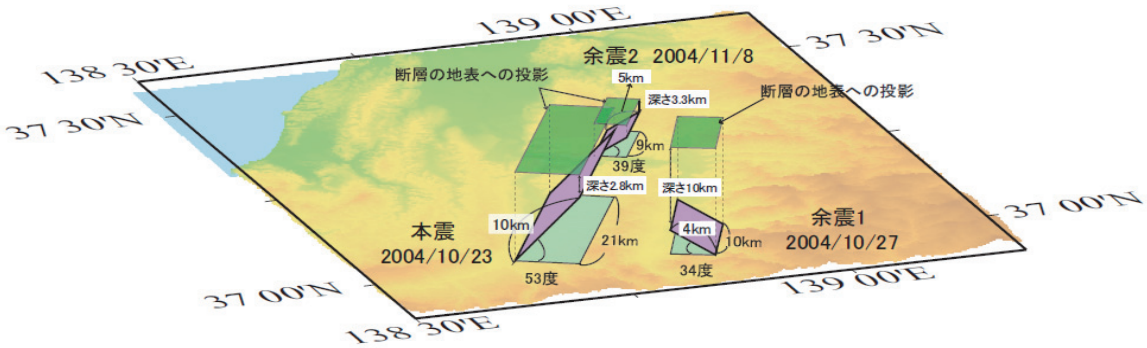


図３　臨時余震観測によって，求められた余震分布[18]，P 波速度構造と，地質断面，図５の A-A’を通る鉛直断面，本震の発震機構解は鉛直面に投影して，本震震源に表示した．青の丸印が最大余震，緑の丸印が 27 日の余震の位置を示す[18]．



	緯度	経度	長さ	幅	深さ	走向角度	傾斜角度	すべり角度	すべり量	ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ
本震	Lat=37.40	Lon=138.96	L=20.6km	W=10.2km	D= 2.8km	Strike=210deg	Dip=53deg	Rake=92deg	Slip=1.82m	Mw=6.6
余震 1	Lat=37.27	Lon=138.96	L= 9.6km	W= 4.2km	D= 9.8km	Strike= 24deg	Dip=34deg	Rake=81deg	Slip=0.52m	Mw=5.8
余震 2	Lat=37.42	Lon=139.00	L= 9.1km	W= 4.6km	D= 3.3km	Strike=209deg	Dip=39deg	Rake=102deg	Slip=0.27m	Mw=5.6

図４　新潟県中越地震本震および余震の断層の概念図[2]．

５．本震および大きな余震の震源過程

この地震では計測震度７が観測され，その強震動生成機構を理解するためにも，KNET などの強震観測データを用いて，本震および規模の大きな余震の震源過程の解析が行われた[11) 12)]．これらの解析によると，本震や大きな余震では，破壊が震源断層の下端で始まり上方に伝播したことがわかった．このことは，堆積層での増幅効果と併せて，ディレクティビティー効果（破壊伝播方向の振幅への影響）を考える必要性を示している．

また，断層での滑り分布を考慮すると，本震および主な余震による応力変化は，最大余震やその他の主な余震の破壊開始点でのクーロン応力を増加させて，地震が起き易くなることが分かった．　このことは，M6 級の余震は，広域応力の増加によって破壊強度に近づいていた弱面（震源断層）が，本震発生にともなう応力変化によって次々と破壊していったと解釈できる．ただし，たんに広域応力が増加するだけでなく，地殻下部から供給された間隙水によって断層の強度が低下していた効果も無視できない．このことは，後で議論する．

６．新潟県中越地域の地質学的特徴

新潟県中越地震が発生した領域は、厚い新第三系から第四系の堆積層が分布する新潟堆積盆地の東縁部に相当する（図5）．この堆積盆地は地質学的には日本海拡大に引き続いて1千7百万年前頃に形成されたリフト（地殻が伸張薄化して形成された凹地）であり，盆地中央部には6,000mを越える火山噴出岩や堆積層がある．この堆積盆地の東縁は新発田-小出線と呼ばれる中新世に形成された断層で,東方の越後山脈には中生代の岩石が露出する。震源域の魚沼丘陵は、北北東方向の断層・褶曲をともなって第四紀後期から急激に隆起した地域であり，この丘陵は軟弱な堆積層から構成され，発生した多数の地滑りの地質学的な要因となっている．

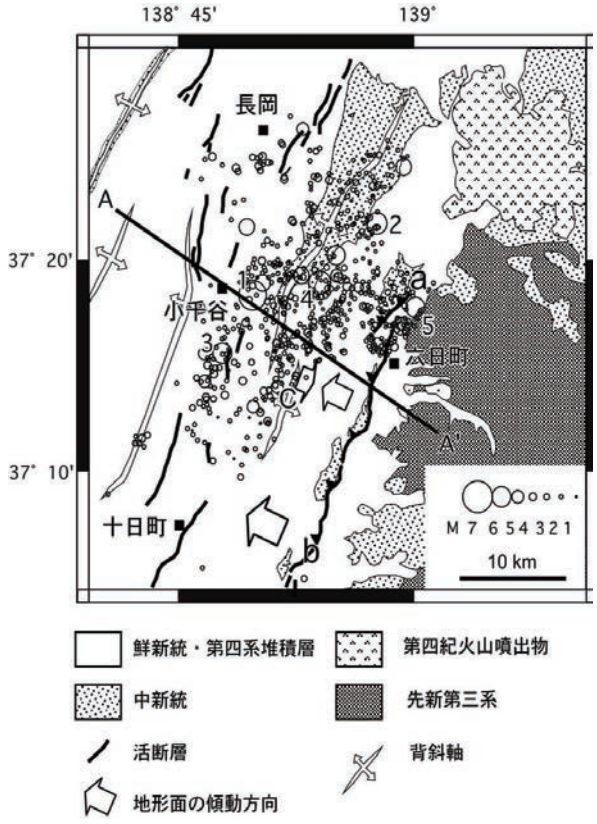


図 5　新潟中越地震震源域の地質構造と余震分布 [18]：本震（10月23日17時56分M6.8），2：余震（23日18時3分M6.3),3:余震(23日18時11分M6.0)，4:最大余震（23日18時34分M6.5），5:余震（27日10時40分M6.1），a：小尾平断層、b:六日町断層，c:諏訪峠撓曲．　地質図は（13）（14），活断層は（15）（16），地形面の傾動は（17）によるA-A’は，図3の断面の位置を示す．

７．歪み集中域と新潟県中越地震

新潟県中越地方は，活褶曲の認められる堆積盆地が東側では越後山地と接している地域である．ここは，日本海東縁から連続する歪みの集中域に位置しており，地質学的には,第四紀後期以降の短縮変形が大きく [19]（図6），しばしば大規模な地震が発生してきた（図1）．また，測地学的にもGPS観測によって歪み速度の大きな領域（新潟-神戸歪み駐中帯；NKTZ[20]）が推定されている．本震震源断層が既知の活断層と直接の関係がないことから，地震後の報道では，この地震はいわゆる「歪み集中帯で発生した地震」とされた．地震後の詳細な現地調査によっても，わずかな地表変位（地震断層）が観測された [21]が，震源断層全体のごく一部が地表に現れたと言える．

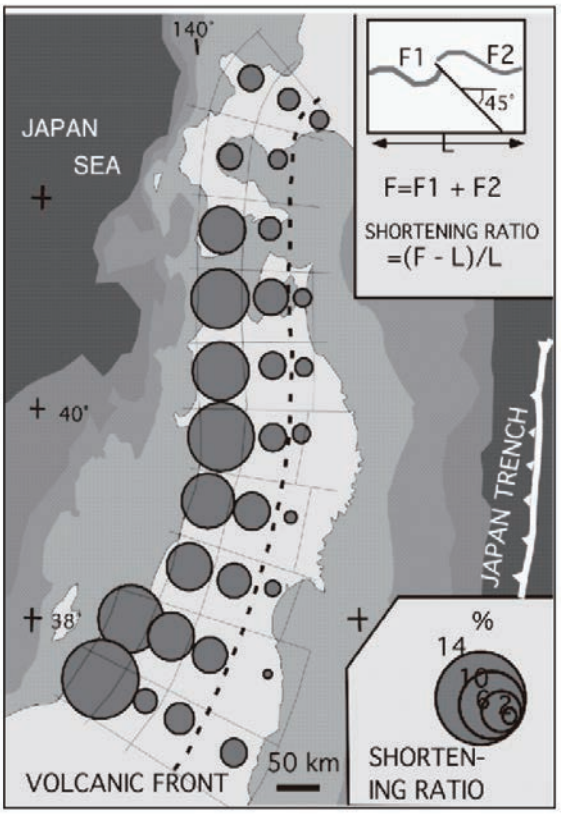


図 6　地質学的に推定された後期新生界の短縮率 [19]．外帯から内帯に向けて短縮率が増加する．特に，新潟地域では10～13%と大きい．

震源域の南方では，魚沼丘陵の東縁に六日町断層帯がある．この断層は，新発田-小出線延長部の新潟堆積盆地の東縁を限る中新世に形成された西傾斜の正断層が、逆断層として再活動したものである[19]．この断層は延長30kmに渡って追跡され,断層帯南部で2mm/年,北部で1mm/年の大きな垂直平均変位速度を示す[17]．六日町断層帯における第四紀後期の累積変位は北方に向かって減少し，代わって魚野川周辺では東に傾斜する諏訪峠撓曲に沿った地形面の変形が現れる（図3，5）．さらに，反射法地震探査によれば，小平尾（おびろう）付近の地表変位も

震源断層の浅部延長からさらに派生した地表出現衝上（しょうじょう）断層であることが分かった[22]．六日町断層帯は，2005年に追加調査の対象断層となったが，本震の震源断層の浅部延長が六日町断層帯ではないことに注意すべきである．

８．新潟県中越地域の地殻不均質構造

地震直後から始められた稠密な余震観測によって震源域の地震波速度構造が明らかになった[6) 7) 8) 9)]．これらの研究によれば，本震の震源断層は，P 波速度が 5.5 km/s を越える基盤岩と，厚い堆積層との境界が西側に向かって急激に深くなっている境界部で発生した（図 3）．本震震源断層の傾斜角が約 60° であるのは，水平圧縮場の応力場からは，非適正傾斜断層（unfavorably oriented fault[23)]）である．つまり，クーロンの破壊基準から期待される破壊面の傾斜角（面の法線ベクトルと最大圧縮軸のなす角の補角）は，摩擦がなければ最大圧縮軸と 45° となり，実際には摩擦力によって傾斜角は 45° より小さくなるはずである．非適正傾斜断層となっているのは，破壊面が破壊強度の低い弱面となっているか，間隙水圧が高く，有効法線応力が小さいことを意味する．前者については，高速度層としてイメージングされた基盤岩と低速度層と推定された堆積岩の境界が，繰り返し破壊された弱面である可能性と調和的である．後者については，震源断層の下部の破壊の開始点付近と，その下方延長部では地震波速度の低い領域があること，地磁気・地電流法(Magneto-Telluric 法)によって比抵抗の小さい領域が推定されたこと[24)]などから，地殻内に水が存在する可能性は高いと考えられる．

一方，断層に沿った方向についても，本震の震源付近の北側と南側とで，基盤層と堆積層の境界深度が急変している．すなわち，5km 程度の厚い堆積層が，震源の南側ではより東側（山地側）に張り出している（図 7）．

余震のデータを用いて震源域付近の応力場が求められ，大局的には，広域応力場と震源域の応力場は一致しているが，震源の近傍で最大主圧縮軸の方向が変化していることが分かった（図 7）．これは，堆積積層内の延性変形によって基盤岩に応力が集中する可能性を示している[8)]．

2007 年新潟県中越沖地震の後に得られた中越地方の地震データから，日本海形成時に形成されたリフト構造と，2004 年新潟県中越地震・2007 年新潟県中越沖の関係を示す不均質構造が推定された（図 8）[25)]．

2004 年中越地震タイプ（堆積層と基盤との構造境界近傍で発生）では，基盤上面の凹凸構造と堆積層の変形によって広域応力が断層近傍に集中し，さらに，下部地殻内の不均質構造と流動変形も応力に集中に寄与したと考考えられる．一方，2007 年新潟県中越沖地震タイプ（基盤内の構造境界で発生）では，下部地殻内の不均質構造と流動変形が応力集中の主要なメカニズムであると考えられる．これらの，不均質構造が，この地域の地震発生の準備過程を規制していると考えられる．

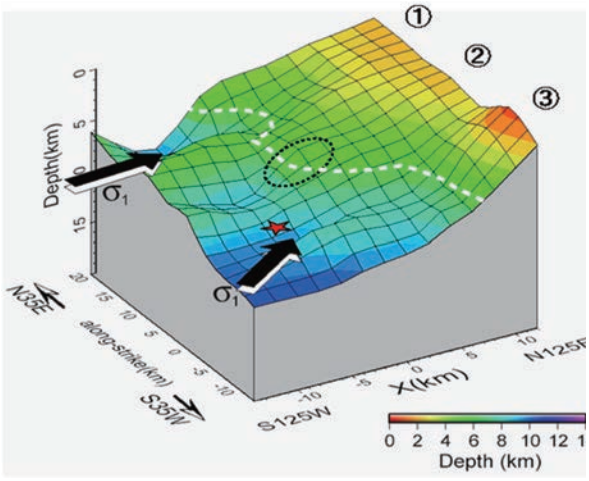


図 7　地震波速度構造と応力場の関係．P 波速度が 5.5 km/s の等速度面の深さを示す．①は，震源域の北東，②は本震の震源付近，③は震源域の南西．本震震源（星印）は，基盤深度の急変するところで，かつ最大主圧縮軸（σ_1）の方向が変化する場所に対応する．これらは，構造の不均質によって応力集中が起きている可能性を示している．

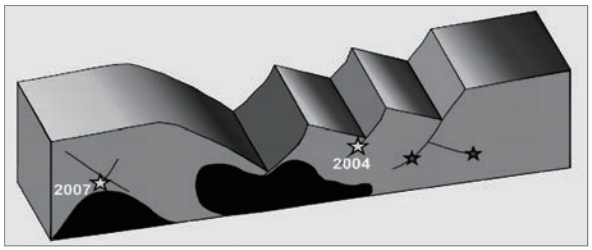


図 8　新潟県中越地域の不均質構造概念図．

９．本震前の地震活動の変化

この地震の発生前に，新潟県中越地域やその周辺で，地震活動が変化していたかは，地震予知を考える上で重要である．気象庁の資料によると震源域のごく近傍では，2004 年初め頃から地震活動が低かった．ただし，同様な傾向は，2000 年ころにもあった．一方，対象とする領域を少し広げると，2004 年 10 月に，余震域北側に隣接する場所で 9 月 7 日に M4.3 の地震が発生し，その余震を含めると地震の直前に地震活動は活発化したようにも見える．さらに，1995 年以降の震源域を含む半径 150km 程度の広域の地震活動を見ると，2003 年後半から 2004 年全

般にかけて M4 クラスの地震が発生し，2004 年 6 月ころから M2 以上の地震活動は若干低下した．このように，地震活動度の変化はこの地震の周辺であったかもしれないが，対象とする領域や地震規模などの取り方をかえると結果が変化するので，これらの地震活動の変化だけから，地震発生前に 2004 年新潟県中越地震の発生を予測することは難しかった（図 9）[1]．

しかし，地震活動の変化を正しく評価して地震発生予測に結び付ける努力は必要であり，統計地震学的に厳密な取り扱いをした研究は重要である．例えば，Nanjo *et al.*（2006）[26] は，新潟県中越地震を含む日本列島中部で，1965 年 1 月 1 日から 1990 年 1 月 1 日までの M3 以上の地震発生率と 1965 年 1 月 1 日から 1999 年 12 月 31 日までの発生率を南北－東西 0．1 度間隔の格子毎に比較して，地震発生率の増減を計算した結果，2004 年新潟県中越地震の震源域近傍で，発生率が増加していることを示した．

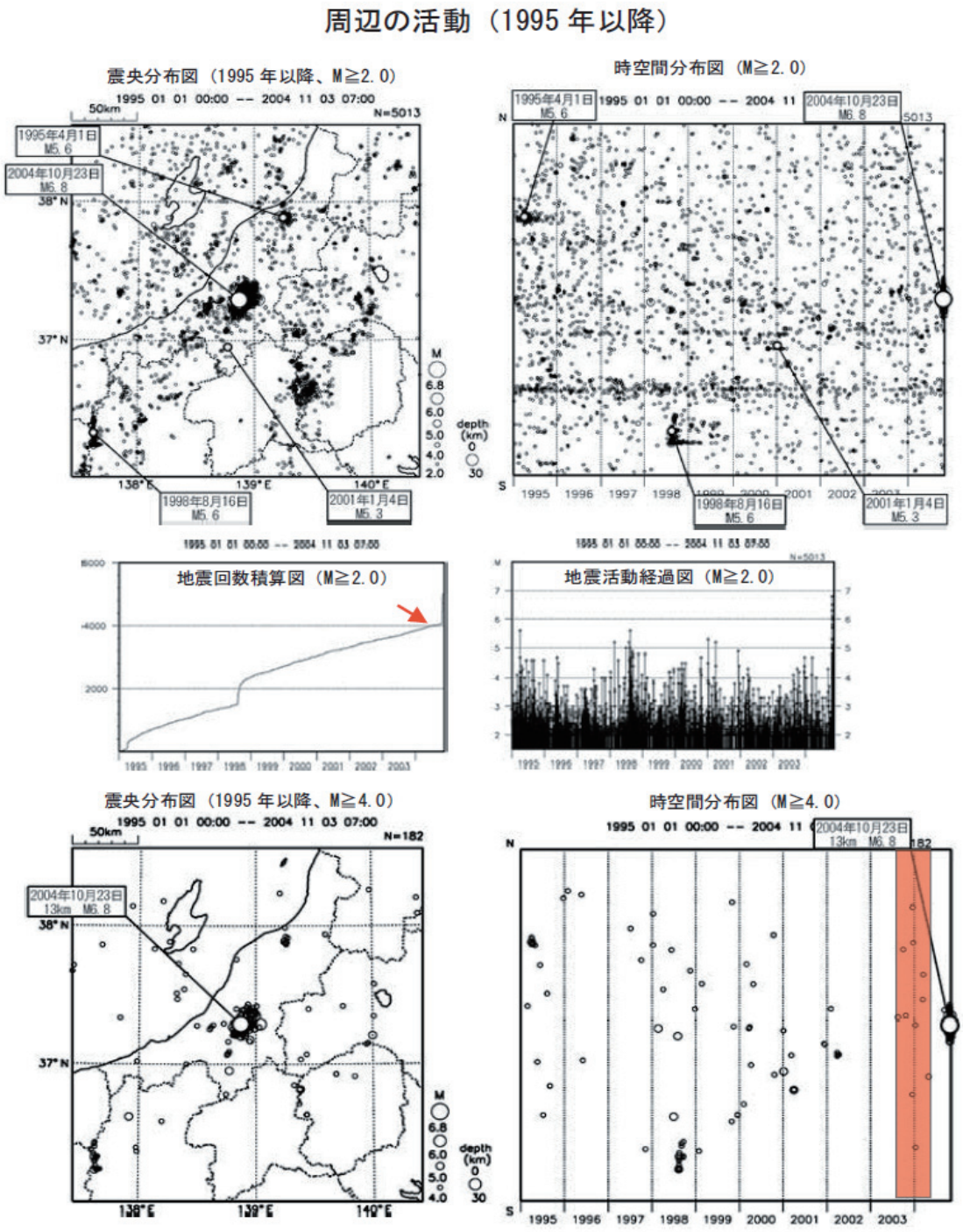


図 9　2004 年新潟県中越地震震源域周辺の地震活動 [2]，2003 年後半から 2004 年全般にかけて M4 クラスの地震が広域で発生している．M2 以上の地震活動は 2004 年 6 月ころから若干低下している．

１０．まとめ

2004 年新潟県中越地震は，日本列島内陸部で発生した大地震で，死者 68 人，重軽傷者 4,795 人，住家被害 121,495 棟，129,970 世帯（2008 年 9 月 24 日現在，新潟県発表）など，大きな被害が発生した．計測震度が制定されてから始めての震度７が記録され，大規模な土砂災害が発生したこと，余震活動が極めて活発なことがこの地震の特徴であった．

この地震では，引き続く大きな余震とその２次余震の活動によって，全体として余震活動が極めて活発となった．この地震に直接対応する活断層は知られていなかったが，過去の地震活動や活褶曲構造など，地質学的および測地学的時間スケールでも変形速度の大きな領域（ひずみ集中域）であった．地震波トモグラフィー法に等による構造解析の結果，日本海拡大に伴うリフト構造に関係する不均質構造が，今回の地震の発生・準備過程を規制していたことが推定された．地震発生前に震源域とその周辺で地震活動が変化していることを示唆する幾つかのデータは得られたが，事前にこの地震の発生を予測するほどの確定的な知見は得られていなかった．今後の研究の進展が待たれる．

参考文献および注

1）なお，震度７が最初に記録されたのは，現地調査で判明した平成７年（1995 年）兵庫県南部地震で，2004 年新潟県中越地震以後，今日まで震度 7 は記録されていない．
気象庁・地震予知情報課，2005．平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震の地震概要．地震予知連絡会会報，**73**，258−268．

2）国土地理院，2005．北陸地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，**73**，269−317．

3）Ozawa, T., S. Nishimura, Y. Wada, and H. Ohkura, 2005. Coseismic deformation of the Mid Niigata prefecture Earthquake in 2004 detected by RADARSAT/InSAR. *Earth Planets Space*, **57**, 423-428.

4）Sakai, S., N. Hirata, A. Kato, E. Kurashimo, T. Iwasaki, and T. Kanazawa, 2005. Multi-fault system of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake and its aftershocks. *Earth Planets Space*, **57**, 417-422.

5）Aoki, S., M. Nishi, K. Nakamura, T. Hashimoto, S. Yoshikawa, and H. M. Ito, 2005. Multi-planar structures in the aftershock distribution of the Mid Niigata prefecture Earthquake in 2004. *Earth Planets Space*, **57**, 411-416.

6）Hirata, N., H. Sato, S. Sakai, A. Kato, and E. Kurashimo, 2005. Fault system of the 2004 Mid Niigata prefecture earthquake and its aftershocks. *Landslides*, **2**, 153-157.

7）Kato, A., E. Kurashimo, N. Hirata, T. Iwasaki, and T. Kanazawa, 2005. Imaging the source region of the 2004 Mid-Niigata prefecture earthquake and the evolution of a seismogenic thrust-related fold. *Geophys. Res. Lett*., **32**, L07307, doi:10.1029/2005GL022366.

8）Kato, A., S. Sakai, N. Hirata, E. Kurashimo, T. Iidaka, T. Iwasaki, and T. Kanazawa, 2006. Imaging the seismic structure and stress field in the source region of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake: Structural zones of weakness and seismogenic stress concentration by ductile flow. *J. Geophys. Res.,* **111**, B08308, doi:10.1029/2005JB004016.

9）Okada, T., N. Umino, T. Matsuzawa, J. Nakajima, N. Uchida, T. Nakayama, S. Hirahara, T. Sato, S. Hori, T.Kono, Y. Yabe, K. Ariyoshi, S. Gamage, J. Shimizu, J. Suganomata, S. Kita, S.Yui, M. Arao, S. Hondo, T. Mizukami, H. Tsushima, T. Yaginuma, A. Hasegawa, Y. Asano, H. Zhang, and C. Thurber, 2005. Aftershock distribution and 3D seismic velocity structure in and around the focal area of the 2004 mid Niigata prefecture earthquake obtained by applying double-difference tomography to dense temporary seismic network data. *Earth Planets Space*, **57**, 435-440.

10）Takahashi, H., T. Matsushima, Teruyuki Kato, Akira Takeuchi, Teruhiro Yamaguchi, Yuhki Kohno, Takeshi Katagi, Jun'ichi Fukuda, Kazuya Hatamoto, Ryousuke Doke, Yuki Matsu'ura, and Minoru Kasahara, 2005. A dense GPS observation immediately after the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake. *Earth Planets Space*, **57**, 661-665.

11）気象庁・気象研究所，2005．平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震の本震と最大余震のすべり量分布．地震予知連絡会会報，**73**，346−347．

12）Hikima, K., and K. Koketsu, 2005. Rupture process of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system. *Geophys. Res. Lett*., **32**, L18303, doi:10.1029/2005GL023588.

13）小林巖雄・立石 雅昭・吉岡 敏和・島津 光夫，1991．長 岡地域の地質、地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．地質調査所，132p；柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・加藤碵一，1985．十日町地域の地質、地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．地質調査所，104p；柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碵一，1986．小千谷地域の地質、地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．地質調査所，177p．

14）北陸地方土木地質図編纂委員会，1990．北陸地方土木地質図．799.

15）中田高, 今泉俊文編，2002．活断層詳細デジタルマップ．東京大学出版会，60p.

16）渡辺満久・堤浩之・鈴木康弘・金幸隆・佐藤尚登，2001．1:25, 000 都市圏活断層図「小千谷」．国土地理院技術資料 D・1-No. 388

17）金　幸隆，2004．魚沼丘陵の隆起過程と六日町断層の活動累積．活断層研究，**24**，63-75.

18）東京大学地震研究所, 2005. 2004 年新潟県中越地震．地震予知連絡会会報，**73**，318-326.

19）Sato, H. , 1994. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. Geophys. Res*., **99**, 22,261– 22,274.

20）Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys*., **157**, 2303-2322.

21）Maruyama, T., T., Y. Fusejima, T. Yoshioka, Y.Awata, and T. Matsu'ura, 2005. Characteristics of the surface rupture associated with the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake, central Japan and their seismotectonic implications. *Earth Planets Space*, **57**, 521-526.

22）Kato, N., T. Echigo, H. Sato, M. Tateishi, S. Ogino, S. Sakai, S. Toda, S. Koshiya, T. Ito, T. Toyoshima, T. Imaizumi, H. Kato, and S. Abe, 2005. Geologic fault model based on the high-resolution seismic reflection profile and aftershock distribution associated with the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake (M6.8), central Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 447-452.

23）Sibson, R. H., 1990. Rupture nucleation on unfavorably faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **80**, 1580–1604.

24）Uyeshima, M., Y. Ogawa, Y. Honkura, S. Koyama, N. Ujihara, T. Mogi, Y. Yamaya, M. Harada, S. Yamaguchi, I. Shiozaki, T. Noguchi, Y. Kuwaba, Y. Tanaka, Y. Mochido, N. Manabe, M. Nishihara, M. Saka, and M. Serizawa, 2005. Resistivity imaging across the source region of the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake (M6.8), central Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 441-446.

25）Kato, A., E. Kurashimo, T. Igarashi, S. Sakai, T. Iidaka, M. Shinohara, T. Kanazawa, T. Yamada, N. Hirata, T. Iwasaki, and Group for the aftershock observations of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake, 2009. Reactivation of ancient rift systems triggers devastating intraplate earthquakes. *Geophys. Res. Lett*., **36**, L05301, doi:10.1029/2008GL036450.

26）Nanjo, K.Z., J.R. Holliday, C.-C. Chen, J.B. Rundle, D.L. Turcotte, 2006. Application of a modified pattern informatics method to forecasting the locations of futre large earthquakes in the central Japan. *Tectonophysics*, **424**, 351 -366.

８．福岡県西方沖の地震（2005 年 3 月 20 日，M7.0）

松本　聡（九州大学理学研究院地震火山観測研究センター）

１．はじめに

福岡県西方沖の地震は 2005 年 3 月 20 日 10 時 53 分に発生した．地震の規模はマグニチュード 7.0 であり，最大震度は 6 弱を記録した．これによって福岡県や佐賀県において死者 1 名，負傷者 1000 名以上の大きな被害があった．被害は道路，建物にも多く，玄界島においては多くの家屋が倒壊し，避難を余儀なくされた．この地域には震源域に隣接する活断層である警固断層や宇美断層，西山断層，福智山断層，小倉東断層などが存在する．これらはほぼ東西圧縮の応力によって活動していたことがトレンチ調査などから明らかになっているが，西方沖の地震も同様のメカニズムを示す．北部九州地域は西南日本弧内帯と琉球弧内帯の会合部に位置するが，その詳細な地殻構造はあまり明らかにされていなかった．この地震は海域とはいえ未知の断層で発生した M7 クラスの地震であり，隣接する福岡市街地を通る警固断層への影響が危惧されるなど，社会的な影響が大きかった地震でもある．これらのことから，この地震の発生様式や発生場の特徴を理解することはきわめて重要である．ここでは，従来までに明らかになってきたこの地震のさまざまな特徴を述べることにする．

２．地震活動

九州内陸における浅発地震は図 1 に示すとおりおおむね南北伸張・東西圧縮を示す [1]．地震活動はいわゆる別府―島原地溝帯周辺で頻発している．歴史的には 1700 年壱岐地震や 1898 年糸島半島の地震が規模の大きな地震であるが，近年では北部九州の地震活動はきわめて低調であった．このような背景の中，福岡県西方沖の地震が発生した．本震発生時において，この地域には九州大学および Hi-net，気象庁などの地震観測点が約 20km 間隔で設置されていたが，震源決定精度が十分でなかった．このため，九州大学，鹿児島大学，京都大学，東京大学，東北大学，北海道大学は合同余震観測班を組織し，緊急臨時地震観測を実施した．臨時観測点は，本震発生当日から余震域の周りを取り囲むように設置された．特に，余震域が海域であるため，臨時観測点は玄界島，小呂島，相ノ島，大島などの島々が震源決定精度向上に重要な役割を果たした．臨時地震観測点は衛星テレメータもしくは有線テレメータによるオンライン観測点と現地収録方式のオフライン観測点で構成された．このうち，地震発生後 3 日以内に 21 観測点で地震観測を開始した．特に衛星テレメータは，地震発生後の混乱した状況かつ余震活動を迅速に把握する必要が迫られる中，速やかにデータを伝送することができ，極めて有効であった．オンライ

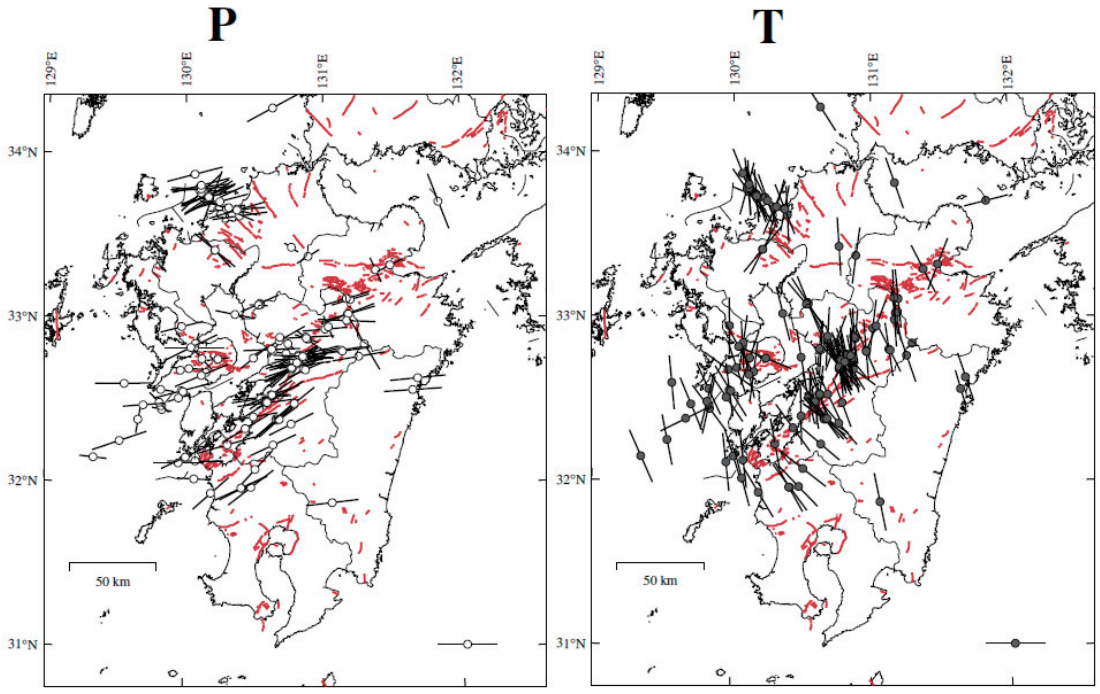


図 1　九州における最大圧縮軸（P 軸，左図）と最小圧縮軸（T 軸，右図）の空間分布．実線は軸の方向を示す．これらは P 波初動極性を用いた，地震の発震機構解から得た．図中の薄い実線は活断層を示す．（Shimizu et al.(2006) [1] より）

ン点は九州大学地震火山観測研究センターにデータが伝送され，リアルタイムで活動の推移を把握できた．このうち 4 観測点については気象庁へ伝送され，地震活動監視のために利用された．さらに，余震分布形態を詳細に調べるために，九州大学と東京大学は 11 台の自己浮上式海底地震計を余震域直上およびその周辺に展開し，約 18 日間観測を実施した．Uehira et al.(2006) [2] は陸上観測点と海底地震計のデータを処理・解析し，精度の高い余震分布を得た．図 2 には彼らの求めた余震分布を示す．本震は余震域のほぼ中央部に位置し，その深さは 9.5km であった（図中の大きい★）．最大余震は 1 ヵ月後の 4 月 20 日に発生し，マグニチュード 5.8，深さは 11.5km と深い（図中の小さい★）．余震域は志賀島から約 25km 北西方向に向かって広がっている．これらはほぼ直線状に並んでいるが，余震域の北西端，南東端では余震分布が時計回りにやや回転した方向に屈曲していることがわかる（図中の Group I，III）．特に，南東部では最大余震が発生し，これに続く余震が警固断層の走向と一致する．このほか，海ノ中道付近でも浅い余震活動が活発である（図中の Group IV）．これらはそのほかの余震とは離れた位置で発生しているが，Imanishi et al.（2006）[3] は本震の断層運動に伴う応力変化によって誘発されやすい位置で起こった活動であることを示した．

さて，図中には余震域に平行（下）および垂直（右）な方向で切った鉛直断面図も示されている．断面図を見ると，余震は深さ約 1－16km の範囲で発生しており，ほぼ中央部でもっとも深く，両端で浅くなる傾向を示す．最大余震は主な余震域から若干離れて位置し，深さ 10km 以深にその余震と思われる活動が見られる．これらは先に述べたように主な余震域とは異なった走向を持ち，その延長上が警固断層の地表トレースに一致することから，本震とは別のセグメント（断層面）で発生したと解釈できる．余震域から推定される断層面はほぼ鉛直と読み取れるが，Uehira et al.（2006）[2] による詳細な検討の結果，10km 以浅ではほぼ 90 度，それより深いものは約 80 度の傾斜を持っていることが明らかになった（図 3）．

これらの余震活動は順調に減衰し，現在も継続しているものの，余震の減少パターンは最近の日本で発生した内陸地震のうち，鳥取県西部地震と同程度の余震の少ない部類に属する [4]．

3．地震のメカニズムと断層モデル

P 波初動極性から求めた，本震および主な余震の発震機構解は図 2 に示している．これらはほぼ東西圧縮，南北張力のメカニズムを示し，九州の平均的な応力場を反映していると考えられる．また，余震の並びとメカニズム解から，この地震は左横ずれ断層であることがわかる．

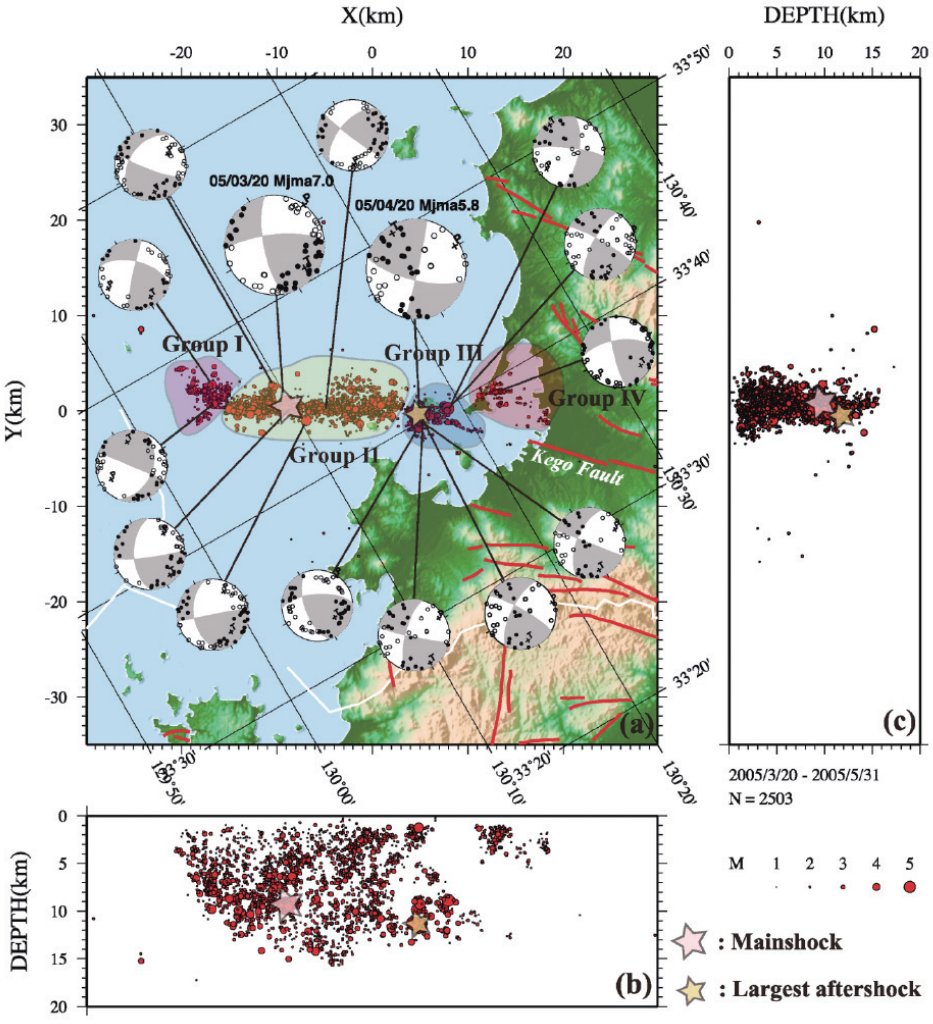


図 2　陸上観測点および海底地震計から得られたデータを用いて決定した余震分布と主な地震の発震機構解（下半球投影）．☆は本震および最大余震の位置を示す．（Uehira et al.(2006) [2] より）

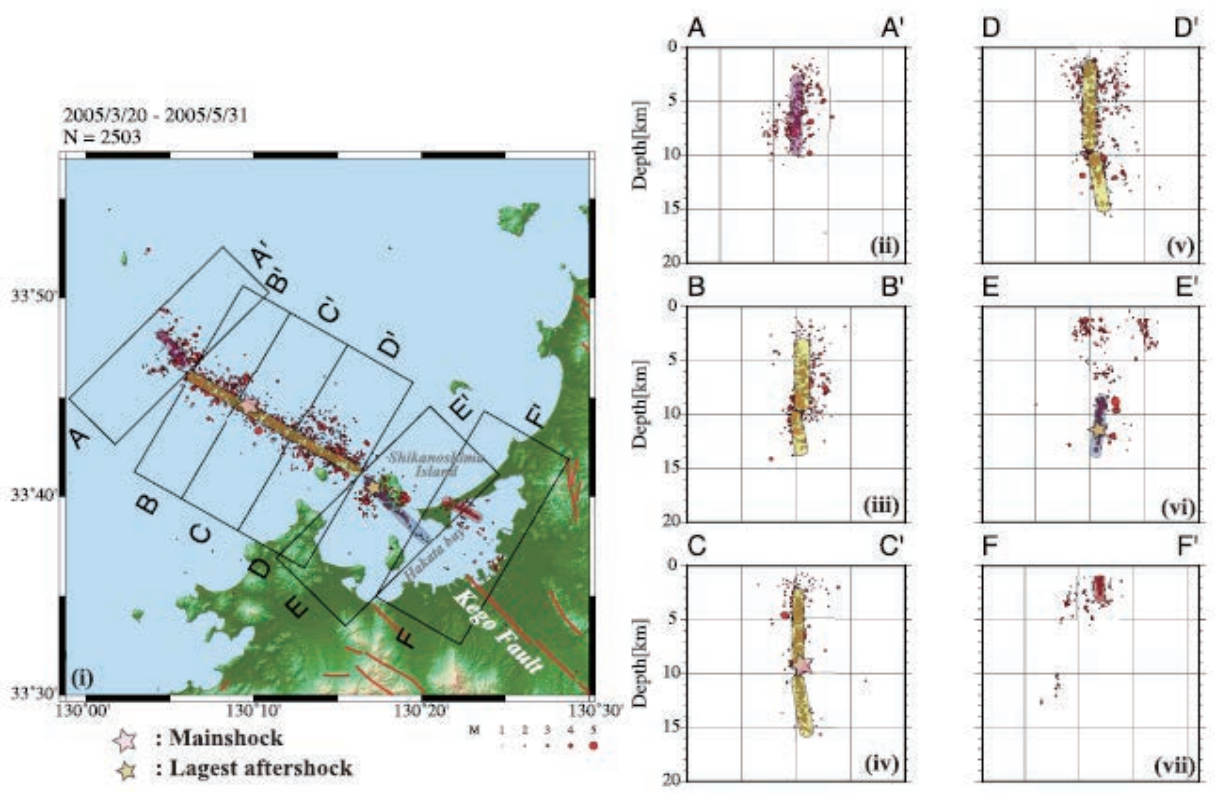


図 3　余震の鉛直断面図．左図中の矩形位置ごとの断面が右に示されている．☆は本震および最大余震位置．C-C'断面では本震震源より深い部分の余震の配列が浅部よりも傾斜している．(Uehira et al.(2006)[2] より)

主破壊をした断層面はモーメントテンソル解から求められている．Matsumoto et al.(2006)[5] は防災科学技術研究所による F-net データを用いてこれを求めた．彼らによると，本震のモーメントマグニチュードは 6.6，断層面は余震の配列と同様の走向を持つ．図からわかるように，本震の初動極性から得た発震機構解は断層面が余震の配列に対して反時計回りに斜交している．これは，本震の破壊開始直後の断層面と主破壊をした断層面が一致しないことを示している．Uehira et al.(2006)[3] は 10km より深い余震分布は初動極性によるメカニズムと調和的であることが示されている．これらから，地震波のエネルギーは主として 10km より浅い部分から輻射されたことが読み取れる．

この地震の断層モデルは地殻変動や強震動波形を用いることによって推定されている．国土地理院が全国に展開している GPS 連続観測網（GEONET）によると，GPS で観測された水平変位は福岡市志賀島で南南西へ約 20cm を記録したほか，福岡県，佐賀県，長崎県の広い範囲にわたって 1cm 以上の水平地殻変動を観測した．Nishimura et al.（2006）[6] は GEONET のデータや三角点復旧測量，人工衛星を用いた干渉 SAR 解析から本震の断層面を推定した．彼らは地震断層を半無限弾性体中の矩形断層として仮定し，非線形インバージョン法によって断層パラメータを推定した．彼らによると，この地震のモーメント解放量は 8.7 x 10^{18} Nm であり，走向 118 度，傾斜 79 度と求められた．得られた矩形断層を小断層に分割し，すべり量を推定した結果，最大すべり量は断層面中央，破壊開始点からやや南東部の一番浅い領域（深さ 2km 以浅）で発生し，その大きさは約 1.9m となった．一方，Asano and Iwata（2006）[7] は防災科学技術研究所による K-NET，KiK-net の観測点 16 点で収録された加速度記録を用いて，

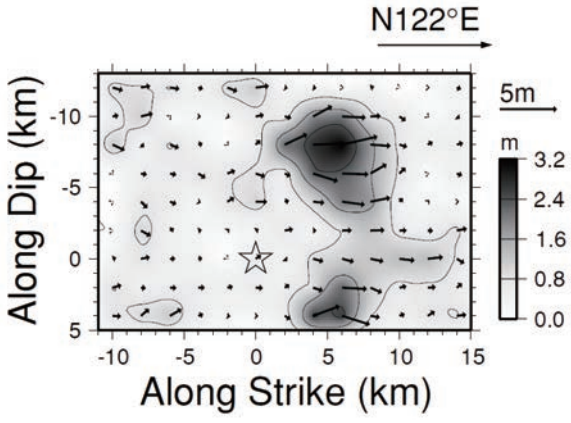


図 4　強震動波形インバージョンから得られた，時のすべり分布．色の濃い部分が大きなすべりを起こしている．（Asano and Iwata (2006)[7] より）

波形インバージョン解析を行うことで，断層モデルと破壊過程を求めた．彼らは走向122度，傾斜角87度の断層を仮定した．これによって得られた最終的なすべり量を図4に示す．地震モーメントは全体で1.15 x 10^{19} Nmであり，最大すべり量は約3mに及んだ．破壊は☆から始まり，約3.5秒後に南東へ約4km離れた場所で主破壊が起こった（図中の色の濃い部分）．つまり，初期破壊と主破壊を起こすアスペリティとの位置が離れている特徴を示す．特に，最も大きいすべりを起こしたものは断層浅部に位置する．これは地殻変動データから得られた傾向と同じであると同時に，余震分布からの考察とも整合している．さらに，断層上のすべりの大きな位置では余震活動があまり活発でないように見える．浅いアスペリティは玄界島のほぼ直下に位置している．このアスペリティから輻射された強い地震波が玄界島に大きな被害を与えたと考えられる．彼らは同時に最大余震についてもインバージョン解析を行った．その結果，最大余震は地震モーメントが2.31 x 10^{17} Nm，最大すべり量が約0.6mであったことを明らかにした．

本震発生後，この地域では顕著な余効変動が見られた．Nakao et al.（2006）[8]は鹿児島大学，北海道大学，九州大学で合同GPS観測を行った．彼らは地震発生直後からGPS観測点を設置し，顕著な余効変動を検出した．GEONET観測点と臨時点を合わせて解析した結果，地震時の断層形状を仮定した場合，断層上部約3km，すべり量が9.3cmとするモデルが最も観測データを説明することができた．これらは，地震発生後に断層すべりが浅部で発生したことを示唆している．

4．地殻構造

先に述べたように，地震発生後に大学合同緊急余震観測網が設置された．これらで得られたデータを基に，この地域の地殻構造に関する研究が進められている．Hori et al.（2006）[9]は陸上臨時地震観測網，九州大学，防災科学技術研究所のHi-net，気象庁の地震観測網，海底地震観測点のデータを用いて，詳細な速度構造を決定した．彼らはZang and Thurber（2003）[10]によるDouble Difference Tomgraphy法を用いることで，余震発生領域の速度を決定した．用いたのは2005年3月20日から5月13日までに発生した地震のP波およびS波到達時刻で，地震数は953個であった．75地震観測点の走時データを基に，余震発生領域では水平方向5km間隔，深さ2.5，5，7.5，10，12.5，15，17.5，20kmに配置されたグリッド点上の速度を推定した．彼らの得たP波速度揺らぎを図5に示す．この図は地震断層面に沿う走向でみた鉛直断面図である．右側が南東側に位置する．この図から見て取れる特徴として，一部を除いて表層付近には顕著な低速度域が広がっている．Nakao et al.（2006）[8]による余効変動発生域は断層面の深さ3km以浅であると求まっている．このことと比較すると，速度の遅い部分が余効変動域に対応していることを示している．つまり，低速度域は強度が低く，地震発生後にも時間をかけてすべりを起こした可能性が考えられる．この低速度域はY=10kmの部分だけ途切れて，高速度域になっている．この図にはAsano and Iwata（2006）[7]による地震時すべりの大きな領域も合わせてプロットされているが，この浅部の高速度領域は先に述べた，浅部のアスペリティに対応していることがわかる．同様に，すべりの大きな領域はおおむね高速度域に対応している．この特徴は他の内陸地震でも示されているものと同様である．一方，余震活動は低速度域にはあまり発生しておらず，中―高速度領域で活発であることがわかる．地震波速度構造は断層面上のすべり不均質や余震活動等と関連を示しているが，本震地震断層と，走向の変化した最大余震―警固断層の間は特に特徴的な速度変化は見られない．比較的中庸の速度を示している．一方，Matsumoto et al.（2007）[11]は地震計アレイ観測によって散乱体分布を求めて，2つの断層境界付近で強い散乱体が存在していることを明らかにした．これらの結果は，断層境界においては短波長の不均質強度が

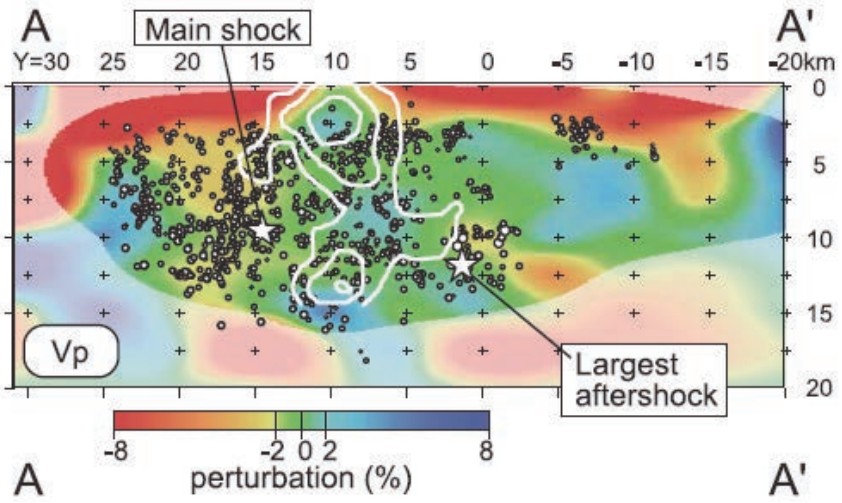


図5　P波速度偏差鉛直断面図．地震断層面に沿った面上のP波速度偏差を示している．☆は本震および最大余震の位置を示す．マスクのかかっていない部分がresolutionの高い領域．図中の白線はAsano and Iwata（2006）による，地震時すべりの大きい部分を示す．（Hori et al.,（2006）[9]より）

強いことを示しており，媒質が破砕されている可能性を示唆している．

５．警固断層付近の地震活動

警固断層は約9500年前以降に少なくとも2回活動があり，最新イベントは約 4300 年前以降であることがトレンチ調査などから示唆されている．このことから，警固断層の次の活動が迫っている可能性が考えられる．福岡県西方沖の地震の断層運動は警固断層との空間的位置関係から，警固断層の地震発生を促進する応力変化を及ぼしたと考えられる．さらには，1 ヵ月後に発生した最大余震は警固断層の延長上に位置し，走向も警固断層と同一である．これは，最大余震が警固断層の北西端で発生した可能性がある．これらのことは警固断層上での地震発生可能性を注意深く検討する必要があると同時に，この周辺の地震活動を監視することが重要である．福岡県西方沖の地震発生後，稠密な地震観測網が設置された結果，南東側に隣接する警固断層上で微小地震活動が検出された．図 6 にこれらの地震活動の震源分布を示す．この図からわかるように，警固断層周辺でそのマグニチュードは小さいものの，地震が発生している．頻度はあまり高くないが，注意すべきことはこれらの深さがすべて 10km 程度に集中していることである．図 7 には警固断層に沿った地震の時空間分布を示す．福岡県西方沖の地震発生前は検知能力が劣るため，厳密な比較はできないが，少なくとも M2 以上の地震は従来の観測網でも検知できたと考えられる．そのため，少なくとも規模の大きい地震については本震発生前にほとんど起こっていないと考えられる．警固断層周辺に発生した主な地震の発震機構解を図 8 に示す．これらのイベントがほぼ警固断層上で発生していると考えても矛盾のないメカニズム解が得られている．観測された地震活動は警固断層深部で微小破壊が発生しているとも解釈できる．この活動が次の警固断層地震につながるかどうかはまったく現在のところ不明

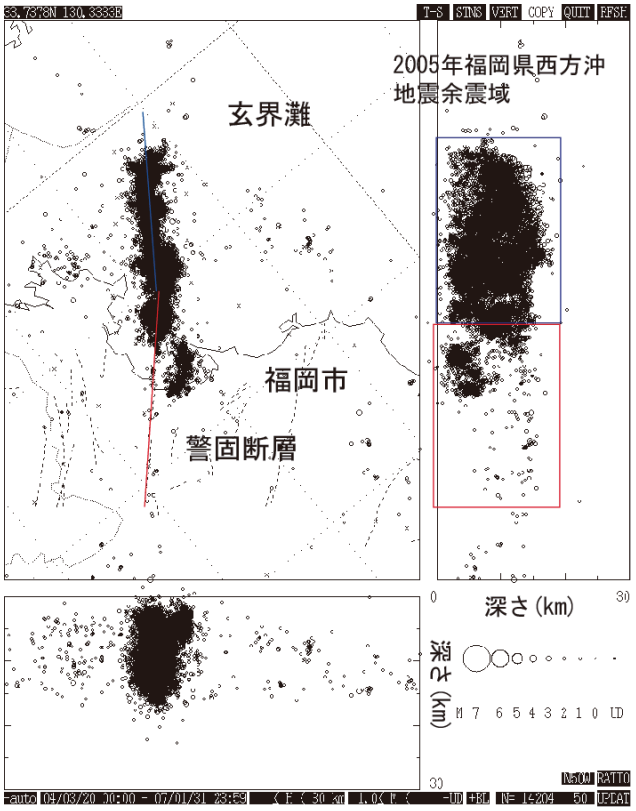


図 6　警固断層周辺の地震活動．2004 年 3 月 20 日～2007 年 1 月 31 日（M>1.0）

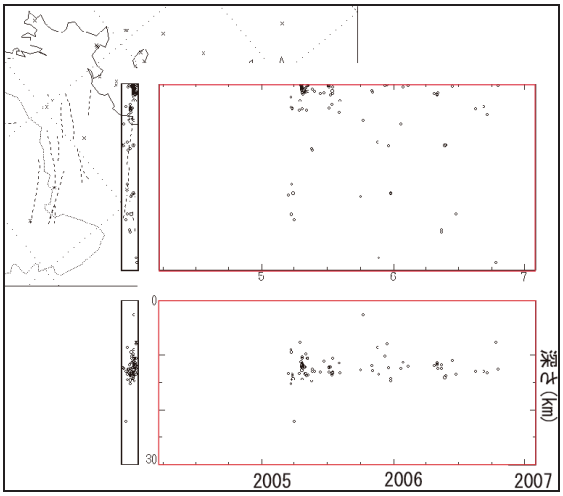


図 7　警固断層付近の地震活動時空間分布．福岡県西方沖の地震発生後から多く見られ，深さが 10km よりも深いところでほとんどの地震が発生している．

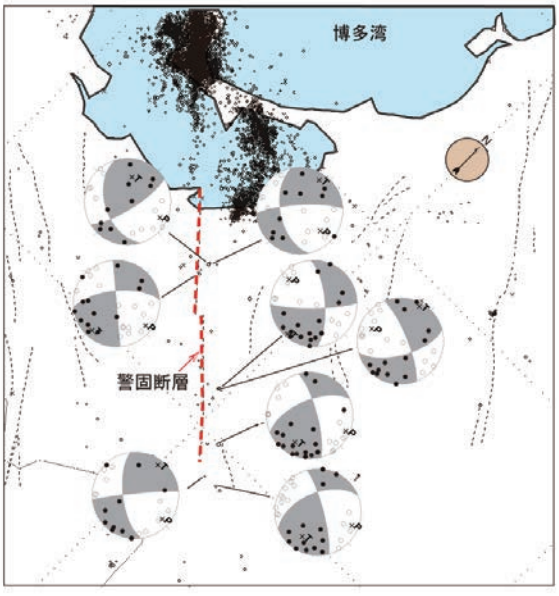


図 8　警固断層付近の主な地震の発震機構解（下半球投影）．

である．しかしながら，福岡県西方沖の地震断層でのすべりが媒質の不均質と関係が深いことから，警固断層周辺の構造を詳しく調べることで，将来のアスペリティや破壊開始点についての可能性を考えることができる．また，地震観測網の検知能力を上げて，微小地震の発生を検知し,活動様式を把握することがきわめて重要である．特に，警固断層は福岡市街地に位置するため，人口ノイズが大きく，地震観測や地殻変動観測が困難であることが多い．このため，ボアホール内での観測など，S/N 比向上のための配慮をした観測点の整備が急務であると考える．

６．おわりに

福岡県西方沖の地震発生後，地震や地殻変動観測が精力的に行われた結果，この地震の断層モデルやすべり特性，背景となる構造などが数キロ～10㎞程度の分解能で明らかになってきた．これによって断層運動と不均質構造との定性的な関連が見出されてきた．しかしながら，アスペリティの実態やどこが破壊開始点になりうるか？などについてはまだ明らかになっていない．さらには時間的推移についてはなおさら予測が難しい．これらの現状を改善するためには，精度の高い（良質の）観測データを取得し，観測事実を確実に蓄積することが極めて重要である．確かな観測事実を，理論的，実験的アプローチからモデル化されるシミュレーションに同化させ，モデルを高度化することが将来の予知への重要な足がかりであると考える．

参考文献

1）Shimizu, H., H. Takahashi, T. Okada, T. Kanazawa, Y. Iio, H. Miyamachi, T. Matsushima, M. Ichiyanagi, N. Uchida, T. Iwasaki, H. Katao, K. Goto, S. Matsumoto, N. Hirata, S. Nakao, K. Uehira, M. Shinohara, H. Yakiwara, N. Kame, T. Urabe, N. Matsuwo, T. Yamada, A. Watanabe, K. Nakahigashi, B. Enescu, K. Uchida, S. Hashimoto, S. Hirano, T. Yagi, Y. Kohno, T. Ueno, M. Saito, and M. Hori, 2006. Aftershock seismicity and fault structure of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake (M_{JMA}7.0) derived from urgent joint observations. *Earth Planets Space*, **58**, 1599–1604.

2）Uehira, K., T. Yamada, T. Shinohara, K. Nakahigashi, H. Miyamachi, Y.Iio, T. Okada, H. Takahashi, N. Matsuwo, K. Uchida, T. Kanazawa, and H .Shimizu, 2006. Precise aftershock distribution of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake (Mj=7.0) using a dense onshore and offshore seismic network. *Earth Planets Space*, **58**, 1605–1610.

3）Imanishi, K., Y. Kuwahara, and Y. Haryu, 2006. Off-fault aftershocks of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake: Reactivation of a structural boundary?. *Earth Planets Space*, **58**, 81-86.

4）気象庁，2007． 平成 19 年（2007 年）能登半島地震について．地震予知連絡会会報，78，346-370．

5）Matsumoto, T., Y. Ito, H. Matsubayashi, and S. Sekiguchi, 2006. Spatial distribution of F-net moment tensors of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake determined by the extended method of the NIED F-Net routine. *Earth Planets Space*, **58**, 63–67.

6）Nishimura, T., S. Fujiwara, M. Murakami, H. Suito, M. Tobita, and H. Yarai, 2006. Fault model of the 2005 Fukuoka-ken Seiho-oki earthquake estimated from coseismic deformation observed by GPS and InSAR. *Earth Planets Space*, **58**, 51–56.

7）Asano, K. and T. Iwata, 2006. Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake．*Earth Planets Space*, **58(1)**, 93–98.

8）Nakao, S., H. Takahashi, T. Matsushima, Y. Kohno, and M. Ichiyanagi, 2006. Postseismic deformation following the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake (M7.0) derived by GPS observation. *Earth Planets Space*, **58**, 1617–1620.

9）Hori, M., S. Matsumoto, K. Uehira, T. Okada, T. Yamada, Y. Iio, M. Shinohara, H. Miyamachi, H. Takahashi, K. Nakahigashi, A.Watanabe, T. Matsushima, N. Matsuwo, T. Kanazawa, and H. Shimizu, 2006. 3D seismic velocity structure in and around the focal area of the 2005 west Off Fukuoka prefecture earthquake by double-difference tomography. *Earth Planets Space*, **58**, 1621–1626.

10）Zhang, H. and C. Thurber, 2003. Double-Difference Tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1875–1889.

11）Matsumoto, S., A. Watanabe, T. Matsushima, H. Miyamachi, and S. Hirano, 2006. Imaging *S*-wave scatterer distribution in southeast part of the focalarea of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake (M_{JMA}7.0) by dense seismic array. *Earth Planets Space*, **58**, 1627–1632.

９．宮城県沖の地震（2005 年 8 月 16 日，M7.2）

松澤 暢（東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター）

１．はじめに

宮城県沖では過去に 37 年の平均再来間隔で M7.5 程度の大地震が繰り返してきたことから，地震調査研究推進本部地震調査委員会では 2000 年 11 月 27 日に「宮城県沖地震の長期評価」を発表した[1]．その 5 年後の 2005 年 8 月 16 日 11 時 46 分に M7.2 の地震が宮城県沖で発生し，これが想定されていた「宮城県沖地震」であったかどうかが議論となった．結論として，1978 年の宮城県沖地震を生じたアスペリティのうち一部が破壊したということが明らかになり，近い将来に 2005 年と同程度以上の地震が生じる可能性が高いことがわかってきた．ここでは，この地震について明らかになったことについて報告する．

２．地震の概要

この地震により，お盆休み明けの U ターンラッシュを迎えていた新幹線が半日停止し，仙台市内の公共施設ではつり天井の化粧パネルが落下するなどの建造物の被害が生じ，また多数の負傷者が出た．図 1 に気象庁一元化震源データによる本震発生後 1 ヶ月間の余震分布を示す．

上記の長期評価が発表されたことを受けて，2002 年度から 3 ヶ年計画で「宮城県沖地震に関するパイロット的な重点的調査観測」が，また 2005 年度から 5 ヶ年計画で「宮城県沖地震における重点的調査観測」が実施されていたことによって，2005 年の本震発生の前から臨時海底地震観測網が整備されており，本震や余震の震源分布を高精度で推定することができた．このような海底地震観測データも加えて，Hino et al.（2006）[2] によって再決定された本震と余震の震源分布を図 2 に示す．

気象庁一元化震源では，本震は余震域の縁に位置していたが，再決定の結果，本震は約 10km 西側に移動して余震域の中に入っていたことがわかる．このようにして再決定された震源分布と地震時すべり量分布，および地下構造との関係を示したのが図 3 である．

図 3 の震央分布を見ると，余震はいくつかのクラスタに分かれて分布しており，とくに本震の震央が含まれる西北西-東南東方向に線状に並ぶクラスタとそれに直交して北北東－南南西方向に並ぶクラスタから構成される L 字型の分布が顕著である．Yaginuma et al.（2006）[3] によるすべり量分布と比較すると，この L 字型の分布の内部で本震時に大きなすべりが生じていたことがわかる．また，断面図からわかるように，余震は陸側に傾き下がる面状に分布しており，この面の走向と傾斜は 197° と 24° であり，F-net によるメカニズム解（197°，22°）とよく一致している．一方，北北東-南南西方向に並ぶクラスタは，すべり量分布の東縁にほぼ一致しており，断面を見ると厚みを持った分布をしており，またメカニズム解も低角逆断層ではない地震が多く含まれている．

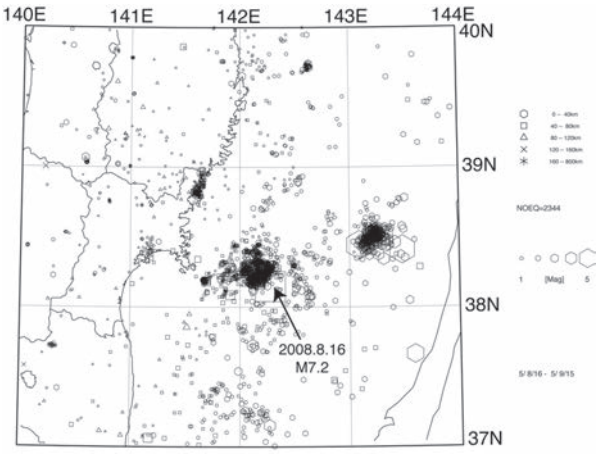


図 1　気象庁一元化震源データによる 2005 年 8 月 16 日に発生した宮城県沖の地震（M7.2）の本震と 1 ヶ月間の余震分布．

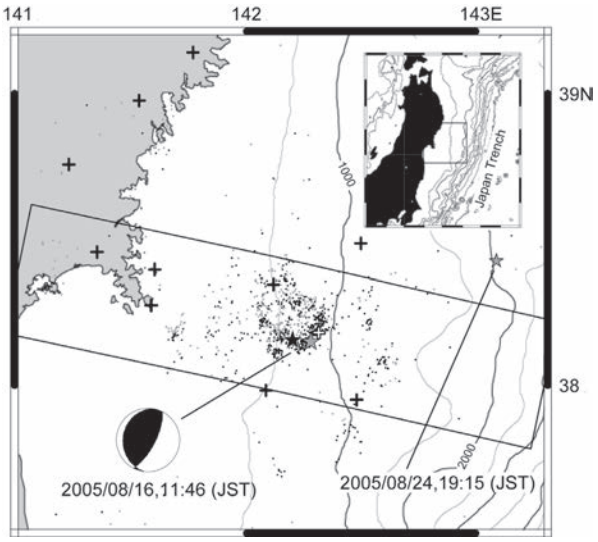


図 2　Hino et al.（2006）[2] による，2005 年宮城県沖の地震の本震と余震（8 月 24 日 19 時 15 分まで）の分布の気象庁一元化震源（灰色）と海底地震観測に基づく再決定震源（黒色）との比較．本震のメカニズム解は F-net による．十字印は震源決定に用いた観測点の位置を示す．

３．震源域周辺の地震波速度構造

図 3(b) に示したように，震源分布の鉛直断面図に Ito et al.（2005）[4] が人工地震探査によって求めたプレー

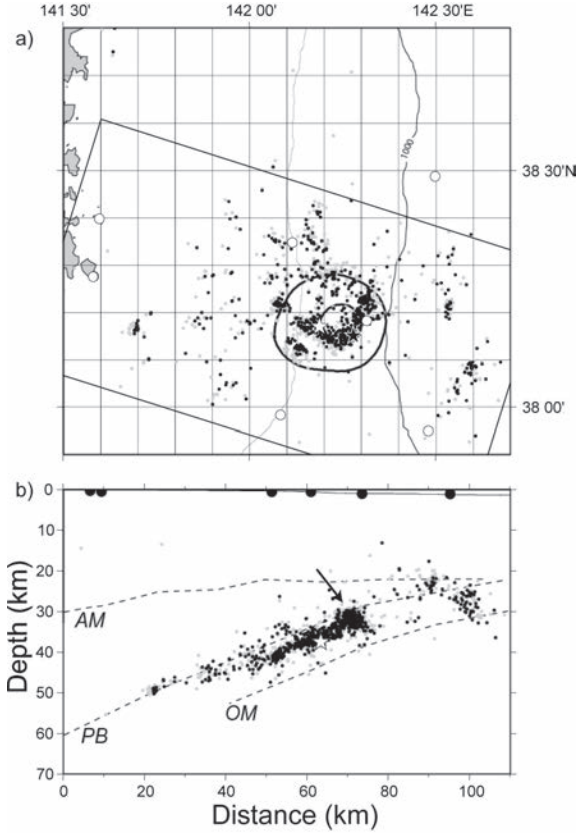


図 3　Hino et al.（2006）[2] が海底地震観測によって再決定した本震・余震分布（黒点）.（a）震央分布．黒星印は気象庁一元化震源カタログによる本震の震源，白星印は再決定された震源を示す．白丸は観測点の位置，太線は Yaginuma et al.（2006）[3] による本震の滑り量分布（0.3 m 間隔）を示す．（b）図(a) の矩形内の地震の震源分布の鉛直断面図.破線は人工地震探査に基づき Ito et al.（2005）[4] によって推定された主要な構造境界であり，AM，PB，OM はそれぞれ島弧地殻のモホ面，プレート境界，海洋性地殻のモホ面を表す．

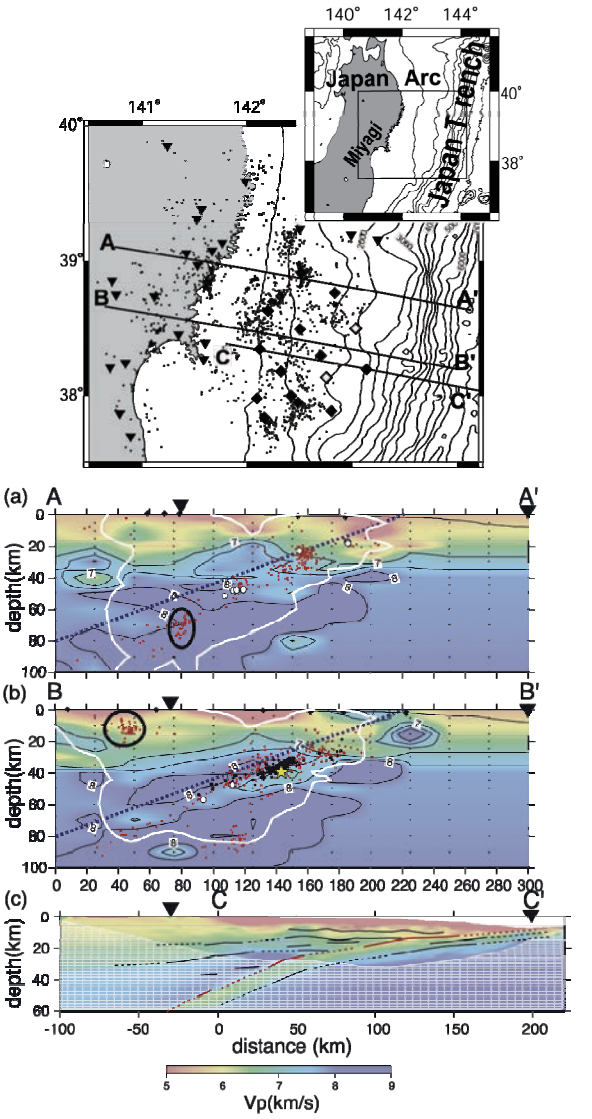


図 4　Yamamoto et al.（2006）[5] による宮城県沖の P 波速度構造．（a）上図の A-A’ の測線での速度構造.赤点は再決定された 2002 年 6 月から 2004 年 4 月までの地震を示す．（b）上図の B-B’ の測線での速度構造．2005 年の地震の本震と余震を黄色星と黒点で表す．（c）上図の C-C’ 測線における Ito et al.（2005）[4] による人工地震探査の結果．

ト境界の位置を重ねてみると，プレート境界と余震分布がよく一致していることがわかる．厳密には余震分布のほうが僅かに深く決定されているようにも見えるが，震源と構造の両方の誤差を考えると，有意な差とはいえないと考えられる．

余震域とすべり分布と構造とを比較すると，主破壊域の東縁とプレート境界の折れ曲がり点がほぼ一致していることがわかる．Ito et al.（2005）[4] も，プレート境界面の屈曲と 1978 年宮城県沖地震の東縁に対応関係があると考察しており，1978 年の地震も 2005 年の地震も，東側への破壊がプレート境界の屈曲によって阻害された可能性がある．

図 4 は，Yamamoto et al.（2006）[5] による 3 次元 P 波速度構造と余震分布の比較である．図 4(b) に見られるように，沈み込む海洋性地殻と考えられる低速度域の上縁に沿って本震と余震が分布しており，今回の地震がプレート境界で生じたことを明瞭に示している．

図 4 の点線で示したプレート境界直上の速度構造を示したのが図 5 である．1978 年や 2005 年の地震の震源域の直上ではマントルウェッジは高速度になっているが，それよりも北側では相対的に低速度となっていることがわかる．このような不均質性が生じる原因としては，マントルウェッジの蛇紋岩化が場所によって異なっている

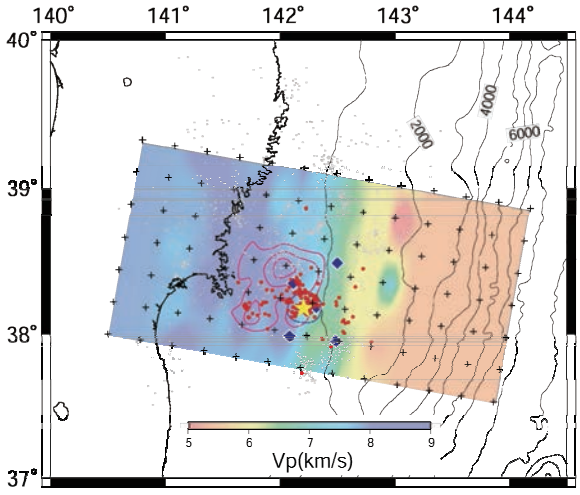


図５ Yamamoto et al.（2006）[5] によるプレート境界直上の P 波速度構造．図 4 の点線に沿った構造を示す．赤コンターは Yamanaka and Kikuchi (2004)[6] による 1978 年宮城県沖地震のすべり量分布，青コンターは Okada et al.（2005）[7] による 2005 年宮城県沖地震のすべり量分布を示す．黄色星と赤点は 2005 年宮城県沖地震の本震と余震を表す．

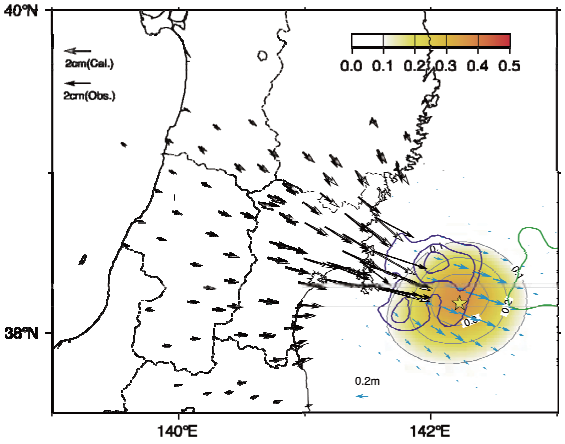


図６ GPS 観測データから Miura et al.（2006）[8] によって推定された 2005 年 M7.2 の地震の地震時滑り量分布．黒，白抜き，青色のベクトルはそれぞれ観測変位，計算変位，上盤側のすべり量を表す．黄色星印は 2005 年の地震の震央を示す．紫色と緑色のコンターは，Yamanaka and Kikuchi (2004)[6] による 1978 年（M7.4）と 1981 年（M7.0）の宮城県沖の地震のすべり量分布を表す．

可能性が考えられ，それによってプレート境界の摩擦特性が規定されているのかもしれない．

４．GPS 観測による地震時滑りと余効滑りの分布

Miura et al.（2006）[8] は，国土地理院の GEONET と東北大学の GPS 観測網のデータを用いて地震時すべり量分布を求めた．その結果を図 6 に示す．海域で発生した M7 程度以下の地震の場合，GPS 観測データですべり量分布を推定するとどうしても広がりが大きく推定されがちである．そのことを考慮して，この図を見ると，震源近傍がすべり量分布の中心となっており，1978 年の地震の震源域のうちの南東の一部分だけを破壊したことが明瞭となっている．推定された地震モーメントは 6.5x10^{19}Nm（Mw7.1）となった．

この地震の後の余効滑りを GPS データから推定した結果が図 7 である．この地震の直後では，余効滑りは本震の震源域の南西を中心としていた（図 7(a)）が，2005 年 12 月 2 日の最大余震（M6.6）の後，震源域の北東が余効滑りの中心となったようである（図 7(b)）．これらの余効滑りの積算地震モーメントは最大余震の前が 3.7x10^{19}Nm（Mw7.0），後が 3.2x10^{19}Nm（Mw6.9）であり，総計 6.9x10^{19}Nm（Mw7.2）となり，本震とほぼ同程度の地震モーメントが放出されたことになる．なお，図 7(b) で岩手県沿岸付近の紫色の領域は，この時期にここでバックスリップが増加した，つまりプレート間の固着が強まったことを示している．

５．2005 年の地震と 1978 年および 1930 年代の地震との関係

Okada et al.（2005）[7] は，1978 年と 2005 年の宮城県沖地震の余震の震源分布を DD 法を用いて相対的に精度良く再決定を行った．その結果を図 8 に示す．2005 年の余震分布は 1978 年の余震分布の一部と重なっており，2005 年の地震が 1978 年の地震の震源域の一部を破壊したことを示唆している．図 8 の赤コンターは Yamanaka and Kikuchi（2004）[6] による 1978 年の地震のすべり量分布，黄色の矩形は Seno et al.（1980）[9] による 1978 年の地震の 3 セグメントモデルを，また青コンターは Yaginuma et al.（2006）[3] による 2005 年の地震のすべり量分布を示している．

これらの結果を見ると，1978 年の地震は，3 つのアスペリティの複合破壊によって生じており，そのうちの震源（破壊開始点）近傍のアスペリティが単独で破壊したのが 2005 年の地震であったと考えられる．一方，Wu et al.（2008）[10] は，1978 年と 2005 年地震のすべり量分布を求め，1978 年の地震の 3 つのアスペリティのうち，南側の２つのアスペリティを壊したのが 2005 年の地震であったと解釈している．図 8 を見ても，2005 年の余震分布は 1978 年の地震の 3 つのアスペリティのうちの南西のアスペリティ近傍にまで達しており，この付近まで破壊が進展していた可能性を完全には否定できない．

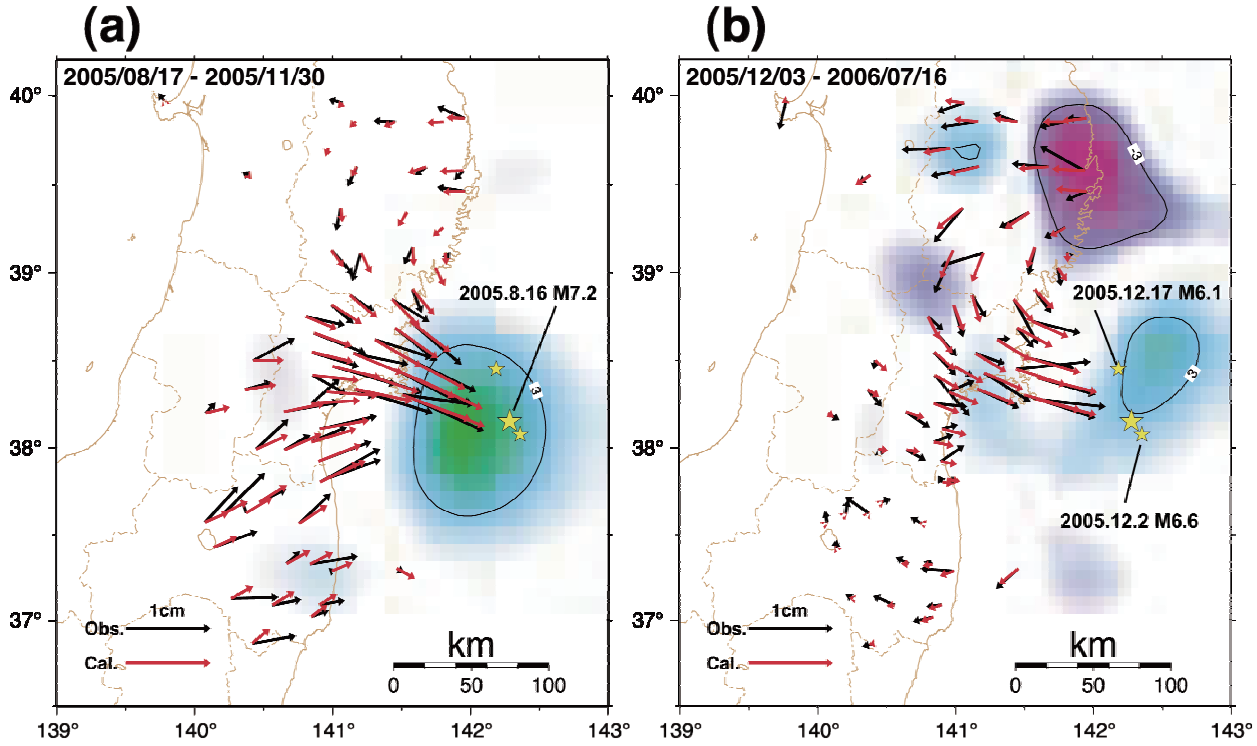


図 7　GPS 観測データから推定された余効滑り（Miura et al.（2006）[8] に加筆）．黒と赤のベクトルは，それぞれの観測点での変位量の観測値と計算値を表す．(a) 最大余震（2005 年 12 月 2 日 M6.6）の前まで．(b) 最大余震の発生後．

地震調査研究推進本部地震調査委員会による評価 [1] によれば，1978 年の一つ前の宮城県沖地震は，1936 年の M7.4 の地震となっている．しかし，Kanamori et al.（2006）[11] が古地震記録を比較したところ，1936 年の地震と 2005 年の地震は規模も深さも同程度であることが明らかになった．また，河野・他（2007）[12] は，1930 年代の宮城県沖の地震の震度分布を丹念に調べ，新聞記事による被害状況から推定された 1936 年の地震の震度分布と 2005 年の地震の震度分布がよく一致していることを示した．

1936 年の震源（破壊開始点）が，1978 年や 2005 年の震源ときわめて近いことと上記の研究結果は，1936 年の地震が 2005 年の地震と同様に 1978 年の地震の破壊開始点付近のアスペリティのみを破壊した Mw7.2 程度の地震であったことを示している．

Umino et al.（2006）[13] は，1930 年代の大地震がプレート境界で発生していると仮定し，S-P 時間を用いて 1978 年および 1933 年（M7.1），1936 年（M7.4），1937 年（M7.1）の 1930 年代の 3 つの地震の本震と余震の震源再決定を行った．その結果を図 9 に示す．図 8 で 2005 年の地震の余震が 1978 年の地震の余震の一部となっているのと同様に，1930 年代の地震の余震は 1978 年の地震の余震の一部を占めていることがわかる．

以上のことから，1978 年の地震は少なくとも 3 個のア

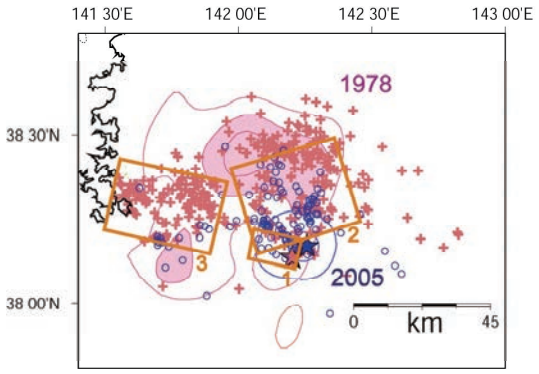


図 8　1978 年と 2005 年の宮城県沖地震の比較．赤十字印と青丸はそれぞれ Okada et al.（2005）[7] によって再決定された 1978 年と 2005 年の本震発生後 2 日間の余震分布を表す．橙色と青色の星印は，それぞれ 1978 年と 2005 年の本震の震源（破壊開始点）を示す．赤コンターは Yamanaka and Kikuchi（2004）[6] による 1978 年の地震のすべり量分布，橙色の矩形は Seno et al.（1980）[9] による 1978 年の地震の 3 セグメントモデルを表す．青コンターは Yaginuma et al.（2006）[3] による 2005 年の地震のすべり量分布を示す．

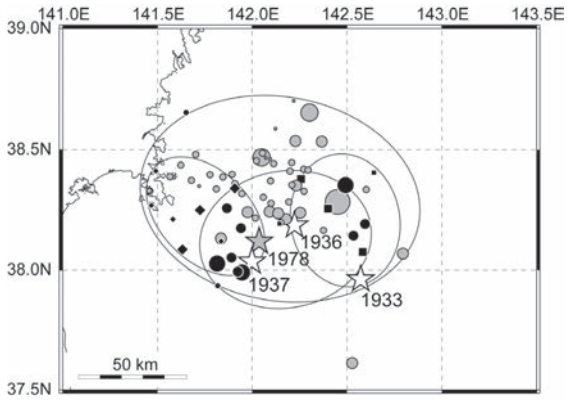


図9 Umino et al. (2006)[13] による宮城県沖のM7級の地震とその余震の震源再決定結果．黒四角，黒丸，黒菱形，灰色丸はそれぞれ1933年，1936年，1937年，1978年の地震の余震の震央を表す．

スペリティの複合破壊であり，1930年代はこれらが別々に破壊し，そのうちの1936年の地震の再来が2005年の地震であったと考えられる．1978年の主破壊域である，一番北側のアスペリティは，2008年時点ではまだ壊れ残っていると考えられるが，これが1933年の地震のアスペリティに相当しているかどうかはよくわからない．1933年の地震がこの1978年の地震の主アスペリティの破壊にしてはM7.1と小さすぎるため，1978年の主破壊域のアスペリティは1930年代には破壊せず，2000年代にも破壊せずに次のサイクルで1978年型の地震を発生させる可能性も否定できない．

ただし，いずれにしても，2005年の地震が発生したことにより，その周囲のアスペリティでの応力が増大したことは間違いなく，1978年の主破壊域のアスペリティが近い将来に破壊する可能性が高いと考えるべきであろう．その場合，2005年よりも大きな地震が陸に近い側で発生することになるため，2005年の地震で被害なかった場所でも宮城県沖地震への備えを怠るべきではない．

6．おわりに

2005年の宮城県沖地震の発生を契機として，1930年代の地震の理解が進み，それをもとにして1978年宮城県沖地震が複数のアスペリティの複合破壊の地震であったことが明らかになった．このことは，2000年当時に地震調査委員会で考えたよりも宮城県沖地震の発生過程は複雑であり，かつ地震の規模や再来間隔も揺らぎが大きくなる可能性を示している．しかし，これは決して地震の長期予測の不可能性を示しているのではないことに注意が必要である．現時点において地震の長期予測が困難なのは，宮城県沖のアスペリティの全体像と破壊履歴が完全には把握できていないことに起因している．将来的に宮城県沖の複数のイベントの詳細と，アスペリティの分布と破壊履歴が明らかになれば，現時点よりも，高信頼度の長期予測が実現できるはずである．

参考文献

1）地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000．宮城県沖地震の長期評価．http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00nov4/miyagi.htm.

2）Hino, R., Y. Yamamoto, A. Kuwano, M. Nishino, T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, K. Mochizuki, M. Shinohara, K. Minatao, G. Aoki, N. Okawara, M. Tanaka, M. Abe, E. Araki, S. Kodaira, G. Fujie, and Y. Kaneda, 2006. Hypocenter distribution of the main- and aftershocks of the 2005 Off Miyagi Prefecture earthquake located by ocean bottom seismographic data. *Earth Planets Space,* **58**, 1543-1548.

3）Yaginuma, T., T. Okada, Y. Yagi, T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa, 2006. Coseismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms. *Earth Planets Space,* **58**, 1549-1554.

4）Ito A., G. Fujie, S. Miura, S. Kodaira, R. Hino, and Y. Kaneda, 2005. Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan trench subduction zone. *Geophys. Res. Lett.,* **32**, doi:10.1029/2004GL022307.

5）Yamamoto Y., R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto, and G. Aoki, 2006. Three-dimensional seismic velocity structure aound the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.,* **33**, L10308, doi:10.1029/2005GL025619.

6）Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *J. Geophys. Res.,* **109**, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.

7）Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita, and A. Hasegawa, 2005. The 2005 M7.2 Miyagi-Oki earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake. *Geophys. Res. Lett.,* **32**, doi:10.1029/2005GL024613.

8）Miura, S., T. Iinuma, S. Yui, N. Uchida, T Sato, K. Tachibana, and A. Hasegawa, 2006. Co- and post-seismic slip associated with the 205 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data. *Earth Planets Space,* **58**, 1567-1572.

9）Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo, and T. Eguchi, 1980. Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, earthquake of June 12, 1978. *Phys. Earth Planet. Inter.,* **23**, 39-61.

10）Wu, C, K. Koketsu, and H. Miyake, 2008. Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes. *J. Geophys. Res.,* **113**, B08316, doi:10.1029/2007JB005189.

11）Kanamori, H., M. Miyazawa, and J. Mori, 2006. Investigation of the earthquake sequence off Miyagi prefecture with historical seismograms. *Earth Planets Space,* **58**, 1533-1541.

12）河野俊夫・海野徳仁・長谷川昭，2007．1930 年代に発生した M7 クラスの宮城県沖の地震の震度分布について．地震 2，59，339−353．

13）Umino, N., T. Kono, T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, N. Uchida, A. Hasegawa, Y. Tamura, and G. Aoki, 2006. Revisiting the three M~7 Miyagi-oki earthquakes in the 1930s: possible seismogenic slip on asperities that were re-ruptured during the 1978 M=7.4 Miyagi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **58**, 1587-1592.

１０．平成 19 年(2007 年)能登半島地震(2007 年 3 月 25 日，M6.9)

佐藤　比呂志（東京大学地震研究所地震予知研究推進センター）

１．はじめに

2007 年 3 月 25 日午前 9 時 41 分頃，能登半島北西沖を震源とするマグニチュード6.9の地震が発生した(図1)．能登半島北西部の輪島市・七尾市・穴水町で震度 6 強を観測したほか，北陸地方を中心に震度5強を観測した[1]．この地震にともなって珠洲市で 22cm の津波が観測された．この地震による被害は，七尾市･輪島市を中心として死者 1 名，重軽傷者 356 名，全壊 684 棟，半壊 1733 棟に及んだ[2]．

２．震源域の地質

能登半島は日本海形成期以降の沈降運動を免れた地域で，2007年能登半島地震の震源域となった奥能登半島西部には，ジュラ紀の花崗岩類と第三系下部が分布し[3]，重力異常からも富山湾や金沢沖に比べ構造的な高まりを構成している[4]．

分布する第三系は陸域では日本海形成時のリフトを充填した河川性ー浅海性の堆積岩と陸上に噴出した溶岩を主とする[5]．リフト期の断層系は東北東-西南西方向の正断層と南北方向の正断層から構成されていたと推定され，現在の能登半島の地形や地質構造を規制している（図2，[6) 7)]）．15-13.5Maになると正断層運動は終了し，陸域では上部中新統下部の浅海性の堆積層が

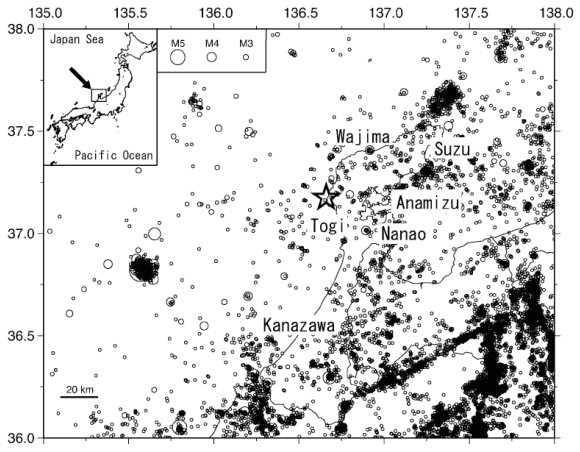


図１　気象庁データによる能登半島周辺の地震活動（酒井ほか(2007)[15)]）．☆は本震の震央．

下位の諸層を不整合で覆って分布する．海域においては，中新世末の短縮変形が認められ，構造差をもってこれらを覆う鮮新統以降の諸層は，NE-SW方向の逆断層・褶曲，ほぼ南北方向の逆断層による変形を被っている．これらの短縮変形は鮮新世後期から継続していると考えられている[8) 9) 10) 11)]．震源域周辺の陸域には活断層の分布は知られておらず，震源海域でENE-WNW

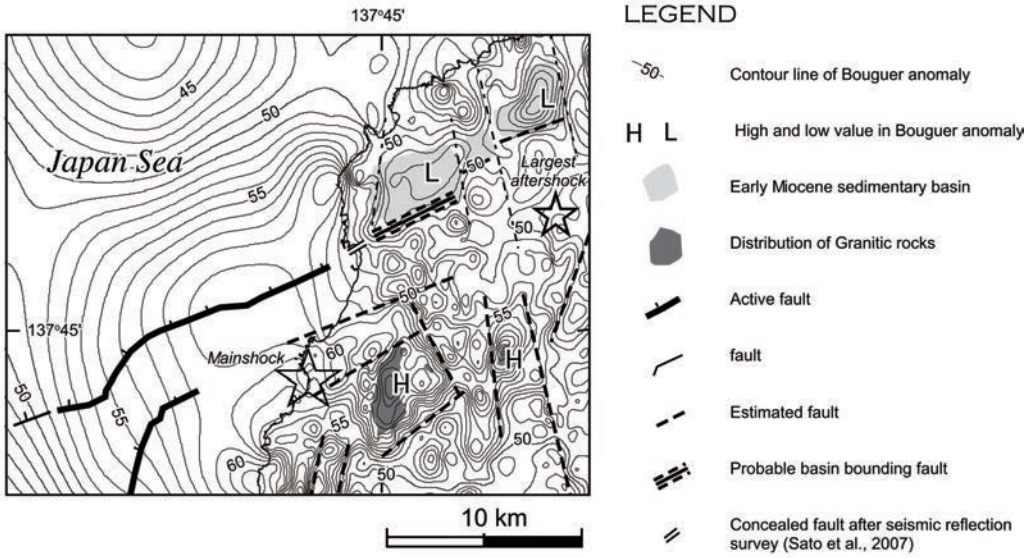


図２　能登半島の北西部の地殻構造図(佐藤ほか(2007)[6)])．ブーゲ異常図は Honda et al.（2008）[4)]による．仮定密度は 2.67kg/m3.海底活断層のトレースは井上ほか(2007)[9)]，花崗岩の分布は富岡・佐藤(2007)[7)]による．大きい星印は本震の震央.小さい星印は最大余震の震央.

方向の海底活断層が報告されていた[8)9)]．

3．地震活動

能登半島周辺では発生する有感地震数は少ないものの，今回の地震を含め1700年以降，マグニチュード6を越える被害地震が6回発生している[12)13)]．

2007年能登半島地震の震源域は，富来沖の微少地震活動が高い領域の東方に位置し，微少地震活動が低い領域であった．現在の広域応力場は，発震機構解からは最大主圧力軸がWNW-ESE方向が卓越している[14)]．

表1　モーメントテンソル解のパラメーター

	断層面解1			断層面解2		
	走向	傾斜	すべり角	走向	傾斜	すべり角
気象庁[1)]	53	50	140	171	60	48
防災科技[16)]	58	66	132	173	48	34

単位: 度

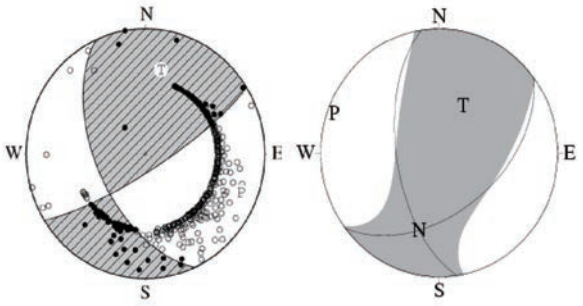


図3 能登半島地震のP波初動解(左)とモーメントテンソル解(右) (気象庁(2007)[1)]).

4．地震のメカニズム

能登半島地震の本震の発震機構解は，P 波初動解やモーメントテンソル解によって，WNW-ESE 方向に主圧力軸をもち右横ずれを伴う逆断層型であることが報告されている(図 3).P 波初動解とモーメントテンソル解はやや異なる．P 波初動解はより右横ずれ成分が卓越し，節面もやや高角となる．これに対し，モーメントテンソル解はより逆断層成分にとみ，節面の角度もより小さい．これらは，余震分布にも現れているように，破壊が高角度の断層の右横ずれ運動によって発生し,その後 60 度前後の南傾斜の断層面の活動につながったためと解釈されている[17)18)]．地震モーメントの値については，気象庁は 1.13 $\times 10^{19}$Nm(Mw6.7)[1)]，防災科学技術研究所は 1.36 $\times 10^{19}$Nm(Mw6.7)[16)]，USGS は 9.1$\times 10^{18}$Nm(Mw6.6)[19)]，ハーバード大学は 1.38$\times 10^{19}$Nm(Mw6.7)[20)]とほぼ類似した値となっている．

5．余震分布

臨時観測点は本震発生日の深夜から始まり，10 大学と防災科学技術研究所と産業総合研究所の 2 機関からなる 2007 年能登半島地震合同観測グループにより,89 観測点が設置され約 1 ヶ月間に渡って観測された[18)]．

海域については 5 月 6 日から，1 ヶ月間海底地震計による観測が実施された[21)]．震源域の北東部では図 4 の断面 4 から一様な南傾斜の余震配列が見られるようになる．この南傾斜のよく集中した余震分布はほぼ一様な傾斜で，断面 12 まで連続する．断面 13 から東では，南傾斜の傾向は示すもの集中が悪くなり拡散している．西端の断面 *5*から *9*では面状の配列は示さない．音波探査によって明らかになっている海底活断層のトレース[9)]と比較すると，海底活断層は推定断層面のほぼ浅部延長に位置している[22) 18) 17) 21)]．

余震活動は当初長さ 20km 程度の広がりを有していたが，1 ヶ月後は東北東-西南西方向に 35km 程度まで拡大した[14)]．

6．地殻変動

ALOS 衛星に搭載された PALSAR を用いて干渉画像が作成され詳細な地殻変動が明らかになった(図 5)．この地震が ALOS による地殻変動解析の最初の例となった[23)24)]．

InSAR 解析から求められた断層面内の均質すべりを仮定したパラメーターを表 2 に示した．2m 程度の滑り量が推定されている．一方，図 6 には表 2 の断層モデルを用いて断層面の領域を拡大して求めた断層面内のすべり分布を示した．断層面での滑りの大きな領域は，本震震源の直上に位置し，断層浅部での断層面西部での変位量は 1.27m となる．Fukushima et al.(2008)[24)] は GEONET による GPS の地殻変動データを用いて走向 N57° E,傾斜 48° S の断層面で滑り分布を求めている．

2007 年能登半島地震に伴って，顕著な海岸隆起が生じた．国土地理院が実施した水準測量によって輪島市門前地区から羽咋郡志賀町にかけて，地震前後で最大約 41cm の上下変動（隆起）を計測した[26)]．Awata et al.（2008）[26)]は，潮間帯周辺の生物マーカーを用いて，能登半島北西海岸の地殻変動を計測した．震央近傍の剣地付近で 46cm 程度の隆起が観測されている．断層とほぼ直交する方向に投影した隆起量は，非対称な形状を示し南傾斜の断層面の逆断層運動と調和的な地殻変動パターンを示している(図 7)．Hiramatsu et al.（2008）[27)]は生物マーカ

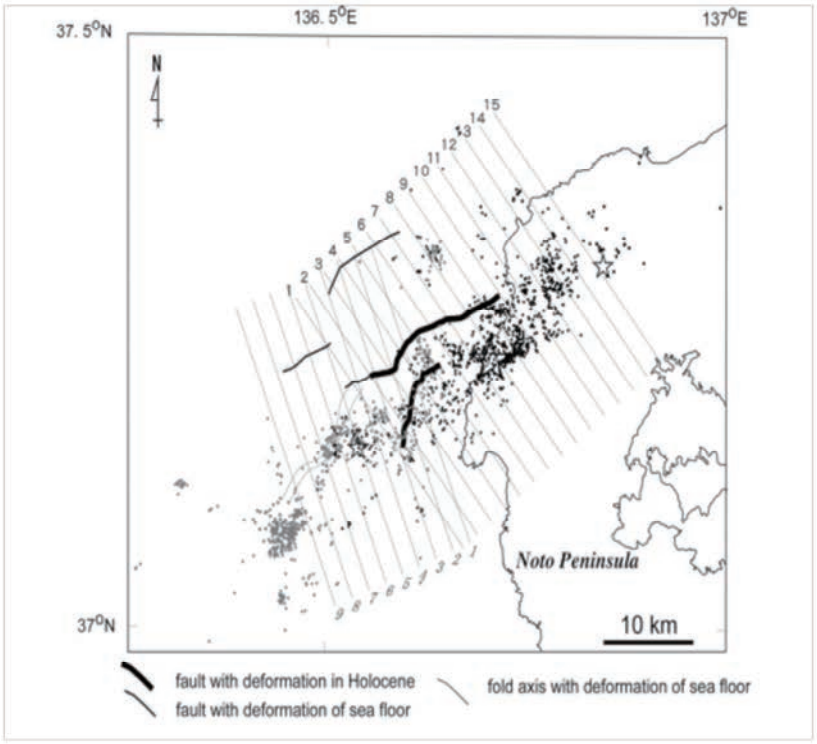
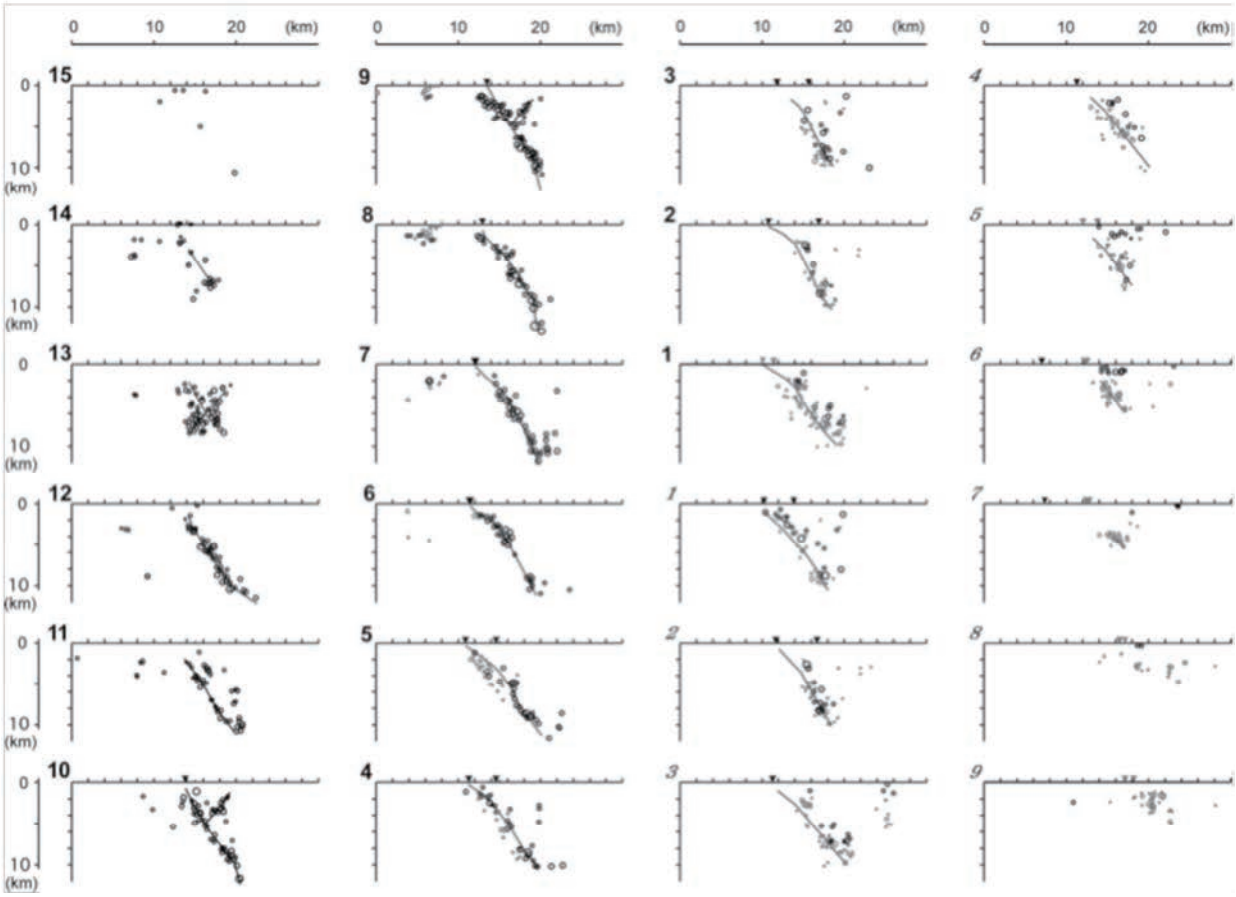


図 4　2007 年能登半島地震の余震分布と海底活断層(佐藤ほか(2007)[25]). 黒丸: 陸上の観測点によって求められた震源(Sakai et al.(2008)[17]). 灰色の丸:海底地震計によって求められた震源(Yamada et al.(2008)[21]). 海底活断層は井上ほか(2007)[9]による. 断面の番号は平面図の番号と同様. 大きい星印は本震, 小さい星印は最大余震の震央.



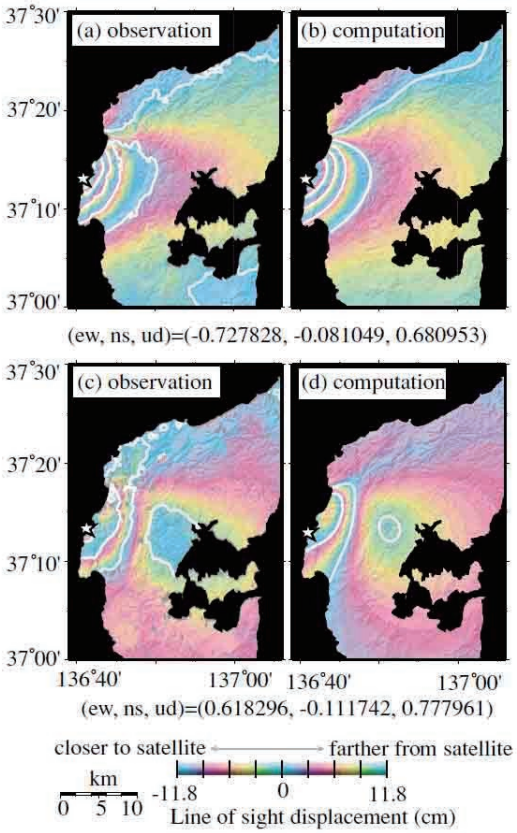


図5 合成開口レーダー解析によって得られた地殻変動(Ozawa et al. (2008) [23])．等高線の間隔は0.1m．(a)2007年2月23日と同年4月1日に観測した合成開口レーダーデータの干渉解析結果．衛星「だいち」に近づく方向をマイナスとして表現．(b)図6のモデルによる計算結果．(c) 2006年12月12日と2007年5月10日に観測した合成開口レーダーデータの干渉解析結果．(d)図6のモデルによる計算結果．

表2　InSAR解析による断層モデルのパラメーター．(Ozawa et al. (2008) [23])

緯度・経度*	37.15° N；136.59° E
深さ(km)*	11 km
走向	55°
傾斜角	63°
レイク	150°
幅	11 km
長さ	22 km

*緯度・経度・深さは矩形断層面の左下の値

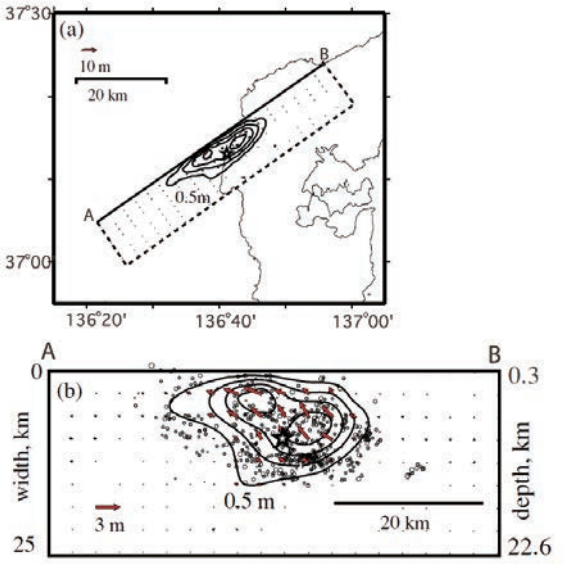


図6　断層面と面上でのすべり量分布(Ozawa et al. (2008) [23])．(a)計算に使用した矩形断層モデルの平面投影．太い実線は断層の上端．(b)断層面上のすべり量と方向．黒丸は気象庁による震源分布．星印は本震の位置．

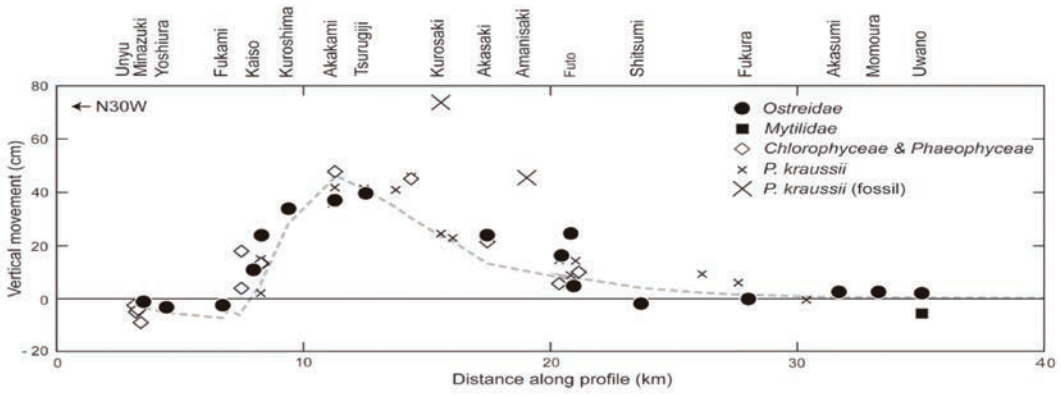


図7　能登半島北西岸で生物マーカーから計測された能登半島地震に伴う地殻変動(Awata et al.(2008)[26])．N30° W方向の断面に投影．異なる記号は計測に用いた生物種を示す．破線は推定した断層モデルによる計算値

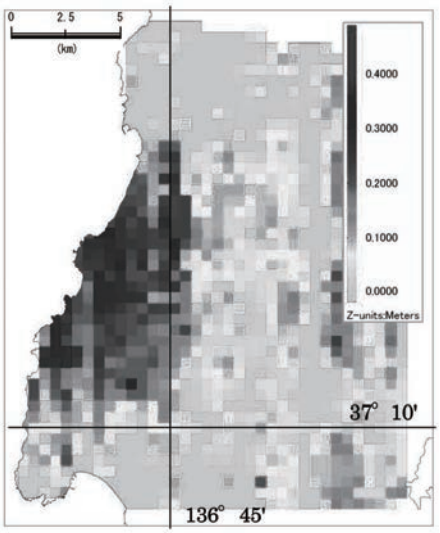


図 8　地震前後の航空レーザ計測結果の比較によって得られた垂直地殻変動(野原ほか(2007)[28])．500m メッシュでの内挿．

ーによる地殻変動と GPS データを組み合わせて断層モデルを求めた．

北陸電力(株)は地震前に収集していた GPS，レーザプロファイラー，海底音響測深について，地震後に再計測を行い，両者を比較することによって詳細な海陸にわたる地殻変動を明らかにした[28)29)]．レーザプロファイラーによる解析からは，志賀町関野鼻付近で最大 0.45m の隆起が観測されている（図 8）．得られた地殻変動の大局的なパターンは，InSAR 解析などによる地殻変動のパターンと整合的である．また，レーザプロファイラーによる DEM (Digital Elevation Model)を活用して，海岸段丘として残されている累積した地殻変動を記載した[30)]（図 9）．地震に伴って，能登半島の北西部の海岸で観測された垂直地殻変動のパターンは，中位段丘面の高度分布と類似したパターンを示している．今回観測された能登半島地震に伴う垂直地殻変動 0.45m が，累積して中位段丘面上の垂直高度変化を生み出したとすると，平均活動間隔は約 1500 年となる[30)]．また，海域での地震前後の音波探査の比較から求められた変動量と，完新世の基底部の累積変位から推定した断層の活動間隔は，1700 年（1300 年から 2000 年）となった[29)]．

余効変動としては，GPS アレイによる稠密観測によって，上下 2cm，右横ずれ 2cm の変動が断層近傍で観測されたが，20 日以内で収束した[31)]．

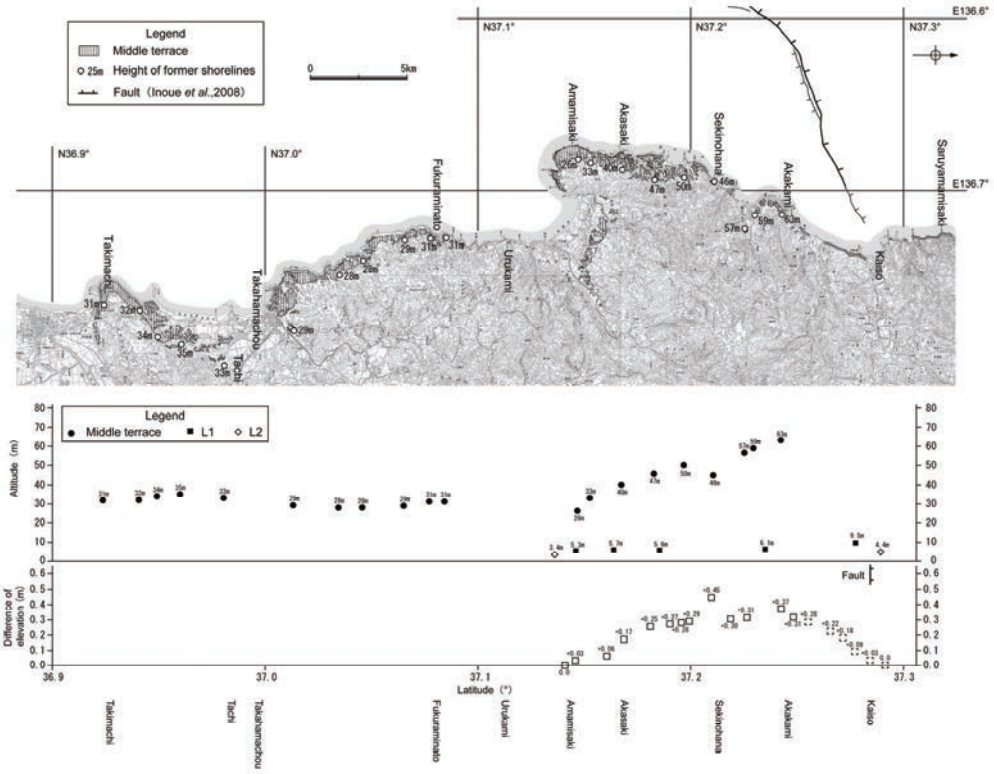


図 9　中位段丘面，完新世離水面 L1・L2 の高度分布(グラフ上段)と地震前後の航空レーザ計測から求めた能登半島地震に伴う垂直変動(浜田ほか(2007)[30)]．とくに中位段丘面高度と地震時の地殻変動は調和的なパターンを示す．

７．地震学的断層モデル

IRIS（Incorporated Research Institutions for Seismology)地震観測網の長周期デジタルデータを基に，遠地の地震波形解析によって，震源過程の解析が行われている．八木(2007)[32]によれば，走向47°，傾斜51°，すべり角115°，1.4×10^{19}Nm（Mw6.7)，破壊は深さ8kmから始まり北東方向かつ浅部に向かって約20km伝搬したとされる．破壊継続時間は10秒で，最大すべり量は1.6mと算定されている．同様に山中（2007）[33]によれば走向60°，傾斜角72°すべり角120°，破壊継続時間は10秒，断層面積は20×10km，最大すべり量は3m，地震モーメントは1.44×10^{19}Nm（Mw6.7)である．

近地強震波形を用いて詳細な破壊過程が推定されている．Horikawa(2008）[34]は70km以内のK-NETおよびKiK-netで観測された強震波形を用いて震源過程の解析を行った（図10)．本震発生後1時間以内の余震分布から断層の長さを22km，幅を20kmとし，走向58°，傾斜58°,すべり角は135として1km×1kmの領域でのすべり量と破壊開始時間を求めている．平均的なすべり量は0.77m，最大すべり量は2.7m，地震モーメントは1.1×10^{19}Nm（Mw6.6)である．大きなアスペリティは本震の浅部延長に位置し，陸域には深部で小規模なアスペリティが分布する．

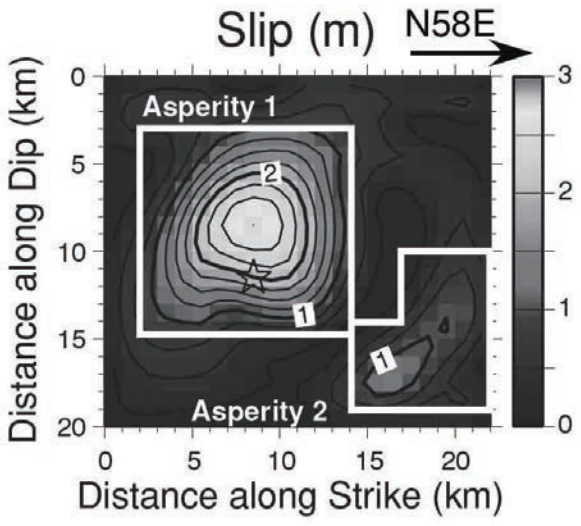


図10　近地強震波形から求めた断層面上のすべり量分布（Horikawa（2008)[34])．

８．津波

地震にともなって小規模な津波が発生し，珠洲市長橋で最大22cm，金沢で18cm，富山で6cmの津波が観測された[1]．

国土地理院による断層モデルにもとづいて数値計算が行われ，津波が観測された能登半島東岸と富山湾の検潮記録がほぼ説明できることが明らかにされている[35) 36]．

９．活断層

震源域の活断層については，片川ほか（2005）[7]・岡村（2007）[8]によって記載されていた．余震分布は，これらの活断層の分布と明瞭な対応を示している[21]．

井上ほか（2007）[9]は地震後に能登半島の北西沖で，ショートストリーマーとブーマーによる音波探査を行い，北陸電力によって取得されていた既存の音波探査の検討結果も含め，活断層の分布を明らかにした．

海上保安庁水路部による震源域海域のサイドスキャナによる調査が実施され，地形的な特徴から活断層を認識するとともに，活断層の隆起側において地震にともなった泥火山などが形成されていることが明らかになっている[37]．

池原ほか(2007）[38]は能登半島西方沖でピストンコアを採取し,200cm/千年という速い堆積速度を見いだした．こうした堆積速度を，反射法音波探査記録から読み取れる断層の活動層準の年代推定に使用すると2000-3000年の活動間隔が推定されている．

１０．地殻構造

震源域の地殻構造については，余震観測データを用いたトモグラフィー解析による三次元地震波速度構造[17]，MT法による電磁気探査[39]の他，反射法地震探査[10) 40]が実施されている．

Kato et al.（2008）[17]は，余震観測データや周辺の定常観測点のデータをもとに詳細な三次元地震波速度構造を求めている．震源断層の隆起側には高速度領域となり速度構造の境界部に震源断層が位置していること，本震の直下に低Vp/Vsかつ低Vp領域が分布し，水の存在する可能性が高く，これが本震発生の要因になったと指摘している．

大学連合によって広帯域のMT観測が行われ，本震を通る1測線と，余震域の方向に直交する4測線について二次元比抵抗構造が求められた[39]．本震震源域の直下には低比抵抗体があり，地震波トモグラフィーの結果と類似し，流体の寄与を示唆している．また，震源域東方の最大余震発生域と余震のギャップがある場所と高比抵抗体の分布域が一致することが明らかになり，総じて比抵抗構造と地震活動との関連が明らかにされた．

2007年能登半島地震震源域の海域については，より深い構造を明らかにするために二船式の反射法地震探査により7測線,総計126kmに渡ってデータが取得された[11]．

1.2km のストリーマーケーブルを曳航し，発震船に搭載した 1500cu.inch のエアガンを用いた．

震源域周辺の逆断層では日本海形成期に形成された正断層群がその後の短縮変形によって，逆断層として再活動しているものが一般的である．震源断層を横切る A・B・C 測線（図 11）では，いずれも隆起側に厚い反射面が卓越する堆積層が分布しており，リフト期の南傾斜の正断層の反転運動が読み取れる．

この中で,本震周辺を横切る長さ 20km の測線 A では陸域にも受振器を展開し，地下 6 km 程度までの地下構造の断面が得られている（図 12）．反射断面で海底の表層近傍まで変位を与えている断層は 40 度の角度で，地下 2km まで追跡され，より深部では反射面の形状から，60° 南に傾斜した断層面が判読される(図 12A)．大学を中心とした合同観測によって得られた余震分布は，明瞭な面状配列を示し，反射断面から推定される断層面上で余震が集中している（図 12B)．したがって，深部反射法地震探査断面を介して，余震分布と地質構造を対比すると，高分解能の音波探査によって見いだされた活断層の将に深部延長の断層運動によって地震が発生したことが理解される．

東北東-西南西方向の海底活断層の陸域延長で，中型のバイブロサイス 1 台を用いて，反射法地震探査が実施された[40]．反射面のパターンから，南傾斜の断層が推定され，余震分布はこの推定断層の深部延長に配列している．したがって，地表近傍には達していないが，陸域でも南傾斜の断層が存在するものと判断される．

浅層部 2km 程度までは，反射法地震探査による地質構造から，またより深部については余震分布の面状配置から推定される震源断層の形状を推定した（図 13）．推定された震源断層の断層面は全体としては平滑な平面を示す．震源断層の走向は，等高線の走向が揃っている震源域中心で判読すると，走向は N55° E 南に 60° の傾斜となる．この断層形状をもとに，地震前後のレザープロファイラ，GPS による測地データ，GEONET データ，海底音波探査から求めた海底地殻変動などによる地殻変動データから求めた断層面上のすべり分布を示す（図 13）．合

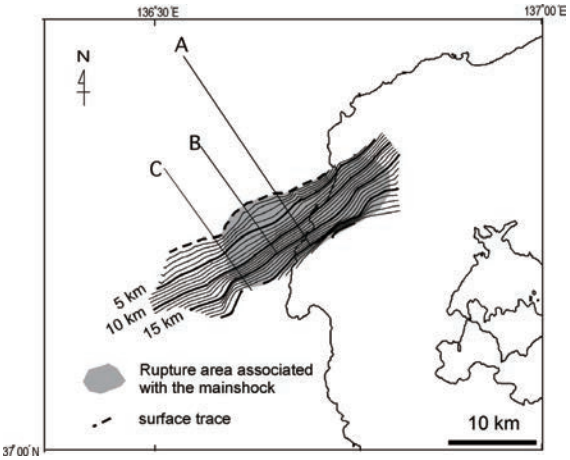


図 11　余震分布と反射法地震探査から推定した震源断層の形状（佐藤ほか(2007)[6]）．実線は断層面の等深度線，灰色の領域は最大余震発生時までの余震分布から推定した初期破壊領域．A・B・C は反射法地震探査測線．

成開口レーダーの干渉解析などによる地殻変動結果（図 6：例えば Ozawa et al.（2008)[23]）と比較し，すべりの大きい領域は海底下の浅部に位置し，この部分では右横ずれ成分よりは逆断層成分が卓越している．

１１．能登半島地震の震源断層の特徴

反射法地震探査データの他，ブーゲ異常や地質構から推定した地殻構造図を図2に示す．基本的には日本海の形成に伴うリフティングによって，拡大の軸と平行

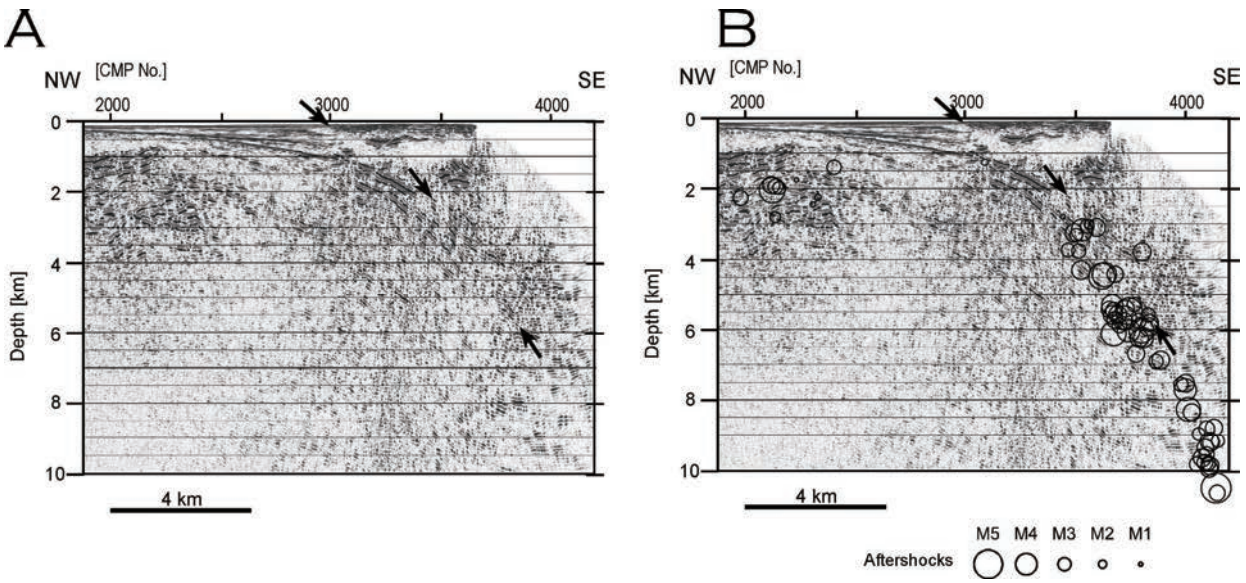


図 12　二船式と陸域の受振器展開による反射法地震探査断面[6]．図 11 の A 測線の断層周辺を拡大．

な東北東-西南西方向の正断層と，それらと直交する正断層もしくはトランスファー断層が形成された．後期中新世に山陰の宍道褶曲帯[41]の形成に伴う南北方向の短縮変形を受けるが，基本的には日本海形成期の地質構造が現在のテクトニクスにも大きな影響を与えている．海域から東北東方向へ伸びる断層は，重力異常からさらに陸域に7kmほど延長され，これと直交する中新世の断層によって断たれる．この部分はMT探査で高比抵抗領域となっている領域にほぼ相当すると見られる．西方の破壊領域の西端部は地表での活断層トレースが大きく屈曲する場所に相当し，余震分布から推定した深部形状も屈曲した形状を示している（図11）．

震源断層周辺の地質構造はやや複雑で，北傾斜と南傾斜の断層が交差する．これらの交差は余震分布にも現れている（図3）．つまり日本海形成期に北傾斜と南傾斜の断層が形成され（図14），陸域では震源断層よりも北側でかつての河川性の堆積層が厚く分布し，重力異常やトモグラフィーによる速度構造でもよく現れている．いずれにせよ，大局的には今回活動した震源断層は，南傾斜の正断層として形成された断層であり，

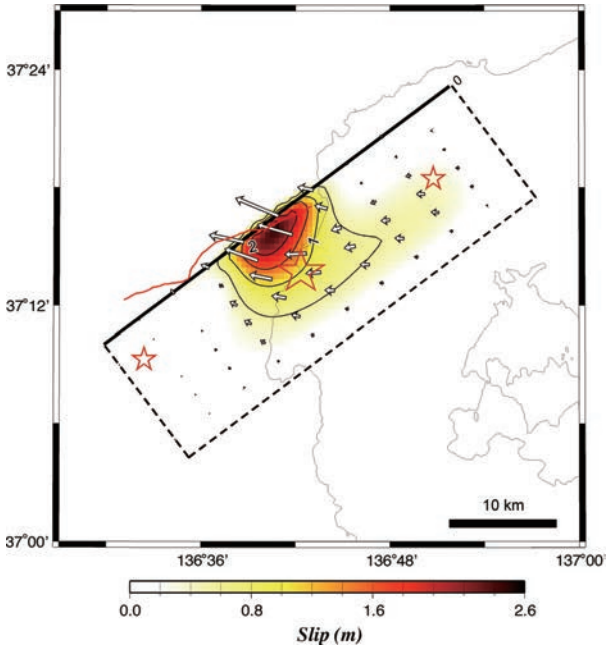


図13　余震分布・反射法地震探査から求めた断層面（図11）を平滑化した断層面上のすべり分布（佐藤ほか(2007)[6]）．地震前後レーザプロファイル・音波探査の比較、GPS などの地殻変動データから推定．

60°前後の傾斜角は正断層が形成される場合，最適の傾斜である．こうした既存の断層が現在の広域応力場に適応して，右横ずれを伴う逆断層として活動したのが今回の地震となった．

余震分布や地震波トモグラフィー，MT探査によって明らかにされているように，今回の地震は本震の直下にある垂直な短い領域の破壊によってトリガーされた可能性が高く[17]，この部分では流体の存在が示唆されている（図14）．

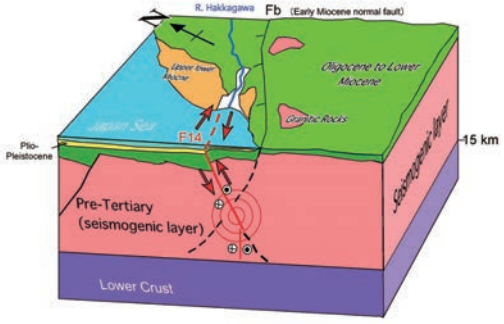


図14　震源域の地質構造概念図（佐藤ほか(2007)[6]）．震源断層は日本海形成期の正断層が右横ずれ成分を伴う逆断層運動することによって発生した．右横ずれ運動のため断層面に西部で浅層部の変位量が大きい．震源域周辺では，南傾斜の他，北傾斜のかつての正断層も分布する．

１２．まとめ

2007年能登半島地震は，海陸境界部で発生した地震であり，同年に発生した中越沖地震とともに，地表トレースが海域に位置する活断層による大規模地震の重要性を強調する地震となった．この地震に伴う諸現象は，迅速・稠密な余震観測，ALOS衛星に搭載されたSARの干渉解析，既存地震・測地観測網によって高い精度で解析された．また，北陸電力（株）の地震発生前の調査資料も活用され，地殻構造と内陸地震発生などに関して貴重なデータが得られた．

地質時代に形成された断層が，現在の広域応力に対応して地震が発生している点や，震源断層の広がりが重力や電磁気などによって検出される地質/地殻構造の規制を受けているということが明らかになった点は，重要である．地表に現れる活断層の長さは震源断層の広がりに比べ短い．今回の地震から得られた知見は，震源断層の広がりを破壊前にどのように予見するかという問題に対して多くの知見をもたらした．

参考文献

1）気象庁，2007．災害時地震・津波速報　平成19年（2007）能登半島地震．気象庁　災害時自然現象報

告書，第 1 号，41p.，
http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2007_03_25_noto/saigai.pdf
2）消防庁，2007．平成 19 年（2007 年）能登半島地震（第 48 報），消防庁，8p.
3）紺野義夫，1993．石川県地質史．北陸地質研究所，321p.
4）Honda, R., Y. Hiramatsu, Y. Kono, and H. Katagawa, 2008. Gravity anomalies and the geologic block structures in and around the aftershock area of the 2007 Noto Hanto Earthquake. *Earth Planets Space*, **60**, 117-121.
5）Kano, K., T. Yoshikawa, Y. Yanagisawa, K. Ogasawara, and T. Danhara, 2002. An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan : Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *Island Arc*, **11**, 170-184.
6）佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田　直，2007．反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た 2007 年能登半島地震の特徴について．東京大学地震研究所彙報，82，369-379.
7）冨岡伸芳・佐藤比呂志，2007．2007 年能登半島地震の震源域陸域の地質．東京大学地震研究所彙報，82，255-264.
8）片川秀基・浜田昌明・吉田進・廉沢宏・三橋明・河野芳樹・衣笠善博，2005．能登半島西方海域の新第三紀ー第四紀地質構造形成．地学雑誌，114，791-810.
9）岡村行信，2007．能登半島西方海底地質図，海洋地質図．61（CD），産業技術総合研究所地質調査総合センター.
10）井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原　研，2007．2007 年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について．地震研究所彙報，82，301-312.
11）佐藤比呂志・阿部　進・斉藤秀雄・加藤直子・伊藤谷生・川中　卓，2007．二船式による 2007 年能登半島地震震源域の反射法地震探査．東京大学地震研究所彙報，82，275-300.
12）宇佐美龍夫，1987．新編日本被害地震総覧．東京大学出版会，434p.
13）平松良浩，2007．平成 19 年能登半島地震：地震活動とメカニズム．地球科学，61，243-253.
14）平松良浩・片川秀基・田中敬介，2007．能登半島の微小地震活動と 2007 年能登半島地震 ： 能登半島の地質構造形成との関連．東京大学地震研究所彙報，82，237-254.
15）酒井慎一ほか 77 名，2007．平成 19 年（2007 年）能登半島地震合同余震観測．地震研彙報，82，225-233.
16）防災科学技術研究所，2007．2007/03/25 能登半島地震，防災科学技術研究所.
(http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/noto070325/)
17）Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and Group for the aftershock observations of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008. Three-dimensional velocity structure in the source region of the Noto Hanto Earthquake in 2007 imaged by a dense seismic observation. *Earth Planets Space*, **60**, 105-110.
18）Sakai, S., A. Kato, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and the group for the joint aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008. Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation. *Earth Planets Space*, **60**, 83-88.
19）http://earthquake.usgs.gov/equceter/
20）http://globalcmt.org/
21）Yamada, T., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Kanazawa, S. Kuwano, K. Nakahigashi, R. Hino, K. Uehira, T. Yagi, N. Takeda, and S. Hashimoto, 2008. Aftershock observation of the Noto Hanto earthquake in 2007using ocean bottom seismometers. *Earth Planets Space*, **60**, 1005-1010.
22）平田　直・佐藤比呂志・能登半島地震合同余震観測グループ，2007．2007 年能登半島地震の意味．科学，**77(6)**，562-566.
23）Ozawa, S., H. Yarai, M. Tobita, H. Une, and T. Nishimura, 2008. Crustal deformation associated with the Noto Hanto Earthquake in 2007 in Japan. *Earth Planets Space,* **60**, 95-98.
24）Fukushima, Y., T. Ozawa, and M. Hashimoto, 2008. Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from PALSAR radar interferometry and GPS data. *Earth Planets Space*, **60**, 99-104.
25）http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007-0711.html
26）Awata, Y., S. Toda, H. Kaneda, T. Azuma, H. Horikawa, M. Shishikura, and T. Echigo, 2008. Coastal deformation associated with the 2007 Noto Hanto earthquake, central Japan, estimated from uplifted and subsided intertidal organisms. *Earth Planets Space*, **60**, 1059-1062.
27）Hiramatsu, Y., K. Moriya, T. Kamiya, M. Kato, and T. Nishimura, 2008. Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from coseismic deformation obtained by the distribution of littoral organisms and

GPS: Implication for neotectonics in the northwestern Noto Peninsula. *Earth Planets Space*, **60**, 903-913.

28）野原幸嗣・野口猛雄・穴田文浩・浜田昌明・小野田敏・沼田洋一・山野芳樹・鈴木雄介・佐藤比呂志，2007．航空レーザ計測による2007年能登半島地震の地殻変動.地震研究所彙報，82，321−332.

29）吉田進・野口猛雄・長　貴浩・島崎裕行・木場正信・佐藤比呂志，2007．音響測深及び音波探査から見た2007 年能登半島地震震源域周辺の海底地殻変動．地震研究所彙報，82，333−344.

30）浜田昌明・野口猛雄・穴田文浩・野原幸嗣・宮内崇裕・渡辺和樹・山口弘幸・佐藤比呂志，2007．2007年能登半島地震に伴う地殻変動と能登半島の海成段丘．地震研究所彙報，82，321−331.

31）Hashimoto, M., H. Takahashi, R. Doke, M. Kasahara, A. Takeuchi, K. Onoue, Y. Hoso, Y. Fukushima, K. Nakamura, F. Ohya, R. Honda, M. Ichiyanagi, T. Yamaguchi, T. Maeda, and Y. Hiramatsu, 2008 . Postseismic displacements following the 2007 Noto peninsula earthquake detected by dense GPS observation. *Earth Planets Space*, **60**, 139-144.

32）八木勇治，2007．2007年3月25日能登半島沖の地震.
http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20070325/

33）山中佳子，2007．遠地実体波解析（暫定解）３月２５日能登半島沖の地震（M6.9）．東大地震研究所ＩＣ地震学ノート　No.185,
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2007/EIC185.html

34）Horikawa, H., 2008. Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake. *Earth Planets Space*, **60**, 1017-1022.

35）Abe, I., K. Goto, F. Imamura, K. Shimizu, 2008. Numerical simulation of the tsunami generated by the 2007 Noto Hanto Earthquake and implications for unusual tidal surges observed in Toyama Bay. *Earth, Planets and Space*, **60**, 133-138.

36）Tanioka, Y., 2008. Analysis of the tsunami generated by the 2007 Noto Hanto earthquake. *Earth Planets Space*, **60**, 123-125.

37）泉紀明・長野勝行・及川光弘・西澤あずさ・小野寺健英・伊藤弘志・笹原昇，2008．平成19年（2007年）能登半島地震に関する緊急調査研究．
http://www.kaiho.mlit.go.jp/syoukai/soshiki/soumu/seika/h19/h19_05.pdf

38）池原 研・井上卓彦・村上文敏・岡村行信，2007．能登半島西方沖の堆積作用・完新世堆積速度と活断層の活動間隔．地震研究所彙報，82，13−319.

39）Yoshimura, R., N. Oshiman, M. Uyeshima, Y. Ogawa, M. Mishina, H. Toh, S. Sakanaka, H. Ichihara, I. Shiozaki, T. Ogawa, T. Miura, S. Koyama, Y. Fujita, K. Nishimura, Y. Takagi, M. Imai, R. Honda, S. Yabe, S. Nagaoka, M. Tada, and T. Mogi, 2008. Preliminary results of urgent magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earhthquake (M6.9), central Japan. *Earth Planets Space*, **60**, 117-122.

40）佐藤比呂志・川崎慎治・阿部　進・加藤直子・岩崎貴哉・伊藤谷生，2007．2007年能登半島地震震源域陸域の反射法地震探査．東京大学地震研究所彙報，82，265−274.

41）田中 隆・小草欽治，1981．山陰沖における中期中新世以降の構造発達史．地質学雑誌，87，725−736.

１１．平成 19 年(2007 年)新潟県中越沖地震(2007 年 7 月 16 日，M6.8)

岩崎　貴哉（東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター）

１．はじめに

2007 年 7 月 16 日 10 時 13 分，新潟県上中越沖の深さ約 17km を震源とするマグニチュード（M）6.8 の地震が発生した．この地震により，新潟県と長野県で最大震度 6 強を観測し，大きな被害をもたらした．発震機構は北西－南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型で，地殻内の浅い地震である．今回の地震に伴い，1000 ガルを超える大きな加速度が観測され，死者 15 人，負傷者 2,345 人，木造家屋を中心に 1,319 棟が全壊，5,621 棟が半壊するなど多数の建物被害と斜面災害等が発生した(総務庁消防庁(12 月 28 日 14 時 00 分現在))．

今回の地震は，未知の伏在断層で発生したもので，震源断層の実態を明らかにするためは，海陸を通じた地震観測により余震の精密な空間分布等を求める必要があった．特に，今回の地震は堆積層に覆われた地域で発生しており，このような地域で余震の分布から震源断層の実態を明らかにすることは，今後の同様の地域での地震の理解に重要である．

この地震の発生直後から，大学をはじめとする関係諸機関は，合同で大規模な余震観測を実施した[1) 2)]．更に，文部科学省の科学研究費補助金（特別研究促進費[3)]）や科学技術振興調整費によって，多分野にまたがる総合的研究を実施し，この地震の実態を，理学だけでなく，工学や人文・社会科学の面からも明らかにするための調査研究も行われた．

本稿では，これらの調査観測から得られた，中越沖地震の余震分布，断層面及びその破壊の特徴について紹介することとする．

２．余震分布

地震は地下の断層運動で生じるもので，その断層の位置や形状を知るには本震後の余震分布や断層に伴う地殻変動が重要な情報となる．この地震の余震については，陸上の既存の観測点から決めた余震は北東－南西方向に並ぶことがわかっていた．しかしながら，その深さ分布は，複雑なパターン(南西方向 から見てハの字型の分布)を示しているものの，この地震の断層面の形状等を議論する上で十分な精度がなかった．これは，中越沖地震の震源域がほとんど海底下であること，この地域の堆積層が厚く，速度構造の水平方向の不均質が大きいこと，などが原因と考えられる．そこで，科学研究費補助金等によって，陸域と海域に臨時観測点を展開し，大規模な余

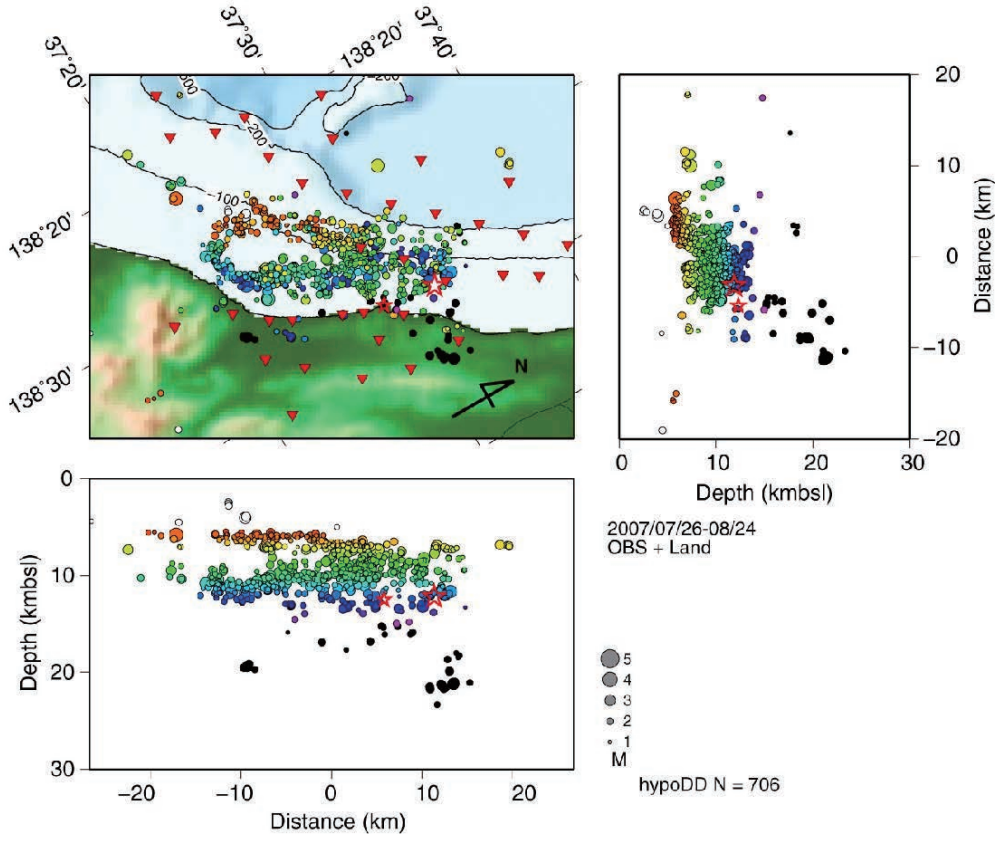


図１　海底地震及び陸上臨時観測から得られた中越沖地震の余震分布（Shinohara et al.（2008）[2)] による）．

震観測を実施した．陸域の臨時観測は，全国の大学が協力して，47観測点を設置された[1]．

一方，海域では，東大地震研，北大，東北大，九大および海洋研究開発機構，気象庁の 協力により32台の自己浮上型海底地震計(OBS)が設置され，観測が行われた[2]．

これらの観測データからこれまでの解析によって得られた余震分布を図1に示す．これらの余震は，海底地震計と陸上臨時観測点が共に稼働していた7月26日から8月24日に発生した715個の地震の震源に対して，hypoDD法を用いて決めたものである．用いた速度構造は，後述の構造探査の結果を元にしたもので，図2の青い線に対応する．図1を見ると，これらの震源は，海岸線にほぼ平行に長さ約28km，幅10kmの領域に分布している．また，断面図を見ると，気象庁一元化震源に対して総じて約7km程度浅く，余震分布の北東部（本震付近）では，互いに共役な高角・北西傾斜の面と低角・南東傾斜の面が混在していることがわかった．この震源分布の地域性については，3節のトモグラフィ解析の部分でも議論することにする．

一方，震源域中央部から南部では，南東傾斜の余震分布が支配的である．この南東傾斜の余震分布は余震域 全体の約2/3の面積を占め，その中央部には余震が低調な領域が存在する．この部分は，波形解析から得られた本震のすべり量が大きな部分と一致している．

3．余震域の構造

最近の内陸地震に対する稠密余震観測の成果によれば，地震断層と周辺の地殻構造との間には密接な関係がある．

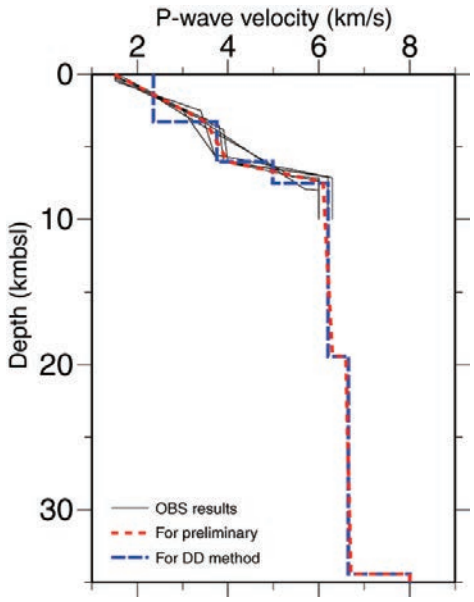


図 2 震源決定に用いた速度構造モデル（図の青線，(Shinohara et al. (2008) [2])．

例えば2004年中越地震では，この地域に発達している厚い堆積層と基盤層の境界域や基盤内の低速度域の近傍で破壊が生じたとされている．地殻構造を探るには，制御震源による構造探査と自然地震観測（余震観測）によるトモグラフィー解析といった方法がある．中越沖地震についても，科学技術振興調整費等によって，陸上臨時観測点とOBSおよびダイナマイトとエアガンを用いた海陸統合地殻構造探査が実施された[4) 5)]．

海域では，OBS18台と大容量エアガン（総容量200リットル）を用いた測線長約110kmの地殻構造探査が実施された[5)]．一方，陸域探査測線は，柏崎市から魚沼市にかけて設定した．この測線長は約50 kmである．制御震源としてダイナマイトを使用し，発破を陸域探査測線の両端にあたる柏崎市（SP-W）と魚沼市（SP-E）で実施した．薬量は，SP-Wが100kg，SP-Eが300kgである．これら発破による信号を観測するために，陸域探査測線上にLS8200SD型レコーダを約300m間隔で202台設置した[4)]．

陸域の制御震源探査では，P波速度2-5km/sの堆積層が厚さで3-4.5kmの厚さで存在し，魚沼丘陵西縁下で急激に薄くなることがわかった[4)]．更に海域構造探査の成果とも合わせると，厚い堆積層は日本海側で更に厚くなり，厚さが5kmを越える．余震は，日本海側の厚い堆積層の下で発生していることがわかった[5)]．

トモグラフィー解析では，余震域全体の3次元的構造を得ることができる．図3には，Kato et al. (2008)[1)]の陸域観測データの解析結果を示した．この解析では，構造とともに震源分布も再決定している．特に，今回の地震の震源域では，その構造が深さ方向だけでなく水平方向にも大きく変化していると考えられる．従って，図2に示したような一次元構造による震源分布には系統的な誤差（バイアス）がかかる可能性があり，トモグラフィー解析のように，構造の水平変化まで考慮して震源を決め直すことは重要である．

Kato et al. (2008)[1)]の結果，震源域北部では上に凸の形状を呈する高速度体（図中の濃い青の部分）がイメージングされており，殆どの余震がその高速度体との境界或いはその直上に分布している．また，本震の震源は，北西傾斜の面の下部に位置している可能性がある．震源域南部では高速度体は下に凸の形状を示し，震源は高速度体の境界或いはその下部に位地している．震源域の中部は，北部と南部の中間的な特徴を示している．このように，震源分布及び構造ともに，北部と南部では，大きな違いのあることが明らかとなった．

上記の結果は，まだ陸域データの解析に限られているので，今後は海のデータを含めた統合的解析が必要である．

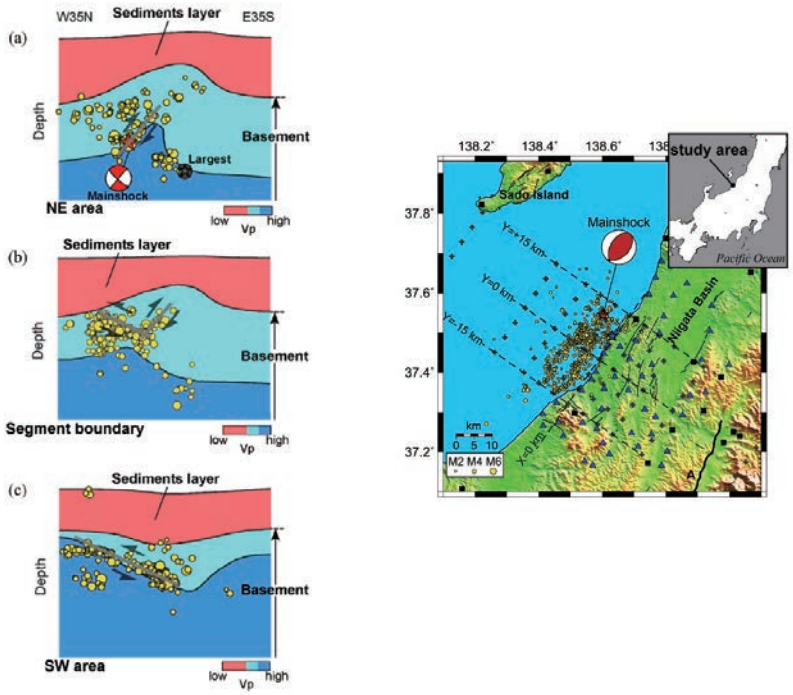


図３　余震観測データからトモグラフィー解析によって求めた構造の模式図（Kato et al.（2008）[1]）.

４．GPS による観測

この地震の断層モデルの推定は，地殻変動(GPS で観測された coseismic な変位)からも行われているところである [6] [7]．しかしながら，余震観測による余震分布から推定される断層は複雑な形状であることが予想され，しかも観測点が陸域に限られている．このため，GEONET のデータで観測された coseismic な変位のみから，一意的に断層面を決定することできなかった．例えば Ohta et al.（2008）[7]は，余震域北部と南部でそれぞれ北西及び南東傾斜の断層を仮定した４つのケースについて，断層パラメータの推定を行った．手法として先験的情報を入れた grid search 法を用い，断層の位置，長さ，幅及び傾斜角を推定した．しかしながら，観測点数が陸側に限られているために，これら４つのケースのどれが最適であるかの判定は困難であった．しかし，４つのケースとも，南東傾斜の断層面を仮定した場合，その深さは余震分布に比べて相対的に浅くなる傾向を示す．

国土地理院(2008)[6] は，GPS データの他に干渉 SAR 及び水準測量データを加え，上述のような４つの断層形態を検討した結果，震源域の北東部が北西傾斜，南部が南東傾斜のモデルが，現状のデータを最もよく説明するとしている．

また，干渉 SAR データによれば，西山丘陵西部の小木ノ城背斜付近では，地震とほぼ同時期に隆起したことが明らかとなっている．国土地理院(2008)[6] は，この隆起を中越沖地震と関連づけることが妥当であるとし，上記の北西傾斜の断層面の延長上に低角デタッチメント断層を想定し，その断層が小木ノ城背斜付近まで達しているというモデルが提唱した．この可能性については，後で述べるように平田他(2008) [8]によっても指摘されているところである．しかし，この隆起については，第５節でのべる変動地形調査からは，SAR で示された西山丘陵の上下変動は，ごく表層の変動で説明される可能性も指摘されている [9]．

この地震発生後，GEONET 観測網を補完する形で，東北大・九州大・北海道大・東京大及び名大によって，震源域近傍に連続観測点が設置された [7]．これらの臨時観測点を含め，余効変動が観測されている．Ohta et al.(2008)[7]は，上述の４つの異なる断層モデルを設定し，赤池ベイズ情報量基準に基づいて最適化を行った．インバージョン解析の結果から，断層上の余効すべりが地震時に滑った部分の浅部，および深部延長上で起こっていることがわかった．浅部のすべり量は約２週間で無視できる程度に小さくなったが，深部でのすべりはその後も継続していたと考えられる．時系列解析によれば，その変動は対数函数的に変化していることがわかった．その時定数（decay time）0.35-2.83 日と求まった．この値は，この地震から 35km ほど南西で発生した 2004 年新潟県中越地震の場合とほぼ同じ結果となった．しかし，両者の断層形状等には大きな違いが見られるため，同一のメカニズムで余効変動が進行したかどうかは，まだわからない．

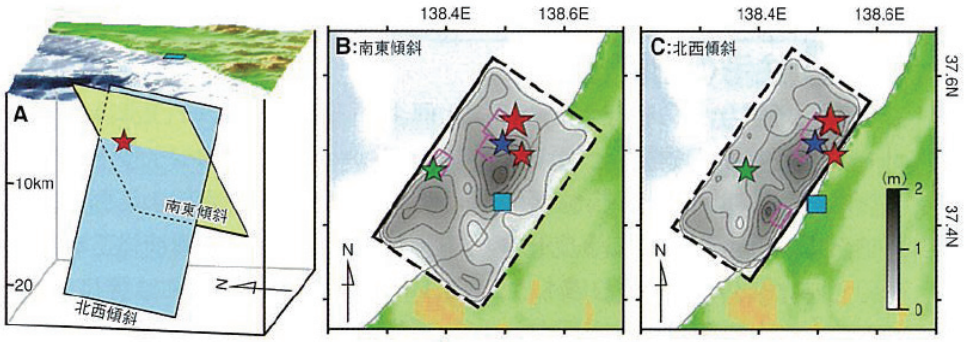


図 4　中越沖地震のアスペリティ分布（纐纈，(2008)[11] による）．赤星は本震の位置，オレンジの小さな星は，M4.4 の余震の位置を示す．青と緑の星印は，柏崎刈羽原子力発電所（その位置は青い四角印で示されている）の強震記録から求めたアスペリティの位置である．

５．変動地形学的調査

2007 年中越沖地震は活褶曲地帯の地下で発生した逆断層型地震であり，震源断層と活褶曲およびこれを形成した伏在逆断層システムが密接に関連している可能性がある．そこで，震源域周辺で基本的な変動地形学的調査（空中写真判読・現地踏査）を 9 月および 11 月ののべ 10 日間にわたり実施した[9]．

地震直後の調査に基づき，丸山・粟田（2007）[10] は海岸部において地震に伴う最大 22cm の上下地殻変動を既に報告している．そこで，海岸部の地殻変動と震源断層の上方延長部における地表変形を確認することを主眼とした現地調査を 9 月に実施した．その結果，丸山・粟田（2007）[10] が報告した平均海面高度以上に分布する海棲生物遺骸群集（カキ群集）を追認し，地震時に出雲崎周辺の海岸が隆起したことを示すと考えてよい．また，海岸部には今回の地震による隆起以外に，完新世の海成段丘・ベンチ・ノッチが数段発達することを確認した．このことは，今回の地震ないしはそれ以上の規模の地震が，過去数千年間に繰り返し発生した可能性があることを示している．

次に，余震分布北限は，震源域の活褶曲と一連の構造と見なされる長岡平野西縁・与板背斜の軸面を切断する東西走向の横ずれ断層にあたることから，周辺に地表地震断層が出現した可能性が想定された．そこで与板背斜周辺の地表踏査を行った．地質図に示される東西走向の横ずれ断層を横断するいくつかの道路を踏査したが，顕著な地表変位は認められなかった．また，近接する地域の長岡平野西縁断層帯でも同様に地表踏査を行ったが，顕著な地表変位は認められなかった．このことから，余震分布の地表延長である横ずれ断層や長岡平野西縁断層帯には，今回の地震に際しては変位が生じなかったと考えられる．

その後，国土地理院は合成開口レーダー干渉解析（InSAR）に基づき，西山丘陵における地震時の上下地殻変動を報告した[6]．そこで，西山丘陵西縁部を中心に地表踏査を 11 月に実施した．その結果，InSAR で示された上下地殻変動量が大きい地域では，局所的な地表変状が確認された．しかし，いずれも盛り土などの側方移動や斜面移動で説明される可能性も指摘される．

以上の結果から，変動地形学的調査に基づけば，今回の地震に関連した地表地震断層は出現しなかった可能性が高いと結論づけられている．

６．地震波形から推定される破壊過程

この地震の断層面については，実際に観測された地震動波形から推定されている[11)12)]．この研究では，まず世界中に分布している広帯域地震計で観測された遠地実体波を用い，断層面が北西傾斜の場合と南東傾斜の 2 つの場合に対する形状や深さを決めた．次に，この震源域近傍で観測された強震動波形データの長周期成分に対して，震源インヴァージョンを行い，断層面上のすべり分布を求めた（図 4）．その結果，どちらの断層モデルの場合でも，本震の位置（図の赤い星印）の近傍と，本震から南西に離れた領域において大きなすべり（アスペリティ）が発生したと考える．

しかし，これらのモデルから計算される理論波形から実際の観測波形の再現度を見る限り，両方のモデルの優劣を判断することは難しい．これは，前節でも指摘したように，断層が海域にあり，しかも観測点が陸域（即ち断層の東側）に偏在していることに起因する．また，経験的グリーン関数法を用いて，短周期成分まで含めた広帯域の波形の再現も行ったが，やはり両者の優劣の判定はできなかった．つまり，北西傾斜及び南東傾斜のどちらの場合も，観測波形を同程度に説明してしまう．

柏崎刈羽原子力発電所は，今回の地震の震源域上にあり，そこで強震記録が取られている．この波形では，幾つかの大震幅のパルス状の波が観測されていた．そこで，これらのパルス状の波が断層面状のアスペリティから発

生すると考え，その位置を推定すると，南東傾斜の断層面の場合，その発生位置が，図 4 のアスペリティ近傍に求められ，一連の強震動解析と調和的であることがわかった．

7．おわりに

この地震の断層面，特にその傾斜方向については，上述のように明確な答えが出されていない．しかし，第 3 節で述べたように北東側の余震の中には明らかに北西傾斜の分布を示すものもあり，しかも本震の位置はこの北西傾斜の地震群の中にある可能性がある．また，第 4 節の地殻変動の解析によれば，震源域の北東部については，北西傾斜の可能性が示唆されている．従って，大局的にはこの地震は南東傾斜断層であるとしても，破壊開始は北東部の北西傾斜の面であった可能性が残されているといえよう．この考えに立って，平田他 (2008) [8] は，図 5 に示すように，地震の破壊はまず北東部で始まり，構造的な境界を越えて南西部に進展し，そこで大きなエネルギーの地震波を放出したというシナリオを提出した．

震源域の西方海域には，今回の震源断層と平行な走向を持つ活断層や活褶曲が報告されている．地表 (海底) で見られるこれらの断層帯と地下の震源断層との関係についてはまだ明確になっていない．また，この地震の初期破壊が，上述のように北西傾斜の面であったとすれば，震源域の東側の活断層群，特に長岡平野西縁断層帯との関係について，より詳細な検討が必要であろう．

平田他 (2008) [8] では，これら活構造の深部延長上で，今回の地震が発生した可能性を指摘している．彼らによれば，2 つのモデルが想定される．その一つは，国土地理院 (2008) [6] が指摘したように深さ 3-4km 程度のところに水平のデタッチメントを考え，断層関連褶曲として，地表で観測される褶曲を説明しようとする．もう一つの解釈では，砂岩層 (椎谷層) より下位の泥岩層が流動変形をして褶曲をつくるとするものである．これらのデタッチメントや流動変形は，国土地理院 (2008) [6] によって

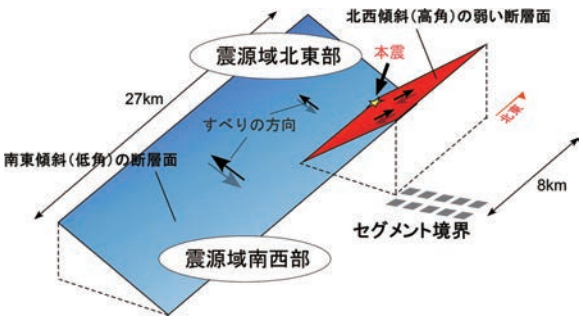


図 5　Schematic fault model proposed by Hirata et al. (2008)

報告されている小木の城背斜の隆起と調和的であるが，前者であれば，中越沖地震の震源断層と鳥越断層はデタッチメントを介してつながることになる．もし，後者であれば，鳥越断層は別の断層系とみなすのが妥当であろう．

2004 年の中越地震，そして今回の中越沖地震は，歪み集中帯と呼ばれる日本海側の極めて構造の複雑な地域に発生した地震である．その構造が極めて不均質であり，余震分布から推定される震源断層や破壊過程も複雑と考えられる．このような地震を理解し，その発生のメカニズムを解明するには，今回行われたような迅速かつ大規模な調査観測を実施するとともに，その背景である場の性質を理解するための調査 (活断層・活褶曲の調査や地殻の 3 次元的構造調査等) を地道に推進することが重要であろう．

参考文献

1) Kato, A., S. Sakai, E. Kurashimo, T. Igarashi, T. Iidaka, N. Hirata, T. Iwasaki, T. Kanazawa, and Group for the aftershock observation of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake, 2008. Imaging heterogeneous velocity structures and complex aftershock distributions in the source region of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake by a dense seismic observation. *Earth Planets Space*, **60** (in press).

2) Shinohara, M., T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, S.Sakai, R. Hino, Y. Murai, A. Yamazaki, K. Obana, Y. Ito, K. Iwakiri, R. Miura, Y. Machida, K. Mochizuki, K. Uehira, M. Tahara, A. Kuwano, S. Amemiya, S. Kodaira, T. Takanami, Y. Kaneda, & T. Iwasaki, 2008. Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network. *Earth Planet Space*, **60** (in press).

3) 岩崎貴哉 (研究代表者)，2007 年新潟中越沖地震に科する総合調査．平成 19 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書

4) 蔵下英司・岩崎貴哉・中東和夫・篠原雅尚・飯高隆・五十嵐俊博・加藤愛太郎・山田知朗・金澤敏彦・佐藤比呂志・高波鐵夫・三浦亮・町田祐弥・伊藤喜宏・日野亮太・植平賢司・尾鼻浩一郎・高橋成美・野徹雄・金田義行，2008．海陸統合地殻構造探査データを用いた 2007 年新潟県中越沖地震震源域周辺の不均質構造のイメージング．地球惑星科学関連学会予稿集，S147-P012.

5) 中東和夫・篠原雅尚・蔵下英司・山田知朗・飯高隆・加藤愛太郎・五十嵐俊博・岩崎貴哉・金澤敏彦・佐藤比呂志・高波鐵夫・三浦亮・町田祐弥・伊藤喜宏・日野亮太・植平賢司・尾鼻浩一郎・高橋成美・野徹雄・

金田義行，2008．海陸統合地殻構造探査による2007年新潟県中越沖地震震源域の地殻構造．地球惑星科学関連学会予稿集，S147-P017．

6）国土地理院，2008．北陸・中部地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，79，403-477．

7）Ohta.Y, S.Miura, T.Iinuma, K. Tachibana, T.Matsushima, H. Takahashi, T. Sagiya, T. Ito, and S. Miyazaki, R. Doke, A. Takeuchi, K. Miyao, A. Hirao, T. Maeda, T. Yamaguchi, M. Takada, M. Iwakuni, T. Ochi, I. Meilano and A. Hasegawa,2008. Coseismic and postseismic deformation related to the 2007 Niigataken Chuetsu-Oki Earthquake．*Earth Planet Space*, **60** (in press).

8）平田直・佐藤比呂志・酒井慎一・加藤愛太郎，2008．2007年新潟県中越沖地震の震源断層が示すこと．科学，78，506-510．

9）石山達也・越後智雄・堤浩之，2008．　2008年中越沖地震震源域の地表地震断層・変動地形調査，2007年新潟県中越沖地震に関する総合調査（平成19年度科学研究費補助金（特別研究促進費）研究成果報告書．62-64．

10）丸山正・栗田泰夫，2007．2007年中越沖地震に伴う海岸部の地殻上下変動（速報）．日本地震学会講演予稿集，P1-066．

11）纐纈一起 2008．2007年新潟県中越沖地震の震源断層面．サイスモ，12，6-7．

12）纐纈一起・三宅弘恵，2008．007 年新潟県中越沖地震の震源断層面と柏崎刈羽の強震動．地震ジャーナル，45，27-35．

１２．平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震（2008 年 6 月 14 日，M7.2）

海野　徳仁（東北大学理学研究科地震・噴火予知研究観測センター）

１．はじめに

2008 年 6 月 14 日 08 時 43 分頃，岩手県南部の深さ約 8km を震源とするマグニチュード（M）7.2 の地震が発生した．この地震により，岩手県と宮城県で最大震度６強を観測し，死者 13 名，行方不明者 10 名（7 月 14 日時点）などの大きな被害をもたらした．発震機構は西北西－東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型で，東北地方奥羽脊梁山地のひずみ集中帯で発生した内陸地震である．

本稿をまとめるにあたって，各研究機関から提出された地震予知連絡会資料および学会発表等の資料を参考とさせていただいたが，地震発生から６ヶ月しか経過していない時点での報告であるため，ここで示した資料や解析結果は暫定版のものが多い．また，今回の地震発生後には非常に多くの調査・研究が実施されているため，それらのすべてを本稿にまとめることは著者の力量の及ばないところであることをお断りしておく．

２．本震および余震活動

2.1　震源および発震機構

気象庁一元化震源による本震の震源位置は，北緯 39 度 01.7 分，東経 140 度 52.8 分，深さ 8 km である．本震および 8 月 7 日までの余震の震央分布を図１に示す（気象庁資料）．今回の地震は東北日本奥羽脊梁山地の栗駒山近傍（図１の三角印）で発生したものであり，震源域の

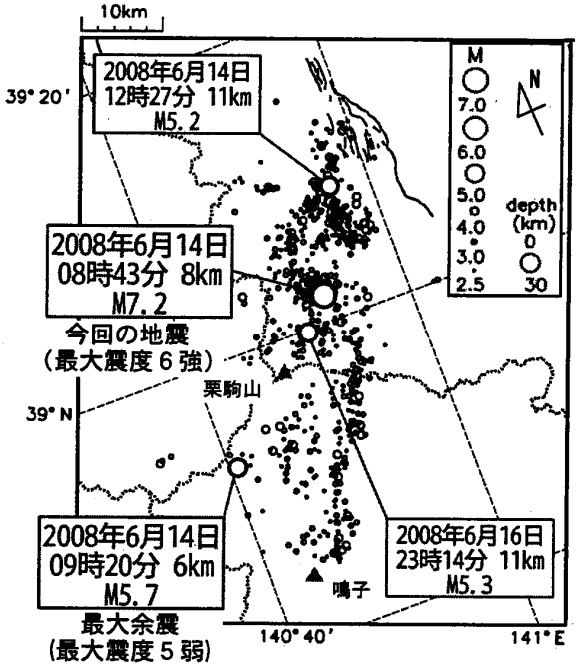


図１　本震および余震（6 月 14 日～8 月 7 日）の震央分布（気象庁資料）．

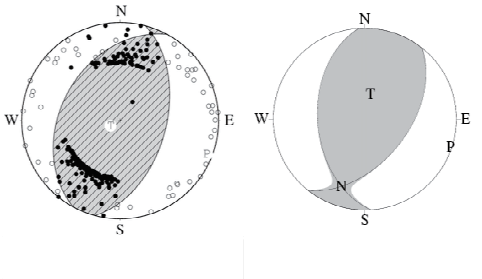


図 2　P 波初動分布による本震のメカニズム解（左図）と CMT 解（右図）．気象庁による．

東側には北上低地西縁断層帯（図１の実線）が分布している．また，P 波初動分布による本震のメカニズム解と CMT 解を図 2 に示す．いずれの解も，西北西－東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型であり，東北地方内陸で発生した逆断層型の地震としては，1896 年陸羽地震（M7.2）とともに最大級の地震であった．

12 月 1 日までの期間の最大余震は，6 月 14 日 09 時 20

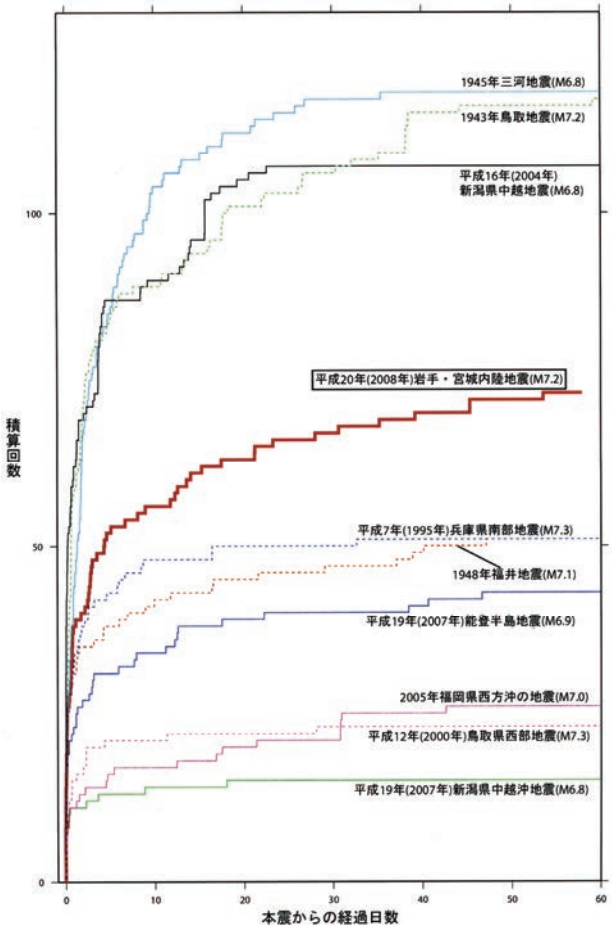


図 3　主な地震の余震回数（M4.0 以上）．今回の地震の余震は 2008 年 8 月 11 日までの回数を示す（気象庁資料）．

分のM5.7の余震である.この地震は余震域の南西端からさらに離れた場所で発生しており，震源の深さが 6 kmであることを考慮すると，本震の震源断層上で発生した余震ではない可能性がある.

M4.0 以上の余震発生回数を過去の内陸地震のそれと比較してみると，今回の地震は平成7年兵庫県南部地震（M7.3）より多く，平成16年新潟県中越地震（M6.8）よりは少ない．図3に内陸および沿岸で発生した主な地震の余震回数の比較を示す.

本震発生の42分前と32分前に震源付近でM0.6およびM1.3の地震が発生している．また，前日の6月13日13時59分にはM0.6の地震が同じく震源付近で発生しており,これらの地震は直前の前震活動であると考えられる.

2.2　本震のすべり量分布

本震の震源過程の解析によるすべり量分布の概要は，用いたデータの種類により若干の相違はあるものの，ほぼ一致している．たとえば，防災科学技術研究所による近地強震記録の解析結果では，すべりの大きな領域は破壊開始点付近およびその南側浅部にみられ，破壊は主に南側に向かって進行したと考えられる（図4）．このようなすべり量の空間分布の特徴は，遠地実体波データ（気象庁），GPS連続観測データ（国土地理院，東北大学理学研究科），GPSとSARデータ（国土地理院，防災科学技術研究所）などの解析結果でもみることができる.

2.3　余震の震源分布

詳細な余震の震源分布を高精度に決定することは，震源断層の位置および形状を推定するためのもっとも基本的な手段である．その目的を達成するためには，震源域の直上に多数の地震計を設置することが必要不可欠である．今回の地震の発生を受けて，全国の大学および研究機関が共同で臨時余震観測網を展開した．地震発生の当日の夕方から臨時観測点の設置が始まり，震源域およびその周辺に約100点の臨時観測点が設置され，既設の地震観測点と連携することにより，約140点からなる余震観測網が実現した.

これらの観測データを基にして得られた余震の震源分布を図5に示す．震源決定はDouble-Difference（DD）法を用いた．余震分布は北北東－南南西の方向に伸び，長さ約45 km，幅約15 km程度の広がりを持っている．前節の本震のすべり量の空間分布を考慮すると，実際に地震時に大きなすべりを生じた領域は，本震の震源（図中の白星印）から南南西方向に15～20 km程度の浅い領域である．すなわち，地震時すべり域の広がりよりも南北方向に長い領域で余震が発生している.

余震分布の走向方向の深さ分布をみると，本震の震源およびその近傍では余震分布の下限が約9 km程度と深いのに対して，余震域の北端および南端付近では急激に浅くなっている.

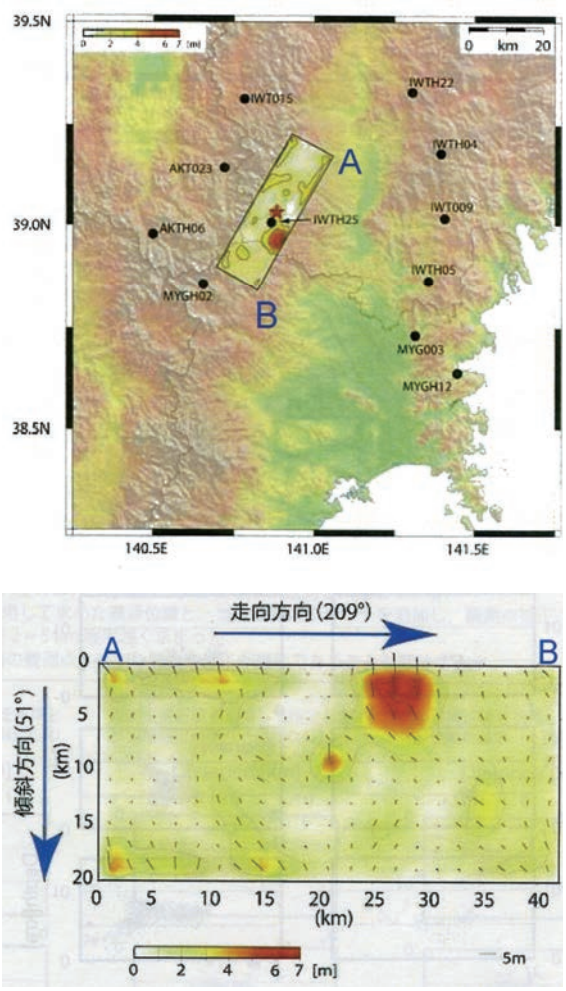


図4　近地強震記録による本震の震源過程．赤星は震源位置を示す．すべりの大きな領域は震源付近およびその南側浅部にみられる（防災科学技術研究所）.

余震分布の走向にほぼ直交する断面①から③では，西傾斜の余震分布がみられ,その傾斜角は40度程度とやや高角である.今回の地震の周辺域で発生した1962年宮城県北部地震（M6.2）や2003年宮城県北部地震（M6.4）の震源断層も同様にやや高角の傾斜角を示しており，これらの地震は，日本海拡大時に形成された正断層の再活動によるもの（インバージョンテクトニクス）との指摘[1)]もある.

断面①の上部の黒四角形は北上低地西縁断層帯の南端部にあたる出店断層の位置を示す．この出店断層の地表トレースは，西傾斜の余震分布の浅部延長が地表と交わる場所とほぼ一致している.また,断面②の白四角形は,地震時の地表変状の位置を示す．ここでも，余震分布の浅部延長が地表と交わる場所と地表変状の場所がほぼ一致していることがわかる.

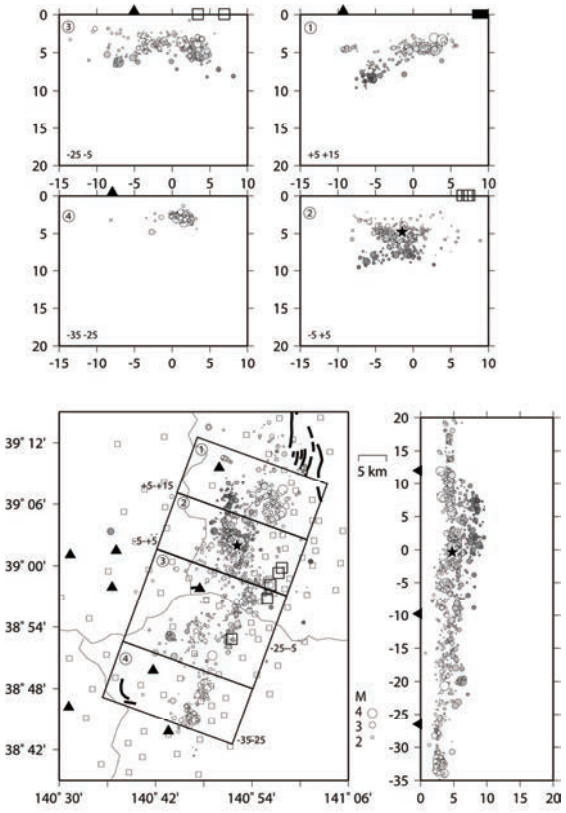


図 5　臨時余震観測による余震の震源分布．白星は本震，黒星は前震，三角印は活火山，四角形は地表変状，太実線は北上低地西縁断層帯をそれぞれ示す（2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ）．

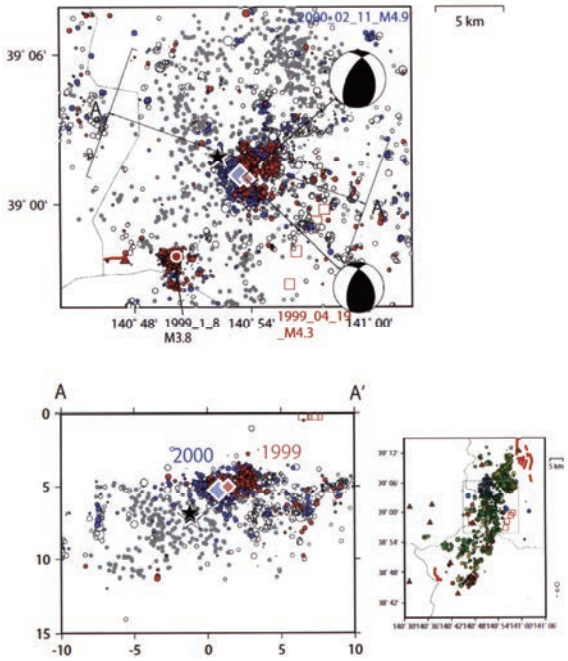


図 6　先駆的地震活動．1999 年 4 月 19 日 M4.3 の地震（青ダイヤ）と余震（青丸印），2000 年 2 月 11 日 M4.9 の地震（赤ダイヤ）と余震（赤丸印）の震源分布を，本震のメカニズム解とあわせて示す．2008 年岩手・宮城内陸地震の本震を白星印，直前の二つの前震を黒星印，余震を灰丸印で示す．

また，断面②と③では，西傾斜の余震分布とは別に，東傾斜の余震分布もみることができる．これらの余震は本震の震源断層と共役の断層で発生したものである可能性がある．このような共役断層の活動は，2004 年新潟県中越地震（M6.8）の余震分布 [2] でも指摘されている．

2.4　先駆的地震活動

本震発生の 42 分前と 32 分前に震源付近で M0.6 および M1.3 の地震が発生している．また，前日の 6 月 13 日 13 時 59 分には M0.6 の地震が同じく震源付近で発生しており，これらの地震は直前の前震活動であると考えられる．東北大学によると，今回の地震の震源域では 1999 年に M4.3，2000 年に M4.9 の地震を最大とする顕著な地震活動が発生していた．これらの地震の震源を今回の地震と併せて DD 法で再決定した結果を図 6 に示す．図の赤ダイヤと赤丸印は 1999 年の本震と余震，青ダイヤと青丸印は 2000 年の本震と余震をそれぞれ示す．また，図中にはそれぞれの地震活動の本震のメカニズム解を示してある．余震分布はいずれの地震活動でも西傾斜の分布をしており，2008 年岩手・宮城内陸地震の余震分布の浅部延長に位置している．このことから，1999 年および 2000 年の地震活動は，今回の地震の先駆的な地震活動であると考えられる．これらの先駆的な地震活動の震源域では，2008 年岩手・宮城内陸地震の余震活動はほとんどみられないことが指摘されている [3]．このことから，これらの震源域では，先駆的地震活動によりひずみが解消されていたことが考えられる．

3．地震に伴う地殻変動

3.1　GPS 観測による本震時の地殻変動

本震の発生に伴って，震源域直上では大きな地殻変動が観測されている．たとえば，電子基準点「栗駒２」では南東方向へ約 154 cm の移動と約 208 cm の隆起が観測されている（国土地理院）．震源域およびその周辺域の地殻変動の様子を図 7 に示す．また，震源断層直上の KiK-net 観測点（一関西）の強震データを用いた解析では，地表と深さ 200 m に設置した加速度記録から，地震時に東落ちに約 0.8 ミリラディアンの傾斜が生じていたことが報告されている（防災科学技術研究所）．

さらに，本震震源の約 2.5 km 程度南西の一関市厳美町祭畤（まつるべ）に設置されていた東北大学 GPS 観測点では，地震発生直後から約 2 時間半の停電があったが，

復電後のデータとの差を調べた結果，地震前後で東方向に45 cm，北方向に34 cm，隆起方向に156 cmの大きな変動が観測された（図8）．GPSによる変動量と加速度記録から推定した変動量とは，変位量および変動方向（N52E）ともに整合的な結果である．

GPS観測による地殻変動データを用いて推定した本震時の断層すべりの空間分布は、地震波形を用いたすべり量分布の結果（2.2節参照）と同様に、主に震源の南側にすべりの大きい領域が見られる(国土地理院,東北大学)．

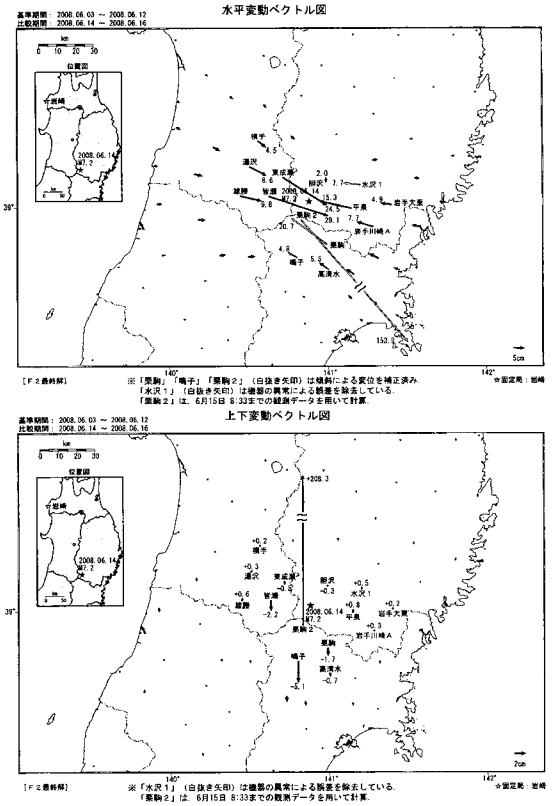


図7　2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動(国土地理院)．

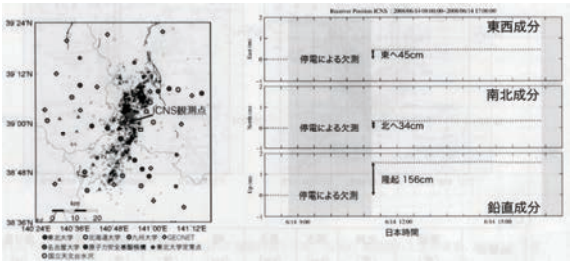


図8　2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動（東北大学）．

3.2　GPS観測による余効変動

GEONET観測点のデータにより，本震発生後の数ヶ月において，顕著な余効すべりが震源域およびその周辺の複数の観測点で観測された（図9）．2007年度から設置している東北大学・原子力安全基盤機構（JNES）の共同研究によるGPS連続観測点，今回の地震の発生後に全国の大学が設置したGPS臨時観測点，GEONET観測点のうち，震源域の北端付近の出店断層を横切るように設置されていた観測点では，本震時の変動とその後の余効変動の動きが逆センスである（図10）．すなわち，図10(d)に示されたように，本震時には0796観測点（GEONET）以西で東向きの変位が検出されており，それらは断層の上盤側の動きであると推定される．一方，本震後4週間では0796観測点以東は西向きの変位が観測されており，それらは断層下盤側の動きである．したがって，本震時すべりと余効すべりとは，それぞれ別の断層の動きによるものである可能性が高い．

本震時の変動（図10(b)）の上盤・下盤の動きの境界は出店断層の地表トレースよりも約5 km程度西側に位置していることから，本震時には出店断層の深部では顕著なすべりは発生していなかった可能性が高い．さらに，本震のすべり量分布（図4）からは，震源域北部の出店断層付近では大きなすべりは発生していないことが指摘されている．

3.3　合成開口レーダーによる地殻変動

陸域観測技術衛星（ALOS）「だいち」の合成開口レーダーにより，今回の地震の震源域およびその周辺域の広域な地殻変動の分布が観測されている．図11にはSAR干渉画像による地殻変動の縞模様が，余震分布（2008年岩手・宮城内陸地震緊急合同余震観測グループ），地表変状（産業技術総合研究所）等と重ねて示されている（国土地理院資料）．震源域直上では，山地の崩壊や地滑りなどの影響で干渉画像を作成することが困難だったため，干渉縞の模様が得られていない．SAR干渉画像による地殻変動を説明するための断層すべりのモデルがいくつか提案されているが，大局的には地震波によるすべり量分布モデルやGPS観測によるすべり量分布モデルと同様に，震源の南側浅部にすべりの大きな領域が分布するモデルで説明可能である．

SAR干渉画像による地殻変動の解析は，広域の変動場の推定に非常に有効な手法であるが，今後は同一周回軌道のデータが短期間で得られるような衛星の利用が可能となり，災害復旧などに役立つ情報が瞬時に得られることが熱望される．

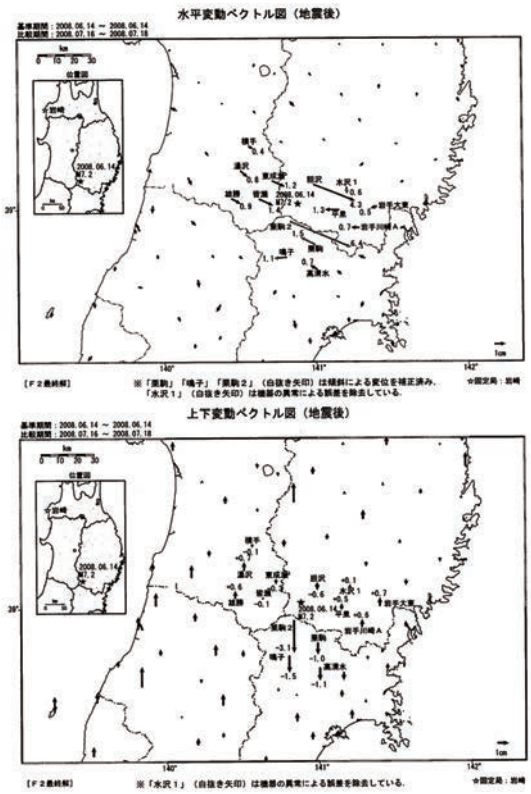


図 9　2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う余効変動（国土地理院）.

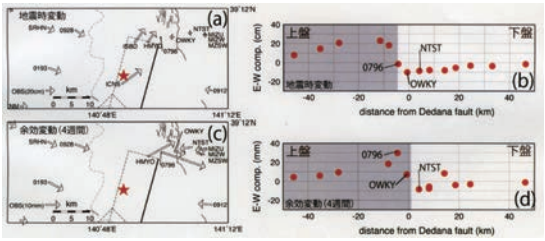


図 10　(a) 本震時の水平変動ベクトル．赤星印は本震震央，矩形は推定された本震断層面を示す．(b) 出店断層を横断する測線における各観測点の水平変動の東西成分．横軸は出店断層の地表トレースからの距離，縦軸は変位量を示す．(c) 本震発生から 4 週間後の累積余効変動の水平変動ベクトル．(d) 余効変動の東西成分．縦軸のスケールが (b) とは異なることに注意．

4．震源域およびその周辺の地震波速度構造

4.1　震源域の地震波速度構造

地震発生後の臨時余震観測データおよび過去の地震観測データを用いて，今回の地震の震源域およびその周辺の地震波速度分布が求められた [3]．

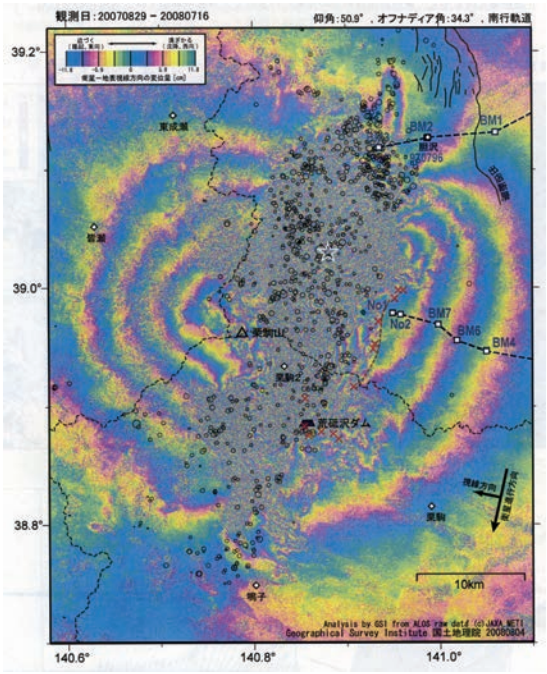


図 11　「だいち」合成開口レーダーによる地殻変動分布．2007 年 8 月 29 日と 2008 年 7 月 16 日の画像を処理してある．白星印は本震，丸印は 6 月 14 日～20 日の余震（緊急余震観測グループ），赤×印は地表変状（産総研），黒実線は活断層（地震調査研究推進本部）を示す．

図 12 は南北方向にのびている震源域をほぼ東西に横切る測線に沿った断面図に，P 波速度と本震・余震の震源を重ねて示した図である．断面 (e) や隣接したいくつかの断面をみると，西側に傾斜した余震分布で表された震源断層の上盤側の P 波速度は，下盤側のそれに比べて相対的に遅いことがわかる．このような特徴は，東北日本弧で発生した 2003 年宮城県北部地震（M6.4）や 2004 年新潟県中越地震（M6.8）でもみられている [2]．このような速度構造の特徴は，前述のように，日本海拡大時に形成された正断層の再活動による逆断層運動による地震活動である [1] との指摘と調和的である．

図 13 には下部地殻の深さ 24 km における S 波速度偏差の分布を示した．今回の地震の余震域の周囲を取り囲むように，下部地殻内には地震波低速度域が分布していることがわかる．また，図中の赤三角印で表されている活火山の直下の下部地殻は顕著な地震波低速度域となっており，地下のマグマ・地殻流体の存在を示唆している．

余震分布を詳細にみると，これらの活火山の下では余震活動が低調である．また，震源域の南端は活火山である鬼首と鳴子によって規定されており，北端は焼石岳で規定されているようにもみえる．これらのことから，今回の地震の震源断層の広がりは地下の地震波速度構造，

換言すると，温度分布と密接に関連していると考えられる．図 13 の右図は左図の実線に沿った深さ断面図である．地表の活火山（赤三角印）の直下には，上部地殻から下部地殻にまで連続した顕著な地震波低速度域が分布している．それぞれの活火山に対応したこれらの低速度域は，地下深部からのマグマの上昇経路であろう．また，今回の地震の震源（白星印）の直下に低速度領域が広がっており，今回の地震の発生が地殻流体と密接に関連している可能性があることを示唆している．

4.2　震源域周辺の地震波速度構造

今回の地震の震源域を含むやや広い領域における地震活動と地震波速度構造との関係をみてみる．図 14（左図）に，浅発地震の震央と過去の M5.5 以上の地震の震源断層を示す．この領域の深さ 24 km における S 波速度偏差をカラースケールで右図に示す．図中の左側の東北脊梁山地沿って南北方向にのびる地震活動帯，それとほぼ平行に分布する図中央から右側にかけての南南東－北北西にのびる地震活動帯がみられる（左図）．これら二つの地震活動帯は，東北地方のひずみ集中帯 [4] に対応している．今回の地震は，これら二つのほぼ平行な地震活動帯が収束する場所で発生しているようにみえる．

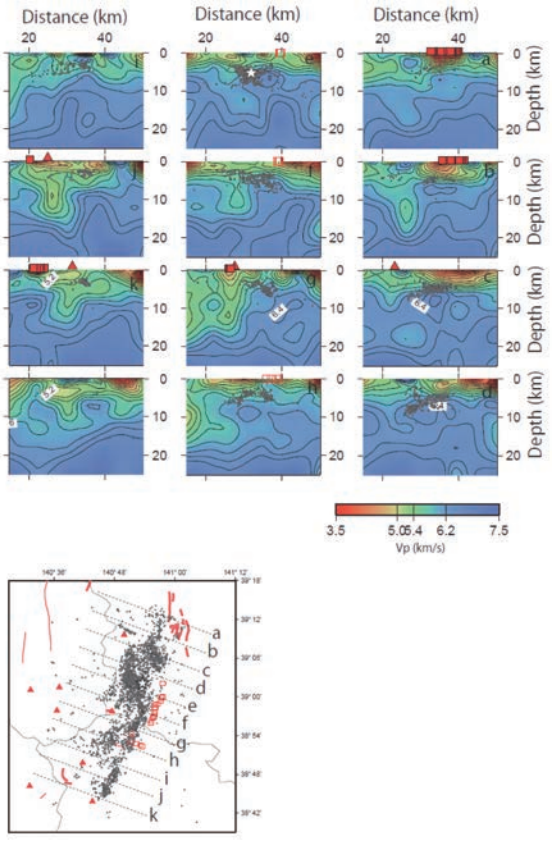


図 12　震源域の P 波速度構造．震源域の走向に直交する断面 (a)～(k) の位置を地図に示す．黒丸印，赤四角，赤枠四角，赤三角は余震，活断層，地表変状，活火山の位置を示す．断面（e）の白星印は本震を表す．（岡田ほか，2008）

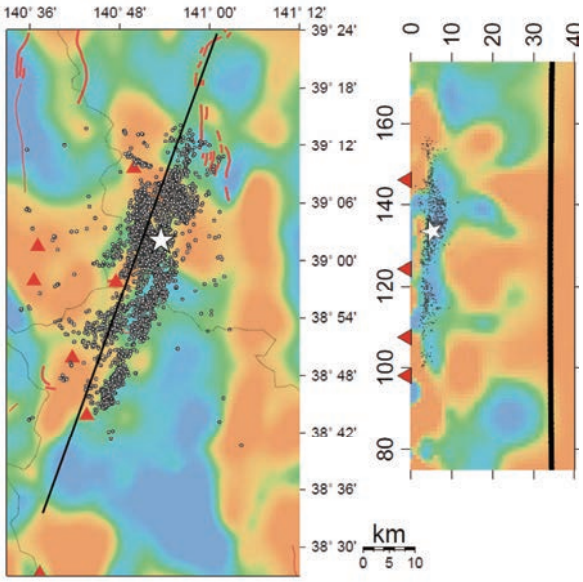


図 13　震源域およびその周辺域の地震波速度構造．速度偏差をカラースケールで示してある．（左図）深さ 24 km における S 波速度偏差．白星印と白丸印は 2008 年岩手・宮城内陸地震の本震，余震の位置を示す．赤三角印と赤実線は第四紀火山と活断層をあらわす．（右図）左図中の太線に沿った鉛直断面図．黒太線はモホ面の位置を示す．

図 14（右図）に示されるように，これら二つの地震活動帯の直下（地殻中部から下部にかけて）には顕著な地震波低速度域が南北方向に伸びている．このような地震波低速度域は，太平洋プレートを構成する含水鉱物が，沈み込みに伴って脱水分解し，マントルウェッジ内の上昇流としてモホ面近傍まで到達し，その深さに停留している状態を示しているもの [5] と考えられている．これらの地震波低速度域は，上昇流から貫入したメルトを含む部分溶融域 の可能性が高く，深部から地殻流体が多く供給されている場所であろう．右図中の白＋印は，深さ 20 km 以深に発生した低周波微小地震を示している．これらの低周波微小地震は地震波低速度域の縁に発生しており，地殻流体の移動に起因していると推定される．

図 14（左図）の赤色長方形で示された 1962 年宮城県北部地震（M6.2），2003 年宮城県北部地震（M6.4），1996 年宮城・秋田県境付近の地震（M5.9），1970 年秋田県南東部地震（M6.2）の震源断層 [6] の直下には，地震波低速度域が分布しており，これらの内陸地震の発生には地下深部から供給される地殻流体が関係している可能性が示唆される [3]．今回の地震の本震震源の直下（図 14 の白星印）にも地震波低速度域が分布していることから，今回の地震の発生に関しても地下深部から供給された地殻流体の関与の可能性が考えられる．

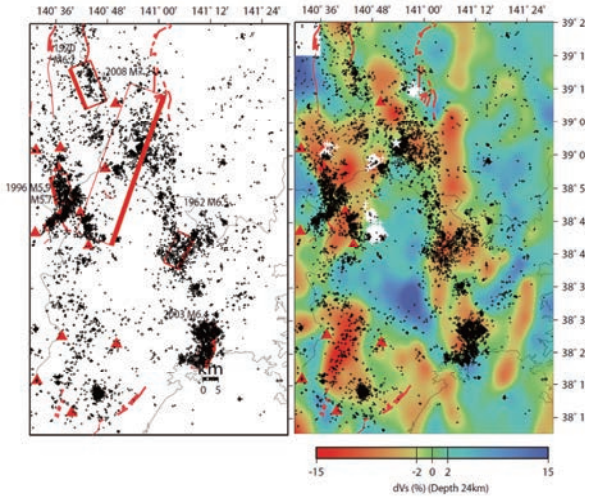


図 14　震源域周辺における地震活動と地震波速度構造．（左図）1997 年から 2008 年までの浅発地震の震央を＋印で示す．赤三角形は第四期火山，赤太線は活断層，白星印は 2008 年岩手・宮城内陸地震本震をそれぞれ示す．1960 年以降の M5.5 以上の地震の震源断層を赤長方形で示す．太線は断層面の浅い側を表す．（右図）深さ 24 km の S 波速度偏差をカラースケールで示す．白＋印は深さ 20 km 以深の低周波微小地震の震央を示す．

５．おわりに

2008 年岩手・宮城内陸地震は，東北地方で発生した逆断層型の内陸地震としては最大級の地震であった．地震発生後約 6 ヶ月が経過した時点で，この地震に関する研究成果をまとめることになったが，すべての研究成果を集約することはできていない．また，現在も継続して研究は進行中であるため，本稿の内容はそれぞれの研究の途中経過であることをお断りしておく．

今回の地震は，東北脊梁山地ひずみ集中帯の中で発生した逆断層型の地震であり，このタイプの地震としては最大規模のものの一つである．震源域に隣接して，焼石岳・栗駒山・鬼首・鳴子の活火山があり，1996 年秋田・宮城県境付近の地震（M5.9）や 1998 年岩手県内陸北部地震（M6.1）などの地震と同様に，内陸地震と地殻流体との関わりを理解する上で，重要な結果が得られつつある．火山近傍で発生した同規模の地震としては，1914 年桜島地震（M7.1）があるが，一般に，活火山付近では地震発生層の厚さが薄く，また，地殻深部からの流体の供給量が多く非弾性変形が卓越するために，大きな歪を蓄積できないために，大地震の発生の可能性は低いと考えられてきた．

詳細な余震分布と地震波速度構造を比較した結果，今回の地震の余震はすべて，地震波高速度域内部にのみ発生しており，温度が高いと考えられる低速度域を避けて分布している．さらに，震源断層の広がりは，周辺の活火山の分布や地震波速度分布により制限されているように見えることから，内陸地震の発生機構に地下の温度分布が強く関わっていると推定できる．今後，より詳細な余震分布，地震時すべり分布，余効すべり分布，地震波速度分布などの研究が進むことにより，内陸地震の発生機構に関する成果が数多く得られることを期待する．

参考文献

1）佐藤比呂志，1996．日本列島のインバージョンテクトニクス．活断層研究，**15**，128-132．

2）Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Matsuzawa, A. Hasegawa, H. Zhang, and C. H. Thurber, 2006. Detailed imaging of the fault planes of the 2004 Niigata-Chuetsu, central Japan, earthquake sequence by double-difference tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244,** 32-43.

3）岡田知己・海野徳仁・長谷川昭・2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ，2008．2008 年岩手・宮城内陸地震～震源域の地下構造からみたマグマ・地殻流体との関係．科学，**78**，978-984．

4）Miura, S., T. Sato, K. Tachibana, Y. Satake, and A. Hasegawa, 2002. Strain accumulation in and around Ou Backbone range, northeastern Japan as obsered by a dense GPS network. *Earth Planets Space*, **54**, 1071-1076.

5）Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino, and S. Miura, 2005. Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, **403**, 59-75.

6）海野徳仁・仁田交市・長谷川昭・佐藤比呂志，2000．過去の大地震の震源域周辺の微小地震活動．地球惑星科学関連学会，se-018．

１３．短期的スロースリップ・深部低周波微動

小原　一成（独立行政法人防災科学技術研究所）

１．はじめに

1995年の兵庫県南部地震・阪神淡路大震災を契機として発足した地震調査研究推進本部によって，地震に関する基盤的調査観測計画が策定され，その計画に基づいて国土地理院ではGPS観測網GEONET，防災科学技術研究所（以下，防災科研という）では高感度地震観測網 Hi-net，広帯域地震観測網F-net，基盤強震観測網KiK-net等の基盤的地震観測網の整備を進めてきた[1]．10年前は，これらの新たな観測網が概成しつつある段階であったが[2]，その後の10年間で，これらの観測網から生成される大量の高品質データの蓄積に基づき，検知能力と観測精度が飛躍的に向上するとともに，様々な地震現象が発見され，地震調査研究は目覚しい発展を遂げている．その中で最も顕著なもののひとつとして，深部低周波微動・短期的スロースリップの発見が挙げられる．本稿では，これらの現象の発見の経緯及び現象の特徴について述べる．

２．現象の発見と主な特徴

2.1　深部低周波微動発見の経緯

深部低周波微動とは，西南日本のフィリピン海プレートの沈み込み境界付近において発生する，通常の地震よりも非常に長く継続する微弱な振動現象であり，同規模の通常の地震の波形に比べて卓越周波数が低いという特徴を有する．これは，火山の存在していない地域で発生することから，非火山性微動（Non volcanic tremor）とも呼ばれる．この現象を「微動」と捉え，その全体像を明らかにし，最初に論文公表したのはObara (2002)[3]であるが，その微動の一部を構成する「低周波地震」が，火山以外の場所で発生していることを初めて報告したのは，西出・他(2000)[4]である．低周波地震とは，同程度の振幅を示す通常の地震に比べて低周波成分に卓越する地震のことであり，以前から火山周辺のモホ面近傍に発生していることが知られていた[5][6]．

一方，1995年に制定された地震防災対策特別措置法に基づき，防災科研や大学等各機関の高感度地震観測データが気象庁に一元化されたことに伴い，微小地震に対する検知能力は飛躍的に向上した．その結果として，火山近傍に発生する低周波地震と同様の地震が，火山から離れた愛知・三重県内において，検出されたはじめたのである．気象庁では，通常の地震とは明らかに異なり低周波成分に卓越するこれらの地震について，「低周波地震」というフラグを付与して一元化カタログに掲載することとした[4]．

その後，防災科研による高感度地震観測網Hi-netの整備が全国的に進み[7]，順次，気象庁の一元化処理に加えられてさらに微小地震に対する検知能力が向上し，全国的な「低周波地震」の発生状況が明らかになってきた．その結果，火山から離れた場所に発生する低周波地震は，愛知・三重県内だけではなく，紀伊半島南部から四国全域に至るまで，帯状に発生していることが明らかにされた[8][9]．それ以外に，2000年鳥取県西部地震震源域などの活断層深部にも，深部低周波地震の存在が確認されている[10][11]．

一方，防災科研では，高感度地震観測網Hi-netの整備・運用業務の一環として，全観測点における連続波形モニタリングの可視化を2000年から開始し，その直後から，人為的雑微動にも似た微弱振動が，西南日本の複数観測点で同時に観測されることを把握した．この振動は，火山近傍の深部低周波地震と同様の周波数特性を有するが，P波やS波などの明瞭な位相を伴わず，しかも非常に長期間継続するため，地震というよりも微動として認識された．Obara (2002)[3]は，この微動の発生源をエンベロープ相関法（後述）にて決定し，微動源がフィリピン海プレートの等深線に平行に，長野県南部から豊後水道に至る全長約600kmの範囲に分布していることを明らかにした[12]．

2.2　深部低周波微動の特徴と震源決定

深部低周波微動の活動継続時間は，数時間から数週間に及び，その中で消長を繰り返す．微動の振幅は数100nm/sで，雑微動レベルの高い観測点では検知が困難である．つまり，Hi-netボアホール観測の低ノイズ環境が，この微振動現象を検出する上で大変効果的であったことを示すものである．微動の周波数特性は単色的ではなく 1.5～5Hz の幅を有するランダム波群（図１）であるが，時には約2Hzに卓越する孤立的位相が含まれる．この位相をS波として検測することで震源決定可能な場合があり，上述したように気象庁では，これを「低周波地震」として一元化カタログに掲載している．

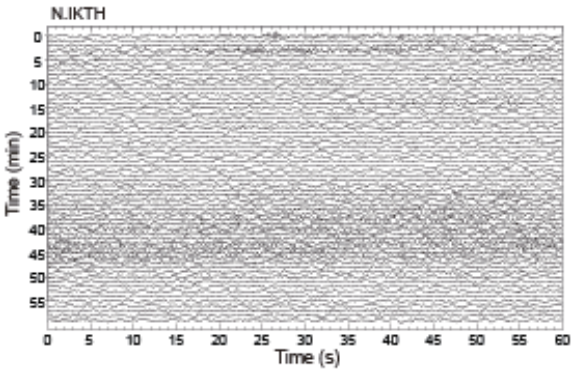


図１　深部低周波微動を含む１時間分の連続波形記録．

しかし，このような検測可能な位相が出現する頻度は少なく，深部低周波微動のほとんどについて通常の震源決定手法を適用することは非常に困難である．そもそも，微動の振幅は小さく，その発生を認識すること自体困難であったが，Obara (2002)[3]は，エンベロープ（RMS：二乗振幅平方根）に変換することで，隣接観測点の波形を長時間にわたって同時に比較することを可能とし（図2），微動活動の全体像が把握

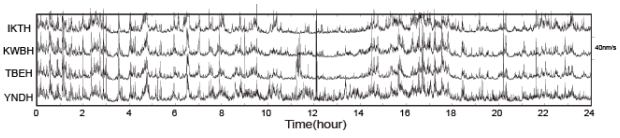


図２　四国西部における 24 時間のエンベロープ波形記録.

しやすくなることを示した．さらに，エンベロープ波形が隣接観測点で相似である性質を利用し，個々の位相ではなくエンベロープ形状の相関処理から微動源を推定する，エンベロープ相関法と呼ばれる手法を開発した．つまり，2 観測点におけるエンベロープ波形の相互相関を計算し，相関係数が高い場合にその時間差を求め，複数の観測点ペアで求められた時間差から，微動の震源決定を行うものである．この手法の利点は，位相の検出が困難でも微動源を推定し，しかも連続的処理を可能とすることにあるが，相関処理を行う時間窓内では単一微動源を仮定するため，複数個所で同時に微動が発生する場合には対応しない．また，エンベロープの時間差は，微動の S 波エネルギーの伝播時間の違いに相当し，S 波走時のみで震源決定を行うことになるため，深さ方向に誤差楕円が伸びる傾向にある．しかし，微動活動時系列の全体概要や，おおよその位置を自動的に把握するには大変有効である．エンベロープ相関法によって誤差 1km 以内に震源決定された微動源分布を図 3 に示す.

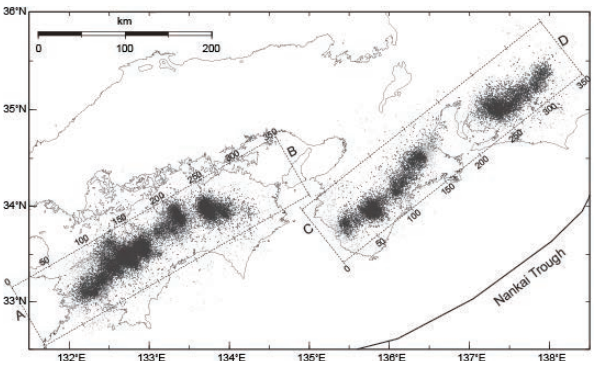


図３　深部低周波微動の震央分布（2001 年から 2007 年）．微動源はエンベロープ相関法で推定されたもので，黒色の点は誤差 0.5km 以内，灰色の点は誤差 1km 以内のものを示す．矩形 AB, 及び CD は，図 9 の時空間分布の範囲を表す.

深部低周波微動は，長野県南部から豊後水道に至る全長約 600km の帯状領域に分布し，その場所は巨大地震発生域より背弧側の，沈み込むフィリピン海プレート境界の等深線 30km 付近に相当する．また，帯状領域に沿って発生頻度は必ずしも一様ではなく，伊勢湾や紀伊水道では不活発であるのに対して，四国西部や紀伊半島北東部では非常に活発であり，その時空間的特徴から，それぞれ固有の周期性を示すセグメントに分けられる.

エンベロープ相関法による微動源の深さのばらつきは大きいが，深部低周波微動のうち気象庁一元化カタログ中に低周波地震として掲載されるものは，微動の中で震源決定しやすいものを抽出しているため，震源分布はある程度集中する．例えば，四国西部ではフィリピン海プレート内に発生する通常の地震活動より約 10km 浅い位置に微動源が分布し，それらと平行に背弧側に向かって深くなる（図 4）．この微動の分布は，海域における反射法探査から推定されたフィリピン海プレート境界[13]とも調和的であり，微動がプレート境界で発生していることを示す．Shelly et al.（2006）[14]は，気象庁の

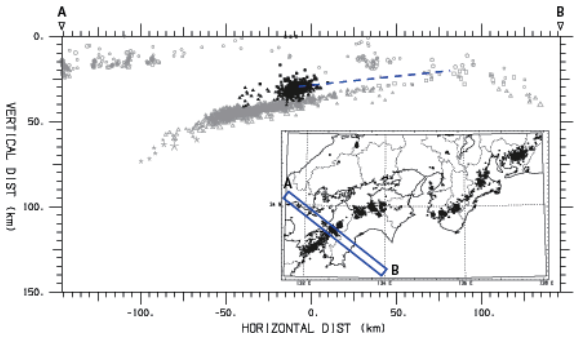


図 4　気象庁一元化カタログに基づく深部低周波微動（低周波地震）の震央分布及び四国西部における深さ断面図（2001 年から 2004 年）．黒色の点は低周波微動（地震），灰色の点は通常の地震を表す.

カタログに従って Hi-net 波形データの相関解析から高精度微動源決定を行い，微動が薄い層の中に分布することを明らかにした．Ide et al.（2007）[15]は，この波形相関処理で用いられた微動波形を足し合わせることで SN 比を高めて発震機構解を求め，フィリピン海プレートの沈み込みと調和的な低角逆断層の解を得ることに成功し，深部低周波微動がプレート境界における地震現象であることを初めて直接的に示した.

2.3　短期的スロースリップイベント

深部低周波微動は帯状領域の中で時空間的に集中して発生するが，この微動活動に同期して地殻変動が生じていることが，Hi-net に併設されている高感度加速度計（傾斜計）で明らかにされた[16]．微動が西南日本で最初に発見された当時[3]，フィリピン海プレートと上盤との境界で発生するスロースリップが豊後水道や東海地方で検出されていた[17)18)]が，微動とこれらのスロースリップとの関係は明らかではなかった．一方，北米大陸カスケード地方では，ファン・デ・フーカプレートの沈み込みに伴って，定常的には東向きの変位が観測されるが，それとは逆向きの動きを示すスロースリップイベントが GPS で検出され，そのスリップ源は時間とともに移動することが示された[19]．さらに，このスロースリップイベントは 13〜16 ヶ月周期で繰り返し発生していることも判明した[20]．プレート形状の走向に沿って 1 日 10km 程度で移動する性質は，後述する西南日本の深部低周波微動の特徴と似ていることから，カスケード地方において地震記録を見直したところ，日本と同様に，通常の地震に比べ低周波に卓越する地震性の微動がスロースリップと同期して発生していたこと

が明らかになったのである[21]．

以上の結果をもとに，四国西部におけるHi-net観測点で得られた傾斜記録から，Baytap-G[22]を用いて潮汐成分を除去して詳細に観察したところ，顕著な微動活動に同期して，微動源近傍の日吉観測点（HIYH）でステップ的な傾斜変化が検出された（図5）．このような，微動と傾斜変化の同期現象は，2001～2002年の2年間で4回，ほぼ6ヶ月間隔で観測されている．これらの傾斜変化は1週間程度の時定数を有する（図6）．微動活動については，微動源が移動する特徴を有し2001年1月及び2002年2月の活動では北東から南西へ，2001年8月と2002年8月には南西から北東へ移動した．傾斜変化のパターンも微動の移動方向と密接に関連し，2001年1月及び2002年2月では，最初は南下がりでその後南東下がりとなるのに対して，2001年8月と2002年8月には逆に，南東下がりから南下がりへと変化した．以上の観測事実は，微動の移動に伴って，地殻変動源も移動することを示している．このような傾斜変化は微動源近傍の複数の観測点で捉えられており，微動源の移動を考慮して時期を分けて，遺伝的アルゴリズムを用いたインバージョンによって地殻変動源としての断層パラメタを推定したところ，フィリピン海プレート境界における逆断層メカニズム解を有するスロースリップイベントで，さらに微動源とほぼ一致することが示された（図7）[16) 23) 24) 25)]．

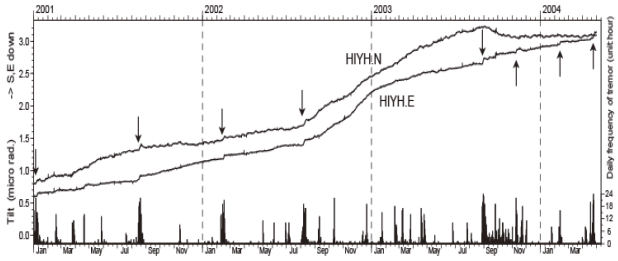


図5　四国西部における深部低周波微動活動と愛媛県日吉観測点（HIYH）の傾斜変化．2001年から3年半について示す．下段の微動活動時系列は1時間単位とした1日毎の微動発生状況である．微動活動に対応した傾斜変化を矢印で示す．

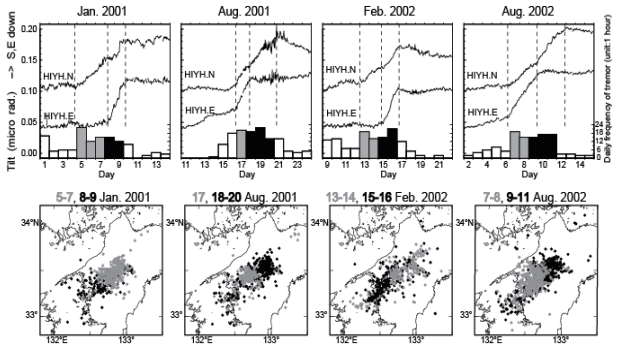


図6　（上）深部低周波微動発生時における傾斜変化と微動活動度．横軸は2週間．破線は傾斜ベクトルの変化した時間を示す．灰色と黒色は，活動の前半と後半を表す．（下）微動源分布．灰色と黒色は，活動の前半と後半を表す．

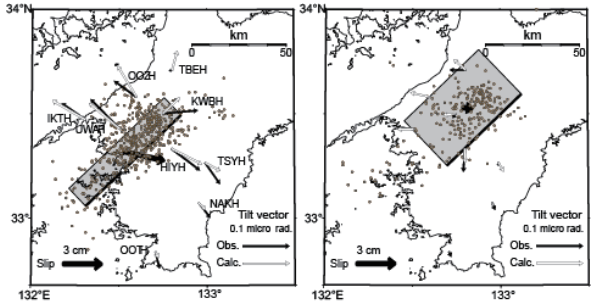


図7　2002年8月の短期的スロースリップイベント断層モデル．左が前半，右が後半の期間で推定した結果であり，黒矢印と白矢印はそれぞれ傾斜ベクトルの観測値及びモデルから計算される理論値である．

2.4　深部超低周波地震

深部低周波微動活動が特に活発化する際に，やや長周期の波動を放出するスロー地震が，Ito et al.（2007）[26)]によって検出された．このスロー地震は「深部超低周波地震」と呼ばれ，Mw3.0～3.5で，その波動は周期約20秒のradial成分に卓越する（図8）．この周期帯では，脈動によるノイズ振幅が非常に大きく，有意なシグナルの検出が大変困難であったが，Tsuruoka et al.（2008）[27)]によって開発されたGrid-MTを採用し，格子状に配置した数多くの仮想震源と発震機構解を基に理論波形を計算し，高感度地震観測網Hi-netに併設されている高感度加速度計や広帯域地震観測網F-netの観測波形と照合することによって，その検出及び震源と発震機構解の推定が可能となった．震源位置は，深部低周波微動の活動域にほぼ一致し，発震機構解は逆断層型で，断層面の傾きやその深さがプレート境界とほぼ一致することから，この地震も深部低周波微動と同様，プレート境界現象であると判断される．最近，Ide et al.（2008）[28)]は卓越周期約80秒という，さらに低周波の地震の存在を指摘した．

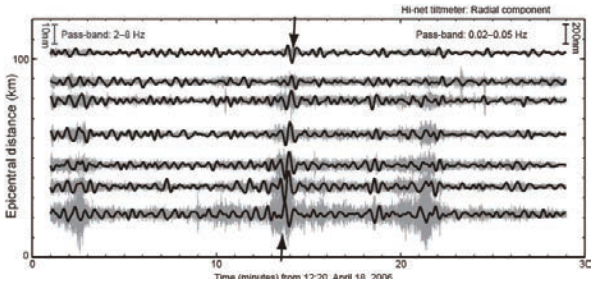


図8　深部超低周波地震波形例．

３．深部スロー地震群の活動の特徴

巨大地震震源域深部の遷移領域で発生する以上の３種類のスロー地震は，いずれもプレート境界を震源とし，低角逆断層型のメカニズム解を示すことから，時定数の異なるプレート間すべり現象であると考えられる．これらのスロー地震については，通常の地震とは異なるスケーリング則に従うモデルが，Ide et al(2008) [29]によって提唱されているが，現象間の因果関係はまだ解明されていない．しかし，現象発生の同相性を考慮すると，同一の，あるいは非常に強い相互作用の元で発生する現象であると考えられる．いずれも，観測網が稠密に展開されてようやく認識されたものであるが，現象の検出は現時点でも容易ではない．

短期的スロースリップイベントによる地殻変動は，北米カスケード地方ではGPS で検出可能であるが，西南日本ではイベントの規模が小さく，GPS では明瞭には検出されていない．ボアホール傾斜計や歪計は感度が高く，西南日本の短期的スロースリップイベントはこれらのセンサーで検出されているが，一方では降雨や気圧変化などの影響を受けやすく，ノイズのために現象の発生を認識できない場合もある．深部スロー地震群の中では深部低周波微動が最も検出しやすく，また移動現象などを捉えやすいため，以下では主に微動活動に基づいて深部スロー地震活動の特徴を示す [30) 31)]．

3.1　周期性とセグメント構造

深部低周波微動活動は，定常的に発生することはほとんど無く，時空間的に集中しエピソディックに発生する（図 9）．それぞれのエピソードは，発生する地域によって活動範囲が限定されており，その活動域の広がりやそれぞれの地域における活動の周期性を考慮すると，固有の活動周期を有するいくつかのセグメント（東海地域，紀伊半島北東部，紀伊半島中部，紀伊半島南西部，四国東部，四国中部，四国西部・豊後水道）に領域分けされる．四国西部・豊後水道域では，およそ６ヶ月周期で微動活動が発生し，同時に短期的スロースリップイベントによる傾斜変化が検出される．紀伊半島北東部でも，微動活動の再来周期は約６ヶ月で，短期的スロースリップイベントが傾斜変化として検出される場合が多い．これらのセグメントは長さ約 100km に及ぶのに対して，四国東部や中部では 50km 以下であり，微動活動の再来周期は約３ヶ月と短く，傾斜変化も検出されない場合も多い．このことは，活動の規模とセグメント長が関係していることを示唆する．

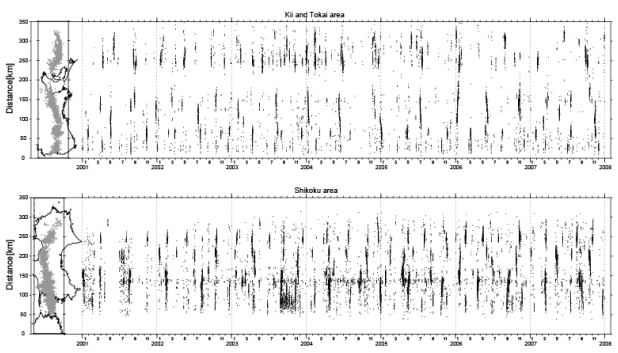


図９　深部低周波微動の時空間分布図.

3.2　移動性

周期的に発生する深部低周波微動は，それぞれの活動期間中にセグメント内を移動する性質を有する．移動の開始点や方向性，移動速度には必ずしも固有の特徴が存在するわけではないが，移動速度は，平均的には１日約 10km である．また，移動の方向性については，セグメント毎に若干の傾向性を有する [32)]．四国西部で発生した，短期的スロースリップイベントを伴う主な微動エピソードについて，微動の時空間分布と傾斜変化を比べてみると（図 10），これらの主な微動活動の活発化は傾斜変化の開始とほぼ同時で，移動する微動活動の先端は常にシャープであり，その背後では微動活動がしばらく継続する傾向がある [30)]．

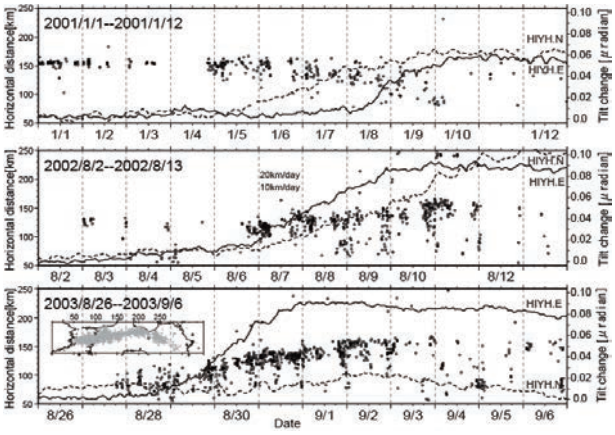


図 10　四国西部における深部低周波微動の時空間分布拡大図と愛媛県日吉観測点（HIYH）の傾斜変化．実線が EW 成分，破線が NS 成分を表す．

3.3　トリガリング

微動は，他の地震にトリガーされて発生する場合がある（図 11）[33) 34)]．2004 年のスマトラ地震では，表面波による振幅変化に応じて深部低周波微動が 20 秒間隔で発生した [35)]．また，2003 年のアラスカ・デナリ地震では，カスケード地方やサンアンドレアス断層でも深部低周波微動のトリガリングが報告されている [36) 37)]．このようなトリガリング現象は遠地地震によってのみではなく，近地地震についても知られており [34)]，トリガーされた微動はすぐに活動が沈静化する場合が多いが，顕著な短期的スロースリップイベントを伴う微動活動に発展することもある．また，数日間以上継続する活発な微動エピソードでは，12 時間あるいは 24 時間周期で活動のピークが見られることがある．これは地球潮汐の影響によるものと考えられ [38) 39)]，微動発生領域のわずかな応力変化に対しても非常に敏感に作用することを示している．

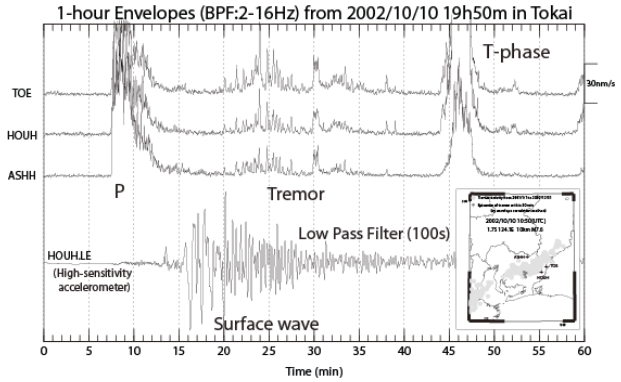


図 11　遠地地震によってトリガーされた深部低周波微動と微動源分布.

4．地域ごとの特徴

4.1　四国東部・中部

四国では，大別すると東部，中部，西部・豊後水道の活動域に分けられる．そのうち，中部と東部の間には明瞭なギャップが存在する．東部では約3ヶ月毎に微動活動が発生し，そのエピソードの半数程度には，微動活動に同期して１つの観測点で 2～3 日間の時定数を有する傾斜変化が検出されている．しかし，複数観測点で同時に傾斜変化が検出され，断層パラメタが推定された短期的スロースリップイベントは，2001年のモニタリング開始後2008年末までの期間では，2006年11月[40]，2008年2月[41]，2008年10月[42]の3回のみである．中部では，東部同様に約3ヶ月周期で微動活動が発生するが，ほとんどの場合東部の活動とは一致しない．また，中部での微動活動には，同期する傾斜変化が検出されることはあまりない.

4.2　四国西部・豊後水道

この地域は，西南日本の中で最も微動活動が活発であり，小規模な微動は頻繁に発生するが，継続期間が数日以上の大規模な微動活動は約半年毎に繰り返される．この大規模な微動活動に伴って，複数観測点で傾斜変動がほぼ毎回観測され，短期的スロースリップイベントの断層パラメタが推定されている．この地域の微動活動は，明瞭な移動を示す場合が多いが，その方向は特に決まってはいない．例えば，上述のように，2001～2002年の2年間では4回の微動・スリップエピソードが半年毎に発生しているが，移動方向は交互に反転し，その移動方向に応じて傾斜ベクトルもエピソードの途中で向きを変える（図６）．これらの短期的スロースリップイベントの規模は，モーメントマグニチュード6.0前後で，すべり量は1～2cmである．2003年の後半には豊後水道にて数ヶ月継続した長期的スロースリップイベントが発生したが，その期間中は短期的スロースリップイベントが加速し，3 ヵ月間隔で発生した[23) 43) 44) 45)]．その後は，再び６ヶ月周期で微動及び短期的スロースリップイベントが発生し続けている[46) 47) 48) 49) 50) 51) 41)]．深部超低周波地震も，半年毎の短期的スロースリップイベントに同期して，ほぼ毎回検出されているが，2007年3月には，過去最大となるM3.8のイベントが発生した[51)].

4.3　2003 年豊後水道長期的スロースリップイベントと深部低周波微動・短期的スロースリップイベント

2002 年 8 月までほぼ半年毎に発生していた四国西部の微動・短期的スロースリップ活動は，その後１年近く顕著な活動が無かったが，2003年８月末から，豊後水道で顕著な活動が始まり，北東に移動しながら約１週間継続した．ちょうどそのころから，国土地理院の GEONET にも数ヶ月間継続する GPS 地殻変動が観測され，防災科研の傾斜計にも同様の長期的変動が検出された．これは豊後水道を発生源とする長期的スロースリップイベントによる地殻変動であり，Mw6.7 と推定されている[52) 23)]．この長期的スロースリップイベントの発生期間中，豊後水道では小規模な微動が頻繁に発生し，他の時期に比べて顕著に活動レベルが高くなっている．また，移動を伴う顕著な微動・短期的スロースリップイベントも約 3 ヶ月間隔で発生した．同様の長期的スロースリップイベントは，この地域では1996-97年にもGPSで検出されている[17)]が，そのときに微動活動が発生していたかどうかはまだ明らかではない.

4.4　紀伊水道

四国東部から紀伊半島の間の紀伊水道では，微動が検出されていない．この原因としては，海域であるが故に検知能力が他地域に比べて低いということもあるが，もし振幅の大きな微動が発生していれば陸域でも十分に観測されるはずであり，四国西部で見られるような比較的大きな振幅を有する微動は発生していないことを示している．これは，四国東部の微動活動が香川・徳島・愛媛県境付近で最も活発であるが，東に向かうほど活動回数も少なくなり，また微動振幅も小さくなることと調和的である.

4.5　紀伊半島西部・中部

紀伊半島では，大別すると南西部，中部，北東部の３つの活動域に分けられる．そのうち，南西部（和歌山県南西部）と中部（奈良県南部）はおよそ３ヶ月周期で微動活動が発生するが，防災科研の観測網では，これに対応する傾斜変化を検出していない．しかし，名古屋大学・東濃地震科学研究所が和歌山県新宮市に設置したひずみ計では，紀伊半島中部に発生した微動に伴うひずみ変化を捉えている[53)]．さらに，同様のひずみ変化が，後述する2006年1月の大規模な微動の開始前に観測されたことから，微動を伴わないスロースリップを捉えた可能性があることを示唆している。

4.6　紀伊半島北東部

主に三重県中部を中心とした地域では，約６ヶ月毎に顕著な微動活動が発生し，短期的スロースリップイベントによる傾斜変化もしばしば検出される[44) 46) 47) 40) 49) 50) 41)]．スロースリップイベントの断層モデルは逆断層型で，すべり量が約1cm程度であると推定されている[24)]．この地域の微動は，伊勢湾から南西に向かって移動する傾向が多い．微動は，伊勢湾沿岸部よりも内陸部の方が活発であるが，超低周波地震は伊勢湾沿岸部に多く発生し，特に2008年11月の活動では，

顕著な超低周波地震活動が観測された[54]．しかし，伊勢湾から知多半島の領域では，微動はほとんど検出されていない．

4.7　2006年1月の連動型イベント

2006年1月に発生した微動活動は，紀伊半島北東部の活動領域の中の南端から発生し，その後，北東に1日約10kmの速度で移動した（図12）[55)56)]．これに同期して，深部超低周波地震の発生域も北東方向に移動し[26)]，傾斜変化が検出される観測点も徐々に北東側に移り変わっていった．これらの活動は，その後伊勢湾を越えて愛知県側に達し，愛知県内をさらに北東方向に移動して，約2週間継続した．これまで，紀伊半島側と愛知県側でほぼ同時期に微動活動が発生することはあったが，移動の方向性が異なるなど，その連続性は明らかではなかった．しかし，今回のように，明瞭な連続的移動現象が観測されたのは初めてである[56)]．短期的スロースリップイベントとしては，連続的に移動した可能性もあるが，傾斜変化パターンや微動の集中度から5つのステージに分け，それぞれ断層モデルを推定した結果，これらのスロースリップイベントによるモーメントマグニチュードの総和はMw6.2であった[55)56)]．

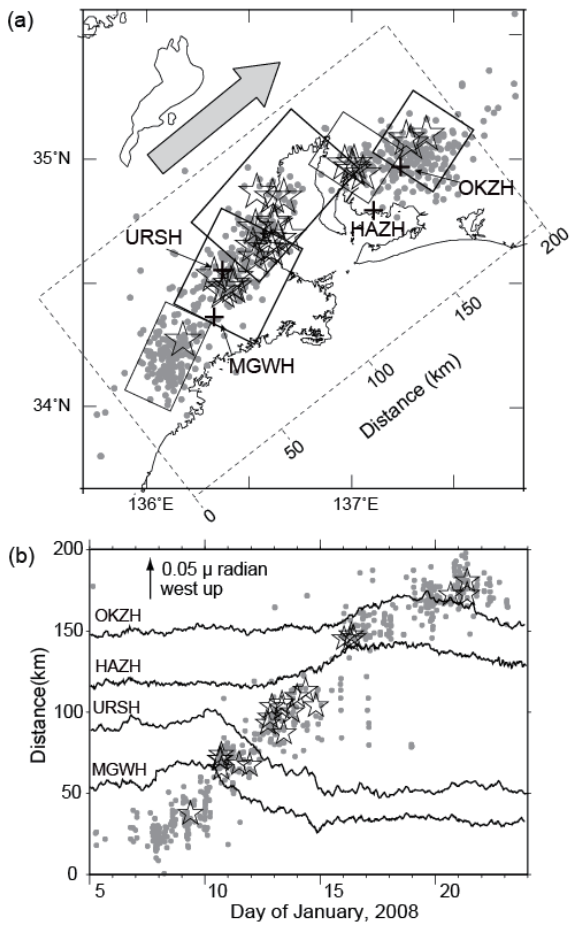


図12　2006年1月における紀伊半島・東海地域の移動性スロー地震の震央分布(a)と時空間分布(b)．灰色点が微動，星印が深部超低周波地震を表す．(a)中の矩形はスロースリップイベントの断層モデル位置，(b)中の線は各観測点での傾斜変化を示す．

4.8　東海地域

東海地域では，愛知県から長野県南部にかけて微動が分布するが，活動度としては北東に向かうに従って徐々に低下する．2001年から2008年までの活動を見ると，2003年ごろに頻発し，2004年以降はほぼ半年周期で発生する．この地域では，2004年12月に発生した微動活動に同期した傾斜変化が防災科研Hi-netによって初めて捉えられた[46)24)]．これは，東海地震発生域近傍における短期的スロースリップイベントを初めて準リアルタイムで検知したものである．同地域では，その後の2005年7月に発生した微動活動に同期した短期的スロースリップイベント[57)]について，気象庁の歪計にも変化が生じていることが準リアルタイムで把握された[58)]．さらに，産業技術総合研究所の豊橋・豊橋東観測点でも，同様のひずみ変化を観測している[59)]．この短期的スロースリップイベントについては，国土地理院のGEONETでは検出されていない．防災科研によって推定された断層モデル[47)]から，GEONET観測点での地表変位を計算したところ，水平変動で1mm以下，上下変動で1mm程度のみであり，検出限界以下の変動であった[60)]．小林・他(2006)[61)]は，過去の気象庁歪計データを再解析し，同様の現象が1984年から発生していたことを明らかにした．さらに，ひずみ変化のパターンが毎回同じではなく，少なくとも3つのタイプに分類されること，東海地域の深部低周波微動（地震）活動が3つの活動域に分かれ，それぞれの活動がひずみ変化の3つのパターンと調和的であることを示した．

4.9　東海長期的スロースリップイベントとの関係

東海地域の深部低周波微動発生域に隣接した浅部では，浜名湖を中心とした地域で長期的スロースリップイベント[18)]が2000年後半から2005年まで継続したことが，国土地理院のGEONETによって明らかにされたが，特に2003年前後にはすべりが加速していた．このことは，2003年から2004年にかけて小規模な微動が頻発したことと関連がある可能性がある．気象庁では，低周波地震とひずみ観測に基づく短期的スロースリップイベントのモーメント時間変化をモニタリングし[62)]，GEONETによる長期的な東海スロースリップイベントのモーメント変化と同様なパターンを示している．以上のことは，浅い側の長期的スロースリップイベントによって，深部のスロー地震群が活性化したものと考えられる．この関係は，既に述べたように，2003年の豊後水道で発生した長期的スロースリップイベントの際にも，さらに顕著に見られている．

5．最近の取り組み

産業技術総合研究所では，2006年度より東海・東南海・南海地震想定震源域を取り囲むように，地下水等総合観測網の整備に着手した．既に稼動を開始している紀伊半島内の観測点では，例えば，2008年6月の紀伊半島北東部から中部にかけて発生した深部低周波微動活動に伴うによるひずみ変化を捉えることに成功している[63)]．また，気象庁・気象研究所では東海地域においてレーザーひずみ計の開発・観測を行なっ

ており，2008年8～9月に長野県南部から愛知県にかけて発生した深部低周波微動に伴う短期的スロースリップイベントによるひずみ変化を捉えた[64]．

6．浅部超低周波地震

以上，プレート境界の固着域深部における新たに検出された現象について述べてきたが，西南日本の南海トラフ沿いの浅い領域でも，やや似たような現象が検出されてきた．この現象は「浅部超低周波地震」と呼ばれ，短周期成分の実体波をほとんど含まず，周期約10秒の長周期表面波のみを励起する地震である．この地震はもともとIshihara（2003）[65]によって，防災科研F-netの連続データを用いて発見されたものであり，通常のイベントトリガー方式では検知されないため，気象庁の一元化カタログには掲載されていない．Obara and Ito(2005)[66]は，Hi-net併設の高感度加速度計を利用し，波形相関解析に基づいて震央位置の推定を行った．

その結果，超低周波地震の発生域は日向灘，室戸岬沖の土佐ばえ付近，紀伊水道，紀伊半島南方沖及び紀伊半島南東沖で，時空間的に集中する傾向にあるが，深部スロー地震のように周期的な活動はこれまでのところ見られていない．超低周波地震のうち振幅の大きなものに対してCMT解析を行った結果，震源は非常に浅く，やや高角の逆断層型メカニズムが得られた[67]．これより，超低周波地震はプレート境界よりも浅い部分の付加体内部に発達した逆断層系で発生した地震であると考えられる．超低周波地震のメカニズム解は，海溝軸から陸に近づくにつれて断層面の傾斜角が大きくなる傾向を示し，付加体内部におけるアウトオブシークエンススラストや分岐断層の分布形状とも調和的である．さらに，日本列島周辺を対象とした超低周波地震モニタリングの結果[68]，南海トラフ以外では，2003年9月26日の十勝沖地震の直後から同震源域付近で活発に発生し，その後もバースト的活動を繰り返しながら徐々に活動の程度は弱くなってきた[69]が，2008年9月の十勝沖の地震の際には再び活発となった[70]．

7．おわりに

防災科研Hi-net等の稠密な基盤的地震観測網の整備により，フィリピン海プレートの沈み込みに伴って，巨大地震発生領域より深部の遷移領域で，深部低周波微動，短期的スロースリップイベント等といったスロー地震現象の発生が明らかにされた[3) 16) 25) 26)]．これらの現象の活動範囲，移動の性質を考慮すると，フィリピン海プレートの走向に平行な帯状の震源域はいくつかのセグメントに分かれ，各セグメントではそれぞれ固有の周期性を有し，セグメント内ではすべり破壊伝播が観測され，時には隣接セグメントへの連動破壊を引き起こすこともある[31) 32) 56)]．これらのスロー地震は巨大地震発生領域に隣接することから，巨大地震発生のトリガーとなる可能性があるだけでなく，巨大地震の連動性を解明する手がかりともなる．この現象は，西南日本だけでなく，北米大陸のカスケード地方でも検出されており，現象把握と解明のための様々な研究プロジェクトが進行中である．特に，精密な震源決定が困難とされてきた深部低周波微動については，波形相関法やアレイ処理等による技術開発が急速に進められている[14) 15)]．同時に，全世界を対象として同様のスロー地震現象の探索が行なわれ，メキシコやコスタリカ，アラスカなどからの報告もなされている[71)]．また，沈み込み帯以外では，サンアンドレアス断層でも微動が検出され[72)]，さらに遠地地震表面波によって複数地点で同時に活発化する[37)]など，その発生メカニズムを考える上で興味深い報告が次々となされている．一方，同様のスロースリップイベントでも付随する地震現象が異なる観測例もある．例えば，房総沖では，1週間程度の継続期間を有する短期的スロースリップイベントが，微動ではなく群発地震を伴って6～7年毎に発生している[73) 74)]など，世界各地で報告される現象には，それぞれの特徴が存在する．様々なケーススタディを重ねることで，テクトニクス環境，地下構造，流体分布，温度圧力条件など，スロー地震発生を規定する条件を絞り込むことにより，スロー地震発生メカニズムを解明，さらには巨大地震発生メカニズムの解明にも繋がることが期待される．

参考文献

1）小原一成，2009．独立行政法人防災科学技術研究所．地震予知連絡会40年のあゆみ（本誌），72-77.

2）岡田義光，1999．防災科学技術研究所．地震予知連絡会30年のあゆみ，71-78.

3）Obara, K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679-1681.

4）西出則武・橋本徹夫・舟崎淳・中澤博志・岡正善・上野寛・山田尚幸・笹川巌・前田憲二・杉本和信・高嶋鉄也，2000．地震データの一元的処理により把握された地殻下部の低周波地震活動．地球惑星科学関連合同大会講演予稿集，Sk-P002.

5）鵜川元雄・小原一成，1993．関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震．火山，**38**，187-197.

6）Hasegawa, A. and Yamamoto, A., 1994. Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northern Japan. *Tectonophysics*, **233**, 233-252 .

7）汐見勝彦・小原一成・針生義勝・松村稔，2009．防災科研Hi-netの構築とその成果．地震２，**61**，印刷中.

8）気象庁地震予知情報課，2001．地殻下部付近の低周波地震．地震予知連絡会会報，**67**，388-389.

9）Katsumata, A., and Kamaya, N., 2003. Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.,* **30**, 1020 .

10）大見士朗，2002．西南日本内陸の活断層に発生する深部低周波地震 ～鳥取県西部地域を中心として～．地震予知連絡会会報，**70**，538-543.

11）Ohmi, H. and Obara, K., 2002. Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(16), 10.1029/2001GRL014469.

12）小原一成，2001．西南日本で発見された地殻底部低周波微動―Hi-net における観測結果―. 地震予知連絡会会報，**67**，422-428.

13）馬場俊孝，2002．沈み込むフィリピン海プレートの形状 月刊地球，号外 38，77-81.

14）Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamula, 2006. Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature,* **442**, 188-191.

15）Ide, S., D. R. Shelly, and G. C. Beroza,, 2007. The mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L03308, doi:10.1029/2006GL028890.

16）Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara, 2004. Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* , **31**, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.

17）Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, 1999. A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.* , **26**, 3237-3240.

18）Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002. Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.

19）Dragert, H., K. Wang, and T. S. James, 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, **292**, 1525-1528.

20）Miller, M. M., T. Melbourne, D. J. Johnson, and W. Q. Sumner, 2001. Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. *Science,* **295**, 2423.

21）Rogers, G. and Dragert, H., 2003. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science,* **300**, 1942-1943.

22）Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe, and M. Ishiguro 1991. A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion. *Geophys. J. Int.,* **104**, 507-516.

23）Hirose, H. and Obara, K., 2005. Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 961-972.

24）Hirose, H. and Obara, K., 2006. Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **33**,L17311.

25）Obara, K. and Hirose, H., 2006. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics*, **417**, 33-51.

26）Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, and H. Hirose 2007. Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, **315**, 503-506.

27）Tsuruoka, H., H. Kawakatsu, and T. Urabe, 2008. GRiD MT (Grid-based Realtime Determination of Moment Tensors) monitoring the long-period seismic wavefield. *Phys. Earth Planet. Inter*, **175**, 8-16.

28）Ide, S., K. Imanishi, Y. Yoshida, G. C. Beroza, and D. R. Shelly, 2008. Bridging the gap between seismically and geodetically detected slow earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L10305.

29）Ide, S., G. C. Beroza, D. R. Shelly, and T. Uchide 2007. A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, **447**, 76-79.

30）小原一成，2007．スローと水．地学雑誌．112，837-849.

31）小原一成，2009．フィリピン海プレート沈み込みに伴う西南日本のスロー地震群の発見．地震２，61，印刷中.

32）小原一成，2007．深部スロー地震群の時系列的特徴とセグメント構造．月刊地球．29，465-472.

33）小原一成，2003．西南日本の沈み込み帯で発生する深部低周波微動の特徴．地震予知連絡会会報，70，524-532.

34）小原一成，2003．深部低周波微動の時系列的特徴ートリガー現象と周期性―．地学雑誌，112，837-849.

35）Miyazawa, M. and J. Mori, 2006. Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05303.

36）Rubinstein, J. L., J. E. Vidale, J. Gomberg, P. Bodin, K. C. Creager, and S. D. Malone, 2007. Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses. *Nature*, **448**, 579 – 582.

37）Gomberg, J., J. L. Rubinstein, Z. Peng, K. C. Creager, J. E. Vidale, and P. Bodin, 2008. Widespread triggering of nonvolcanic tremor in California. *Science,* **319**, 164.

38）Nakata, R., N. Suda, and H. Tsuruoka, 2008. Non-volcanic tremor resulting from the combined effect of Earth tides and slow slip events. *Nature Geoscience*, **1**, 676-678.

39）Rubinstein, J. L., M. L. Rocca, J. E. Vidale, K. C. Creager, and A. G. Wech, 2008. Tidal modulation of nonvolcanic tremor. *Science*, **319**, 186–189.

40）関根秀太郎，2007．西南日本の短期的スロースリップ活動（2006 年６月～11 月）．地震予知連絡会会報，77，358-365.

41）廣瀬仁・関根秀太郎・小原一成，2008．西南日本における短期的スロースリップイベント（2007 年 11 月～2008 年３月）．地震予知連絡会会報，80，426-433.

42）廣瀬仁・関根秀太郎・小原一成，2009．西南日本における短期的スロースリップイベント（2008 年 5 月～2008 年 10gatu）．地震予知連絡会会報，81，539-548.

43）小原一成・廣瀬仁，2004．豊後水道付近のスロースリップイベントと深部低周波微動．地震予知連絡会会報，71，671-679.

44）小原一成・廣瀬仁，2004．深部低周波微動とスロースリップイベント．地震予知連絡会会報，**72**，575-581.
45）廣瀬仁・小原一成，2004．2004 年 4 月に四国西部で再発した，深部低周波微動を伴う短期的スロースリップイベント．地震予知連絡会会報，**72**，585-586.
46）廣瀬仁・小原一成，2005．西南日本の深部低周波微動に同期する短期的スロースリップイベント．地震予知連絡会会報，**74**，440-448.
47）廣瀬仁・小原一成，2006．2005 年 10 月に再発した四国西部の微動とスロースリップイベント．地震予知連絡会会報，**75**，517-519.
48）関根秀太郎・小原一成，2006．四国西部における深部低周波微動を伴うスロースリップ活動（2006 年 4 月）．地震予知連絡会会報，**76**，555-556.
49）関根秀太郎，2007．西南日本の短期的スロースリップ活動（2007 年 2 月～ 2007 年 4 月）. 地震予知連絡会会報，**78**，495-499.
50）廣瀬仁・関根秀太郎・小原一成，2008．西南日本における短期的スロースリップイベント（2007 年 5-10 月）．地震予知連絡会会報，**79**，574-581.
51）前田拓人，2007．短期的スロースリップに同期して発生した超低周波地震活動（2007 年 3 月）．地震予知連絡会会報，**78**，522-524.
52）Ozawa, S., Y. Hatanaka, M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Ishigaki,, 2004. Aseismic slip and low-frequency earthquakes in the Bungo channel, southwestern Japan, *Geophys. Res. Lett.,* **31(7)** , doi:10.1029/2003GL019381.
53）福田真人・鷺谷威・伊藤武男・山内常生・浅井康広・石井紘，2008．新宮ボアホール観測点で検出された短期スロースリップに伴う歪み変化．地震予知連絡会会報，**80**，446-449.
54）防災科学技術研究所，2009．西南日本の深部低周波微動・短期的スロースリップ活動状況（2008 年 11 月～2009 年 1 月）．第 180 回地震予知連絡会資料，22-25.
55）関根秀太郎・小原一成，2006．東海地域における深部低周波微動と短期的スロースリップの連続的な移動（2006 年 1 月）．地震予知連絡会会報，**76**，407-412.
56）Obara, K., and S. Sekine, 2009. Characteristic activity and migration of episodic tremor and slow-slip events in central Japan. *Earth Planets Space*, **61**, 853-862.
57）廣瀬仁・小原一成，2006．東海地域における短期的スロースリップイベントと深部低周波微動活動．地震予知連絡会会報，**75**，375-379.
58）気象庁・気象研究所，2006．歪計により観測された東海地域の短期的スロースリップ．地震予知連絡会会報，**75**，431-437.
59）北川有一・松本則夫・小泉尚嗣，2006．愛知県東部の低周波地震に関連した産総研豊橋・豊橋東観測点の歪変化．地震予知連絡会会報，**75**，410-416.
60）国土地理院，2006．東海地方の地殻変動．地震予知連絡会会報，**75**，288-374.
61）小林昭夫・山本剛靖・中村浩二・木村一洋，2006．歪計により観測された東海地域の短期的スロースリップ（1984～2005 年）．地震 2，**59**，19-28.
62）気象庁，2008．低周波地震活動とスロースリップ．第 269 回地震防災対策強化地域判定会委員打合せ会，7.
63）板場智史・北川有一・小泉尚嗣・高橋誠・松本則夫・佐藤努・大谷竜，2008．紀伊半島における SSE に伴う歪変化（2008 年 6 月及び 11 月）．地震予知連絡会会報，**81**，502-521.
64）気象庁気象研究所，2008．レーザー式変位系によって捉えられた短期的スロースリップ（2008 年 8～9 月）による地殻変動．地震予知連絡会会報，**81**，465-466.
65）Ishihara, Y., 2003. Major existence of very low frequency earthquakes in background seismicity along subduction zone of south-western Japan.*Eos Trans. AGU,* **84**(46), S41C-0107.
66）Obara, K. and Ito, Y., 2005. 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.
67）Ito, Y., and Obara, K., 2006. Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02311.
68）浅野陽一・伊藤喜宏, 2007. 西南日本の超低周波地震活動．地震予知連絡会会報，**77**，348-352.
69）Asano, Y., K. Obara, and Y. Ito, 2008. 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, Planets and Space*, **60**, 871–875.
70）防災科学技術研究所，2008．アレイ解析によって検出された日本周辺の超低周波地震活動．第 179 回地震予知連絡会資料，27.
71）Schwartz, S. Y., and J. M. Rokosky, 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. *Rev. of Geophys.*, **45**, RG3004/2007.
72）Nadeau, M. R., and D. Dolenc, 2005. Nonvolcanic Tremors Deep Beneath the San Andreas Fault. *Science*, 307, doi: 10.1126/science.1107142.
73）山本英二・大久保正，2003．地殻傾斜の連続観測で捉えた 2002 年 10 月に発生した房総半島東方沖のスロースリップ．地震予知連絡会会報，**69**，198-204.
74）Ozawa, S., S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu, and M. Murakami, 2003. Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (6), doi: 10.1029/2002GL016665.

１４．2004 年パークフィールド地震

長谷川　昭（東北大学大学院理学研究科　地震・噴火予知研究観測センター）

１．はじめに

カリフォルニア州のサンフランシスコとロスアンジェルスのほぼ中間に位置するパークフィールドでは，Ｍ６程度の地震が繰り返し発生してきた．カリフォルニア州を北西―南東方向に走るサンアンドレアス断層は，パークフィールドのすぐ北西からサンファンバティスタまでの約 120km の区間でクリープしている．一方，すぐ南東側では 1857 年にフォートテホン地震（M7.9）で大きく滑った後，現在まで固着したままである（図 1）．すなわち，パークフィールドは，その南東側の固着している区間と北西側のクリープしている区間との遷移域に当たり，そこで M6 程度の地震が繰り返し発生してきたというわけである．

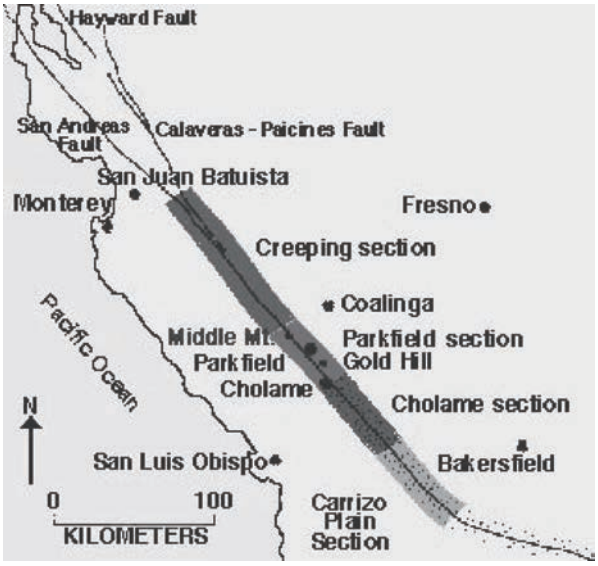


図 1　サンアンドレアス断層とパークフィールドの位置（USGS homepage）[20]．パークフィールド・セクションは，その北西側のクリープ区間と南東側の固着区間との遷移域となっている．

1979 年に Bakun and McEvilly（1979）[1]は，パークフィールドで発生した 1922 年，1934 年，1966 年の地震（M～6）の波形が互いに良く似ており，それらはサンアンドレアス断層の同一のセグメントの破壊により生じたものであると指摘した．Bakun and McEvilly（1984）[2]は，さらに，1857 年，1881 年，1901 年の 3 つの M～6 の地震を加え，計 6 回の地震が，サンアンドレアス断層に沿うほぼ同一のセグメントの破壊により同程度の規模の地震として，繰り返し発生したものであると指摘した．

つまり，パークフィールドでは M6 程度の地震がおよそ 20 年間隔で規則的に再来するというわけである(図 2)．

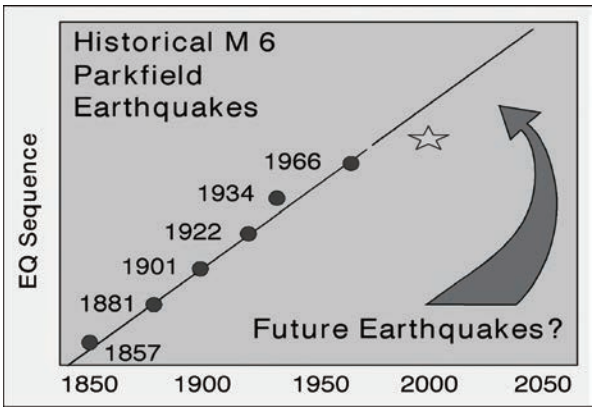


図 2　パークフィールド地震の発生履歴（CISN homepage）[19]．縦軸は地震の順番，横軸は時間を示す．

これらの研究結果に基づいて，次のパークフィールド地震の発生時期が（1988 年±7 年）と予測され，米国地質調査所，カリフォルニア州地質調査所，大学等による地震予知のための実験（Parkfield Earthquake Prediction Experiment）が始まった[3]．

この実験により，高感度地震計・広帯域地震計・強震計・歪み計・GPS・クリープメータ・地下水観測計器等，多項目にわたる集中的な観測網が展開された．震源域は人口も疎らであり種々の観測計器を設置する上でも適した地域であることから，パークフィールド地震は，地震予知研究の成果を試す格好の実験場を提供することになった．

しかし，発生が予測された期間が過ぎても，パークフィールド地震は一向に発生しなかった．このため，地震予知の実験場としての意味合いは次第に薄れていった．

その後，いずれは起こるであろう次の地震を直上の稠密な観測網で詳細に捕捉し地震現象の理解を深めるための実験場として新たな注目が集まるようになった．Earth Scope 計画の一環として，1966 年パークフィールド地震の震源域でサンアンドレアス断層を掘り抜く SAFOD（San Andreas Fault Observatory at Depth）プロジェクトが進められているのもその一つの現れである．

そのような中で，予測されていた次のパークフィールド地震が 2004 年 9 月 28 日に発生した．本震及び余震の震源分布を図 3，4 に示す．陸地直下の浅い M6.0 の地震であったものの，既に述べたように震源域及びその周辺は人口の疎らな地域であり，大した被害は生じなかった．

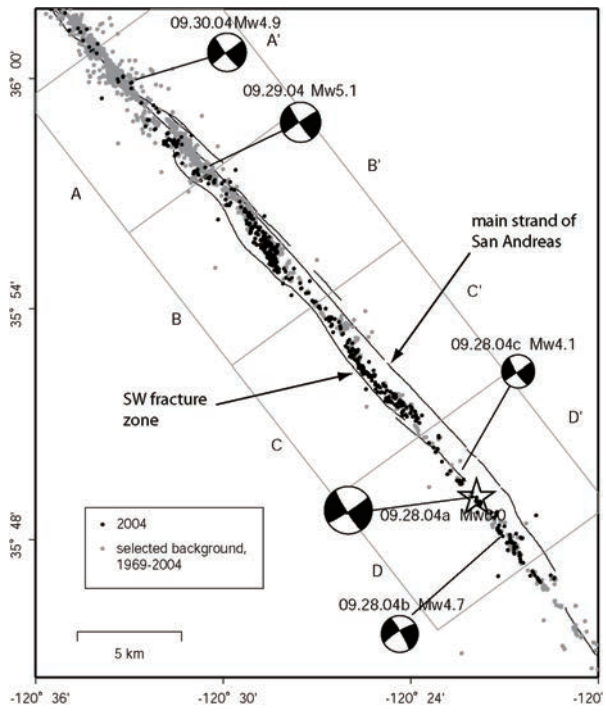


図3. 2004年パークフィールド地震の本震（☆印）および余震（黒丸）の震央分布[4]．本震及び大きな余震のメカニズム解も合わせて示す．灰色の丸は1969年－2004年の期間のバックグランドの地震．

しかし，各種の極めて稠密な観測網を敷いていた場所で発生した地震であるため，2004年パークフィールド地震はこれまでにない詳細さで観測された，特筆すべき地震である．得られた観測データの詳細な解析により，地震発生について我々がこれまでわからなかった多くの疑問に答えることができると期待される（Harris and Arrowsmith, 2006）．

なお，この地震の特集号がBulletin of Seismological Society of Americaの96巻，No. 4B（2006）に組まれている．本稿では，主にそこに掲載されている論文を基に，上記の疑問への答えの幾つかを紹介することとする．詳細は上記特集号を参照されたい．

2．前駆現象

近年の室内実験の研究成果に基く地震発生モデルによれば，地震発生前にすべり破壊核が形成されることが期待される[5]．上記のように，パークフィールドでは次の地震が予測されたことから，すべり破壊核形成過程を検出することを目的として，震源域周辺に歪計の観測網が展開されていた．当初の予測から発生時期が遅れたため，観測網のうち一部の観測点は廃止されていたが，それでも震源域およびその極く近傍に5点の孔井式歪計（5点の体積歪計，そのうち2点では3成分歪計も併設）が稼動していた．さらに，間隙水圧計が2ヶ所に，水位計が1ケ所に設置されていた．高感度の地殻変動観測計器がこのように震源域の直上に設置してあったケースは稀で

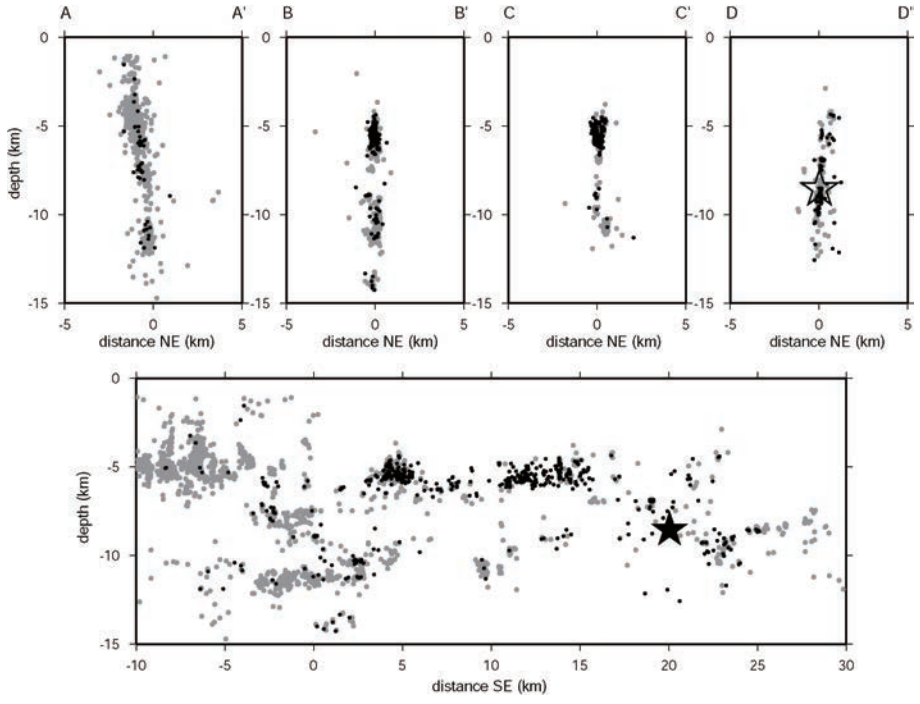


図4　本震（☆印），余震（黒丸）およびバックグランドの地震の鉛直断面[4]．上図は図3に示すA-A'，B-B'，C-C'，D-D'に沿う断層に直交する断面．下図は断層に沿った断面．

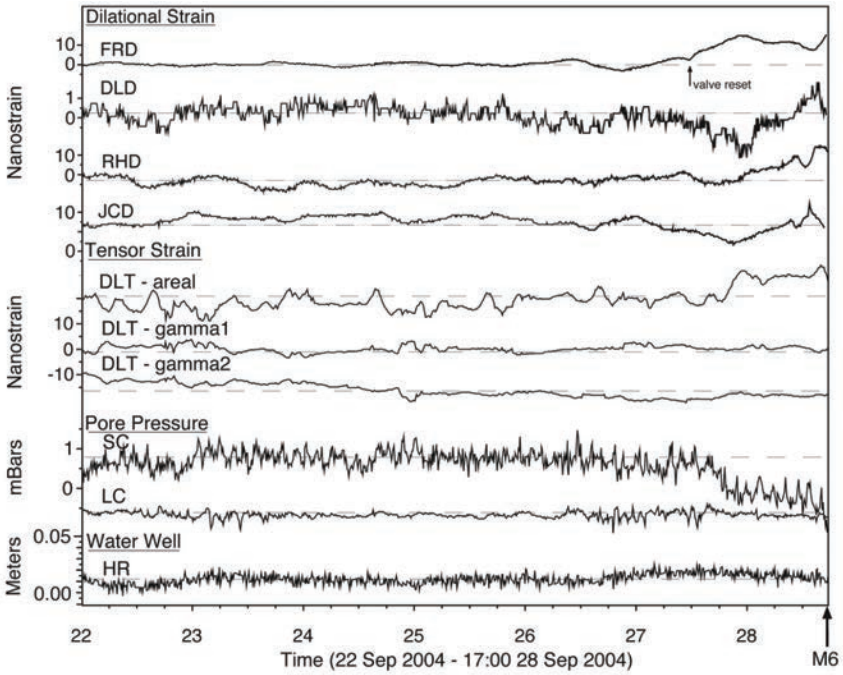


図 5．2004 年パークフィールド地震発生前一週間の体積歪，歪み，間隙水圧，水位の変化（Johnston et al.，2006a）．潮汐及び気圧補正済み．震源域直上に設置された幾つかの観測点の記録を示す．

あり，前駆的なすべりが実際に検出されたか否かは，地震の直前予測にとって極めて重大な問題である．

震源域に設置された孔井式歪計と間隙水圧計のデータの解析の結果，数週間前から地震発生直前までにわたって，歪や間隙水圧の加速など，有意な変化は一つも得られなかった[6]．

図 5 に地震発生前 1 週間における歪計，間隙水圧計，水位計の記録の例を示す．図から幾つかの観測点で，地震の 24 時間程度前から歪速度に微小な変化がみてとれる．しかし，このような時間スケールでこの程度の振幅変化は他の時期にもみられるものであり，必ずしも有意とは云えないし，系統性もない[4)6)]．

さらに，地震直前数 10 秒~数秒間のデータを詳細にみると，歪は 10^{-11} レベルで顕著な変化はなく安定であった．これは地震モーメント 2×10^{12}Nm（あるいは M2.2），滑り域の拡がり 30m 以上の前駆滑りがなかったことを意味する[6]．

本震とのマグニチュード差は実に 3.8 であり，プレスリップに依拠する短期予測の困難さを強く示す観測事例である．東海地震のような大きな地震でも同じであるとは思わないが，もしもこの結果を単純に当てはめると，M4.2 程度以上のプレスリップは期待できないということになってしまう．

震源域直上には 7 観測点で構成されるプロトン磁力計観測網も設置されていた．この観測網の 5 ヶ所の観測点で，地震に伴う 0.2~0.5nT 程度の磁場変化を検出した[7]．明瞭な coseismic な変化を検出する一方で，地震前数ヶ月，数週間，数日の時間スケールでみても，ノイズレベルを超えるような有意な変化は認められなかった[7]．0.01~20Hz の周波数帯で電場と磁場の連続観測も 1 ケ所で行われていた．このデータからは，1989 年 M7.1 ロマプリエタ地震の前に先行してあらわれたとされる[8] ULF 帯（0.01~20 Hz）の，異常なノイズのような変化は認められなかった[7]．

さらに，ギリシアでこの規模の地震の前にあらわれるとされる（Varostos et al.，1993）同様の電場の変化も認められなかった[7]．これらの観測事実は，このような電磁気観測データによる短期予測の困難さを示している[7]．

３．滑り域は毎回同じか？

今回の地震による滑り分布は，稠密に展開された強震観測網及び GPS 観測網，さらには地表での滑りの計測，InSAR などのデータを用いて推定されている[9)10)11)12)13)]．

Custodio and Archuleta（2007）[13)]は，近地の強震計データを用いて 1966 年と 2004 年の地震による滑り分布を推定し，両者を比較した．その結果，2 つの地震で滑り量の大きい領域(アスペリティ)は必ずしも重ならず，むしろ相補的な分布をすると指摘した．彼らは，確認のため 1966 年と 2004 年の地震でほぼ同じ観測点の波形データを用いた滑り分布のインバージョンも行い，両者を

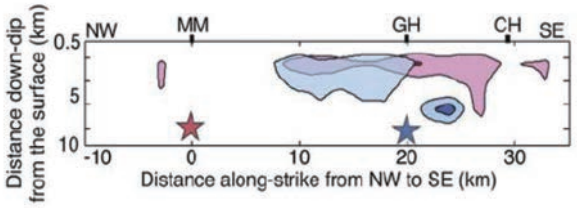


図 6　近地強震計データから推定された 1966 年の地震と 2004 年の地震の滑り域の比較（Custodio and Archuleta, 2007）. 1966 年の地震と 2004 年の地震の震源と大きく滑った領域を赤色と青色の星印及び影を付けて示す. 薄い影と濃い影部はそれぞれ 0.3m, 0.5m 以上. NM, GH, CH は Middle Mountain, Gold Hill, Cholame の位置.

比較した. それを図 6 に示す. 確かに二つの地震で滑り量の大きい領域は重ならず, むしろ相補的な分布をしているようにみえる.

図 6 では, 1966 年の地震の方が滑り域がより南東まで及んでいる. すなわち, 1966 年の地震ではゴールドヒル（図で GH）より南東側にまで滑り域が及んでいるが, 2004 年の地震ではゴールドヒルの南東側にはあまり及んでいないようにみえる. 近地強震計データにより推定されたこの傾向は, GPS 等の測地データにより推定された結果でも同様に認められる（図 7 [11]）.

なお図 7 に示すように, 測地データを用いて推定された 1934 年の地震の滑り域は, 2004 年の地震と似た分布をしている [11].

4. 地震波速度不均質構造, 滑り域, 余震分布の関係

Thurber et al.(2006)による地震波トモグラフィは, サンアンドレアス断層を境として, 地表から 20km 程度の深さ範囲でその北東側が地震波低速度, 南西側が高速度であることを明瞭に示す. さらに, 全域で低速度の北東側であっても, パークフィールド直下の深さ 5~12km の範囲には, 厚さ 5km 程度の局所的に高速度の body がサンアンドレアス断層に沿って 15km 程度の長さで拡がっている.

また, 二重走時差震源決定法による余震の震源分布は 2004 年の地震が発生する以前のバックグランドの地震活動の分布と同じような分布をするという, 顕著な傾向が認められる [14) 15)]. 一方, この地域では, バックグランドの地震活動の約 4 割が, 相似地震, すなわち同一の小さなアスペリティパッチの繰り返しすべりによる地震（繰り返し小地震）であることがわかっている [16)]. このことから, 余震の中には繰り返し小地震の再活動が多数含まれていることになる.

なお, SAFOD プロジェクトでは, この地域に発生している, M2 クラスの隣り合う 2 つの繰り返し小地震の震源断層を堀り抜くことを計画していた [17)].

約 2.2km の深さにある径約 100m 程度という小さなアスペリティパッチを掘り抜くことを目指して, 第 1 期工事

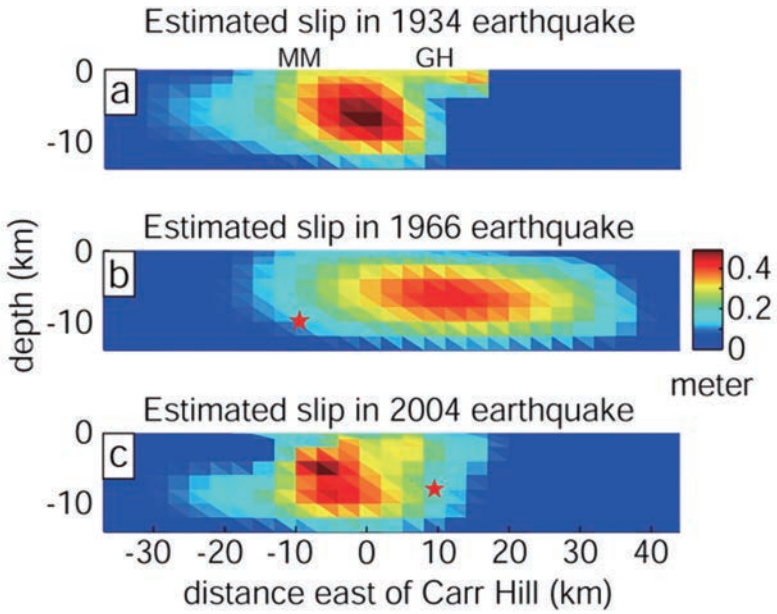


図 7. 測地データから推定された 1934 年, 1966 年, 2004 年の地震の滑り（coseismic + post sesismic）分布（Murray and Langbein, (2006) [11)]. 断層面に平行な鉛直断面に示す. 赤星は本震の震源位置. MM, GH はそれぞれ Middle Mountain, Gold Hill の位置.

で予定通り深さ 1.8km の掘削が終了したところで，9 月 28 日の地震が発生した．SAFOD で掘削のターゲットとされた 2 つの繰り返し小地震は，次回の活動が 2006 年のはずであったが，2004 年のパークフィールド地震の大きな滑りにより，その 2 日後に時期を早めて発生した．これは M6 の地震の断層面の端部に位置する 100m ほどの小さなアスペリティパッチが，M6 の地震が発生しても保存されていることを示している．このことは，アスペリティの振舞いを理解する上で重要である．

図 8 に，2004 年パークフィールド地震による滑り分布，本震及び余震の震源分布，P 波速度分布を示す[9]，

図 8（c）に示すように，全域が低速度であるサンアンドレアス断層の北東側でも，パークフィールド付近には深さ 5km 以深で顕著な高速度体が認められる．図 8（a）に示す滑り量の大きな領域（図 8（c）の A と B の領域）は，この高速度体と一部重なっていることがわかる．

図 8（b）には，2 重走時差震源決定法による 1966 年の地震，バックグランドの地震，2004 年の地震とその余震がプロットされている．既に述べたように，多くの余震の震源がバックグランドの地震活動のそれと同じ位置に

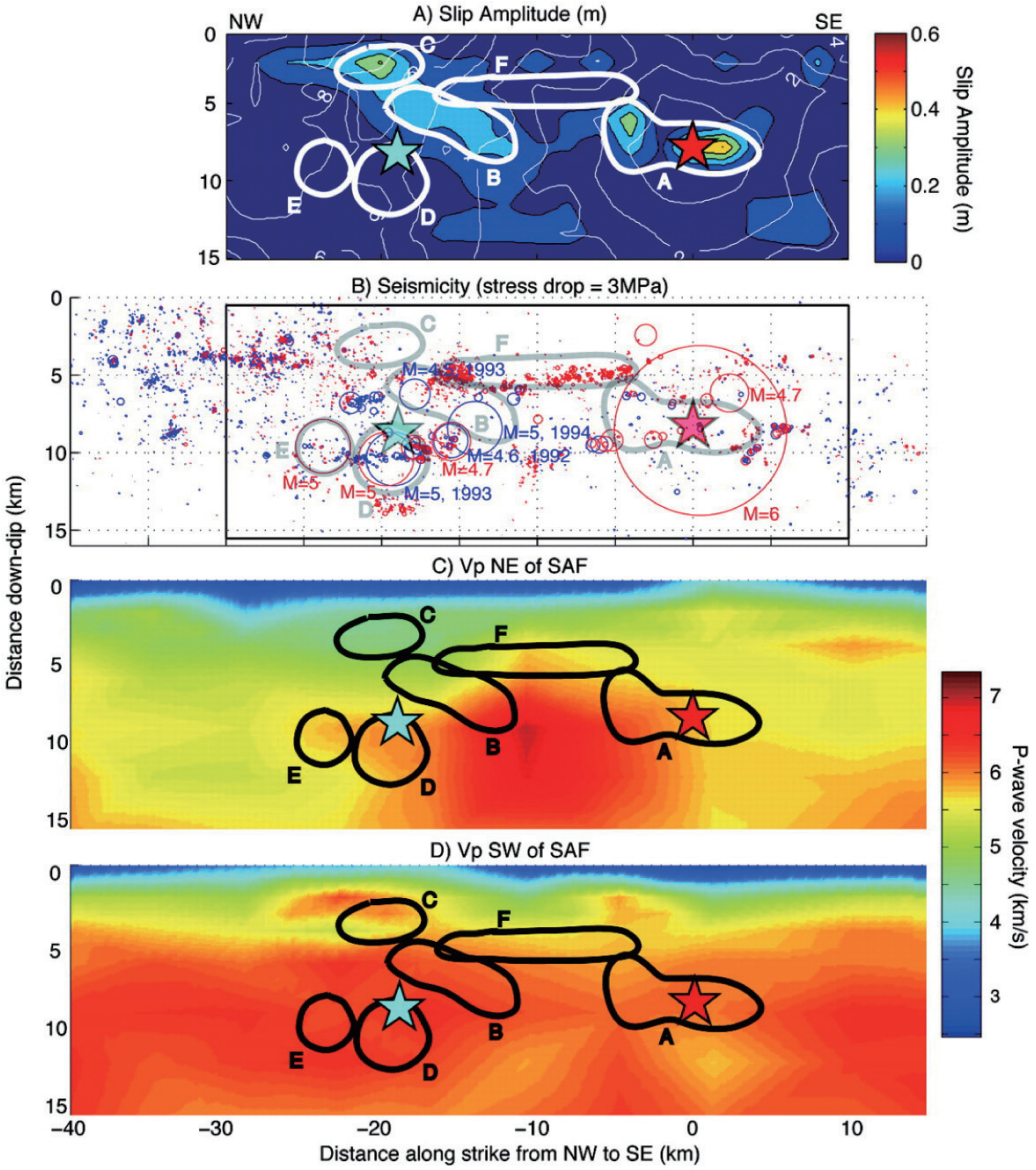


図 8. 滑り分布，本震・余震とバックグランドの地震の分布，P 波速度分布（Liu et al., 2006）．(a) 2004 年の地震の滑り分布と 1 秒毎の rupture time．(b)2004 年の地震（赤星）と余震（赤丸），バックグランドの地震（青丸）及び 1966 年の地震（青星）の震源（Thurber et al., 2006）．シンボルの大きさは応力降下量 3MPa としたときの円形の断層サイズ．(c)断層の北東側，(d)南西側の P 波速度分布（Thurber et al., 2006）．

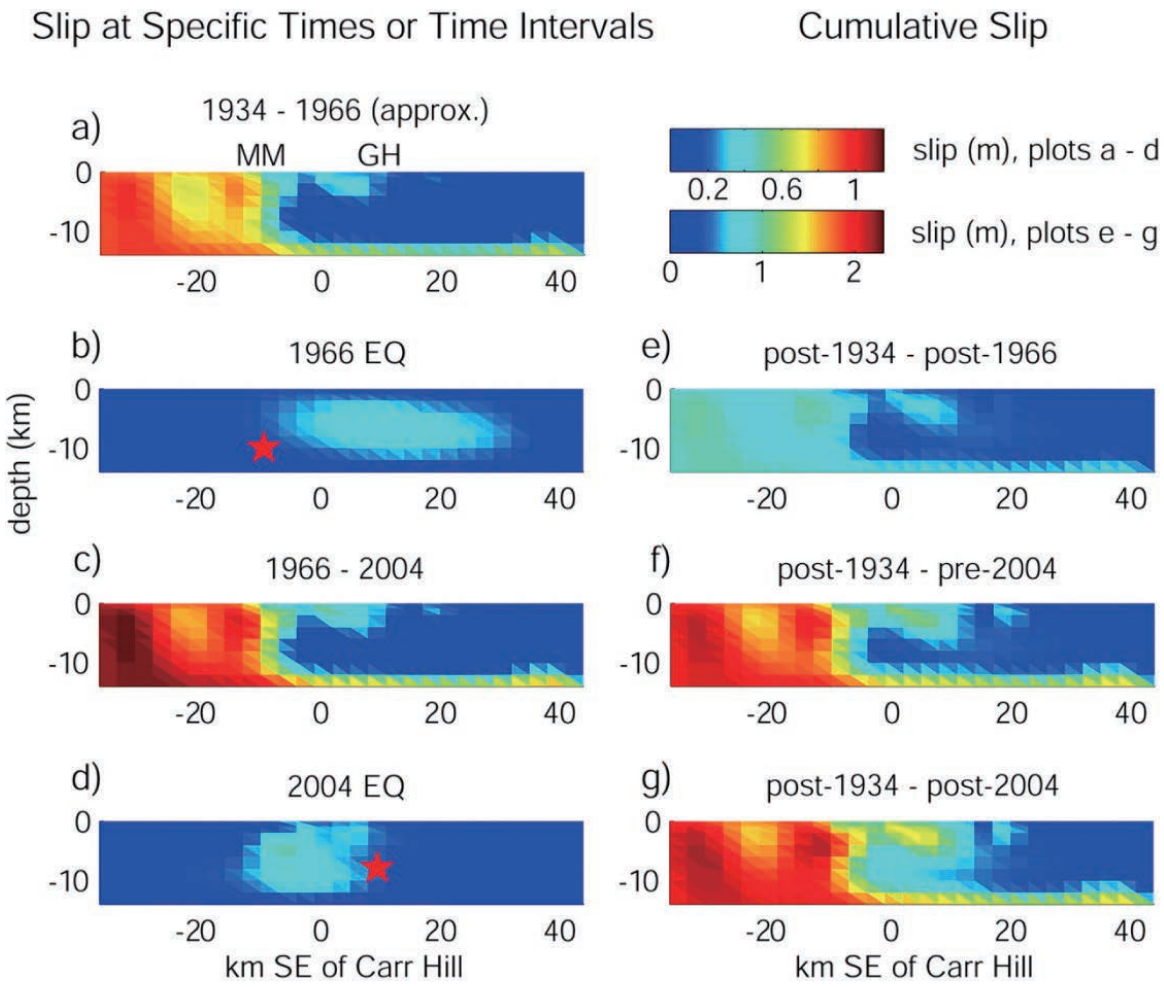


図 9　サンアンドレアス断層に沿う滑りの空間分布 [11]. 1934 年地震以降の滑りの時間発展を断層に平行な鉛直断面上に示す. (a) 1934 年地震後から 1966 年地震前, (b) 1966 年地震, (c)　1966 年地震後から 2004 年地震前, (d) 2004 年地震の滑りの分布. 1934 年地震後から (e) 1966 年地震後まで, (f) 2004 年地震前まで, (g) 2004 年地震後までの積算滑りの分布. MM, GH は Middle Mountain, Gold Hill の位置. 滑り量は右上に示すように (a) ~(d) と (e) ~(g) で別々のカラースケールで示す. (e) ~(g) のカラースケールはサンアンドレアス断層の長期間の滑りレート 33mm/年を最大値にして示す.

分布することがわかる. さらに, 深さ 5km と 10~11km に水平方向に筋状に並ぶ地震群 (streak) が認められる. 図から, 大きな滑りはこの上下二つの streak の間で生じたようにみえる. それは, GPS データを用いて推定された滑り分布からも支持される [11].

GPS データのインバージョン解析は, それより浅部では余効滑りが主として生じたことも明らかにした [11].

5. 滑りの収支

1934 年, 1966 年, 2004 年と M6 の地震を経験したパークフィールドでは, 三角測量・三辺測量・光波測距・GPS 等の測地測量が地震サイクルを越える期間にわたって行われてきた. このため, 通常は不可能なプレート境界 (この場合サンアンドレアス断層) における滑りの収支が実際はどうなっているか, その状況をかなりの精度で把握することを可能とした.

図 9 に, Murray and Langbein (2006) [11] により推定された 1934 年の地震以降のサンアンドレアス断層に沿う滑り分布の推移を示す. (a) ~ (d) はそれぞれ, 1934 年の地震後から 1966 年の地震前までの期間, 1966 年の地震, 1966 年の地震後から 2004 年の地震前までの期間, 2004 年の地震による滑りの分布を示す. (e) ~ (f) はそれぞれ 1934 年の地震後から 1966 年の地震後までの期間の積算滑り ((a) と (b) の滑りの和), 1934 年の地震後から 2004 年の地震前までの期間の積算滑り ((a) ~ (c) の滑りの和), 1934 年の地震後から 2004 年の地震後までの期間の積算滑り ((a) ~ (d) の滑りの和) の分布を示す.

図 9 から, 1966 年, 2004 年の地震のいずれの場合も, 地震前の滑り欠損のほんの一部しか地震によって解消さ

れていないことがわかる．つまり，1966 年，2004 年の地震の発生は，どちらも震源域に蓄積された歪エネルギーのほんの一部だけを解放したものであるということになる．地震サイクルを越える期間にわたってさえも，このような現象が起こるということは，単純な地震発生サイクルの考え方が適用できないことを意味する[11]．

図 9 に示す結果は，少なくともパークフィールドでは，滑り欠損の分布からだけでは，次の地震の「時期」も「規模」もどちらも予測できないということを意味している．このことから，パークフィールドでは，時間予測モデルも規模予測モデル[18]もどちらも成り立たないとした[11]．

図 9 のような，詳細な滑り分布の時間発展を，地震サイクルを超える期間にわたって把握できる場所は，地球上でパークフィールド以外にはない．その意味でこの結果は極めて重要な意味を持つ．

しかし，上記の議論は，以下に述べるように，「地震サイクルを越える期間」と考える点に問題があると思われる．パークフィールドはその南東側にある大きな固着域（アスペリティ）と北西側のクリープ域との遷移域に位置し，従って，そこでの地震発生は当然固着域の影響を強く受けるはずである．つまり，M6 程度のパークフィールド地震の繰り返しが，この地域の地震サイクルに対応しているのではなく，それは 1857 年 M7.9 フォートテホン地震タイプの地震の繰り返しであると考えるべきであろう．そうであるとすると，パークフィールド地震の一回の繰り返しは，この地域の地震サイクルのほんの一部の期間にしか対応していないことになり，そもそもそのような短い期間で時間予測モデルや規模予測モデルが成り立つか否かを議論すること自体，無意味のように思われる．

同じ理由で，2004 年の地震が何故当初予測された時期から大きく遅れたかも理解できる．予測があまりにも単純過ぎるモデルに基づいて行われたからである．

６．おわりに

過去の規則的な発生の仕方から次の地震の発生が予測されていたパークフィールドで，当初の予測時期から大きく遅れて 2004 年 9 月 28 日に M6.0 の地震が発生した．地震現象を理解するために，震源域直上に設置された多種の稠密な観測網が捉えたこの地震の観測データは，我々に極めて重要な情報を提供してくれる．本稿では 2006 年に出版された Bulletin of Seismological Society of America の特集号に掲載された論文等を基に，現在までに得られた成果を簡単に紹介した．今後この地震の調査解析がさらに進展し，地震発生過程の理解が深まることが期待される．

参考文献

1）Bakun, W.H., and T.V. McEvilly, 1979. Earthquakes near Parkfield. California: Comparing the 1934 and 1966 sequences. *Science*, **205**, 1375-1377.

2）Bakun, W.H., and T.V. McEvilly, 1984. Recurrence models and Parkfield, California, earthquakes. *J.Geophys. Res.*, **89**, 3051-3058.

3）Bakun, W.H., and A.G. Lindh,1985. The Parkfield California earthquake prediction experiment. *Science,* **229**, 619-624.

4）Langbein, J., R. Borcherdt, D. Dreger, J. Fletcher, J. L. Hardebeck, M. Hellweg, C. Ji, M. Johnston, J. R. Murray, R. Nadeau, M. J. Rymer, and J. A. Treiman, 2005. Preliminary Report on the 28 September 2004, M 6.0 Parkfield, California Earthquake. *Seism. Res. Lett.*, **76**, 10-26.

The Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies. *Tectonophysics*, **165**, 315-336.

5）大中康譽・松浦充宏，2002．地震発生の物理学，東京大学出版会，pp378.

6）Johnston, M. J. S., R. D. Borcherdt, A. T. Linde, and M. T. Gladwin 2006. Continuous borehole strain and pore pressure in the nearfield of the 28 September 2004, M 6.0 Parkfield, California, earthquake: implications for nucleation, fault response, earthquake prediction, and tremor, Bull. *Seism. Soc. Am.*, **96(4B)**, S56–S72.

7）Johnston, M. J. S., Y. Sasai, G. D. Egbert, and R. J. Mueller, 2006. Seismomagnetic effects from the long-awaited 28 September 2004, M 6.0 Parkfield earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96(4B)**, S206–S220

8）Fraser-Smith, A. C., A. Bernardi, P. R. McGill, M. E. Ladd, R. A. Helliwell, and O. G. Villard, Jr, 1990. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the ML 7.1 Loma Prieta earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1465–1468.

9）Liu, P., S. Custodio, and R. J. Archuleta, 2006. Kinematic inversion of the 2004 M 6.0 Parkfield earthquake including an approximation to site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **96(4B)**, S143–S158.

10）Johanson, I. A., E. J. Fielding, F. Rolandone, and R. Bürgmann, 2006. Coseismic and postseismic slip of the 2004 Parkfield earthquake from space-geodetic data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96(4B),** S269–S282.

11）Murray, J., and J. Langbein, 2006. Slip on the San Andreas fault at Parkfield, California, over two earthquake cycles and the implications for seismic hazard. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96(4B)**, S283–S303.

12）Langbein, J., J. R. Murray, and H. A. Snyder, 2006.

Coseismic and initial postseismic deformation from the 2004 Parkfield, California, earthquake, observed by Global Positioning System, Electronic Distance Meter, creepmeters, and borehole strainmeters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96(4B)**, S304–S320.

13）Custo´dio, S., and R. J. Archuleta, 2007．Parkfield earthquakes: Characteristic or complementary?. *J. Geophys. Res.,* **112**, B05310, doi:10.1029/2006JB004617.

14）Waldhauser, F., W. L. Ellsworth, D. P. Schaff, and A. Cole, 2004. Streaks, multiplets, and holes: high-resolution spatio-temporal behavior of Parkfield seismicity. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L18608, doi:10.1029/2004GL020649.

15）Thurber, C., H. Zhang, F. Waldhauser, J. Hardebeck, A. Michael, and D. Eberhart-Phillips, 2006. Three-dimensional compressional wavespeed model, earthquake relocations, and focal mechanisms for the Parkfield, California, region. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96(4B)**, S38– S49.

16）Nadeau, R. M., W. Foxall, and T.V. McEvilly, 1995. Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas Fault at Parkfield, California. *Science*, **267**, 503-507.

17）Hickman, S., M. Zoback, and W. Ellsworth，2004. Introduction to special section: Preparing for the San Andreas Fault Observatory at depth. *Geophys. Res., Lett.,* **31**, L12501, doi:10.1029/2004GL020688.

18）Shimazaki, K., and T. Nakata, 1980. Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279–282.

19）CISN homepage: http://www.cisn.org/

20）USGS homepage: http://www.usgs.gov/

第　3　部

関連する組織のこの 10 年

1．測地学審議会（現：科学技術・学術審議会測地学分科会）

測地学審議会は，1964年7月に「地震予知研究計画の実施について」と題する建議を行って以来，我が国の地震予知研究の推進について，概ね5年ごとに，文部大臣をはじめとする関係各大臣に建議を行ってきた．

我が国の地震予知研究の推進計画は，着実に実施され，関係者の不断の努力により，多くの成果を上げている．最近10年間の動きは次のとおり．

1．測地学審議会による1998年の建議「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について」（1999～2003年度）は，総合的地震予測システムを構築し，地震発生予測の高度化を進めていくことを目標としたことに特徴がある．これにより，アスペリティ分布，非地震性滑り，固有地震，相似地震などにより，プレート境界域における固着状態の時空間変化の研究が進み，地震発生予測に向けて応力蓄積状況を把握できる見通しがついた．また，国の基盤的調査観測計画により，地震予知研究の基本となる地殻活動モニタリングシステムを構築するための基盤及びデータ公開・流通のためのシステム整備がなされ，実施機関がそれぞれの機能に応じて適切な役割分担と連携・協力を行う体制が構築された．

2．測地学審議会は，中央省庁等改革の一環として，科学技術・学術関係の他の5審議会と整理・統合して2001年1月6日に設置された科学技術・学術審議会の中の測地学分科会にその機能を移行した．

3．科学技術・学術審議会による2003年の建議「地震予知のための新たな観測研究計画（第2次）の推進について」（2004～2008年度）では，地震発生に至る全過程の理解のための研究と，それに基づく地殻活動予測シミュレーションモデルとモニタリングシステムの研究開発を推進した．それにより，プレート境界で発生する大地震の地震像と発生予測のための知見が蓄積し，過去のプレート境界巨大地震の発生系列の特徴を再現できる物理モデルを作り得る段階に到達した．また，測地学分科会地震部会の下に観測研究計画推進委員会を設け，関係機関の間の協力，連携を促進した．

4．現計画が2008年度に終了することから，測地学分科会においては，2007年1月にレビューを行い，その結果を踏まえ，次期計画策定のための検討を行った．2008年1月に中間まとめを取りまとめ，一般からの意見募集を行った上で，2008年7月17日に，科学技術・学術審議会より「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について」が建議された．本建議はこれまで地震と火山に分かれていた計画を発展的に統合した計画である．その概要は次のとおり（図1）．

Ⅰ　計画推進の基本的考え方

・地震及び火山噴火は，同じ地球科学的背景を持った自然現象であり，測地学的・地震学的手法による共同での観測研究はそれぞれの現象理解に有効．
・世界に類を見ない稠密（ちゅうみつ）な地震・地殻変動の観測網などの研究資源を地震現象と火山現象の観測研究に有効活用することにより，効率的で効果的な研究を実施．
・両予知研究の戦略や達成度の違いなど，それぞれの特徴を踏まえ，到達度の評価が可能な具体的目標を設定し，その目標に向けて段階的に計画を推進．
・これらの状況を踏まえ，現計画の成果を引き継ぎ，地震予知研究及び火山噴火予知研究を着実に推進するため，二つの計画を発展的に統合し，2009年度から5年間を見据えた計画と位置付ける．
・本計画では，「予測システムの開発」をより明瞭に志向した研究に重点を置く．

Ⅱ　本計画の基本方針と実施内容

(1) 地震・火山現象予測のための観測研究の推進

地殻やマントルで進行している諸過程の把握により，予測シミュレーションモデルへのデータ同化に基づく地殻活動の予測，及び噴火シナリオに基づく火山活動の予測．

1) 地震・火山現象のモニタリングシステムの高度化
2) 地震・火山現象に関する予測システムの構築
3) 地震・火山現象に関するデータベースの構築

(2) 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

地殻やマントルで進行している諸過程の正しい理解とそのモデル化のため，基礎的な観測研究を推進．

1) 日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象
2) 地震・火山噴火に至る準備過程
3) 地震発生先行・破壊過程と火山噴火過程
4) 地震発生・火山噴火素過程

(3) 新たな観測技術の開発

新たな観測技術の開発や既存技術の高度化により，地震・火山現象に関する理解を飛躍的に促進．

1)海底における観測技術の開発と高度化
2)宇宙技術等の利用の高度化
3)観測技術の継続的高度化

(4) 計画推進のための体制の強化

国，各大学及び関係機関においては，地震予知研究及び火山噴火予知研究が本計画に沿って着実に推進されるよう，予算・人材面での適切な措置を期待する．また，人材の養成に努めるとともに，国際共同研究・国際協力を推進する．さらに，成果を社会に効果的に提供する．

1)計画を推進する体制の整備
2)基礎的な観測研究体制の強化
3)計画を実施するための予算的措置
4)人材の確保，特に若手研究者の養成
5)国際共同研究・国際協力の推進
6)研究成果の社会への還元

（文部科学省研究開発局地震・防災研究課）

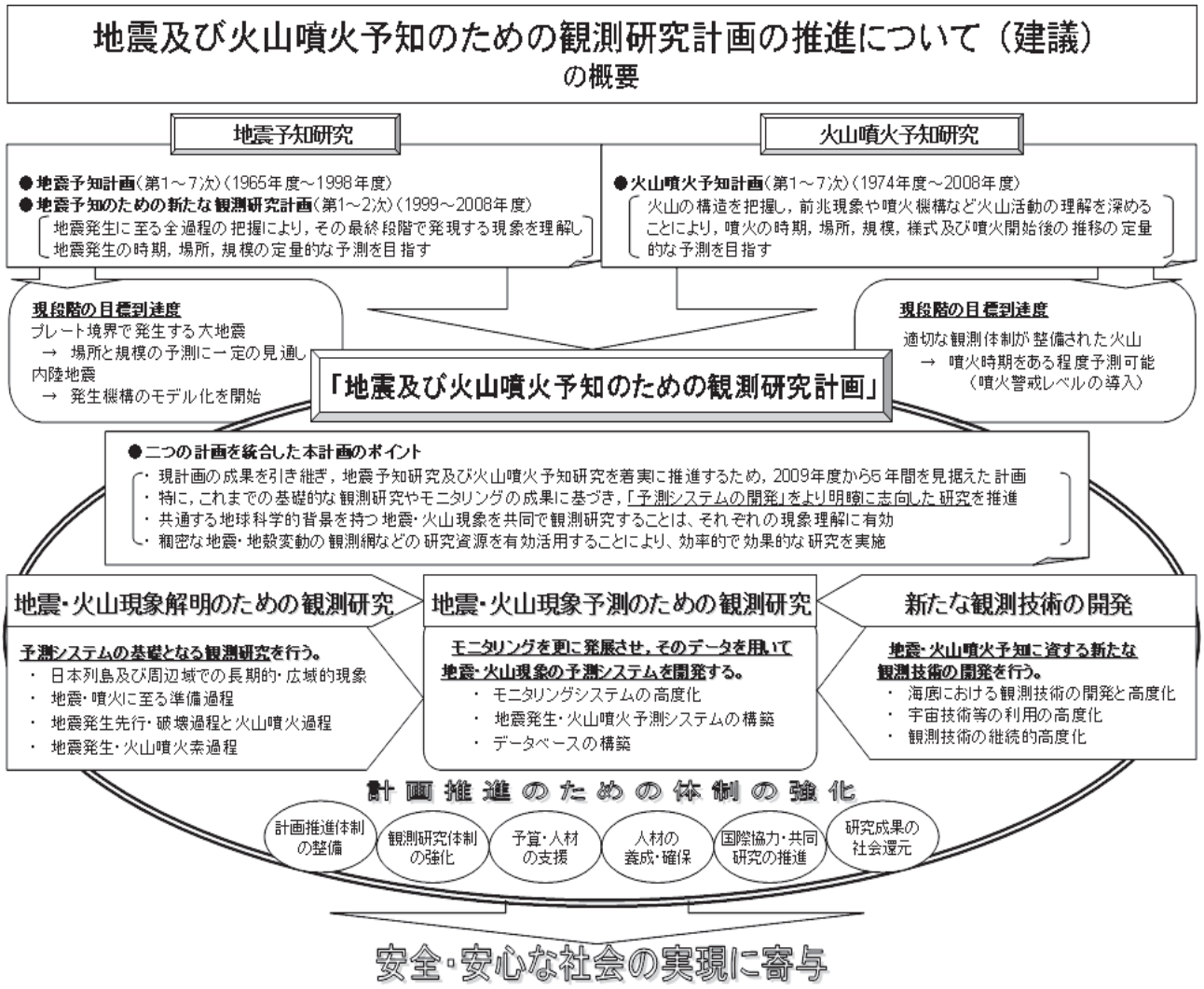


図１　地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について（建議）の概要

２．地震調査研究推進本部

１．地震調査研究推進本部の概要

1995 年 1 月に発生した阪神・淡路大震災の教訓を踏まえ，全国にわたる総合的な地震防災対策を推進するため，地震防災対策特別措置法が議員立法によって 1995 年 6 月に制定された．そして，同法に基づき，行政施策に直結すべき地震に関する調査研究の責任体制を明らかにし，これを政府として一元的に推進するため，政府の特別の機関として「地震調査研究推進本部（以下「地震本部」）」が総理府に設置（現・文部科学省に設置）された．

地震本部は，地震防災対策特別措置法に定められている以下の役割を担っている．

①地震に関する観測，測量，調査及び研究の推進について総合的かつ基本的な施策を立案すること
②関係行政機関の地震に関する調査研究予算等の事務の調整を行うこと
③地震に関する総合的な調査観測計画を策定すること
④地震に関する観測，測量，調査又は研究を行う関係行政機関，大学等の調査結果等を収集し，整理し，及び分析し，並びにこれに基づく総合的な評価を行うこと
⑤上記の評価に基づき，広報を行うこと

地震本部は本部長（文部科学大臣）と本部員（関係府省の事務次官等）で構成される．また，本部の下には関係省庁の職員及び学識経験者から構成される「政策委員会」と「地震調査委員会」が設置されている（図 1）．地震本部の上記の役割について，政策委員会は①～③，⑤を，地震調査委員会は④を担当している．

２．政策委員会の活動概要

2.1　総合的かつ基本的な施策の策定等

地震本部は，1999 年 4 月に「地震調査研究の推進について－地震に関する観測，測量，調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」（以下「総合基本施策」）を決定した．総合基本施策では，地震調査研究の基本的目標を，「地震防災対策の強化，とくに地震による被害の軽減に資すること」とした．また，単に地震調査研究の基本的な方向性を示すのみならず，地震調査研究の効果的な推進及びその成果の活用のために必要な施策をも含むものとし，10 年程度にわたる地震調査研究推進の基本となるものと位置づけられた．

その後，個々の施策に一定の進展が見られ，2003 年 8 月の本部会議においても，総合基本施策の点検の必要性が指摘されたこと等を踏まえ，政策委員会は，2004 年 8 月に，「総合的かつ基本的な施策の評価に関する小委員会」を設置した．小委員会では，総合基本施策の進捗状況を確認するとともに，その成果についても評価を行い，2006 年 7 月に，評価結果や次期総合基本施策策定の際に配慮すべき視点を含む報告書をとりまとめた．

2007 年 8 月には，総合基本施策の策定から約 10 年が経過したことから，この 10 年間の環境の変化や地震調査研究の進展を踏まえた新たな総合基本施策を策定すべく，政策委員会は，「新しい総合的かつ基本的な施策に関する専門委員会」を設置した．そして，専門委員会における全 13 回にわたる審議やパブリックコメント（任意の意見募集），中央防災会議からの意見聴取等を経て，2009 年 4 月に，2009 年度から 10 年程度の地震調査研究の基本となり，地震本部の活動の指針となる「新たな地震調査研究の推進について－地震に関する観測，測量，調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」（以下「新総合基本施策」）を地震本部決定した．

新総合基本施策では，将来発生し得る大規模な地震に関して，より精度の高い地震発生予測及び地震動・津波予測を実現することや，当面は，発生した場合に我が国の社会・経済活動に深刻な影響を及ぼす東海・東南海・南海地震や首都直下地震等に関する調査研究を総合的かつ戦略的に推進すること，調査研究の成果を確実かつ迅速に国民に発信することで被害を最小限に抑えること，を基本理念に据えている．

また，この基本理念の達成に向け，当面 10 年間に取り組むべき地震調査研究に関する基本目標として，「海溝型地震を対象とした調査観測研究による地震発生予測及び地震動・津波予測の高精度化」，「活断層等に関連する調査研究による情報の体系的収集・整備及び評価の高度化」，「防災・減災に向けた工学及び社会科学研究を促進するための橋渡し機能の強化」，を 3 本柱として掲げている．

2.2　地震に関する総合的な調査観測計画の策定等

政策委員会は，地震に関する総合的な調査観測計画を策定するために，「調査観測計画部会」を設置している．基盤的な調査観測のあり方については，地震本部が 1997 年 8 月に「地震に関する基盤的調査観測計画」を決定したが，その後，同計画が相当程度達成されつつある状況を踏まえ，調査観測計画部会において同計画について必要な見直しを行うとともに，重点的な調査観測体制の整備の必要性について検討を行い，「地震に関する基盤的調査観測計画の見直しと重点的な調査観測体制の整備について」を立案した．当該案については 2001 年 8 月に地震本部決定となった．

また，調査観測計画部会では，地震に関する調査観測結果の流通を推進することの重要性を踏まえ，調査観測結果の流通などに関する方針の具体化について検討を行

い，高感度地震観測網，強震観測，活断層調査等の結果の流通・公開に関する現状の認識，今後の推進方針等について，2002 年 8 月に「地震に関する基盤的調査観測等の結果の流通・公開について」をとりまとめた．

重点的調査観測については，調査観測計画部会で実施内容等の検討を行い，重点的調査観測の対象及び具体的な調査観測項目等を定めた「今後の重点的調査観測について（ー活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測，活断層の今後の基盤的調査観測の進め方ー）」を立案した．当該案については，2005 年 8 月に地震本部決定となった．

さらに，2009 年 4 月からの新総合基本施策開始に伴い，新たに必要とされる活断層調査に関する基本方針や実施方法等を定めた「新たな活断層調査について」をとりまとめた．

2.3　地震に関する調査研究予算等の事務の調整

政策委員会は，地震調査研究に関する予算等の事務の調整を行うため，2009 年 3 月まで「予算小委員会」を設置し，毎年，政策委員会がとりまとめた「地震調査研究推進本部における予算等の事務の調整の進め方について」に基づき，次年度の概算要求に向けて，関係行政機関を対象としたヒアリング等を実施した上で，地震調査研究関係予算の概算要求内容をとりまとめ，「地震調査研究関係予算の概算要求について」の立案を行ってきた．当該案については，政策委員会，本部会議を経て，地震本部決定となり，財政当局をはじめとする関係機関に通知してきた．

2.4　地震に関する評価の公表

政策委員会は，地震調査研究の成果が国民一般にとって分かりやすく，防災意識の高揚や防災対策に結びつくようにするための方策を検討することを目的に，2009 年 3 月まで，「成果を社会に生かす部会」を設置していた．同部会では地震調査委員会が公表する長期評価を社会に活かしていくための検討を行い，2001 年 8 月に「政策委員会成果を社会に活かす部会報告ー地震調査研究における長期評価を社会に活かしていくためにー」をとりまとめ，地震発生の可能性について確率を用いた数値で表現するなど，長期評価のあり方の改善方策を示した．

また，同部会は，全国を概観した地震動予測地図について，内容の理解及び利用の促進を図ることに関し，委員以外の学識経験者や防災関係機関からの意見や提案も参考にしながら検討を進め，2005 年 3 月に「地震調査研究推進本部政策委員会成果を社会に活かす部会報告ー地震動予測地図を防災対策等に活用していくためにー」をとりまとめた．同報告書は，「全国を概観した地震動予測地図」とともに公表された．

なお，新総合基本施策では，地震調査研究の成果を着実に国民や地方公共団体等の防災・減災対策等に繋げていくためには，国民や地方公共団体等の防災減災対策等のニーズを正確に把握した上で地震調査研究を推進すること等が必要としている．これらの方策の検討を行うとともに，その結果を踏まえた，関係行政機関の地震に関する調査研究予算等の事務の調整を行うため，2009 年度より「予算小委員会」と「成果を社会に活かす部会」の 2 組織を再編し，新たに「総合部会」を設置した．

３．地震調査委員会の活動概要

3.1 地震活動の現状評価の実施

地震調査委員会は，毎月定例の会合を開催し，全国の地震活動の現状について関係機関から提供された調査観測結果等を分析して，総合的な評価をとりまとめ，即日公表している．また，被害を伴うような大きな地震が発生した場合や，注意すべき地殻変動が観測された場合には，その社会的な影響に応じて臨時の全体会議，小会議，または持ち回り小会議を開催し，当該地震について速やかに評価を行い，公表している．例えば，2008 年 6 月 14 日に発生した「平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震」の発生当日に臨時の全体会議を開催するなど，2009 年 3 月までに 31 回の臨時会議を開催している．

3.2 地震発生可能性の長期的な観点からの評価の実施

地震調査委員会は，長期的な観点からの地震発生の評価及びその評価手法の検討等を行うため，「長期評価部会」を設置している．長期評価部会においては，「地域別の地殻変動，活断層，過去の地震等の資料に基づく地震活動の特徴の把握」と「長期的な観点からの地震発生可能性の評価手法の検討と評価」及びその他必要な事項を審議している．

「地殻変動，活断層，過去の地震等の資料に基づく地震活動の特徴の把握」としては，長期評価部会で検討し，とりまとめた報告をもとに，地震調査委員会が 1997 年 8 月に「日本の地震活動ー被害地震から見た地域別の特徴ー」，さらに 1999 年 4 月にその追補版を刊行している．しかし，その後約 10 年が経過し，その間に地震調査委員会では長期評価や地震動予測地図などの成果が公表されてきた．そのため，最近の被害地震の記述や，地震調査委員会が公表した長期評価等の内容を追加するべく，現在改訂作業を行っている．

また，長期評価部会は，基盤的調査観測の対象となった 98 の活断層帯について評価を行い，評価結果については，地震調査委員会の審議を経て，同委員会から順次公表された．98 断層帯の評価については 2005 年 4 月に一通り終了した．その後，基盤的調査観測対象として追加された断層帯の評価や，補完調査を踏まえた長期評価の

見直しを行っている．加えて，海域で発生する地震に関する活動履歴，震源断層の形状，地震の発生確率等の検討を行い，評価結果については，地震調査委員会の審議を経て，同委員会から順次公表された．海域で発生する地震の長期評価については，2004 年 12 月に一通り終了した．

さらに，長期評価部会は，98 断層帯の長期評価が 2005 年 4 月に一通り終了したことを受けて，それまで行ってきた活断層の評価手法についてとりまとめ，2005 年 8 月に「基盤的調査観測対象活断層の評価手法－これまでの長期評価手法のとりまとめ－」を公表するとともに，評価手法の高度化について検討を行っている．

3.3 活断層で発生する地震，海溝型地震を対象とした強震動評価の推進

地震調査委員会は，地震が発生した際の強い揺れ（強震動）の予測手法を検討するとともにそれを用いた強震動の評価を行うため，「強震動評価部会」を設置している．

強震動評価部会は，特定の断層帯を対象に震源断層を特定した強震動の予測手法について検討を進め，「糸魚川－静岡構造線断層帯（北部，中部）の地震を想定した強震動評価について」をとりまとめ，地震調査委員会の審議を経て，同委員会から 2002 年 10 月に公表した．

その後，海域で発生する地震に対する強震動評価も含め，2009 年 3 月までに 12 の活断層で発生する地震と 3 の海溝型地震を対象に強震動評価を行っている．これらの評価結果は，「全国を概観した地震動予測地図」のうち震源断層を特定した地震動予測地図になっている．

また，強震動評価部会は，強震動予測に必要な地下構造モデルを全国レベルで作成することを目指し，検討を進めている．

3.4 長期評価，強震動評価を統合した地震動予測地図の全国版作成

地震動予測地図は，確率論的地震動予測地図と震源断層を特定した地震動予測地図という，観点の異なる２種類の地図で構成されている．

確率論的地震動予測地図の作成にあたって，長期評価部会及び強震動評価部会は共同で，2002 年 5 月に山梨県を中心とした地域を対象に確率論的地震動予測地図の試作版を作成，公表した．その後，確率論的地震動予測地図については，北日本の試作版，西日本の試作版を地震調査委員会での審議を経て，それぞれ 2003 年 3 月，2004 年 3 月に公表した．

それら試作版の検討結果を踏まえ，地震調査委員会は，2005 年 3 月に確率論的地震動予測地図の全国版とそれまでに公表された震源断層を特定した地震動予測地図で構成される「全国を概観した地震動予測地図」報告書を公表した．「全国を概観した地震動予測地図」は，新たな長期評価や強震動評価の公表（一部改訂を含む），長期評価の地震発生確率値の年次更新等を踏まえ，毎年更新している．また，地震動予測地図の高度化について検討を行い，2009 年の「全国地震動予測地図」の公表に向けて作業を行っている．

3.5 衛星データを用いた地震活動評価の高度化の検討

地震調査委員会は，地震活動の現状評価の高度化に衛星データを活用する方策を検討するために，「衛星データ解析検討小委員会」を設置している．

衛星データ解析検討小委員会は，衛星データを用いた地震活動に関する資料の収集と評価を行い，その評価とともに資料を地震調査委員会に提出している．例えば，「平成 19 年（2007 年）新潟県中越沖地震」や「平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震」について，各機関から提出された解析結果を基に，各地震に関する解析結果報告をとりまとめ，地震調査委員会に報告し，現状評価に用いられた．また，同時に地震活動評価への活用方策を検討するとともに，衛星データが地震活動評価の高度化にどのように役立ったかの総合的な評価も行っている．

（文部科学省研究開発局地震・防災研究課）

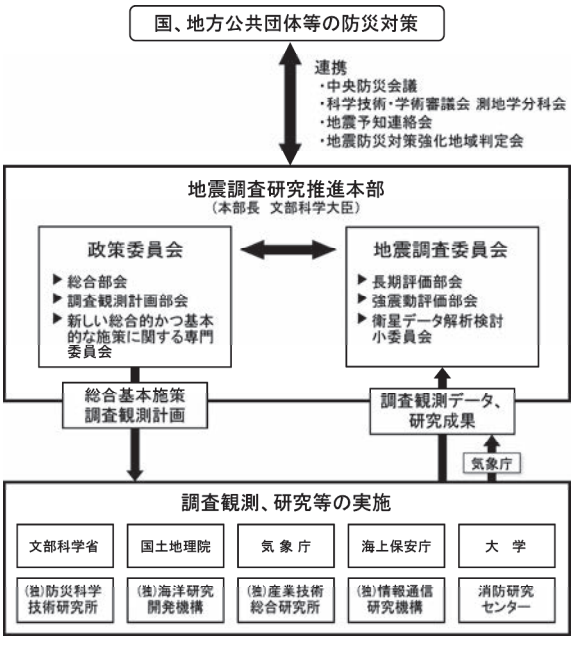


図 1　地震調査研究推進本部の体制

（2009 年 4 月現在）

３．中央防災会議

１．はじめに

この 10 年の中央防災会議の活動を振り返るにあたって特筆すべき点は，2001 年の中央省庁等改革に伴って，その位置づけが大きく変化した点である．本稿では，省庁再編以降の中央防災会議の位置づけを整理するとともに，中央防災会議及び同専門調査会の活動状況を紹介することとしたい．

２．中央防災会議の位置づけと省庁再編

中央防災会議は，災害対策基本法の規定に基づき，国の防災基本計画の作成及びその実施の推進，内閣総理大臣の諮問に応じた防災に関する重要事項の審議など，災害対策の総合性，計画性を確保するため，国家行政組織法に８条１項に規定する附属機関として総理府（当時）に設置され，1962 年７月 10 日に発足した．

中央防災会議は，これまでの「10 年のあゆみ」，「20 年のあゆみ」，「30 年のあゆみ」でも述べられているとおり，地震防災対策を中心として災害対策全般の推進に関してその役割を果たしてきたが，2001 年１月６日の省庁再編に伴い，内閣の「重要政策に関する会議」の一つとして位置づけられることになり，その機能も強化された．

具体的には，防災担当大臣から中央防災会議への諮問権が付与されるとともに，中央防災会議は同大臣の諮問に応じて防災に関する重要事項を審議することが新たにできることになった．さらに，これに関連して，内閣総理大臣及び防災担当大臣に対し，中央防災会議が自ら意見を述べることができるようになっている．

なお，「重要政策に関する会議」としては，中央防災会議のほか，経済財政諮問会議，総合科学技術会議，男女共同参画会議が設置されている．

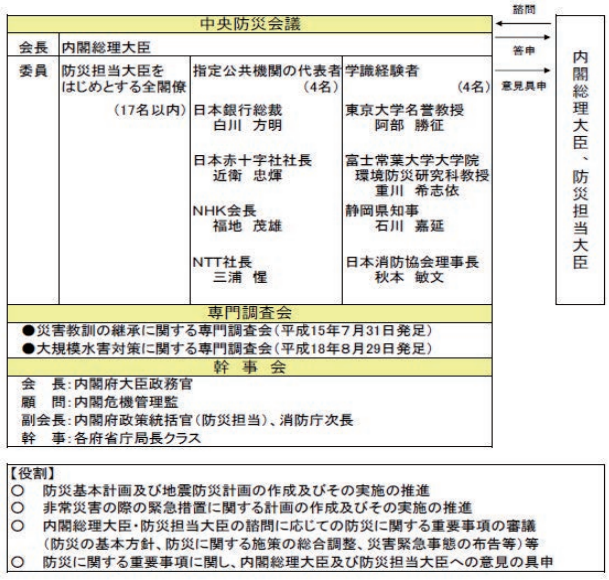


図１　中央防災会議の組織

３．中央防災会議の活動状況

中央防災会議は，省庁再編後，2009 年３月１日までに計 23 回開催されており，近年（2006 年度以降）の開催状況は表１のとおりである．

表１　近年の中央防災会議の主要議事一覧
（2006 年度以降）

平成 18 年度	
H18. 4.21	○ 防災力向上のための国民運動の展開 説明：福和伸夫（中央防災会議専門委員） ○ 災害被害を軽減する国民運動の推進に関する基本方針 ○ 首都直下地震の地震防災戦略 ○ 首都直下地震応急対策活動要領 ○ 東海地震応急対策活動要領等の修正 ○ 東南海・南海地震応急対策活動要領 ○ 首都直下地震避難対策等専門調査会設置 ○ 平成 18 年度総合防災訓練大綱　等
H18. 6. 2	○ 大規模水害対策 説明：河田恵昭（中央防災会議専門委員） ○ 大規模水害対策に関する専門調査会設置 ○ 平成 19 年度防災対策の重点（指針）　等
H19. 3.20	○ 平成 19 年度総合防災訓練大綱 ○ 緊急地震速報 説明：阿部勝征（中央防災会議委員）　等
平成 19 年度	
H19. 6.21	○ 平成 20 年度防災対策の重点 ○ 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震応急対策活動要領 ○ 能登半島地震の被害の状況と政府の対応 説明：溝手顕正（内閣府特命担当大臣（防災））　等
H20. 2.18	○ 防災基本計画の修正 ○ 中部圏・近畿圏の内陸地震に係る被害想定結果 説明：土岐憲三（中央防災会議専門委員）　等
平成 20 年度	
H20. 4.23	○ 平成 20 年度総合防災訓練大綱 ○ 自然災害の「犠牲者ゼロ」を目指すための総合プラン 説明：泉信也（内閣府特命担当大臣（防災））　等
H20.12.12	○ 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震の地震防災戦略 ○ 首都直下地震避難対策等専門調査会報告 ○ 中央省庁業務継続計画の策定状況について ○ 中部圏・近畿圏の内陸地震に関する報告 ○ 首都直下地震に係る避難者・帰宅困難者対策について 説明：中林一樹（中央防災会議専門委員）　等

近年は，大規模地震対策に係る各種の決定，年度毎に策定する「総合防災訓練大綱」や「防災対策の重点」の決定等のため，概ね毎年度２回～3 回程度開催しているところであり，これら定例的な決定事項等についての近年の動きは以下のとおりである．

3.1　大規模地震対策の推進

大規模な地震が想定される東海地震，東南海・南海地震，日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震，首都直下地震，中部圏・近畿圏の内陸直下地震について、それぞれ被害想定，地震対策大綱，地震防災戦略，応急対策活動要領等の策定を進めているところであり，2006 年度は首都直下地震の地震防災戦略等を，2007 年度は日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震応急対策活動要領の策定，中部圏・近畿圏の内陸地震に関する被害想定について報告された．また，2006 年６月の中央防災会議において，「大規模水害対策に関する専門調査会」の設置が決定された．

さらに，2007 年３月に緊急地震速報に関する報告を受けた内閣総理大臣から関係閣僚に対し，「緊急地震速報を有効に利活用するための方策について検討を進めるとともに，政府一体となって，国民への普及・啓発に取り組

んでいただきたい」との指示が出され，緊急地震速報の周知・広報及び利活用推進関係省庁連絡会が設置され，各省庁における取組等を推進している．

3.2　総合防災訓練大綱

総合防災訓練大綱は，防災訓練を総合的かつ計画的に実施する際の指針を示し，より多くの国民が防災に関する意識を高めることができるよう，国等の防災関係機関が訓練を実施するに当たっての基本的な考え方を示すものであり，毎年度中央防災会議において決定している．

なお，総合防災訓練大綱の主な内容としては，①地震を想定した訓練(政府本部運営訓練､政府総合図上訓練，現地訓練，津波防災総合訓練）②風水害を想定した水害対処訓練③原子力災害を想定した原子力防災訓練④地方公共団体における防災訓練などの方針が定められている．

3.3　防災対策の重点

中央防災会議においては，政府として翌年度に取り組むべき防災対策の指針を示すものとして，毎年度「防災対策の重点」を決定している．これは，かつては防災対策に関する横断的な目標がなかった中で，限られた財源を有効に活用し，効率的・効果的に施策を展開するために，重点的に取り組むべき基本的な考え方を明らかにすることを目的として，2004 年度より策定することとしたものである．各省庁においては、決定された「重点」を踏まえて，概算要求等を行い，必要な予算措置等を講ずることとしている．

なお，上記の 3 つの定例的な事項等の決定に加え，近年は，中央防災会議専門委員等の有識者が会議の中で防災上の重要課題について報告を行うことが慣例となっている．

4．中央防災会議専門調査会の活動状況

中央防災会議は，専門的事項を調査させるため，その議決により専門調査会を設置することができ，省庁再編後，14 の専門調査会が設置された．現在設置されている調査・審議中の専門調査会は 2 つあり（2009 年 3 月 1 日現在)，その概要は表 2 のとおりである．それぞれについて以下において詳述する．

表 2　現在調査・審議中の専門調査会

名　称	開催期間	座　長
災害教訓の継承に関する専門調査会	2003 年 7 月 31 日～	伊藤和明 （特定非営利活動法人防災情報機構会長）
大規模水害対策に関する専門調査会	2006 年 8 月 29 日～	秋草直之 （富士通株式会社取締役相談役）

4.1　災害教訓の継承に関する専門調査会

過去に経験した大災害について，被災の状況，政府の対応，国民生活への影響，社会経済への影響などを体系的に収集することにより,被災の経験と国民的な 知恵を的確に継承し，国民の防災意識を啓発するとともに，将来の災害対応に資することを目的として，2003 年 5 月の中央防災会議において本専門調査会の設置が決定された．

2007 年度末までに，1944 年の東南海地震や 1959 年の伊勢湾台風等，計 18 災害について調査済である．現在，1947 年のカスリーン台風と 1960 年のチリ地震津波について調査を実施している．

4.2　大規模水害対策専門調査会

我が国は，カスリーン台風級の大規模な水害に対しては治水施設の整備状況は十分ではなく，大規模な氾濫に対する応急対策等については不十分であるため，2006 年 6 月に，同専門調査会を設置し，荒川及び利根川の洪水氾濫対策，東京湾の高潮対策を対象として，対策の検討を行っている．

これまでに，荒川及び利根川の洪水氾濫における被害想定を取りまとめたところであり，今後，大規模水害発生時の経済被害等の想定，被害軽減を図るための広域避難体制，孤立者の救助体制等の検討を行い，2009 年度内を目途に最終報告を取りまとめる予定である．

なお，これまでに調査を終えた専門調査会は，表 3 のとおり 12 あり（2009 年 3 月 1 日現在)，その概要は表 3 のとおりである．

（藤森　俊輔）

表 3　既に調査を終えた専門調査会

名　称	開催期間
東海地震に関する専門調査会	2001 年 3 月 14 日 ～2001 年 12 月 11 日
今後の地震対策のあり方に関する専門調査会	2001 年 9 月 17 日 ～2002 年 6 月 26 日
東南海・南海地震等に関する専門調査会	2001 年 10 月 3 日 ～2008 年 12 月 2 日
防災基本計画専門調査会	2001 年 10 月 11 日 ～2002 年 6 月 28 日
東海地震対策専門調査会	2002 年年 3 月 4 日 ～2003 年 5 月 12 日
防災に関する人材の育成・活用専門調査会	2002 年年 9 月 25 日 ～2003 年 5 月 13 日
防災情報の共有化に関する専門調査会	2002 年 10 月 3 日 ～2003 年 7 月 16 日
首都直下地震対策専門調査会	2003 年 9 月 12 日 ～2005 年 7 月 22 日
民間と市場の力を活かした防災力向上に関する専門調査会	2003 年 9 月 18 日 ～2005 年 10 月 14 日
日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会	2003 年 10 月 27 日 ～2006 年 1 月 23 日
災害被害を軽減する国民運動の推進に関する専門調査会	2005 年 12 月 9 日 ～2006 年 12 月 13 日
首都直下地震避難対策等専門調査会	2006 年 8 月 16 日 ～2008 年 10 月 21 日

4．地震防災対策強化地域判定会

1．地震防災対策強化地域判定会とは

地震防災対策強化地域判定会（以下「判定会」という）は，東海地震の発生のおそれについて判定し，気象庁長官に報告するという任務をもつ組織である．

判定会の萌芽は，今から 30 年前の地震予知推進本部に見出される．1976 年に閣議決定により内閣に設置された地震予知推進本部は，翌 1977 年，地震予知連絡会に東海地域判定会（事務局は気象庁）を設置することを決定する．その 1 年後の 1978 年には大規模地震対策特別措置法が成立・施行され，翌年，同法に基づいて東海沖を震源とするマグニチュード 8 級の巨大地震（東海地震）を想定した地震防災対策強化地域の指定に伴って，東海地域判定会を発展させる形で 1979 年に現在の判定会が発足した．

大規模地震対策特別措置法の目的は，大規模な地震による災害から国民の生命・財産を保護することであり，発生するおそれが特に大きいと認められる大規模な地震により著しい被害が生じるおそれがありその被害を軽減するため地震防災に関する対策を強化する必要がある地域を，あらかじめ「地震防災対策強化地域」（静岡県全域と東京都，神奈川・山梨・長野・岐阜・愛知及び三重の各県にまたがる 170 市町村（2008 年 4 月現在））として指定している．大規模地震対策特別措置法に関連し，気象業務法において，気象庁長官は，地震防災対策強化地域に係る大規模な地震が発生するおそれがあると認めるときは内閣総理大臣に「地震予知情報」を報告しなければならないとされている．その気象庁長官の任務の遂行等のため，専門的知見をもって東海地震の発生のおそれに関する判定を行い，その結果を気象庁長官に報告するのが判定会の任務である．

気象庁は，東海地震の前兆現象をとらえるため，国土地理院，海上保安庁，大学，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所，静岡県などの関係機関の協力を得て，東海地域とその周辺に高密度に展開された地震計や歪計などのデータを収集し，24 時間体制で監視を続けている．これらのデータについて定常的に評価するため，1 ヶ月に 1 回，定例的に判定会委員打合せ会を開催してデータの検討を行い，その結果を報道発表し，気象庁ホームページにおいて公表している．なお，東海地震の発生のおそれを判定するための判定会や観測成果が東海地震の前兆である可能性について検討するための判定会委員打合せ会は，これまでに開催したことはないが，9 月 1 日の防災の日には，毎年，開催訓練を行ってきている．

判定会会長・委員のこの 10 年の変遷を表 1 に示す．

2．新体系となった東海地震に関連する情報

この 10 年間での判定会関連の主要な出来事としては，東海地震に関連して発表する情報の体系を見直し，これに合わせた防災対応が定められたことがある．

2002 年，中央防災会議により東海地震の新たな想定震源域モデルに基づく被害想定が出された．その結果，あらためて被害の広域性及び甚大性が確認されたことから，準備に時間を要する防災行動については警戒宣言前の早い時点から開始すべき，との認識が同会議において示された．一方，気象庁では，東海地震の発生のおそれについて判断する前の段階で，何らかの観測成果に基づいて，切迫性が高まったと認識できる時点が設定可能か否かの技術的検討を行った．その結果，地震の前兆現象を説明するモデルとして考えられている「前兆すべりモデル」に沿った現象が観測された場合には，最終的な判定を下す前の段階においても，準備行動に結びつけるための情報を発表できる可能性があるという結論に至った．当面，前兆すべりモデルに沿った現象[(1)]であるか否かの判断に利用するデータとしては，前兆すべりの発生に伴う周囲の応力の変化と一対一に対応付けて考えることができる地殻変動観測データとすることとした．観測された異常の程度に応じて，気象庁では「東海地震観測情報」，「東海地震注意情報」及び「東海地震予知情報」の 3 段階の情報を発表することとし，それらに対する防災機関等の対応も示された．これら「東海地震に関連する情報」の新体系は，2004 年 1 月 5 日から運用を開始した．[(2)]

新情報体系については，「東海地震観測情報」～「東海地震注意情報」の段階で判定会委員打合せ会を開催，状況が進展した場合には引き続いて判定会を開催し，「東海地震注意情報」の中でその開催を報じる，というシナリオが想定されている．

なお，新情報体系運用開始後，東海地震に関連する情報はまだ発表したことがないが，この 10 年間では，前情報体系運用中に「解説情報」[(3)]を 4 回発表している（表 2）．

3．東海地域で発生した主な現象

この 10 年間に発生した東海地域での主な現象としては，本刊にも詳述がある長期的スロースリップ（2001 年春頃から顕著になり 2005 年夏頃まで継続）と，短期的スロースリップ及び深部低周波地震活動の同時発生が挙げられる．これらの現象は東海地震と同様，フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生する現象と考えられている．また，これらは東海地震の発生を促進する性格を持つ現象であることから，これらの現象が前兆

すべりにつながっていくことがないか，その発生を検出する都度，その活動の推移を注意深く監視しているところである．

毎月１回，定期的に開催されている判定会委員打合せ会では，地殻変動観測データに異常がないか確認するとともに，静岡県中西部（固着域）のフィリピン海プレート内の M3.5 以上の地震活動が 2001 年後半ごろから低調になっていることなど，通常と異なると思われる地震活動についても検討を行い，その結果を報道発表し，気象庁ホームページで公表してきている．

注）

(1)①一定期間の変化量の空間分布がプレート境界に置いた低角逆断層により説明可能であること，②異なる観測点の変化が同期しており，時間変化の様子が互いに似ていること，③時間的変化に加速的傾向が認められること，という３つの特徴を有する現象．

(2) 2003 年 7 月 28 日気象庁報道発表資料「東海地震に関する新しい情報発表について」（気象庁ホームページ http://www.jma.go.jp/jma/press/0307/28a/20030728tokai.pdf　等参照）

(3) 1998年12月から運用されていた「東海地震の地震・地殻活動の関する情報」.判定会招集に至らない現象でも気象庁の対応の仕方を社会に積極的に伝えることとし，東海地震の前兆現象と直接関係ないと判断された現象あるいは長期的視点等から評価・解析された地震・地殻活動等について解説する場合には「解説情報」，東海地震の前兆現象との関連について継続して評価・解析する必要があると判断された観測成果等を周知する場合には「観測情報」を発表することとしていた．

表１　1999 年度～2008 年度における判定会委員の変遷

	会　長	委　員	委　員	委　員	委　員	委　員
1999（平成 11）年 4 月 1 日	東京大学名誉教授 溝　上　　恵	東京大学教授 石　井　　紘	東京大学教授 阿　部　勝　征	東京大学教授 島　崎　邦　彦	東京工業大学教授 本　蔵　義　守	東京大学教授 吉　井　敏　尅
2001（平成 13）年 4 月 1 日	東京大学名誉教授 溝　上　　恵	東京大学教授 阿　部　勝　征	東京大学教授 島　崎　邦　彦	東京工業大学教授 本　蔵　義　守	日本大学教授 吉　井　敏　尅	東京大学教授 加　藤　照　之
2004（平成 16）年 4 月 1 日	東京大学名誉教授 溝　上　　恵	東京大学教授 阿　部　勝　征	東京大学教授 島　崎　邦　彦	日本大学教授 吉　井　敏　尅	東京大学教授 加　藤　照　之	東京大学教授 大久保　修　平
2005（平成 17）年 4 月 1 日	東京大学名誉教授 溝　上　　恵	東京大学教授 阿　部　勝　征	東京大学教授 島　崎　邦　彦	日本大学教授 吉　井　敏　尅	東京大学教授 加　藤　照　之	東京大学教授 平　田　　直
2008（平成 20）年 4 月 1 日	東京大学名誉教授 阿　部　勝　征	東京大学教授 島　崎　邦　彦	日本大学教授 吉　井　敏　尅	東京大学教授 加　藤　照　之	東京大学教授 平　田　　直	静岡大学客員教授 吉　田　明　夫

表２　2004 年１月の情報体系見直しまでに発表した解説情報

発表日時	内容
1999（平成 11）年 5 月 10 日 16 時 00 分	1999 年 5 月 7 日 21 時 48 分静岡県中部 M4.7 最大震度３．プレート境界より上． 東海地震に直接つながるものとは考えていない．
2000（平成 12）年 1 月 31 日 16 時 10 分	1999 年の１年間の地震活動状況．5 月 7 日の地震の他は目立った活動なし．
2001（平成 13）年 4 月 4 日 02 時 00 分	2001 年 4 月 3 日 23 時 57 分静岡県中部 M5.1 最大震度５強．プレート内． 東海地震と結びつくものではない．
2003（平成 15）年 4 月 9 日 14 時 00 分	2003 年 4 月 8 日 20 時頃から三ヶ日の歪計で通常と異なる変化．他の歪計・傾斜計に対応する変化なし．東海地震に直ちに結びつくものではない．

（気象庁）

５．東京大学地震研究所　地震・火山噴火予知研究協議会

１．はじめに

大学で地震予知研究を進めているグループは，「地震予知に関し大学間における連繋を緊密にし，その有効な推進を図ることを目的」として，1978 年に（旧）地震予知研究協議会を設置した．その後，阪神・淡路大震災後に，予知研究体制の抜本的な見直しが行われ，2000 年 4 月に，新しい地震予知研究協議会が，全国共同利用研究所である東京大学地震研の正式の組織として発足した．

さらに，2006 年 5 月には，火山噴火予知研究との連携を強化するために，地震・火山噴火予知研究協議会に改組され今日に至っている．地震予知研究協議会と地震・火山噴火予知研究協議会は，測地学審議会とその後の科学技術・学術審議会測地学分科会の建議した予知研究計画の推進に，大学の研究を連携させることによって貢献してきた．この間，国立大学の法人化という大きな制度変更があり，各大学の独自性を重視する流れのなかで，大学間で連携して予知研究を発展させる努力がますます重要となった．測地学審議会および科学技術・学術審議会測地学分会の活動と予知研究体制に関する大学および予知研究協議会のあゆみの概略を表 1 にまとめる．

２．地震予知研究協議会（2000 年―2005 年）

2.1　地震予知研究協議会経緯

1995 年阪神淡路･大震災を契機に行われた様々な観点からの地震予知研究計画の見直しの中で，1997 年 6 月に測地学審議会は「地震予知計画の実施状況等のレビューについて（報告）」[1] を公表した．このレビューは，1965 年から進められてきた地震予知計画全般を包括的に評価するものでその後の計画立案の出発点となった．これを受け，地震予知研究者の間でも真摯な議論が行われ，1998 年 5 月に，地震予知研究を推進する有志の会が「新地震予知研究計画　−21 世紀に向けたサイエンスプラン−」[2] を発表した．これがその後の地震予知研究計画の原型となった．1998 年 8 月に，測地学審議会から「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について」[3] が建議され，特に大学における観測研究については,「全国共同利用研究所と各大学の地域センター等で構成されるネットワークの強化」と「関連研究者が広く参加すること」の重要性が指摘された．

このような背景の下に，1978 年から大学間連携のために活動していた地震予知研究協議会が改革され，2000 年 4 月 1 日に東京大学地震研究所に新たな地震予知研究協議会（以下，予知協議会）が設置された．新しい予知協議会は,それまでの予知協議会の目的を引き継ぎつつも，リーダーシップを発揮するために「地震予知研究協議会は，地震予知研究に関し，研究計画を審議し，大学間の連携を緊密にし，もってその有効な推進を図ることを目的とする」と予知協議会規定で定めた．そのための組織として、企画部と計画推進部会を設置した（図 1)。予知協議会は，2002 年に外部評価を受け，常設の組織である企画部と計画推進部会を設置して地震予知研究の推進を日常的にリードしてきたことは，研究の進展にとって有効であったと評価された[4]．

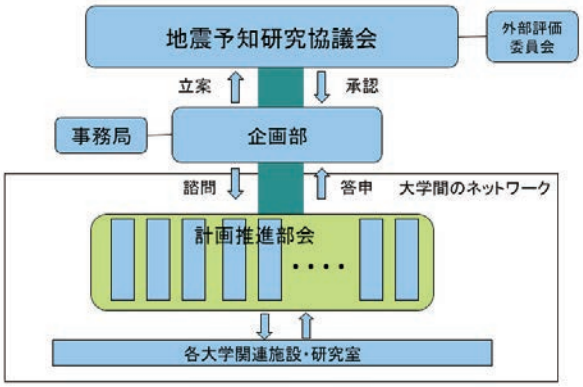


図 1：地震予知研究協議会の体制

2003 年 7 月には科学技術・学術審議会から「地震予知のための新たな観測研究計画（第 2 次）の推進について」が建議され,「大学や関係機関の密接な協力・連携」,「大学法人化後の大学間連携」,「火山噴火予知研究との連携の重要性」の重要性が指摘された．

2004 年 4 月より国立大学は国立大学法人となり，各大学の自主的独自性が重視されるようになった．大学の地震予知研究関連の経費も大学の運営費交付金として文部科学省から各大学に交付された．このため，地震予知研究を国立大学法人の全国連携によって進める組織として，予知協議会はますます重要になった．

一方，2004 年 4 月には，科学技術・学術審議会測地学分科会地震部会のもとに「観測研究計画推進委員会」が発足し，大学および業務機関を含めた全国の関係機関の協力・連携が計られた．予知協議会からも 2 名が委員として参加し,年次計画の立案調整,年次報告書のまとめに貢献した.予知協議会は 2002 年に最初の外部評価を受け,科学的予知研究計画への寄与が評価された[4]．

2.2 成果発表会と年次報告書

予知協議会は，大学の予知研究の実施状況を把握して研究の進捗を計るために，2000 年度から毎年，各年度の成果報告会を開催し，更に，成果の概要をまとめた年次報告書（大学別と項目別）を発行してきた[5]．特に，年次報告書（項目別）では，それぞれの年度で得られた重要な成果を総括して，次の研究の方向を提言するなど予知研究計画の推進に貢献した．2004 年度からは，大学以外の予知研究参画機関も参加して，観測研究計画推進委員会が年次報告書（機関別，項目別）をまとめて公表し

表 1　地震・火山研究協議会のあゆみ

西暦年	和暦	大学及び予知研究協議会の動き	地震予知研究に関する社会の動き
1978	昭和 53 年 5 月	地震予知研究協議会（旧協議会）発足	
1994	平成 6 年 6 月	東京大学地震研究所が大学附置の全国共同利用研究所に改組	
1995	平成 7 年 1 月		1995 年兵庫県南部地震
1997	平成 9 年 6 月		測地学審議会が「地震予知計画の実施状況等のレビューについて（報告）」
1998	平成 10 年 5 月 平成 10 年 8 月		地震予知研究を推進する有志の会が,「新地震予知研究計画」を発表 「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について」建議
1999	平成 11 年 4 月		「地震予知のための新たな観測研究計画」開始
2000	平成 12 年 4 月	地震予知研究協議会（新体制）発足 九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター発足	
2002	平成 14 年 10 月	地震予知研究協議会外部評価	
2003	平成 15 年 7 月		「地震予知のための新たな観測研究計画（第２次）の推進について」建議（科学技術・学術審議会）
2004	平成 16 年 4 月	国立大学法人化	「地震予知のための新たな観測研究計画（第２次）」開始 地震部会・観測研究計画推進委員会発足：年度計画と年次報告書の刊行開始
2006	平成 18 年 5 月	地震・火山噴火予知研究協議会発足	
	平成 18 年 6 月	地震･火山噴火予知研究の連携と協力に関する協定（2009 年 3 月まで）	
	平成 18 年 12 月	地震・火山噴火予知研究協議会外部評価	
2008	平成 20 年 7 月		「地震及び火山噴火予知のための観測研究の推進について」建議
2009	平成 21 年 4 月	地震･火山噴火予知研究の連携と協力に関する新協定（2014 年 3 月まで）	「地震及び火山噴火予知のための観測研究」開始

た[6]．その他，新しい予知研究の重要な概念である「地震アスペリティー」についての総合報告[7]，予知研究全般のレビュー[8]を出版した．日本地震学会発行の地震予知研究の普及書[9]にも貢献した．

３．地震・火山噴火予知研究協議会（2006 年―2009 年）

2003 年 7 月に，科学技術・学術審議会から「地震予知のための新たな観測研究計画（第 2 次）の推進について」および「第 7 次噴火予知計画」が建議され，「大学法人化後の大学間連携」，「火山噴火予知研究（あるいは地震予知研究）との連携の重要性」の重要性が指摘された．1970 年代から繰り返し発生しているマグマ上昇によると考えられている伊東沖の群発地震活動，2000 年の三宅島・神津島周辺のマグマ貫入と群発地震活動，さらに西南日本で発見された沈み込む海洋プレートに関係する非火山性の低周波微動・低周波地震など，地震と火山の研究連携の必要な現象がたびたび発生した．

このような状況をうけ，2005 年度から地震予知研究協議会と火山噴火予知研究協議会とが検討を続け，2006 年 5 月 1 日に両協議会を統合した地震・火山噴火予知研究協議会が東京大学地震研究所に設置された．さらに平行して，大学の法人化のもとにおける大学間連携による地震および火山噴火予知研究の体制を確立するため，関係大学部局間の協定締結作業が進められ，2006 年 6 月に協定が発効した．予知協議会は，「地震および火山噴火予知研究に関し，研究計画を協議し，大学間の連携を緊密にし，その有効な推進を図ることを目的」として，次の事項について協議するとされた．(1)大学の地震予知・火山噴火予知研究に関わる概算要求事項，(2)大学の地震予知・火山噴火予知研究に関わる研究計画，(3)大学の地震予知・火山噴火予知研究に関わる研究者交流，(4)「地震・火山噴火予知研究の連携と協力に関する協定」に関わるその他事項，(5)外部評価委員会に対する評価の依頼，(6)その他，地震予知・火山噴火予知研究の推進に関わる事項．そのための組織として、企画部と計画推進部会が設置され、建議に基づく研究を実施した（図 2）．

地震・火山噴火予知研究協議会は，2006 年 12 月に外部評価を受け，地震予知と火山噴火予知の研究を統合する考え方に対して，「地震と火山の両予知研究協議会を統合することは自然な流れであると思われる」と評価された[10]．一方，科学技術・学術審議会でも，地震予知研究計画と火山噴火予知計画のレビュー，外部評価が行われ，次期の計画を「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」として 2009 年度から 5 カ年計画で実施することが建議された．地震・火山噴火予知研究協議会は，次期の予知のための研究計画の策定にも大きく貢献した．

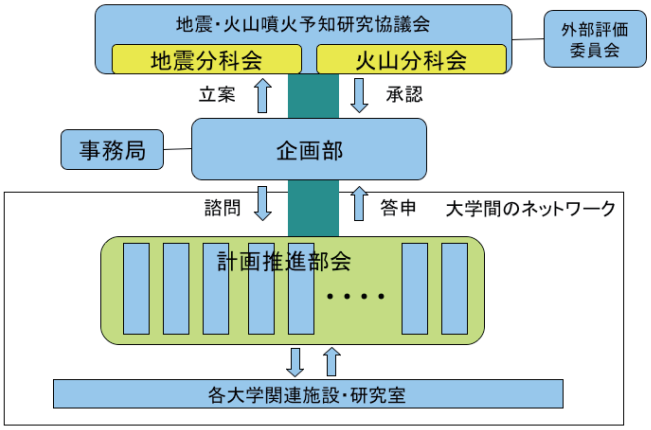


図 2：地震・火山噴火予知研究協議会の体制

４．おわりに

2009 年度からは，地震予知研究計画と火山噴火予知計画を統合した新しい 5 カ年計画が始まる．これにあわせて，大学部局間の「地震・火山噴火予知研究の連携と協力に関する新協定」の締結と，新計画に併せた予知協議会の体制の整備が進められている．2009 年度から，地震・火山噴火予知研究計画は，予測科学として新しい段階に入る．予知協議会がこの新計画に貢献することが期待されている．

（平田　直）

参考文献

1) 測地学審議会・地震火山部会，1997.「地震予知計画の実施状況等のレビューについて（報告）」平成 9 年 6 月，111pp. 非公式ながら，以下のページで全文のコピーを参照出来る．
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/predict/

2) 地震予知研究を推進する有志の会，1998. 新地震予知研究計画　-21 世紀に向けたサイエンスプラン-
http://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/yoti-kenkyu/

3) 測地学審議会，1998. 地震予知のための新たな観測研究計画の推進について（建議），
http://211.120.54.153/b_menu/shingi/12/sokuti/toushin/980801.htm

4) 地震予知研究協議会外部評価委員会、2002. 地震予知研究協議会評価報告書（平成 14 年 10 月 8 日），39pp.

5) 平成 11 年度（2001 年度）から平成 15 年度（2005 年度）までは，地震予知研究協議会のページを参照．
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/YOTIKYO/index11-15.htm

6)「地震予知のための新たな観測研究計画（第 2 次）」平成 16 年度年次報告（機関別）
http://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/gijyutu/gijyutu6/sonota/05053002.htm
「地震予知のための新たな観測研究計画（第 2 次）」平成 16 年度年次報告（項目別）
http://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/gijyutu/gijyutu6/sonota/06071222.htm ;
平成 17 年度から 20 年度も公表されている.
http://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/gijyutu/gijyutu6/index.htm　を参照

7）飯尾能久・松澤暢・吉田真吾・加藤照之・平田直, 2003. 非地震性すべりの時空間変化と大地震の発生予測 －三陸沖における近年の進展を中心に－. 地震, 56, 213-229.

8）Hirata, N., 2004. Past, current and future of Japanese national program for earthquake prediction research, *Earth Planets Space,* 56, 8, xliii–l.

9）日本地震学会地震予知検討委員会編, 2007. 地震予知の科学, 東京大学出版会, 246pp.

10）地震・火山噴火予知研究協議会外部評価委員会, 2006. 東京大学地震研究所　地震・火山噴火予知研究協議会外部評価報告書（平成 18 年 12 月 25 日）, 33pp.

第 4 部

参 考 資 料

１．年表

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1962年 1月		地震予知計画研究グループが「地震予知－現状とその推進計画」（ブループリントを公表）	
1963年 5月		文部省測地学審議会に地震予知部会を設置	
1963年10月		日本学術会議は「地震予知研究推進について」を勧告	
1964年 6月16日			新潟地震(M7.5)
1964年 7月18日		測地学審議会「地震予知研究計画の実施について」を建議（第１次計画）	
1965年 3月		日本学術会議は地球物理学研究連絡委員会に地震予知小委員会を設置，第1次地震予知研究5ヵ年計画を立案	
1965年 8月 3日			松代群発地震（最大地震M5.4，1970年まで）
1965年12月		測地学審議会「地震予知計画の推進について」を関係各省の大臣に要望	
1966年 5月12日		「北信地域地震活動情報連絡会」発足(気象庁)	
1967年 4月		「海岸昇降検知センター」設置(国土地理院)	
1968年 2月 1日			えびの地震(最大地震M6.1)
1968年 4月 1日			1968年日向灘地震(M7.5)
1968年 5月16日			1968年十勝沖地震(M7.9)
1968年 5月24日		「地震予知の推進について」閣議了解	
1968年 7月16日		測地学審議会「地震予知の推進に関する計画に実施について」を建議（第２次計画）	
1969年 4月 1日		「地殻活動検知センター」(国土地理院)「地震予知観測センター」(東大地震研究所)が発足.「地震活動検測センター」(気象庁)活動開始(1970年4月17日発足)	
1969年 4月24日	第1回地震予知連絡会（地震予知連絡会発足）		
1969年 5月19日	第2回地震予知連絡会(九州国見岳周辺の変動他)		
1969年 6月27日	第3回地震予知連絡会(房総，三浦地区の変動他)		
1969年 9月26日	第4回地震予知連絡会(今市付近の地震活動他)		

年 月 日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1969年11月28日	第5回地震予知連絡会(東海地方の指定，特定観測地域他)		
1970年 2月 6日	地震予知連絡会特定地域小委員会を設置		
1970年 2月20日	第6回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，松代群発地震他)(観測強化地域1ヵ所，特定観測地域8ヵ所を指定)		
1970年 4月27日	第7回地震予知連絡会(広島県北東部の地震活動，関東南部の調査状況他)		
1970年 7月 6日	第8回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，広島県北東部の地震活動他)		
1970年 9月28日	第9回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，地震活動他)		
1970年11月30日	第10回地震予知連絡会(秋田県南東部の地震活動，東海地方の地殻変動他)		
1971年 2月16日	第11回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動他)		
1971年 4月19日	第12回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，新潟県南西部の地震活動他)		
1971年 5月		中央防災会議は「大都市震災対策推進要綱」を決定	
1971年 6月28日	第13回地震予知連絡会(関東南部の地震活動，地殻変動他)		
1971年10月 1日	第14回地震予知連絡会(北海道東部の地震活動，地殻変動他)		
1972年 1月17日	第15回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，地震活動，東海地方の地殻変動他)		
1972年 4月17日	第16回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，地震活動他)		
1972年 7月10日	第17回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，地震活動他)		
1972年10月16日	第18回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，地震活動，高田群発地震他)		
1972年12月 4日			1972年12月4日八丈島東方沖地震(M7.2)
1973年 1月22日	第19回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，地震活動，岩木山麓群発地震他)		
1973年 4月18日		測地学審議会が改組され，地震火山部会を設置	
1973年 4月19日	第20回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，地震活動他)		
1973年 5月 4日		測地学審議会地震火山部会に地震予知特別委員会を設置	
1973年 6月17日			1973年6月17日根室半島沖地震(M7.4)

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1973年 6月26日	第21回地震予知連絡会(根室半島沖地震，統一見解発表)		
1973年 6月29日		測地学審議会「地震予知の推進に関する第3次計画の実施について」を建議	
1973年 7月		地震予知関係諸機関の研究，観測体制の調整推進に関する中央防災会議の申し合わせ	
1973年 8月23日	第22回地震予知連絡会(根室半島沖地震，結論他)		
1973年11月29日	第23回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動，地震活動他)		
1974年 2月28日	第24回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，東海地方を観測強化地域に指定)		
1974年 5月 9日			1974年伊豆半島沖地震(M6.9)
1974年 6月20日	第25回地震予知連絡会(伊豆半島沖地震他)		
1974年 9月26日	第26回地震予知連絡会(伊豆半島沖地震他)		
1974年11月 7日		地震予知研究推進連絡会議を総理府に設置(科学技術庁)	
1974年12月 5日	第27回地震予知連絡会(多摩川下流城の地盤隆起他)		
1974年12月27日	地震予知連絡会会長「最近における多摩川下流地域の地盤隆起現象について」を報告		
1975年 2月27日	第28回地震予知連絡会(多摩川下流城の地盤隆起他)		
1975年 5月 6日	第29回地震予知連絡会(関東南部の地殻変動，地震活動，大分県中部地震他)		
1975年 7月25日		測地学審議会は「第3次地震予知計画の一部見直しについて」を関係各省の大臣に建議	
1975年 8月 7日	第30回地震予知連絡会(多摩川下流城の地震活動，地殻変動他)		
1975年11月20日	第31回地震予知連絡会(関東地方及び多摩川下流城の地殻変動，地震活動他)，(特定，関東，東海，北海道の各部会を設置)		
1975年12月18日	地震予知連絡会部会運営協議会		
1976年 1月 9日	特定部会（地震予知の戦略，特定地域の条件)		
1976年 1月23日	関東部会（当面の活動方針，対象地域の検討他)		
1976年 2月19日	第32回地震予知連絡会(伊豆半島群発地震他)		
1976年 2月19日	北海道部会（活動方針について)		

年 月 日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1976年 3月 4日	関東部会（伊豆半島の群発地震活動について）		
1976年 3月24日	特定部会（特定地域およびの図示方法，活断層の評価・見直しのすすめ）		
1976年 3月30日	東海部会（東海部会の作業方針について）		
1976年 4月 9日	関東部会（伊豆半島の群発地震、南関東地震予知のまとめ）		
1976年 5月19日	関東部会（多摩川下流域の異常隆起，伊豆半島の地殻隆起）		
1976年 5月24日	第33回地震予知連絡会「多摩川下流域の異常隆起に関する調査結果について，伊豆半島東部における地盤隆起および群発地震について」報告		
1976年 5月24日	北海道部会（北海道東部地域の活動について）		
1976年 6月22日	北海道部会（1973年根室半島沖地震の諸問題）		
1976年 7月 2日	関東部会（伊豆半島の地殻隆起，山梨県東部地震，関東部会のあり方）		
1976年 7月 5日	特定部会ＷＧ（特定地域の選定について）		
1976年 7月 6日	東海部会（東海地域の観測網の現状について，駿河湾地震について）		
1976年 8月18日	関東部会（伊豆半島の地殻隆起・地震活動）		
1976年 8月23日	第34回地震予知連絡会(伊豆半島東部の地盤隆起，群発地震，各部会統一見解他）		
1976年 8月23日	特定部会（今後の地震予知計画と体制のあり方，各機関の予知業務の現況）		
1976年 8月23日	北海道部会（1973年根室半島沖地震と潮位，重力変化，今後の観測計画）		
1976年 8月23日	地震予知連絡会運営要綱の改正		
1976年 9月29日	特定部会・東海部会（今後の地震予知計画と体制について）		
1976年10月 1日	北海道部会（部会報告をまとめて最終回とする）		
1976年10月29日		閣議決定により内閣に地震予知推進本部を設置(科学技術庁)	
1976年11月11日		事務次官等会議の申し合わせにより地震予知推進連絡会議を廃止	
1976年11月16日	関東部会（伊豆半島でのその後の地殻隆起・地震活動の推移）第35回地震予知連絡会(伊豆半島，東海地方の地殻変動，地震活動，北海道部会報告他）		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1976年11月29日	第35回地震予知連絡会(伊豆半島,東海地方の地殻変動,地震活動,北海道部会報告他)		
1976年12月17日		測地学審議会は「第3次地震予知計画の再度一部見直しについて」を建議	
1977年 2月10日	特定部会（地震予知連絡会運営決議事項について，東海地域判定会の要項について，副会長の任命について，オブザーバーの出席について）		
1977年 2月18日	関東部会（伊豆半島の地殻隆起，多摩川下流の地殻隆起について）		
1977年 2月21日	第36回地震予知連絡会(関東南部，東海地方の地殻変動，地震活動他)，東海部会		
1977年 3月18日	特定部会（東海地域の予知体制の整備について，東海地域判定会細則，委員について）		
1977年 4月18日	地震予知連絡会に「東海地域判定会」（事務局：気象庁）を設置		
1977年 5月16日	関東部会（伊豆半島の地殻隆起，地震活動）		
1977年 5月23日	第37回地震予知連絡会(伊豆半島の地盤隆起，地震活動他)，東海部会		
1977年 6月27日	関東部会（房総半島沖群発地震）		
1977年 7月25日	東海部会（巨大地震の再来周期について他）		
1977年 8月26日	第38回地震予知連絡会(房総沖群発地震，伊豆半島の地震活動他)		
1977年 9月29日	地震予知連絡会島根県東部地殻変動研究委員会		
1977年11月 4日	関東部会（伊豆半島の地震活動について・房総半島について）		
1977年11月28日	第39回地震予知連絡会(伊豆半島の地盤隆起，地震活動他)		
1977年11月28日	関東部会（最近の伊豆半島の地殻活動について）		
1977年12月 5日	特定部会(大規模地震予知体制特別措置法案要綱について)		
1978年 1月14日			1978年伊豆大島近海の地震(M7.0)
1978年 1月15日	関東部会（1978年伊豆大島近海地震について）		
1978年 1月20日	関東部会，東海判定会と合同（伊豆大島近海地震について）		
1978年 1月27日	特定部会（観測強化・集中の区分け，長期予知等の用語について，地域指定について）		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1978年 2月 7日	関東，東海合同部会（伊豆大島近海地震について）		
1978年 2月20日	第40回地震予知連絡会（伊豆大島近海地震他）		
1978年 3月16日	特定部会ＷＧ（特定観測地域の選定について）		
1978年 5月20日	関東，東海合同部会（伊豆半島及び東海地方の地殻変動他）		
1978年 5月22日	第41回地震予知連絡会（伊豆大島近海地震他）		
1978年 6月12日			1978年宮城県沖地震（M7.4）
1978年 6月14日	特定部会ＷＧ（宮城県沖地震について，特定地域の見直しについて）		
1978年 6月15日		大規模地震対策特別措置法公布	
1978年 6月21日	特定部会（特定観測地域の見直しについて）		
1978年 6月21日	第42回地震予知連絡会（宮城県沖地震，特定観測地域の見直し）		
1978年 7月 5日	特定部会ＷＧ（特定観測地域の選定について）		
1978年 7月12日		測地学審議会「地震予知の推進に関する第4次計画の実施について」を建議	
1978年 7月19日	特定部会（特定観測地域の見直しについて）		
1978年 8月21日	第43回地震予知連絡会（特定観測地域等の見直し，観測強化地域2ヵ所，特定観測地域8ヵ所指定）（東海地方の地殻変動他）		
1978年 8月21日	関東，東海合同部会（伊豆半島及び東海地方の地殻変動）		
1978年10月20日	地震予知連絡会臨時部会（青森県深浦町付近の地震活動について）		
1978年11月20日	第44回地震予知連絡会（東海地方の地殻変動，深浦群発地震他）		
1978年11月1日			伊豆半島川奈崎沖で群発地震
1978年11月27日	関東部会（伊豆半島東部の群発地震について）		
1978年12月14日		大規模地震対策特別措置法施行	
1979年 2月16日	関東部会（伊豆半島周辺及び房総から四国沖の活動について）		
1979年 2月19日	第45回地震予知連絡会（伊豆半島の地殻変動，地震活動他）		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1979年 5月21日	第46回地震予知連絡会(函館群発地震，伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他)		
1979年 5月21日	関東部会（伊豆半島川奈崎沖の群発地震活動について）		
1979年 8月 7日		内閣総理大臣が東海地域を「地震防災対策強化地域」に指定	
1979年 8月 7日		気象庁に「地震防災対策強化地域判定会」が発足(地震予知連絡会の東海地域判定会廃止)	
1979年 8月20日	第47回地震予知連絡会(伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他)		
1979年10月17日	関東部会（伊豆半島の地震・地殻活動について，関東部会WGの発足について）		
1979年11月 8日	関東部会WG（首都圏における地震予知の現状について）		
1979年11月19日	第48回地震予知連絡会(長野県王滝村付近の群発地震，御岳山噴火他)		
1979年12月10日	関東部会WG（首都圏における地震予知の現状について）		
1980年 1月16日	関東部会WG（首都圏における地震予知の現状について）		
1980年 2月18日	第49回地震予知連絡会(伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他)		
1980年 2月29日	関東部会WG（首都圏における地震予知の現状について）		
1980年 4月24日	関東部会WG（首都圏における地震予知の現状について）		
1980年 5月26日	第50回地震予知連絡会(伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他)		
1980年 6月 4日	特定部会（検討会）（関東・東海地方の地殻変動他）		
1980年 6月29日			伊豆半島東方沖の地震(M6.7)
1980年 7月 1日	関東部会（伊豆半島東方沖の群発地震活動について）		
1980年 7月11日	関東部会WG（首都圏における地震予知の現状について）		
1980年 7月16日	関東部会（部会報告について）		
1980年 8月18日	第51回地震予知連絡会(伊豆半島東方沖地震他)		
1980年11月10日	第52回地震予知連絡会(伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他)		
1981年 2月16日	第53回地震予知連絡会(伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動，宮城県沖の地震他)		

年 月 日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1981年 3月31日	関東部会WG（首都圏及びその周辺の地震予知について）		
1981年 4月 2日	第54回地震予知連絡会(会長の選出・部会の構成（各地域部会を強化地域部会及び特定部会へ変更）		
1981年 4月30日	強化地域部会WG（首都圏について今後の検討）		
1981年 5月16日	強化地域部会WG（検討会）（首都圏の観測施設の配置について）		
1981年 5月18日	第55回地震予知連絡会(伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他）		
1981年 5月29日	強化地域部会WG（首都圏の観測施設について）		
1981年 6月30日	強化地域部会WG（首都圏の観測施設について）		
1981年 8月 7日	強化地域部会WG（首都圏の観測施設について）		
1981年 8月17日	第56回地震予知連絡会(伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他）		
1981年 8月17日	強化地域部会（伊豆半島及び東海地方の最近の活動）		
1981年11月16日	第57回地震予知連絡会(伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他）		
1981年11月16日	強化地域部会（伊豆半島及び東海地方の最近の活動）		
1982年 2月 1日	第58回地震予知連絡会(男鹿半島の地殻変動，伊豆半島及び東海地方の地殻変動，地震活動他）		
1982年 2月 1日	特定部会（地震予知連絡会の運営について，男鹿半島の地殻変動について）		
1982年 3月21日			昭和57年（1982年）浦河沖地震(M7.1)
1982年 4月 1日	特定部会（1982年浦河沖地震について，観測体制及び地域指定について）		
1982年 5月24日	第59回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動，浦河沖地震他）		
1982年 8月16日	第60回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動，茨城県沖の地震，特定観測地域指定及び指定基準について他）		
1982年 8月16日	特定部会（浦河地域の指定問題について，特定観測地域の指定基準について）		
1982年11月22日	第61回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1983年 1月27日	強化地域部会（伊豆半島東方沖の群発地震活動について）		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1983年 2月14日	第62回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動，三宅島近海の地震他)		
1983年 4月13日	強化地域部会（掛川・御前崎間の水準測量の季節変化について他)		
1983年 5月16日	第63回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他)		
1983年 5月24日		中央防災会議は「当面の防災対策の推進について」を申し合わせ	
1983年 5月26日			昭和58年（1983年）日本海中部地震(M7.7)
1983年 5月31日		測地学審議会「第5次地震予知計画の推進について」を建議	
1983年 6月 1日	特定部会(1983年日本海中部地震について)		
1983年 8月 8日	第64回地震予知連絡会(日本海中部地震，東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他)		
1983年11月17日	強化地域部会（観測強化地域における最近のデータの検討)		
1983年11月21日	第65回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他)		
1984年 2月20日	第66回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他)		
1984年 5月21日	第67回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他)		
1984年 8月20日	第68回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動，山崎断層の地震他)		
1984年 8月20日	特定部会（山崎断層の地震について)		
1984年 9月 4日	強化地域部会（伊豆半島東方沖の群発地震活動について)		
1984年 9月14日			昭和59年（1984年）長野県西部地震(M6.8)
1984年 9月20日	特定部会（1984年長野県西部地震について)		
1984年11月19日	第69回地震予知連絡会(長野県西部地震，伊豆半島東方沖群発地震，東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他)		
1985年 2月25日	第70回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他)		
1985年 5月20日	第71回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他)		
1985年 8月12日	第72回地震予知連絡会(東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動，特定観測地域の見直し他)		
1985年 8月12日	特定部会(特定観測地域の見直しについて)		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1985年11月 8日	特定部会ＷＧ（特定地域の見直しの検討資料について）		
1985年11月18日	第73回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1985年12月13日	特定部会ＷＧ（特定地域の見直しの検討課題について）		
1986年 1月23日	強化地域部会（観測強化地域における最近のデータの検討）		
1986年 2月17日	第74回地震予知連絡会（特定観測地域の見直し東海及び伊豆地方の地殻変動，地震活動他）		
1986年 2月17日	特定部会ＷＧ（特定観測地域の見直しについて，長野市の地割れについて）		
1986年 5月19日	第75回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1986年 8月18日	第76回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1986年11月17日	第77回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1986年11月22日	強化地域部会（伊豆大島噴火にともなう地殻活動について）		
1987年 2月23日	第78回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動，伊豆大島噴火に伴う地震活動について統一見解発表他）		
1987年 2月23日	強化地域部会（東海・伊豆地方の地殻変動・地震活動）		
1987年 5月12日	強化地域部会（伊豆半島東方沖の地震活動について）		
1987年 5月18日	第79回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動，福島県沖の地震活動，伊豆半島東方沖の地震活動について統一見解発表他）		
1987年 5月18日	特定部会（福島県沖の地震活動について）		
1987年 8月27日	第80回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1987年11月16日	第81回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1987年12月17日			千葉県東方沖の地震（M6.7）
1988年 1月 7日	強化地域部会（千葉県東方沖地震について）		
1988年 2月15日	第82回地震予知連絡会（千葉県東方沖地震，東海地方の地殻変動，地震活動千葉県東方沖の地震について統一見解発表他）		
1988年 5月16日	第83回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動，東京東部の地震他）		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1988年 7月15日	強化地域部会（首都圏及びその周辺の地震予知に関するデータについて）		
1988年 7月28日		測地学審議会「第6次地震予知計画の推進について」を建議	
1988年 8月 1日	強化地域部会（伊豆半島東方沖の群発地震について）		
1988年 8月22日	第84回地震予知連絡会（東海地方の地殻変動，地震活動，伊豆半島東方沖の群発地震，同群発地震活動について統一見解発表他）		
1988年 9月29日	強化地域部会（1988年9月26日の千葉県東方沖の地震について）		
1988年11月21日	第85回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1989年 2月20日	第86回地震予知連絡会（東海及び伊豆半島地方の地殻変動，地震活動他）		
1989年 3月24日	強化地域部会（「首都圏及びその周辺の地震予知」の続報の刊行について）		
1989年 5月22日	第87回地震予知連絡会（東海地方の地殻変動及び地震活動，伊豆半島東部の群発地震活動千葉県北西部の地震，銚子沖の地震他）		
1989年 7月 5日	強化地域部会，見解「1989年7月の伊豆半島東方沖の群発地震活動について」		
1989年 7月13日			伊東沖海底火山噴火
1989年 7月13日	強化地域部会，見解「1989年7月の伊豆半島東方沖の群発地震活動について（その２）」		
1989年 8月 7日	第88回地震予知連絡会（東海地方の地殻変動及び地震活動，伊豆半島東部の群発地震活動及び地殻変動，統一見解「伊豆半島東方沖の群発地震活動について」発表他）		
1989年11月20日	第89回地震予知連絡会（東海地方及び伊豆地方の地殻変動，地震活動，三陸沖の地震活動他）		
1989年11月20日	特定部会（三陸沖の地震活動について）		
1990年 2月19日	第90回地震予知連絡会（東海地方の地殻変動他，三陸沖の地震活動，滋賀県南部の地震他）		
1990年 5月21日	第91回地震予知連絡会（東海地方の地殻変動他，三陸沖の地震活動，最近の深発地震活動他）		
1990年 8月13日	第92回地震予知連絡会（東海地方及び伊豆地方の地殻変動，地震活動，神奈川県西部の地震，銚子沖の地震他）		
1990年11月17日			雲仙岳噴煙活動及び地震活動活発化
1990年11月26日	第93回地震予知連絡会（東海地方及び伊豆地方の地殻変動，地震活動，鳥取西部の地震，島原半島の群発地震活動他）		

年 月 日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1991年 2月18日	第94回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆地方の地殻変動，地震活動，新潟県南部の地震，鳥取西部の地震，島原半島の群発地震活動，西表島付近の地震活動他)		
1991年 4月 1日	第95回地震予知連絡会(第12期役員選挙)		
1991年 5月20日	第96回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆地方の地殻変動，地震活動，島原半島の群発地震活動，西表島付近の地震活動他)		
1991年 8月29日	第97回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆地方の地殻変動，地震活動，島原半島の群発地震活動，西表島付近の地震活動他)		
1991年11月18日	第98回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆地方・北海道地方の地震活動と地殻変動，島根県東部の地震，周防灘の地震，島原半島の群発地震活動他)		
1992年 2月17日	第99回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆地方の地殻変動，地震活動，伊豆半島周辺の地震活動，東京湾の地震，千島列島の地震，浦河沖の地震，島原半島の群発地震活動他)		
1992年 2月17日	特定部会（地震予知連絡会特定部会の今後の活動について)		
1992年 2月28日	強化地域部会（各機関が取り組んでいる観測研究について他)		
1992年 5月18日	特定部会（九州・四国・中国地方の特定地域に関する報告・討議)		
1992年 5月18日	第100回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆地方の地殻変動，地震活動，東京東部の地震， 島原半島の群発地震活動他)		
1992年 6月 2日	地震予知連絡会100回開催記念講演会		
1992年 6月26日	強化地域部会（強化地域の地震予知に関して)		
1992年 8月17日	特定部会（近畿・中部地方部の特定地域に関する報告・討議)		
1992年 8月17日	第101回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動，地震活動，伊豆半島東部の地殻変動，伊豆半島周辺の地震活動，三陸はるか沖の地震活動，島原半島の群発地震活動他)		
1992年 9月21日	強化地域部会（強化地域内のプレートの研究・最近の地殻変動に関して)		
1992年11月30日	特定部会（近畿・中部地方西部の特定地域に関する報告・討議)		
1992年11月30日	第102回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆半島東部の地殻変動，伊豆半島周辺の地震活動，島原半島の群発地震活動，西表島の群発地震活動他)		
1992年12月21日	強化地域部会（フィリッピン海プレート北部の観測・研究について)		
1993年 1月15日			平成5年（1993年）釧路沖地震(M7.5)

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1993年 2月15日	特定部会（東北地方北部・北海道地方の特定地域に関する報告・討議）		
1993年 2月15日	第103回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆半島東部の地殻変動，地震活動，釧路沖の地震，能登半島沖地震，西表島の群発地震活動他)		
1993年 5月17日	第104回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動，地震活動，長野県西部の群発地震活動他)		
1993年 5月18日	特定部会(特定部会報告の刊行について)		
1993年 5月31日	強化地域部会（伊豆半島東方沖群発地震について)		
1993年 6月 7日	強化地域部会（伊豆半島東方沖群発地震について)		
1993年 7月12日			平成5年（1993年）北海道南西沖地震(M7.8)
1993年 7月15日	特定部会(平成5年7月12日北海道南西沖地震(M7.8)について)		
1993年 7月30日		測地学審議会「第７次地震予知計画の推進について」を建議	
1993年 8月23日	第105回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，平成5年北海道南西沖地震他)		
1993年11月15日	第106回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，北海道南西沖の地震活動他)		
1994年 2月21日	第107回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，鹿児島県北部の地震他)		
1994年 5月16日	第108回地震予知連絡会(東海地方及の地殻変動，地震活動，伊豆半島周辺の地震活動他)		
1994年 8月22日	第109回地震予知連絡会(関東・東海地方のＧＰＳ連続観測点の変動，宮城・福島県沖の地震活動，京都府中部の地震，根室半島沖と青森三陸沖の地震活動の関連性他)		
1994年10月 4日			平成6年（1994年）北海道東方沖地震(M8.2)
1994年10月11日	特定部会(平成6年北海道東方沖地震)		
1994年11月21日	特定部会・強化地域部会合同会議（地震予知連絡会地域部会報告について，特定地域における観測研究の進め方について，伊豆半島周辺の地震活動)		
1994年11月21日	第110回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆半島東部の地震活動他)		
1994年11月21日	地震予知連絡会地域部会報告を刊行		
1994年12月28日			平成6年（1994年）三陸はるか沖地震(M7.6)

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1994年12月29日	特定部会（平成 6年12月28日三陸はるか沖地震について）		
1995年 1月17日			平成7年（1995年）兵庫県南部地震(M7.3)
1995年 1月18日	第111回地震予知連絡会(見解発表「平成7年(1995年)兵庫県南部 地震について」)		
1995年 1月27日	第112回地震予知連絡会(見解発表「平成7年(1995年)兵庫県南部 地震の余震活動について」)		
1995年 2月20日	第113回地震予知連絡会(兵庫県南部地震，東海地方及び伊豆半島東部の地震活動，地殻変動，伊豆半島周辺の地震活動，関東地方の地震活動，北海道地方の地震活動，三陸はるか沖地震他)，(見解発表「兵庫県南部地震の余震活動について」)		
1995年 4月 6日	第114回地震予知連絡会（第１４期役員選挙，新潟県北部の地震)，「情報交換を検討する会」WGの設置（島崎邦彦主査）		
1995年 4月22日		測地学審議会「第７次地震予知計画の見直しについて」を建議	
1995年 5月22日	第115回地震予知連絡会(兵庫県南部地震，東海地方の地震活動，地殻変動，新潟県北部の地震，北海道東方沖地震，三陸はるか沖地震，飛島の地殻変動他)		
1995年 7月18日		地震防災対策特別措置法施行，総理府に地震調査研究推進本部を設置	
1995年 8月21日	第116回地震予知連絡会(東海地方の地震活動，地殻変動，兵庫県南部地震他)		
1995年10月16日	強化地域部会(伊豆半島東方沖の群発地震活動，東海地域の活動)		
1995年11月20日	第117回地震予知連絡会(東海地方の地震活動・地殻変動，伊豆半島東部の地震活動，兵庫県南部地震以降の周辺地域の地震活動，奄美大島近海の地震活動他)		
1996年 1月		地震調査研究推進本部「当面推進すべき地震に関する調査観測」を決定	
1996年 2月19日	第118回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆半島東部の地震活動・地殻変動，松前周辺の群発地震活動・地殻活動，福島県沖の地震活動，兵庫県南部地震以降の地震活動他)		
1996年 5月			房総半島東方沖のスロースリップイベント
1996年 5月20日	第119回地震予知連絡会(東海地方の地震活動・地殻変動，山梨県東部の地震，伊豆半島周辺の地震活動，東京周辺の浅発地震活動他)		
1996年 8月19日	第120回地震予知連絡会(宮城・秋田・山形県境付近の地震活動，東海地方の地震活動・地殻変動，房総半島東部の地殻活動他)		
1996年11月25日	第121回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆半島東部の地震活動・地殻変動，九州地方の地震・地殻活動他)		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1997年 2月17日	第122回地震予知連絡会(東海地方及び伊豆半島東部の地震活動・地殻変動，西表島付近の地震活動他)		
1997年 3月26日			鹿児島県薩摩地方の地震（M6.5）
1997年 4月18日	第123回地震予知連絡会(第15期役員選挙（「今後の会議のすすめ方について」の小グループメンバーも選出（島崎邦彦代表）)		
1997年 5月19日	第124回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，丹沢山地の上下変動，薩摩地方の地震)		
1997年 6月		測地学審議会「地震予知計画の実施状況等のレビューについて」を報告	
1997年 8月11日	第125回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，山口県東部の地震活動，鹿児島県北西部の地震活動)		
1997年10月17日	地震予知連絡会特定部会打ち合わせ会(山形市周辺の地震活動)		
1997年11月17日	第126回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，釧路沖・鳥取県西部の地震活動)		
1998年 1月		震災対策に関する行政観察結果に基づく勧告（地震予知連絡会について，業務は終了しており，同連絡会の業務等の整理が必要と明記)	
1998年 2月16日	第127回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，北海道・鹿児島県北部の地震活動他)，「地震予知連絡会の活動に関するＷＧ」を設置（島崎邦彦主査)		
1998年 3月 9日	地震予知連絡会の活動に関するＷＧ（地震予知連絡会の機能と会議の進め方)		
1998年 5月18日	第128回地震予知連絡会(東海地方の地殻変動他，九州・沖縄の地震活動)， 地震予知連絡会の活動に関するＷＧの活動経過報告（地震予知連絡会の機能について，会議の進め方について)		
1998年 8月			長野・岐阜県境（上高地）での群発地震活動
1998年 8月		測地学審議会「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について」を建議	
1998年 8月17日	第129回地震予知連絡会(長野・岐阜県境の群発地震，東海地方及び伊豆地方の地殻変動）トピックス（上高地の地震活動，東海地方のプレート間カップリング)		
1998年11月24日	第130回地震予知連絡会(全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（東海地方のプレート間カップリング（前回からの続き），岩手県内陸北部の地震)		
1999年 2月15日	第131回地震予知連絡会(全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（地震予知における電磁気現象について)		
1999年 4月16日	第132回地震予知連絡会（第16期役員選挙，トピックスの候補について)		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
1999年 4月23日		地震調査研究推進本部「地震調査研究の推進について－地震に関する観測，測量調査　及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」を策定	
1999年 5月17日	第133回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（近畿地方の最近の地殻活動について）		
1999年 8月23日	第134回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（陸域及び沿岸海域の活断層調査結果の報告）「地震予知連絡会在り方検討ＷＧ」の設置（大竹政和主査）		
1999年10月 1日	地震予知連絡会あり方検討ＷＧ（地震予知連絡会の在り方に関する基本的な考え方）		
1999年11月15日	地震予知連絡会あり方検討ＷＧ（地震予知連絡会の運営について，情報公開等について）		
1999年11月15日	第135回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），「地震予知連絡会のあり方検討ＷＧ」の活動状況，トピックス（1999年トルコの地震，1999年台湾の地震，）		
2000年 2月21日	第136回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，北海道東方沖の地震他），「地震予知連絡会のあり方検討ＷＧ」の第一次報告，トピックス（ＧＰＳによる地殻変動検出）		
2000年 4月		地震予知研究協議会「企画部」及び「計画推進部会」発足	
2000年 4月25日	「地震予知連絡会のあり方検討ＷＧ」（今後のトピックスについて）		
2000年 5月15日	第137回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（有珠山の活動について，活断層調査（２））		
2000年6月～8月			三宅島・神津島・新島近海における地震活動
2000年 6月20日	地震予知連絡会特定部会（6月8日熊本県熊本地方の地震について）		
2000年 7月 2日	地震予知連絡会強化地域部会（三宅島の火山噴火に関連した地震活動）		
2000年 8月21日	第138回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，新島・神津島・三宅島周辺の地殻活動他）		
2000年秋			東海スロースリップイベント（2005年夏まで）
2000年10月 6日			平成12年（2000年）鳥取県西部地震（M7.3）
2000年10月10日	第139回地震予知連絡会（鳥取県西部地震と西南日本の地殻活動）		
2000年11月24日	第140回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（鳥取県西部地震に関連した地殻変動）		
2001年 1月 6日	地震予知連絡会運営要綱の改正		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
2001年 2月16日		文部科学省科学技術・学術審議会発足	
2001年 2月19日	第141回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（日本海東縁部地域の地震活動）		
2001年 3月24日			平成13年（2001年）芸予地震（M6.7）
2001年 4月13日	第142回地震予知連絡会（第17期役員選挙，芸予地震，静岡県中部の地震他），地震予知連絡会の在り方について検討WG（第二次）の設置（島崎邦彦主査）		
2001年 5月21日	第143回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，富士山の地震活動他），トピックス（地震予知における電磁気現象）		
2001年 5月30日	地震予知連絡会の在り方について検討WG（第二次）（トピックス等について）		
2001年 7月27日	地震予知連絡会強化地域部会（東海地域における最近の地殻変動（東海地方のスロースリップ）		
2001年 7月30日		地震防災対策強化地域判定会 委員打合せ会（東海地方のスロースリップ）	
2001年 8月20日	第144回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（兵庫県南部地震の前兆）		
2001年11月19日	第145回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（沈み込みプレート境界におけるアスペリティ）		
2001年11月30日	地震予知連絡会の在り方について検討WG（第二次）（地域指定について）		
2002年 2月 8日	地震予知連絡会の在り方について検討WG（第二次）（地震予知連絡会の果たすべき役割と意義，会議の具体的な運営等）		
2002年 2月18日	第146回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，与那国島近海の地震他），「地震予知連絡会のあり方検討WG」の第二次報告，トピックス（海底諸観測の開発状況）		
2002年 4月 2日		科学技術・学術審議会測地学分科会地震部会から「地震予知のための新たな観測研究計画の実施状況のレビューについて」の報告	
2002年 4月16日	第1回地震予知連絡会トピックス部会の開催（部会の名称をトピックス部会と決定）		
2002年 5月20日	第147回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（東海地域のスロースリップとその意味）		
2002年 8月19日	第148回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（地殻活動予測シミュレーション・モデルの開発と実用化へ向けての問題点）		
2002年11月18日	第149回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動等），トピックス（2000年鳥取県西部地震のその後）		
2002年12月 5日	地震予知連絡会強化地域部会（東海地域の地殻変動に関する観測・研究成果の報告）		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
2003年 1月15日	第2回地震予知連絡会トピックス部会の開催		
2003年 2月17日	第150回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（活断層の深部構造と地震・地殻活動（その１））		
2003年 4月14日	第151回地震予知連絡会（第18期役員選挙）		
2003年 5月19日	第152回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（低周波微動・低周波地震），会議をテレビカメラにより公開開始		
2003年 5月26日			宮城県沖の地震（M 7.1）
2003年 6月 6日	地震予知連絡会特定部会（宮城県沖の地震）		
2003年 7月24日		科学技術・学術審議会「地震予知のための新たな観測研究計画（第2次）の推進について」（第2次新計画）を建議	
2003年 7月26日			宮城県北部［宮城県中部］の地震（M5.6，M 6.4，M5.5）
2003年 8月18日	第153回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，宮城県北部の地震他）		
2003年 9月26日			平成15年（2003年）十勝沖地震（M8.0）
2003年10月21日	第154回地震予知連絡会（十勝沖地震）		
2003年11月17日	第155回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（地震や地殻変動に関する観測の精度）		
2004年 2月16日	第156回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（地震のトリガリング）		
2004年 3月17日	第18期第1回地震予知連絡会トピックス部会の開催		
2004年 5月17日	第157回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，豊後水道スローイベント他），トピックス（活断層の深部構造と地殻活動（その２））		
2004年 8月23日	第158回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動等），予知連絡会の在り方について検討WG（第二次）答申への対応（報告），トピックス（応力・メカニズムの現状評価）		
2004年 8月24日	地震予知連絡会運営要綱の改正		
2004年 9月 5日			紀伊半島沖［三重県南東沖］の地震（M7.1），東海道沖［三重県南東沖］の地震（M7.4）

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
2004年 9月17日	第159回地震予知連絡会（紀伊半島沖及び東海道沖の地震）		
2004年10月23日			平成16年（2004年）新潟県中越地震（M6.8）
2004年11月 4日	第160回地震予知連絡会（新潟県中越地震）		
2004年11月15日	第161回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（２００４年パークフィールド地震について）		
2004年11月29日			釧路沖の地震（M7.1）
2005年 2月21日	第162回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（東南海・南海地震の前兆的変化）		
2005年 3月	地震予知連絡会会報をＷｅｂ上で公開開始	地震調査研究推進本部「全国を概観した地震動予測図」を作成・公表	
2005年 3月17日	地震予知連絡会特定部会打ち合わせ会（釧路・根室付近の地殻変動）		
2005年 3月20日			福岡県西方沖［福岡県北西沖］の地震（M7.0）
2005年 4月 7日	第163回地震予知連絡会（第19期役員選挙，部会の変更（強化地域部会・特定部会を東日本部会・中日本部会・西日本部会へ，福岡県西方沖の地震）		
2005年 5月16日	第164回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（スマトラ地震・津波）		
2005年 5月17日	第19期第1回地震予知連絡会トピックス部会の開催		
2005年 8月16日			宮城県沖の地震（M7.2）
2005年 8月22日	第165回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，千葉県北西部の地震，宮城県沖の地震他）		
2005年 8月30日		地震調査研究推進本部「今後の重点的調査観測について」策定	
2005年11月21日	第166回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，三陸沖の地震他），トピックス（「宮城県沖地震」と2005年8月16日宮城県沖の地震）		
2006年 2月20日	第167回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（東南海・南海地震のアスペリティ）		
2006年 5月22日	第168回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，四国西部における深部低周波微動活動他），トピックス（十勝沖・根室沖のプレート間カップリングの時空間的変化）		
2006年 6月 5日	第19期第2回地震予知連絡会トピックス部会の開催		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
2006年 7月18日		地震調査研究推進本部政策委員会総合的かつ基本的な施策の評価に関する小委員会「地震調査研究の推進について－地震に関する観測，測量，調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」の評価	
2006年 8月21日	第169回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（沈み込み帯における非地震性すべり（１）東海スロースリップ）		
2006年11月20日	第170回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，西南日本の深部低周波微動他），トピックス（沈み込み帯における非地震性すべり（２）短期的スロースリップ）		
2007年 1月15日		科学技術・学術審議会測地学分科会地震部会「地震予知のための新たな観測研究計画（第2次）の実施状況のレビューについて」の報告	
2007年 2月19日	第171回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），トピックス（近畿の地殻活動）		
2007年 3月25日			平成19年（2007年）能登半島地震（M6.9）
2007年 4月 9日	第172回地震予知連絡会（第20期役員選挙，能登半島地震他）		
2007年 5月14日	第173回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，三重県中部の地震他），「地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ」を設置（島崎邦彦主査），トピックス（連動型巨大地震）		
2007年 6月 7日	第20期第1回地震予知連絡会トピックス部会の開催		
2007年 6月28日		地震及び火山噴火予知研究計画に関する外部評価委員会「地震及び火山噴火予知研究計画に関する外部評価」報告	
2007年 7月16日			平成19年（2007年）新潟県中越沖地震（M6.8）
2007年 8月 3日	地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ（地震予知連絡会の目的・役割の一層の明確化，地域指定等）		
2007年 8月20日	第174回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，新潟県中越沖地震，千葉県東方沖の地震他）		
2007年10月15日	地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ（地震予知連絡会の地域指定）		
2007年11月19日	第175回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），「地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ」の中間報告，トピックス（地震予知連絡会が実施してきた地域指定のレビュー）		
2008年 2月 6日	地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ（地震予知連絡会の地域指定，会議の運営方法等）		

年　月　日	地震予知連絡会の活動	関連組織の動き	主な地震
2008年 2月18日	第176回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動他），「地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ」の報告（報告に基づき観測強化地域及び特定観測地域を解消），トピックス（地震破壊の始まりの検知とその後の予測可能性）		
2008年 5月 7日	「地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その２）」の設置（島崎邦彦主査）		
2008年 5月 8日			茨城県沖の地震（M 7.0）
2008年 5月19日	第177回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，茨城県沖の地震他），トピックス（地震活動の時間変化と大地震の関係）		
2008年 6月10日	地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その２）（地震予知連絡会において議論するテーマの考え方，会議の運営方法等）		
2008年 6月14日			平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震（M 7.2）
2008年 7月 2日	2008年度　第1回地震予知連絡会東日本部会（岩手・宮城内陸地震）		
2008年 7月17日		科学技術・学術審議会「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について」を建議	
2008年 8月18日	第178回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動，岩手・宮城内陸地震他），「地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その２）」の経過報告		
2008年 9月11日			十勝沖の地震（M7.1）
2008年10月15日	地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その２）（テーマ運営に関する部会の設置，地震予知連絡会会長の選出手続き等）		
2008年11月17日	第179回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動），「地震予知連絡会における今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その２）」の報告，トピックス(観測技術の最前線)		
2008年11月17日	重点検討課題運営部会を設置		
2008年12月25日	第20期　第1回重点検討課題運営部会を開催（今後の重点検討課題の選定等）		
2009年 2月16日	第180回地震予知連絡会（全国の地震活動，地殻変動），（重点検討課題「プレート境界深部すべりに係わる諸現象」の趣旨説明）		
2009年 2月16日	地震予知連絡会40周年記念行事　地震予知連絡会講演会（「地震予知研究の歴史に学ぶ」講師：泊次郎氏）		

２．地震予知連絡会関係資料

地震予知連絡会運営要綱

昭和 44 年 4 月 24 日制定
昭和 51 年 8 月 23 日改正
平成 13 年 1 月 6 日改正
平成 16 年 8 月 23 日改正

地震予知の実用化を促進することを目的として，地震予知に関する業務を実施している関係機関等が提供する情報を交換し，また，これらの情報に基づいて地震予知に関する学術的検討を行うため，地震予知連絡会(以下「連絡会」という。)の運営要綱を下記のとおり定める。

記

１．連絡会は，委員 30 人以内で組織するものとし，必要に応じて臨時委員を置くことができる。
２．委員および臨時委員は，学識経験者および関係機関の職員のうちから国土地理院長がそれぞれ委嘱する。
３．委員の任期は，2 年とし，その欠員が生じた場合の補欠委員の任期は，前任者の残任期間とする。
４．連絡会に会長を置き，委員の互選によってこれを定める。会長は，会務を総理する。
５．連絡会に副会長を置く。
副会長は，委員の中から会長が指名する。
６．会長に事故あるときは，あらかじめ会長が指名する副会長がその職務を代理する。
７．特別の事項を調査検討する必要があるときは，連絡会に部会を置くことができる。
部会は，委員及び臨時委員で構成する。
部会には，部会長を置き，部会長は，会長が指名する。
８．連絡会は，必要に応じ，会長が招集する。
部会は，部会長が招集する。
９．会長は，連絡会に専門家を招聘し，意見を聴取することができる。
部会長は，部会に専門家を招聘し，意見を聴取することができる。
１０．連絡会の運営に関し，必要な事項は，連絡会の議を経て会長が定める。
１１．連絡会の庶務は，国土地理院において処理する。

委　員　名　簿（第１６期～第２０期）

第１６期　（１９９９年４月１日～２００１年３月３１日）

会長　茂木清夫　　副会長　大竹政和，石井　紘

所　属	氏　名	摘　要	所　属	氏　名	摘　要
北海道大学	笠原　稔		防災科学技術研究所	石田瑞穂	
東北大学	平澤朋郎	2000年4月1日長谷川昭に	〃	岡田義光	
〃	大竹政和		地質調査所	佃　榮吉	
日本大学	茂木清夫		水路部	八島邦夫	2000年4月1日陶　正史に
東京大学理学部	五十嵐丈二	2000年4月1日野津憲治に	気象庁	森　俊雄	2000年5月1日内池浩生に
〃	米倉伸之	2000年4月1日池田安隆に	〃	濱田信生	
東京大学地震研究所	石井　紘		気象庁気象研究所	吉田明夫	
〃	金沢敏彦		通信総合研究所	吉野泰造	
〃	阿部勝征		国土地理院	吉村好光	2000年7月1日小牧和雄に
〃	島崎邦彦		〃	小牧和雄	2000年7月1日海津　優に
〃	吉井敏尅		〃	多田　堯	
〃	菊地正幸		（臨時委員）		
東京工業大学	本蔵義守		地震防災対策強化地域		
名古屋大学	藤井直之		判定会会長	溝上　恵	
京都大学理学部	尾池和夫				
京都大学防災研究所	島田充彦				
〃	梅田康弘				
九州大学	清水　洋				

第１７期　（２００１年４月１日～２００３年３月３１日）

会長　大竹政和　　副会長　島崎邦彦，岡田義光

所　属	氏　名	摘　要	所　属	氏　名	摘　要
北海道大学	本谷義信		防災科学技術研究所	石田瑞穂	
東北大学	大竹政和		〃	岡田義光	
〃	長谷川昭		産業技術総合研究所	佃　榮吉	
東京大学理学系研究科	野津憲治		海上保安庁	陶　正史	2002年4月1日桂　忠彦に
〃	池田安隆		気象庁	内池浩生	2002年4月1日藤谷徳之助に
東京大学地震研究所	金沢敏彦		〃	濱田信生	2002年4月1日伊藤秀美に
〃	阿部勝征		気象庁気象研究所	吉田明夫	2002年4月1日濱田信生に
〃	島崎邦彦		国土地理院	小牧和雄	
〃	菊地正幸		〃	海津　優	
〃	加藤照之		〃	村上　亮	
〃	平田　直		地震防災対策強化地域		
東京工業大学	本蔵義守		判定会会長	溝上　恵	
名古屋大学	山田功夫		（臨時委員）		
京都大学理学研究科	尾池和夫		統計数理研究所	尾形良彦	
京都大学防災研究所	梅田康弘		通信総合研究所	吉野泰造	2002年3月31日まで
〃	橋本　学		横浜市立大学	吉岡直人	2002年4月1日から
九州大学	清水　洋				

第１８期 （２００３年４月１日～２００５年３月３１日）

会長 大竹政和 副会長 島崎邦彦，岡田義光

所 属	氏 名	摘 要	所 属	氏 名	摘 要
北海道大学	谷岡勇市郎		防災科学技術研究所	石田瑞穂	
東北大学名誉教授	大竹政和		〃	岡田義光	
東北大学	長谷川昭		海洋研究開発機構	金田義行	
東京大学理学系研究科	野津憲治		産業技術総合研究所	佃 榮吉	2004年4月1日桑原保人に
〃	池田安隆		海上保安庁	金澤輝雄	2004年4月1日谷 伸に
東京大学地震研究所	金沢敏彦		気象庁	平木 哲	2004年4月1日櫻井邦雄に
〃	阿部勝征		〃	伊藤秀美	
〃	島崎邦彦		気象庁気象研究所	濱田信生	
〃	菊地正幸	2003年10月18日逝去	国土地理院	小牧和雄	2005年1月1日中堀義郎に
〃	加藤照之		〃	海津 優	
〃	平田 直		〃	村上 亮	
東京工業大学	本蔵義守		地震防災対策強化地域		
名古屋大学	山田功夫		判定会会長	溝上 恵	
京都大学理学研究科	尾池和夫	2004年1月5日竹本修三に	（臨時委員）		
京都大学防災研究所	梅田康弘		東京大学地震研究所	山中佳子	2004年1月6日から
〃	橋本 学		横浜市立大学	吉岡直人	
九州大学	清水 洋		統計数理研究所	尾形良彦	

第１９期 （２００５年４月１日～２００７年３月３１日）

会長 大竹政和 副会長 島崎邦彦，岡田義光

所 属	氏 名	摘 要	所 属	氏 名	摘 要
北海道大学	谷岡勇市郎		海洋研究開発機構	金田義行	
東北大学名誉教授	大竹政和		産業技術総合研究所	桑原保人	
東北大学	長谷川昭		海上保安庁	春日 茂	
東京大学理学系研究科	野津憲治		気象庁	櫻井邦雄	2006年4月1日濱田信生に
〃	池田安隆		〃	吉川澄夫	
東京大学地震研究所	金沢敏彦		気象庁気象研究所	伊藤秀美	
〃	阿部勝征		国土地理院	中堀義郎	2006年4月1日小出正則に
〃	島崎邦彦				2006年10月16日津澤正晴に
〃	加藤照之		〃	熊木洋太	
〃	平田 直		〃	村上 亮	
東京工業大学	小川康雄		地震防災対策強化地域		
名古屋大学	山田功夫		判定会会長	溝上 恵	
京都大学理学研究科	竹本修三	2006年4月24日平原和朗に	（臨時委員）		
京都大学防災研究所	伊藤 潔		東京大学地震研究所	山中佳子	
〃	橋本 学		横浜市立大学	吉岡直人	
九州大学	清水 洋		統計数理研究所	尾形良彦	
防災科学技術研究所	石田瑞穂	2006年7月1日小原一成に			
〃	岡田義光				

第２０期 （２００７年４月１日～２００９年３月３１日）

会長　大竹政和　　副会長　島崎邦彦，平原和朗

所　属	氏　名	摘　要	所　属	氏　名	摘　要
北海道大学	谷岡勇市郎		防災科学技術研究所	小原一成	
東北大学名誉教授	大竹政和		〃	野口伸一	
東北大学	長谷川昭	2008 年 4 月 1 日松澤　暢に	海洋研究開発機構	金田義行	
東京大学理学系研究科	野津憲治		産業技術総合研究所	桑原保人	
〃	池田安隆		海上保安庁	仙石　新	
東京大学地震研究所	金沢敏彦		気象庁	濱田信生	2008 年 4 月 1 日伊藤秀美に
〃	島崎邦彦		〃	吉川澄夫	2008 年 4 月 1 日森　滋男に
〃	平田　直		気象庁気象研究所	森　滋男	2008 年 4 月 1 日吉川澄夫に
〃	佐藤比呂志		国土地理院	津澤正晴	
〃	吉田真吾		〃	村上　亮	2008 年 4 月 1 日政春尋志に
東京工業大学	小川康雄		〃	宇根　寛	2008 年 4 月 1 日今給黎哲郎に
名古屋大学	山岡耕春		地震調査研究推進本部		
京都大学理学研究科	平原和朗		地震調査委員会委員長	阿部勝征	
京都大学防災研究所	川崎一朗		地震防災対策強化地域		
〃	橋本　学		判定会会長	溝上　恵	2008 年 3 月 31 日まで
九州大学	松本　聡		（臨時委員）		
			統計数理研究所	尾形良彦	

議事概要

第 132 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 1999 年 4 月 16 日（金）11 時 30 分～12 時 45 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

（委員及び臨時委員）

茂木，大竹，石井，平澤，阿部，菊池，本蔵，藤井，五十嵐，米倉，梅田，八島，森，濱田，吉田，吉野，吉村，小牧，溝上

（省庁連絡員）

西城（国土庁），早川（文部省），武田（自治省消防庁），矢来（科技庁），小白井，木村（建設省）

議事概要

１．役員の選挙について

委員の互選により，会長に茂木清夫日本大学教授が選出され，会長により大竹政和東北大学教授と石井紘東京大学地震研究所教授が副会長に指名された．さらに，大竹副会長は特定部会長，石井副会長は強化地域部会長に指名され，両部会長より両部会の委員が指名された．

２．地震予知連絡会 30 年のあゆみ編集委員会委員の交代

事務局より，委員の交代に伴って「地震予知連絡会 30 年のあゆみ」編集委員会委員の交代が提案され了承された．

第 133 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 1999 年 5 月 17 日（月）13 時 00 分～17 時 00 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長，石井副会長

（委員及び臨時委員）

笠原，平澤，五十嵐，米倉，金沢，阿部，島崎，吉井，菊池，本蔵，藤井，島田，梅田，石田，岡田，佃，八島，森，濱田，吉田，吉野，吉村，小牧，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，力武，高木，城処

（オブザーバー）

石川（気象研），角村（地磁気観測所），西出，山里，塚越，舟崎，橋本，佐久間（気象庁），森，石原（科技庁），小泉（地質調），塚原（東京都），法月（静岡県），斉藤，藤巻，和田（地理院）

（省庁連絡員）

西城（国土庁），矢来（科技庁），小白井（建設省），三和（自治省消防庁），早川（文部省）

議事概要

１．全国の地震活動と地殻活動

日本列島周辺では，1999 年 2 月～1999 年 4 月の 3 ヶ月間に M5.0 以上の地震が 18 個発生しているが，M7.0 以上の地震はウラジオストック近くで発生した深発地震(M7.2)のみである．

GPS 連続観測による日本列島の地殻水平変動については，神津島周辺の地震活動に関連した変動が見られるが，その他の特筆すべき変動は見られない．

２．東海地方の地殻活動

御前崎地方の地殻変動については，1999 年 4～5 月の水準測量結果によると，浜岡の水準点 2595 は前回観測よりもわずかに隆起したが，年周変化を取り除いた後の値では沈下の傾向を示している．

東海地方ではこの 3 ヶ月間，特に顕著な地殻活動はみられなかった．静岡県中部で 5 月 7 日発生した M4.7 の地震については，震源の深さ，メカニズムなどから，陸側プレート内部の地震と考えられる．

３．関西地方の地震活動

近畿地方では昨年，比較的地震活動の状況が静穏であったが，今年に入ってから規模は大きくないものの M4 クラスの地震を含みいくつかの地震活動が見られている．

過去のこの地域の活動として，丹波山地周辺の地域で，1992～93 年にかけて地震活動の低下が見られ，その後 1994 年には活動度が回復してから南西に隣接する場所で兵庫県南部地震（1995 年 1 月，M7.2）が発生している．兵庫県南部地震前の活動経過といくつかの類似する現象が見られるとの報告があった．

兵庫県南部地震が起こったため，その延長上にあたる北東部一帯で応力が高まった可能性があり，それを示唆するような地震活動の活発化や静隠化が見られるので，この地域の地殻活動の推移には今後も注目していくこととした．

4．岩手山の SAR データ解析結果

1998 年 9 月 3 日に岩手山付近で発生した地震(M6.1)に関連して，SAR のデータの解析結果から，1998 年 6 月頃から岩手山西側の地下に膨張源があって，9 月 3 日の震源断層を滑りやすくする応力の変化を引き起こしていたと推定されることが報告された．

第 134 回地震予知連絡会 議事概要

日 時 1999 年 8 月 23 日（月）13 時 00 分～18 時 00 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長，石井副会長

（委員及び臨時委員）

本谷（笠原委員代理），平澤，五十嵐，金沢，阿部，島崎，菊地，松島（本蔵委員代理），藤井，尾池，島田，梅田，清水，石田，岡田，佃，八島，西出（森委員代理），濱田，吉田，吉野，吉村，小牧，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，力武，高木，城処

（オブザーバー）

角村（地磁気観測所），小久保，山崎，塚越，舟崎，橋本（気象庁），森，石原（科技庁），杉山，小泉，増田（地質調），大内（東京都），法月（静岡県），藤巻，大瀧，和田，斎藤（地理院）

（省庁連絡員）

早川（文部省），西城（国土庁），矢来（科技庁），小白井（建設省），竹田（自治省消防庁）

議事概要

1．全国の地震活動と地殻活動

GPS 連続観測による日本列島の地殻水平変動については，岩手山周辺の火山活動に関連した変動，神津島周辺の地震活動に関連した変動を除けば，その他の特筆すべき変動は見られない．

2．関東・中部周辺地域の地殻活動

御前崎地方の地殻変動については，1999 年 7 月の水準測量結果によると，浜岡の水準点 2595 は，掛川に対して前回観測よりも年周変化を取り除いた後の値でわずかな隆起となっているが，全体としての沈降の傾向は変わらないと考えられる．

関東・中部周辺地域においては，M5 以上の地震は八丈島東方沖の M5.3 の地震を除けばなく，静穏な状態であった．

東海地域における地震活動に関しても，静かな状態が続いている．

3．関西地域の地震活動

1999 年 8 月 21 日に発生した和歌山県北部の地震（M5.4）は深さ 70km と深部で発生したが，地震後南部に比較的広い範囲に渡って余震活動が見られた．この地震は，紀伊半島に沈み込むフィリピン海プレートの最深部で発生している．この地域の地震活動は 1940 年代に東南海・南海地震に関連する活発な活動が見られるが，M5 以上の地震は最近ではそれ程起きていない．

4．トルコの地震

1999 年 8 月 17 日にトルコのアナトリア断層西端付近で大きな被害地震が発生した．マグニチュードは当初の 7.8 から 7.4 に修正されている．この地震は 1939 年にアナトリア断層東部地域で発生した地震に引き続く一連の地震活動の中で地震空白域として以前から指摘されていた場所に起きたもので，南北に分岐した断層の内，北部の断層が動いたと推定される．

第 135 回地震予知連絡会 議事概要

日 時 1999 年 11 月 15 日（月）13 時 00 分～17 時 00 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長，石井副会長

（委員及び臨時委員）

本谷（笠原委員代理），平澤，五十嵐，米倉，金沢，阿部，島崎，吉井，本蔵，藤井，尾池，梅田，清水，岡田，佃，八島，森，濱田，吉田，吉野，吉村，小牧，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，力武，城処

（オブザーバー）

Mori（京大防災研），平田，加藤（地震研），石川，高山，佐久間，塚越，山里，舟崎，橋本，西出（気象庁），森，石原，下川（科技庁），杉山，小泉，大谷（通産省），芦川（静岡県），藤巻，大瀧，和田（地理院）

（省庁連絡員）

早川（文部省），矢来（科技庁），吉野（建設省）

議事概要

１．東海地方の地殻活動

御前崎地方の地殻変動については，10月の水準測量結果によると，浜岡の水準点 2595 は前回観測よりも 1.8mm 隆起した．年周変化を取り除いた後の値では 10.7mm の隆起であった．こうした現象は以前の観測でもみられたことがあるため，特段の異常とは思われない．

２．中国・四国地方の地震活動

瀬戸内海の愛媛・香川県境沖では今年 3 月頃から微小地震の活動があったが，10 月にやや活発化して，10 月 30 日に M4.5 の地震が発生した．現在もこの活動は続いている．中央構造線の近傍で起きた活動のため，同構造線との関連性について議論がなされたが，中央構造線自体の活動の変化を示すような観測結果は見られていない．

３．九州地方の地震活動

熊本地方では，10 月 31 日に M4.0 の地震が発生して一時的に地震活動が活発化し，11 月 10 日にはその活動域内で M4.3 の地震が発生した．震源は日奈久断層北部に集中しており，同断層との関連が議論された．

４．トルコの地震

8 月 17 日に発生したトルコの地震（M7.4）に関連して，本震前後の地震活動について報告があった．これによると本震以前の 6 年間の観測では，今回の本震の震源周辺で明瞭な地震活動が見られていたことが示された．また，余震域の広がりと，地表に現れた地震断層との一致が示された．11 月 12 日に発生した地震（M7.0)は 8 月の地震断層の東側延長上の破壊によるものと考えられる．

５．台湾の地震

9 月 21 日に発生した台湾中部の地震（M7.7）に関連して，地震活動，地殻変動等の調査結果が報告された．台湾周辺の地震活動については，本震発生の 1 年前からの傾向に特段の変化は見られなかった．台湾における被害地震の分布から見ると本地震は台湾中央部のプレート収束帯での一連の地震の一つと考えられる．

GPS 観測結果からは定常的なプレート収束の速度が台湾の南部と北部で異なっているが，今回の地震はその境界付近で起きていることが示された．

第 136 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2000 年 2 月 21 日（月）13 時 00 分～16 時 45 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長，石井副会長

（委員及び臨時委員）

笠原，平澤，野津（五十嵐委員代理），米倉，金沢，阿部，島崎，吉井，菊地，本蔵，藤井，尾池，島田，梅田，清水（代理 松島），石田，岡田，佃，八島，森，濱田，吉田，吉野，吉村，小牧，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，城処

（オブザーバー）

本谷（北大），山岡（名大），伊藤（京大），角田，後藤（鹿児島大），芦川（静岡県），大内（東京都），石川（気象研），角村（地磁気観測所），佐久間，西出，橋本（気象庁），森，石原，下川（科技庁），小泉（地質調），藤巻，大瀧，和田，鷺谷，小沢（地理院）

（省庁連絡員）

早川（文部省），矢来（科技庁），小白井（建設省），武田（自治省消防庁），西城（国土庁）

議事概要

１．東海地方の地震・地殻活動

東海地方では，顕著な地震活動はなく，特に 1999 年後半からフィリピン海プレートスラブ内で発生する微小地震の活動が低下している．一方，御前崎地方の地殻変動については，2000 年 1 月の水準測量結果によると，浜岡の水準点 2595 は前回観測よりも 7.9mm 沈降した．年周変化を取り除いた後の値では 2.5mm の沈降であった．今回の結果は以前から続いている傾向の範囲内の変動であり，特に顕著な変化は見られない．また，GPS 連続観測結果にも特段の傾向の変化は現れていない．

２．北海道地方の地震・地殻活動

北海道地方では，これまで地震活動が低調であったが，北海道東方沖地震(2000 年 1 月 28 日 M6.8）が発生した．2000 年 1 月北海道東方沖地震では，震央に近い北海道東部の 2 つの GPS 観測点において地震に伴うと考えられる約 1cm 以内の微小な地殻変動が検出された．1975 年から 1996 年までの期間において北海道周辺で解放された地震エネルギーを見ると，北海道東方沖に解放エネルギーが少ない領域があり（北海道大学資料

の領域Ｂ及びＣ），長期的地震ポテンシャルの評価にとって重要である．

３．GPS による地殻変動観測

トピックスとして GPS による地殻変動検出に関する話題が取り上げられ，GPS による歪み分布等から示唆される新潟・神戸地震帯の提唱，1997 年豊後水道スローイベント，GPS 水平地殻変動が示唆する歪み蓄積の周期性と大地震発生の季節性との関連の可能性について報告が行われ，討議がなされた．

第 137 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2000 年 5 月 15 日（月）13 時 00 分～17 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長，石井副会長

（委員及び臨時委員）

笠原，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，島崎，吉井，山中（菊地委員代理），本蔵，藤井，尾池，島田，梅田，植平（清水委員代理），石田，岡田，佃，加藤（陶委員代理），内池，濱田，吉田，吉野，吉村，小牧，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，力武，城処

（オブザーバー）

芦川（静岡県），影山（東京都），角村（地磁気観測所），西出，塚越，上垣，船崎，橋本，佐久間（気象庁），森（科技庁），浦塚（通総研），千葉（自治省消防庁），藤巻，大滝，西村（地理院）

（省庁連絡員）

早川（文部省），山田（科技庁），富田（国土庁）

議事概要

１．全国の地震活動・地殻活動

日本列島周辺の地震活動については，この 3 ヶ月間に M5 以上の地震は 15 個発生したが顕著な地震はなかった．

GPS 連続観測によるこの 1 年間の日本列島の地殻水平変動については，有珠山周辺の火山活動に関連した変動を除けば，その他の特筆すべき変動は見られない．

２．東海地方の地殻活動

御前崎地方の地殻変動については，4－5 月の水準測量結果によると，浜岡の水準点 2595 は前回観測よりも 4.2㎜ 隆起した．年周変化を取り除いた後の値では 4.7㎜ の沈降であった．例年の傾向と比較しても通常の範囲の変動と考えられる．また，GPS の観測結果からも，これまでの御前崎の沈降傾向に変化は見られない．

東海地方のいわゆる固着域におけるフィリピン海プレート内の地震活動度は，昨年の夏以来低い状態にあり，定常的な活動度にはまだ復帰していない．また，群をなす地震の影響を取り除いても，こうした地震発生の静穏化傾向が見られる．

３．有珠山の活動に関連した北海道地域の地殻活動

3 月 27 日から始まった有珠山の火山活動に関連した地震活動，及び 31 日に発生した噴火と，その前後で観測されている地殻変動等について，各観測研究機関から観測結果の報告があった．北海道地域では，広域の地震活動が低下するとその後顕著な地震活動が発生するという活動様式が指摘され，今回の有珠山の活動も広域的地震活動の減少傾向の中で起きたことが示された．また，有珠山噴火前の 1 ヶ月では群をなす地震が少なかったが，噴火後の 1 ヶ月間では広域的に地震群が発生したことが示された．

平成 12 年度第１回地震予知連絡会特定部会
議事概要

日　時　2000 年６月 20 日（火）14 時 00 分～16 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹部会長

（委員）

石井、藤井、清水、岡田、佃、加藤、濱田、小牧

（地震予知連絡会長）

茂木

（オブザーバー）

松田（西南学院大学）、橋本（気象庁）、村上、佐藤、　今給黎、大瀧、

佐々木（地理院）

（省庁連絡員）

岡谷（科技庁）

議 事 概 要

１．６月８日熊本県熊本地方の地震について

６月８日に熊本県熊本地方の深さ約 10km で M4.8 の地震が発生し、最大震度５弱を観測するとともに被害を伴った。

今回の活動は、昨年の 10 月以降活動に入っている。北寄りのものが昨年のもので、ことしの６月以降がそ

の南側で、この活動の間には若干のギャップが認められる。

今回の地震のメカニズムはストライクスリップで、一方の切面が余震の広がっている方向や活断層の方向と大体一致している。

過去において活動の活発な時期は、1970年代、その前は1930年代である。また、データは非常に乏しいが、熊本地震いわゆる金峰山の地震や、1890年代ころにも若干活動の大きいピークがあり、50年ぐらいの間に大きな活動期のようなものが認められる。ただし、今回の活動と過去の活動との違いとして、過去の活動は、活動域のもう少し北東側で活動があったのに対して、今回は活動域の中では一番南の端での活動であった。

九州内陸のサイスミスティーは 95 年に比べるとあがっているように見える。

今回の地震活動は、今回の地震活動は日奈久断層北部のその中のまた北の部分で起こっていることから、断層のジオメトリーについては少し問題があるが、この断層沿いに破壊が起きたと思ってもほぼ間違いないと考えられる。

日奈久断層の北部というのは、1,300 年以前に前回の大きな地震があったようだが、常識で考えると、そのビッグバンが近々起こるとは考えにくい。ただし、この近辺では M6 クラスの地震は、たびたびあるという場所であること、さらに、地震活動がこの後どちらのほうに拡大していくか、あるいは飛び火するのかということを注意して見ていく必要がある。

2．石川県の西方沖の地震活動について

特徴としては、地震活動が珍しい場所であり、北陸から山陰にかけての沿岸は、北丹後地震、越前岬沖地震、福井地震、大聖寺地震いずれもストライクスリップの地震だったが、今回の地震は東西圧縮の逆断層の地震であった。

佐渡から能登半島に至るまでのリニアメントは、東北東－西南西の方向に広がっており共通な地域である。能登半島の先端で起こった地震も逆断層であり、沿岸で起きている地震と違った地震であった。

平成 12 年度
第 1 回地震予知連絡会強化地域部会
議事概要

日 時 2000 年 7 月 2 日（日）15 時 00 分～17 時 47 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

石井部会長

（部会委員）

大竹，野津，金沢，本蔵，岡田，佃，陶，濱田，海津

（会長）

茂木

（オブザーバー）

加藤（海上保安庁），鈴木（東京都），橋本（気象庁），森（科技庁）小牧，村上，今給黎（地理院）

（省庁連絡員）

下山（建設省），富田（国土庁），岡谷（科技庁），吉本（自治省消防庁）

議事概要

1．三宅島の火山活動に関連した地震活動，神津島近海の地震

6 月 26 日の夜から三宅島の西部で火山性の地震活動が始まり，活発な活動を続けながら次第に活動の中心を西方海上に移動していった．7 月 1 日には，三宅島から西方に伸びたこの活動域の西端付近で，M6.4 の地震が発生した．一方，この活動域とは少し離れた神津島の北方でも 6 月 29 日に M5.2 の地震が発生している．

過去の地震活動を見てみると，三宅島・神津島周辺では M5～M6 クラスの地震が短い期間に続発することがあるが，M6 クラスの地震が続けて起きたことは 1 例しかない．

過去の三宅島噴火に関連した地震活動の例として 1962 年及び 1983 年の活動と比較してみると，今回の活動は島の西方に活動域が広がっていた 1962 年の活動に類似している．

今回の地震活動の推移をマグマの活動との関連で見ると，当初島の南部から南西に向けて移動を開始したマグマがその後西向きに貫入を始めたものと解釈される．

7 月 1 日の地震に伴っては，周辺の検潮所で小規模な津波があったことが観測されている．

三宅島・神津島周辺では新島から神津島に沿っての北東－南西に伸びる地震活動の帯が存在している．今回の三宅島から北西方に伸びた地震活動域とこの活動域との間には，神津島の東方で地震活動の空白域があったが，7 月 1 日の M6.4 の地震はこの空白域で発生した．

過去の M4 以上の震源分布を見ると，新島から神津島に沿っての北東－南西の地震の帯とともに，三宅島から北西に伸びる活動域の延長に並ぶ傾向が見える．このような傾向の中で今回の地震活動が起きた．空白域の方向に震源が移動し，2 つの帯の交点ではかねてか

ら地震活動が活発であったため，地震活動の推移が懸念されていた．

GPS 観測により，三宅島の火山活動に伴う大きな地殻変動が観測された．地殻変動は御蔵島・神津島周辺地域にも及び，7 月 1 日の地震に伴ってはコサイスミックな地殻変動が観測された．コサイスミックな変動の方向は東西方向の右横ずれ断層に伴うものとして理解できることが示された．

神津島に設置された傾斜計では，地震活動域が三宅島西方沖に移動した6月28日頃から北西下がりの傾斜を観測した．その原因については現時点では不明である．

第 138 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2000 年 8 月 21 日（月）13 時 00 分～18 時 30 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長，石井副会長

（委員及び臨時委員）

本谷（笠原委員代理），長谷川，野津，池田，卜部（金沢委員代理），阿部，吉井，菊地，本蔵，藤井，尾池，島田，梅田，松島（清水委員代理），石田，岡田，佃，陶，内池，濱田，吉田，吉野，小牧，海津，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，力武，城処

（オブザーバー）

大久保（地震研），芦川（静岡県），陰山（東京都），市川（通総研），小泉（地質調），石川（気象研），西出，舟崎，橋本，露木，佐久間，白土，中澤（気象庁），牧（地磁気観測所），大滝，佐々木，鷺谷（地理院），木股（名大理），加藤（海上保安庁）

（省庁連絡員）

吉野（建設省），岡谷，山田（科技庁），早川（文部省），富田（国土庁）

議事概要

１．全国の地震活動

日本列島周辺の地震活動については，この 3 ヶ月間に M5.0 以上の地震は 60 個発生し，そのうち新島・神津島・三宅島周辺では M6.0 以上の地震 4 個を含む 36 個が発生した．

２．東海地方の地殻活動

御前崎地方の地殻変動については，7 月の水準測量結果によると，浜岡の水準点 2595 は前回観測よりも 3.9mm 沈降した．年周変化を取り除いた後の値では 9.0mm の沈降であった．例年の傾向と比較しても通常の範囲の変動と考えられる．

東海地方のいわゆる固着域におけるフィリピン海プレート内の地震活動度は，昨年の夏以来低い状態にあり，定常的な活動度にはまだ復帰しておらず，1996 年頃以来の地震発生の静穏化傾向が引き続き見られる．

３．新島・神津島・三宅島周辺の地殻活動

6 月 26 日から始まった三宅島の火山活動に関連した地震活動とそれに引き続き活発化した新島・神津島周辺の地震活動，関連して観測されている地殻変動等について，各観測研究機関から観測結果の報告があった．また，これに基づき，今回の一連の活動のメカニズムについてモデルが提示され議論が行われた．

6 月 26 日の夜から三宅島の西部で火山性の地震活動が始まり，活発な活動を続けながら次第に活動の中心を西方海上に移動していった．この活動域はさらに北西方向に広がり，神津島の東方に達して，その後消長を繰り返しながら現在まで続いている．活動が活発な時期には狭い地域に集中的に地震が発生するが，その中で震央の移動や深さの変化が認められる場合がある．

神津島東方の海域に設置された海底地震計のデータに基づき，震源の深さをより精度良くより決めた観測結果では，深さ 7km 以深では震源が厚さ約 2km の薄い板状に分布していることが示された．

GPS 観測により，三宅島の火山活動に伴う大きな地殻変動と，新島・神津島周辺の地殻変動が観測されている．三宅島では水平方向には島の収縮，上下方向では沈降が観測されている．神津島は南西方向に動き大きな隆起が観測され，式根島は南東に動き，新島・利島は北北東方向に動いている．地殻変動は房総半島南部，伊豆半島南部にも及んでいる．

また，新島，式根島，神津島では島内の地殻変動も進行している．

今回の一連の火山活動，地震活動，地殻変動等を説明するモデルとして，マグマの貫入と横ずれ断層の組み合わせによるモデル（東北大学資料），及び神津島東方の北西－南東走向の開口割れ目の拡大により三宅島直下のマグマが吸い出されるモデルなどが示された．

第 139 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2000 年 10 月 10 日（月）13 時 00 分～16 時 00 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長

（委員及び臨時委員）

笠原，長谷川，池田，金沢，阿部，吉井，菊地，木股（藤井委員代理），島田，松村（梅田委員代理），植平（清水委員代理），石田，野口（岡田委員代理），小泉（佃委員代理），加藤（陶委員代理），濱田，吉田，吉野，小牧，海津，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，城処

（オブザーバー）

西田（鳥取大），橋本（気象庁），増井（広島県），古安（島根県），橋本，三上（鳥取県），大滝，山田，小野塚，高山，鷺谷（地理院）

（省庁連絡員）

古本（自治省消防庁），富田（国土庁），岡谷（科技庁）

議事概要

鳥取県西部地震は，余震の震源分布や発震機構からみて，北北西－南南東方向の断層が活動したものと考えられる．余震は本震の震源の北北西側，南南東側の両側で発生しており，順調に減衰している．

最大の余震は8日に震源域の北部で発生したM5.0の地震である．また周辺で地震活動が誘発された地域があり，8 日には本震の震源地の西南西約 20km 付近でM5.5の地震が発生した．

GPS 連続観測結果によると，地震に伴って最大 16cm の水平変動が観測された．この地殻変動から，北北西－南南東方向で長さ 20km，幅 10km，上端の深さ 1km のほぼ垂直な断層が 1.4mの左ずれを生じたという断層モデルが示された．これは本震の発生機構や余震の震源分布と調和的である．

鳥取県西部では，今回の震源域の中で 1989－1990 年に M5 クラスの地震が多発するなど，最近約 10 年間は地震活動が活発であった．

山陰地方の沿岸域では，880 年出雲地震，1872 年浜田地震，1925 年北但馬地震，1927 年北丹後地震，1943 年鳥取地震などの M7 級の地震が知られている．島根県東部地域は 880 年出雲地震以来の地震空白域になっており，今回の地震はその周縁部で発生したこと，1943 年鳥取地震以後，鳥取県内では東西圧縮応力に対応した横ずれ断層型の地震が西進して発生する傾向があることが示された．

鳥取・島根県沿岸域で M4 以上の地震に着目すると，1990 年を境に鳥取県西部に地震が集中するようになったことも示された．

以上のように，今回の地震は唐突に発生したものではないことが議論されたが，さらに広域的にみて，西南日本は南海地震後の静穏期から次の南海地震前の活動期に入っていることが議論された．また，1978 年に地震予知連絡会が観測強化地域，特定観測地域を指定して以来，これまでに発生した M6.5 以上の地震の多くがこれらの地域内で発生したことも示された．

第 140 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2000 年 11 月 24 日（金）13 時 00 分～18 時 00 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長，石井副会長

（委員及び臨時委員）

笠原，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，島崎，吉井，菊地，本蔵，藤井，尾池，島田，梅田，清水，石田，松村（岡田委員代理），佃，陶，内池，濱田，吉田，小山（吉野委員代理），小牧，海津，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，城処

（オブザーバー）

纐纈，酒井，中尾（地震研），小林（東京都），芦川（静岡県），小泉（地質調），三上（鳥取県），石川（気象研），牧（地磁気観測所），西出，塚越，上恒，橋本，佐久間（気象庁），平出，佐々木，大滝，鷺谷（地理院）

（省庁連絡員）

富田（国土庁），吉本（自治省消防庁），下山（建設省）

議事概要

1．全国の地震活動

日本列島周辺の地震活動については，この 3 ヶ月間

にM5以上の地震は31個発生し，10月6日の鳥取県西部地震（M7.3）が最大のものであった．このほか，新島・神津島・三宅島周辺の活動，トカラ列島の悪石島周辺の活動などがめだったものであった．

２．伊豆諸島の地震活動と地殻活動

6月末から活動が始まった新島・神津島・三宅島周辺の地殻活動は，現在ほぼ収まっている．海底地震計のデータを加えた震源決定により，この活動の深さ方向の分布について，深い震源ほど直線上に並ぶ狭い地域に集中していることが示された．

今回の活動で三宅島の北西沖から神津島の東方沖までのダイクが貫入したとされる活動域は，1962年の三宅島の火山活動に伴う地震活動の震源域の北西側につらなるもので，そのときの活動があったことが今回のダイク貫入が速やかに起こったことにつながったというモデルが示された．

３．東海地方の地殻活動と地震活動

御前崎地方の地殻変動については，10月の水準測量結果によると，浜岡の水準点 2595 は前回観測よりも 1.0mm 隆起した．年周変化を取り除いた後の値では 9.7mm の隆起であった．例年の傾向と比較しても通常の範囲の変動と考えられる．

東海地方のいわゆる固着域におけるフィリピン海プレート内の地震活動度は，昨年の夏以来低い状態にあり，定常的な活動度にはまだ復帰しておらず，群をなす地震の影響を取り除いた分析でも，こうした地震発生の静穏化傾向が引き続き見られる．

４．九州地方の地震活動

10月2日から始まったトカラ列島悪石島付近の地震活動は，10月末までにほぼ終息した．臨時観測点のデータを加えた震源再決定の結果，活動域は悪石島のすぐ南の海上であることが確認された．

５．鳥取県西部地震に関連した議論

10月6日に発生した鳥取県西部地震は，現在も余震活動が続いているが終息しつつある．

この地震は，1989年以来地震活動が活発化した地域で発生した．その震源域は，過去の活動域とほとんど重なっている．

地震波形データを用いた断層面のすべり量分布からは，南側ですべりが大きく，過去の活動では破壊していなかった区域で今回の断層がすべったことが示唆された．

今回の地震の気象庁マグニチュードがモーメントマグニチュードの計算値と比較してかなり大きかったことに関連して，内陸の地殻内地震についてはこれが一般的な傾向であることが示された．とくにアスペリティ（本震破壊域）が浅く分布している地震では，その差が大きい．

西南日本一帯は，1946年の南海地震以降の静穏期から活動期に入ったと言われているが，今回の鳥取県西部地震は，統計的に見てもそのような中で起きたという分析が示された．

第141回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2001年2月19日（金）13時00分～17時30分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

茂木会長，大竹副会長，石井副会長

（委員及び臨時委員）

笠原，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，島崎，吉井，菊地，本蔵，藤井，島田，梅田，清水，石田，岡田，佃，陶，内池，濱田，吉田，吉野，小牧，海津，村上（多田委員代理），溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，矢野

（オブザーバー）

蔭山（東京都），芦川（静岡県），長尾（兵庫県），加藤（海上保安庁），牧（地磁気観測所），西出，塚越，舟崎，橋本，佐久間（気象庁），小泉，栗田（地質調），平出，佐々木，大滝，根本，雨宮，高原，宮崎，鷺谷，小沢（地理院）

（省庁連絡員）

富田（内閣府），須田，森，岡谷（文部科学省）

議事概要

１．全国の地震活動

日本列島周辺の地震活動については，この3ヶ月間にM5以上の地震が13個発生した．その内，新潟，兵庫県北部地方の活動が目立ったものである．

２．東海地方の地震活動と地殻活動

御前崎地方の地殻変動については，2001年1月の水準測量の結果によると，浜岡の水準点2595は前回観測よりも10.6mm沈降した．年周変化を取り除いた値では5.4mmの沈降であり，例年の傾向と比較しても通常の範囲の変動と考えられる．過去6年間のGPS観測の結果も定常的な沈降を示している．

東海地方の固着域におけるフィリピン海プレートの地震活動は，上盤側では静穏化が引き続き進行し，下盤側では，昨年後半から地震活動が活発化し通常の活動度に戻るような傾向が観測されている．

また遠州灘から熊野灘の地震活動が2000年始めか

ら顕著な低下傾向を示し,その後昨年10月31日にM5.5の三重県中部地震が発生していた事が報告された.

3．伊豆諸島の地震活動と地殻変動

2000年6月末から始まった地震活動は，現在ほぼ収まっており，ここ3ヶ月間では，M4以上の地震は殆どみられない．しかしながら，回数積算図から現在の地震発生頻度は 2000 年伊豆諸島地震前の活動と比べてまだ活発である事が報告された.

また三宅，神津島地域の地下速度分布を基にして再決定された地震分布によると，2000年伊豆諸島の地震活動は堆積層より下の深さ 5km 以深の領域で発生していた事が示された.

また，国土地理院の GPS 観測結果では，ここ3ヶ月間の地殻変動で新島，神津島間が開く傾向が小さいながらまだ継続していることが示された.

4．伊豆東方沖の地震活動

伊豆東方沖では,地震活動は1998年の活動を最後に落ち着いた状態が続いている.

5．兵庫県北部の地震

2001年1月12日に発生したM5.1の兵庫県北部地震は，地震後群発地震的な活動が続き，複雑な活動域を呈している．全体の活動としては，本震・余震型の活動が2つ重なったものとして解釈され,今後M4以上の地震が発生する確率はまだ残っていると考えられる．また，本震域の活動は北西南東圧縮の横ずれ型であるが，その東の北西に延びる領域ではこの地域でよく見られる東西圧縮の横ずれ型となっている事が報告された.

この地域では過去にも地震活動が活発であった時期があることが示された.

6．日本海東縁部の地震活動に関連した議論

国土地理院の GPS 観測により，日本海東縁部の歪集中帯の存在が明瞭に示された.

また音波探査に基づく海域調査結果から，地質学的にみた日本海東縁部の歪み集中帯に関して報告がなされた.

サハリン南部から北海道北部にかけての地震活動，GPS による地殻変動調査からこの地域のプレート境界が陸域近くに存在する可能性が指摘された.

また，日本海中部地震の活動と秋田沖の地震空白域の関係に関し，1983年日本海中部地震で滑ったとされる領域が南に広がる形で，1997 年 M5.6 の地震が発生した事，その領域に接するような形で地震空白域が存在することが報告された.

M6.5以上の地震活動を日本海側に関して調べた結果,地震活動の活動期の存在が指摘され，かつ東北地域と西南日本地域ではその地震活動が同期しているのではないかという見方も出された.

第142回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2001年4月13日（金）13時09分～15時08分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

（委員及び臨時委員）

大竹，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，島崎，菊地，加藤，平田，本蔵，山田，橋本，清水，岡田，石田，小泉（佃委員代理），加藤（陶委員代理），内池，濱田，吉田，小牧，海津，村上，溝上，吉野，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，茂木，矢野

（オブザーバー）

西出，塚越，上垣，舟崎，橋本（気象庁），高尾（広島県），芦川（静岡県），佐々木，畑中，高原，高橋（地理院），冨山（海上保安庁）

（省庁連絡員）

富田（内閣府），須田，森，岡谷（文部科学省），大平（国土交通省）黒田，中山（総務省消防庁）

議事概要

1．役員の選挙について

委員の互選により，会長に大竹政和東北大学大学院理学系研究科教授が選出され，会長から島崎邦彦東京大学地震研究所教授と岡田義光防災科学技術研究所企画部長が副会長に指名された．さらに島崎副会長は強化地域部会長，岡田副会長は特定部会長に指名され，両部会長より両部会の委員が指名された．また，予知連のあり方について検討するワーキンググループの主査に島崎副会長が任命され，ワーキンググループの委員が指名された．最後に茂木清夫前会長を名誉委員とすることが承認された.

2．2001年芸予地震について

2001年3月24日にM6.4の地震が発生した．震源の深さは 51km でフィリピン海プレート内部の地震と考えられ.本震は余震域北端の下限付近に位置している.

震源メカニズムは東西方向に張力軸を持つ正断層型で，この地域では1905年のM7.3，1949年のM6.2など今回と似たような地震が繰り返し発生している.

今回の地震は，フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動の先端部で発生し，震源域の南西側ではプレートの傾斜が急激に変化している.

この地震の発生に伴ってGPSによって1cm程度の地殻変動が検出された．この地殻変動を説明するように推定された断層モデルは他の結果とも調和的であり，モーメントマグニチュードは6.8と推定される．

この地震に関しては，マグニチュード下限の設定によって余震活動状況が異なって見える点，淡路島の800m孔で地震前に観測された歪及び水圧の変化，断層面の推定法などに関して議論があった．また，地震発生前にイオン濃度変化が検知されたという報道に関連して，次回までに情報を収集することにした．

3．静岡県中部の地震について

2001年4月3日に静岡県中部でM5.1の地震が発生した．震源の深さは33kmで沈み込むフィリピン海プレート内部の地震と考えられる．震源メカニズム解は初動によるものとCMT解とで食い違うが横ずれ成分を伴った東西張力の正断層型である．

この周辺では1996年10月5日にM4.3の地震が発生しているが，震源域は有意に異なっており，震源メカニズムも異なっている．

東海地域の推定固着域における地震活動の変化と今回の地震との関連について，固着域がはがれ始めているのではないかという議論があったが，そうであれば地殻変動にも観測されるべきという意見もあり，今後も引き続き検討することにした．

第143回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2001年5月21日（月）13時00分～17時40分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

本谷，長谷川，角森（野津委員代理），池田，金沢，阿部，菊地，梅田，平田，山田，尾池，橋本，松本（清水委員代理），石田，佃，陶，内池，濱田，吉田，小牧，海津，村上，吉野，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，茂木，矢野

（オブザーバー）

長尾（東海大），服部（千葉大），上嶋（地震研），小山（内閣府），小出，山田（地磁気観測所），西出，塚越，舟崎，橋本，山里，角村（気象庁），藤縄（防災科研），蔭山，笹井（東京都），池田（静岡県），佐々木，畑中，吉池，雨宮，高原，宮崎（地理院），小泉（産総研），矢吹（海上保安庁）

（省庁連絡員）

須田，山田，山崎（文部科学省），中山（総務省消防庁）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間，北海道東方沖，福島沖，静岡県中部，安芸灘，日向灘などの地域でM5を越える地震が発生した．

2．東海地域の地殻活動について

東海地域では，2月23日に静岡県西部でM4.9の地震が，4月3日には静岡県中部でM5.1の地震が発生したが，その後特に変化は見られない．

東海地域の推定固着域における地震活動は，境界面の下盤側では1999年8月頃より低下した活動が2000年末から元のレベルに戻った一方で，上盤側では1996年頃からの静穏化傾向が続いている．

水準測量結果によると，浜岡町の水準点2595は掛川の水準点140-1に対して沈下を続けているが，その傾向に変化は見られない．

国土地理院では，東海地域の上下変動に対する監視体制を強化するため，掛川から御前崎に至る水準路線に沿って高精度比高観測点を整備した．その観測結果によれば，御前崎側が相対的に沈降しており，水準測量の結果とも調和的である．

3．伊豆諸島の地殻活動について

三宅島から新島，神津島にかけて2000年6月末より続いてきた活発な地震活動は次第に落ち着いてきたが，2001年4月以降にやや活発化している．

一方，神津島島内で行われた水準測量結果により，2000年1月から2001年4月の間に，南へ向かって傾き上がる7cmの上下変動が検出された．潮位観測結果を加味すると19～25cmの隆起となり，モデルにより計算される地殻変動と整合的な結果である．

4．富士山の地震活動について

2000年10月以降活発化した富士山周辺の低周波地震活動は4月以降に再び活発化した．低周波地震の震源は富士山頂北東部の下，深さ15km付近に位置しており，振動継続時間と波形記録の最大振幅を表示したダイヤグラムを見ても非常に活発な活動であることがわかる．

5．栃木・群馬県境の地震活動について

3月31日に栃木・群馬県境の日光白根山付近でM4.9の地震が発生した．震源の深さは8kmで震源メカニズムは北西－南東圧縮の横ずれ型である．余震活動は4月上旬のうちに減少した．足尾付近の地震活動が活発な地域とは別の活動である．

6．芸予地震について

3月24日の芸予地震の発生後，豊後水道地域，日向灘地域でもM5クラスの地震が発生しており，それぞれの地域の地震活動が相補的になっているようにも見える．

また，Double-Difference 法を用いて余震分布を精密に再決定したところ，高角で西へ傾き下がるような分布が得られた．さらに，本震の断層すべり分布と重ね合わせると，余震は本震のすべりが少なかった場所で発生していることがわかる．

7．地震予知における電磁気現象について

トピックスでは，尾池委員を世話人として，地震予知における電磁気現象について集中的な議論を行った．鹿児島県北部地震に伴うULF帯の磁場変動など多くの観測例が紹介され，現象の有意性が検討された．ひとくちに電磁気現象と言っても，周波数や対象とする現象の違いによって様々な手法が存在しており，各手法の長所を生かしつつ統合整理していくことの必要性が指摘された．また，電磁気的な異常の発生メカニズムが未解明である点，特に，地震に先立って地震発生時よりも大きなシグナルが観測される点など，今後解決すべき問題点も多い．今後も機会を設けて議論を深めることの必要性が確認された．

平成13年度
第1回地震予知連絡会強化地域部会
議事概要

日 時 2001年7月27日（金）14時00分～16時20分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

島崎部会長

（部会委員）

野津，阿部，加藤，本蔵，藤井（山田委員代理），岡田，松本（佃委員代理），陶，濱田，海津

（会長，国土地理院長）

大竹，矢野

（招聘者）

溝上（判定会会長）

（オブザーバー）

西出，中澤，船崎，橋本（気象庁），矢吹（海上保安庁），杉原（神奈川県），芦川（静岡県），中條（愛知県），船坂（岐阜県），井上，村上，畑中，根本，高原，山田（地理院）

（省庁連絡員）

富田（内閣府），須田，山田（文部科学省），下山（国土交通省），黒田（総務省消防庁）

議事概要

1．東海地方の地殻変動の変化について

2001年3月から6月にかけて，東海地域西部における国土地理院のGPS観測結果にそれまでと傾向の異なる変化が見つかった．定常的な地殻変動を差し引くと，静岡県西部から岐阜県南部付近に至る地域で，約3ヶ月間に南東向きに1cm弱の変位があったように見える．

この地殻変動は2000年の後半からゆっくりと開始したようにも見えるが，2001年になって加速している．ただし，時間変化の詳細を議論するのは現状では困難である．

この変位をプレート境界面のすべりとしてモデル計算を行うと，愛知県東部付近の地下で最大1-2cmの南東向きの非地震性すべりが生じたとすれば観測値を説明できる．

水準測量の結果によれば，舞阪付近で2cm程度の隆起が，御前崎の先端付近で5mm程度の南上がりの傾動が見られ，GPSの結果とは定性的に矛盾しない結果である．ただし，浜岡町の水準点2595の沈下傾向には顕著な変化は見られない．

GPSに変化が見られた時期に体積歪みや地震活動には顕著な変化は見られないが，断層すべりのモデルから予測される歪み変化は体積歪みの検出限界以下であるため，GPSの観測結果と矛盾しない．

愛知県東部の下部地殻付近では，火山地域以外としては珍しい低周波地震が発生していることも最近分かってきており，今回のような地殻変動との関連も今後の検討課題である．

今回の非地震性すべりが推定された領域は，東海地域のプレート境界面上における推定固着域のほぼ西隣に位置している．

また，長期間の傾斜記録を解析した結果によると，三ヶ日の観測点において，GPSによって見つかった地殻変動と調和的な北西下がりの傾斜変化が2000年後半以降に加速している可能性がある．

今回の異常地殻変動の検出はGPS観測技術の進歩を如実に示すものであり，こうした発見は地震予知の観点からも非常に重要な意義がある．今後とも地殻変動の推移を注意深く見守る必要があり，国土地理院では既に公開している全国の情報に加え，当面月一回程度，この地域の地殻変動情報を公表していく予定である．

第 144 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2001 年 8 月 20 日（月）13 時 03 分～17 時 57 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

本谷，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，山田，尾池，梅田，橋本，清水，石田，佃，陶，内池，濱田，吉川（吉田委員代理），小牧，海津，村上，溝上，吉野，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，茂木，矢野

（オブザーバー）

伊藤（京大），小泉，杉山（産総研），牧（地磁気観測所），西出，塚越，橋本（気象庁），山根（海上保安庁），蔭山（東京都），井尾（静岡県），廣瀬（兵庫県），佐々木，畑中，西田，山田，吉池，雨宮，高原，宮崎（地理院）

（省庁連絡員）

山田（文部科学省），中山（総務省消防庁）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間，北海道東方沖，青ヶ島，南西諸島などの地域で M5 を越える地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の推定固着域周辺における地殻内の地震活動に顕著な変化は見られない．フィリピン海スラブ内では，2001 年 4 月に発生した静岡県中部の地震の余震域を除いても地震数が増加傾向にある．

水準測量結果によると，最近 3 ヶ月間に御前崎の先端付近が若干隆起したが，こうした変化はこれまでにも時々見られたものである．

掛川市の水準点 140-1 に対する浜岡町の水準点 2595 の動きに特に変化は見られないが，最近は年周変化の傾向が変化したように見える．

一方，浜名湖周辺では 1 年間に 10mm を越える顕著な隆起が観測された．この隆起量は通常よりも大きな値であり，GPS で検出された異常地殻変動との関連があると考えられる．

GPS 観測で見つかった東海地域の異常地殻変動は 7 月後半時点でも継続している．また，一連の変化は 2000 年の伊豆諸島の地殻活動と前後して開始したようにも見える．

浜名湖－東濃地域の地震活動を調べると，異常地殻変動が生じている地域の周辺でプレート境界上面の地震活動が低下している．また，過去の地震活動を調べると，1980 年代後半にも同様な静穏化現象のあったことが明らかになった．

この異常地殻変動は GPS の観測精度からは有意と考えられる．プレート境界面のゆっくりとしたすべりによる解釈が現状では最も有力であるが，モデルには様々な不確定要因があり，結論を得るには至っていない．いずれにせよ，今後の推移を注意深く監視していくことが必要である．

３．福島県沖の地殻活動について

2001 年 2 月 25 日に福島県沖で M5.8 の地震が発生し，沖合に設置された GPS で地震後半年間にわたる地殻変動が検出された．周辺の地震活動を詳細に検討した結果，この地震はプレート境界で地震活動が活発な地域の一部を震源域として発生しており，翌日に発生した最大余震（M5.4）や 1987 年に同地域で発生した M6 級の地震の破壊領域が互いに重なり合うことなく分布している．今回発生した地震の余震域に 20km×40km 程度の断層面を仮定すると観測された GPS の変位を説明することができ，本震の発生後にゆっくりとしたすべりが生じたものと推測される．

今後，こうした観測例を増やすことによりプレート境界の挙動が解明されていくものと期待される．

４．箱根周辺の地震活動について

2001 年の 6 月以降，箱根で地震活動が活発化した．震源はほぼ南北方向の並びと，それに直交する東西の並びに分かれ，震源は 5km 以下と浅い．

湯河原の体積歪み計や GPS にも関連した地殻変動が観測されており，火山性の活動と考えられる．

５．兵庫県南部地震の前兆と予測可能性について

トピックスでは，1995 年兵庫県南部地震について，活断層，地震活動，地殻変動，地下水，電磁気などの様々な観測事実を現在の知見で見直した場合に，地震発生の予測が可能かどうか，また，予測を実現のためにはどのような問題点があるかについて議論した（世話人：梅田康弘委員）．震災後に行われた活断層調査結果に基づいて考えると，淡路島から有馬－高槻構造線にいたる活断層系のシステマティックな調査が事前に行われていれば，兵庫県南部地震の切迫性に気づいた可能性が高い．琵琶湖西岸断層周辺は現在そのような観点で調査されている．

長期的な地震活動データを見ると，兵庫県南部地震も 2000 年鳥取県西部地震も中規模の地震活動があった地域で発生しており，注意すべき断層の抽出は可能だと考えられる．

兵庫県南部地震の震源域は事前に空白域として指摘

されており，場所の特定は可能であった．

また，周辺地域では本震発生の数ヶ月前から地震活動が静穏化しており，異常の検出は可能であったと考えられる．

こうした解析を行う場合には，複数のパラメータを重ねて見る工夫が重要であり，b値やフラクタル次元に現れた変化は，地殻歪みの変化と同期していたようにも見える．

一方，測地測量による地殻変動観測では歪みの絶対量を知ることができないため，地震発生を予測する上であまり効果的でなかった．地殻変動連続観測では近畿地方の広域にわたり異常が検出されていたが，場所の特定は困難だったと思われる．地下水観測では地震前兆と考えられる観測例が3つ報告されたが，これは震源域の真上付近でデータが得られた結果と考えられ，場所の特定が事前になされた場合には有効な観測手段になると期待される．

電磁気現象についても多数の異常が観測されたが，こうした異常が観測された場合に，それが必ずしも大地震につながるとは限らない点に注意が必要である．また，前兆現象から震源域を特定することは重要かつ困難な問題であり，組織的な観測により異常の原因を絞り込んでいくような体制の整備が重要である．

第145回地震予知連絡会 議事概要

日 時 2001年11月19日（月）13時01分～17時55分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

本谷，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，菊地，加藤，平田，本蔵，山田，尾池，梅田，橋本，松本（清水委員代理），石田，佃，陶，西出（内池委員代理），濱田，吉田，小牧，海津，村上，吉野，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，茂木，矢野

（オブザーバー）

山中（地震研），笠原，佐野，中尾（東大），笹井（東京都），芦川（静岡県），松村，小原（防災科研），小出（地磁気観測所），塚越，舟崎，橋本（気象庁），小泉（産総研），加藤（海上保安庁），佐々木，畑中，西田，吉池，雨宮，高原，宮崎，山田（地理院）

（省庁連絡員）

山田（文部科学省），黒田（総務省消防庁）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間，青森県東方沖，京都府南部，南西諸島などの地域でM5を越える地震が発生した．

2．東海地域の地殻活動について

東海地域の推定固着域周辺では地殻内で地震数が平均より多い状態が続いている．フィリピン海スラブ内では，2001年4月及び6月に発生した静岡県中部地震の余震が収まり，平常レベルに戻っている．

東海地域における過去15年間の地震活動データについてクラスター毎及び非クラスター地震への分類を行った．非クラスターの地震はほぼ定常的に発生している．また，クラスターにおける大きめの地震のマグニチュードは増大傾向にあるように見える．クラスターによっては解析期間全体にわたって活動的なものと最近になって活発化したものがある．

水準測量結果によると，7月に若干隆起が見られた御前崎周辺は元々の沈降傾向に戻り，掛川市の水準点140-1に対する浜岡町の水準点2595の動きにも特に変化は見られない．

GPS観測で見つかった東海地域の異常地殻変動は依然として続いているが，最近変動が鈍化しつつある．

この地殻変動をプレート境界面の断層すべりによるものと仮定して解析を行った結果，浜名湖付近を中心とするすべり分布が推定され，異常地殻変動の開始以降に解放された地震モーメントの積算量は 1×10^{19}Nm程度（Mw6.6～6.7相当）に達したと考えられる．

東海地域における過去の辺長測量や水準測量結果によると，現在の異常地殻変動と同様な変化が過去にも数年単位で繰り返されていた可能性がある．

3．2000年7-10月の地殻変動変化について

全国GPS観測網による座標時系列データから定常的な変動成分を差し引いて非定常地殻変動について調べたところ，2000年7月から10月にかけて能登半島，中国地方，九州南部，南西諸島などで東向きに最大1cm程度の異常地殻変動が起きていた可能性がある．

2000年10月の鳥取県西部地震はこの広域地殻変動に引き続いて発生しており，両者に何らかの因果関係があるとも考えられる．

4．西南日本で発見された地殻底部低周波微動について

Hi-netの観測により西南日本の地殻底部を発生源とする低周波微動が発見された．低周波微動の震央は沈み込んだフィリピン海プレートの上面の深さが

35-40km 程度となる場所に対応しており，プレートからの脱水反応に関連するものと考えられる．この低周波微動は群発的に発生しており，10km/日程度の速度で震央が移動する場合がある．周辺で発生した大きめの地震によって低周波微動の活動が活発化したり逆に静穏化したりする場合があることも見出された．

５．気象庁震源カタログの延伸について

気象庁では 1926 年以降の震源カタログを利用してきたが，1923 年 8 月から 1925 年 12 月までの震源決定作業を新たに行い，検測値に基づく震源カタログを 1923 年 8 月から現在までに延伸した．その結果 1923 年関東地震の余震分布が得られたり，深発地震の震源がより妥当な位置に再決定されるなどの変化があった．

６．沈み込みプレート境界におけるアスペリティについて

トピックスでは，沈み込みプレート境界におけるアスペリティについて最新の観測・解析結果による知見や，今後の研究の方向性などについて議論を行った（世話人：島崎邦彦副会長）．アスペリティは地震時に大きくすべる領域として定義される．三陸沖における過去の大地震の震源過程の詳細な解析から，個々のアスペリティは位置を変えないこと，大地震の際に連動するアスペリティの組み合わせは変化すること，初期破壊開始点はアスペリティと別の場所にある場合が多いことなどが分かってきた．

また，アスペリティの大きさや分布の仕方には地域性があり，それが各地域で発生する大地震を特徴付けていると考えられる．

釜石沖では，M4.8 前後の地震が 5-6 年周期で繰り返し発生する固有地震的活動が見つかっており，最近 2 つのイベントについては，その地震時のすべり領域がほぼ完全に重なることが分かった．

こうした固有地震的活動は主としてプレート境界の非固着域で発生していると考えられ，同種の地震活動をプレート境界の応力センサーとして利用できる可能性がある．

アスペリティではプレートの固着によって周囲より応力が高まると考えられるが，福島沖ではアスペリティで周囲よりも b 値が小さく求まっており，こうした解釈を裏付けるデータである．また，1987 年に発生した M6.7 の地震に伴う b 値の増加はアスペリティの応力変化を捉えたものである可能性がある．

東海地域の推定固着域では，最近地震活動が活発化した部分と静穏化した部分が上盤側と下盤側で整合的に分布しており，微小な断層すべりによってアスペリティで応力が蓄積している過程を見ていると考えられる．

こうしたアスペリティに関する最新の知見に関して議論を行い，将来の地震予知実現へ向けて新たな展望を開くものであるという認識で一致した．さらにアスペリティ分布を明らかにするための新たな地震波構造探査手法や観測網のアイデアも提案された．

第 146 回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2002 年 2 月 18 日（月）13 時 02 分～17 時 23 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

本谷，野津，池田，金沢，阿部，菊地，加藤，平田，山田，梅田，橋本，清水，石田，佃，陶，内池，濱田，吉田，小牧，海津，村上，溝上，市川（吉野委員代理），尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，茂木，星埜

（オブザーバー）

藤本（東北大），仙石（海上保安庁），浅田（東大生産技術研），塩原，佐野（地震研），安藤（名大），笹井，高橋（東京都），芦川（静岡県），小泉（産総研），小出（地磁気観測所），塚越，舟崎，橋本，中禮（気象庁），畑中，佐々木，山田，吉池，雨宮，高原，宮崎（地理院）

（省庁連絡員）

岡谷（文部科学省），黒田（総務省消防庁）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，北海道東方沖，東北地方内陸南部，南西諸島などの地域で M5 を越える地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の推定固着域周辺では，地殻内で地震数が平均より多い状態が続いている．フィリピン海スラブ内では，すべての地震で見ると平常レベルであるが，M2 以上では地震数が少ない．

水準測量結果によると，掛川市の水準点 140-1 に対して浜岡町の水準点 2595 は隆起も沈降もなかったが，従来から見られるばらつきの範囲内の変動である．

東海地域の異常地殻変動は，解析の際に固定する観測点の選び方により変動パターンに違いが見られたため，固定点についての検討を行ったが，従来どおり大潟を固定するのが妥当と考えられる．浜名湖周辺に集

中していた異常地殻変動は，時間の経過とともに周囲に広がりつつあるようにも見えるが，観測誤差を越えた有意な変化とは言えない．異常地殻変動は現在も継続しており，プレート境界面のすべりに起因するものと仮定して計算すると,地震モーメントの積算量は1.2×10^{19}Nm程度（Mw6.6～6.7相当）になる．

3．岩手県内陸南部の地震について

2001年12月2日に岩手県内陸南部の深さ約120kmでM6.4の地震が発生した．この地震は沈み込んだ太平洋プレートの二重深発地震面の下面で発生した正断層型の地震であり，余震分布からはほぼ水平な断層面が推定された．

4．茨城県沖の地震活動について

2002年2月12日に茨城県沖でM5.5の地震が発生した．茨城県沖では2000年7月にもM6.4の地震が発生しており，地震活動が活発化しつつある．過去の地震活動を見ると,茨城県沖では1923年以降に1923～1924年，1940年代前半，1960年代，1982年の4回活発な活動期があり，最大でM7クラスの地震が発生していた．

5．伊豆大島における地殻変動と地震活動の関係について

伊豆大島では，島の膨張が一時的に加速する時期のあることがGPS観測から見出され，この膨張と地震活動に相関のあることが分かった．2000年以降，大島の膨張は停滞傾向が続き，群発地震も起こらない状態が続いていたが,2001年10月頃から膨張傾向が再開し，それに呼応するように2001年12月から群発地震が発生した．

6．与那国島近海の地震活動について

2001年12月18日に与那国島近海でM7.3の地震が発生し，南北走向の断層面を震源とする正断層型の震源メカニズムが推定された．周辺のGPS観測点ではこの地震に関連する地殻変動が観測されている．1999年に台湾で発生したM7.7の地震以降に活発化したこの周辺の地震活動の中で発生した地震である可能性がある．

7．海底諸観測の開発状況について

トピックスでは，海底における地殻変動や地震の観測技術の開発状況について紹介があり，その内容について議論を行った（世話人：金澤敏彦委員）．海底における水平地殻変動の観測にはキネマティック方式のGPS観測と海中の音響測距を結合した方式が用いられており，3，4台の海底音響トランスポンダーを用いて海洋変動の影響をキャンセルする工夫がなされている．また，キネマティックGPSの試験観測では300km程度の基線について1cm程度の水平位置精度を達成できている．こうした方法により，三陸沖の日本海溝付近で海底地殻変動観測を行う計画が進められている．一方，海底の上下変動については，海底圧力計による観測が有効であり，2000年三宅島周辺の群発地震域で地震活動に関連する海底の沈降が検出された．

南海トラフはM8クラスの巨大地震が繰り返し発生している地域であり，プレート境界面の状態を把握するための海底地殻変動観測が必要である．そこで，南海トラフ全域に海底地殻変動観測網を展開する構想がある．海上保安庁水路部では，日本周辺のプレート境界に沿って海底地殻変動観測のための基準局を展開している．三宅島周辺では数ヶ月間にわたって数cm程度の再現性が得られており，現状の海底地殻変動観測の精度はこの程度と考えられる．

海底地震観測に関しては，自己浮上型海底地震計が完成の域に達している．最近では，恒久的な観測点としての海底孔内地震観測所や自由落下・自己浮上型の広帯域地震計が開発され，良好なデータが取得されている．

海底観測の技術開発は最近10年間に飛躍的な進歩を遂げており，近い将来には，地震予知や固体地球科学に対して多大な貢献をするものと期待される．そのためにも，各研究グループ間の連携を強めていくことが重要であるとの指摘がなされた．

第147回地震予知連絡会 議事概要

日 時 2002年5月20日（月）13時00分～17時12分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

本谷，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，山中（菊地委員代理），加藤，平田，本蔵，山田，尾池，梅田，橋本，清水，石田，佃，桂，藤谷，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，吉岡，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，茂木，星埜

（オブザーバー）

吉田，加藤，佐野，中尾（地震研），山岡（名大），笹井，高橋（東京都），池田（静岡県），小泉（産総研），山本（気象研），中川，藤田（海上保安庁），塚越，舟崎，高橋，宇平（気象庁），小出（地磁気観測所），小沢，畑中，西田，阿部，中堀（地理院）

（省庁連絡員）

山田，小清水（文部科学省），中山（総務省消防庁）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，青森県東方沖，茨城県沖，台湾付近などで M5 を越える地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の推定固着域周辺では，フィリピン海スラブ内で地震の少ない状態が昨年から続いている．

水準測量結果によると掛川市の水準点 140-1 に対する浜岡町の水準点 2595 は従来の傾向の範囲内で変動している．

東海地域の異常地殻変動は依然として継続しており，最近ではその変動の中心が若干東へ移動したように見える．GPS 観測によって関連する上下変動も検出されており，浜名湖付近で最大 2cm 程度の隆起が検出された．GPS データの逆解析によってプレート境界面上のすべり分布を推定した結果によると，地表における変動の傾向の変化と同様，2002 年に入ってからすべりの中心が東へ移動しているように見える．こうした解析結果から求めた今回のスローイベントの地震モーメントは現在も増加を続けており，2002 年 4 月までに Mw6.7 に相当する断層すべりが生じたと考えられる．

今回のトピックスでは，「東海地域のスロースリップとその意味」と題して，東海地域の異常地殻変動のデータ及び解析結果に関する詳細な検討や，非地震性の断層すべりのモデルに関する議論を行った（世話人：橋本学委員）．

GPS の座標時系列データを詳細に検討した結果によると，データに見られる季節変動は毎年同じではなく，系統的な変化が見られる．国土地理院による解析結果の一部には，こうした季節変動の違いに起因するものが含まれている可能性があり，今後，解析手法を工夫するなど留意する必要がある．

また，GPS の時系列データに対してべき乗の曲線を当てはめる time-to-failure 解析を行った結果は，新しいデータを追加すると推定される破壊時刻が後ろに移動するような結果が得られ，今回のスローイベントに対する適用については疑問が残る．

非地震性の断層すべりの物理モデルに関する検討も行われ，二つのモデルが紹介された．一つは底面に速度と状態に依存する摩擦法則に従う摩擦が働くブロックをばねで引っ張るモデルである．ブロックが一つの場合，摩擦法則のパラメータによってブロックのすべりの安定・不安定が分かれる．ブロックを二つにすると，片方のブロックが安定・不安定の境界付近にある時に間欠的なすべりが発生する．

もう一つのモデルは断層の空間的な広がりを考慮したモデルである．この場合は不安定すべりの性質を持つ領域のサイズによって間欠的な非地震性すべりの発生が決まり，摩擦法則のパラメータで定義される臨界サイズよりも少し小さい不安定すべり領域がある場合に非地震性のすべりが発生する．このモデルを用いて，隣により大きい不安定すべり領域が存在する場合には非地震性のすべりが断層の動的破壊（地震）を引き起こす場合があることも示された．

これらのモデルを東海地域における非地震性すべりと関連付ける議論も行われたが，単純なモデルを具体的な現象に対してどう対応付けるか，大地震の予測にどう適用するかといった現実的な問題については更なる検討が必要である．

３．伊豆半島東方沖の地震について

2002 年 5 月 8 日から伊豆半島東方沖で群発地震活動が発生した．震源は深さ 8～10km に位置し，以前の群発地震活動における震源域とは相補的な分布をしている．

過去の群発地震活動を振り返ると，活動開始後すぐに震源域が浅くなる場合と，深い部分での活動が収まってから 2,3 ヶ月後に活発な活動が生じる場合とがある．

また，今回の地震活動に伴って顕著な変化が体積歪，地下水，傾斜計，GPS などの観測によって検出されており，暫定的なダイクの貫入モデルも推定された．

４．台湾付近の地震活動について

台湾の東岸付近では最近活発な地震活動が生じている．2002 年 3 月 31 日には M7.2 の地震が発生して日本国内でも小規模の津波が観測された．

第 148 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2002 年 8 月 19 日（月）13 時 01 分～17 時 42 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

本谷，長谷川，角森（野津委員代理），金沢，阿部，菊地，加藤，平田，本蔵，山田，尾池，梅田，橋本，清水，石田，佃，桂，藤谷，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，吉岡，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）
高木，茂木，星埜
（オブザーバー）
松浦（東大），福山（防災科研），古村，中尾（地震研），笹井，高橋（東京都），池田（静岡県），小泉（産総研），中川（海上保安庁），塚越，舟崎，高橋，宇平（気象庁），小出（地磁気観測所），黒木（気象研），鈴木，畑中，西田，中堀，阿部（博），吉池，阿部（馨），鈴木，根本，松本，（地理院）
（省庁連絡員）
明田川（文部科学省），黒田（総務省消防庁）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，ウラジオストク付近，福島沖，台湾付近などで M5 を越える地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の推定固着域周辺では，地殻内で静穏化が見られる一方，フィリピン海スラブ内では昨年から続いていた静穏化が解消したように見える．

水準測量結果によると掛川市の水準点 140-1 に対する浜岡町の水準点 2595 は従来の傾向の範囲内で変動している．

上下変動の様子を面的に見ると，駿河湾沿岸の沈降，浜名湖周辺の隆起というこれまでの傾向が続いているが，浜松周辺の隆起は昨年に比べると小さくなっている．

東海地域の異常地殻変動は依然として継続している．異常地殻変動が開始してからの期間を 4 つに分けると，東海地域の西側で開始した変動が東側へ広がり，最近になって南向きの変動が顕著になってくるといった各期間の特徴が確認された．また，これらのデータからプレート境界面における断層すべりの時空間発展の様子を推定した結果によれば，イベント開始以来のモーメント開放量は Mw6.8 の地震に相当し，東海地域を東西方向に 3 分割した領域のうち主として中央部で起きていたすべりが次第に東側へ拡大しているように見える．

３．八丈島付近の地震活動について

八丈島付近では 8 月 13 日から群発的な地震活動が発生し，15 日に島北部の直下へ活動の中心が移動した後，次第に地震数が減少している．また 18 日には西方に離れた海域において M4.0 の地震が発生したが，群発地震との関係は不明である．

この地震活動に伴って，八丈島の GPS 観測点では，15 日前後に東向き 5cm 程度の変位が観測された．

同様な地殻変動が海洋情報部の観測でも検出されている．

４．福島沖プレート境界の最近の活動について

福島沖では 1938 年に M7.5 の地震が起きた後，1987 年に 3 つの M6 級地震が発生し，アスペリティが存在すると考えられている．海岸から約 40km の沖合に設置された天然ガス掘削井の GPS データから，2001 年 2 月 25 日に発生した M5.8 の地震後に，震源の南側で非地震性すべりが生じたことが明らかとなった．この非地震性すべりは 2001 年末頃まで継続したと考えられ，長さ 70km，幅 45km 程度の領域が 17cm 程度のすべりを起こしたと推定される．この非地震性すべりが生じた領域は 1987 年の地震のアスペリティとは重なっていない．

こうした結果はプレート境界の挙動を推定するために海域における地殻変動観測が有効であることを示す好例である．

５．地殻活動予測シミュレーションについて

今回のトピックスでは，「地殻活動予測シミュレーションモデルの開発と実用化へ向けての問題点」と題して，地震予知研究体制の新たなパラダイムと期待される地殻活動予測シミュレーションの現状における到達点や今後の検討課題などに関して議論を行った（世話人：平田直委員）．

地殻活動予測シミュレーションは地殻活動のモニタリングと物理法則に基づく数値モデルを組み合わせることにより，将来の地殻活動を定量的に予測するものである．こうした取り組みは，1990 年代における地震発生物理学の発展，すなわち地震破壊過程を支配する物理法則の解明，プレート運動に起因するテクトニック応力蓄積過程のモデル化，曲面における地震破壊伝播過程の計算手法開発などによって初めて可能となった．また，日本列島全域に GPS 観測網が整備されたことも地殻活動予測シミュレーションを実現可能にした大きな要因である．

1997 年から開始された超並列スーパーコンピュータ「地球シミュレータ」の開発の一環として固体地球シミュレーションソフトウェアの開発が行われてきており，現在，プロトタイプのモデルが構築されつつある．このシミュレーションモデルでは，日本列島周辺域のプレート境界において，テクトニック応力の蓄積過程，地震破壊の準静的な核形成過程，動的な断層破壊過程，断層の強度回復及び地殻内応力の再配分過程が繰り返される大地震の発生サイクルを，観測データを取り込みつつ，物理法則に基づいた数値計算により定量的に再現・予測する．さらに，地震発生過程のモデルを仮定すれば強震動の予測が可能であり，基盤構造の解明や計算機の能力向上によって予測精度の改善が期待できる．

地殻活動予測シミュレーションモデルのさらなる発

展のためには，地殻活動を支配している断層面の形状や摩擦構成則パラメータの分布などの構造を解明するとともに，より多くの観測データをモデルに取り込めるようにすることが必要である．こうした研究を地震予知研究計画の中でしっかりと位置付けるとともに，多くの研究者が積極的に取り組むことが求められる．

第 149 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2002 年 11 月 18 日（月）13 時 00 分～17 時 35 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

本谷，海野（長谷川委員代理），野津，池田，金沢，阿部，菊地，加藤，平田，本蔵，山田，梅田，橋本，松島（清水委員代理），石田，佃，桂，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，吉岡，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

浅田，高木，茂木，星埜

（オブザーバー）

笹井，高橋（東京都），池田（静岡県），上田（防災科研），松本（産総研），横田，塚越，舟崎，高橋，宇平（気象庁），小出（地磁気観測所），中川，小野寺（海上保安庁），中尾（地震研），畑中，中堀，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

明田川（文部科学省），杉本（総務省消防庁）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，北海道東方沖，青森県東方沖，福島沖，鳥取県中西部，石垣島近海などで M5 を越える地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の推定固着域周辺の地震活動は平常レベルに戻っている．

水準測量結果によると掛川市の水準点 140-1 に対する浜岡町の水準点 2595 は従来の傾向の範囲内で変動しているが，浜岡～御前崎間では若干南東上りの上下変動が検出された．この上下変動データを GPS データと合わせて解析すると，わずかではあるが御前崎沖のプレート境界面で断層すべりが生じたと推定される．

東海地域の異常地殻変動は依然として継続している．地殻変動の非定常成分は，最近になって南向き成分が減少するなど若干の変化が見られるが，GPS データから推定された断層すべりのモーメント解放量は Mw6.8 の地震に相当する値を超えてなお増加傾向にある．

３．房総半島の地殻活動について

10 月 4 日頃から 14 日頃にかけて，房総半島東部で南東向きの地殻変動が検出された．変位量は最大 2cm 程度で，変位の向きや大きさ，継続時間などが 1996 年 5 月に同地域で発生したイベントと類似している．この地殻変動がプレート境界面上のすべりに起因すると仮定して GPS データを解析した結果によると，すべり領域は房総半島沿岸から南東沖で，最大すべり量は約 10cm，Mw6.6 の地震に相当するモーメントが解放されたと考えられる．すべりの規模は 1996 年とほぼ同じであるが，すべり領域の中心はやや南寄りに推定された．

この地殻変動と同時に群発的な地震活動が観測された．この地震活動はプレート境界面で発生したと考えられ，時間とともに 3 つの領域を移動していったことが分かる．

勝浦の傾斜計はこの地殻変動に伴う傾斜変化を捉えたが，傾斜変化が生じたのは群発地震活動が勝浦付近に移動してきた 10 月 7 日頃からであった．

４．八丈島付近の地震活動について

八丈島付近では 8 月 13 日から群発的な地震活動が発生し，10 月はじめにほぼ収まった後，10 月 23 日から再び活発化した．最初の活動は八丈島北西部周辺で生じたが，活動域はその後西方 30km 程度の海域へと移動した．

この地震活動の中で長周期成分の卓越した地震が観測されており，広帯域地震計のデータからパーティクルモーションを解析した結果によれば，震源位置が八丈富士北西の深さ約 5km に推定される．

５．宮城県沖プレート境界の最近の活動について

宮城県沖のプレート境界では 11 月 3 日に M6.1 の地震が発生した．この地震は 1978 年宮城県沖地震の震源域より北に位置する小規模のアスペリティが破壊したものと考えられ，地震時にすべりが大きかった部分と余震の発生域との間に相補的な関係があることも分かった．この地域で発生した過去の地震の震源を再決定した結果，M6 級の地震を起こすアスペリティが 3 つ同定され，それぞれにおける地震の繰り返し発生の様子も明らかになったが，地震サイズや繰り返し間隔にはばらつきがあるように見える．

６．2000 年鳥取県西部地震のその後について

今回のトピックスでは，「2000 年鳥取県西部地震とその後」と題して，2000 年鳥取県西部地震後に行われた様々な観測・研究の成果に関する報告が行われ，こ

の地震から得られた新たな知見について議論が行われた（世話人：梅田康弘委員）.

2000 年鳥取県西部地震は 1989 年頃から群発地震が発生していた場所で発生した．1989 年以降，2000 年までの震源を精密に再決定すると，群発地震が 2000 年鳥取県西部地震の震源を取り巻くように場所を変えながら起こっていたことが明らかになった.

本震時のすべり分布を群発地震の震源分布及び P 波速度構造と比較すると，群発地震が P 波速度の速い領域で囲まれた中で発生していたこと，本震時のすべり量は群発地震震源域の外側で大きかったことなどが分かった.

一方，2000 年鳥取県西部地震の震源域付近では深さ 30km 付近で低周波地震が発生しており，その活動は本震後に活発化した．こうした活動は周辺地域では見られないものであり，地震発生との関連が注目されるが，妥当な解釈はまだ得られていない.

また，2000 年鳥取県西部地震の震源域付近では構造調査も行われており，反射法探査により地殻ーマントル境界さらにそれより深いところからの反射波も検出されている．この深部からの反射波は沈み込んだフィリピン海スラブ上面のものとすると浅すぎるので，今後の解析が待たれる.

また，MT 観測により震源域周辺の比抵抗構造を推定した結果によれば，震源域の直下に低比抵抗領域が見られ，群発地震は高比抵抗領域で発生していたという対応が見られる.

2000 年鳥取県西部地震の特徴として，地震発生前に活断層が知られていなかったことが挙げられる．地震発生後に行われた調査によって，震源域周辺で地震に伴うと思われる地変が多数見つかった．断層トレンチ調査の結果によれば，2000 年鳥取県西部地震の震源断層は未発達で，変形が一ヶ所に集中するのではなく，幅を持った破砕帯中に分散しているようである.

このように，2000 年鳥取県西部地震は変位速度の小さい未発達な断層で発生したと考えられるが，このことは，測地測量による歪み速度が小さかったことと整合的である．しかし，こうした事実は，群発地震域で大地震が発生したことと合わせて，内陸地域における大地震の発生ポテンシャルの評価に関して重大な問題を提起しており，今後さらに研究を続ける必要がある.

鳥取県西部地震の前兆現象としてはいくつかの報告例があるが，そのうちの一つとして，GPS 観測で震源域周辺を含む西日本の広域で 2000 年夏頃に東向きの変動が観測されたことが挙げられる．変動そのものは確かであると考えられるが，この現象と地震発生との関係はいまだ未解明である.

平成 14 年度
第 1 回地震予知連絡会強化地域部会
議事概要

日 時 2002 年 12 月 5 日（木）15 時 00 分～17 時 10 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

島崎部会長

（部会委員）

野津，金沢，阿部，加藤，山田，岡田，松本（佃委員代理），桂，伊藤，海津

（会長及び国土地理院長）

大竹，星埜

（招聘者）

溝上（判定会会長）

（オブザーバー）

笹井，高橋（東京都），池田（静岡県），杉原，棚田（神奈川県），中尾（地震研），松村（防災科研），高橋，宇平，舟崎（気象庁），小出（地磁気観測所），砂川，鈴木，村上，中堀，阿部，今給黎，小沢，鷺谷（地理院）

（省庁連絡員）

山崎（文部科学省），杉本（総務省消防庁）

議事概要

1．東海地域の地殻活動について

掛川～御前崎間の水準測量では，6 月から 9～10 月の間に御前崎付近が若干隆起したことが懸念されていたが，11 月に再度行われた測量では 9～10 月に見られた隆起を打ち消すような沈降が観測され，6 月と比較してこれまでと同様の変化傾向にあることが確認された.

GPS で検出された東海地域の異常地殻変動は依然として継続している．定常的な変動からの残差で見ると，2002 年 9 月以降は北向きの変動が見られるが，これは季節的な変動成分に対する補正が不十分なためと考えられる．このデータからプレート境界面における断層すべり分布を推定すると，一番最近の期間では御前崎の南側に僅かなすべりが生じているという結果が得られる．しかし，この結果は現段階で有意と言えず，今後の推移を注意深く監視していく必要がある.

東海地域では，伊豆諸島の地殻活動が一段落した 2000 年 9～10 月頃から，浜名湖直下や推定固着域の上盤側で地震活動が静穏化する一方，推定固着域の下盤側では活発化しており，この頃に異常地殻変動が開始したと推測される．フィリピン海プレート内における 1990 年以降の地震発生パターンに注目すると，地震発

生数が減少傾向にあること，2000 年及び 2002 年の地震発生パターンが 1999 年以前の平均的なパターンと比べて大きく変化していることが分かる．こうした変化はプレート境界の準静的なすべりに関係するものと推測され，こうした変化を説明するモデルの検討も行われている．

東海地域の異常地殻変動は，これまで GPS でのみ捉えられていたが，三ケ日における傾斜計のデータを解析したところ，2000 年以降に東上りの明瞭な変化が見られることが分かった．この変化は異常地殻変動を捉えたものだと考えられる．

東海地域を含むフィリピン海プレート北端部周辺の地殻変動速度を 1997～1999 年及び 2001～2002 年という 2 つの期間について比較すると，東海地域だけでなく伊豆半島や房総半島などでも地殻変動パターンが変化していることが分かる．こうした変化の原因としては，東海地域のプレート境界面における準静的な断層すべりに加え,2000 年の伊豆諸島周辺の地殻活動以後，広域的な場の変化が生じた可能性も考えられる．このため，より広い視点から観測データを見直すことが必要である．一方，現在すべりが生じていると推測される領域において，過去にエネルギーが蓄積されていたかどうかは重要な問題であり，プレート境界の固着状態に関するモデルについても詳細に再検討する必要がある．

最近の東海地域における様々な地殻活動異常は観測データが揃った 1980 年以降の中で特筆すべきものであり，プレート境界の固着が部分的にはがれて局所的な地震活動の静穏化や活発化が現れるという考え方と定性的に符合している．しかし，こうした現象が東海地震直前の最終段階を示すものか，自然現象の中に現れるゆらぎで今後以前の状態に戻ってしまうのかを判断することは，観測データが 20 年程しかない現時点では難しい．

第 150 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2003 年 2 月 17 日（月）13 時 00 分～17 時 32 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

本谷，長谷川，角森（野津委員代理），金沢，阿部，加藤，平田，本蔵，山田，尾池，梅田，橋本，松本（清水委員代理），石田，佃，桂，藤谷，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，吉岡，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，星埜

（招聘者）

飯尾（京大防災研），伊藤（産総研），藤本（産総研）

（オブザーバー）

小泉（産総研），佐野，中尾（地震研），笹井，高橋（東京都），池田（静岡県），塚越，舟崎，上野，宇平（気象庁），小出（地磁気観測所），中川（海上保安庁），畑中，西田，鈴木，中堀，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

明田川（文部科学省），杉本（総務省消防庁）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，宮城県沖，東海道沖，日向灘などで M5 を越える地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の掛川～御前崎間では 2002 年 10 月の測量で御前崎付近に沈降の不足が見られたが，11 月の測量で沈降不足が解消し，2003 年 1 月に行われた測量では従来の傾向通りの沈降が生じていることが確認された．

一方，東海地域の推定固着域周辺における地震活動は，地殻内，フィリピン海スラブ内とも平常レベルである．

東海地域の異常地殻変動は依然として継続している．最近では，平均的な変動からのずれの水平成分が以前より小さくなっているように見えるが，年周成分が十分に取り切れていない部分もあり，今後とも注意深く推移を見守る必要がある．一方，最近約 1 年間の隆起量は浜名湖の北東側で最大となっており，それ以前と比べてすべり領域が移動したことを示している．これらのデータからプレート境界面における断層すべりの時空間発展を推定した結果によれば，イベント開始以来のモーメント解放量は Mw6.8 を上回り，さらに成長を続けている．

３．東海道沖の地震活動について

1 月 19 日に東海道沖で M5.3 の地震が発生した．震源の深さは当初 40km 程度と推定されたが，地震規模の割に大きな表面波が励起されていること，特徴的な反射波が検出される点などを考慮した結果，深さ 10km 程度で発生した可能性のあることが分かった．この深さを仮定して震源メカニズムを求めると，この地震はプレート境界面上で逆断層すべりが生じたものと推定される．この地震は 1944 年東南海地震の震源域の東端付

近で発生しており，1966年，1968年にも似たような地震活動があったと考えられる．

4．宮城県沖の地震の余効変動について

宮城県沖では2002年11月3日にM6.1の地震が発生したが，周辺のGPS観測点では地震時のステップ状の変化に加えて地震後もゆっくりとした変動が検出された．この余効変動は最大でも1cm以下と小さいが，東北地方の内陸部に及ぶ広い範囲で検出された．このデータから推定される地震時及び地震後の断層すべりの総量はMw6.5程度となり，本震と同程度の断層すべりが地震後に生じたと考えられる．

5．室戸岬の上下変動について

安芸市と室戸岬の間で水準測量が実施され，1896年以来1946年南海地震の発生を含む約110年間について上下変動の経年変化が明らかになった．室戸岬は，南海地震をはさむ時期に安芸市に対して約1m隆起したが，それ以外の期間は年間5〜6mm程度の速度で沈降している．この観測結果を外挿すると南海地震の再来周期（90〜120年）の間の沈降量は0.5〜0.7m程度にしかならず，地震発生の1サイクルが終わった時点で残留隆起が残ることになる．しかし，この結果は地質学的な知見とは必ずしも整合的でなく，更なる検討が必要である．

6．活断層の深部構造と地震・地殻活動について

今回のトピックスでは，「活断層の深部構造と地震・地殻活動」と題して，陸域の断層の深部構造と内陸地震の発生過程の物理モデル関する議論を行った（世話人：佃榮吉委員）．

プレート境界の地震と異なり，内陸地震の発生過程については物理モデルが未だに確立していない．これまで，下部地殻では地震が発生しないのは流動的で弱いためと考えられてきたが，こうした考え方では説明できない観測事実が多い．そこで，下部地殻は強く，断層の深部延長付近が局所的に変形をしているという新しい仮説が提出され，この仮説を検証するべく科学技術振興調整費による「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」が実施され，地震学的及び電磁気学的な構造探査，GPSによる地殻変動観測，断層岩の観察，高温高圧の岩石実験，数値シミュレーションなどを通して，地殻及び断層の変形過程と内陸地震の発生過程に関する総合的なモデルの構築を目指す研究が行われてきた．この研究により，糸魚川－静岡構造線北部及び長町－利府断層周辺で地殻内の反射面分布や地震波速度構造，比抵抗構造と地殻変動分布が得られている．また，地震発生域の下限付近で形成された断層岩が現在地表に露出している場所では，脆性破壊と塑性変形が複雑に競合する複雑な変形様式や，水平方向に不均質な変形の様子が観察されるなど興味深い結果が得られている．こうした知見を総合して内陸地震の発生に関する物理モデルの構築を進める必要がある．

第151回地震予知連絡会 議事概要

日 時 2003年4月14日（月）13時00分〜14時34分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

（委員及び臨時委員）

大竹，島崎，岡田，谷岡，野津，池田，金沢，阿部，菊地，平田，山田，梅田，橋本，金田，佃，金澤，平木，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，吉岡，尾形

（国土地理院長）

星埜

（オブザーバー）

宮岡（気象庁），畑中，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

植田，木戸（総務省消防庁）

議事概要

1．役員の選挙について

委員の互選により，会長に大竹政和東北大学名誉教授が選出され，会長から島崎邦彦東京大学地震研究所教授と岡田義光防災科学技術研究所企画部長が副会長に指名された．さらに島崎副会長は強化地域部会長，岡田副会長は特定部会長に指名された．岡田副会長はトピックス部会の部会長にも指名された．また，各部会長によりそれぞれの部会の委員が指名された．

2．会議の公開について

テレビモニターシステムを使用した会議の公開について，事務局より説明があり，第152回からこのシステムを利用して会議を公開することについて承認された．現時点では隣接した小会議室でのテレビ中継による公開のみであるが，録画も行えることから，他の場所での公開についても考えるべきであるとの意見があった．

3．三ケ日の歪変化について

2003年4月8日18時頃から気象庁の三ケ日の体積歪計に伸びの変化が現れた．9日の6時頃には判定会委員招集基準のレベル3を超え（判定会は，3カ所以上でレベル3を越えた場合委員が招集される．），プレスリップの加速フェーズに似た変化を示した．

気象庁の他の歪計，防災科学技術研究所の傾斜計に変化がないことから，プレスリップによる変化ではないと考えられる．

また，三ケ日付近の GPS 観測結果には変化は現れていない．

第 152 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2003 年 5 月 19 日（月）13 時 00 分～17 時 00 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，山中（菊地委員代理），加藤，平田，本蔵，山田，梅田，橋本，松本（清水委員代理），石田，金田，佃，金澤，宇平（平木委員代理），伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，吉岡，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，星埜

（招聘者）

小原（防災科研），勝間田（気象庁），大見（京大防災研），岡田（東北大），武尾（地震研）

（オブザーバー）

佐野，中尾（地震研），小泉（産総研），小出，山里，塚越，弘瀬（気象庁），長屋（海上保安庁），畑中，鈴木，西田，中堀，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

宮川（内閣府），明田川（文部科学省），務台，植田，中西（総務省消防庁），笹井，高橋，滝山（東京都），牧田（静岡県）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，留萌支庁南部で M6 を越える地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の推定固着域周辺における地震活動は，地殻内，フィリピン海スラブ内とも平常レベルである．

水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間ではほぼ変化が見られない．

掛川市の水準点 140-1 に対する浜岡町の水準点 2595 の動きに特に変化は見られない．

遠州灘に面した海岸線に平行な路線では，スロースリップの中心の移動に伴って浜松周辺の隆起の中心が移動している様子が示されている．

東海地域の異常地殻変動は依然として継続している．最近では，平均的な変動からのずれの水平成分が以前より小さくなっているように見えるが，年周成分が十分に取り切れていない部分もあり，今後とも注意深く推移を見守る必要がある．

３．三ヶ日の歪変化について

2003 年 4 月 8 日 18 時頃から気象庁の三ケ日の体積歪計に現れた伸びの変化について，他の歪計には変化が現れておらず，プレスリップによるものではないと考えられる．モデル計算の結果，三ヶ日予備での歪み変化については，降雨の影響で説明されることがわかった．

また，防災科学技術研究所の傾斜計には変化が現れていない．

４．東南海地震当日の水準測量から推定されたプレスリップについて

東南海地震の当日に掛川付近で行われていた水準測量の観測資料及び手記に基づき，傾斜変動量が推定された．推定された変動量は，東海地域におけるプレスリップによって説明できる．推定されたプレスリップの位置は，現在東海地域で発生しているスロースリップの位置とほぼ同一域である．

５．中国地方の地震活動について

島根県から広島県にかけての地域で，2003 年 3 月 28 日から 5 月 3 日にかけて M4 クラスの地震が 3 個北北西―南南東に並ぶように発生した．鳥取県西部地震の震源域においても，本震の発生前から群発的な地震活動が震源断層に沿って発生していたことから，今後の見通しについて注目すべきであると考えられる．しかし，この地域は 1923 年頃から地震活動が見られる地域であり，短期的ではなくさらに長期的にみて判断すべきであるという意見があった．

６．低周波微動・低周波地震について

今回のトピックスでは，低周波微動・低周波地震について，その特徴とその成因についての現在の研究成果の説明があり，それらについて議論を行った．（世話人：長谷川委員）．

近年の地震観測網の整備により，これまで火山直下でのみ見られていた低周波微動・低周波地震が，プレートの沈み込み帯や活断層の直下など火山から離れた地域でも検出されるようになった．

プレート沈み込み帯で発生している低周波微動は水の関与が深いと考えられ，水の発生源としてはスラブからの脱水反応の可能性が非常に高いと考えられている．

鳥取県西部地震の震源域など西南日本内陸の活断層

の直下においても深部低周波地震が発生していることがわかってきた．鳥取県西部地震の震源域直下では，本震の発生以前に深部低周波地震が発生しており，本震発生後活動が活発化した．

東北地方の地殻深部で発生する深部低周波地震は，Vp/Vs 比が大きな領域とその周辺で発生している．鉛直方向には Vp/Vs 比の大きな領域の上端付近に分布している．これらの低周波地震の発生領域は，第四紀火山の分布とほぼ対応する．

これらのように内陸部で発生する深部低周波地震とプレート沈み込み帯で発生する低周波微動とは，性質が異なる可能性がある

プレート境界で起こっている低周波地震は，プレート間で発生する地震とかなり近い領域で発生していることから，密接に関連していると考えられ，プレート境界で発生する地震を考える上で重要な発見であると考えられる．GPS 等の地殻変動観測との対応がつけばプレート境界をモニターする新しい技術となる可能性があるとの指摘がなされた．

平成 15 年度第 1 回地震予知連絡会特定部会議事概要

日 時 2003 年 6 月 6 日（金）13 時 00 分～16 時 00 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

岡田部会長

（部会委員）

谷岡，長谷川，島崎，平田，山田，梅田，金田，佃，金澤，伊藤，海津

（招聘者）

金沢（地震予知連絡会委員），尾形（地震予知連絡会臨時委員）

（会長及び国土地理院長）

大竹，星埜

（オブザーバー）

山中，酒井，中尾，土井（地震研），長屋（海上保安庁），西出，宇平，中澤，近藤，弘瀬（気象庁），土井（岩手県），村上，今給黎，鈴木，中堀，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

明田川（文部科学省），務台，中西（総務省消防庁）

議事概要

1．平成 15 年（2003 年）5 月 26 日の宮城県沖の地震について

2003 年 5 月 26 日に宮城県沖で M7.0 の地震が発生した．震源分布から，この地震は沈み込む太平洋プレート内部で発生したと考えられる．

この地震に伴う余震活動は順調に減衰している．

この地震による揺れは，兵庫県南部地震と比較するとかなり短周期成分が卓越していた．

この地震に伴い広域にわたる地殻変動が観測されている．

観測された地殻変動から震源断層モデルが推定されており，断層面は高角でやや横ずれ成分を伴った逆断層性のすべりであったと考えられる．また，推定されたモーメントマグニチュードは 6.9 である．

今回の地震の東側では 2002 年 11 月 3 日に M6.1 の地震が発生しており，その後本震と同程度の規模のプレート間すべりが発生していたことが推定されている．

このプレート間すべりによるクーロン応力変化は小さく，今回の地震に及ぼす影響は小さいと考えられる．

今回の地震の地震波形から，断層面上でのすべり分布が推定されている．この地震では，主要なすべりが 10 秒程度の間に 2 回あったと考えられる．また，この地震のモーメントマグニチュードは 7.0 と推定された．

今回の地震が 1978 年宮城県沖地震の震源断層面に与える影響は，地震発生を加速する方向には働くものの，その大きさは潮汐による応力変化とほぼ同程度であり，実際にはほとんど影響しないものと考えられる．

今回の地震を含む地域の震源分布から，1978 年の宮城県沖地震の約 4 ヶ月前に発生した M6.7 の地震は，今回の地震とは異なり，沈み込むプレート内に水平にのびる断層面で発生したと考えられる．今回の地震が発生した領域は，従来から活動度が高い領域ではあるが，今回の断層面に沿った面上での活動があったようには見えない．1978 年の宮城県沖地震のすべり量が大きい領域では，震源の並びに段差があり，この領域が周りと異なる可能性が考えられる．

今回の地震が想定される宮城県沖地震の発生を早める方向に影響するかについては，地震発生を多少加速する方向に働くものの，量的には潮汐による応力変化レベルであると推定されることから，ほとんど影響がないと考えられる．今回の地震が地震の準備過程の中でどのように位置づけられるかについても議論があったが，現時点での判断は難しい．

第 153 回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2003 年 8 月 18 日（月）13 時 00 分～17 時 26 分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，海野（長谷川委員代理），野津，池田，金沢，（阿部），山中（菊地委員代理），加藤，平田，本蔵，山田，尾池，橋本，清水，石田，金田，佃，金澤，平木，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，吉岡，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，星埜

（オブザーバー）

田中（東北大），佐野，中尾（地震研），小泉（産総研），小出，山里，弘瀬，西出（気象庁），長屋，伊藤（海上保安庁），畑中，辻，鈴木（平），相田，中堀，阿部（博）（地理院）

（省庁連絡員）

宮川（内閣府），明田川（文部科学省），藤原（国土交通省），中西（総務省消防庁），笹井，高橋（東京都），牧田（静岡県）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，日本海北部で M7.1 の深発地震が発生した．また，宮城県沖で M7.0 の地震，宮城県北部で M6.2 の地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間ではほぼ変化が見られない．

掛川市の水準点 140-1 に対する浜岡町の水準点 2595 の動きは，最近の 2～3 年間は年周変化が小さくなっているが，変動の傾向は今までと変わらない．

上下変動の様子を面的に見ると，駿河湾沿岸の沈降，浜名湖周辺の隆起というこれまでの傾向が続いている．

東海地域の異常地殻変動は依然として継続している．2003 年に入ってから，平均的な変動からのずれの水平成分の変化が大きくなり，推定されるプレート間すべりの量は以前の量に戻りつつあるようにも見えるが，この期間行われている電子基準点のアンテナ交換等の影響でデータに誤差が含まれている可能性もあり，今後とも注意深く推移を見守る必要がある．

この異常地殻変動は，防災科学技術研究所の傾斜計でも検出された．

東海地域の地震活動は，浜名湖の東側で静穏化している．

３．伊豆半島東方沖の地震活動について

伊豆半島東方沖では 6 月 13 日から小規模な地震活動が始まった．震源分布は 2002 年 5 月の活動のやや東側に位置する．

この活動に伴い，地殻変動が検出されている．

検出された地殻変動の大きさに比較して，地震活動は低調であった．

４．東海固着域のトリガー作用について

東海地域の固着域における地球潮汐のトリガー作用について話題提供があった．東海地域の推定固着域において，地球潮汐が地震発生に及ぼす影響について調査を行った結果，中規模地震の発生や地震活動の変化については地球潮汐との相関が見られた．プレート境界の固着が特に強いと考えられる固着域の中央部の地震活動の活性化領域では特に顕著である．

５．宮城県北部の地震活動について

5 月 26 日に宮城県沖で M7.0 の地震が発生した．発震機構は太平洋プレートの沈み込む方向に圧力軸を持つ型で，プレート内部で発生した地震である．この地震以降，岩手・秋田県境から山形・宮城県境にかけての陸域浅部で地震活動が活発化した．

この地震の後，7 月 26 日に宮城県北部で M6.2 の地震が発生した．活動は前震－本震－余震型で推移し，余震活動は順調に減衰している．前震及び本震の発震機構は，北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であったが，震源域北端で発生した最大余震の発震機構は北東－南西方向に圧力軸を持つ逆断層型であった．なお，本震の CMT 解は南北走向，東西圧縮の逆断層型であり，地震波の初動を用いた発震機構解とは異なっている．

震源域近傍で臨時に実施された地震観測により，震源分布が詳細にとらえられた．震源域の北部ではほぼ南北走向で西側へ傾き下がる傾斜面に沿って震源が分布し，傾斜面の中央付近では，それと共役な面に震源が並んでいる．震源域の南部では，北東－南西走向で北西側に傾き下がる面に震源が並んでいる．

7 月 26 日 7:13 の本震の前には地震活動域が北方へ拡大し，本震後に活動域は東側と北側へ拡大した．

地震波形を用いた震源インバージョンの結果によれば，破壊は南部で始まり，浅くなりながら北向きに進み，北部の浅い部分で大きなすべりを起こしたと考えられる．

この地震に関連して，水準測量，GPS 測量，合成開口レーダ等により，地震に伴う地殻変動が詳細にとらえられた．得られた地殻変動データから，南北走向の

断層面と，北東－南西走向の断層面の 2 枚の断層面ですべりが生じたと推定される．推定された断層面は本震の位置とは重ならないが，測地測量から求められる断層面は断層のすべり量が大きい領域を示すものであり，破壊の開始点と必ずしも一致するものではないと考えられる．

震源域付近では，S 波速度が遅い領域が西側深部から延びており，今回の地震の発生と関係している可能性がある．

震源域近傍には旭山撓曲が存在するが，震源分布から推定される断層面の延長が地表を切る位置とは一致しない．東側に存在する石巻湾断層の北部延長と一致する可能性もあるが，現在のところ判断できない．

この地震に関連して，7 月 26 日には震度 6 が 1 日に 3 回記録された．最大観測震度 6 が 1 日に 3 回あったことはこれまでなく，初めてのことであるが，これは震度観測点が約 20 倍に増えたことによるものであり，震度観測が気象官署のみで行われていた時期と直接比較することは適当でない．

今回の地震は，M6 クラスの地震としては，地震観測データや測地観測データがこれほどそろっているのは史上初めてのことである．

地震の直前に震源域を横断する形で水準測量が行われていたが，地震前には特に異常な変動はとらえられていない．この地震については直前に前兆現象は観測されなかったという事実は重要な結果である．

発生した地震が本震か前震かを確率的に識別することが議論されたが，ある程度のデータの蓄積が必要であり，現状で克服すべき技術的困難が少なくない．

第 154 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2003 年 10 月 21 日（火）13 時 00 分～17 時 26 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，三浦（長谷川委員代理），野津，池田，金沢，阿部，加藤，平田，本蔵，山田，梅田，松本（清水委員代理），石田，金田，佃，金澤，西出（平木委員代理），伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，星埜

（招聘者）

山中（地震研），笠原（北大）

（オブザーバー）

本谷（北大），佐野，中尾（地震研），木股（名大），小泉（産総研），松村，廣瀬（防災科研），西出，宇平，中澤，近藤，弘瀬（気象庁），中川（海上保安庁），平田（海洋科学技術センター），箱岩，畑中，鈴木，相田，中堀，阿部（地理院），根本（国土交通大学校）

（省庁連絡員）

宮川（内閣府），明田川，小清水（文部科学省），近藤（総務省消防庁），神作（東京都），加藤（静岡県），藤原（国土交通省）

議事概要

1．十勝沖地震について

9 月 26 日 4 時 50 分に十勝沖で M8.0 の地震が発生した．その後，6 時 8 分には M7.1 の最大余震が発生した．

余震分布は釧路海底谷を越えて東側には広がっていないように見える．

この地震に伴う地殻変動が観測されている．

地震後の余効変動が観測されている．

また，震源域付近の海底に設置されていた津波計により，海底の上下変動が検出されている．

この地震に伴い，津波が観測されている．今回の地震の津波遡上高と 1952 年十勝沖地震の津波遡上高とを比較すると，釧路より東側では 1952 年十勝沖地震の津波の方が大きく，えりも東側では今回の地震の津波が大きいが，その他の地域ではほぼ同程度であった．

震源域よりも海溝側で低周波地震が発生している．

海溝に近いことから，水の関与が考えられる．

2003 年十勝沖地震のメカニズム解は，1952 年十勝沖地震のメカニズム解とよく一致し，プレート境界で発生した地震であると考えられる．

2003 年十勝沖地震の震源域では，本震の 3 時間ほど前に M2.4 の前震が発生している．前震の規模は異なるが，前震―本震―最大余震の位置関係は，1952 年十勝沖地震とよく似ている．

この地震の後，北海道東部の内陸の浅い地震活動が活発化の傾向にある．

北海道とその周辺の M5 以上の地震について，1952 年十勝沖地震の前に地震活動の低下があったが，今回の地震の直前には地震活動の低下は認められない．しかし，1996 年以降の長期的な地震発生率は 1926 年からの期間ではもっとも低くなっていた．

今回の地震の震源域付近では静穏化が起こっていた．1952 年十勝沖地震でも同様に静穏化が起こっていたと考えられる．

今回の地震の前に，深発地震の発生回数の増加が見られた．この深発地震活動は 1952 年十勝沖地震の際にも同様に増加傾向が見られる．

同様の傾向が 1993 年釧路沖地震の際にも見られるなど，この地域については普遍的な現象である可能性が示された．

GPS の観測結果から，今回の地震の震源域ではプレート間カップリングの強度が高かったことが推定されている．

今回の地震について，地震波や地殻変動の観測結果から断層面上のすべり分布が求められている．広帯域地震計の観測波形から求められたすべり分布では，すべりの大きな領域が余震の震央付近を避けるように分布している．

強震計の波形から求められたすべり分布も同様の傾向を示している．

津波波形から求められた断層面上のすべり分布は，広帯域地震計の波形から求められたすべり分布とよい一致を示す．

本震に伴う地殻変動とその後の余効変動から推定されたすべり分布から，余効変動のすべりが時間とともに東側と深い部分へ広がっていることが示された．

今回の地震についてプレスリップの検知可能性の検討が行われた．

GPS の観測データを用いて 30 秒ごとの観測点相互の位置変化を求めたが，地震直前には特に大きな変化は見られなかった．

北海道太平洋岸に配置されている伸縮計，歪計，傾斜計などの連続観測記録の解析から，地震の直前にはノイズレベルを超えるような変化は得られなかったが，地震による変動は非常に精密にとらえることができた．

えりも観測点における歪・傾斜変化の解析から，9 月 10 日頃から歪，傾斜共に変化しているように見え，雨の影響とは異なる変化のように見えるが，はっきりしたことは現在のところわからない．

GPS で求められたバックスリップは千島海溝沿いに連続して分布しているが，今回の地震ではその一部しか解放されていない．釧路沖の領域については余効変動で解放されつつあるが，蓄積された量と比較するとまだ十分には解放されていない．1952 年十勝沖地震の釧路沖のアスペリティが今後どうなるか注意する必要がある．

今回の地震について考える上で，1952 年の地震との比較だけではなく，1894 年に釧路沖で発生した地震との関連についても検討する必要があり，過去の資料について見直していく必要がある．

第 155 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2003 年 11 月 17 日（月）13 時 00 分～18 時 05 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，加藤，平田，本蔵，山田，尾池，梅田，橋本，清水，金田，佃，金澤，宇平（平木委員代理），伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，尾形，吉本（吉岡臨時委員代理）

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，星埜

（招聘者）

山中（地震研）

（オブザーバー）

原田，小出，西出，山里，近藤，上野（気象庁），佐野，中尾（地震研），島田，大澤，酒井（JAXA），小泉（産総研），藤田，長屋（海上保安庁），小原，堀（防災科研），畑中，相田，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

明田川，小清水（文部科学省），中西（総務省消防庁），笹井，高橋（東京都），牧田（静岡県）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，十勝沖で M8.0 の地震が発生した．また，宮城県沖で M6.8 の地震，奄美大島近海で M6.0 の地震，ウラジオストク付近で M6.2 の深発地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では御前崎側で沈降が見られるが，浜岡から御前崎にかけてはほぼ平坦である．

掛川市の水準点 140-1 に対する浜岡町の水準点 2595 の動きは，最近の 2～3 年間は年周変化が小さくなっているが，変動の傾向は今までと変わらない．

東海地域の異常地殻変動は依然として継続している．2003 年に入ってから，平均的な変動からのずれの水平成分の変化が大きくなり，2001 年のレベルに近くなっ

ているが，季節変動的な変化も見られることから，今後とも注意深く推移を見守る必要がある．

3．伊豆半島東部における地殻変動について

伊豆半島東部における水準測量により，伊東験潮場付近の隆起が検出された．1998年以降はほとんど変化がなかったが，2002年以降再び隆起に転じている．

4．十勝沖地震について

9月26日に発生した十勝沖地震の余震活動は順調に減衰している．余震分布は，釧路海底谷の東側へは広がっていない．

地震後の余効変動が観測されており，そのパターンが変化してきているように見える．地殻変動から推定された地震時及び地震後のすべり分布から，余効変動のすべりの範囲は地震時よりも東西に広がっていることが推定される．

5．福島県沖の地震活動について

10月31日に福島県沖でM6.8の地震が発生した．発震機構は西北西―東南東方向に圧力軸のある逆断層型であり，太平洋プレートと陸のプレートとの境界で発生した地震と考えられる．

地震波形を用いた震源インバージョンにより，この地震のすべり分布が推定されている．余震の震央分布とすべり量の大きい領域は重ならないように見える．また，推定されたすべり分布は，この付近で過去に発生した地震のすべり量が大きい領域と重ならないように見える．

この地震に伴い，わずかな地殻変動が観測されている．地殻変動から推定されたすべり分布は，地震波形から推定される領域よりも若干南側へずれているように見えるが，ずれが有意であるかどうかは現時点ではわからない．

6．豊後水道の低周波地震活動について

2003年8月末から，豊後水道で低周波地震の活動があった．2ヶ月にわたる活動は2001年以降では初めてのことである．

この活動に伴い，定常的な地殻変動からのずれが観測されており，断層モデルが推定されている．

この地殻変動は防災科学技術研究所の傾斜計によっても検出されている．

この地域では，1996年から1997年にかけてスロースリップが発生していたことが地殻変動からとらえられており，今回の活動は前回の活動とほぼ同じ領域で発生している．

このスロースリップという現象は，房総半島や豊後水道，東海地方などさまざまな場所で発生しているが，いずれもフィリピン海プレートに関係しており，太平洋プレートでは発生していないこと，また，房総半島や豊後水道における6～7年という発生間隔の意味，東海地方でのスロースリップとの時定数の違いについて議論が行われた．

7．観測の精度について

今回のトピックスでは，地震や地殻変動に関する観測の精度について説明があり，それらについて議論を行った．（世話人：岡田委員）．

地震観測については，気象庁などの関係各機関により整備された地震計の一元化処理により，検出精度が非常に高くなったこと等が報告された．

GPS連続観測網の精度については，解析結果に含まれる誤差要因や解析戦略の改良等による解析結果の精度向上についての報告があった．その他，人工衛星からの地殻変動観測，海底地殻変動観測，地下水観測の観測精度についての報告があり，議論が行われた．

第156回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2004年2月16日（火）13時00分～17時20分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，海野（長谷川委員代理），野津，金沢，阿部，加藤，平田，本蔵，山田，竹本，梅田，橋本，松本（清水委員代理），石田，金田，佃，金澤，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，渡邊

（招聘者）

遠田（産総研），片尾（京大防災研），宮澤（京大防災研）

（オブザーバー）

小泉，桑原（産総研），佐野，中尾（地震研），木股（名大），小出，山里，中澤，近藤（気象庁），鈴木，畑中，相田，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

明田川（文部科学省），中西（総務省消防庁），笹井，高橋（東京都），牧田（静岡県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間では，十勝沖地震の余震域でM6.0の地震が発生した．また，宮城県沖でM6.2の地震，父島近

海でM6.4のやや深発地震,東海沖でM6.5の深発地震,久米島西方沖でM6.0の地震，台湾付近でM6.6の地震が発生した.

2．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では御前崎側で沈降が見られる.

掛川市の水準点140-1に対する浜岡町の水準点2595の動きは,最近の2～3年間は年周変化が小さくなっているが，変動の基本的な傾向は今までと変わらない.

東海地域の異常地殻変動は依然として継続している.2003年に入ってから，平均的な変動からのずれの水平成分の変化が大きくなり，2001年のレベルに近くなっているが，季節変動的な変化も見られることから，今後とも注意深く推移を見守る必要がある.

この異常地殻変動と地震活動の間にはある程度の対応関係が見られる.

3．十勝沖地震について

9月26日に発生した十勝沖地震の余震活動は順調に減衰している.余震分布は,2004年1月に入ってから,北東及び南西方向に拡散する傾向が見られ，釧路海底谷を越えて東側へ広がっているように見える.

地殻変動から推定された地震時及び地震後のすべり分布から，地震時に大きく滑った領域では余効変動のすべりはほとんど見られず，その周辺ですべりが生じていると考えられる.

北海道周辺の地震活動度の分析から，十勝沖地震の発生領域では，地震の発生に先行して活動度が低下していたことが明らかとなった.

4．地震発生のトリガリングについて

今回のトピックスでは,「トリガリング」と題して,地震発生のトリガリングについて議論を行った.(世話人：橋本委員).

近年，地震発生などに伴う応力変化による周辺での微小地震活動度の変化について扱う静的トリガリングに関する研究や，遠距離で発生した大規模な地震により引き起こされる微小地震活動など動的トリガリングに関する研究が行われてきている.

地震発生に伴うクーロン応力の変化を計算し，微小地震活動度と比較する初期の研究から，中長期的な地震発生確率へ地震発生に伴う応力変化の影響を加味する新しい試み等が行われてきている．このクーロン応力変化と微小地震活動度の変化との関係から，微小地震活動から逆に応力を推定することにより，応力の時空間変動をモニターできる可能性があると考えられ,東海地域へ応用した例についての報告があった.

また，地震発生数の統計的分析から，大きな地震発生前の非地震性すべりによる応力変化により微小地震の発生が抑制されたと考えられる例などについての報告があった.

その他，兵庫県南部地震の発生後，震源域の北部で活発化した地震活動が月齢に相関して増減する例や,遠距離で発生した大規模な地震により誘発された微小地震活動についての報告があり，議論が行われた.

第157回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2004年5月17日（火）13時00分～17時15分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，岡田（長谷川委員代理），野津，池田，金沢，阿部，加藤，平田，山田，竹本，梅田，橋本，清水，石田，堀（金田委員代理），桑原，谷，櫻井，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，渡邊

（招聘者）

佐藤（地震研），酒井（地震研），小川（東工大），鷺谷（名大）

（オブザーバー）

佐野，中尾（地震研），小原（防災科研），松原（防災科研），小泉（産総研），小出，山崎，阿南，松島，弘瀬，鎌谷（気象庁），渡辺（海上保安庁），志茂，畑中，相田，中堀，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

明田川（文部科学省），羽田（総務省消防庁），笹井，高橋，大野，星野（東京都），牧田，坪井（静岡県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間では，特に目立った活動はなかった.

2．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では御前崎側で沈降が見られる．掛川市の水準点140-1に対する御前崎市（旧浜岡町）の水準点2595の動きは，最近の観測では御前崎市側が沈降傾向を示しているが，GPS観測による水平変動には変化が見られないことから，浜岡側が局所的に沈降したためであると考えられる．御前崎の傾斜変動は西下がりの傾向

が続いていたが，4月初めから4月下旬にかけてその動きが鈍化した．その後は再び西下がりの動きに回復している．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は依然として継続している．2003年に入ってから，平均的な変動からのずれの水平成分の変化が大きくなり，2001年のレベルに近くなっている．2003年以降，上下変動に季節変動的な変化が見られるが，2003年以降はそれ以前と季節変動のパターンが変化していることから，季節変動の補正が過剰になっているためと考えられる．このことはすべり量の見積もりには大きな影響は与えていない．

2000年以降，スロースリップが発生している領域の東隣では全体的に地震活動は低調であるが，場所によっては活発化している．プレートの上盤側とプレート内部では，活発化した領域は上盤側がやや内陸側にずれており，プレート間カップリングの強い領域があることで説明できる．

3．十勝沖地震について

2003年9月26日に発生した十勝沖地震の余震活動は，震源域東側で最近やや活発化している．地殻変動から推定された地震時及び地震後のすべり分布から，地震時に大きく滑った領域では余効変動のすべりはほとんど見られず，その周辺ですべりが生じていると考えられる．余効変動のすべりは最近も続いている．十勝沖地震発生後，北海道内陸で地震活動が活発化した．直後は近傍で活発化し，その後，北部及び東部に拡散した．

2004年4月26日から北海道東部の斜里岳直下で群発的な地震活動が発生した．発生した領域は十勝沖地震の発生前までは地震活動が非常に低調であった．発生している地震のメカニズムは火山フロントや活断層の走向と調和的である．

4．東北地方のスラブ内の地震活動について

1997年から2002年にかけて東北地方のスラブ内の地震活動は低調であったが，2003年後半からやや活発化している．特定の場所で活発化しているわけではなく，全体的に活動度が上昇していると考えられる．

5．伊豆半島沖の地震活動について

2004年4月24日から伊豆半島東方沖で小規模な地震活動が始まった．この地震活動に伴う地殻変動が，歪計，傾斜計，地下水位観測などによりとらえられている．この地殻変動は地下にダイクが貫入したことで説明できる．

6．丹波山地の微小地震活動について

近畿北部における微小地震活動の低下について話題提供があった．丹波山地では2003年1月以降，活動度が低下しているが，周辺領域では活動度の低下は見られない．これまでに数回このようなことが見られたが，最近では兵庫県南部地震前にも同様の傾向が見られている．最近は，西日本が活動期に入っていることもあり，今後注意すべきであると考えられる．

7．糸魚川―静岡構造線研究の最近の成果について

今回のトピックスでは，活断層の深部構造と地殻活動(その 2)として，糸魚川―静岡構造線研究の最近の成果について議論を行った．（世話人：桑原委員）．

糸魚川―静岡構造線については，様々な調査観測が行われており，調査観測の結果とその解釈についての報告が行われた．

地殻浅部の地震が多く発生するこの地域では，現在の地震観測点密度ではまだ不十分であり，臨時観測点の設置，人工地震探査で得られた地殻内の速度構造を用いる等により，震源決定精度が向上した．糸魚川―静岡構造線周辺で発生する地震は，線状に配列し，全体としては構造線と関係しているように見えるが，直上に断層線があるわけではなく，構造探査から明らかになっている東側に傾斜する反射面の下に地震が発生していること，線状に並んでいる震源はほぼ鉛直に分布していること等が報告された．

糸魚川―静岡構造線北部において人工地震による地殻構造探査が行われ，中央隆起帯の地下深部に低速度領域が存在し，糸静線北部では東傾斜の断層であること，構造探査からは微小地震活動が下盤側の活動と考えられるとの説明があった．

この地域では電磁気探査も行われており，飛騨山地の地下に低比抵抗領域が存在すること，中央隆起帯と呼ばれる地域の地下では高比抵抗の領域が存在すること，活褶曲直下に低比抵抗領域が見られること等が明らかになっている．

糸静線付近の地殻変動の観測から，下部地殻の低比抵抗領域と地殻歪み速度の大きい領域が対応すること等が明らかにされている．また，地殻変動のシミュレーションから，観測されている地殻変動を説明するためには，低角の断層の深部でのすべりでは説明できないとの報告があった．

これらの報告を受けて，観測は可能な限り同一の場所で行うなど，対象を様々な手法を用いて総合的に観測し，理解することが重要である等の議論があった．

第 158 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2004 年 8 月 23 日（月）13 時 00 分～17 時 23 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

勝俣（谷岡委員代理），長谷川，角森（野津委員代理），池田，金沢，阿部，加藤，平田，山田，竹本，梅田，橋本，松本（清水委員代理），石田，金田，桑原，谷，櫻井，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，渡邊

（招聘者）

福山（防災科研），佐野（地震研），伊藤（産総研），石井（振興会），山内（名大）

（オブザーバー）

小泉（産総研），松村，小村（防災科研），小出，山崎，阿南，弘瀬，近藤，石川（気象庁），渡辺（海上保安庁），志茂，畑中，相田，阿部（地理院）

（省庁連絡員）

宮川（内閣府），緒方，大城（文部科学省），下河内，中西，阿部（総務省消防庁），高橋（東京都），坪井（静岡県）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，房総半島南東沖で M6.7 の地震が発生した．また，千島列島で M6.3 のやや深発地震，沖縄本島近海で M6.1 の地震，台湾付近で M6.1 の地震が発生した．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較して御前崎側で隆起が見られるが，前々回の観測結果との比較では特に大きな変化はなかった．掛川市の水準点 140-1 に対する御前崎市の水準点 2595 の動きは，最近の 2～3 年間は年周変化が小さくなっているが，変動の基本的な傾向は今までと変わらない．上下変動の様子を面的に見ると，駿河湾沿岸の沈降，浜名湖周辺の隆起というこれまでの傾向が続いている．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は依然として継続している．2003 年以降，平均的な変動からのずれの水平成分の変化速度が大きくなり，2001 年のレベルに近くなっている．

３．北海道周辺の地震活動について

7 月 8 日に千島列島ウルップ島付近で M6.3 のやや深発地震が発生した．

2003 年 9 月 26 日に発生した十勝沖地震の余効変動のすべりは最近も続いている．地殻変動の東西成分，南北成分変化率の推移から，余効変動はしばらく継続すると考えられる．

４．岩手県沖の地震活動について

対象期間外であるが，8 月 10 日に岩手県沖で M5.8 の地震が発生し，最大震度 5 弱を観測した．

５．房総半島南東沖の地震活動について

5 月 30 日に房総半島南東沖のプレート三重会合点付近で M6.7 の地震が発生し，弱い津波を伴った．この付近では 5 月以降地震回数が増えはじめ，5 月 16 日には M5.0 の地震が発生していた．

６．沖縄付近の地震活動について

沖縄本島近海で 7 月 22 日に M6.1 の地震が発生した．7 月末には余震活動は収まりつつある．

台湾付近で 5 月 19 日に M6.1 の地震が発生した．

７．DD トモグラフィによる震源断層とアスペリティのイメージングについて

Double-difference tomography 法では，震源域の三次元不均質構造を高分解能でイメージングすることが可能である．この DD トモグラフィ法を兵庫県南部地震などの内陸地震に適用した結果，断層面に沿って低速度領域が存在すること，断層面内の相対的な高速度領域がアスペリティと対応しているように見えることが報告された．

８．十勝沖地震前の地震活動度変化について

地震活動の再検討により，十勝沖地震の発生前に太平洋プレート上面及びプレート内部の地震活動が変化していた領域があったことが報告された．また，深さ 100km までの M2.5～5.0 の地震の発生数の検討から，1998 年頃から十勝沖地震の震源域において静穏化が起こっていたことがわかった．

９．近畿北部における最近の地殻活動について

近畿地方の地震活動度は，2003 年 1 月頃から低下している．4 月 16 日と 5 月 19 日に M3.6 の地震が発生した後，地震の積算回数グラフの勾配は少し戻ったが，依然として丹波山地全体の活動度は低い．また，地震活動度の低下と共に，地殻変動観測にも変化が現れている可能性があるとの報告があったが，降水量との関係を指摘する意見もあった．この件についての結論は出なかったが，丹波山地の地殻活動については，今後議論を深める必要があるとの認識が示された．

１０．応力・メカニズムの現状評価について

今回のトピックスでは，応力・メカニズムの現状評価として，地殻応力測定の現状と今後の展望について議論を行った．（世話人：平田委員）．

GPS 観測により求められる歪や地震のモーメントテンソルインヴァージョンから求められる応力と地殻応力測定により求められる応力との対応関係がはっきりしないことや，観測方法に起因する本質的な問題などのこれまで解決方法がなかった問題点について，最近解決方法が提案されつつある．

地殻活動を議論する上で地殻応力の実測は不可欠であり，機会あるごとに議論することが必要である．

第 159 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2004 年 9 月 17 日（火）13 時 00 分～17 時 10 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

勝俣（谷岡委員代理），海野（長谷川委員代理），角森（野津委員代理），金沢，鶴岡（阿部委員代理），加藤，平田，山田，竹本，梅田，橋本，松島（清水委員代理），堀（石田委員代理），金田，桑原，谷，櫻井，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，渡邊

（オブザーバー）

小原（防災科研），佐野，酒井（地震研），中尾（鹿児島大），堀（海洋研究開発機構），山崎，阿南，橋本，弘瀬，近藤（気象庁），渡辺（海上保安庁），志茂，米渓，中堀，小野塚（地理院）

（省庁連絡員）

宮川（内閣府），和田，武田（文部科学省），植田，中西（総務省消防庁），坪井（静岡県），祖父江（愛知県），

杉琴（和歌山県），今西（奈良県），中園（岐阜県）

議事概要

１．紀伊半島南東沖の地震活動について

2004 年 9 月 5 日 23 時 57 分に紀伊半島の南東沖で M7.4 の地震が発生した．この地震の約 5 時間前の 19 時 07 分には M6.9 の前震が発生しており，地震活動は前震－本震－余震型で推移している．地震の発震機構は南北方向に圧力軸を持つ逆断層型で，フィリピン海プレート内部で発生した地震と考えられる．前震から本震直前まではトラフ沿いに活動が見られ，本震後，北西方向に活動が延びたが，この北西方向の活動は 9 月 9 日には減衰した．

この地震に伴い，広域にわたる地殻変動が観測され，三重県の志摩半島では約 5cm 南へ変位した．この地震の余効変動は現在のところ確認されていない．

トラフ沿いに発生している地震は多くが正断層型であるが，今回の震源域付近では以前から南北方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震が発生していた．

震源域で発生している余震の発震機構は発生場所によって異なり，トラフ付近では逆断層型であり，本震の北西で発生している余震の発震機構は本震とは異なる横ずれ型のメカニズム解を示す．

今回の地震の波形解析から，断層面上でのすべり分布が推定されている．波形解析から推定された本震の断層面は北西－南東方向の走向である．断層面の傾斜方向については北傾斜と南傾斜のどちらでも説明が可能であり，いずれかを選ぶことは難しい．

それに対し，地殻変動からはトラフ軸に平行な走向の断層面が推定されている．

震源域付近の海底地形には北西－南東方向のリニアメントが見られ，本震から北西方向に延びる震源分布と調和的である．

熊野灘周辺では海洋研究開発機構により構造探査が行われており，フィリピン海プレートのリッジの沈み込みに伴う速度異常やトラフ付近のプレートを切るような北傾斜の逆断層構造，トラフ軸と交差する方向の横ずれ断層を示唆するような構造などが見いだされている．このような構造と今回の地震との関係は深いと考えられる．

この地震の震源域で発生している地震は，明瞭な後続波を伴っている．

この後続波を利用して震源の深さを求めることが可能である．

しかし，この方法は用いる地震波速度構造モデルの影響を強く受けるため，複数の機関で異なる結果が得られている．

また，この地震後から紀伊半島南東沖の広い範囲で超低周波地震が観測されている．この超低周波地震の震源の深さは非常に浅く，付加帯内部でのすべりによって発生している可能性がある．

今回の地震では，震源域が陸域から離れた海域であることから，震源の深さ方向の精度が得られない．DD 法や後続波を用いた深さ決定などの方法によって，震源の水平方向，深さ方向の分布の再決定が試みられて

いるが，速度構造の影響を強く受けるために機関によって異なる結果が得られている．

現在のところ，震源分布から断層の形状を推定することが困難である．本震の発震機構についても機関によって異なる結果が得られており，決定的な解は得られていない．また，求められた発震機構は必ずしも余震分布と調和的ではない．地震波形から推定された断層の形状と地殻変動を説明できる断層の形状も一致しないことから，現時点では断層モデルについての結論を得ることはできなかった．

現在，この海域では気象庁等によって海底地震計による観測が行われている．また，海洋情報部によって海底地殻変動観測点が設置されており，今後実施される観測により海底の地殻変動が捉えられることが期待されている．これらの観測により得られる情報は今回の地震像を捉える上で重要である．

第 160 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2004 年 11 月 4 日（木）13 時 00 分～17 時 02 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

勝俣（谷岡委員代理），長谷川，野津，池田，金沢，鶴岡（阿部委員代理），平田，鷺谷（山田委員代理），片尾（梅田委員代理），橋本，松本（清水委員代理），石田，金田，桑原，渡辺（谷委員代理），櫻井，伊藤，濱田，小牧，海津，村上

山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，渡邊

（オブザーバー）

松村，小原，小村，笠原，青井（防災科研），上野，橋本，鎌谷，弘瀬，近藤（気象庁），根本，中堀，小野塚（地理院），栗田，岡村，小泉（産総研），堀（海洋研究開発機構），酒井（地震研）

（省庁連絡員）

宮川（内閣府），和田（文部科学省），坪井（静岡県）

議事概要

１．新潟県中越地震について

2004 年 10 月 23 日 17 時 56 分に新潟県中越地方で M6.8 の地震が発生した．この地震の後，18 時 03 分に M6.3，18 時 11 分に M6.0，18 時 34 分には最大余震となる M6.5 の地震が相次いで発生した．地震の発震機構は北西―南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，震源分布は北西下がりを示す．余震分布を詳細に見ると，本震と最大余震のそれぞれに対応する高角の北西下がりの 2 枚の断層面と 27 日に本震の南東側で発生した M6.1 の余震に対応する比較的低角の南東下がりの断層面が見られる．震源分布の時間変化を見ると，本震の直後は本震に対応する面上での活動のみであったが，最大余震の発生後は本震の断層面の下盤側に形成された下面での活動が活発になった．その後，27 日に発生した余震に伴い南東下がりの断層面が形成され，非常に複雑な活動を示している．

本震を含む地震のメカニズムは主に北西―南東圧縮の逆断層型であるが，場所によってはそれとは異なるメカニズムの地震も発生している．

本震，最大余震，10/27 の余震に関して ΔCFF による検討が行われた．本震による ΔCFF の増加域に最大余震の断層面が位置し，10/27 の余震についても本震による ΔCFF の増加域に位置している．最大余震の影響を含めた場合も，破壊が深部から破壊したとすれば整合することが分かった．

一般に，断層面上でのすべり量が大きい領域と余震の発生領域は相補的であるといわれるが，本震の断層面と考えられる上面ではそれほど明瞭ではない．断層面が深さ 10km 付近で折れ曲がっていることが影響している可能性がある．それに対し，最大余震の断層面と考えられる下面ではすべり量と震源分布は相補的である．

10/23 の本震及び 10/27 の余震に伴って地殻変動が観測された．観測された地殻変動を説明する断層モデルは本震が北西下がりの断層面，27 日の余震が南東下がりの断層面であり，震源分布と調和的である．しかし，推定された断層面は地震の震源分布よりも西側にずれる．

今回の震源域の中西部では西傾斜の六日町盆地西縁断層帯，小平尾断層，震源域北部では東傾斜の悠久山断層が推定されている．震源域周辺には東山丘陵，魚沼丘陵が位置するが，震源域近傍に向斜，背斜構造が集中して分布している．震央付近には東山背斜が位置し，これを横切るトンネルが背斜軸付近で変形したという報告があった．また，小平尾断層に沿って段差や舗装の変形などが観察されている．震源分布と地質構造を対応させると，最大余震により形成された断層面の地上への延長は六日町盆地西縁断層帯と一致すると考えられるが，本震の断層面の地上延長は小平尾断層とは必ずしも一致しない．

余震域近傍の地震活動は 2004 年初め頃から低調になっていたが，2000 年頃にも低調な時期が見られる．ただし，2004 年初めからは地震の発生数が低調になっただけでなく，b 値にも変化が見られる．

GPS 連続観測データから，この地域では歪みが集中していることがわかっている．今回の震源域を含む日本海東縁部は，プレート境界が形成されつつあるとも考えられており，過去に大きな地震が帯状に発生している．今回の地震は大きな地震が発生していない空白地域で発生したが，今回の地震の南側や新潟地震の南側など未破壊の地域もあり，注意する必要がある．

全国的に見ると，1978 年以降に発生した M6.7 以上の内陸地震はすべて地震予知連絡会の観測強化地域，特定観測地域に指定された地域内で発生している．

その他，内陸地震に先行する M5 クラスの地震に関する調査の報告，干渉 SAR 解析により面的に捉えられた地殻変動に関する報告，地形・地質調査で小平尾断層に沿って見られた変形が時間の経過とともに累積しているなどの報告があった．また，震源域付近で観測されている傾斜計にはノイズレベルを超える変化は見られなかったことが報告された．

今回の地震はマグニチュードが大きめの余震が多く発生している．複雑に破砕された地域で発生する地震では規模の大きな余震が起こりやすいが，これは今回の地震のように複数の断層面で発生していることによる可能性がある．過去の事例では分からなかったが，近年の観測網の発達により震源近傍の詳細が見えるようになってきたために分かるようになったといえる．

また，今回の地震では M5 クラスの先行地震，b 値の変化，静穏化が見られた．これらについて調査を進める必要がある．

今回のような内陸での地震と，活断層との関係について議論がなされたが，活断層だけではなく，活褶曲などを含めた活構造に関する更なる調査が必要であるとの認識が示された．

第 161 回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2004 年 11 月 15 日（月）13 時 00 分～17 時 10 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，角森（野津委員代理），池田，金沢，阿部，加藤，平田，山田，竹本，梅田，橋本，松本（清水委員代理），石田，金田，桑原，谷，櫻井，伊藤，濱田，小牧，海津，村上，溝上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，渡邊

（オブザーバー）

佐野，酒井（地震研），飯尾（京大防災研），渡辺（海上保安庁），山崎，阿南，弘瀬，近藤（気象庁），小泉（産総研），志茂，畑中，根本，中堀，小野塚（地理院）

（省庁連絡員）

宮川（内閣府），武田（文部科学省），中西（総務省消防庁），高橋，大野（東京都），坪井（静岡県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間では，9月5日に紀伊半島南東沖で M7.4 の地震が発生した．また，10 月 23 日に新潟県中越地方で M6.8 の地震が発生し，M6 以上の余震を数多く伴った．この他，台湾付近で M6.6 の地震が発生した．

2．紀伊半島南東沖の地震活動について

9 月 5 日に紀伊半島の南東沖で M7.4 の地震が発生した．この地震の 5 時間前には，本震の西南西約 30km で M6.9 の前震が発生している．地震活動は前震－本震－余震型で推移し，9 月 8 日に余震域の東端で M6.5 の最大余震が発生した．

この地震は海域で発生したため，震源決定の精度が低くなっている．海底地震計のデータを用いて決定された震源分布では，深さ 10km 程度で発生している地震とそれよりも深いところで発生している地震の 2 つのグループに分けられる．

震源域に近い海域に設置された海底基準点での観測から，地震によると考えられる変動が検出された．しかし，まだ観測データ数が少ないことから，さらに観測を実施するなど検討が必要である．

なお，海底地震計により決定された余震分布から，震源域付近の断層面は非常に複雑であることが判明しつつある．したがって，まず多くの海底地震計のデータを用いて余震分布を詳細に明らかにする必要があり，断層面を明らかにした上で地殻変動や地震波形を説明する断層モデルを構築するというステップを踏む必要があるとの認識が示された．

3．新潟県中越地震について

10 月 23 日に新潟県中越地方で M6.8 の地震が発生した．その後約 1 時間で M6 以上の余震が 3 回発生するな

ど余震活動が非常に活発であった．余震の発生回数について過去に内陸で発生した地震と比較すると，1943年の鳥取地震や 1945 年の三河地震と同程度に活発である．

稠密に配置した地震計による観測の結果，本震の断層面を境界として東側と西側で地震波速度が大きく異なり，東側で高速，西側で低速となっていることが明らかとなった．また，27 日に東側で発生した余震の震源付近では周囲に比べてやや地震波速度が低速になっているなど,地殻構造と地震との間に関係が見られる．震源分布から推定される断層面は一つではなく複数推定され，震源域付近で複雑に破壊が進んだと考えられる．

新潟県中越地震の震源域周辺では，1990 年以降，1990 年に M5.4，1998 年に M5.2 とやや規模の大きな地震が発生している．1990 年の地震の余震活動は活発であったが,今回の余震域の西端で発生した 1998 年の地震の余震活動は低調であった．しかし，この付近で発生する地震には活動が長く続いた例もあり，今後とも注意する必要があるとの指摘があった．

４．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較すると御前崎側で沈降が見られた．

掛川市の水準点 140-1 に対する御前崎市の水準点 2595 の動きは，最近の 2～3 年間は年周変化が小さくなっているが，変動の基本的な傾向は今までと変わらない．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は依然として継続している．

５．十勝沖地震の余効変動について

2003 年 10 月に発生した十勝沖地震の余効変動は減衰しながら現在も継続している．

2004 年 7 月以降，余効変動のパターンが変化し，根室半島の深部ですべりが生じている可能性がある．

６．2004 年パークフィールド地震について

今回のトピックスでは，2004 年 9 月 28 日に米国パークフィールドで発生した地震について報告があり，議論を行った．（世話人：岡田副会長）．

パークフィールドでは，サンアンドレアス断層においてM6の地震が約22年間隔で繰り返し発生している．特に 1934 年と 1966 年に発生した地震ではほぼ同じ経過をたどり，この地域の M6 の地震は同じ性格の地震が周期的に発生すると考えられていた．1966 年の地震の後，次回に発生する地震の発生時期は 1988±7 年と予想された．この地震をターゲットとして地震計や地殻変動観測機器などが周辺に整備され，稠密な観測網が構築されている．その結果，サンアンドレアス断層上でのクリープ領域とカップリング領域の地震発生間におけるすべり分布，周辺の構造などが詳細に明らかにされている．また，最近では地震発生領域をターゲットとしてサンアンドレアス断層を掘削する計画なども実施されている．

しかし，地震の発生は当初の予測から遅れ，2004 年 9 月 28 日に Mw6.0 の地震が発生した．発生が遅れた原因については，周辺で発生した地震（1983 年コアリンガ地震など）の影響などによる説明が試みられている．

今回の地震では，北西から南東に破壊が広がった 1922 年，1934 年，1966 年の地震とは異なり，南東から破壊が開始し北西へ伝播するなど，前回とは異なる経過をたどった．また，1922 年，1966 年の地震では，M5 クラスの前震を伴ったが,今回は前震が観測されず，M3.2 以上のプレスリップは発生しなかったと考えられている．

このことについて，昔のデータを調べると，M6 の地震が周期的に発生するという考えが研究者にあったために，周辺の別の断層で発生した地震を入れてしまったり，逆にこの場所で発生した地震を除外している可能性もあるとの指摘がなされているとの報告があった．

日本の内陸で発生する地震の予知について，不可能であると考えるのではなく，将来発生が予測されるような場所において長町－利府線で行われたような集中的な観測を行うなど，地震の発生場についてきちんと理解を深める必要があるとの意見が出された．また，地震予知連絡会で選定している特定観測地域で M6.5 以上の地震が発生している事実があるが，長期的予測が的中した背景を再確認する事が重要であるとの意見が出された．

第 162 回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2005 年 2 月 21 日（月）13 時 00 分～17 時 25 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，加藤，平田，本蔵，山田，竹本，梅田，松本（清水委員代理），石田，堀（金田委員代理），桑原，矢吹（谷委員代理），橋本（櫻井委員代理），伊藤，濱田，

中堀，海津，村上，溝上，山中，尾形，吉岡
（名誉委員及び国土地理院長）
高木，茂木，矢口
（招聘者）
木股（名大），小林（気象庁）
（オブザーバー）
佐野（地震研），伊藤（海上保安庁），小泉（産総研），小出，（宇平），阿南，弘瀬（気象庁），志茂，熊木，畑中，根本，小野塚（地理院）
（省庁連絡員）
武田（文部科学省），笹井，高橋（東京都），坪井（静岡県），岡田（愛知県），阪本（高知県），奥野（三重県），中園（岐阜県）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近3ヶ月間では，釧路沖で，2004年11月29日にM7.1が発生し，その後M5以上の地震がこの地域で6回起きている．

12月14日には北海道留萌支庁南部でM6.1の地震が発生した．また新潟県中越地震のM5以上の余震が9回起きている．

2005年1月19日には，房総半島南東沖で，M6.7の地震が発生している．

台湾付近で，11月9日にM6.4の地震が発生している．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較して御前崎側で沈降が見られる．

掛川市の水準点140-1に対する御前崎市の水準点2595の動きは，最近の2～3年間は年周変化が小さくなっているが，
変動の基本的な傾向は今までと変わらない．

2001年初頭頃から始まった東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は依然として継続している．

2004年以降，平均的な変動からのずれの水平成分の内，東西成分が若干停滞しているようにも見えるが南北成分は今までとおりの変化速度で推移している．

この最近の変化の原因として紀伊半島南東沖地震の震源域で余効すべりが起きている可能性が指摘された．

３．釧路沖の地震活動と地殻変動について

2004年11月29日に釧路沖でM7.1，その南南東の領域において12月6日に釧路沖でM6.9の最大余震が発生した．

1月18日には，余震域の西端でM6.4の余震が発生している．これら主な地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生した地震である．

11月29日と12月6日の震源過程からは，余震の発生している領域と地震時の滑りの大きい場所とが棲み分けている事が示された．

また，GPS観測により11月29日と12月6日の地震に伴う地殻変動が検出されており，それに基づき，地震観測とも調和的な断層モデルが推定されている．

またGPS観測に基づいて，釧路沖地震前に，震源の周囲において，プレート間滑りが発生していた可能性が指摘されている．

また地震後の地殻変動から，根室半島付近とえりも岬の付近でプレート間滑りが起きている可能性が指摘されている．

東北大学の相似地震の解析結果からは，2003年十勝沖地震前に十勝沖及び釧路沖でプレート間の準静的な滑りが小さく，十勝沖発生後に震源域の周囲特に東側で余効滑り発生し，2004年11月29日の釧路沖地震後には釧路周辺の深部においてプレート間滑りが起きていることが推定されている．

また，東北大学による，GPS観測のデータに基づいた2003年十勝沖地震後のプレート間滑りについては，震源域周辺での滑りが推定されており，相似地震と調和的な結果が得られている．

これらの結果と国土地理院のGPSの結果は整合しており，根室沖のゆっくり滑りの進行を示している．

４．新潟県中越地震の地質構造及び余震分布

震源域の魚沼丘陵は，地質構造から走向方向にほぼ3つに分けられる．

六日町断層は，ほぼ連続した地表トレースを有するが，南北で異なる震源断層に連続している可能性が高いことが推定された．

余震分布から判断して中越地震の断層は中央部の断層の破壊によって発生し，北側の断層の一部にも及んだと推定されている．

５．東南海・南海地震の前兆的変化について

今回のトピックスでは，東南海，南海地震の前兆的変化について報告があり，議論が行われた．（世話人：山田委員）．

1946年の南海地震前に紀伊半島の浦神において，潮位の上昇が見られ，南海地震前のプレスリップが原因である可能性が指摘された．

また，南海地震前に四国・紀伊半島の一部の井戸で水位が減少しているが，隆起によってそのような現象が発生した可能性が指摘されている．

1944年の東南海地震に関しては，地震発生前の水準測量で捉えられた異常変動は，あったとしても，地震前10分程度で発生したのではないか，それ以前の水準

測量の変化は，誤差の範囲以内ではないかという報告がなされた．

それに対して，指摘された区間に隣接する区間の変化も大切であり，さらに地形の効果等も考慮した誤差の検討が行われる必要があるという意見があった．

平成 16 年度第 1 回特定部会打ち合わせ会 議事概要

日　時　2005 年 3 月 17 日（火）9 時 30 分～11 時 30 分

場　所　北海道大学ファカルティハウス「エンレイソウ」第 1 会議室

出席者

岡田部会長

（部会委員）

大竹会長，谷岡，三浦（長谷川委員代理），橋本（伊藤委員代理），金田，海津，村上

（招聘者）

笠原（元委員）

（会長）

大竹

（オブザーバー）

北海道大学，北海道開発局，北海道，道立地質研究所，気象庁，札幌管区気象台，仙台管区気象台，国土地理院，北海道地方測量部

議事概要

1．釧路・根室付近の地殻活動について

根室・釧路という領域で限って見た場合，地震活動としては，2003 年十勝沖地震の後，活動が高まって，その後減衰していった中で，今年の 2 月ぐらいにまた増えている．地殻変動としては，2003 年 9 月以降余効変動が続く中で，2004 年の中頃から地震活動には対応しないが，別のステージの地殻変動，ゆっくりすべりが加わっているように見える．相似地震でみると，その地殻変動とは別に 2004 年 11 月の釧路沖の地震以後，非常に加速したすべりが加わっているように見える．広域的視点で，将来の活動に結びつけて考えると，1973 年の根室沖のアスペリティと 1993 年の十勝沖のアスペリティの中間領域が，地震活動の空白域として見える．ただし，1973 年と 1993 年の地震の中間領域は 2003 年十勝沖地震の余効すべりが大きい．

第 163 回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2005 年 4 月 7 日（火）13 時 00 分～17 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，岡田（長谷川委員代理），角森（野津委員代理），池田，金沢，阿部，加藤，平田，小川，山田，竹本，伊藤，橋本，松本（清水委員代理），石田，堀（金田委員代理），桑原，春日，櫻井（会途中より橋本代理委員），吉川，伊藤，中堀，熊木，村上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，矢口

（オブザーバー）

佐野（地震研），渡邊（海上保安庁），阿南，橋本，鎌谷，太田，林元，緒方，青木（気象庁），志茂，津澤，畑中，根本，政春，小野塚（地理院），小泉（産総研）

（省庁連絡員）

檜山（内閣府），武田（文部科学省），黒木（総務省），

笹井，高橋，大野（東京都），鈴木（静岡県），中村（福岡県）

議事概要

1．第 19 期の地震予知連絡会の構成について

全委員の一致した推薦で，大竹委員が会長に選出された．その後，大竹会長により，副会長に，岡田委員，島崎委員が指名された．

また，中日本部会長には島崎副会長，東日本部会長，西日本部会長に岡田副会長，トピックス部会長には橋本委員が指名され，部会長がそれぞれの部会の委員を指名した．

2．3 月 17 日の特定部会打ち合わせ会の報告について

3 月 17 日に釧路，根室付近の地殻活動についての特定部会打ち合わせ会が北海道大学において開催され，その結果が報告された．

地震活動，地殻変動，相似地震解析の結果が，それぞれ釧路・根室付近で，2003 年十勝沖地震後の変動とは異なる別なステージの変動が起きている事を示しており，今後の推移を注意深く見ていく必要性が指摘された．

この釧路・根室付近の変動の監視体制に関して，気

象庁，東北大，北海道大，海洋研究開発機構，国土地理院の現状が報告された．

3．福岡県西方沖地震について

2005年3月20日10時53分に福岡県西方沖でM7の地震が発生した．

余震活動は北西－南東方向におよそ30kmにわたって分布している．

地震の発震機構は東西に圧力軸を持つ横ずれ断層を示しており，震源分布から，北西－南東方向のほぼ垂直に立った断層面の左横ずれ断層運動が推定された．本震後の余震活動は，博多湾付近にもみられている．

波形インバージョンの結果には，本震に対して南東方向の浅い領域で大きく滑った領域が推定されている．

本震を含む地震のメカニズムは主に東西圧縮の横ずれ断層型であるが，場所によってそれとは若干異なるメカニズムの地震も発生している．

また余震活動は順調に減衰している．

本震に関してdCFFによる検討が行われた．本震による dCFF の増加域に余震が発生している事が示されたが，同じようにdCFFの増加域にはいっている警固断層では余震活動が起きていない点が議論されたが結論はでなかった．

過去の地震活動は，2005年福岡県西方沖地震の周辺では低かった事が示された．

余震活動は博多湾直下にかけても発生しているが，地質構造との対比から，この余震活動は石堂－海の中道断層とほぼ一致する事が示され，静的応力変化により石堂－海の中道断層が影響を受けている可能性が報告された．

国土地理院のGPSによる地殻変動観測では，地震観測の結果と調和的な変動が得られている．

一部のGPS観測点では，地震後の余効変動が検出されている．

観測された地震後の余効変動は今回の地震断層の地震後の滑りでも説明できる事が報告された．

GPS 連続観測データから，この地域では地殻の歪みが小さかった事がわかっている．

このような領域で M7 クラスの大地震が発生したことに関して，その意味が何であるか，議論が行われたが，結論を得るにはいたらなかった．

第164回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2005年5月16日（火）13時00分～17時50分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，岡田（長谷川委員代理），野津，池田，金沢，阿部，加藤，平田，山田，竹本，伊藤，橋本，清水，堀（石田委員代理），金田，桑原，春日，橋本（櫻井委員代理），吉川，伊藤，中堀，熊木，村上，溝上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，矢口

（招聘者）

坪井（海洋研究開発機構），平田（海洋研究開発機構），松山（電力中央研）

（オブザーバー）

佐野（地震研），石井（東濃研），渡辺（海上保安庁），小出，阿南，山本，桑山，上野，鎌谷，林元，太田（気象庁），志茂，畑中，根本，政春，飛田，小野塚（地理院），小泉（産総研），堀（海洋研究開発機構）

（省庁連絡員）

檜山（内閣府），武田（文部科学省），黒木（総務省），

笹井，高橋，大野，青江（東京都），鈴木（静岡県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間では，福岡県西方沖で，2005年3月20日にM7.0の地震が発生し，4月20日にはM5.8の最大余震が観測されている．

4月10日にはM6.1の地震が銚子付近の太平洋プレートと陸側プレート間で発生している．

2．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較して御前崎側で隆起が見られる．

しかしながら，前回，前々回の水準測量で，御前崎側の沈降がやや大きいという観測結果が得られており，季節変動の可能性があると報告された．

掛川市の水準点 140-1 に対する御前崎市の水準点2595の動きは，1999年頃から年周変化が小さくなっていたのが，最近年周変化がまた大きくなっており，変動の基本的な傾向は今までと変わらないと報告された．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は依然として継続している．2004年以降，平均的な変動からのずれの水平成分のうち，東西成分が若干停滞して

いるように見えたが，これは紀伊半島南東沖の地震の余効変動の可能性がある．その後またそれ以前の動きに戻っているように見える．

3．房総半島南東沖の地震活動

房総半島南東沖の三重会合点付近の地震活動が2004年5−6月及び,2005年1−4月にかけて活発化した．

それとほぼ同時期に，関東南部周辺で東南東向きの非定常的な地殻変動が観測されており，この変動が，三重会合点付近の断層運動でほぼ説明される事が示された．

4．福岡県西方沖の地震活動

2005年3月20日のM7.0の地震後,4月20日に深さ14kmでM5.8の最大余震が発生した．4月20日の地震は3月20日の地震の余震域の南東端付近に位置している．この地震の後，二次的な余震が発生し，活動域は博多湾方向に延びその後活動は収まりつつあったが,5月2日にも志賀島付近でM5.0の地震が発生した．

海底地震計のデータを用いて，精度の高い震源の再決定が行われた．

海底活構造の調査から，博多湾内の警固断層の延長上と見られる場所に沖積層を変化させる活断層が確認された．このことと，余震分布から志賀島付近を境に折れ曲がり，南の警固断層系につながる一連の断層帯があり,その北部で3月20日の福岡県西方沖の地震が発生し,南側の警固断層系の一部で4月20日の地震が発生したと考えられるという報告があった．

5．トピックス「スマトラ地震・津波」

今回のトピックスでは，スマトラ地震・津波について報告があり，議論が行われた．（世話人：谷岡委員）

2004年12月26日に，ユーラシアプレートの下にインド・オーストラリアプレートが沈み込んでいるスマトラ島沖合の沈み込み帯でM9.0の地震が発生した．

そして2005年3月29日には2004年12月26日の余震域南端に隣接するところでM8.6の地震が発生している．

汀線高度の指標となる海岸地形や珊瑚などの生物の分布などからスマトラ沖の地震に伴う隆起・沈降量が測定され，アンダマン諸島において顕著な地殻上下変動が検出された．

地震後の余効変動も一部において報告されている．マイクロアトールから推定される過去の地殻変動履歴から，地震イベントの再来間隔を推定できる可能性があること，累積的な隆起量はあまり大きくない事が報告された．人工衛星レーダー画像を用いて，2004年スマトラ沖地震・インド洋津波に伴う隆起・沈降域が把握された．

また2005年3月28日のスマトラ沖の地震（M8.6）に伴う隆起・沈降域の把握も同じ手法を用いて行われた．

人工衛星の海面高度計により，2004年のインド洋津波が検出されており，その結果に基づいて推定された断層運動は，スマトラ北西沖で最大の滑り量30mと推定されている．

また，各種の手法によって推定された震源過程から全地球的な波形伝播のシミュレーションが行われ，観測結果を良く再現できることが示された．

インド洋津波の浸水高，遡上高がいくつかの地域において推定され，浸水高，遡上高が被害の大きさと関連していることが報告された．

第165回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2005年8月22日（火）13時00分〜17時34分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，平田，小川，山田，竹本，伊藤，橋本，松本（清水委員代理），小原（石田委員代理），小平（金田委員代理），桑原，春日，櫻井，吉川，伊藤，中堀，熊木，村上，溝上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，矢口

（オブザーバー）

佐野（地震研），渡辺（海上保安庁），小出，関田，橋本，鎌谷，太田，林元（気象庁）志茂，津澤，畑中，根本，政春，小野塚（地理院），小泉（産総研），堀（海洋研究開発機構），板寺（神奈川温泉地学研），笠原（防災科研）

（省庁連絡員）

武田（文部科学省），黒木（総務省），高橋，青江（東京都），植田（静岡県），野口（宮城県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間では，千葉県北西部で2005年7月23日にM6の地震が発生した他，房総沖の三重会合点付近でM5以上の地震が8回発生した．

また8月16日にはM7.2の地震が宮城県沖の太平洋

プレートと陸側プレート間で発生した．

2．千葉県北西部の地震

2005年7月23日に千葉県北西部の深さ73kmでM6.0の地震が発生した．太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界付近で発生した地震と考えられる．今回の地震の震源付近にはクラスタ状の活発な地震活動域がある．

1928年以降6回のM6クラスの地震の震度分布，及び地震波形を比較すると，1928，1956，1980，2005年の地震はよく似ている事が指摘された．

3．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較して御前崎側で沈降が見られる．

掛川市の水準点 140-1 に対する御前崎市の水準点2595の動きは，今までのトレンド上にのり，基本的な傾向は今までと変わらない．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は依然として継続している．2004年以降，平均的な変動からのずれの水平成分の内，若干停滞していた東西成分も，緩やかに以前のトレンドに戻りつつあるように見える，南北成分は今までとおりの変化速度で推移している．

4．東海地方の短期的なスロースリップ

2005年7月に東海地方で，低周波地震が活発化し，それとほぼ同じ時期に気象庁の体積歪計から歪み変化が検出された．

歪み変化が落ち着いた後は，低周波地震の発生数も少なくなっている．観測された歪み変化がプレート間のゆっくり滑りによるものと考えモデルを推定すると，低周波地震の発生領域とほぼ同じ場所にプレート間滑りの領域が推定された．

低周波地震の活動が活発化した時期は過去にもあり，その時にも，同じようなプレート間滑りが起きていた可能性が指摘された．

防災科学技術研究所も，傾斜計の変化から 2004 年12月と2005年7月に短期的なスロースリップイベントが発生していた事を報告した．

5．北海道地方の地殻変動及び地震活動

2004 年の釧路沖の地震から現在までのプレート間滑りをGPSの観測結果から推定した結果と，プレート境界上の地震分布の活動度変化から北海道根室沖付近まで余効的なプレート間滑りが発生している可能性が指摘された．

6．宮城県沖の地震

2005年8月16日に宮城県沖においてM7.2の地震が発生した．発震機構は西北西―東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で太平洋プレートと陸のプレート境界で発生した地震と考えられる．またこの地域では過去に繰り返しM7.4クラスの地震が発生している．

震源域付近のGPS観測点は，地震時に東へ数センチメートル程変動した．地殻変動のデータには，現在のところ，誤差を超える余効変動は見られない．2005年8月16日の宮城県沖の地震の破壊域と地殻構造の関係から，破壊域が太平洋プレートの沈み込み角度が急変する西側，太平洋プレートと島弧マントルが接する場所で発生している事が指摘された．また，破壊域周辺の太平洋プレート沈み込み角度は25度前後，破壊域周辺でのプレート境界面の深さは 30－35km といった特徴が報告された．

地震波から推定された 2005 年宮城県沖の地震のプレート間滑り領域の破壊開始点は 1978 年の地震の破壊開始点と隣接している．ただし，1978年の地震は破壊が北側に広がっていき，2005年の地震は規模が小さくどちらかというと南西方向に広がっている．

この地域では1936年にM7.4の地震が1978年の地震の南側で発生しているが，2005 年の地震が 1936 年と同じアスペリテイであったかどうかは今後の検討が必要と考えられる．相似地震により推定された準静的プレート間滑りの時間変化からは，2005年の地震前に特にプレート間滑りが変化していないように思われる．また，津波の波源域を1978年の地震と2005年の地震で比較すると，1978 年の波源域の中に 2005 年の地震の波源域が推定された．

1936，37 年の宮城県沖の地震と 1978 年宮城県沖地震との再決定された余震分布からは，1936 年，1937年の余震域が 1978 年の余震域をカバーするようにも見える事が報告された．

議論の最後に，岡田副会長は，2005年宮城県沖の地震のまとめとして，(1) プレート間地震であった，(2) 1978年のアスペリテイの一部が破壊した，(3) 破壊開始点で大きな滑りがあった，(4) 余効変動が現在のところ見えていない，(5) 地震の前兆は今のところ見つかっていない，とポイントを挙げた．

また，余震分布の把握並びに，地殻変動及び相似地震の観測による，余効変動の推移の把握が重要であるとの指摘がなされた．さらにインターサイスミックの期間で推定される滑り欠損と今回の地震との定量的な関係を今後みていく必要があると指摘があった．

第 166 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2005 年 11 月 21 日（火）13 時 00 分～17 時 30 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，松澤（長谷川委員代理），野津，池田，金沢，阿部，加藤，平田，小川，山田，竹本，伊藤，橋本，松本（清水委員代理），石田，金田，桑原，春日，櫻井，吉川，伊藤，中堀，熊木，村上，溝上，山中，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，矢口

（オブザーバー）

宮澤（京大防災研），武村（鹿島建設），佐野（地震研），渡辺（海上保安庁），小出，明田川，橋本，鎌谷，太田，林元，緒方（気象庁），熊谷，津澤，志茂，畑中，根本，政春，小野塚（地理院），小泉（産総研），板寺（神奈川温泉地学研）

（省庁連絡員）

檜山，前田（内閣府），武田（文部科学省），黒木（総務省），高橋（東京都），鈴木（静岡県），伊藤（宮城県）

議事概要

１．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間では，8 月 16 日に宮城県沖で M7.2 の地震が，11 月 15 日には三陸沖で M7.1 の地震が発生している．

２．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較して掛川に対して菊川市，御前崎市浜岡周辺だけがわずかに沈降，それより半島の先端に近い地域は変わらず，全体としてほとんど変化がなかった．

掛川市の水準点 140-1 に対する御前崎市の水準点 2595 の動きは，長期的な沈下の傾向が続いている．また，2004 年度の 4 回の観測は年周変動が大きめである．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は依然として継続している．しかし，2005 年に入ってから，平均的な変動からのずれが小さくなってきているように見える．

低周波地震に伴って起きる体積歪計や多成分歪計の変化が 1999 年以降のデータについて調べられ，過去に愛知県東部において短期的なスロースリップが，低周波地震の発生している領域で起きていた事が報告された．また長期的なスロースリップと短期的なスロースリップの推定モーメントの時間変化が報告され，長期に比べて短期的スロースリップの規模が小さい事が示された．

３．釧路沖地域の地殻変動

GPS の観測データに基づいて，2004 年釧路沖の地震以降のプレート間滑りの状態が推定され，依然として北海道東部太平洋岸地域において，プレート間滑りが起きている事が報告された．

＊本資料の「推定モーメントの時間変化」の図で，縦軸のモーメント値の目盛り表示及び相当するモーメントマグニチュードの数値に誤りがありましたので差し替えました．

４．三陸沖の地震活動

11 月 15 日に三陸沖，日本海溝の東側において，M7.1 の地震が発生した．発震機構は東西方向に張力軸を持つ正断層型であり，余震活動は順調に減衰している．

５．四国西部における微動とスロースリップイベント

四国西部において，深部低周波微動に同期した短期的スロースリップが 2005 年 5 月のイベントから約 6 ヶ月ぶりに再来した．

６．トピックス「『宮城県沖地震』と 2005 年 8 月 16 日宮城県沖の地震」

2005 年 8 月 16 日に M7.2 の地震が宮城県沖で発生した．この地震の余震活動は低調ながら継続している．11 月現在までの最大余震は 10 月 24 日に M4.8 の地震が余震分布の北端で発生している．

また，地震に伴う海底地殻変動が検出され，GPS から推定された断層モデルの計算結果と調和的であることが報告された．

2005 年 8 月 16 日の M7.2 の地震の波形インバージョンの結果が示され，1978 年の宮城県沖地震の震源域の一部が 2005 年の地震で滑った様子が示された．

海底地震計のデータを加えて，本震，余震の震源分布が再決定され，周辺の構造との関係が報告された．

また 2005 年の宮城県沖の地震は，地震活動が地震前に活性化した領域で発生したという指摘がなされた．

過去の地震波形記録を用いて宮城県沖の地震が固有地震であるかどうかが検証され，その結果，①1978 年の地震は 2005 年の地震に比べて地震モーメントにおいて 3－4.5 倍大きい，②1936 年と 2005 年の地震はほぼ同じサイズで，非常に近い場所で発生した，③1936 年の地震は，1933 年と 1937 年の地震とは異なるグループの地震である．1937 年の地震は深く，サイズは小さい，1933 年の地震は浅いという結果が報告された．

震度分布から，宮城県沖の地震の短周期エネルギー発生領域が推定され，2005 年の地震が 1978 年の地震の滑り領域の一部を破壊した可能性は否定できないという報告がなされた．

過去 4 回の宮城県沖地震の余震の再決定が行われ，1978 年の宮城県沖地震の余震域中に 1933，1936，1937 年の宮城県沖地震の余震域が含まれる結果が示された．

また，地殻変動データから，2005 年宮城県沖の地震の余効変動が本震の震源域の若干南側で進行しているというモデルが提出された．

以上の報告に基づいて，1978 年の地震が，1933，1936，1937 年のアスペリテイーが同時に破壊したものと見るべきなのか，それともそれより大きい特別なイベントなのかといった論点や，今回も 1978 年のアスペリテイーの残りの部分がいずれ破壊するかどうかといった点も含め，様々な議論が行われ，今後宮城県沖の地震の固有性に関して，様々な方面からの検討が必要である事が示された．

第 167 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2006 年 2 月 20 日（月）13 時 00 分～17 時 30 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，三浦（長谷川委員代理），角森（野津委員代理），池田，金沢，阿部，加藤，山田，竹本，伊藤，橋本，松本（清水委員代理），石田，堀（金田委員代理），桑原，春日，橋本（櫻井委員代理），吉川，伊藤，中堀，熊木，村上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，矢口

（オブザーバー）

伊藤（名大），武村（鹿島建設），佐野（地震研），渡辺（海上保安庁），小出，阿南，明田川，鎌谷，太田，林元，吉田，五十嵐，林（気象庁），小泉（産総研），志茂，津澤，畑中，根本，政春，小野塚（地理院）

（省庁連絡員）

武田，野澤（文部科学省），黒木（総務省），笹井，高橋（東京都），鈴木（静岡県），中谷（奈良県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間，M6 以上では，11 月 15 日の M7.1 の三陸沖の地震，12 月 2 日に宮城県沖の M6.6 の地震がある．この地震は 8 月 16 日の宮城県沖の M7.2 の地震の最大余震と考えられる．11 月 22 日には M6.0 の種子島近海の地震が，12 月 4 日には M6.1 の奄美大島の地震が発生している．

2．日本列島の歪変化について

GPS 連続観測データから推定した日本列島の歪変化は北海道地方で 2003 年十勝沖地震，2004 年釧路沖地震に関連する余効的な地殻変動の影響による歪変化がみられる．宮城県地域では，2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震（M7.2）による歪みが，また中越地震の余効的な地殻変動による歪み変化の可能性が中越地方で見られる．また伊豆諸島周辺の地殻活動に伴う，北東―南西方向の伸びが依然として顕著である．また 2005 年 3 月 20 日の福岡県西方沖の地震による歪みが見られる．

3．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較して森町に対して御前崎半島先端の地域で若干の沈降が見られる．

掛川市の水準点 140-1 に対する御前崎市の水準点 2595 の動きは，長期的な沈下の傾向が続いている．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は 2006 年 1 月までで，最大で水平，上下共 6cm 程の変動が観測されている．

トレンドを除いた，時系列データを見ると，2005 年くらいから遷移変動が小さくなっているように見えるが，まだ小さいながらも継続しているように思われる．

低周波地震の活発化とともに気象庁の歪計の変化が検知され，2006 年 1 月に短期的なスロースリップが発生した事が報告された．

低周波地震の領域は，気象庁によって区分された A 領域で主に発生し，終わり頃に東の B 領域でも発生した．

防災科学技術研究所の傾斜計データも 2006 年 1 月に低周波地震の発生と共に，変化が検知され，傾斜計データから推定されたプレート間滑りの領域は，低周波地震の移動に伴って，紀伊半島から静岡県三ヶ日付近まで時間と共に移動していった事が推定されている．

4．伊豆半島東方沖の地震活動，地殻変動について

伊豆半島東方沖の群発地震活動は，1999 年以降 M3 以上の地震を伴う活動はほとんどなくなっている．また 5km よりも浅い活動もほとんど見られなくなっている．

水準測量の結果も，1999 年以降変動が収まっており，地震活動の減衰と調和的な結果が得られている．

５．北海道地域の地殻変動

GPS の観測データは，依然として 2003 年の十勝沖地震，2004 年釧路沖地震以降の余効変動が北海道で起きている事を示している．

特に上下変動は北海道帯広付近まで隆起が観測されている．GPS の観測結果に基づいて推定されたプレート間滑りは，上下変動を説明するために，帯広付近まで達する結果が得られている．

累積モーメントは M7.5 程度と推定される．

６．宮城県沖の地震活動

宮城県沖では，2005 年 12 月 2 日に M6.6 の地震が発生し，8 月 16 日の M7.2 の地震の最大余震と考えられている．

12 月 5 日には M5.5，12 月 17 日に M6.1，2006 年 1 月 18 日に福島県沖で M5.7 の地震が発生している．地震活動は，8 月 16 日の本震の余震活動の南側で活発となっている．また 12 月 2 日の M6.6 の地震波形インバージョン結果によれば，8 月 16 日の地震の東端付近にプレート間滑りが推定される．

７．宮城県地方の地殻変動

8 月 16 日の宮城県沖の地震(M7.2)後の余効変動は，牡鹿半島で最大 2cm 程に達し，GPS 観測結果によれば，8 月 16 日の宮城県沖の地震の震源を含む領域で最大 10cm 程のプレート間滑りが推定される．

８．話題提供　最新の地殻構造調査結果に基づく南海トラフのプレート間カップリングの推定

プレート境界の形状に関する新しいデータに基づくプレート間カップリングの推定を行った結果が報告された．結果は，海側に大きな滑り欠損が見られる．一方陸域下では，小さくなっている．紀伊半島先端部直下において，まわりに比べて滑り欠損が明らかに小さく推定されていることが注目される．

９．トピックス「東南海・南海地震のアスペリティー」

地震波形や地殻変動などの各種データに基づき，東南海・南海地震のアスペリテイー領域の推定結果が報告された．地震波形インバージョンの結果は，従来の結果に比べてアスペリテイーの領域が北東に寄る結果が示された．

この結果のアスペリテイー領域の南西端に，気象庁による余震分布の固まりが位置する．また紀伊半島沖には大きなアスペリテイーがないように見える．最新の GPS データから求められた固着域は波形インバージョンによって推定された東南海地震のアスペリテイーにほぼ一致している．ただし，津波波形に基づく推定結果と，この波形データのインバージョン結果はかなり異なり，今後検討が必要と考えられる．

測地データのインバージョンによる，南海トラフ沿いのカップリングの時空間変化は，地震直後，地震時の滑り領域の深部でも滑りが続いており，地震後 30 年間で 1m程度の滑り量に相当する．

また，地震直後（4 年以内）のカップリングの回復も確認されている．地震間では，5―6cm／年の速度で約 30km よりも浅い部分でカップリングしている結果が示された．地震後約 90 年後には蓄積滑り欠損量は，四国沖で 6m，紀伊半島沖では 3m程度に達する結果が得られている．

震度データに基づくインバージョン結果により，短周期地震発生領域が推定された．推定された短周期地震発生領域はアスペリテイー領域の端で発生しているように見えるという報告がされた．

これらの報告に基づき，東南海・南海地震のアスペリテイー領域について，これまでの想定よりも東に広がった分布となった解析結果を巡る議論がなされた．

第 168 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2006 年 5 月 22 日（火）13 時 00 分～17 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，岡田（長谷川委員代理），角森（野津委員代理），池田，金沢，阿部，加藤，平田，小川，山田，伊藤，橋本，松本（清水委員代理），石田，金田，桑原，春日，濱田，吉川，伊藤，小出，熊木，村上，溝上，吉岡，尾形，山中

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，矢口

（招聘者）

勝又（北大），堀（海洋研究開発機構）

（オブザーバー）

佐野（地震研），渡辺（海上保安庁），小出，関田，下山，林，浦田，千場，鎌谷，明田川，福満，林元，山本（気象庁），小原，松原（防災科研），原田（神奈川温泉地学研）根本，津澤，宮崎，政春，首藤（地理院）

（省庁連絡員）

檜山（内閣府），武田，永田（文部科学省），川澤（総務省），笹井，高橋，坂田（東京都），高山（静岡県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間，4月17日から5月中旬にかけての伊豆半島東方沖の活動がもっとも目立つ活動として挙げられる．M6以上ではあまり目立った活動はなく，2月17日の父島近海のM6.0の地震，3月28日の東海道沖のM6.0の深発地震が起こっている程度である．

2．日本列島の歪変化について

GPS連続観測データから推定した日本列島の歪変化は北海道地方で2003年十勝沖地震，2004年釧路沖地震に関連する余効的な地殻変動の影響による歪変化がみられる．宮城県地域では，2005年8月16日の宮城県沖の地震（M7.2）による歪みが見られる．また2004年に発生した新潟県中越地震の震源域では地震発生以前の東西圧縮の歪変化よりもやや大きめの歪変化が見られる．また伊豆諸島周辺の地殻活動に伴う，北東―南西方向の伸びが依然として顕著である．

3．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較して森町に対して御前崎半島先端の地域で若干の沈降が見られるが，掛川から見ると御前崎側は沈下が見られない．

掛川市の水準点140-1に対する御前崎市の水準点2595の動きは，長期的な沈下の傾向が続いている．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は2006年4月までで，最大で水平，上下共6cm程の変動が観測されている．

トレンドを除いた時系列データを見ると，2005年くらいから変動が非常に小さくなっているように見える．

4．伊豆半島東方沖の地震活動，地殻変動について

2006年に入ってから1月～4月に伊豆東方沖で活発な地震活動があった．活動域が徐々に沖合に移動し各活動のMが活動毎に大きくなっているのが特徴としてあげられる．4月21日には川奈崎沖でM5.8の地震が発生し，その後南方へ拡大した．

これらの地震前後に体積歪計に変化が見られ，地震に伴う変化以外にも前兆的な変化が観測された．

初期の歪変化と歪の総変化量，地震活動の継続時間等から得られる関係式を今回の活動に適用したところ，鎌田の地震回数を除きほぼ予測どおりという結果が得られた．

M5.8の地震の後，4月30日に網代付近でM4.5，伊豆大島北方でM5.1の地震が発生するなど，活動域の周辺でやや大きめの地震が発生したが，現在は低調となってきている．今回の活動は1998年の活動以降では顕著な活動であった．

なお，今回の活動域の深さ30～40kmで深部低周波地震が観測された．

地震活動に伴い，地殻変動が観測された．観測された地殻変動から，西北西－東南東のダイクの貫入と4月21日の地震による横ずれ断層運動が推定されている．推定されたモデルから，今回の活動と1998年の活動との類似性が示された．

地殻変動からは，伊豆東部の地震活動域近傍の地下10kmに水平の板状のマグマだまりが推定される．推定されるシルの直上にある伊東八幡野－小室山の基線変化を見ると，地震活動の活発化の前に緩やかな伸びが観測されているように見える．

基線長の変化から地震活動活発化時期の予測を試みたところ，正解率は約5割であった．

5．北海道地域の地殻変動

1994年～2006年までに観測された相似地震のデータから北海道太平洋岸のプレート間すべりが推定された．その結果，北海道東方沖では1994年北海道東方沖地震の発生後プレート間でのすべりが発生していること，根室半島沖では2003年十勝沖地震，2004年根室沖地震後にすべりが多くの地点で始まっている事，十勝沖～日高山脈直下でも同様な結果が推定されていること，浦河沖では2003年十勝沖地震前からプレート間のすべりが発生していること，青森県東方沖地域では，2003年十勝沖地震前からプレート間のすべりが発生していることが報告された．

6．宮城県沖の地震活動

宮城県沖の地震活動は，8月16日のM7.2の本震直後はやや活発であったが，最近では落ち着く傾向が見られる．本震直後の余震域と，その南東側に北東－南西走向の活動域で地震活動が継続している．

宮城県沖の地震活動変化が報告され，2003年10月31日のM6.8，2005年8月16日のM7.2の地震とその余震の破壊領域で，いずれも地震発生前に微小地震活動の活性化が起きていたこと，将来の破壊に向けての準備過程として応力集中が進行していったという報告がなされた．現段階での微小地震活動は2005年の宮城県沖の地震の震源の北西域において活性化が起きており，現在この領域での応力集中が進行している可能性が指摘された．

2005年8月16日の宮城県沖の地震（M7.2）後の余効変動は，牡鹿半島で最大2cm程に達する．余効変動は本震直後には速い速度で進行し，12月2日の最大余震の前に一旦収まったように見えたが，最大余震の後に再び進行した．本震の震源域付近では最近でもわずかながら余効変動が継続している．本震の南側では，地震活動と同様に地殻変動も一旦活発化している．

7．トピックス「十勝沖・根室沖のプレート間カップリングの時空間的変化」

地震活動や地殻変動，シミュレーション研究による，十勝沖・根室沖のプレート間カップリングの時空間変化についての検討結果が報告された．地震活動度の長期モニタリングを行う場合には，均質なカタログを作成することが重要である．マグニチュードに関して均質なカタログを作成し，地震活動度の変化を調査すると，十勝沖地震の前に地震活動度の変化が見られ，本震のアスペリティの付近で1998年頃から静穏化が起こっていること，250～300kmのプレート深部延長上で活発化していたことがわかった．同様の変化が根室半島付近でも発生しており，注意深く見ていく必要があると考えられる．

GPS連続観測の結果から，2003年十勝沖地震の後，本震の東側で余効変動のモデルからのずれが捉えられた．この変化は，すべり領域が東側へ拡大したと考えると定性的に説明が可能である．すべり分布を計算すると，東側へすべりが広がっている様子が見えるが，深いところでもすべりが推定される．注目していた釧路周辺のスロースリップは2006年に入ってから目立たなくなった．

シミュレーション研究から，地震前には固着域が小さくなるという結果が得られた．2003年十勝沖地震では発生直前の前兆現象は捉えられなかったが，GPS観測結果を用いてバックスリップを推定すると，アスペリティ領域の深部でバックスリップが推定されず，深部での固着がはがれ始めていたと考えることができる．GPSの観測データが比較的短い期間に限られているために，変化を捉えられなかった可能性があると考えられる．

これらの報告に基づき，十勝沖・根室沖のプレート間カップリングの時空間的変化について議論がなされた．

第169回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2006年8月21日（月）13時00分～17時00分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，角森（野津委員代理），池田，金沢，阿部，加藤，平田，山田，福田（平原委員代理），伊藤，橋本，松本（清水委員代理），溝上，村上，熊木，小出，伊藤，吉川，濱田，春日，桑原，金田，関口（小原委員代理），尾形，吉岡，山中

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，矢口

（招聘者）

松村（防災科研），光井（海洋研究開発機構）

（オブザーバー）

小出，関田，下山，太田，干場，鎌谷，明田川，阿南，福満，林元（気象庁），前田（気象研），佐野，辻（地震研），渡辺（海上保安庁），小泉（産総研），本多（神奈川温泉地学研），津澤，畑中，宮崎，根本，中川，首藤（地理院）

（省庁連絡員）

上野（文部科学省），佐藤，山後（国土交通省），川澤（総務省消防庁），笹井，高橋（東京都）高山（静岡県），藤井（愛知県），河村（三重県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間では，特に目立つ活動はない．M6以上では，6月12日の大分県中部でM6.2の地震が発生し，西日本の広い範囲で震度5弱を観測した．国外では7月28日に台湾付近でM6.2の地震が発生した．

2．日本列島の歪変化について

GPS連続観測データから推定した日本列島の歪変化は北海道地方で2003年十勝沖地震，2004年釧路沖地震に関連する余効的な地殻変動の影響による歪変化がみられる．宮城県地域では，2005年8月16日の宮城県沖の地震（M7.2）による歪みが見られる．また，伊豆諸島周辺の地殻活動に伴う，北東―南西方向の伸びが依然として顕著である．

3．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較してほとんど変化は見られない．掛川市の水準点140-1に対する御前崎市の水準点2595の動きは，長期的な沈下の傾向が続いている．

網平均結果では前年度と比較して沈下速度が低下したように見えるが，前年度まではスロースリップにより掛川が隆起域に入り，掛川側から見て御前崎側の沈下量が増加して見えるためである．定常時とスロースリップ発生時の水準測量結果を比較すると，御前崎付近の沈下は両者で共通しているが，スロースリップ発生時には浜名湖付近の隆起が目立つ．東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は2006年7月までで最大で水平，上下共6cm程の変動が観測されているが，

トレンドを除いた時系列データを見ると，2005年中頃から非定常変動がほぼ停止しているように見える．

非定常すべり分布の推定結果を見ると，2005年中頃からはすべりがほとんど見られない．

スロースリップ進行中と停滞後の固着域周辺の地震活動を比較した．スロースリップ発生中は，プレート内で活発であったが，地殻内では静穏な状態である．スロースリップ停滞後，プレート内で静穏化する一方，地殻内では活発化している．

深部低周波微動活動では，2006年6月に三重県内で南西方向へ微動活動の中心の移動が見られた．傾斜変化から低周波微動に伴う短期的スロースリップの断層モデルが推定され，Mw5.8程度のモーメントが解放されたと考えられる．

4．宮城県沖の地震活動

2005年8月16日のM7.2の地震の余震域で7月1日にM5.3の地震が発生したものの，地震活動に特段の変化は見られなかった．

5．トピックス「沈み込み帯における非地震性すべり（1）東海スロースリップ」

地殻変動や地震活動，シミュレーション研究による東海スロースリップについての検討結果が報告された．

GPS観測から見た東海スロースリップに関して報告があり，プレート境界面上のひずみの解放様式から見ると，地震，長期的スロースリップ，短期的スロースリップ，定常すべりの領域がそれぞれ棲み分けをしているのではないかという仮説が提唱された．

また，2006年以降からスロースリップのすべり領域が，南西の渥美，知多，志摩半島付近に移動している可能性が指摘された．

地震活動から見た東海地域のプレート間アスペリティ領域について報告があり，固着域の中に大まかに3つほどのアスペリティが存在していると考えられることが報告された．その結果に基づき，地震性すべりの領域，長期的スロースリップ，短期的スロースリップの領域がそれぞれ棲み分けているという東海の階層的な固着構造の仮説が提唱された．

摩擦構成則及びプレートの形状を考慮したシミュレーション結果について報告があり，スロースリップがプレートの傾斜が小さい領域で発生することが報告された．スロースリップ発生の前にプレート間の固着が弱くなるという結果も報告され，スロースリップがプレート間の固着の変化の指標となり得ることも指摘された．現在のスロースリップ解析は定常的な変動からのずれに基づいて推定が行われているが，長期の地震サイクルを調べるには地殻変動データをそのまま解析するほうが良いという指摘があった．

また，使用するパラメータ値によって結果がかなり異なるため，現実を再現するパラメータ範囲はかなり限定されることが指摘され，正確なモデルで巨大地震をモニターできる可能性が指摘された．

これらの報告に基づき，東海スロースリップについて議論がなされた．スロースリップの研究を通じて，地震の発生メカニズムについて少しずつ色々なことが理解されつつあり，今後さらに研究を進めることで地震の発生メカニズムに肉迫できるのではないかという期待が示された．

第170回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2006年11月20日（月）13時00分～17時00分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，加藤，平田，小川，山田，平原，飯尾（伊藤委員代理），橋本，松本（清水委員代理），小原，堀（金田委員代理），桑原，渡辺（春日委員代理），濱田，吉川，伊藤，津澤，熊木，村上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，藤本

（招聘者）

小林（気象庁），吉田（地震研）

（オブザーバー）

佐野（地震研），小出，関田，干場，鎌谷，明田川，阿南，福満，林元（気象庁），根本，齋藤，畑中，宮崎，政春，首藤（地理院），小泉（産総研），竹行（神奈川温泉地学研）

（省庁連絡員）

中村（内閣府），上野（文部科学省），鈴木（総務省），坂田（東京都）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近3ヶ月間は，全国的に活発であった．M6以上では，8月7日に父島近海でM6.2，10月11日に福島県沖でM6.0，10月12日に与那国島付近でM6.2，10月24日に鳥島近海でM6.8の地震が発生している．また，10月1日に千島列島でM6.8の地震が発生した．

なお，期間外であるが，11月15日に千島列島でM7.9，

11月18日に喜界島付近でM6.0の地震が発生している．

2．日本列島の歪み変化について

GPS連続観測データから推定した最新1年間の日本列島の歪み変化は北海道地方で2003年十勝沖地震，2004年釧路沖地震に関連する余効的な地殻変動の影響による歪変化がみられる．宮城県地域では，2005年8月16日の宮城県沖の地震（M7.2）による歪みが見られる．また伊豆諸島周辺の地殻活動に伴う，北東―南西方向の伸びが依然として顕著である．

また，2006年1～5月の伊豆半島東部における地震活動，2006年夏以降の箱根周辺での地殻変動の影響も見られる．

3．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川～御前崎間では前回の観測結果と比較してほとんど変化は見られない．

掛川市の水準点140-1に対する御前崎市の水準点2595の動きは，長期的な沈下の傾向が続いている．

東海地域の非定常地殻変動（ゆっくりすべり）は，トレンドを除いた時系列データを見ると2005年中頃からほぼ停止しているように見える．しかし，一部の観測点では隆起が継続あるいは新たに開始しているように見える．

非定常すべり分布の推定結果では，2005年中頃からはすべりがほとんど見られない．

2006年1月以降では，2005年までの浜名湖付近のすべり領域の両隣にすべりが推定されている．

4．千島列島の地震活動

2006年11月15日に千島列島でM7.9の地震が発生した．発震機構は北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，北米プレートと太平洋プレートの境界付近で発生した地震と考えられる．この地震の震源付近では9月下旬から10月初旬にかけて地震活動が活発で，10月1日にはM6.8の地震が発生している．

千島海溝沿いで発生する地震には，単純な本震―余震型ではなく，今回の地震の南側で発生した1991年と1995年の地震のように前震的な活動を伴う例がよく見られる．

地震波形の解析から，破壊開始点よりも浅い部分に大きなすべり量が推定されている．この地震に伴った津波が太平洋沿岸及び伊豆諸島の広い範囲で観測された．津波から推定されるモーメントマグニチュードはM8.3であるが使用できるデータが少ないため過大評価である可能性も残る．

北海道の北部でこの地震に伴う地殻変動が検出された．

5．トピックス「沈み込み帯における非地震性すべり（2）短期的スロースリップ」

地殻変動や地震活動，シミュレーション研究による短期的ゆっくりすべりについての検討結果が報告された．

愛知県から静岡県西部にかけての気象庁の歪み計で，2005年7月に歪み変化が観測された．同じような歪み変化が過去にも観測されていたことが明らかになった．検出された歪み変化は主に3つのタイプに分類できる．東海地域西部では低周波地震の活動領域が3つのクラスターに分かれるように見える．

3つの歪み変化のタイプと低周波地震の活動領域との間には対応関係が見られる．3つの歪み変化のタイプに対してゆっくりすべりのすべり領域が推定された．モデルから計算された歪み場の特徴は，観測された歪み変化の特徴をほぼ満足しており，低周波地震の震央付近で発生したプレート境界上のすべりによって説明できる．1999年以降のモーメントの積算結果から，2003年から2004年前半にかけての期間に短期的ゆっくりすべりが活発化していたことが示され，2000年秋から静岡県の浜名湖付近で発生していた長期的ゆっくりすべりと厳密には時期が一致してはいないものの，両者の間に何らかの関係があることが示唆される．1984年以降，短期的ゆっくりすべりは，1987～1989年，2003～2004年に活発化していたことが示され長期的なゆっくりすべりは2000年秋からのイベントの他に1980～1982年，1988～1990年の期間にも発生していた可能性が指摘された．

短期的ゆっくりすべりはプレート境界でのすべり現象であることが示され，プレート境界の状態としては，巨大地震のアスペリティ，長期的ゆっくりすべり領域，短期的ゆっくりすべり領域が棲み分けをしている可能性が指摘された．

短期的ゆっくりすべりと深部低周波微動の活動様式として，セグメントに分割されていること，セグメント内で移動が起きること，移動パターンはある程度限定されるといった観測結果が報告された．

また周期20秒の超低周波地震が深部低周波微動発生域で検出され，その震源メカニズムは低角逆断層型で深さ30～40kmのプレート境界で発生している事が示された．

摩擦則に基づいたゆっくりすべりのシミュレーションが行われ，ゆっくりすべりを発生させるメカニズムとして，

(1) 安定・不安定の遷移領域でのすべりモデル
(2) 速度・状態依存摩擦則にcutoff velocityを導入したモデル

(3) 粘弾性モデルについて

の考察が行われた．その結果，(1) 摩擦に関するパラメータの大小によって安定すべり・不安定すべり・間欠的なゆっくりすべりが生じる事が報告された．

(2) に関しては，定常状態の摩擦が低速では速度と共に，cutoff velocity を超えると高くなる場合にも間欠的なゆっくりすべりが起こることが確認された．

(3) に関しては，ばねとダッシュポットが並列でつながっているフォークトモデルでは，すべり速度を遅くする事ができた．

その後，アスペリティと長期的・短期的ゆっくりすべり，プレート境界で発生する深部低周波地震との関係について議論が行われ，これらについての物理的理解が進んできているとの共通認識が示された．

第 171 回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2007 年 2 月 19 日（月）13 時 00 分～17 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，岡田副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，阿部，加藤，平田，小川，山田，平原，伊藤，橋本，松本（清水委員代理），小原，堀（金田委員代理），桑原，春日，濱田，吉川，伊藤，津澤，熊木，村上，山中，尾形，吉岡

（名誉委員）

高木，茂木

（オブザーバー）

梅田，片尾，森井，大谷（防災研・招聘），佐野，辻，篠原（地震研），渡辺（海上保安庁），小出，下山，干場，鎌谷，明田川，阿南，福満，林元（気象庁），小泉（産総研），竹行（神奈川温泉地学研）今給黎，根本，齋藤，畑中，宮崎，政春，首藤（地理院），

（省庁連絡員）

中村（内閣府），土橋，永田，上野，井上（文部科学省），佐藤，山後（国土交通省），鈴木（総務省），高橋，笹井，坂田（東京都），小池（兵庫県），河村（三重県）

議事概要

1．全国の地震活動について

最近 3 ヶ月間に発生した M6 以上の地震では，11 月 18 日に奄美大島近海で M6.0 の地震が発生している．なお，国外では千島列島で 11 月 15 日に M7.9，1 月 13 日に M8.2 の地震が発生した．12 月 26 日に台湾付近で M7.2，1 月 25 日に台湾東方で M6.1 の地震が発生した．

なお，期間外であるが，2 月 17 日に平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の余震域内で M6.2 の地震が発生している．

2．日本列島の歪み変化について

GPS 連続観測データから推定した日本列島の歪み変化は北海道地方で 2003 年十勝沖地震に関連する余効的な地殻変動の影響による歪み変化がみられる．また伊豆諸島周辺の地殻活動に伴う北東―南西方向の伸びが依然として顕著である．

2006 年 1～5 月の伊豆半島東部における地震活動，2006 年夏以降の箱根周辺での地殻変動の影響も見られる．

3．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町～掛川間では前回の観測結果と比較してほとんど変化は見られず，掛川～御前崎間でごくわずかな沈降が見られる．

掛川市の水準点 140-1 に対する御前崎市の水準点 2595 の動きは，長期的な沈下の傾向が続いている．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は，トレンドを除いた時系列データを見ると 2005 年中頃から非定常変動がほぼ停止しているように見える．しかし，一部の観測点では隆起が継続あるいは新たに開始しているように見える．

御前崎沖の地震活動が，2006 年 8 月から静穏になっているが，地殻変動には明瞭な変化は見られていない．

2007 年 2 月に深部低周波微動が発生し，それに伴う傾斜変動が観測された．

4．千島列島の地震活動

千島列島東方で，海溝軸を挟んで 2006 年 11 月 15 日に西側で M7.9，2007 年 1 月 13 日に東側で M8.2 の地震が発生した．

11 月の地震は北西－南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で北米プレートと太平洋プレートの境界付近で発生した地震，1 月の地震は北西－南東方向に張力軸を持つ正断層型で太平洋プレート内部で発生した地震と考えられる．

なお，1 月の地震発生領域では，11 月の地震直後から地震活動が活発化していた．

5．トピックス「近畿の地殻活動」

近畿地方における地震活動や地殻変動の観測結果とその解釈について報告された．丹波山地地域の微小地震活動が 2003 年頃から静穏化を示している．過去に遡って見ると，1995 年の兵庫県南部地震の数年前からこ

のような静穏化が起きていたことが報告された．

また，丹波地方の地震活動の空間的な変化の推移を調べた結果について報告があった．

近畿地方中部において，地殻変動連続観測により主歪み軸の時間的な変化が見いだされた．観測された歪み速度の時間変化の原因として，プレート間相互作用の変化ではないかというモデルが提出された．近畿地方での GPS 観測の結果から，歪み速度の変化の検出が行われ，多くの地点で 2002 年の後半に剪断性の歪みが発生している様子がとらえられ，それを説明するモデルが提出された．

また，地震活動の活発化，静穏化の変化について，地下水と応力変化によって定性的に説明できるという報告がされた．

地震波のトモグラフィーの結果は，丹波山地地域の地下に流体が存在することを示唆しており，上記のモデルと矛盾しない．

また，近年の研究の進展により，M7 クラスの内陸地震について破壊開始点と主破壊域の推定がある程度可能であることが報告された．

第 172 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2007 年 4 月 9 日（火）13 時 00 分～17 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，平原副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，野津，池田，金沢，平田，佐藤，吉田，小川，山岡，川崎，橋本，松本，野口，小原，金田，桑原，仙石，濱田，吉川，森，津澤，村上，宇根，阿部，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，藤本

（オブザーバー）

山本，干場，鎌谷，宮岡，林元，高木（気象庁），宮城，中島（JAXA），岡村（産総研），佐野，辻，酒井（地震研），西澤，氏原（海上保安庁），根本，齋藤，中川，首藤，野口（地理院）

（省庁連絡員）

矢萩（内閣府），橋本，上野（文部科学省），岩織（総務省），笹井，萩原，坂田（東京都）

議事概要

１．第 20 期の地震予知連絡会の構成について

互選により，大竹委員が会長に選出された．大竹会長により，島崎委員，平原委員が副会長に指名された．また，東日本部会長及び中日本部会長には島崎副会長，西日本部会長には平原副会長，トピックス部会長には平田委員が指名され，部会長がそれぞれの部会の委員を指名した．

２．平成 19 年能登半島地震について

2007 年 3 月 25 日 9 時 41 分に能登半島沖で M6.9 の地震が発生した．本震の発震機構は西北西―東南東に圧力軸を持ち，右横ずれ成分を持つ逆断層型である．余震活動は，本震―余震型で推移しており，北東－南西方向におよそ 40km にわたって分布し，南東側に傾き下がる面上で発生している．このことから，走向が北東－南西方向をもち，南東方向にやや高角度で傾斜する震源断層面が推定されている．余震活動を過去の地震と比較すると，2000 年鳥取県西部地震より活発で，2004 年新潟県中越地震よりは低調なことが報告された．能登半島地震及びその余震のモーメントテンソル解が報告され，西北西―東南東に圧力軸を持つ震源メカニズムが示された．気象庁，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所，名古屋大学から地震波形インバージョンの結果が報告されたが，共通認識を得るには至らなかった．

能登半島地震の初動メカニズム解は横ずれ成分が主であるが，モーメントテンソル解は逆断層型の縦ずれ成分が主になっている．この違いが生じた説明として，広域応力場に調和的な右横ずれ断層タイプの初期破壊が主破壊断層面の下部で起こり，この過程での応力集中により既存の弱面が滑り，逆断層タイプの主破壊が発生したというモデルが報告された．

震源域の 3 次元地震波速度構造から，震源域の北西浅部の下盤には地震波の低速度域が，南東部の上盤には高速度域が存在しており，余震はこの速度構造境界近傍に分布することから，本震は低速度域と高速度域との境界で発生したことが報告された．

能登半島地震の震央の北側から西側にかけての海底には，南東側に傾き下がり，北東―南西方向の走向をもつ逆断層が認められる．余震分布はこの断層の南東側に展開し，南東に向かって深くなることから，海底の逆断層の性状に調和的であることが報告された．

能登半島地震の周辺活断層への影響が応力変化により推定され，能登半島地震により，その西側の海域の断層で断層運動を加速させることが報告された．

能登半島地震に関する地形地質学的な緊急調査が行われ，その結果余震域と一致する地域で最大隆起量約

40cm・最大沈降量約10cmの上下変位が生じていることが生物痕跡より発見され，海岸線の上下変動量の分布を説明する震源断層モデルが報告された．

国土地理院のGPSによる地殻変動観測では，地震観測の結果と調和的な変動が得られている．

地震後の余効変動は現在のところ検出されていない．地殻変動から推定された震源断層と余震分布，海底の逆断層，及び地震の痕跡の空間的な配置が示された．GPS連続観測データからは，この地域では地殻の歪みが小さかったことがわかっている．

本震と最大余震の間にギャップがあるのではないかという指摘がされた．また，震源メカニズムが北東端の最大余震と南西端の最大余震で違い，これらが同じ断層面上にない可能性も報告されたが，これらについては，今後の観測データの集積と詳細な解析に委ねられることとなった．

また，このような歪みが少ない領域でM7クラスの大地震が発生したことに関して，その意味が何であるのか，繰り返し起きてきたのか，断層の活動履歴を調べていれば，ある程度想定はできたのか等の議論が行われたが，結論を得るにはいたらなかった．

第173回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2007年5月14日（月）13時00分～17時00分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，平原副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，平田，佐藤，吉田，小川，山岡，川崎，橋本，松本，野口，小原，金田，桑原，西澤（仙石委員代理），濱田，吉川，森，津澤，村上，宇根，阿部，溝上，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，藤本

（招聘者）

古本（名大），金田（産総研）

（オブザーバー）

岡田，関根，松澤，行竹（防災科研），小泉（産総研），

徳本，干場，明田，鎌谷，宮岡，林元，高木（気象庁），氏原（海上保安庁），宮城，中島（JAXA），佐野，酒井（地震研），原田（神奈川温泉地学研），根本，齋藤，中川，政春，首藤，千早，板橋，成田，大滝，茂木，前田，宮口，石本（地理院）

（省庁連絡員）

矢萩（内閣府），上野，永田，石関，橋本，奥（文部科学省），岩織（総務省），笹井，萩原，石山（東京都），高山（静岡県）

議事概要

1．地震予知連絡会における今後の活動展開の検討について

今後の地震予知連絡会の活動展開として，運営の在り方の検討を行うためのワーキンググループの設置が決定された．

2．全国の地震活動について

国内で，最近3ヶ月間に発生したM6以上の地震は，2月17日に十勝沖でM6.2，3月8日鳥島近海でM6.0，3月25日能登半島でM6.9，4月20日宮古島北西沖でM6.7の地震であった．また，三重県中部で震度5強を観測したM5.4の地震が発生した．

国外になるが，日本海北部で3月9日にM6.2の地震が発生した．

3．日本列島の歪み変化について

GPS連続観測データから推定した日本列島の歪み変化図からは，北海道地方で2003年十勝沖地震に関連する余効的な地殻変動の影響による歪み変化がみられる．伊豆諸島周辺の地殻活動に伴う北東―南西方向の伸びが依然として顕著である．2006年1～5月の伊豆半島東部における地震活動，2006年夏以降の箱根周辺での地殻変動の影響も見られる．2007年3月25日に発生した能登半島地震による歪みが顕著である．

4．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町に対して掛川市の水準点140-1や御前崎市の水準点2595では前回の観測結果と比較してごくわずかな沈降が見られ，掛川や御前崎市に対して御前崎先端地域ではごくわずかに隆起が見られる..掛川市の水準点140-1に対する御前崎市の水準点2595の動きは，長期的な沈下の傾向が続いている．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は，2005年以降停止しているように見える．また，伊勢湾周辺の志摩観測点や浜名湖北東の春野観測点等では2005年以降においても隆起が続いており，スロースリップがこの領域でわずかに続いている可能性があると考えられる．

GPSデータから推定されるプレート境界面のすべり分布は，2001年1月～2005年1月間で，南東向きの大きな滑りが推定されていたが，2006年4月～2007年4月では，伊勢湾周辺と浜名湖北東部にごくわずかな南東向きのすべりが見られる他は，すべりは見られない．

５．三重県中部の地震活動について

2007 年 4 月 15 日に三重県中部の深さ 16km で M5.4 の地震が発生した．発震機構は北東―南西方向に圧力軸を持つ逆断層型であった．本震の約 2 分前には，M3.2 の前震が観測された．余震活動は次第に減衰している．

DD 法により再決定された余震分布は，本震 CMT 解の西傾斜の節面と調和的な分布をしている．この節面を地表まで延長した場合，千里断層にあたる可能性がある．

６．平成 19 年（2007 年）能登半島地震について

平成 19 年（2007 年）能登半島地震の余震活動は次第に減衰している．4 月以降，余震域がやや南西側に広がり，4 月中の最大余震が，余震域の南西端付近で発生した．5 月以降も余震域の北東側と南西側の端でやや大きな余震が発生しているが，余震活動に特段の変化は見られない．

震源域の 3 次元地震波速度構造の推定から，震源域の北西浅部の下盤側には低速度域が，南東部の上盤側には高速度域が存在しており，余震はこの速度境界近傍に分布することが示された．震央から北東側 3km の北西－南東断面図では，南東傾斜の余震列の他，北西傾斜の浅い余震列が見られ，低速度域と高速度域の境界に並んでいる．この速度境界の浅部延長部は既知の地質断層の位置に一致する．従って，北西傾斜の余震分布と速度境界は，地質断層の深部形状を現していると考えられる．また，余震域の北東端の深さ 5km 以深には，震源断層近傍に高速度域が存在し，本震の破壊に対して，バリアとして機能した可能性がある．

海底地形調査の結果，産業技術総合研究所により推定されている断層に沿って，海底面の傾斜の急変箇所が存在していることがわかった．また，海底面調査の結果，泥火山（液状化現象）や海底表層の堆積層下の岩盤が露出している部分が，上記の断層に沿って発見された．

「だいち」SAR データ干渉解析によって能登半島地震に伴う面的な地殻変動が検出された．SAR データ干渉解析と GPS 連続観測で検出された地殻変動から能登半島地震の断層すべり分布が推定された．推定されたモデルは，検出された地殻変動を非常に良く再現している．防災科学技術研究所・京都大学防災研究所からも，SAR データ干渉解析の同様な地殻変動及びモデルが提出された．

能登半島地震後に行われた GPS 観測結果により，震源近傍で余効変動が起きていることが示された．

富来～門前の西海岸に発達する海成段丘は，北に向かって高度を増しており，SAR や生物痕により示された地震に伴う隆起パターンと整合することから，同様の地殻変動が累積してきた可能性が報告された．

７．西南日本の深部低周波微動・短期的スロースリップ活動について

2007 年 3 月に四国西部及び四国東部で深部低周波微動・超低周波地震活動に伴って，短期的スロースリップイベントが発生していたことが報告された．また，紀伊半島北東部においても低周波微動が活発化し，短期的スロースリップイベントが発生したことが報告された．

８．トピックス「連動型巨大地震」

トピックス「連動型巨大地震（世話人：谷岡委員）」に関して様々な視点から報告が行われた．報告は，「東北～常磐沖と南海沖の巨大津波痕跡」（島崎邦彦地震研究所教授），「東海から琉球にかけての超巨大地震の可能性」（古本宗充名古屋大学教授），「古地震学からみた陸上活断層による連動型地震」（金田平太郎産業技術総合研究所活断層研究センター）の 3 課題である．

巨大津波痕跡の調査結果から，南海沖で連動型巨大地震が 300～400 年の繰り返し間隔で，時折 700 年の繰り返し間隔で発生していたという仮説が示された．また，同様な手法で三陸沖での過去 6000 年間の連動型巨大地震の発生時期が示された．

チリ地震のような巨大地震は，日本では起きないと考えられてきたが，これは，発生間隔が長いため知られていないだけであるのではないかという仮説が報告された．その根拠として室戸岬・喜界島・御前崎の海成段丘が千年単位の間隔で起きる巨大地震の際に形成されると仮定し，3 地点の間欠的な隆起運動の時間的相関からは，東海から南西諸島にかけての超巨大地震の存在を否定できないとの報告があった．

海溝型地震だけでなく，内陸地震においても，濃尾地震やランダース地震のように，過去の活動履歴の異なる複数の活断層が連動し，ひとまわり大きな地震が発生することがある．このため，個々の断層の詳細な活動履歴情報に加えて，連動性の解明・評価が必要である．そのためには，連動した事例・連動しなかった事例を再現しうるモデルの構築が必要であることが指摘された．モデルの構成要素としては，断層の幾何学的形態，活動履歴（応力蓄積状態），破壊開始点と破壊伝播方向が挙げられる．

上記報告をもとに，マグニチュード 8 と 9 の地震では，根本的に違いがあるのか，それともたまたま連動して起きているだけなのかといった活発な議論が行われた．

第174回地震予知連絡会
議事概要

日 時 2007年8月20日（月）13時00分～18時15分
場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室
出席者
大竹会長，島崎副会長，平原副会長
（委員及び臨時委員）
谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，平田，佐藤，吉田，小川，山田（山岡委員代理），川崎，橋本，松本，野口，小原，金田，桑原，仙石，濱田，吉川，森，津澤，村上，宇根，阿部，溝上，尾形
（名誉委員及び国土地理院長）
高木，茂木，藤本
（招聘者）
岡村，八木，飯尾，鈴木
（オブザーバー）
松村，青井，（防災科研），高橋（産総研），堀（海洋研究開発機構），豊留，下山，干場，明田，鎌谷，宮岡，林元（気象庁），氏原（海上保安庁），佐野，酒井，辻（東大震研），原田（神奈川温泉地学研），原野，根本，齋藤，中川，宮崎，政春，首藤，千早，板橋，益子，成田，豊田，茂木，宮口，山口，梅沢（地理院）
（省庁連絡員）
上野，橋本，（文部科学省），岩織（総務省），笹井，萩原（東京都），宮越（静岡県），千野（新潟県），河村（三重県）

議事概要

1．平成19年（2007年）新潟県中越沖地震について

2007年7月16日10時13分に上中越沖の深さ17kmでM6.8（最大震度6強）の地震が発生した．発震機構は北西－南東 方向に圧力軸を持つ逆断層型であった．これまでの最大の余 震は，16日15時37分に発生したM5.8（最大震度6弱）の地 震である．

2004年新潟県中越地震，2007年能登半島地震，2007年新潟県中越沖地震の震源域を含む領域の三次元地震波速度構造を推定したところ，いずれの震源域においても本震の震源直下の下部地殻または最上部マントル（モホ面直下）に地震波低速度域が見いだされ，それらはマントルウェッジ内の上昇流から分岐しているようにみえる．

一次元速度構造ならびに観測点補正値を用いて震源を再決定し，それを初期震源としてＤＤ法により再度震源を決定したところ，余震分布は全体的に約10km浅くなり，全体的に南東方向に傾斜していた．また，本震震源近傍には，北西方向に傾斜する余震の分布もみられる．

DD法で求めた震源の時間変化からは，発震後30分までは北西傾斜の震源分布がみられ，6時間後以降においては，南東傾斜の震源分布もみられる．このことから，本震の震源断層面は北西傾斜と考えられる．

余震分布と地質断面の解釈図から，本震の位置から北西傾斜で震源断層面を延長すると，出雲崎から宮川に北北東に延びる高重力ブーゲー異常帯の付け根に当たる．鳥越断層の下部延長には低角度の衝上断層の存在が推定されており，その下部延長は，余震分布から推定される．この震源断層を浅部に延長すると，鳥越断層の深部延長に推定されるデコルマン（特定の地層から上の一連の地層が下位の基盤から分離し，下盤とはほとんど無関係に変位・変形している構造.）に合流する可能性があるとの見解が示された．

遠地実体波の解析から，南東傾斜及び北西傾斜の断層面上の滑り分布を推定した結果，どちらの傾斜においても観測値を説明することができた．

近地強震動記録の解析から，南東傾斜及び北西傾斜の断層面上の滑り分布を推定した結果，すべりは主に破壊開始点の南西（柏崎市）側に分布し，最大すべりは破壊開始点から十数キロ南西に推定された．南東傾斜か北西傾斜かを決定することはできなかった．また，近地解析から求められた北西傾斜の断層面上の滑り分布が報告された．

地殻変動のデータに関するフィッティング，震源分布との整合性の観点から北西傾斜の2枚の矩形断層を仮定した震源断層モデルを推定した．このモデルは，GPS連続観測値，SAR干渉画像，水準測量の結果をよく再現しているが，観測された地殻変動データそのものから断層面が北西傾斜なのか，南東傾斜なのかを決定することは難しい．

時間依存インヴァージョン解析により推定された余効すべり分布からは，本震より深い領域で余効すべりが推定された．

2004年新潟県中越地震の発生後，新潟県中越地震の震源域を北東－南西に跨ぐ基線で伸びが観測されている．これは，今回の地震の深部延長上でのすべりによって説明できる可能性があることから，新潟県中越地震によって新潟県中越沖の深部すべりが引き起こされた可能性もあることが報告された．

今回の地震は，新潟－神戸歪み集中帯で発生したが，この地域の過去の地震活動をみると，1800年～1899年に非常に活発であったことが報告された．

その他，今回の地震に関連して，産業技術総合研究所，国土地理院，京都大学防災研究所，名古屋大学，

筑波大学より，それぞれの見地から報告がなされた．

2．全国の地震活動について

最近3ヶ月間に発生したM6以上の地震は，7月9日千島列島東方沖（遠地）（M6.2），7月16日新潟県中越沖（M6.8），7月16日京都府沖（M6.7）であった．

3．日本列島の歪み変化について

GPS連続観測データから推定した日本列島の歪み変化図からは，北海道では2003年9月26日の十勝沖地震以降の余効的な変動を示すと考えられるわずかな歪みが十勝・日高周辺地域に見られる．伊豆諸島北部では北東－南西方向の伸びが見られる．能登半島では，2007年3月25日に発生した能登半島地震による影響が明瞭である．2007年7月16日に発生した新潟県中越沖地震による影響が見られる．

4．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，森町の水準点5268に対して掛川市の水準点140-1では，わずかに隆起で，掛川市の水準点140-1に対して菊川市の水準点2600や御前崎市の水準点2595がごくわずかに隆起の傾向を示す結果となった．掛川市の水準点140-1に対する御前崎市の水準点2595の動きは，長期的な沈下の傾向が続いていており，2007年7月の観測結果もその延長上にばらつきの範囲内でのっていると見ることができる．

東海地域の非定常地殻変動（スロースリップ）は，2005年以降停止しているように見える．伊勢湾周辺の志摩観測点・渥美観測点では，2004年春以降，わずかな隆起が見られ，現在でも南向きの変動が継続しているように見える．

2007年6月15日頃から17日頃にかけて，長野県南部において，低周波地震活動と同期して歪計の変化が検出された．また，傾斜変化からも同様の場所での短期的スロースリップの発生が報告された．

5．千葉県東方沖の地震・地殻活動について

千葉県東方沖～房総半島にかけてのフィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近で8月13日以降地震活動が活発化した．この領域では，たびたび，M4～5程度の地震が頻発する活動を繰り返してきており，1996年及び2002年の活動では，これに伴うスロースリップが観測されている．今回も傾斜計とGPS連続観測から明瞭な傾斜変動と地殻変動が観測され，スロースリップの発生が示唆された．GPS連続観測結果に基づいてスロースリップのプレート境界面におけるすべり分布が推定され，1996年及び2002年のスロースリップと規模と場所が類似していることが明らかになった．また，傾斜計のデータからスロースリップの領域を矩形断層モデルのインヴァージョンで推定したところ，GPS連続観測結果から推定されたモデルと同様な結果が報告された．

第175回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2007年11月19日（月）13時00分～17時10分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，平原副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，長谷川，野津，池田，金沢，平田，佐藤，吉田，小川，山岡，川崎，橋本，野口，小原，堀（金田委員代理），桑原，仙石，濱田，吉川，森，津澤，村上，宇根，阿部，溝上，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，小牧

（オブザーバー）

小泉（産総研），豊留，下山，太田，干場，明田川，鎌谷，宮岡（気象庁），氏原（海上保安庁），佐野，酒井（東大震研），板寺（神奈川温泉地学研），原野，根本，齋藤，中川，宮崎，首藤，千早，板橋，成田，豊田，茂木，前田，宮口，石本，藤原（地理院）

（省庁連絡員）

増子，奥，永田，上野，橋本（文部科学省），萩原，石山（東京都），宮越（静岡県），河村（三重県）

議事概要

1．トピックス「地震予知連絡会が実施してきた地域指定のレビュー」（世話人：島崎副会長）

様々な視点から地域指定の成果について報告及び議論がなされた．

地域の選定後に発生したM6.7以上の地震の多くが，特定観測地域や観測強化地域で発生していたことが報告された．さらに，過去30年のM5以上の常時地震活動と特定観測地域や観測強化地域を比較した結果，活動度の高い地域と特定観測地域や観測強化地域がおおむね一致していたこと等が報告された．

また，各機関より，地域指定は観測体制の整備や調査研究の推進に大きく貢献したとの報告がなされた．

2．「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ」の中間報告等

「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキン

ググループ」からの中間報告がなされた．その中で示された今後の地域指定についての考え方が了承され，引き続き同ワーキンググループで議論を深めることが了承された．

また，地震予知連絡会の活動目的について，再確認がなされた．

3．全国の地震活動について

国内で最近3ヶ月間に発生したM6以上の地震は，8月1日，7日に発生した，沖縄本島北西沖のM6.1，M6.3の地震のみで，全般的に地震活動は低調であった．

4．日本列島の歪み変化について

GPS連続観測データから推定した日本列島の歪み変化図からは，北海道では，2003年9月26日の十勝沖地震の余効変動の影響が見られ，伊豆諸島周辺では，地殻変動に伴う北東―南西の伸びが顕著である．また2007年3月25日の能登半島地震の地殻変動の影響が見られる．また2007年7月16日に発生した新潟県中越沖地震による歪みも顕著である．房総半島では，2007年8月13日～22日頃に発生した房総半島沖スロースリップの影響が見られる．

5．東海地域の地殻活動について

東海地方の水準測量結果によると，森町に対して掛川市の水準点140-1や，御前崎市の水準点2595では，前回の観測結果と比較してごくわずかな沈降が見られ，掛川市の水準点140-1に対する御前崎市の水準点2595の動きはごくわずかな隆起が見られた．水準点2595の経年変化の解析において，スロースリップ進行期とその前後の3つの期間に分けて，傾きと年周を推定したところ，傾きがスロースリップ終息後にスロースリップ発生前の値に戻ったこと，及び2007年7月と9月の隆起は，回帰曲線の標準偏差から大きくはずれていないことが示された．

東海地域のスロースリップの推定モーメントの時間変化を見ると2005年半ば以降，これまでの傾向と異なったものとなっている．これは，季節変動，2007年新潟県中越沖地震による固定点「大潟」への影響，2005年紀伊半島沖地震の余効変動，東海地域のスロースリップの周りでの若干の滑りの進行等により説明されるものと考えられる．

2007年9月～10月にかけて，長野県南部～愛知県西部で低周波微動が発生し，その領域周辺でプレート間滑りが推定された．また，この低周波微動に加えて，超低周波地震及びそれらに伴う傾斜変化について報告があり，西南日本の深部低周波微動・超低周波地震，短期的スロースリップは，3回のエピソードからなり，北東から南西に移動しているように見えることが示された．傾斜変動ベクトルから推定された短期的スロースリップは超低周波地震の震央の近くに推定されている．

6．東北地方の地震活動の静穏化について

東北地方の太平洋側で2007年以降，M5以上の地震が全く発生していない状態が継続している．この領域では，これまでも約10年ごとに地震活動が静穏化していた．この領域ではM7クラスの地震がたびたび発生しているが，このうち2例（1968年十勝沖地震と1978年宮城沖地震）では，地震発生の直前に静穏化がみられていた．

7．2007年新潟県中越沖地震について

海陸の臨時地震観測の結果，精度の高い余震分布が明らかになった．震源域の南側においては，南東傾斜の震源分布である．北側においてはその震源分布は複雑であり，南東傾斜の震源分布のほかに，一部に北西傾斜の震源分布がみられた．陸上臨時地震観測の結果からも，上記と同様な結果が得られた．

また，3次元地震波速度構造と余震分布から，多くの余震は，基盤岩内の不均質構造に沿って発生しているように見えることが示された．

「だいち」合成開口レーダーの干渉解析によって新潟県中越沖地震に伴う地殻変動が検出された．その結果，活褶曲の成長を示す西山丘陵の隆起が認められた．

8．「山崎断層帯」「六甲・淡路島断層帯」付近の地震活動の推移について

「六甲・淡路島断層帯」に沿う領域において，1995年兵庫県南部地震発生前には長期的な地震活動の低下がみられた．「山崎断層帯」に沿う領域において現在似たような状況になっており，20年程度同様な状態が続いている．

9．インドネシア・スマトラ南部の地震について

スマトラ南部で2007年9月12日にM8.4，9月13日にM7.9の地震が発生した．これらの地震は，北東－南西方向に圧縮軸を持つ海溝型地震であった．

この地域では，2004年12月に発生したスマトラ地震M9.0の後，海溝沿い南東方向に2005年3月M8.6，2007年9月M8.5と巨大地震が発生している．これらの地震系列に先行してバックグラウンドの地震活動に変化が見られ，スマトラ地震に向けて全体的に活性化してきたことが報告された．この地震活動が活性化した領域で巨大地震が発生しており，アスペリティ域への応力集中がその原因と考えられる．またパダン沖の空白域とされる場所では，地震活動の活性化が起きており，この活性化が応力集中の進行を意味するならば，近い将来のM8地震の発生が懸念されることが報告された．

第 176 回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2008 年 2 月 18 日（月）13 時 00 分～17 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，平原副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，松澤（長谷川委員代理），角森（野津委員代理），池田，金沢，平田，佐藤，吉田，山岡，橋本，松本，野口，小原，金田，桑原，仙石，濱田，吉川，森，津澤，村上，宇根，阿部，溝上

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，小牧

（招聘者）

上垣内，加藤，飯尾

（オブザーバー）

小泉（産総研），氏原（海上保安庁），徳本，下山，太田，干場，明田川，鎌谷，宮岡，木村，林元，高木（気象庁），辻（地震研），宮城（JAXA），関，原野，根本，中川，宮崎，政春，首藤，千早，板橋，益子，成田，豊田，茂木，前田，宮口，山口，梅沢（地理院）

（省庁連絡員）

山後（国土交通省），永田，奥，上野，長岡，（文部科学省），岩織（総務省），笹井，萩原，石山（東京都），宮越（静岡県），大辻（三重県）

議事概要

1.「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ」の報告

「地震予知連絡会　今後の活動展開の検討ワーキンググループ」（主査：島崎副会長）の検討結果が報告された．地震予知連絡会での今後の検討のあり方について，固定した地域にとらわれず全国を対象とした検討をすること，及び従来の地域指定を解消することにより，今後は全国横断的かつ機動的に注目すべきであること，地震に関する現象，問題（テーマ）についての検討や情報交換を実施していくべきであることが提案され，これらが了承された．また，今後，この決定に則した具体的な運営のあり方を検討するために，新年度からワーキンググループを設置することが了承された．

２．全国の地震活動について

国内で最近 3 ヶ月間に発生した M6 以上の地震は，11 月 26 日に発生した福島県沖の M6.0 の地震と，12 月 7 日に発生した鳥島近海の M6.0 の地震のみで，全般的に地震活動は低調であった．

３．日本列島の歪み変化について

GPS 連続観測データから推定した日本列島の歪み変化図からは，北海道では，2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震の余効変動の影響が見られ，伊豆諸島周辺では，地殻変動に伴う北東―南西の伸びが依然として顕著である．また 2007 年 3 月 25 日の能登半島地震の地殻変動の影響が見られる．また 2007 年 7 月 16 日に発生した新潟県中越沖地震による歪みも顕著である．房総半島では，2007 年 8 月 13 日～22 日頃に発生した房総半島沖スロースリップの影響が見られる．

４．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，掛川市の水準点 140-1 に対して御前崎市の水準点 2595 は大きく沈降していた．これは，前々回（2007 年 7 月）と前回（2007 年 9-10 月）が 2 回連続隆起となっていたことの反動で，沈降が大きめであると考えられる．掛川市の水準点 140-1 に対する水準点 2595 の経年変化の解析においては，今回の観測結果は，従来の沈降トレンド上にあることが示された．

東海地域では，浜名湖周辺のスロースリップは 2005 年以降停止しているが，「志摩」「渥美」等では，わずかな隆起と南向きの変動が継続している．また，東海地域のスロースリップの推定モーメントの時間変化によると 2005 年半ば以降，停滞傾向にあるが，依然としてわずかにモーメントの増加が見られる．この原因のひとつとして，紀伊半島南東沖の地震の粘弾性緩和による影響が考えられるため，それを取り除いたところ，モーメントの停滞傾向がより明瞭となった．

静岡県西部で 2007 年 11 月 12 日頃から地殻内の地震活動が発生した．これらの地震活動は，2008 年 1 月に入りいったん落ち着いてきたが，1 月中旬から地震発生数がやや増加し，これまでで最大の地震（M4.2）が発生した．この一連の地震活動は，北西―南東走向の断層面上で発生しており，地震の　活動域は，北西及び南東方向に拡大していった．地震のメカニズムは，東西方向に圧縮軸を持つ横ずれ断層型であった．

会長から，この地震活動がプレート固着状態の変化を反映した現象である可能性も考慮に含め，多角的な検討を行ってゆくべきであるとの発言があった．

東海地域の短期的スロースリップについて，新たな基準を設けて歪み変化の過去事例を見直すと，これまでの事例以外に 17 事例が抽出された．短期的スロースリップにグーテンベルグ-リヒター則と相似な関係が成り立つとすると，Mw5.4 以下の短期的スロースリップの事例はもっと多い可能性がある．新たに抽出された事例と従来の事例をみると，継続日数が長いほど規

模が大きくなっている．また，愛知県と長野県南部の短期的スロースリップの積算モーメントをみると，従来の事例から推定された積算モーメントより若干大きくなった．さらに，愛知県では，2005年に入って積算モーメントの傾きが鈍化しているのに対し，長野県南部側では2003年以降のそれは大きくなっている．

2007年12月30日から2008年1月8日にかけて，深部低周波微動が発生した．この微動は，長野県南部で発生し，愛知県北東部に移動しており，前回（2007年6月）より活動範囲が広かった．この活動に同期して短期的スロースリップが発生した．

5．1973年根室半島沖地震の震源域の再評価について

1973年6月17日根室半島沖地震（M7.4）の余震活動について，震源再決定を行ったところ，1973年根室半島沖地震の余震域の広がりは，平成15年（2003年）十勝沖地震のそれとほぼ同程度であったことから，本震の規模は，両者で同等であったといえる．この結果から地震調査委員会の「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」により推定されている根室沖地震の想定震源域が過小評価されている可能性がある．また，根室半島沖地震と十勝沖地震の間に新たな海溝型地震を想定するほどの隙間はない．

6．岩手県釜石沖の固有地震について

岩手県釜石沖では，これまでM5.0程度の地震が5年程度の間隔で発生している．今回も，2008年1月11日にM5.0の地震が，予想された場所・時期・規模で発生した．広帯域波形のインバージョンによって1995年，2001年，2008年の地震のすべり量分布が推定された．その結果，これらの地震の発生領域及びすべり量分布は非常に似かよっていた．

7．紀伊半島南部～三重県中部における深部低周波微動について

2007年11月中旬から紀伊半島南部～三重県中部において深部低周波微動が発生した．この領域でスロースリップが発生したとして，歪変化及び水位変化を説明するフォワードモデルを推定したところ，比較的よく観測結果を再現することができた．

8．トピックス「地震破壊の始まりの検知とその後の予測可能性」（世話人：桑原委員）

地震破壊の始まりの検知とその後の予測可能性に関して，3題の発表があり，その後，総合討論が行われた．

一つ目の話題として，「地震の大きさの予測可能性と緊急地震速報」と題して，気象庁の緊急地震速報について説明があった．緊急地震速報では，地震の最終規模を「予測」するのではなく，地震の規模の成長を実時間で「追跡」する手法が採用されている．より精度を上げるために，計算に使用する強震計の高密度化や観測点補正値の導入等が考えられる．

二つ目の話題として，「地震の初期破壊フェーズに関する観測研究のレビュー」と題して，初期破壊から地震の最終的な規模を予測できるかどうかについてこれまでの研究成果の説明があった．観測されている初期破壊フェーズのほとんどは，震源核形成過程を反映しておらず，主破壊の前の前駆的な破壊過程を反映していること，前駆的な破壊過程は，主破壊よりも強度の小さな部分で始まり，低応力降下量で特徴づけられること等が紹介された．

三つ目の話題として，「地震・非地震性すべりの加速過程」と題して，地震波を発生する前の段階に関する研究の説明があった．摩擦パラメータによって決まる特徴的な震源核の大きさによって，通常の地震とスロースリップに差別化される．しかしながら，前駆すべりの特徴は，両者の場合で似ており，その区別をつけるのは，困難である．また，前駆すべりの規模は，地震の規模と関係ない．ただし，震源核の形成にかかる期間が長いならその違いが見られる可能性がある．震源核の大きさは地震の規模と関係ないため，大きな地震だからといって前駆すべりが大きいとはいえないようである．

第177回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2008年5月19日（月）13時00分～17時00分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，平原副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，松澤，野津，池田，金沢，平田，佐藤，吉田，小川，山岡，飯尾（川崎委員代理），橋本，松本，野口，小原，中村（金田委員代理），桑原，仙石，伊藤，吉川，森，津澤，政春，今給黎，阿部，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，小牧

（招聘者）

松村（防災科研）

（オブザーバー）

上野（防災科研），南（海上保安庁），徳本，土井，浦谷，川上，丸本，齋藤，宮岡，鎌谷，太田，田

利，高木（気象庁），佐野，辻，酒井（地震研），宮城（JAXA），関，原野，根本，木暮，齋藤，中川，飯村，松村，畠山，岡村，千早，板橋，益子，宮口，後藤，高野，愛場，池田，野神（地理院）
（省庁連絡員）
橋本，石井，上野（文部科学省），北畑，中田（総務省），笹井，萩原（東京都），宮越，八木（静岡県），原田（神奈川県）

議事概要

１．全国の地震活動について

国内で２月から４月の３ヶ月間に発生したM6以上の地震は，２月27日及び３月15日に父島近海で発生した２つのM6.6の地震であった．なお，この期間外であるが，５月８日に茨城県沖でM7.0の地震が発生した．

２．日本列島の歪み変化について

GPS連続観測データから推定した最近１年間の日本列島の歪み変化図からは，北海道では，2003年９月26日の十勝沖地震の余効変動の影響が見られ，伊豆諸島周辺では，地殻変動に伴う北東―南西の伸びが依然として顕著である．また2007年３月25日の能登半島地震の地殻変動の影響が見られる．また2007年７月16日に発生した新潟県中越沖地震による歪みも顕著である．房総半島では，2007年８月13日～22日頃に発生した房総半島沖スロースリップの影響が見られる．

３．茨城県沖の地震活動について

５月８日に茨城県沖でM7.0の地震が発生した．地震活動は減衰しつつあるが，継続している．震央付近では５月４日頃からまとまった活動があり，５月７日頃から活発化した．この領域ではM7程度の地震が15～20年程度の間隔で発生している．三次元速度構造を用いて震源位置を再計算すると，震源の深さが全体的に一元化震源よりも浅く求まった．地震のモーメントテンソル解の空間分布からも，プレート境界で発生した地震と考えられる．震源データの分析から，今回の震央付近では2007年以降に地震活動が静穏化していたことが示された．震央付近では，2006年前半からM5.0以上の地震が発生していない．前震を含めて見ると，今回の震央分布は1982年の余震域とほぼ重なっている．また，1961年及び1965年の余震域ともほぼ重なる．前震活動については1982年，今回とも活発である．前震が活発化し，一旦静穏化した後に本震が発生するというパターンが両者で見られる．小繰り返し地震から推定した準静的すべりから，震源域周辺では地震の前から準静的すべりが加速していたと考えられる．茨城県沖と内陸部では，顕著な地震が時間的に近接して発生する傾向が見られる．

地震に伴う地殻変動がGPS連続観測により捉えられた．得られた地殻変動から，北北東－南南西走向の西に傾き下がる逆断層が動いたと推定される．推定された断層面は，震源分布と整合している．

４．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，掛川市の水準点140-1に対して御前崎市の水準点2595はわずかに隆起傾向を示す．掛川市の水準点140-1に対する水準点2595の経年変化の解析においては，今回の観測結果は，従来の沈降トレンド上にあることが示された．

東海地域では，浜名湖周辺のスロースリップは2005年以降停止しているが，「志摩」「渥美」等では，わずかな隆起と南向きの変動が継続している．2004年に発生した紀伊半島南東沖の地震に伴う余効すべりと粘性緩和による変動を取り除き，スロースリップの時空間変化を推定したところ，紀伊半島で南向きに推定されていたすべりが消えた．これは，余効変動等による変動をプレート境界面上でのすべりとして説明していたためと考えられる．また，長野県南部ですべりが推定されている．推定されるモーメント量は停滞傾向にあるが，2008年以降，わずかに増加が見られる．これは季節変動によるものである可能性もあり，今後のデータ集積が待たれる．

５．中国四川省の地震について

2008年５月12日に中国の四川省でM7.9の地震が発生した．この地震は地殻内で発生した地震で，発震機構は西北西―東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型である．この付近は大きな被害を伴う地震がたびたび発生している．今回の地震はその余震分布から龍門山（ロンメンシャン）断層が動いた可能性が高い．地震波形のインバージョンから震源過程が推定されたが，どのモデルでも地震断層の南西部，震央の北西近くに大きなすべり領域が推定されている．また，南西部と北東部で断層運動の様式が異なっている可能性が指摘された．

６．トピックス「地震活動の時間変化と大地震との関係」（世話人：尾形委員）

大地震の長期的影響の可能性に関して報告がなされた．GPSデータから地震発生確率の空間分布を推定した結果，地殻変動の約７割ほどは，非地震性であるか，あるいは，バックスリップモデルでは水平変動成分の説明が不十分と考えられる．GPSから求めた地震発生の確率は1729－1914年の地震発生分布とよく一致する結果が得られた．またGPS以外の様々なデータを用いて，地震発生確率分布のモデルを作成した結果も同様な結果となり，1801－1925年の大地震分布とよく一致する．このことから，最近の地殻変動等は100年程度前の地震の影響を受けているのではないかとの報告

があった.

東海地方のアスペリティ分布に関する分析結果について報告がなされた. A)想定震源域内には複数個のアスペリティがある, B)2000年からの東海地方の長期的スロースリップに同調してアスペリティ周辺の固着強度の弱い領域に準静的すべりが進行した, という2つの仮定の下で推定された. 推定アスペリティの外側領域で長期的スロースリップの影響で準静的すべりがあったとすると, その周辺における発震機構が変化すると考えられるが, 実際に長期的スロースリップ発生以前と以降で発震機構の変化が見られ, このモデルを支持する結果が得られている.

千島海溝付近で2006年11月15日と翌年1月13日にプレート境界地震, 太平洋プレート内地震がそれぞれ発生した. 11月15日の地震の余震は2つの群に分かれており, 北西部が本地震断層周辺の余震, 南西部が本震によってトリガーされた海溝軸よりも沖合側で発生した正断層型の広義余震である. このような海溝軸より沖合の地震が誘発されることはクーロンの破壊応力変化からも裏付けられている. ETASモデルで余震の時空間変化を解析すると, 海溝軸より沖合の地震は本震後20日頃から静穏化し, 狭義の余震は相補的に活発化するという様子がみられた. この現象は, 非地震性すべりを仮定したストレス変化で説明できるという報告がなされた.

釜石沖では, 5年ほどの間隔でM4.8程度の地震が繰り返し発生してきたが, その発生間隔が, 近傍の小繰り返し地震から推定される準静的なすべりの擾乱によって変化したという見解が報告された. すなわち地震の発生は, 長期的には地震の繰り返し間隔で評価でき, 短期的には地震の満期度と周囲の擾乱の大きさで評価できるのではないかという報告がなされた.

平成20年度第1回地震予知連絡会東日本部会議事概要

日 時 2008年7月2日（水）10時00分～12時00分

場 所 国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

島崎部会長

（部会委員）

谷岡, 松澤, 平田, 中村（金田委員代理）, 桑原, 西澤（仙石委員代理）, 齋藤（森委員代理）, 政春

（招聘者）

佐藤, 小原（地震予知連絡会委員）, 鈴木（名大）（会長, 名誉委員及び国土地理院長）

大竹, 高木, 茂木, 小牧

（オブザーバー）

小村, 松原（防災科研）, 土井, 浦谷, 下山, 宮岡, 鎌谷, 武田, 太田, 上野, 高木, 舟崎, 吉川（気象庁）, 酒井（地震研）, 宮城（JAXA）, 原野, 根本, 齋藤, 中川, 飯村, 松村, 畠山, 板橋, 益子（地理院）

（省庁連絡員）

橋本, 長谷川, 田利, 北村（文部科学省）, 北畑, 中田（総務省）, 矢萩（内閣府）

議事概要

1. 平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震について

2008年6月14日に岩手県内陸南部でM7.2の地震が発生した. 1997年10月以降の活動を見ると, 今回の震源域周辺ではM5を超える地震は発生していなかった. 余震活動は活発である. 6月16日には当初発生していなかった北方に拡大した. 6月26日から28日にかけては南部の鳴子付近での地震活動が活発となったが, その後低調になった. 震源分布を詳細に見ると, 北部と南部では特徴が異なり, 北部での震源の深さの下限は南部と比べやや深い. 主に西傾斜の面が見られるが, 南部では東傾斜の面も見られ, 複雑な構造を示す. DD法などの結果によれば, 震源分布は一元化震源よりも浅く求まる傾向がある. 本震の発震機構は西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であり, 多くの余震が同じ発震機構を示すが, 栗駒山よりも南では圧力軸の向きはほぼ東西方向を示す.

この地震に伴う地殻変動がGPS連続観測, SARで捉えられている. なお, GPS連続観測により, 地震後の余効変動が震源域の北部を中心とする領域で観測されている. また, GPSの1秒データを用いた変位と地震計による変位波形がおおむね一致すること, 強震計データから推定された永久変位がGPS連続観測で得られた変位とおおむね調和的であることが示された.

地震観測結果から断層面上でのすべり分布が推定されている. いずれの結果でも本震震源よりも南側の浅い領域に大きなすべりが推定されている. 地殻変動からも同様に本震震源の南側で大きくすべる領域が推定された. ただし, 地殻変動から推定される断層面の深さは, 余震の震源分布よりも有意に浅い.

GPS観測から東北脊梁山地に沿って短縮ひずみが顕著に見られる. 地震波トモグラフィによると深さ40kmで地震波速度が周辺に比べて遅い領域が火山に沿って分布している. 今回の地震の周辺域でこれまで発生した比較的規模の大きな地震活動は, 震源域の深部に低速度域が分布している地域に見られ, それらの地震の

発生は地下深部から供給された流体と関係している可能性が高い．今回の地震の余震分布と出店断層の深部延長とは比較的近い位置関係にある．

今回の地震の震源付近で，本震発生の直前に前震活動がみられた．また，今回の震源域では1999年と2000年にM4クラスの地震が発生している．これらの余震分布は今回の余震分布の浅部延長にあることから，同一面上での活動であると考えられる．これらの地震の震源域では今回の地震の余震活動は低調である．傾斜計の観測結果には地震直前には変化が見られず，Mw4.0よりも大きなプレスリップはなかったと考えられる．

これまで，活火山の近傍では大きな地震はあまり発生しないと考えられてきた中で，今回の地震は栗駒山の近傍で発生した．比較的地温が高いと考えられる火山地域で大きなひずみが蓄積されていたという一見矛盾すると思われる現象について議論が行われた．地震観測からは，地震波には短周期が卓越するという特徴がみられること，地震波形解析，地殻変動データから推定される最大すべり量が非常に大きく，大きなひずみが狭い領域に蓄積されていたことは確からしいという結論になった．地質学的な見地からは，この地域よりも南側は火山地域であるが，北側では活断層が分布することから火山地域とは必ずしもいえないとのコメントがあった．先行現象の有無については，震源域直上のGPS連続観測点が2004年から2007年頃にかけて変動していたことが報告されたが，そのメカニズムについては不明であるとのコメントがあった．

第178回地震予知連絡会
議事概要

日　時　2008年8月18日（月）13時00分～17時00分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，平原副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，松澤，野津，池田，金沢，平田，佐藤，酒井（吉田委員代理），小川，山中（山岡委員代理），川崎，橋本，野口，小原，中村（金田委員代理），桑原，笹原（仙石委員代理），伊藤，吉川，森，津澤，政春，今給黎，阿部，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，小牧

（招聘者）

熊原（群馬大），大槻（東北大）

（オブザーバー）

笹原（海上保安庁），土井，浦谷，下山，齋藤，宮岡，鎌谷，太田，上野，高木，太田（気象庁），佐野，辻，（地震研），磯野（JAXA），小泉（産総研），武田（防災科研）木下，原野，根本，齋藤，中川，宮原，梅沢，松村，畠山，千早，板橋，宮口，後藤，高野，愛場，池田，山口（地理院）

（省庁連絡員）

橋本，溝上，田利，長岡（文部科学省），北畑，大井（総務省），笹井，萩原，高橋（東京都），宮越，八木（静岡県），河村（三重県），行竹（神奈川県），土井（岩手県）

議事概要

１．全国の地震活動について

国内で5月から7月の3ヶ月間に発生したM6以上の地震は，5月8日の茨城県沖の地震（M7.0），6月14日の平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震（M7.2），7月8日の沖永良部島付近の地震（M6.1），7月19日の福島県沖の地震（M6.9），7月21日の小笠原諸島西方沖の地震（M6.4），7月24日の岩手県沿岸北部の地震（M6.8）であった．なお，日本列島周辺では，7月6日にウルップ島付近でM6.1の地震が発生した．

２．日本列島の歪み変化について

GPS連続観測データから推定した最近1年間の日本列島の歪み変化図からは，北海道において2003年9月26日の十勝沖地震の余効変動の影響が見られ，伊豆諸島北部では北東―南西の伸びが依然として顕著である．また，2007年7月16日に発生した新潟県中越沖地震による歪みも顕著である．房総半島では，2007年8月13日～22日頃に発生した房総半島沖スロースリップの影響が見られる．また，2008年5月8日に発生した茨城県沖の地震，2008年6月14日に発生した平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震，2008年7月19日に発生した福島県沖の地震の影響が見られる．

３．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，掛川市の水準点140-1に対して御前崎市の水準点2595は，年周補正後のデータで前回及び去年の夏と比較すると，ともにわずかな沈降傾向を示す．

最近1年間の東海地域の地殻変動は，スロースリップ開始以前の状態に戻っているように見える．

４．平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震について

第1回東日本部会の概要についての報告の後，各機関からの報告と議論が行われた．

Double-Difference法による詳細な震源再決定結果が示された．全体的に東に向かって余震分布が浅くなっていく傾向にあるが，本震付近では複雑な余震分布

となっている．また，余震は，基本的に地震波の高速度域で発生しているが，北部の出店断層付近では低速度域で発生している．

余震域では低周波地震が発生しており，特に余震域北部に集中して分布している．

GPS 観測によると，この地震後，余効変動が観測されている．余効変動が活発な時期と低周波地震の活動とがよく対応しているように見え，鳥取県西部地震では，余効変動が顕著な領域で低周波地震が多く発生していたとの指摘があった．

「だいち」の SAR データの解析によると，余震域と地殻変動の集中帯がよく一致していた．なお，余震域の東側で実施された水準測量では，これと調和的な結果が得られている．

地形・地質踏査により，余震域の東縁付近に沿って南北 20km 程度にわたり断続的に地表地震断層及び地表変状が出現していることが確認された．

今回の地震で出現した地表地震断層周辺でのトレンチ調査によると，過去 3 回以上のイベントが認定された（群馬大学熊原講師報告）．

５．岩手県沿岸北部の地震について

7 月 24 日に岩手県沿岸北部の深さ 108km で M6.8 の地震が発生した．発震機構は，太平洋プレートが沈み込む方向に張力軸を持つ型で，太平洋プレート内部で発生した地震であった．

スラブ内の二重深発地震面の上面・下面及び面間には，地震活動が活発な領域が存在し，それぞれの水平位置がほぼ一致している．今回の地震は，下面の活発な領域で発生した．

６．福島県沖の地震について

7 月 19 日に福島県沖の深さ 32km で M6.9 の地震が発生した．発震機構は，西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生した地震である．

この周辺では，今回の地震の他に 1987 年，2003 年にもまとまった地震活動があったが，それぞれの震源域は重ならない．また，今回の地震のすべり分布と，過去に宮城県沖及び福島県沖で発生した地震のすべり分布は互いに重ならず，棲み分けて発生しているように見える．なお，今回の地震の海溝軸側の領域では，小繰り返し地震に伴いプレート間すべりが起きていると考えられるとのコメントがあった．

この地震が発生する半年ほど前から近傍の電子基準点の東西成分に変化が見られていた．2007 年 11 月 26 日の地震と 2008 年 7 月 19 日の地震の震源の間の領域でプレート間すべりが発生していたと考えられる．

７．茨城県沖の地震について

長期確率予測の手法に最近の地震活動のデータを取り込み，短期的な発生確率を評価するモデルを構築し，試験的に運用した結果について報告があった．5 月 8 日の茨城県沖の地震の前震活動に伴い短期確率が上昇し，発生直前には 10%超となっていた．

８．西南日本における深部低周波微動について

5 月中旬に愛知県において深部低周波微動が発生し，活動域が北東に移動していった．6 月中旬には，三重県においても発生し，北東及び南西の両方向に移動していった．これらの活動に伴い短期的スロースリップイベントが発生した．

９．中国四川省の地震について

5 月 12 日に発生した中国四川省の地震（M7.9）について，「だいち」のデータを用いた SAR 干渉解析から地殻変動が明らかになった．この結果から，震源域南西部では比較的低角の逆断層で，北東部では比較的高角の右横ずれ成分を大きく含む逆断層であると推定された．

第 179 回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2008 年 11 月 17 日（月）13 時 00 分～17 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，平原副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，松澤，野津，池田，金沢，平田，佐藤，吉田，小川，山中（山岡委員代理），川崎，西上（橋本委員代理），野口，小原，金田，桑原，仙石，伊藤，吉川，森，津澤，政春，今給黎，阿部，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木，茂木，小牧

（招聘者）

上嶋（震研），佐藤（海上保安庁）

（オブザーバー）

土井，浦谷，下山，岡部，齋藤，鎌谷，太田，上野，高木，舟崎，勝間田，藤井（気象庁），佐野，辻，望月，酒井（地震研），和田（JAXA），小泉（産総研），木下，秋山，根本，齋藤，中川，宮原，梅沢，松村，畠山，千早，板橋，益子，宮口，後藤，高野，愛場，池田，山口（地理院）

（省庁連絡員）

橋本，溝上，石井，田利（文部科学省），北畑，大井（総務省），笹井，萩原，高橋（東京都），河村（三重県），板寺（神奈川県）

議事概要

１．地震予知連絡会における今後の議論の進め方について

本会議の運営や議論するテーマのあり方について，ワーキンググループによる検討結果が報告された．主に地殻活動のモニタリングに関する内容を「重点検討課題」として選定し，集中的に検討すること，「重点検討課題」の選定および運営を行う部会の設置，今後の本会議での議事として，地殻活動モニタリング結果に関する検討，重点検討課題の検討を中心に行うこと，これを含めた地震予知連絡会の議論の進め方，また会長選出手続きについて提案された．この報告について質疑が行われ，了承された．また，重点検討課題運営部会が設置され，平田委員が部会長に指名された．

２．全国の地震活動について

国内で８月から 10 月の３ヶ月間に発生した M6 以上の地震は，９ 月 11 日に北海道十勝の沖合で発生した M7.1 の地震のみであった．

３．日本列島の歪み変化について

GPS 連続観測データから推定した最近 1 年間の日本列島の歪み変化図からは，北海道において 2008 年９月 11 日の十勝沖の地震の変動，2003 年９月 26 日の十勝沖地震の余効変動の影響が見られ，伊豆諸島北部では北東―南西の伸びが依然として顕著である．また，2007 年７月 16 日に発生した新潟県中越沖地震による歪みが見られる．2008 年５月８日に発生した茨城県沖の地震，2008 年６月 14 日に発生した平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震，2008 年 7 月 19 日に発生した福島県沖の地震の影響が見られる．

４．十勝沖の地震活動について

９月 11 日に M7.1 の地震が十勝沖で発生した．発震機構解は太平洋プレートと陸のプレートの境界付近で発生した地震であることを示す．余震活動は順調に減衰している．今回の地震の本震は 2003 年十勝沖地震の本震よりやや浅く求まり，余震活動は本震の南東のクラスターで活発となっている．地殻変動から推定された今回の地震のプレート境界面上の滑り分布は，2003 年の地震に比べてやや南側に推定された．今回の地震の本震と余震は，2003 年の地震による滑りがあまり大きくない領域に位置している．

５．2008 年岩手・宮城内陸地震前の周辺の地震活動

岩手・宮城内陸地震の発生以前に東北地方の地震活動が活発化したように見えることが報告された．深さ 20km 以浅でまとまった活動が見られる領域のうち，岩手山付近，秋田県内陸部，宮城県中部，及び山形県村山において，岩手・宮城内陸地震の発生する 1～2 月前に活動が活発化したことが示された．

６．福島県沖の地震前後の地震・地殻活動

福島県沖で，2008 年５月の茨城県沖の地震後に静穏化がおき，その後 M6.9 の地震が発生したという報告がなされた．前回の地震予知連絡会において国土地理院から福島県沖の地震の前に Mw6.4 に相当するプレート間滑りが発生していたという報告があり，当該地域の地震活動について調査した結果，５月中旬から７月 19 日の地震の前２ヶ月間に地理院が指摘した滑り領域の周囲で M3.0 以上の地震が全く発生しない状態が続いていた．

７．茨城県沖の地震

海底地震計を用いた震源分布と地下構造との比較が示され，茨城県沖の地震の発生領域はプレート境界より約 5km 程度深く，沈み込む海洋性地殻内で発生していたと報告された．この地震の前震活動および本震発生後の余震が観測され，その特徴が報告された．前震活動は小さな領域に集中していて，時間とともに移動し，範囲が拡大して本震発生に至っている．その後の余震活動は，本震発生直前に地震活動があった領域で活発であった．

８．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果によると，掛川市の水準点 140-1 に対して御前崎市の水準点 2595 はわずかに沈降傾向を示した．掛川市の水準点 140-1 に対する水準点 2595 の年周補正後の結果は，今回の観測結果が 2005 年夏以降の最近の沈降トレンド上にあることが示された．

GPS 連続観測データから得られた東海地方の地殻変動は，スロースリップ開始以前の状況に戻っているように見える．

９．東海地方～西南日本の深部低周波地震・微動と短期的スロースリップについて

2008 年８月 25 日頃から９月４日にかけて長野県南部～愛知県で深部低周波地震活動が観測された．この活動と同期して，周辺の歪計で地殻変動が観測された．その後，９月７日から８日にかけて長野県南部で活動が観測されたが，周辺の歪計では明瞭な地殻変動は観測されていない．また，９月下旬～10 月上旬に四国西部，10 月中旬には四国東部で低周波微動が発生し，いずれも地域固有の周期性に調和的な活動であった．

10．宮古島近海の繰り返し地震について

2008 年９月 10 日に発生した地震の震源付近では，1966 年７月以降，宮古島近傍の深さ約 50km で M5.1 程度の地震が平均発生間隔 5.9 年で８回発生しており，

これらの波形は互いによく似ていることから，プレート境界上に存在する同じアスペリティが繰り返し地震を引き起こしていると考えられる．

11. トピックス「観測技術の最前線」（世話人：小川委員）

合成開口レーダー，海底地殻変動観測，地下電気伝導度構造研究に関して報告及び議論が行われた．合成開口レーダーに関しては，「だいち」PALSAR データを用いた地殻変動観測手法とそれによる解析結果について説明があった．PALSAR は L-band のマイクロ波を用いることから SAR 干渉解析での干渉性が高く，地震に伴う地殻変動の詳細把握に優れていること，SAR 干渉解析では干渉が得られないような変動量の勾配が大きい地域でも変動を把握できる解析手法についての紹介があった．

海底地殻変動観測に関して，その原理の説明が行われた．現在は，海底地殻変動を水平方向で数 cm の精度で捉えられること，地殻変動速度については 1cm/year 程度の精度を達成しているとの報告が行われた．そして，現在までに得られた海底地殻変動のデータから，プレートの沈み込みに伴う地殻変動，断層モデルの詳細化に貢献していることが説明された．最近の課題としては，観測の効率化，精度向上，海中の音速構造の空間的不均質による誤差の低減，次世代型観測システムの研究が挙げられた．

地下電気伝導度構造に関する研究の報告においては，電気伝導度探査手法，日本における研究の現状，および今後の課題が説明された．日本における構造研究の結果が数例報告され，地震断層の深部延長に流体の存在を示す高電気伝導度の領域が存在すること，微小地震発生帯の直下には高電気伝導度の領域が存在し，応力の集中，あるいは間隙流体が上部に侵入して地震を発生させている可能性があること，非火山性長周期微動帯や富士山深部に高電気伝導度領域が存在するといった結果が得られていることが説明された．今後の課題としては，三次元解析や，時間的変化の推定等が挙げられた．

第 180 回地震予知連絡会 議事概要

日　時　2009 年２月１６日（月）13 時 00 分～16 時 00 分

場　所　国土地理院関東地方測量部地震予知連絡会会議室

出席者

大竹会長，島崎副会長，平原副会長

（委員及び臨時委員）

谷岡，松澤，野津，池田，金沢，平田，佐藤，吉田，小川，山中（山岡委員代理），川崎，西上（橋本委員代理），野口，小原，金田，桑原，仙石，伊藤，吉川，森，津澤，政春，今給黎，阿部，尾形

（名誉委員及び国土地理院長）

高木、茂木、小牧

（出席依頼者）

泊（震研）、海野（東北大）、澁谷（京大）

（オブザーバー）

浦谷・下山・岡部・齋藤・宮岡・鎌谷・上野・山田（気象庁）、佐野・辻・望月・酒井（震研）、宮城（JAXA）、小泉（産総研）、木下・秋山・塩谷・根本・齊藤・中川（弘）・飯村・宮原・藤原・野神・松村・畠山・千早・板橋・益子・宮口・後藤・高野・愛場・池田・山口（地理院）

（省庁連絡員）

橋本・溝上・田利（文部科学省）、笹井・萩原・高橋（東京都）、八木（静岡県）、行竹（神奈川県）

議事概要

１．第 182 回地震予知連絡会（5 月 15 日開催予定）における重点検討課題の検討について

重点検討課題「プレート境界深部すべりに係る諸現象」について趣旨説明が行われた（趣旨説明者：小原委員）。本重点検討課題では、フィリピン海プレートの沈み込み境界深部で発生するすべり現象(短期的スロースリップイベント）とそれに伴う現象（深部低周波微動・地震、深部超低周波地震）の発生状況、モニタリングの現状、発生メカニズムに関する研究の現状について理解を深めるとともに、今後のモニタリングの高度化、発生メカニズム研究、プレート沈み込み過程、巨大地震発生との関連等に関する議論を行ない、プレート間すべりのモニタリングとしての可能性を探ることを目的としている。

２．全国の地震活動について

国内で 2008 年 11 月から 2009 年１月までの３ヶ月間に発生した M5 以上の地震は 30 個であった。また、千島海溝・日本海溝周辺で相対的に地震発生数が多いことについて話題となった。

３．日本列島の歪み変化について

GPS 連続観測データから推定した最近１年間の日本列島の歪み変化図からは、北海道において 2003 年９月 26 日に発生した平成 15 年十勝沖地震の余効変動、2008 年９月 11 日に発生した十勝沖の地震の変動の影響が見られ、伊豆諸島北部では北東―南西の伸びが依然として顕著である。また、2008 年５月８日に発生した茨城県沖

の地震、2008 年 6 月 14 日に発生した平成 20 年岩手・宮城内陸地震、2008 年 7 月 19 日に発生した福島県沖の地震の影響が見られる。

4．福島県沖（いわき市沖）の地震活動について

2009 年 1 月 3 日 16 時 13 分に福島県沖（いわき市沖）のプレート境界で M4.8（最大震度４）の地震が発生した。この地震は、1998 年 3 月 17 日（M4.5）、2000 年 5 月 30 日（M4.3）、2002 年 10 月 26 日（M4.6）、2005 年 9 月 11 日（M4.5）の地震と同じ領域（0.5km 以内）で発生しており、これら５つの地震は発生間隔が同程度で、波形の相似性が高いことから、プレート境界上に存在する同じアスペリティの破壊が繰り返し地震を引き起こしている可能性が高い。近傍では、ひと回り大きい地震（固有地震）が 1997 年 5 月 12 日（M5.7）、2005 年 10 月 22 日（M5.6）に発生しているほか、ひと回り小さい２つのグループの相似地震（M4.2 及び M3.8 程度）も発生しているにもかかわらず、今回の地震（M4.8）は発生間隔を大きく乱されることなく発生しているように見える。

5．関東東方沖の地震について

2008 年 12 月 20 日 19 時 29 分に関東東方沖で M6.6（最大震度３）の地震が発生した。この地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界付近で発生した地震であり、発震機構は東西方向に圧力軸を持つ逆断層型であった。また、この地震の 1 日後には福島県沖で M6.2 の正断層型の地震が発生している。今回の地震(M6.6)が発生した場所の周辺では、2007 年の中頃から微小地震活動が活発化していた。また、微小地震があまり発生していなかった場所で、今回の地震活動が発生している。

6．宮城・福島・茨城県太平洋岸の地殻活動について

茨城県沖の地震（2008 年 5 月 8 日、M7.0）、平成 20 年岩手・宮城内陸地震（2008 年 6 月 14 日、M7.2）、福島県沖の地震（2008 年 7 月 19 日、M6.9）に伴う地殻変動とその余効変動がみられる。

7．東海地域の地殻活動について

東海地域の水準測量結果（年周補正後）において、掛川市の水準点１４０－１に対して御前崎市の水準点２５９５は、前回と比較してわずかに隆起となっているが、去年の冬と比較するとわずかな沈降であり、今回の観測結果は 2005 年夏以降の最近の沈降トレンド上にある。

GPS 連続観測データから得られた東海地方の地殻変動は、スロースリップ開始以前の状況に戻っているように見える。

8．西南日本の深部低周波微動と短期的スロースリップについて

2008 年 11 月 10 日頃から 11 月 18 日にかけて三重県中部で、2009 年 2 月 5 日頃から愛知県中部で短期的スロースリップイベントを伴う顕著な深部低周波微動活動が観測された。三重県中部の微動活動は、北東及び南西方向に移動した。これら以外に、奈良県南部、四国中部、四国東部、四国西部において微動活動があった。

9．沖縄本島近海（国頭村東方沖）の固有地震について

沖縄本島近海（国頭村東方沖）の深さ約 31km で、1994 年 10 月以降、M4.1 程度のプレート境界型と考えられる地震が平均 2.5 年の間隔で 6 回発生している。この地震群から 0.5～1km 離れたごく近傍で、ひと回り小さい２グループの地震群（M3.0 及び M2.8 程度）がそれぞれ別のクラスターを成して、ほぼ周期的に繰り返し発生している。この３グループともそれぞれ同じ場所で同規模の地震がほぼ周期的に発生していることから、プレート境界上に存在する３つの近接したアスペリティがそれぞれ繰り返し破壊されて、このような固有地震活動を引き起こしている可能性が高い。実際、M4 程度の地震のすべり量（8～25cm 程度）は、この付近のフィリピン海プレートの沈み込みの速度（年間約 6～7cm）に発生間隔（2.5 年）を乗じた値と同程度である。

３．測地学審議会（科学技術・学術審議会）関係資料

地震予知のための新たな観測研究計画（第２次）の推進について（建議）

平成１５年７月　科学技術・学術審議会

Ⅰ.「地震予知のための新たな観測研究計画」の成果と今後の展望

１．地震予知のための新たな観測研究計画の成果

昭和 40 年度（1965 年度）から始まった我が国の地震予知計画は，平成 10 年度まで第１次から７次計画として推進され，地震活動の諸特性，地震が発生する場及び地震発生の仕組みなどに関する多くの知見が蓄積された。一方，「いつ(時期)」，「どこで（場所）」，「どの程度の大きさ（規模）」の地震が起こるかを地震発生前に予測するという地震予知の目標の達成は，地震発生現象の複雑性のために，地震の前兆現象の観測に基づく手法だけでは，一般に極めて難しいことも分かってきた。そこで，地震予知という困難な課題への展望を切り開くため，平成 11 年度から５か年計画として始まった「地震予知のための新たな観測研究計画」（以下，「第１次新計画」という。）では，地震の発生に関する基礎的研究を更に進めるとともに，これまでの知見に基づいて地震発生に至る地殻活動をモデル化し，モニタリングとモデルに基づいて地殻活動の推移予測を行うことを新たな目標として掲げた。

第 1 次新計画では，地震発生直後から次の地震発生に至る応力蓄積過程を地震発生準備過程と位置付け，その進行状況を把握するための観測研究を基本とした手法を取り入れた。これは，地震発生に至る全過程を理解することにより，その最終段階で発現が予想される現象の把握を通して，信頼性の高い地震発生予測への道筋を開くことを課題とすべきであるとの基本的認識に基づいている。第 1 次新計画の進捗状況は，平成 14 年に実施状況に関するレビューが行われるとともに，外部評価委員会による評価も行われた。外部評価では，一部の場合を除き実用的な地震予知が可能となるまでには至っていないものの，学術的に研究成果があがっていると評価された。一方，地震に関する研究の成果を社会に正しく伝えることや，科学技術･学術審議会測地学分科会と政府の地震調査研究推進本部（以下，「推進本部」という。）との役割分担を一層明確にすること等の必要性が提言された。

第 1 次新計画によって，地震発生に至る地殻活動に関する理解が進んだ。地震波形データの解析による大地震発生時の断層面上での滑り量分布に関する知見が蓄積され，沈み込み型プレート境界で発生する大地震に関しては，同一のアスペリティ（固着領域）が繰り返し破壊することが分かってきた。また，プレート間の結合状態の違いを反映して，定常的な滑りが進行する場合や固着及び地震時の滑りを繰り返す場合のほか，非地震性の間欠的滑りや地震後のゆっくりとした滑りが発生する場合など，様々な応力の蓄積や解放の形態の存在することが見いだされ，地震発生に至る準備過程の多様性が明らかになった。一方，内陸での地震発生の準備過程については，地殻の不均質構造に関する知見が蓄積し，幾つかの地域については，広域応力が特定の断層域へ集中していく機構の理解が進んだ。

平成７年に設置された推進本部の下で，第 1 次新計画期間中に進められた基盤的調査観測においては，高感度･広帯域地震観測網とＧＰＳ観測網の整備が進んだ。高感度地震観測網については，気象庁，防災科学技術研究所及び大学のデータの一元化処理が行われるようになり，また，データの流通・公開体制も確立した。これらにより，平成 12 年６月から始まった三宅島－新島・神津島の地殻活動，東海地方での浜名湖付近を中心とした顕著な広域地殻変動が検出され，その時間発展がほぼ即時的に捕捉されるなど，プレート境界域あるいは内陸における地殻活動のモニタリングシステムの高度化が進んだ。このほか，東海地域におけるモニタリングシステムについても，歪計の増設など進展が見られた。また，断層摩擦構成則に基づく地震発生サイクルのシミュレーション等の結果を考慮して，監視能力の向上が図られた。

モデル化及びシミュレーションにおいても，地震発生サイクルを構成する要素モデルの構築や，横ずれ型プレート境界での地震発生サイクルのシミュレーションが行われるなど，日本列島及びその周辺域の地殻活動予測のためのシミュレーションモデル構築の準備が進んだ。また，海底地殻変動観測のための技術開発が進み，繰り返し観測が実施されるようになった。

第１次新計画では，関係機関がそれぞれの役割を分担しつつ，観測研究における協力･連携を図ってきた。中央省庁等改革に伴い，測地学審議会の機能は，科学技術・学術審議会測地学分科会に引き継がれた。測地学分科会においては，大学や関係各機関の研究者等で構成される地震部会を設置した。昭和 44 年に発足した地震予知連絡会は，大学及び関係機関の委員による

地震予知研究に関する情報交換を定期的に行い，第１次新計画の推進に貢献した。また，大学においては，全国共同利用の附置研究所（以下，「全国共同利用研究所」という。）と各大学の地域センター等で構成される新しい地震予知研究協議会が発足した。

２．今後の展望

第 1 次新計画により，沈み込み境界におけるプレートの結合状態の時空間変化に関する研究が進み，地震発生予測に向けて現在の応力蓄積状態を迅速に把握できる見通しがついた。今後は，地殻活動の推移を把握し，さらに，その定量的予測へと踏み出すべき段階に来ている。そのためには，観測研究の成果に基づいて地殻活動の物理モデルを構築し，それに基づいて予測のためのシミュレーションを実現していく必要がある。こうした方法により，地震発生に至る応力蓄積状態を把握し，特定の震源域が，現時点において地震発生サイクルのどの段階にあるかを推定することを目指す。このような手法により，プレート境界域における地震発生時期の予測精度を向上させることが可能となる。プレート境界での地殻活動の予測シミュレーションを高度化するためには，アスペリティの実体解明に向けた研究を更に進める必要がある。さらに，これらの研究により，特定の震源域で発生する大地震の強震動予測の精度を上げることが可能となる。

また，内陸地震の準備過程に関する観測研究を通じて，地殻の不均質構造に関する基礎的な知見が蓄積した。これらの知見を総合し，列島規模の広域応力が内陸の特定の断層域に集中して地震発生に至る過程を解明することが重要であり，そのためには組織的な観測研究を一層進める必要がある。さらに，内陸地震発生域では，地震発生の準備過程に地殻内流体が重要な役割を果たしている可能性が高いので，総合的な観測研究により地殻内流体分布を詳細に調べるとともに，時間変化の検出を目指した観測研究を推進する必要がある。

こうした総合的な観測研究を実施するには，大学及び関係機関がその機能に応じて適切に役割を分担し，連携を図ることが重要である。政府の推進本部の下で，関係機関が進めつつある基盤的調査観測等のデータを活用しつつ，測地学分科会の計画に基づく地震予知のための観測研究を組織的に推進する体制を一層整備する必要がある。また，地震予知研究に関する意見交換の場としての地震予知連絡会の役割も重要である。

平成 16 年度からの国立大学の法人化により，各大学独自の判断で大学運営が行われるようになるが，地震予知のための観測研究においては，これまでと同様，各大学の協力・連携は必須の条件である。各大学の地震関連の研究施設においても，教育や人材養成の機能を確保しつつ，地震予知観測研究のための全国的な連携を維持，発展させる必要がある。こうした連携を図る上で，全国共同利用研究所の役割はこれまで以上に重要なものとなる。同時に，大学の地震予知研究協議会が果たしてきた機能の継続，発展が期待される。なお，大学の高感度地震観測網については，推進本部の基盤的調査観測計画との調和を図りながら，大学が担うべき観測研究へ一層重点を移していく必要がある。

Ⅱ．本計画策定の方針

１．計画推進の基本的考え方

地震の発生を定量的に予測するためには，まず，長期にわたる地殻活動によってもたらされる広域応力が，特定の断層域に集中していく地震発生の準備過程を理解し，それに引き続く直前過程における地震断層域での応力の再配分機構を解明しなければならない。次に，観測を通じてこれらの過程を迅速に把握することが必要である。さらに，地殻活動予測シミュレーションモデル（地殻活動の推移予測を目的とした現実的な物理モデルに基づいた数値シミュレーションモデル）を開発することが重要である。

具体的には，地殻・上部マントルの構造，広域のテクトニクス及び地殻活動の履歴・現状を明らかにする観測研究とともに，地震発生の素過程の理解を深める基礎研究を推進する。こうした観測研究及び基礎研究の成果に基づいて，複数の要素モデルで構成される日本列島及びその周辺域の地殻活動予測シミュレーションモデルを開発する。また，地殻活動の現状をモニターし，そのデータを地殻活動予測シミュレーションモデルに取り込むことで，大地震の発生に向けた地殻活動の推移予測を行う。さらに，シミュレーションによる予測結果と観測データとの比較を通じて，モデルの妥当性の検証を行い，実用化に向けた予測モデルの高度化を推進する。

このような地殻活動の理解，モデル化，モニタリングを総合化したものとして，「総合予測システム」を構築し，「地震がいつ，どこで，どの程度の規模で発生するか」の定量的な予測を可能とすることが，地震予知研究の目標である。

現在の地震予知研究は上記目標への途上にあり，時期の予測に関しては一般に長期予測の段階にある。この段階においても，地震に至る地殻の状態を常時観測により把握し，地殻活動の推移をシミュレーションすることによって，予測誤差を段階的に小さくすることを試みる。さらに，予想される地震により「地表がど

の程度揺れるか」を予測し，地震災害軽減に寄与することを目指す。そのためには，到達度の評価が可能な具体的目標を設定し，その目標に向かって段階的に計画を推進することが必要である。

今回策定する計画（平成16～20年度）は，第1次新計画の成果を引き継ぎ，更に発展させるためのものとして位置付けられる。このために，

1） 地震発生に至る地殻活動の全過程と，その過程に伴って現れる種々の地殻現象の発生機構を解明するための総合的観測研究，

2） 地殻活動の推移予測を行うための地殻活動予測シミュレーションモデルの開発研究及び地殻の状態を実時間で把握する地殻活動モニタリングシステムの高度化のための観測研究，

3） 地震発生に至る一連の過程に伴う地殻現象を高精度で検出するための新たな観測・実験技術の開発研究，

を推進する。さらに，これらの観測研究を効果的に推進して地震災害軽減に寄与するために，本計画を一層効果的に推進できる体制の整備，観測研究プロジェクトを立案・推進するための広く開かれた仕組みの整備を図り，また，成果を社会に効果的に伝えるなど，震災軽減に関する社会的要請にこたえるよう努める。

2．本計画の基本的方針

前記の基本的考え方に基づいて，次により本計画を推進するものとする。

（1） 地震発生に至る地殻活動解明のための観測研究の推進

《日本列島及び周辺域の長期広域地殻活動》

日本列島及びその周辺域の地殻活動は，列島とその周辺に位置するプレートの相互作用に起因する応力・歪場に支配されている。地殻活動予測シミュレーション実現のためには，日本列島を含むより広範囲で長期的なプレートの相対運動を明らかにすることが基本的に重要で，周辺国との国際協力の下に広域ＧＰＳ観測及び広帯域地震観測を実施する。同時に，沈み込むプレートの形状とプレート境界の摩擦特性，日本列島の地殻・上部マントルの不均質構造とその物性，活断層の活動履歴などを明らかにし，列島規模での応力場の形成機構と島弧地殻内部にみられる歪集中帯の変形機構を明らかにする。

《地震発生に至る準備・直前過程における地殻活動》

応力の集中と地震の発生の関係を解明するには，地震発生に至る準備過程から直前過程までの地殻活動を一連の過程として研究する必要がある。プレート境界では，非地震性滑りの進行によりアスペリティに応力が集中し，やがて地震発生に至るというモデルが提唱された。このアスペリティモデルの妥当性を定量的に検証するための観測研究を実施する。内陸地震の発生に至る準備過程については，地殻・上部マントルの不均質構造と，歪及び応力の集中機構の関係を理解することが重要である。さらに，十分に応力が集中した領域で発生する不可逆的な物理・化学過程（地震発生に至る直前過程）を解明するための観測的，実験的及び理論的研究を実施する。また，地震発生直後の強度回復過程から，次の地震の準備・直前過程に至る一連の地殻活動の観測的研究を推進し，地震発生サイクルの多様性やその支配要因について解明に努める。

《地震破壊過程と強震動》

強震動の解析によって大地震の破壊過程，特に，断層面上のアスペリティ分布や応力変化の情報を抽出する。これらの情報を蓄積することによって，発生する地震の規模だけでなく，大地震時の強震動生成域の分布についても定量的評価が可能になる。震源過程の複雑さとともに，地下構造の影響を的確に評価することによって，予想される大地震の強震動予測の高度化を図る。

《地震発生の素過程》

摩擦・破壊現象の物理・化学的素過程を実験的に明らかにしていくことによって，アスペリティの実体，アスペリティ間の相互作用，非地震性滑り，摩擦・破壊現象のスケーリング則（大きさに関係する規則）などについて理解を深める。地殻活動予測シミュレーションモデルが十分な予測能力を持つためには，パラメータを現実的な値に設定することが重要であり，観測可能なＰ波速度，Ｓ波速度，比抵抗などから，物質とその状態，摩擦・破壊構成則パラメータを推定するための実験的・理論的研究を推進する。

（2） 地殻活動の予測シミュレーションとモニタリングのための観測研究の推進

《地殻活動予測シミュレーションモデルの構築》

広域的な地殻活動の常時モニタリングシステムによって得られる膨大な観測データから有効な情報を抽出し，その情報に基づいて将来の地殻活動の推移を予測するシミュレーションモデルを構築する。まず，日本列島及びその周辺域を対象とした地

殻活動予測シミュレーションモデルを開発し，ＧＰＳ等による地殻変動データや地震活動データを取り込んだ広域地殻活動のシミュレーションを行う。稠密な観測が行われている特定の地域においては，より詳細な地域モデルを開発し，現実の観測データを取り込んだシミュレーションを行う。さらに，これらのシミュレーションを継続的に高度化していくために，地震発生の物理・化学過程に関する基礎的なシミュレーション研究を推進する。

《地殻活動モニタリングシステムの高度化》

基盤的調査観測としての高感度・広帯域地震観測及びＧＰＳ観測に加えて，地殻活動モニタリングに有用なその他諸観測を実施し，日本列島及びその周辺域の地殻活動モニタリングの高度化を図る。モニタリングシステムによって得られるデータは，地殻活動予測シミュレーションモデルの構築やシミュレーション結果の検証において必須である。また，想定東海地震震源域や想定東南海・南海地震震源域など，大地震の発生が予想される特定の地域における地殻活動モニタリングの高度化も重要で，高密度諸観測や観測データの実時間処理システムを一層整備する必要がある。

《地殻活動情報総合データベースの開発》

日本列島及びその周辺域の地殻活動情報データベースを構築するとともに，実時間で収集される地殻活動モニタリングシステムのデータから有効な情報を引き出すためのデータ解析システムの開発を目指す。

（３）新たな観測・実験技術の開発

《海底諸観測技術開発と高度化》

海溝沿いの大地震の準備・直前過程の解明のためには，陸域の観測網と連携して震源域である海底での観測を進めることが必要不可欠である。特に海底における地殻変動観測が重要であり，その技術は実用化されつつあるものの，陸域に比べて精度が不足している。このため，海底諸観測技術開発とその高度化，特に，海底地殻変動観測技術の一層の高度化を進める。

《ボアホールによる地下深部計測技術開発と高度化》

ボアホールを利用しての計測は，雑音の多い地表から離れることによって高分解能のデータを得るという点だけでなく，震源核に近づいて地殻応力状態や断層物質を直接測定するための重要な技術であり，更に高度化を進める。

《地下構造と状態変化をモニターするための技術開発と高度化》

地震波速度構造，散乱体や地下流体の分布の変動などを，従来の技術よりはるかに高い分解能でモニターすることが重要であり，そのための新たな技術開発と一層の高度化を進める。

《宇宙技術等の利用の高度化》

近年の宇宙技術利用の飛躍的進展により，日本列島全域をほぼ均等に覆うＧＰＳ観測網の構築が進み，広域地殻変動の常時モニタリングが十分に可能となりつつある。ＳＡＲ等による地殻変動の面的検出手法を高度化するとともに，地殻活動をより詳細に把握するために様々な誤差要因を除去してＧＰＳ観測精度の一層の向上を図る。

（４）計画推進のための体制の整備

関係機関相互の密接な協力・連携の下に，推進本部の推進する計画との役割分担も明確にしつつ，本計画を一層効果的に推進できる体制の整備を図る。また，情報交換の場としての地震予知連絡会の充実を図る。長期的な研究の進展のために，人材の養成と確保に努める。さらに，火山噴火予知研究等との連携，国際協力の推進を進める。また，本計画の成果を社会に効果的に伝えるなど，震災軽減に関する社会的要請にこたえるよう努める。

Ⅲ．計画の実施内容

１．地震発生に至る地殻活動解明のための観測研究の推進

（１）日本列島及び周辺域の長期広域地殻活動

日本列島及びその周辺域の地震活動の根本的原因は，列島とその周辺を構成するプレートの相互作用に起因する応力である。日本の東側からは太平洋プレートが，南側からはフィリピン海プレートが日本列島下に沈み込み，プレート境界に歪が蓄積され，臨界状態を経て破壊に至り，いわゆるプレート境界大地震が発生する。これまで，東北日本は北米プレートに属し，西南日本はユーラシアプレートに属すると考えられていたが，近年，それぞれオホーツクプレートとアムールプレートに属することが提案されている。また，東北日本と西南日本の境界は日本海東縁部及び内陸の糸魚川－静岡構造線と考えられているが，境界の正確な位置やその周辺のプレートの変形様式を明らかにすることは，日本列島の内陸地震の発生予測にとって重要な課題である。これらのプレートの存在の有無，境界の位置及びその相対運動速度を精密に決定することは，日本列島及

びその周辺に発生する大地震の繰り返し間隔の推定や発生予測にとって基本的に重要である。

さらに，大地震の発生予測のためには，プレート相対運動という外的要因の下で，プレート境界の摩擦特性，プレートの構造と物性及び内陸活断層の強度などの内的要因によって，日本列島とその周辺でどのように歪が蓄積され，応力が集中するかを明らかにすることが必要である。

ア．日本列島及び周辺域のプレート運動

日本列島とその周辺を構成するプレートの境界の形状・位置及び相対運動を精密に求めるためには，国土地理院によって整備された日本列島内の稠密なＧＰＳ観測網（GEONET）の他，国土地理院等のＶＬＢＩ及び海上保安庁海洋情報部のＳＬＲによる全地球的な観測とともに，日本列島周辺域での稠密なＧＰＳ観測が必要である。このために，大学，国土地理院及び海上保安庁海洋情報部は，日本列島周辺域で広範な国際協力によるＧＰＳ観測を実施する。これらの観測研究により，アムールプレート，オホーツクプレート等については，その存在の有無とプレート境界の位置を明らかにし，相対速度を１mm/yr 程度の精度で決定する。太平洋プレート及びフィリピン海プレートの日本列島への収束運動についても，収束境界の位置と収束速度の変動をより精密に決定する。これらは，本計画の目標としている地殻活動予測シミュレーションモデルの境界条件を与えるもので最も基本的な課題である。

イ．列島規模のプレート内の構造と変形

日本列島及びその周辺域での地殻活動予測シミュレーションのためには，海洋プレートの形状，島弧地殻と上部マントルとの境界面の形状及び内陸の活断層等のプレート内の不連続構造の知見が必要である。また，各領域での地震波速度等の物性値の三次元分布が，境界面構造と同尺度で数値モデル化されている必要がある。さらに，プレート境界や活断層での摩擦特性を明らかにする必要があり，これらのために，以下の観測研究を推進する。

大学等は，海洋プレート境界の形状や摩擦特性及び内陸のプレート境界の位置や変形様式を明らかにするための観測研究を行う。防災科学技術研究所，大学等は，Hi-net，F-net 等の高感度・広帯域地震観測網のデータを用いて，列島規模での上部マントルと地殻の構造の解明，地殻内応力分布及び断層の強度の推定を進める。また，地震波散乱強度の空間分布を列島規模で推定し，短波長の不均質構造を明らかにする。これらの分布と，地震活動度や地表の歪の時空間分布との関係を解明する。中部地方及び西南日本の地殻深部において見いだされている低周波地震や低周波微動が，列島及びその周辺域でどのように時空間分布しているかを明らかにし，その発生機構を解明することが重要である。比抵抗構造調査により，沈み込む海洋プレートと脱水反応による流体分布との関係を明らかにして，下部地殻の物性と変形機構の解明を進める。それらの知見に基づき，島弧地殻内部の大規模な歪集中帯の変形機構を明らかにする。

国土地理院は，ＧＰＳ及び水準測量による三次元地殻変動観測を行い，列島規模での内陸変動帯の変動様式を明らかにし，構造探査等の結果と併せて，地殻の変形が変動帯のどの部分でどのように進行しているのかを解明する。産業技術総合研究所，大学等は，島弧内歪速度，活断層の活動履歴，地質学的に推定された歪速度と測地学的に推定された歪速度の差異等を明らかにする観測研究を進め，島弧内応力の時空間変化，応力場と歪場の関係等を明らかにしていく。

海上保安庁海洋情報部は，日本周辺海域における総合調査を実施して，陸域と同等精度の変動地形，活断層分布並びに浅部地殻構造を明らかにする。特に，沿岸域の活断層について活動履歴を明らかにする。

（２）地震発生に至る準備・直前過程における地殻活動

第１次新計画において，ＧＰＳ等の測地学的手法による地殻変動観測と地震観測のデータを用いた研究によって，沈み込み型のプレート境界でのプレート間の結合の状態には，定常的な滑りと固着及び地震時の滑りのほか，ゆっくりとした非地震性の間欠的滑りや地震後のゆっくりとした滑りなど，様々な形態のあることが見いだされた。このような背景の下，非地震性滑りの進行によりアスペリティに応力が集中し，地震に至るというアスペリティモデルが提唱された。このモデルは，プレート境界の結合状態を定量的に記述できる可能性がある点で重要であり，このモデルの妥当性を検証するための観測研究が必要である。内陸においても地震発生域は局在しており，構造の不均質性が歪の蓄積と応力の集中を生み出し，結果として地震が発生していることを示唆している。

応力の集中と地震の発生の関係を解明するには，地震発生に至る準備過程から直前過程までの地殻活動を相互に関連する一連の過程として研究する必要がある。まず，プレート間結合の空間的・時間的変動に注目して，歪・応力の集中機構を解明する。一方，内陸地震の発生に至る準備過程については，

歪･応力の集中機構を地殻と上部マントルの不均質構造と関連付けて理解することが重要である。さらに，十分に応力が集中した領域で発生する不可逆的な物理・化学過程（地震発生に至る直前過程）を観測的，実験的及び理論的に解明する。

地震発生直後の強度回復過程から次の地震の準備･直前過程に至る一連の地殻活動の観測的研究を推進し，地震破壊過程の研究と併せて，地震の１サイクルを通しての地殻活動全体を解明することに努める。また，サイクル全体の理解と同時に，地震発生サイクルが時間的に定常的なのか変動するのかを古地震学的調査等によって解明し，地震発生時期の予測モデルの高度化を目指す。

ア．プレート境界域における歪・応力集中機構

大学，国土地理院，防災科学技術研究所及び海上保安庁海洋情報部は，アスペリティモデルの普遍性と地域性を解明し，アスペリティの連動破壊の条件や，アスペリティとその周辺の非地震性の定常滑り域や，スローイベント（ゆっくりとした間欠的滑り）発生域との関係を解明するために，太平洋沿岸域及び海域でＧＰＳ，歪，傾斜，重力等の地殻変動観測及び地震観測を実施する。

アスペリティに永続性があれば，プレート境界に特徴的な構造が存在する可能性がある。例えば，沈み込む海山は，アスペリティの候補の一つである。大学，海洋科学技術センター等は，海域及び陸域で制御震源地震探査，電磁気学的探査等を行うことによって，プレート境界域の構造・物性の空間的変化と震源域のセグメント構造，分岐断層の構造等，アスペリティの実体の解明に努める。海洋科学技術センターは，得られた構造探査成果と陸上で採取される断層岩試料の分析に基づき，プレート境界域の物質モデルを構築する。

さらに，スローイベントと大地震の関係を明らかにするために，スローイベントの時空間分布と地震活動とを比較し，地震発生の素過程や地殻活動の予測シミュレーションの研究と連携して，プレート境界の摩擦特性のモデル化を行う。また中部地方及び西南日本の地殻深部において見いだされている低周波地震や低周波微動と大地震及びスローイベントの発生との関係を解明する。

イ．内陸地震発生域の不均質構造と歪・応力集中機構

プレート内で発生する地震の震源断層周辺へ応力が集中する機構を理解するためには，まず地殻の不均質構造を解明しなければならない。大学及び産業技術総合研究所は，主要構造線及び歪集中帯や内陸地震震源域における不均質構造と地殻活動の解明のために，地震，電磁気，ＧＰＳ，重力，歪等の大規模な合同集中総合観測及び地質調査を実施する。

歪の集中と応力の集中との関係を明らかにするには，観測量から推定される歪から，弾性歪と非弾性歪を区別しなければならない。国土地理院，大学及び防災科学技術研究所は，地殻内の非弾性的性質と歪エネルギー分布を解明し，内陸のアスペリティ領域を同定し，応力集中機構を解明するために，機動的ＧＰＳ観測，ＳＡＲ観測及び活断層近傍での応力測定を実施する。

流体が地殻深部に存在している場合，そこでは塑性変形や剛性率の低下が生じ，結果としてその浅部に弾性歪・応力が集中している可能性がある。地殻内流体の把握のためには，地震・電磁気学的構造探査が重要である。さらに，大学，防災科学技術研究所及び気象庁は，地殻内流体の分布と挙動の解明のために，低周波地震や低周波微動の観測研究を歪み速度の大きい震源断層近傍で実施する。大学，防災科学技術研究所及び産業技術総合研究所は，注水実験や岩石実験によって，破壊に及ぼす流体の影響を解明する。

ウ．地震発生直前の物理・化学過程

地震発生の直前に生じる不可逆的な物理･化学過程を検出して，その発現機構を明らかにするために，実験的・観測的研究を進める。

大学，防災科学技術研究所等は，実際のフィールドにおける震源核形成･拡大過程の理解を深めるために観測研究を行う。このためには，特に鉱山等での半制御実験や群発地震発生域での高精度観測によって，歪，変位，地震等の多項目観測を行い，物理過程を解明することが有効である。

また，大学，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所及び気象庁は，地殻内流体の移動が地震発生のきっかけとなる可能性とその仕組みを検討するために，地震学的研究，地球電磁気学的研究，測地学的研究，地球化学的研究を実施する。特に，地殻内流体の移動速度の推定が重要であり，このために，低周波地震や低周波微動が地殻内流体の移動に起因するかどうかの解明や，流体の移動に伴う地下構造の時間変化の検出，ボアホールにおける注水実験等の研究を推進する必要がある。

エ．地震発生サイクル

地震発生サイクルの特徴やその揺らぎの程度を，計測に基づく地震学，史料に基づく歴史地震学，遺跡等の調査に基づく地震考古学，地形・地質学的方

法による古地震学等の手法を用いて解明する。史料・歴史地震学的成果のデータベース化も重要である。

大学及び産業技術総合研究所は,活断層の活動履歴や歴史地震・地震考古学に基づく地震発生サイクルの研究を実施し,大地震発生に関する統計学的モデルの高度化を行う。産業技術総合研究所は,海底地質図,堆積図の作成とともに,乱泥流堆積物の解析から地震発生頻度の推定を行う。さらに,大学等は,三陸沖等のプレート境界域で発生する小規模な固有地震(相似地震)の観測研究を実施し,地震の発生間隔や規模の揺らぎの原因を解明し,地震発生サイクルとその揺らぎを作り出す物理学的モデルの構築を行う。

大学等は,過去の大地震の履歴から得られた統計学的モデルと,中小規模の地震の観測データ解析に基づく物理学的モデルの統合を図る。強震動や地震発生の素過程の研究から得られる知見も活用して,物理学的モデルにおいて発生間隔とその揺らぎを規定するパラメータのスケーリング則を導出し,より高度で定量的な大地震発生時期の予測モデルの構築を目指す。

(3) 地震破壊過程と強震動

大地震の破壊過程を詳しく調べることによって,断層面上のアスペリティやその周辺の不均質な応力分布が得られる。このような情報を蓄積することにより,大地震発生に先立って震源域における破壊開始点やアスペリティ周辺の応力及び強度に関する特徴を知ることができる。

また,アスペリティの分布やその活動の再来性の理解が進めば,単に地震規模の予測だけでなく,大地震時の強震動生成域の分布についても定量的評価が可能になる。そのためには,震源過程の複雑さとともに,波動伝播への地下構造の影響を評価することも重要である。強震動生成域の分布の把握とともに,地下構造の影響を的確に評価することによって,強震動予測の高度化を図る必要がある。

ア. 断層面上の不均質性

大学,気象庁,防災科学技術研究所,産業技術総合研究所,海洋科学技術センター等は,三次元地下構造を考慮した震源過程解析手法の高度化を図り,過去の地震記録や測地学データ等を活用し,精度の高いアスペリティ分布図を作り,断層面上の強震動生成域の分布を推定する。動的破壊の開始から停止までの全体像を理解するためのモデルの構築を進め,短周期地震動の生成機構を明らかにする。断層掘削によって得られた試料に基づき,このモデル化に必要な断層の応力と強度の絶対値を見積もる研究を進める。また,破壊の開始点や伝播様式などを推定するために,初期破壊域とその周辺の滑り特性の研究も推進する。このために,過去の地震記録を活用する。

イ. 地震波動伝播と強震動予測

強震動の予測精度を向上させるために,断層面上の強震動生成域の分布と精度の良い地下構造を把握する必要がある。大学,気象庁,防災科学技術研究所,産業技術総合研究所,海洋科学技術センター等は,震源過程や地震発生の素過程の研究と連携しつつ,破壊の開始点とアスペリティ分布,震源断層の形状,短周期地震動の生成機構,三次元地下構造等を考慮した総合的な強震動予測シミュレータを構築していく。このため,制御震源地震探査などの構造探査データの他, K-NET や KiK-net など広域高密度強震観測網のデータや過去の地震被害情報も活用して,大都市域における強震動の詳細な分布を推定する方法を開発する。

(4) 地震発生の素過程

第 1 次新計画では,同一のアスペリティが繰り返し破壊する例が示され,また,非地震性滑りや固有地震の性質に関する知見が得られ,プレート間結合の時空間変化の研究が進んだ。本計画においては,アスペリティの実体,アスペリティの相互作用,非地震性滑り,摩擦・破壊現象のスケーリング則などについて理解を深める必要があり,そのためには,摩擦・破壊現象の物理・化学的素過程を実験的に明らかにしていくことが重要である。地殻活動予測シミュレーションモデルが十分な予測能力を持つためには,摩擦・破壊現象を記述する基礎方程式(構成則)を明らかにするだけでなく,モデルに含まれるパラメータの値を現実的に設定することが重要であり,観測可能なP波速度,S波速度,比抵抗などから,摩擦・破壊構成則パラメータを推定することを目指した実験的・理論的研究を推進する。また,これらのパラメータの推定に制約を与えるためにも,地球深部掘削等によって得られる地震発生域の物質科学的知見が重要である。

ア. 摩擦・破壊現象の物理・化学的素過程

本計画において重要な課題の一つは,アスペリティの実体を解明することである。断層面の固着の強さは,そこでの摩擦・破壊特性を反映していると考えられるので,大学,産業技術総合研究所,防災科学技術研究所,海洋科学技術センター等は,摩擦・破壊構成則が形状,物質,温度,圧力,地殻内流体などによりどのように決まるかを明らかにするた

めの実験的研究を進める。室内実験で得られた結果を実際の地震に適用するためには，摩擦・破壊現象の時空間的スケーリング則を明らかにすることが不可欠である。地震の最終的な大きさは，幾つかの独立したアスペリティがどのように連動するかという問題に帰着するという考えも出されており，連動性の解明のため，複数のアスペリティ間の相互作用及び非地震性滑り領域とアスペリティ間の相互作用に関する実験的研究を進める。また，弾性波照射による断層面の状態変化を検出する手法の開発を進める。

破壊核と地殻内流体との相互作用は地震発生予測にとって重要である。大学等は，地殻内流体移動との関連が予想される地震直前の地殻活動に伴う電磁気シグナルの発生機構を明らかにするための室内実験を行い，その伝播を定量的に評価する数値手法の開発を行う。さらに，地下水に見られる地震直前の化学種濃度変化は，岩石の微小破壊に伴って放出されるガスに起因するものもあると考えられ，そのことを検証するために，大学，産業技術総合研究所等は，岩石の変形に伴うガス放出の機構を室内実験により明らかにする。

イ．地殻・上部マントルの物質・物性と摩擦・破壊構成則パラメータ

種々の構造探査により得られたＰ波速度，Ｓ波速度，比抵抗などの値が同一スケールの分布図に表示できるようになってきた。防災科学技術研究所，産業技術総合研究所，大学，海洋科学技術センター等は，それら観測可能な物理量から，地殻・上部マントルの物質・物性及び震源域の摩擦・破壊構成則パラメータを推定することを目指した実験的・理論的研究を推進する。そのためには，室内実験により，Ｐ波速度，Ｓ波速度，比抵抗などと摩擦・破壊特性を様々な条件下で同時測定することが必要である。間隙の形状や連結性に依存する物性パラメータは，温度と圧力を与えても一意に定まるとは限らないので，信頼のおける結果を得るには同時測定が有効である。また，地球深部掘削等による地殻・上部マントル物質の採取も有効である。さらに，野外の地質調査により，隆起や削剥を経て現在地表に露出する震源域物質の変形を観察し，変形の機構，変形時の歪，応力状態などに関する情報を抽出する。このような研究を通じ，アスペリティや非地震性滑り領域の実体についての理解を深める。

２．地殻活動の予測シミュレーションとモニタリングのための観測研究の推進

（１）地殻活動予測シミュレーションモデルの構築

本計画において，地殻活動予測シミュレーションモデル（地殻活動の推移予測を目的とした現実的な物理モデルに基づいた数値シミュレーションモデル）の開発を目指す。そのために，

ア）　プレート相対運動が駆動する日本列島規模の広域地殻活動を予測するためのシミュレーションモデルの開発，

イ）　現在稠密な観測が行われている特定の地域を対象としたより詳細な地域シミュレーションモデルの開発，

ウ）　これらのシミュレーションモデルを継続的に高度化していくための地震発生過程に関する基礎的なシミュレーション研究，

を行う。これらにより，地殻活動データと大規模な計算機シミュレーションを結び付け，日本列島域（日本列島及びその周辺域）を対象にして，地殻活動の定量的な現状把握と推移予測が可能なシステムの構築を目指す。また，現在稠密な観測が行われている特定の地域を対象にして，地震発生に至る地殻の準備過程が地震発生サイクルのどの段階にあるかを定量的に示すシミュレーションを試行する。

ア．日本列島域

大学，海洋科学技術センター等は，日本列島域を対象として，地殻・マントルの弾性ー粘弾性構造，プレート境界や活断層の三次元形状，摩擦構成則の環境依存性等を考慮した地殻活動予測シミュレーションモデルを開発し，プレートの相対運動に伴う日本列島域の超長期的な地殻変形過程及びプレート境界での固着による応力蓄積から破壊核の形成を経て動的破壊に至る大地震発生過程の予測シミュレーションを行う。大規模なシミュレーションを行う上で重要となるのは，高速大容量の計算機システムであるが，平成 14 年度から稼働し始めた超並列計算機である地球シミュレータを利用できることは，研究計画の進展のために重要な要素である。本計画では，まずこの地球シミュレータ上にプロトタイプの地殻活動予測シミュレーションモデルを完成させ，次に地殻変動データや地震活動データを解析してプレート境界面の摩擦特性を定める。さらに，過去の大地震の活動が再現できるようにパラメータ調整を行い，地殻活動の実時間データを取り込んだ大地震発生の予測シミュレーションを行う。計画後期には，プレート内の大規模な活断層を地

殻活動予測シミュレーションモデルに組み込み，内陸の地震発生サイクルのシミュレーションを試みる。

イ．特定の地域

大学，海洋科学技術センター等は，現在稠密な観測が行われている三陸沖及び南海トラフ沿いを対象領域として，そこでの地震の発生系列を説明する特定地域シミュレーションモデルを開発する。三陸沖に関しては，1968 年十勝沖地震や 1994 年三陸はるか沖地震等の解析から求められている地震時の滑り量分布及び近年のＧＰＳ観測等から求められている非地震性滑り量分布を説明できるモデルを構築する。南海トラフ沿いに関しては，歴史地震及び 1944 年東南海地震以降の地震学的・測地学的データから推定される滑りの時空間分布を説明できるようなモデルを推定する。さらに，プレート境界の大地震と内陸活断層運動との相互作用もモデルに組み込み，内陸地震の発生に関する知見を得る。

大学，海洋科学技術センター等は，西南日本を対象として，粘弾性不均質三次元大規模モデルを構築し，摩擦構成則を規定するパラメータをプレート境界面に与え，フィリピン海プレートの沈み込み運動を駆動力として，南海トラフ大地震発生サイクルを生じさせるシミュレーションモデルを開発する。さらに，将来的に発生が予測される想定東海地震，想定東南海・南海地震の動的破壊伝播のシミュレーションを行う。

気象庁では，東海地域を対象として岩石実験から得られた摩擦構成則に基づいた地震シミュレーションを行うことにより，想定東海地震の発生に先立つ短・中・長期的な地殻変動を予測する。また，東海から南海地域までのプレート境界の現実的な形状を取り入れた大地震発生過程のシミュレーションを行う。

ウ．予測シミュレーションモデルの高度化

大学等では，地殻活動予測シミュレーションモデルを継続的に高度化していくために，断層破砕帯内部の微視的物理・化学過程と断層の巨視的挙動（摩擦構成則）の関係の解明，断層間相互作用を考慮した複雑断層系の地震破壊過程の解明，内陸活断層での応力蓄積機構と地震発生過程の解明を図る。

大学等では，多項目データの統合解析に基づいて，日本列島域を対象とした地殻活動予測シミュレーションモデルの高度化を図る。例えば，現在構築されつつある逆解析理論を更に発展させ，ＧＰＳデータと地震データに基づいて日本列島の応力分布を推定する手法を開発する。

国土地理院では，2000 年三宅島－新島・神津島の地殻活動を事例として，地震及び周辺の地殻活動を再現するシミュレーション手法の開発を行い，より現実的な地殻の物性に関する知見を得る。

（２）地殻活動モニタリングシステムの高度化

推進本部が策定した基盤的調査観測としての高感度・広帯域地震観測及びＧＰＳ観測により，日本列島域の地殻活動のモニタリングが行われている。これらの観測のデータ及び解析結果は広く公開され，地殻活動予測シミュレーションに必要な観測データとしても有効活用が図られている。本計画では，これに加えて地殻活動モニタリングに有用なその他諸観測も整備し，日本列島域モニタリングシステムの高度化を更に推進する必要がある。モニタリングシステムからのデータは，日本列島地殻活動情報データベースとして整理され，さらに，データ同化の手法により地殻活動予測シミュレーションに取り込まれることになる。また，こうしたデータは，シミュレーション結果の検証においても必須である。

このような日本列島域を対象としたモニタリングシステムに加え，大地震発生が想定される特定の地域における地殻活動モニタリングの高度化も重要で，高密度諸観測を一層整備する必要がある。特に，想定東海地震震源域及びその周辺，想定東南海・南海地震震源域及びその周辺は重要であり，以下では，これら両地域を東海地域，東南海・南海地域とし，その他特定の地域と区別する。

ア．日本列島域

地震活動に関しては，基盤的調査観測の整備及び観測データの一元化処理によるモニタリングの高度化を更に進める必要がある。防災科学技術研究所は，基盤観測網の適正配備に関する研究成果を踏まえた上で，計画未達成域での整備を進めるとともに，ボアホール方式の広帯域・高ダイナミックレンジセンサーによる次世代総合観測システムを開発し，実用観測を行う。気象庁は，内陸の地震に対しては，震源計算に用いる地震観測点分布の最適化による震源分布信頼性の向上を図り，海域や深発地震に対しては，三次元速度構造の震源計算への取り込みによる震源決定精度の向上を図る。また，定量的地震活動解析手法の開発も行う。大学，気象庁及び防災科学技術研究所は，震源や発震機構などの実時間決定システムの開発，種々の帯域での低周波地震や低周波微動の準実時間検知システムの構築を図る。

地殻変動に関しては，広域地殻歪の時空間変動を把握する必要がある。国土地理院は，GEONET に

よって地殻変動を実時間でモニタリングするほか，ＧＰＳによる三角点繰り返し測量やＶＬＢＩ観測などとの結合による地殻変動モニタリングシステムの高度化を図る。また，各機関のＧＰＳ観測に関する情報を集中できる仕組みを設ける。海上保安庁海洋情報部は，沿岸や離島のＤＧＰＳ局のデータ利用を進める。大学は，GEONET データの精密解析による歪時空間変化の準実時間モニタリングシステムの構築を図るとともに，応力逆解析手法による応力の時空間分布の把握を進める。海上保安庁海洋情報部，海洋科学技術センター等は，海底地殻変動観測を行い，プレート境界域における地殻変動の検出を進める。国土地理院，気象庁及び海上保安庁海洋情報部は，潮位観測を継続し，また，国土地理院は，水準測量及び重力を繰り返し測定することにより，地殻上下変動のモニタリングを進める。

その他，気象庁，国土地理院及び海上保安庁海洋情報部は，地磁気観測を継続することにより，地殻起源の地磁気時空間変化のモニタリングを進める。

イ．東海地域

気象庁は，既存の陸上観測網及びケーブル式海底地震計による定常的観測に加えて，自己浮上式海底地震計を用いた機動的観測を行うことにより，詳細かつ精密な震源データの取得を図る。また，他機関のデータも含めた歪・傾斜ノイズレベル調査及び実時間降雨補正処理により，地殻歪実時間監視の高度化を図る。これらの監視データは，シミュレーションによる地殻変動予測とともに，想定東海地震発生直前過程の把握に欠かせない。また，潮位観測も継続して行う。

国土地理院は，ＧＰＳ観測点を増設して空間密度の向上を図るほか，衛星ＳＡＲによる地殻変動の面的分布の把握を進める。特に，プレート境界の間欠的非地震性滑りの推移を監視する。また，高頻度水準測量，潮位観測，伸縮，傾斜，歪，重力等の観測を行う。

防災科学技術研究所は，微小地震観測及び地殻変動観測を継続して行う。特に，微小地震活動度の変化や中小地震の発震機構の変化をモニターする。

産業技術総合研究所及び大学は，地殻変動に伴う地下水位・水温及び地下水中の化学物質の変化をモニターするため，地下水・地球化学観測等を継続して行う。さらに，大学は，ＧＰＳ，重力，光波測距，地磁気，地電位等の機動的観測を行う。

海上保安庁海洋情報部は，精度向上のための技術開発を進めつつ，海底地殻変動観測を行う。

ウ．東南海・南海地域

気象庁，大学及び海洋科学技術センターは，既存の陸上観測網及びケーブル式海底地震計に加えて，自己浮上式海底地震計を用いた観測を行うことにより，詳細な地震活動を把握するとともに，精密な震源決定によりプレート境界の形状を明らかにする。防災科学技術研究所は，高感度地震観測施設を必要な間隔で整備するほか，数百から数千に及ぶ地点での簡易地震観測を行う。また，国土地理院のＧＰＳ観測整備と連携し，超長周期地震観測システムを整備することにより，非地震性滑り等の研究を推進する。さらに，防災科学技術研究所，気象庁及び大学は，この地域で多発している低周波地震と低周波微動に関する詳細な研究を進める。

国土地理院及び大学は，ＧＰＳ観測点を増設して更に高密度化を図る。国土地理院は，衛星ＳＡＲによる地殻変動の面的分布把握を同時に進めるとともに，高頻度水準測量，伸縮，傾斜，歪，重力等の観測を行う。また，国土地理院及び気象庁は，潮位観測を継続して行う。大学は，ボアホールアレーを構築し，傾斜，歪，間隙水圧等の複合連続観測を行うとともに，紀伊半島及び四国において絶対及び相対重力測定を行い，過去 30 年間に蓄積されたデータをいかして時間変化を追求する。さらに，海上保安庁海洋情報部及び大学は，精度向上のための技術開発を進めつつ，海底地殻変動観測を行い，プレート間の滑りや固着状態などに関する研究を進める。

産業技術総合研究所及び大学は，地殻変動に伴う地下水位・水温及び地下水中の化学物質の変化を明らかにするため，地下水・地球化学観測等を行う。海洋科学技術センター及び大学は，東南海・南海地域の海域及び陸域における地震・電磁気学的地殻構造探査を行い，モニタリングシステムの高度化に資するデータを提供する。

エ．その他特定の地域

推進本部の地震調査委員会による長期評価を踏まえ，宮城県沖地震の震源域及びその周辺，糸魚川－静岡構造線地域における各種観測を実施する。

宮城県沖地震の震源域及びその周辺では，気象庁及び大学は，自己浮上式海底地震計を用いた観測を行うことにより，詳細な地震活動を把握するとともに，精密な震源や発震機構を決定する。さらに，気象庁は，過去の宮城県沖地震に対する余震の震源の再決定を行う。国土地理院は，稠密なＧＰＳ連続観測，高頻度水準測量，重力測量，辺長測量を実施し，地殻変動の特徴を明らかにする。防災科学技術研究所は，国土地理院のＧＰＳ観測整備と連携し，超長周期地震観測システムを整備することにより，非地

震性滑り等の研究を推進する。大学は，海底構造探査による構造の時空間変化の検出を試みる。また，海上保安庁海洋情報部及び大学は，精度向上のための技術開発を進めつつ，海底地殻変動観測を行い，プレート間非地震性滑りの有無などの検証を試みる。

糸魚川－静岡構造線地域では，気象庁は大学等と協力して地震計を増設し，詳細な地震活動を把握するとともに，精密な震源や発震機構を決定する。国土地理院は，稠密なＧＰＳ連続観測，高頻度水準測量，重力測量，辺長測量を実施し，地殻変動の特徴を明らかにする。防災科学技術研究所は，国土地理院のＧＰＳ観測整備と連携し，超長周期地震観測システムを整備することにより，非地震性滑り等の研究を推進する。また，掘削調査等により震源断層の形状と物性の解明を行う。大学等は，糸魚川－静岡構造線地域で，制御震源及び自然地震を用いた地震学的構造探査と，地球電磁気的構造探査を実施して，震源断層の形状とその周辺の地殻の物性を解明してモニタリングの高度化に資するデータを提供する。

南関東とその周辺域においては，今のところ相模トラフ沿いの大地震発生の切迫性は高くないものの，南関東地域直下の地震の発生可能性は高まっているとされている。この地震の発生に至る地殻活動をモニターするためには，プレート境界及びそこから分岐した断層の位置・形状等の詳細な地殻構造に関する知見を蓄積して，南関東地域直下の地震の発生機構の解明に努める必要がある。大学及び防災科学技術研究所は，大規模な弾性波構造探査や掘削調査を実施して震源断層の特定に努める。

その他，国土地理院は，伊豆半島東部においても稠密なＧＰＳ連続観測，高頻度水準測量，重力測量，辺長測量を実施し，地殻活動の推移をモニターする。また，首都圏やその他の地殻活動の活発な地域で高頻度水準測量を行う。さらに，間欠的非地震性滑りが繰り返し発生していた房総半島で稠密なＧＰＳ連続観測を実施し，この地域の地殻活動の特徴を明らかにする。伊豆半島東部及び伊豆諸島において進行する地殻活動を把握するために，海上保安庁海洋情報部はＧＰＳ観測，重力測量，潮位観測，地磁気観測等を，大学はＧＰＳ観測，重力測量，光波測距，地磁気観測等を実施する。産業技術総合研究所及び大学は，伊豆半島東部等の幾つかの活断層近傍において，地殻変動に伴う地下水位・水温及び地下水中の化学物質の変化を明らかにするため，地下水・地球化学観測等を行う。

気象庁，大学及び海洋科学技術センターは，房総沖，三陸沖及び釧路・十勝沖において，海底ケーブルを用いた地震，津波等の観測を行う。

（３）地殻活動情報総合データベースの開発

地殻活動予測シミュレーションモデルの開発には，基礎となるデータベースが必須である。このために，日本列島域を対象として，これまで蓄積されてきた地形，重力，地殻構造，地殻変動，地震活動等の基礎データを整理・統合する。また，地殻活動モニタリングシステムからの大量で多項目のデータを処理して有効な情報を取り出すためには，効率的なデータ解析手法を開発し，ほぼ実時間で更新される日本列島域の地殻活動情報のデータベース構築を図る必要がある。このデータベースに一元化された情報は，データ同化の手法により地殻活動予測シミュレーションに取り込まれることになる。

本計画においては，各機関が連携して，地震予知計画発足以前のものも含め，地震予知に関する各種の資料のデータベース化を速やかに実施し，過去の観測データの広範囲な活用を図る。同時に，ある時間断面での面的データを統一的形式で整理するなどして，データベースの高度な利用を図る必要がある。

ア．日本列島地殻活動情報データベースの構築

国土地理院は，三角(辺)測量，水準測量，ＧＰＳ観測，重力，地磁気，潮位等，多種類でかつ空間的・時間的分布の異なる地殻変動観測データを統一的な形式で整理し，地殻活動予測シミュレーションのための統合化したデータベースを作成するとともに，活断層の位置を詳細に表示した地理情報を整備する。

海上保安庁海洋情報部は，海底地形，海底活断層，ＧＰＳ観測，ＳＬＲ，地磁気，重力，潮位に関するデータを整理してデータベースの構築を進め，気象庁は，地磁気の永年変化に関するデータベースを構築する。

産業技術総合研究所等は，活断層で発生する地震の長期的予測のため，日本列島の主要活断層について，断層の位置，変位量，活動時期等のデータを収集及び整理し，統一的基準によって地震発生の可能性を評価することに資するデータベースを構築する。さらに，これらのデータと評価基準を公開し，常に修正及び検証が可能なものとする。また，地震に関連した地下水の変化等を順次収集し，データベースを作成して公開する。

気象庁では，地震活動に基づいた広域地殻活動の把握のために，一元化処理による全国地震カタログ

の作成を継続するとともに，地震原簿のコード化を引き続き実施し，過去にさかのぼった震源計算による地震カタログの高精度化と均質化を図る。さらに，気象庁と大学は，大学の地震観測網による験測データと，気象庁の験測データとの整合を図り，より統合的な地震カタログの作成を目指す。また，気象庁は震源過程解析の高度化のために，過去の地震記象のマイクロフィルム化を継続するとともに，それを用いた震源過程解析やＣＭＴ解析を引き続き行う。

防災科学技術研究所は，Hi-net，F-net，K-NET等から得られるデータ，気象庁や大学の観測網から得られるデータ及びそれらの解析結果を含めた情報を集積した地震データベースを構築して，予測シミュレーションのための基礎資料を提供する。

大学は，これまで蓄積されてきた地震予知計画によって収集されたデータ及び関連情報を，統一したデータベースとして整理し，異なる分野の研究者が自由に検索して活用できるようなシステムを構築する。また，過去の地震記象や重力測定値など地震に関する既存データを整理し，これらを利用しやすい形にデータベース化する。

イ．地殻活動データ解析システムの開発

地殻活動に関する観測データをデータ同化の手法により地殻活動予測シミュレーションに取り込むためには，広域観測網からの新たな情報を取り込んで，日本列島域の地殻活動等に関する情報を実時間で更新していく必要がある。そのために，大規模な観測データを効率的に処理するデータ解析システムを開発する。

国土地理院，防災科学技術研究所等では，観測データを予測シミュレーションモデルに組み込むために，東海地域等の特定地域についての地殻活動データ解析システムの開発を進める。また，国土地理院は，これまでに作成した地殻変動などのデータベースを用いて，地殻変動の離散的データから連続的な時空間分布を推定する解析ソフトウェアの高度化を図り，プレート境界面の滑り履歴を推定する解析システムなどの開発を進める。また，防災科学技術研究所は，Hi-net 等から得られる実時間データを即時的に処理してデータベースを構築する手法等を高度化して，大地震の発生とそれに至る一連の過程の定量的な予測シミュレーションに資するための解析システムの開発を進める。

３．新たな観測・実験技術の開発

（１）海底諸観測技術の開発と高度化

大学及び海上保安庁海洋情報部は，ＧＰＳ－音響測距結合方式による海底測位の計測システム及び解析手法の一層の高度化を進め，１～数 cm の精度で安定した計測のできる技術の開発を図る。海上保安庁海洋情報部，気象庁及び大学は，海底 2 点間の距離測定についても高度化を進める。

気象庁及び海洋科学技術センターは，海底地殻変動の実時間観測のための海底ケーブル利用システムの開発に着手する。

大学は，海底における圧力・傾斜変動観測の高度化を進めるほか，海底ボアホール利用の歪・傾斜変動観測の高精度化のため，光干渉計測技術など先端技術の利用を図る。また，海底における長期地震観測の一層の高度化を進める。

（２）ボアホールによる地下深部計測技術の開発と高度化

大学等は，新たな水圧及び乾式破砕法を導入して地殻応力測定の高度化を図るほか，異なる深度での非破壊の応力測定のためオーバーコアリング法の高度化を進める。また，光干渉計測技術など先端技術の利用を進める。

産業技術総合研究所等は，ボアホール計測による局所的地殻変動と広域地殻変動との関係の解明に努めるほか，地下水位の影響を見積もることによって，ＧＰＳ測位精度の向上を図る。

防災科学技術研究所は，超長周期地震観測の実用化等，ボアホールによる地震・地殻変動観測技術の更なる高度化を図る。

（３）地下構造と状態変化をモニターするための技術の開発と高度化

大学，気象庁，海洋科学技術センター等は，精密制御震源技術の一層の高度化を図り，微小な応力変化，散乱体や地殻内流体の分布の変動，プレート境界での反射強度の時間変動などをモニターするための技術の高度化を図る。また，大学は，マントル起源のヘリウム放出量の時空間変化から地殻深部の物質移動を調べるなど，地球化学観測の高度化を図る。

気象庁は，陸域においてＧＰＳと歪計との中間の時空間規模の観測を行うため，レーザー式変位計による測定技術の開発を進めるほか，広帯域電磁気観測手法の高度化により地殻比抵抗の時間変化とその空間分布，地殻の水の状態変化をモニターするための技術の高度化を図る。

大学等は，制御信号源を用いた電磁気学的なモニタリング手法の開発に着手する。

（４）宇宙技術等の利用の高度化

国土地理院は，ＧＰＳによる地殻変動を高精度か

つ短時間で検出するための研究開発を進めるなど，地殻変動観測・解析技術の高度化を進める。また，新しく打ち上げられる衛星の活用を含め，ＳＡＲを用いた地殻変動検出手法の開発を進める。

防災科学技術研究所は，ＧＰＳ解析手法の高度化を図るとともに，ＳＡＲを用いた地殻変動の面的把握技術の高度化に努める。

通信総合研究所は，航空機等からの先端リモートセンシング技術（ＳＡＲ等）を用いた地表面変動の把握技術の開発を進める。

大学は，陸域における地殻変動を高精度・高分解能で決定するため，干渉ＳＡＲ解析において，波長１～100km 程度の水蒸気遅延ノイズを除去する手法の確立を図る。

大学は，次世代衛星テレメータシステムの開発を進めて，地球局の消費電力の低減と周波数帯域の効率的な利用法の確立など，テレメータ方式による機動的観測を高度化するとともに，地震波形データの流通強化を図る。

４．計画推進のための体制の整備

（１）計画を一層効果的に推進する体制の整備

本計画の課題を達成するために，今後も推進本部の下で進められている基盤的調査観測等のデータを活用しつつ，計画遂行を担う各大学や関係機関が，それぞれの機能に応じた役割分担と密接な協力・連携の下に計画全体を組織的に推進する体制を確立することが不可欠である。このため，測地学分科会の下に適切な組織を設けることにより，本計画に基づく観測研究を効果的に実施するとともに，本計画の実施に対する評価体制を整備する必要がある。

また，平成 16 年度からの国立大学の法人化により，各大学の研究組織については，原則として各大学の裁量にゆだねられることになるが，全国共同利用研究所を中心に，組織的な地震予知のための観測研究を推進するためには，これまで整備されてきた研究施設の確保と相互の連携強化や全国共同利用研究所の機能の充実・強化が必要である。法人化後においても，国は運営費交付金等により大学に対して所要の財源を措置する一方，当該大学においては，全国共同利用研究所及び研究施設等の目的が達成されるよう所要の予算を適切に配分すること等が重要である。さらに，全国共同利用研究所である東京大学地震研究所に置かれた地震予知研究協議会が果たしてきた機能の継続と充実を図り，多くの分野から広く英知を結集する体制を通して研究の一層の活性化を図る。

（２）地震調査研究推進本部との役割分担

推進本部の役割は，行政施策に直結すべき地震に関する調査研究の責任体制を明らかにし，これを政府として一元的に推進するため，地震調査研究に関する総合的かつ基本的施策の立案，総合的調査観測計画の策定，地震活動の現状や将来に関する総合的な評価，評価結果の広報等を行うことである。一方，科学技術・学術審議会測地学分科会は，大学の研究者を中心に，関係機関も加わり，ボトムアップ型の検討に基づいて，地震予知のための観測研究計画を策定し，政府に対して建議を行なう。本計画では，地震発生に至る一連の過程を理解し，それを観測に基づいてモデル化し，定量的な地震発生予測の確度を逐次高めていくことを基本方針として，地震予知のための観測研究を組織的に進めることとしている。また，本計画に基づいて得られた地震災害軽減に役立つ知見は，逐次社会に還元されるべきであるが，その際には推進本部が担う地震活動の評価等や広報の機能も効果的に活用する必要がある。加えて，本計画の成果が，推進本部が行う施策等の立案に際して，積極的に活用されることを期待する。

さらに，基盤的調査観測等，推進本部の実施する調査観測を積極的に活用することにより，本計画をより効果的に推進する。なお，大学の高感度地震観測網については，基盤的調査観測計画との調和を図りながら，大学が担うべき観測研究へ一層重点を移す。

（３）情報交換等の場としての地震予知連絡会の充実

本計画にかかわる観測研究機関の相互の連携は一層重要となっており，関係機関を中心とする関係者が定期的に会合を持ち，観測データに基づく地震予知研究に関する情報交換を行う場を引き続き確保する必要がある。現在，地震予知連絡会では，毎回地震予知観測研究に関する課題を選定して掘り下げた議論をする時間を設けているが，このような取組を更に進め，その充実を図る。

なお，現在，推進本部では，地震調査研究の最新の科学的知見に基づき，平成 16 年度末をめどに「全国を概観した地震動予測地図」を作成することとしている。これにより地震危険度（強い揺れに見舞われる可能性）が高い地域を全国的に比較できるようになることから，平成 13 年８月，推進本部は，基盤的な調査観測に加え，重点的な調査観測体制の整備を進めることとした。したがって，平成 17 年度以降に，地震危険度が相対的に高いとされた地域において，推進本部が重点的調査観測等の対象地域を選定することが想定されるので，それを踏まえて，地震予知連絡会が指定したこれまでの特定観測地

域等の在り方を抜本的に見直す必要がある。

（4）人材の養成と確保

地震予知研究の進展に伴う研究分野の拡大，基盤的調査観測等の定常的な観測・監視業務の増大等により，本計画を推進するためには，研究者をはじめ地震予知関連の観測研究に従事する人材の養成・確保はますます重要となっており，大学等は人材の養成に一層努力する必要がある。

（5）火山噴火予知研究等との連携

活火山周辺で顕著な地震活動が見られるなど，地震活動と火山活動は相互に密接に関連した地殻現象である。したがって，地殻活動を総合的に把握し予測の確度を高める上で，地震予知研究と火山噴火予知研究の連携が不可欠であり，今後も一層緊密な連携を図る。さらに，工学や社会科学など関連学問分野との連携を進め，防災対策など社会的要請に応じていく。

（6）国際協力の推進

地震予知研究を推進する上で，日本列島周辺のテクトニクスを解明することが重要であり，それを達成するため，近隣諸国と協力して共同研究を推進する必要がある。さらに，地震研究の盛んな国々や地震災害の多い開発途上国との間で，地震に関する観測データなどの情報の交換，シンポジウム，研究交流，共同研究，人材養成の協力等，多面的な国際協力を行うことが重要であり，一層の推進を図る。

（7）研究成果の社会への効果的伝達

国民に対して，地震予知研究の成果を分かりやすい形で継続的に説明する必要があり，関係機関におけるホームページ等の充実を図るとともに，科学的な知見や情報を積極的に発信するなど効果的伝達を図る。さらに，講演会開催などに加え，マスメディアへの情報提供により研究情報を積極的に社会へ紹介するなど，震災軽減に関する社会的要請にこたえるよう努める。

地震及び火山噴火予知のための観測研究計画の推進について（建議）

2008 年 7 月　科学技術・学術審議会

Ⅰ．これまでの成果と今後の展望

1．地震予知と火山噴火予知に関する現状についての基本的認識

我が国は，世界有数の地震・火山国であり，有史以来，数多くの地震災害や火山噴火災害に見舞われてきた。これらの災害から国民の生命・財産を守り，安全で安心な社会を実現し，世界一安全な国日本とすることは，国の基本的な責務であり，地震や火山噴火を理解し，適切な防災・減災対策につなげていくための研究に対する社会的な要請も極めて高い。

地震予知に関する研究は，昭和 40 年から地震予知計画の下で第 1 次から第 7 次まで推進され，平成 11 年からは「地震予知のための新たな観測研究計画」（以下，「第 1 次新計画」という。）として，平成 16 年からは「地震予知のための新たな観測研究計画（第 2 次）」（以下，「第 2 次新計画」という。）として実施され，地震の発生場所・規模や繰り返し時間間隔に関する新たな知見が得られるなど，数多くの成果を上げてきた。

火山噴火予知に関する研究は，昭和 49 年から火山噴火予知計画の下で推進され，第 7 次までの間に観測体制は順次整備され，特定の火山では前兆現象をほぼ確実に検出可能となるなど，多大な成果を上げてきた。これらの研究成果を踏まえて，気象庁は，平成 19 年 12 月より噴火警報・噴火予報を業務として開始した。

このように独自に進められてきた両計画であるが，地震予知研究と火山噴火予知研究では，例えば，以下に述べるような共通の地球科学的背景のある課題がある。日本列島周辺で海洋プレートが沈み込むことによって，プレート境界の浅部では巨大地震が発生し，列島下の上部マントルではマグマが生成する。近年の地震予知研究と火山噴火予知研究の進展により，プレート境界地震の発生，沈み込む海洋プレート内の地震活動，マグマの生成，内陸地震の発生を統一的・定量的に理解する実証的な研究が現実的な課題となってきた。

火山活動の推移を予測するためにはマグマ供給系の解明が必要であり，そのためには火山体の深部構造の研究が重要である。また，内陸の地震発生を解明するためには地殻の不均質構造の理解が不可欠であり，その目的でも火山深部の地殻不均質構造を解明する研究が重要な課題となってきた。今後は，

マグマ供給系と内陸地震の発生機構を統合的に理解する研究が必要である。

プレート境界では,地震予知のための新たな観測研究計画により,短期的なゆっくり滑りと低周波微動が連動して発生することが発見された。この現象は,プレート境界の結合状態について,固着と地震時の急激な滑りのほかに多様な状態があることを示している点で,そのモデル化は今後の研究において重要である。低周波微動は,従来火山地域でよく知られた現象であり,マグマ等の地殻流体の移動との関連でその発生機構が研究されている。これまで,プレート境界の微動は,非火山性の現象であるため,火山噴火予知の研究とは独立して地震予知研究として実施されてきたが,今後は,両者の類似点と相違点を精査するために,地震予知研究と火山噴火予知研究とが連携して解明する必要がある。

以上のように,これまでの研究の進展により,地震と火山とが密接に関連する地殻及びマントルの諸過程を統一的に理解するための研究の道が開かれてきた。したがって,従来の二つの計画に基づく研究を継続させるだけでなく,両者を統合した観点から研究を連携して進める必要がある。

既に大学においては,このような必要性に基づき,全国共同利用の附置研究所(以下,「全国共同利用研究所」という。)と各大学の地域センター等で構成される新しい地震・火山噴火予知研究協議会が平成18年5月1日に発足し,地震予知研究と火山噴火予知研究の一層の連携が図られている。

科学技術・学術審議会測地学分科会(以下,「測地学分科会」という。)は,地震予知研究と火山噴火予知研究の実施状況,成果及び今後の課題についてレビューを実施し,平成19年1月に報告書をまとめた。さらに,このレビュー報告書に基づき,外部評価が実施され,「地震及び火山噴火予知研究計画に関する外部評価(平成19年6月28日)」が取りまとめられた。この中でも,地震予知と火山噴火予知の計画の全般的な評価が行われ,両計画を連携して実施していく必要性が指摘された。また,若手研究者の確保も含めた人材養成への対応,国際共同研究の推進,研究の現状を社会へ説明することの重要性についても,地震予知研究と火山噴火予知研究の共通の課題として指摘された。

2. 地震予知のための新たな観測研究計画の成果

(1) 第1次地震予知計画から,第1次新計画までの概要

昭和40年度から始まった我が国の地震予知計画は,平成10年度まで第1次から第7次計画として推進され,地域ごとに観測網が段階的に整備され,地震活動の諸特性,地震が発生する場及び地震発生の仕組みなどに関する多くの知見が蓄積された。

一方,「いつ(時期)」,「どこで(場所)」,「どの程度の大きさ(規模)」の地震が起こるかを地震発生前に予測するという地震予知の目標の達成は,地震発生現象の複雑性のために,地震の前兆現象の観測に基づく手法だけでは,一般に極めて難しいことも分かってきた。

そこで,平成11年度から5か年計画として始まった第1次新計画では,地震の発生に関する基礎的研究を更に進めるとともに,これまでの知見に基づいて地震発生に至る地殻活動をモデル化し,モニタリングとモデルに基づいて地殻活動の推移予測を行うことを新たな目標として掲げた。第1次新計画では,地震発生直後から次の地震発生に至るひずみエネルギーの蓄積と応力集中の過程を地震発生準備過程と位置付け,その進行状況を把握するための観測研究を基本とした手法を取り入れた。これは,地震発生に至る全過程を理解することにより,その最終段階で予想される現象の把握を目指して,信頼性の高い地震発生予測への道筋を開くことを課題とすべきであるとの基本的認識に基づいている。

その結果,地震発生に至る地殻やマントルの活動に関する理解が進み,プレート境界では,非地震性滑りの進行により固着領域(アスペリティ)に応力が集中し,やがて地震発生に至るというモデル(アスペリティモデル)が提唱された。この過程では,政府の地震調査研究推進本部(以下,「地震本部」という。)の下で進められた,日本全国を対象とする均質で高密度な基盤的調査観測網(防災科学技術研究所が全国に展開している高感度地震観測網Hi-net等)の整備が大きな役割を果たした。

(2) 第2次新計画の主な成果

第2次新計画では,第1次新計画に引き続き,地震発生の準備過程の解明を進め,地殻活動予測シミュレーションモデル(地殻活動の推移予測を目的とした現実的な物理モデルに基づいた数値シミュレーションモデル)を開発することを目指した。

第2次新計画によって,地震発生に至る地殻活動に関する理解が進んだ。2003年(平成15年)十勝沖地震や2005年(平成17年)宮城県沖の地震等に関して,第1次新計画で提唱された「アスペリティモデル」の有効性の検証が進み,地震本部が実施している地震発生の長期評価に貢献した。また,東海から西南日本にかけてのフィリピン海プレート深

部境界で，短期的ゆっくり滑りと低周波微動が同時に発生することが発見され，2000 年（平成 12 年）から 2005 年にかけて発生した東海地域の長期的ゆっくり滑りとの関係が明らかになり，プレート境界の結合形態の理解が進んだ。一方，内陸での地震発生の準備過程については，地殻の不均質構造に関する知見が蓄積され，地殻・マントルの不均質な粘弾性・塑性（そせい）変形によって広域応力が特定の断層域へ集中していく機構の理解が進んだ。

この間，観測体制についても進歩があった。高感度地震観測網について，気象庁，防災科学技術研究所及び大学等のデータの一元化やデータ流通体制が確立した。これにより，観測データのほぼすべてが全国どこからでも実時間で利用できるデータベース及びデータ利用システムが整備された。また，国土地理院の，全国に展開された GPS 連続観測網について，観測データを実時間で収集する体制が確立した。これにより，1 秒ごとに取得される GPS データの活用が可能になったことから，大地震の際に震源近傍で広い周波数帯域の変位データが取得され，震源過程の理解が進んだ。ひずみ集中帯における合同観測のような，大学等による研究的な機動観測の高度化が実現した。東海地域では，気象庁等のひずみ等の観測網による非地震性滑りの即時的監視能力が高度化し，短期的ゆっくり滑りを，ほぼ実時間で検出するなど，その活動推移の把握が実現した。

実験に基づく摩擦・破壊構成則と現実的なプレート境界面形状，プレート運動を取り入れた日本列島域の地殻活動予測シミュレーションモデルの原型が完成した。ひずみエネルギーの蓄積から破壊核形成を経て，地震発生に至る，過去の巨大地震発生サイクルの特徴が再現された。また，GPS と音響測距を組み合わせた海底測位によりこれまで観測空白域であった海底の地殻変動が検出され，海域を含めたモニタリングの実現に一歩を踏み出した。

第 2 次新計画に基づき，大学及び関係機関がそれぞれの役割を分担しつつ，観測研究における協力・連携を図ってきた。測地学分科会においては，大学及び関係機関の研究者等で構成される地震部会が設置され，その下に観測研究計画推進委員会が設けられ，毎年の実施計画，計画の進捗（しんちょく）状況の把握，年次報告の取りまとめが行われた。また，昭和 44 年に建議に基づき発足した地震予知連絡会は，大学及び関係機関の委員による地震予知研究に関する情報交換を定期的に行い，第 2 次新計画の推進に貢献した。

平成 19 年 6 月の外部評価においては，地震予知研究に関して，一部の場合を除いて，実用的な地震予知が可能となるまでには至っていないものの，プレート境界地震の発生場所と規模の予測については一定の見通しが得られたことについて，学術的に研究成果が上がっていると評価された。一方，地震に関する研究の成果を社会に正しく伝えることや，若手研究者の養成・確保等の必要性が提言された。

3．火山噴火予知計画の成果

（1）第 6 次計画までの概要

火山噴火予知計画は，火山噴火予知の実用化を目標に，個々の火山の活動度の把握と，火山現象の理解の基礎となる火山噴火の仕組み及び火山の構造の総合的解明を目指して進められてきた。

第 1 次計画以来，年次計画により観測網の整備と実験観測の推進が図られ，活動的火山における観測点の高密度化，観測内容の多項目化，観測データの高精度化が進んだ。その結果，幾つかの火山については噴火の前駆現象の検知とそれに基づく噴火開始前の情報発信が可能になった。また，全国の関係大学合同による集中総合観測が主要活火山において年次的に実施され，火山活動評価や噴火予知手法の開発に役立ってきた。これらに併せて，火山噴火予知の実用化に欠かすことのできない火山地質図や火山地形図などの火山活動基礎資料が整備され，活用されてきた。

第 5 次計画からは，制御震源等を用いた火山体構造探査が重点的な研究項目に加えられ，国内の主要な活火山において年次的に順次実施された。その結果，多くの火山において数キロメートル以浅の火山体構造が明らかにされ，火山性地震の震源決定精度が向上するなどの成果が得られたが，当初の目的であるマグマ溜（だ）まりや火道などのマグマ供給系を把握するには，探査深度と分解能が不足することが判明した。噴火機構に関する研究では，広帯域地震観測や地殻変動観測により，火山性地震や微動の発生機構の解明が進み，火山流体の運動と関連させて議論できるようになった。

噴火予知体制については，気象庁に火山監視・情報センターが設置されるなど，監視，情報発信のための組織整備が進展した。

（2）第 7 次計画の主な成果

適切な観測体制が取られた火山では噴火時期をある程度予測できるまでになったが，噴火の様式や規模等の噴火推移予測については，経験則に基づく予測が成立する場合以外は依然として困難な状況にある。このため，第 7 次計画においても火山観測

研究の一層の強化を図りつつ，火山体内部構造，噴火発生機構，火山流体の挙動などに関する基礎研究を推進した。また，こうした研究の成果を防災に役立てるため，大学及び関係機関は地方公共団体等との連携を進めた。

機動的な連続観測や関係機関からの観測データを気象庁に集約することにより火山監視の強化が図られた。また，全国に展開されたGPS連続観測網のデータを実時間解析する目処（めど）も立ちつつある。これらに加えて，広帯域地震計，傾斜計，GPS，重力，火山ガスなどの多項目観測により，2004年（平成16年）浅間山噴火の際には，火山体へのマグマ貫入など，噴火の前駆的な変動把握に成功し，実用的な噴火予知の実現に更に近づいた。

地震や地殻変動の定常的観測データ等に基づいたマグマ供給系・熱水系のモデル化が行われた火山では，観測データから噴火に先立つ流体移動をとらえることも可能になった。掘削試料や噴出物の解析及び火山ガス組成測定により，マグマの上昇・脱ガスなどの噴火過程に関する理解が進展した。

火山体構造探査と集中総合観測を同一火山で実施し，制御震源探査と自然地震観測の併用によって探査深度が増大した。また，一部の火山では，地震波速度構造と比抵抗構造から火山直下の熱水等の流体分布を把握した。組織的な地質調査，系統的な岩石の化学分析や年代測定が実施された火山では，長期予測と噴火ポテンシャル評価の基礎となる情報を得た。人工衛星や航空機によるリモートセンシング技術が，地殻変動観測，地磁気観測及び熱やガス測定に有効であることが実証された。

火山活動度レベルの導入によって火山情報が分かりやすくなり，登山規制等の防災対応を円滑にする上で効果があることが，2004年浅間山噴火で実証された。「日本の火山ハザードマップ集」が刊行・配付され，また，噴出物の年代や化学分析値のデータベースが整備されつつあるなど，火山防災のための基礎資料の充実が図られた。

大学の地震予知研究のための地震観測網や基盤的調査観測網などの広域地震観測データを用いた地震波速度構造の研究により，島弧火山直下マントルでのマグマの移動・集積について重要な知見を得るなど，地震予知研究との連携が図られた。

平成19年6月の外部評価においては，火山噴火予知の成果の社会的貢献度が高いこと，また，特定の火山では噴火前兆現象の検出が可能になるなど，予知に関して多大な成果を上げてきたことなどが評価された。一方，観測研究の縮小が危惧（きぐ）されることから火山観測・監視体制の維持への対応については具体的な対策の検討が必要であることが指摘された。

4．今後の展望

（地震予知・火山噴火予知の統合的研究）

我が国で多くの地震が発生し，火山が噴火する原因は，海洋プレートが日本列島下に沈み込み，そのために生じる地殻・上部マントルの構造不均質と力学的・化学的不安定にあり，地震予知と火山噴火予知を目指す研究では，これら地震と火山噴火現象に共通な場の理解を進める必要がある。したがって，地震予知研究と火山噴火予知研究のこれまでの成果に基づいて，新たに両研究が連携して実施できるように，二つの研究計画を統合した「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」として実施することが重要である。さらに，地震予知研究・火山噴火予知研究の成果を，適切な防災・減災対策につなげていくための方策の検討が必要である。

（地震予知研究）

地震予知研究の目標は，地震の発生とその準備過程を理解し，モデル化に基づいた予測シミュレーションとモニタリングを総合化したものとして，「総合予測システム」を構築し，「地震がいつ，どこで，どの程度の規模で発生するか」の定量的な予測を可能とすることである。さらに，予測の精度を，防災・減災に役立つように高めていくことを目指す。

現在の地震予知研究はこの目標への途上にある。第2次新計画では，プレート境界地震について，地震発生とその準備過程の理解とモデル化が進み，予測シミュレーションモデルの原型が完成し，過去の巨大地震発生サイクルの特徴が再現された。その結果，地震発生場所と地震の規模の予測に一定の見通しが得られたが，モニタリングに基づく実時間データを用いて地殻活動を予測するシステムの構築には至っていない。このため，発生時期の予測に関しては，統計的モデルに基づく長期予測の段階にある。今後は，プレート境界で発生する巨大地震に対しては，地震に至る地殻やマントルの状態を種々の観測により把握し，現実の地殻活動を予測シミュレーションモデルで予測することによって，地震発生サイクルにおける現時点の位置を推定し，物理的モデルに基づいて予測の誤差を段階的に小さくすることが重要である。一方，内陸の地震や沈み込む海洋プレート（スラブ）内地震については，発生機構のモデル化が始まった段階である。今後は定量的なモデルを作ることが重要である。

本計画では，これまでの地震予知研究計画の成果を基に，「地震発生に至る地殻とマントルの活動の理解に基づいて地震発生を予測する」という方針に沿って推進する。プレート境界地震については，予測シミュレーションモデルに観測データを取り込む（データ同化）研究を進めることが重要であり，地殻とマントルの状態の推移予測を試行する必要がある。内陸地震については，予測シミュレーションモデル開発のために，物理モデルの構築を目指す。これまで，主としてプレート境界で発生する地震と内陸の地震を研究計画の対象としてきたが，スラブ内で発生する地震とプレート境界の地震の活動との関連性が明らかになってきたことから，プレートの沈み込みに伴って発生する諸過程を統一的に理解するために，スラブ内地震について新たな研究を開始する。地震発生に至る地殻やマントルの活動を系統的に調べることにより，地震発生に先行して現れる現象の発生機構を明らかにする研究が必要である。

（火山噴火予知研究）

火山噴火予知研究の目標は，噴火の時期，場所，規模，様式及び推移を予測することである。噴火予知の発展段階は大きく三つに分けられる。

段階 1

観測により，火山活動の異常が検出できる。

段階 2

観測と経験則により，異常の原因が推定できる。

段階 3

現象を支配する物理法則が明らかにされており，観測結果を当てはめて，将来の予測ができる。

現在，観測がなされている火山の多くは段階 1 にあり，活動的で数多くの噴火履歴があり，多項目観測や各種調査が実施されている幾つかの火山でも段階 2 にとどまっていると考えられる。各火山の噴火予知の段階を段階 3 にまで向上するために，更なる観測網の整備，噴火事例の積み重ね，基礎研究の推進が求められている。そのため，火山噴火予知研究は，火山観測研究の強化と火山噴火予知高度化のための基礎研究の推進を軸にこれまで実施されてきており，本計画においてもこの方針に沿った研究を推進する。

火山監視の強化はこれまで着実に進んでいるが，気象庁が連続観測を実施している火山が我が国の 108 活火山のうちいまだ 30 余の火山にとどまっていることなどから，今後も火山監視観測網の強化に取り組む必要がある。大学や研究機関等による観測研究についても，火山噴火の可能性の高い地域におけるモニタリングの重点的な強化やさらに研究のための共通基盤的な観測網の整備についての検討も望まれる。また，これらの観測から火山活動の現状を評価し，防災上極めて重要な噴火推移予測を試行するため，予測される噴火の前兆現象や活動推移を網羅した噴火シナリオの作成が必要である。

噴火準備過程に関しては，マグマ供給系を含む地下の構造や状態の時間変化の把握によりマグマ上昇・蓄積過程を解明するとともに，噴火履歴の高精度解読とマグマ発達過程の把握により，中長期噴火予測の高度化を目指す必要がある。また，噴火過程に関しては，爆発的噴火の物理モデルの作成に加え，噴火の推移と多様性を把握するための観測研究の実施が重要である。

このような基礎研究の推進によって得られるモデルや噴火シナリオと，モニタリングによって得られた結果を統合し，火山活動の定量的評価を行う予測システムの構築を目指す必要がある。

（計画推進のための体制）

地震・火山現象を理解し，発生を予測するためには，長期にわたる継続的な観測データが不可欠であるとともに，今後発生する事象については，可能な限り高精度のデータを取得することが重要であることから，継続的な観測とそれらを実現する体制の更なる整備が必要である。地震予知・火山噴火予知のための総合的な観測研究を実施するには，大学及び関係機関がそれぞれの機能に応じて適切に役割を分担し，連携を強化することが重要である。現在も地震予知研究については，測地学分科会の中に観測研究計画推進委員会を設け，毎年の実施計画の立案，計画の進捗状況の把握，年次報告の取りまとめなどを行っているが，今後は火山噴火予知研究も含めた計画全体を組織的に推進する体制や評価する体制を一層整備する必要がある。また，地震予知連絡会の役割を，地殻活動に関するモニタリング結果を中心とした情報交換を行う場として明確化することも重要である。

国として一元的に地震調査研究を推進している地震本部の「総合的かつ基本的な施策」との整合性を図りながら，本計画に盛り込まれる実施内容が，「新しい総合的かつ基本的な施策」に適切に位置付けられるように努力する必要がある。また，本計画によって得られる基礎的な観測研究の知見が，国の地震調査観測研究の推進に寄与できるよう努める必要がある。

火山噴火予知連絡会は，火山噴火予知に関する研究成果及び情報の交換，全国の火山の活動評価と火

山情報の質の向上，火山噴火予知に関する研究・観測体制整備の施策の検討を任務としており，火山噴火予知研究推進の上でその役割は極めて重要である。今後もその機能の強化が必要である。また，第7次火山噴火予知計画のレビューや外部評価報告書で抜本的な対策の必要性が指摘されているように，火山噴火予知研究を効果的に進めるための体制に関しては，計画の方針・総予算・実行内容を統括する地震本部と同等程度の機能を有する組織を設けることを検討すべきである。そのためには，まず，火山噴火予知連絡会において，基盤的観測網整備も含めた今後の観測体制やデータ流通体制及び研究体制の在り方について検討を始めることが適切である。

平成16年度からの国立大学の法人化により，各大学独自の判断で大学運営が行われるようになったが，地震予知・火山噴火予知のための観測研究においては，これまでと同様，各大学の協力・連携は必須（ひっす）の条件である。各大学の地震・火山噴火関連の研究施設においても，教育や人材養成の機能を確保しつつ，地震予知・火山噴火予知研究のための全国的な連携を維持，発展させる必要がある。こうした連携を図る上で，全国共同利用研究所の役割はこれまで以上に重要なものとなる。同時に，大学の地震・火山噴火予知研究協議会が果たしてきた機能の継続，発展が期待される。地震・火山現象を理解し発生を予測するためには，長期にわたる継続的な観測と研究が不可欠である。そのためには，観測網の継続的な整備とともに，若手研究者の養成・確保が重要である。大学は教育研究環境の向上を図るなど，長期的な視野に立って大学院生の確保に努めるとともに，観測研究を生かした教育活動を継続する必要がある。

なお，大学の高感度地震観測網については，地震本部の基盤的調査観測計画との調和を図りながら，大学が担うべき観測研究へ一層重点を移していく必要がある。また，大学の火山観測網については，必要に応じて再編を検討しながら更なる強化を図り，大学が担うべき，噴火準備過程や噴火過程を理解するための観測研究へ一層重点を移していく必要がある。しかしながら，火山については地震調査研究のような基盤的観測網が整備されていないことや上記のように監視観測が不十分な火山が多いことから，当面は火山活動度評価のための監視観測を支援しながら，観測技術・解析手法の開発を継続してモニタリングの高度化に貢献する。

Ⅱ．本計画策定の方針

1．計画推進の基本的考え

地震及び火山噴火は，同じ地球科学的背景を持った自然現象であり，これらによってもたらされる災害にはしばしば甚大なものがある。それらの災害から人命を守るなど，その被害を最小限にして，安全で安心な社会を実現するという観点から，地震・火山噴火を予知することが極めて重要である。

地震予知研究と火山噴火予知研究では，対象とする現象が一方は岩石の脆性（ぜいせい）的な破壊であり，他方はマグマの流出と爆発的破砕であることから，その発生予測の戦略にも違いが出てくる。また，予知の実現への研究の到達度でも両予知研究計画には違いがある。地震予知に関しては，プレート境界の大地震の場所と規模の予測について一定の見通しが得られた段階で，時期の予測については長期予測の段階にあり，内陸の地震については発生機構の解明を進めている段階である。一方，火山噴火予知では，適切な観測体制の取られた火山では，噴火時期をある程度予測できる段階になっているが，噴火の推移を予測することはまだ難しい段階である。両者においてこのような違いがあることから，これまでの地震予知研究と火山噴火予知研究の成果を十分に生かし，それぞれの特徴を踏まえた計画とする必要がある。

近年の研究の進展によって，海洋プレートの沈み込みと巨大地震の発生，マグマの発生と蓄積・移動，内陸の大地震の発生を，一連の現象として実証的に研究することがより現実的な課題となってきた。地震予知研究と火山噴火予知研究で共通の課題を設定して，共同で観測研究を実施することは，同じ地球科学的背景を持った現象の理解には有効である。また，両者には，共通の測地学的・地震学的手法で観測して研究することのできる対象が多い。我が国には，世界に類を見ない稠密（ちゅうみつ）な地震・地殻変動の観測網が国の基盤的調査観測網として整備されており，これらの研究資源は地震現象と火山現象のいずれの観測研究にも有効に活用し得る。

また，地震発生や火山噴火に関連して，両者とも，地殻の状態が突然変化したり，微小な擾乱（じょうらん）によって大きく状態が変化したりする現象が発生する。このような突発的・非線形的な現象は地震・火山噴火以外にも自然界に数多く存在する。その予測は一般に極めて難しいが，予測科学の分野では，突発的で偶然の発生とみなされてきた現象を物理・化学的に必然の結果として理解し，予測問題に新しい切り口を見いだす努力が始められている。地

震予知と火山噴火予知の研究においては，今後は，予測科学的視点を重視していく必要があり，同じ地球科学的背景を持つ地震と火山噴火を予測する研究を統合して実施していくことは，ますます重要となってくる。

これらの状況を踏まえ，現計画の成果を引き継ぎ，予知の実用化を目指した地震予知研究及び火山噴火予知研究を着実に推進するため，二つの計画を発展的に統合した計画を立案し，平成 21 年度から 5 年間を見据えた計画と位置付けて一層の推進を図る。その際，到達度の評価が可能な具体的目標を設定し，その目標に向かって段階的に計画を推進することが必要である。さらに，予知の実現という最終目標に至る研究の過程で得られる知見も，地震や火山噴火に対する防災・減災に有益であることから，研究の成果は積極的に社会に発信していく必要がある。

本計画では，「予測システムの開発」をより明瞭（めいりょう）に志向した研究に重点を置くこととし，以下の 4 項目を柱として推進する。

(1) モニタリングシステムを更に発展させ，そのデータを用いて地震・火山現象の推移予測を行うための予測システムを開発する「地震・火山現象予測のための観測研究」

(2) 予測システムの基礎となる「地震・火山現象解明のための観測研究」

(3) 地震・火山噴火予知に資する「新たな観測技術の開発」

(4) 計画を一層効果的に推進できる体制の整備及び観測研究プロジェクトを立案・推進するための広く開かれた仕組みの整備を図り，また，成果を社会に効果的に提供するなど，「計画推進のための体制の強化」により，地震・火山噴火災害軽減に関する社会的要請にこたえるよう努める。

2．本計画の基本的方針

前記の基本的考え方に基づいて，次により本計画を推進するものとする。

（1）地震・火山現象予測のための観測研究の推進

地震・火山噴火予知のためには，観測を通じて地殻やマントルで進行している諸過程を迅速に把握し，地殻活動を予測する数値シミュレーションへのデータ同化，又は噴火シナリオに基づく火山活動の予測を行う必要がある。このために，地震・火山現象のモニタリングシステムを整備し，高度化する。同時に，地震・火山現象を予測するシステムをそれぞれ構築し，さらに，地震・火山現象のデータベースを構築して，情報の統合化を図る。

《地震・火山現象のモニタリングシステムの高度化》

日本列島全域に整備された稠密な地震・地殻変動等の観測網及び全国の火山に配備された地震・地殻変動・熱・全磁力等の火山活動観測網から得られるデータを活用し，地震活動・地殻変動及び火山活動を的確にモニターするとともに，活動の予測に有用な情報の収集に努める。このために必要な観測網の維持・強化や常時観測体制の整備を行うとともに，活動の的確な把握と評価に役立つ新たな観測手法等の導入を進めて，モニタリングシステムの性能向上を図る。さらに，大地震の発生や火山噴火の可能性の高い地域では，活動の予測に有用な情報を数多く収集することが必要であり，地震現象・火山現象モニタリングの観測項目の多項目化，観測点の高密度化や観測データの実時間処理システムの一層の整備に努める。本計画では，地殻活動予測シミュレーションへのデータ同化とシミュレーション結果の検証及び噴火シナリオに基づく火山現象の予測を行うために，地震・火山現象の組織的なモニタリングを行う。

《地震・火山現象に関する予測システムの構築》

（地震発生予測システム）

地震発生に至る物理・化学過程の理解に基づいて，プレート境界の応力・ひずみ等の推移を予測するシミュレーションモデルを構築する。常時モニタリングシステムによって得られる観測データを予測シミュレーションモデルに取り込む手法を開発して，データ同化実験を行い，予測を試行する。同時に，これらのシミュレーションを継続的に高度化していくために，地震発生の物理・化学過程に関する基礎的なシミュレーション研究を推進する。統計モデルや物理モデルに基づいて地震活動を評価し，時空間的に高分解能な地震活動評価を行う手法を確立するために，地震活動予測手法の妥当性を評価・検証する枠組みを構築する。

（火山噴火予測システム）

これまでの火山噴火予知研究の成果に加え，地質調査・解析による噴火履歴の解明等に基づき，噴火シナリオを我が国の主要な活火山について順次作成する。モニタリングシステムによって得られた観測データから火山活動の評価を行い，噴火シナリオに基づいた火山活動の推移予測を試行する。さらに，過去の噴火活動時の観測データの詳細な検討や研究成果に基づいて噴火シナリオの高度化を図る。

《地震・火山現象に関するデータベースの構築》

地震・火山活動を解明して予測するために，日本列島及びその周辺域の地震・火山現象の基礎データベースを構築するとともにデータの流通を図る。また，それらの情報を統合化し，地殻活動予測シミュレーションに活用するとともに，噴火シナリオに基づく噴火予測に活用することを目指す。

（２）地震・火山現象解明のための観測研究の推進

地震・火山現象の予測システムの構築のためには，地殻やマントルで進行している諸過程の正しい理解とそのモデル化が不可欠である。このために，日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象，地震・火山噴火に至る準備過程，地震発生先行・破壊過程と火山噴火過程，地震発生・火山噴火素過程の解明のための観測研究を推進する。

《日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象》

日本列島及びその周辺域の地震・火山現象は，列島とその周辺に位置する複数のプレートの相互作用に起因する応力・ひずみ場やマグマの挙動に支配されている。したがって，長期的あるいは広域の地震・火山現象を解明するために，日本列島及びその周辺域で，長期的なプレート運動とそれに伴う応力場を明らかにし，上部マントルにおける水の供給・輸送過程とマグマの生成・上昇機構を明らかにする研究を推進する。これらの研究に加え，マグマ等の地殻流体の分布を含む広域の地殻・上部マントル構造を明らかにすることや，地震現象と火山現象に共通する原因であるプレート運動の影響を正確に評価するために，地震活動と火山活動の相互作用に関する研究を推進する。また，地震現象の予測精度向上に不可欠な地震発生サイクルに関する理解を深めるために，アスペリティやセグメントの破壊様式についての過去の活動履歴を明らかにする。同時に，長期的な内陸の地殻ひずみの時空間分布を解明する。

《地震・火山噴火に至る準備過程》

（地震準備過程）

地震発生の準備過程を解明するために，地殻とマントルで応力が特定の領域に集中し地震発生に至る過程を明らかにする観測研究を実施する。プレート境界地震に関しては，アスペリティ分布の推定精度を向上させるとともに，アスペリティ域に固有な地殻やマントルの性質の研究を進めることにより，アスペリティモデルの高度化を図る。さらに，プレート境界面上で進行する非地震性滑りの時空間変化を高精度に把握するとともに，アスペリティ間の相互作用について理解を進める。内陸地震に関しては，地震発生層である上部地殻と下部地殻・最上部マントルの不均質とその変形の空間分布を把握し，ひずみ集中帯の形成・発達と地震発生に至る過程に関する定量的なモデルの構築を目指す。また，スラブ内地震の発生機構を解明するため，スラブ内の震源分布や地震波速度構造を詳細に明らかにすることにより，スラブ内に取り込まれた流体の地下深部における分布と挙動の解明を図る。

（火山噴火準備過程）

火山下の地殻内における多様なマグマの上昇・蓄積過程を解明するために，複数の火山において多項目の観測や探査を実施して，火山体構造とマグマ供給系及び火山体浅部における火山流体の状態と変動を把握する。噴火履歴とマグマの発達過程を解明するために，地質調査や岩石学的研究により，高精度の噴火履歴を復元し，噴火の推移及びマグマ供給系の変遷の把握を行う。

《地震発生先行・破壊過程と火山噴火過程》

（地震発生先行過程）

地震発生予測の時間精度を高め，短期予測を可能にするためには，地震発生の直前に発生する不可逆的な物理・化学過程（直前過程）を理解して，予測シミュレーションモデルにそれらの知見を反映させ，直前過程に伴う現象を的確に捕捉（ほそく）して活動の推移を予測する必要がある。このために，地震に先行する地殻やマントルの諸過程を地震発生先行過程と位置付けて研究し，その発生機構を明らかにして，特定の先行過程が地震準備過程や直前過程のどの段階にあるかを評価する研究を行う。

（地震破壊過程と強震動）

大地震の断層面の不均質性と動的破壊特性及び強震動・津波の生成過程を理解するために，震源解析及び震源物理に基づく破壊過程の研究を一層推進し，震源モデルや地下構造モデルの高度化を図る。

（火山噴火過程）

噴火機構の解明のためには，火道浅部におけるマグマの移動・発泡や物性変化などの噴火過程の詳細を高時空間分解能で明らかにして，爆発的噴火のモデル化を行う。また，噴火現象の総合的な観測に基づき，噴火推移の多様性を支配する要因を理解することを目指す。

《地震発生・火山噴火素過程》

地殻・上部マントル構成物質の変形・破壊について，実験・理論的手法により従来よりも広い条件範囲にわたって物理的・化学的素過程を明らかにする。地下深部の岩石の物性及び環境をリモートセンシングにより推定することができるようにするため，

可観測量との関係を様々な条件の下で定量的に求める。さらに，室内実験で得られた知見を実際の自然現象に適用できるようにするため規模依存性を明らかにする。また，火山噴火のモデル化のために，マグマの分化・発泡・脱ガス過程を明らかにするとともに，それらのパラメータを取り込んだマグマ上昇の数値モデルを作成することを目指す。

（３）新たな観測技術の開発

新たな観測技術の開発や既存技術の高度化により，従来にない質・量の観測データが得られると，地震・火山現象に関する理解が飛躍的に進む。そのため，海底における観測技術の開発をはじめとして，地下の状態のモニタリングや噴火活動域における観測技術の高度化，宇宙技術等の利用の高度化を進める。

《海底における観測技術の開発と高度化》

日本列島周辺の海域では，多くのプレート境界地震が発生しており，さらに，活動的な火山島も存在する。このため，海底における地殻変動をはじめとした各種観測データを安定して取得するための技術開発が，地震及び火山噴火予知に有用な観測データを取得するために必要である。海底における地殻変動観測技術及び地震観測技術の高度化と海底における各種データを実時間で利用できるシステムの開発を図る。

《宇宙技術等の利用の高度化》

GPS や衛星搭載合成開口レーダー（SAR）等の宇宙測地技術を利用した解析技術の高度化を図る。地震や火山活動をより高い精度で面的に把握する人工衛星や航空機を用いたリモートセンシング手法の実現を目指す。

《観測技術の継続的高度化》

地震発生場や火山などにおいて，地下の状態をモニタリングする技術や，センサー技術や観測ネットワーク技術など，データを量・質的に増大させる技術開発を進める。断層面の固着状態，マグマなどの地殻流体の移動，またそれらに付随する現象のモニタリングのために，精密に制御された弾性波震源・電流源，宇宙線等を用いた技術の高度化を図る。地震活動の高い地域や噴火活動域近傍でのデータは非常に貴重な情報をもたらす。このために，山間地・離島・火山近傍など電源・通信事情の不十分な場所における効率的データ取得のためのセンサー技術やネットワーク技術の高度化を図る。また，気象変化による擾乱や人工的な雑音から離れ，高品質のデータを取得するため，大深度ボアホールにおける計測技術の開発が必要である。

（４）計画推進のための体制の強化

《計画を推進する体制の整備》

本計画に基づいた計画遂行を担う各大学や関係機関が，それぞれの機能に応じた役割分担と密接な協力・連携の下に，計画全体を組織的に推進する体制の確立及び評価体制の充実を図る。このために，観測研究計画推進委員会を充実し，地震予知連絡会の役割を明確化する。さらに，地震本部が策定する「新しい総合的かつ基本的な施策」に，本計画に盛り込まれる実施内容が反映されることを期待する。また，火山監視観測網の整備と火山観測研究の充実を図るために，火山噴火予知連絡会の機能強化を行う。

《基礎的な観測研究体制の強化》

長期にわたる継続的かつ基礎的な観測研究の主な担い手である国立大学法人が，本計画を推進するために，個々の法人の枠を超え全国の国公私立大学の研究者が連携して拠点を形成して観測研究を実施していく必要性がある。関係する全国の国公私立大学間及び研究機関間の継続的連携・協力の一層の強化が不可欠であり，同時に工学・人文社会科学等の他の研究分野との共同研究を促進する必要がある。このため，全国共同利用研究所の役割はこれまで以上に重要なものとなることから，例えば，地震・火山噴火予知研究協議会が置かれている東京大学地震研究所を中核的な研究拠点として，各大学の地震・噴火予知関連研究センターとの連携を一層強化することが必要である。

《計画を実施するための予算的措置》

国，各大学及び関係機関においては，地震予知研究及び火山噴火予知研究が本計画に沿って着実に推進されるよう，予算・人材面での適切な措置を講じるべきである。特に国立大学法人については，全国共同利用による人的・物的資源の効率化を図りつつ，必要な経費を運営費交付金等により支援されることが望まれる。

また，本計画は長期間を見通しつつ，段階的に予知の実現を目指すものであるため，特に萌芽（ほうが）的な研究や基礎基盤的な研究等に対しての予算的配慮が期待される。

《人材の確保，特に若手研究者の養成》

地震・火山噴火の予知の実現という最終目標を達成するためには，長期的な観測研究が不可欠である。このため，大学は，教育研究環境の向上を図るなど，長期的な視野に立って大学院生の確保に努めるとともに，観測研究を生かした教育活動を継続して若手研究者の育成に努力する。研究者のキャリアパス

の確保と若手研究者支援の方策を検討し,大学院生等の確保に努める。

《国際共同研究・国際協力の推進》

地震や火山噴火に関する事例を効率的に集積し,地震予知及び火山噴火予知の研究を推進するためには,国内外を問わず多様な地震・火山活動の比較研究及び緊急時の国際共同調査研究による研究成果・知識の交換が必要である。このため,国際共同研究の推進,研究者の交流等による研究成果の普及・発信,緊急調査体制の整備,観測データの継続的な交換と技術支援等に取り組む。

《研究成果の社会への還元》

本計画を進めることによって得られる知見は地震や火山噴火に対する防災・減災に有益であるため,積極的に研究の成果を社会に伝える必要がある。研究成果の普及は,防災意識の向上のためにも重要であり,本計画推進への理解を得るためにも積極的に進める必要がある。このため,地震・火山に関する普及活動を組織的に推進する。また,地震,火山噴火による被害軽減に資するため,情報や報道発表内容の質的向上を図り,的確かつ迅速に提供するように努める。

Ⅲ. 計画の実施内容

1. 地震・火山現象予測のための観測研究の推進

(1) 地震・火山現象のモニタリングシステムの高度化

○ 地震現象と火山現象の予測精度を向上させるためには,日本列島域を対象としたモニタリングシステムに加え,大地震の発生が予想される特定の地域や火山噴火の可能性の高い地域における地震・火山現象モニタリングが重要である。そのため,高密度かつ多項目の諸観測を一層整備するとともに,既存の観測網の着実な維持・更新を行う必要がある。こうした地域では,活動の予測に有用な情報を数多く収集することが必要であり,より詳細かつ定量的な活動の把握と評価を行うことができるよう,モニタリングシステムの高度化を推し進める。地震発生の可能性が高い地域の中でも,東海・東南海・南海地域は,その切迫性が極めて高く,この地域における地震予知への取組は,社会的要請にこたえるという観点からも大きな意味を持っており,以下ではこれらを分けて記述する。

ア. 日本列島域

○ 国土地理院は,全国のGPS連続観測網による地殻変動連続観測,水準測量や高度地域基準点測量,絶対重力観測及び地磁気連続観測を実施する。さらに,GPSのデータを用いて,断層モデルを即時的に推定するシステムを構築する。海上保安庁は,DGPS局のデータを利用して地殻変動を検出する。気象庁,国土地理院及び海上保安庁は,潮位連続観測を継続すると同時に,観測システムの更新やデータの一元化を進める。防災科学技術研究所は,傾斜計とGPSデータを統合処理する地殻変動総合モニタリングシステムの構築と運用を行う。大学は,ひずみ計のデータを用いて,超低周波な地震のような特異な地震の震源特性を明らかにする。

○ 防災科学技術研究所は,日本列島周辺の島嶼(とうしょ)部などの基盤的地震観測網(Hi-net等)の配備計画未達成域での整備を進める。また,次世代地震総合観測システムの開発を進め,地震波速度構造等の標準モデルを構築するとともに,低周波地震と深部滑りに関する情報収集を行う。気象庁は,一元的な震源決定処理のほか,低周波地震のモニタリングを継続する。また,地震活動の異常を定量的に評価・診断するシステムを構築する。大学,防災科学技術研究所,気象研究所及び気象庁は,高精度な震源及び発震機構解・CMT解の決定や震源過程解析を行う。大学は,短期間に地震が集中して発生する場において,効率的な地震活動のモニタリングを試行する。さらに,常時微動記録を用いて地下構造の時間変化の検出を行う。

○ 気象庁は,全国の30余の火山について連続的な監視観測を行う。その他の火山については,基盤的地震調査観測網等の活用と関係機関の協力の下,監視を行う。熱観測,火口近傍での地殻変動観測,ガス観測,地震・空振の長期観測などモニタリングの高度化を図る。全国主要火山に地磁気基準網を整備し,全国の全磁力分布を求める。また,地磁気基準値を迅速に提供する。国土地理院は,全国に展開するGPSによる連続地殻変動観測から火山性地殻変動を把握する。海上保安庁は,南方諸島及び南西諸島の海域火山において,航空機による熱画像撮影や磁気測量等による定期巡回監視を実施し,火山内部の磁気的・熱的構造の異常や時間変化を求める。また,測量船を使用して,海底地形や海上重力測量などの総合的調査を行う。

○ 気象庁,海上保安庁,国土地理院,防災科学技術研究所,産業技術総合研究所及び大学は,火山活動が活発化した場合には,火山周辺での機動的観測,航空機や無人測量船等による観測,衛星搭載SAR(合成開口レーダー)などの人工衛星によるリモートセンシング技術を活用し,陸域,海域での火山観測体制の強化を図る。

イ. 地震発生・火山噴火の可能性の高い地域

○　大学及び気象庁は,宮城県沖及び周辺地域等において海底地震観測を実施する。また，大学及び海上保安庁は,ゆっくり滑りのモニタリング等の海底地殻変動等の観測を強化する。

○　大学及び防災科学技術研究所は，ひずみ集中帯，群発地震活動域,活断層周辺地域及び南関東において稠密（ちゅうみつ）地震観測網により地震活動をモニターする。大学は，さらに，ひずみ・傾斜・比抵抗等の連続計測，高密度 GPS 観測，全磁力，絶対重力と相対重力の繰り返し計測等を行い,地殻の状態をモニターする。防災科学技術研究所は，大深度地殻活動観測井の整備及び比抵抗の連続観測を実施する。産業技術総合研究所は，地下水連続観測を実施し，透水係数等の変化をモニターする。国土地理院は，水準測量を実施するとともに，稠密な GPS・光波測距による変動地形調査を実施する。海上保安庁は,海底変動地形及び地質構造等の調査を実施する。

○　国土地理院は,地震発生の可能性の高い地域において，水準測量・GPS・光波測距による測量を高頻度に実施する。また，日本海溝・千島海溝沿いの地域や糸魚川－静岡構造線北部において，GPS 及び SAR による観測を実施し，地殻変動分布を明らかにする。海上保安庁は，伊豆諸島海域において，GPS 連続観測を行う。

○　気象庁は,火山噴火の可能性の高い地域において多項目観測を実施し,活動的な火山のモニタリングを強化する。大学は，マグマ活動の検知やマグマ上昇機構の解明及び火山性流体･熱水の分布や時間変化を把握するため，樽前山（たるまえさん），有珠山（うすざん），北海道駒ケ岳（こまがたけ），岩手山，吾妻山（あずまやま），草津白根山，浅間山，富士山，伊豆大島，御嶽山（おんたけさん），阿蘇山（あそさん），雲仙岳，桜島等の全国の活動的な火山で，地震，地殻変動，電磁気観測を総合的に行い,活動的な火山のモニタリング機能を高度化する。防災科学技術研究所は，富士山等で地震・地殻変動等の多項目連続観測を実施する。また，活動が活発化した際には,人工衛星や航空機によるリモートセンシング技術を利用した観測を実施する。国土地理院は,GPS やレーザー測量,水準測量,地磁気測量,重力観測による機動観測を実施するとともに,活動的な火山を優先して地球観測衛星，航空機による SAR 等を利用して高精度な地殻変動の測量を実施する。産業技術総合研究所は，富士山などで地殻変動観測を実施する。

ウ．東海・東南海・南海地域

○　気象庁は,ケーブル式海底地震計による海域の震源決定精度の向上を目指す。また，地殻変動監視と潮位データ利用の高度化を図る。国土地理院は,GPS 連続観測点の増強，水準測量，絶対重力観測，地殻変動連続観測に加え，GPS，光波測距，水準測量等の機動観測を実施する。海上保安庁は，GPS－音響測距結合方式による海底地殻変動観測を実施する。産業技術総合研究所は,地下水等総合観測施設を用い，プレート間のゆっくり滑りを観測し，深部低周波微動を精査する。気象研究所は，ひずみ計データ等の異常検出手法の改良を行い,過去の測地データの再調査や長基線レーザー伸縮計による観測の高度化を行う。防災科学技術研究所は，各種観測網を強化し,高精度地下構造決定及び相似地震活動のモニタリングを実施する。海洋研究開発機構は，実時間地殻活動モニタリングシステムの構築･拡充を行う。大学は，臨時地震観測，ひずみ・傾斜・比抵抗等の連続計測，高密度 GPS 観測，全磁力，絶対重力と相対重力の繰り返し計測を行う。また，SAR データ及び GPS データを用いて,定常的な地殻変動とその揺らぎを面的にモニターする。さらに，紀伊半島下のフィリピン海プレートの形状とその周辺の上部マントルの三次元構造を推定する。

（２）地震・火山現象に関する予測システムの構築

(2-1) 地震発生予測システム

○　地震発生予測システムを構築するために,これまで，地震発生に至る物理・化学過程の理解に基づいて，プレート境界の応力・ひずみ等の推移を予測するシミュレーションモデルを開発してきた。この開発した予測シミュレーションモデルに実際の観測データを取り入れることにより,定量的な地殻活動予測を行うことを目指す。予測シミュレーションモデルとモニタリングを総合化したものとしての予測システムの構築を目指す。

○　「地殻活動」とは，ひずみエネルギーの蓄積・応力の集中から大地震の発生に至る一連の過程及びそれに付随する諸現象のことを指す。大地震発生に至る一連の物理過程を理解･再現する延長上で大地震を予測する「地殻活動予測」が目標である。こうした目的のために,地殻活動予測シミュレーションの改良,シミュレーションに観測情報を取り込むためのデータ同化手法の開発を進め,実データと予測シミュレーションを結合させたデータ同化実験を実施する。また，モデルパラメータや観測情報の不確定さによる予測シミュレーションの誤差を適切に評価するための手法を開発する。さらに，現在の大規模予測シミュレーションでは考慮されていな

い物理過程や破壊の非線形性・規模依存性等を考慮した地震発生の数値モデルを構築することにより，大規模シミュレーションモデル高度化のための研究を進める。内陸の活断層についても，予測シミュレーションに向けての研究を行う。

○ 地震活動のデータに基づく確率論的な予測を行うために，地震発生の準備過程や素過程を考慮した新しい地震活動予測手法を開発し，これを用いて地震活動の予測実験を行う。また，地震・火山現象に関するデータベースの構築と連携して，予測の性能を評価するために必要な地震活動データを整備する。その際，同種の研究を行っているアメリカ，ヨーロッパ等の研究グループとの国際連携を図る。

ア．地殻活動予測シミュレーションとデータ同化

○ 大学，海洋研究開発機構，気象研究所及び防災科学技術研究所は，駿河（するが）トラフ・南海トラフ等を対象とした巨大地震発生シミュレーションやゆっくり滑りのシミュレーションを行い，プレート境界における摩擦パラメータ等を最適化して，過去の地震発生履歴の再現を目指す。また，粘弾性媒質を考慮したモデルでの計算結果と，史料や観測データ等に基づく地震発生間隔や地殻変動との比較を行い，巨大地震発生シミュレーションの再現性向上を目指す。

○ 防災科学技術研究所及び大学は，ひずみエネルギー蓄積から動的破壊，強震動の発生に至る過程の大規模シミュレーションを行い，実際の観測データとの比較を通してアスペリティ領域の設定の最適化を行う。

○ 大学及び海洋研究開発機構は，地殻活動予測シミュレーションと地震・火山現象データベースの結合を強め，各種データをシミュレーションに取り込むために，データ流通システムの確立を目指す。地殻変動観測データを予測シミュレーションに取り込むためのデータ同化手法を開発し，沈み込み帯で発生した大地震の余効（よこう）滑り等を対象としたデータ同化実験を行い，プレート境界面上の応力や滑り速度の時間発展や摩擦パラメータを推定する。また，プレート境界型大地震を発生させるアスペリティを対象にして，アスペリティでの応力の増加と強度の時間変化のシミュレーションに基づき，アスペリティ破壊の予測を試行する。さらに，地震活動等の観測データを予測シミュレーションに取り込むための手法開発を進める。

イ．地殻活動予測シミュレーションの高度化

○ 大学は，プレート境界地震に関する地殻活動予測シミュレーションモデルを継続的に高度化するとともに内陸活断層への応力集中過程の数値モデルを構築するために，間隙（かんげき）流体圧の変動を考慮した断層滑り過程及び余効変動のシミュレーション，断層破壊過程の規模依存性を考慮したシミュレーション，媒質の塑性（そせい）・粘性などの流動性を考慮したシミュレーションを行う。また，これら現象を含め，不均質媒質中の破壊現象を精度良く再現するための数値計算手法の開発を行う。

○ 大学及び海洋研究開発機構は，モデルパラメータの分布やプレート境界面上の滑り速度や応力などの初期値の不確定さが予測精度に及ぼす影響を調べることにより，観測の精度と予測の精度の関係について知見を得る。この結果を用いて，予測精度向上に必要な情報は何かを明らかにする。

○ 産業技術総合研究所は，内陸の活断層を対象として，地質構造と応力場に関する観測に基づいて物理モデルを構築し，シミュレーションとアンサンブル予測手法により内陸地震の予測モデル構築を目指す。

ウ．地震活動評価に基づく地震発生予測

○ 大学は，統計モデルや物理モデルに基づいて地震活動を評価し，時空間的に高分解能な地震活動評価を行う手法を確立するために，地震活動予測手法の妥当性を評価・検証する枠組みを構築する。必要なデータの品質管理を行い，地震活動予測手法を整理してデータに適用可能なソフトウエアを整備し，地震活動予測の実験を行って予測手法の妥当性を検証する。

○ 防災科学技術研究所は，地震活動観測結果などを地震活動評価に利用できるようにする。また，これまで開発された地震活動評価手法を観測データに適用し，妥当性を検証する。

○ 気象研究所は，地殻活動評価解析手法の高度化を行い，地震活動予測手法の開発を目指した地震活動の時空間的な特徴の抽出を行う。

○ 大学は，地殻の不均質性に着目し，地震の規模別頻度分布などの統計法則やそのパラメータを支配する物理を解明するためのシミュレーション研究を行い，統計法則のパラメータの時空間的な変動と大地震発生の関係を理論的に明らかにする。

(2-2) 火山噴火予測システム

○ より高度な火山噴火予知を目指して，噴火規模，様式，推移の予測を行うためには，噴火シナリオ（予想される噴火前駆現象や噴火活動推移を網羅した噴火事象系統樹）を作成することが有用である。そのため，地震・火山現象に関するデータベースを活用するとともに，地質調査・解析によって明らかに

された噴火履歴を参照して,噴火シナリオを我が国の主要な活火山について順次作成する。また，過去の噴火時の観測データの再検証や研究成果を取り入れて噴火シナリオを高度化する。活動的な火山について，観測データと噴火シナリオに基づき，火山活動の現状を評価し推移予測を試行する。

ア．噴火シナリオの作成

○　火山噴火予知連絡会を構成するすべての機関が協力し,我が国の主要な活火山について噴火シナリオを作成する。このため，大学及び産業技術総合研究所は，個々の火山の噴火履歴，過去の噴火様式，マグマ組成の時間変化などの知見を噴火シナリオにまとめる。また，大学，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所，気象庁，気象研究所，国土地理院及び海上保安庁などは,過去の噴火事象について調査観測成果の系統的な整理を行うとともに,火山噴火に関する研究成果を取り入れて,シナリオ内の事象の分岐の判断材料を順次付加し,噴火シナリオの高度化を図る。

イ．噴火シナリオに基づく噴火予測

○　火山噴火予知連絡会は，活動的な火山について，観測データとその解析結果を,これまでの火山噴火に関する研究成果と総合して評価し,現在の活動状況が噴火シナリオのどの段階にあるかを判断する。さらに,噴火の近づいた火山や噴火活動中の火山については,各種観測データと噴火に関する研究成果及び噴火シナリオに基づき,現在の状態から火山噴火や噴火終息に至るまでの過程を様々な観点から想定し，噴火推移の予測を試みる。

○　防災科学技術研究所は,地殻変動等の観測データから火山活動に伴う異常現象を自動的に抽出するシステムを構築する。

（３）地震・火山現象に関するデータベースの構築

○　地震現象や火山現象に関する予測のために必要な基礎データベースを構築するとともに,それらに関する情報の統合化を図り，「地震・火山現象に関するデータベース」として体系化することを目指す。すなわち,関係機関が長期にわたって蓄積してきた素材的データや,モニタリングシステム及び観測研究で新たに得られるデータを集積・流通させ，利用しやすい基礎データベースを構築する。これから，地震発生や火山噴火の予測に用いられるデータが作られる。さらに，基礎データと研究成果の統合化により，プレート構造データベース・地震破壊過程データベース,火山地質図などの統合データベースを作成する。

ア．地震・火山現象の基礎データベース

○　地震に関して,気象庁は全国地震カタログの作成を継続し,成果物の研究者等への早期還元を引き続き行う。また，過去にさかのぼった震源再決定や大学の検測値の取り込みなどを行い,総合的な地震カタログの作成を行う。防災科学技術研究所は，基盤的地震観測として運用している高感度・広帯域・強震観測網のデータを整理保存するとともに,地震波形の特徴を抽出し,生波形データと併せて総合的な波形データベースを構築する。大学は，過去の地震・津波・測地記録等の収集整理と電子的保存による利用の容易化に努めるとともに,歴史地震に関する史料も含めた貴重資料の保存管理を行う。

○　地殻変動等に関して，国土地理院は，インターネット上で全国の GPS データの所在情報を検索するシステムを構築し,各機関の潮位データを海岸昇降検知センターで収集整理する。大学は，大学等のひずみデータ集積システムを構築する。気象庁は全国の高精度連続地磁気観測のデータベース化を引き続き行い,全磁力精密観測データの集約整理を行う。

○　火山活動に関して,大学及び産業技術総合研究所は,ボーリングやトレンチ調査を含む地質情報を収集し，定量的な噴出物量，岩石学的分析，年代決定等の基礎データの充実を図る。国土地理院は，活動的な 49 火山について火山基本図及び火山土地条件図を作成するとともに,それらの数値データ化を進める。海上保安庁は，引き続き海域火山基礎情報図を作成するほか,既存の海域火山データベース等の高度化を図る。気象庁は，過去の噴火やその前兆・異常現象等の各種データを整備する。防災科学技術研究所は,航空機による火山体表面状態の基本情報を整備する。気象庁及び防災科学技術研究所は，国際火山観測所機構（WOVO）のデータベース構築に寄与する。

イ．地震・火山現象に関する情報の統合化

○　大学及び防災科学技術研究所は,様々な手法による地震波速度構造，減衰構造，熱・温度構造，比抵抗構造などを統合したプレート構造データベースを作成する。さらに，アスペリティや地震破壊過程データベースを作成する。国土地理院は，地殻活動総合解析システムのデータベースを維持･更新する。

○　産業技術総合研究所は主要活断層の諸データや地震に伴う地下水変化について，また，国土地理院は都市域周辺部の主要な活断層について，位置・地形等のデータベースの充実を図る。さらに，産業技術総合研究所は，活動的火山について形成史・噴火履歴も記載した火山地質図を整備する。

○　産業技術総合研究所は,地質情報データベースの

検索・比較等が可能な統合システムを構築する。防災科学技術研究所は，多項目のデータを容易に検索・活用可能にするシステムを構築する。大学は，観測や史料から得られる過去の地震記録，津波記録等の所在情報のデータベースを構築するとともに，地殻の状態を表す新しい指標を考案し，日本列島における地殻活動の評価を総合的に行うシステムを開発する。

２　地震・火山現象解明のための観測研究の推進

（１）日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象

○　日本列島の周辺で発生する地震現象や火山現象の予測にとって基本的に重要である長期的なプレート運動とそれに伴う広域の応力場を明らかにする。また，上部マントルにおけるマグマの生成・上昇機構を解明する。これらに加え，マグマ等の地殻流体の分布を含む広域の地殻・上部マントル構造を明らかにする研究や，地震活動と火山活動の相互作用に関する研究を推進して，プレートの沈み込みがどのように地震現象・火山現象全体に影響するかを統一的に理解する研究を進める。

ア．列島及び周辺域のプレート運動，広域応力場

○　大学は，ロシアを含む我が国北部周辺において高精度連続 GPS 観測及び広帯域地震観測を実施して，日本列島の北端部周辺域の地殻活動の解明を進め，プレート運動モデルの高度化を図る。また，モンゴルに既設の GPS 点での観測を継続し，日本及びアジア・西太平洋の観測点等のデータとの統合解析を実施して，日本列島周囲のプレートの相対運動について，時間変化の可能性を検討し，日本列島の地殻変動との関連を考察する。

○　国土地理院は，超長基線電波干渉法（VLBI）の国際・国内観測及びアジア・太平洋地域での GPS 連続観測を実施し，周辺のプレートの広域的相対運動を把握する。海上保安庁は，和歌山県下里において人工衛星レーザー測距（SLR）観測を実施し，広域のプレート相対運動決定に資するデータを得る。

イ．上部マントルとマグマの発生場

○　大学及び防災科学技術研究所は，日本列島域の地殻・上部マントルの地震波速度構造，反射地震断面，減衰構造，散乱構造，比抵抗構造を高分解能で求める。これらの構造から，温度構造，流動・変形場，地殻流体の分布を定量的に推定し，深部低周波地震や上部マントルにおける水の輸送過程，島弧マグマの生成・上昇機構の解明を目指す。

○　海洋研究開発機構は，日本とインドネシアで発達段階の異なる島弧の岩石学的・地球化学的比較研究により，島弧地殻・マントルの進化過程を解明する。また，伊豆・小笠原（おがさわら）・マリアナ弧において，地殻上部マントルの詳細な地震学的構造探査を実施する。

ウ．広域の地殻構造と地殻流体の分布

○　大学は，地震発生と地殻流体及び火山分布の関連を明らかにするため，稠密自然地震観測，制御震源地震探査及び比抵抗探査を実施する。反射波や変換波などを用いて日本列島域全体のモホ面の形状や地殻内の不連続面の形状を推定する。散乱波解析に基づいて日本列島における短波長の不均質構造を明らかにする。

○　防災科学技術研究所は，三次元地震波速度構造・減衰構造と深部マグマ溜（だ）まり及び深部低周波地震との関連を明らかにする。また，地殻熱流量データが十分でない地域で精密な測定を行い，地殻熱流量分布を求め，地震波速度構造，減衰構造も利用して，日本列島の地下熱構造モデルを構築する。

エ．地震活動と火山活動の相互作用

○　大学は，伊豆，中部日本や九州等で，海底地震観測を含む地震，地殻変動，地球電磁気等の観測を行い，火山流体の移動と地震活動との関連を明らかにする。また，大地震発生に伴う応力変化が，火山活動に与える影響を解明する。

○　防災科学技術研究所は富士山から伊豆半島に至る地域で，大学は九州で，フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動と火山活動の関連性の研究を進める。

オ．地震発生サイクルと長期地殻ひずみ

○　大学等は，地質学・地形学的痕跡（こんせき）や史料などに基づく長期間の地震発生履歴データを基に，地震発生サイクルや規模を推定し，連動型巨大地震についての知見を得る。内陸地震については，変動地形学的解析等に基づき地殻の塑性ひずみ速度を明らかにし，塑性ひずみの蓄積過程を解明する。地質情報・変動地形・重力異常などの地殻構造データに基づき，潜在震源断層の分布を推定する。

（２）地震・火山噴火に至る準備過程

(2-1) 地震準備過程

○　プレート境界における地震発生準備過程の解明のために，アスペリティの空間規模及び分布を把握するとともに，プレート間固着を支配する物理・化学的過程の理解を進めることにより，アスペリティの実体を明らかにする。プレート境界地震の発生時期を予測するためには，境界での滑りと固着の状態の推移を把握する必要があるが，特に，短期的及び長期的なゆっくり滑りの大地震発生前における変

化は，プレート境界地震の最も重要な発生準備過程の一つであるため，その解明を進める。また，地震の規模は，複数のアスペリティがどのように連動して破壊するかに依存するため，観測的研究に加え，実験的及び理論的研究によって，アスペリティの相互作用を解明する。内陸地震については，広域の応力によって非弾性的な変形が進行して，特定の震源断層に応力が集中する過程を定量的にモデル化する。そのために，ひずみ集中帯の観測を強化し，地殻・マントルの不均質構造と変形様式を詳細に明らかにすることで，ひずみの集中機構を解明する。また，スラブ内地震の発生機構を理解するために，スラブ内に取り込まれた流体の分布と挙動を明らかにする。

ア．アスペリティの実体

○　大学，海洋研究開発機構，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所及び海上保安庁は，地震，SAR，GPS，海底地殻変動，重力等の観測を充実させてプレート境界の滑りと固着の状態の把握に努める。また，プレート境界近傍で発生する地震の震源と発震機構解を高精度で推定することにより，アスペリティ周辺のプレート内応力状態の空間変化を明らかにする。

○　大学，海洋研究開発機構及び防災科学技術研究所は，制御震源探査，地震波トモグラフィー，変換波解析等により，プレート境界面の形状や海陸プレート内の三次元地震波速度構造を推定し，アスペリティと非アスペリティ領域の構造・状態の違いを明らかにする。海洋研究開発機構は，地震学的構造モデルと深海掘削による成果とを統合して，地震発生帯の媒質モデルを構築する。

イ．非地震性滑りの時空間変化とアスペリティの相互作用

○　国土地理院，防災科学技術研究所，海上保安庁，海洋研究開発機構及び大学は，測地学的な手法のほか，低周波微動・地震や，相似地震（小繰り返し地震）を用いる手法を高度化し，プレート境界上の滑り速度分布の推定精度及び分解能の向上を図り，プレート境界におけるゆっくり滑りの時空間的推移を解明する。さらに，大学，防災科学技術研究所及び産業技術総合研究所は，プレート境界近傍で発生する地震を観測し，地震発生場における応力状態の時間変化を抽出する。また，大学は，電磁気学的観測や海底ゆう水量観測により，ゆっくり地震の発生と流体移動との関連を明確にする。

○　大学及び防災科学技術研究所は，アスペリティの繰り返し破壊の時空間的な揺らぎの解明を進める。特に，アスペリティ周囲のゆっくり滑りが，アスペリティの破壊の繰り返し間隔や滑り規模に与える影響を明らかにする。アスペリティ分布とプレート内不均質構造並びにプレート内応力場との関連を明らかにして，プレート境界上のアスペリティ間の相互作用を解明する。

ウ．ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程

○　国土地理院は，ひずみ集中帯等において，GPS・光波測距・水準測量等の観測を行い，地殻変動の時空間分布を明らかにする。大学等は，新潟－神戸ひずみ集中帯及び近年発生した内陸大地震発生域などにおいて，稠密自然地震観測・電磁気学的観測・GPS 観測・制御震源探査等を実施する。その結果から，上部地殻，下部地殻及び上部マントルまでの地震波速度・減衰・電気比抵抗構造，散乱体・流体分布，媒質の異方性，微小地震の詳細な震源分布，発震機構解等を明らかにする。

○　大学及び防災科学技術研究所は，ひずみ集中帯において，ボーリングコア試料や発震機構解等から応力の推定を試み，GPS などのひずみ観測と比較して，地殻の弾性変形と非弾性変形を分離する。これらの知見を考慮して，定量的な数値モデルを構築する。同様の研究をひずみ速度が小さい地域等でも行い，内陸の地震発生モデルの一般化を目指す。また，断層の両端部の非弾性変形と断層への応力集中過程の関係，震源断層の強度回復過程などに関する研究を推進する。

エ．スラブ内地震の発生機構

○　大学は，海溝付近から島弧下までの海洋プレート内の不均質構造や震源分布・発震機構解を詳細に調べることにより，スラブ内の強度分布並びに流体の供給・輸送過程を明らかにし，スラブ内地震の発生に至る過程を解明する。

○　大学は，プレート境界のアスペリティ分布，プレート内不均質構造並びにプレート内応力場の関連を明らかにして，プレート境界地震とスラブ内地震との相互作用を解明する。

(2-2) 火山噴火準備過程

○　観測に基づき火山活動の現状を評価し，噴火の時期と規模を予測するために，複数の火山において多項目の地球物理学的観測や探査及び地質調査を実施して，マグマ上昇・蓄積過程の多様性の理解とモデル化を目指した研究を推進する。また，これらのマグマ上昇・蓄積を支配する火山体構造や，水蒸気爆発の準備過程の理解に必要な火山体浅部における火山流体の状態と変動についても解明を進める。

○　噴火間隔，規模，様式についての規則性や時間的

変化を理解するため，全国の活火山の地質調査・岩石学的研究を実施して精度の高い噴火履歴を解読するとともに，マグマ溜まりにおけるマグマの分化や混合などのマグマ発達過程を解明することを目指す。

ア．マグマ上昇・蓄積過程

○ 大学，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所，気象研究所及び国土地理院は，GPS，水準測量，光波測距，干渉SAR，航空レーザー測量等の地殻変動解析や地震，電磁気等の解析から，マグマ供給系を含む火山体の構造や状態及びそれらの時間的変化を明らかにし，マグマの上昇や蓄積を把握する。防災科学技術研究所は，これらに加え，温度変化や火山流体の観測データも考慮して総合的なマグマの動態モデルを構築し，噴火に至る過程を解明する。また，大学は関係機関と連携して，桜島や伊豆大島などのマグマ蓄積過程にあることが確実な2〜3の火山において，多項目観測・探査を5年間集中的に実施し，マグマ蓄積の物理過程を明らかにする。さらに，複数の火山においてGPSの稠密連続観測を実施して，マグマ蓄積過程の多様性とその要因の解明を試みる。

○ 大学は，地球電磁気，火山ガス，放出熱などの繰り返し観測により，噴火発生場における火山流体の分布や状態，及びそれらの変動を明らかにする。産業技術総合研究所は，熱水系発達過程のシミュレーションを実施し，熱水系の変動原因と観測される現象の関係を明らかにする。また，シミュレーション精度の向上のため，主に伊豆大島で熱観測，電磁気構造探査及び自然電位連続観測を実施する。

イ．噴火履歴とマグマの発達過程

○ 大学及び産業技術総合研究所は，活動的な火山について，積算噴出量と噴火時間を示した階段図を作成し，噴火の規則性を理解する。また，典型的な噴火について，集中的な地質調査，浅部のボーリングやトレンチ調査，噴出物の化学分析及び年代測定を実施して，噴火様式の時間的変化を明らかにする。

○ 噴火履歴が明らかになった火山について，噴出物の同位体比を含む化学分析，微小部分分析，含水量などの揮発性成分の分析を行い，マグマ溜まりの数や位置及びマグマ混合や分化過程などを明らかにするとともに，噴火履歴とマグマの発達過程との関係を理解する。

（3）地震発生先行・破壊過程と火山噴火過程

(3-1) 地震発生先行過程

○ 地震発生の予測の時間精度を高め，短期予測を可能にするためには，地震発生の直前に発生する非可逆的な物理・化学過程（直前過程）を理解して，予測シミュレーションモデルにそれらの知見を反映させ，直前過程に伴う現象を的確に捕捉（ほそく）して活動の推移を予測する必要がある。これまでの研究によって，地震に先行して発生する現象は多種多様であり，地震発生準備過程から直前過程にまたがって発生する現象の理解を進める必要性が認識されてきた。このために，地震に先行する地殻等の諸過程を地震発生先行過程と位置付けて研究し，そのメカニズムを明らかにして，特定の先行過程が地震準備過程や直前過程のどの段階にあるかを評価し，数値モデルを作成し，モデルを予測シミュレーションシステムに組み込む必要がある。地震発生予測システムの研究で行うとの研究に資するために，地震発生先行過程に関する研究では，上記のうちとを実施する。

ア．観測データによる先行現象の評価

○ 大学及び防災科学技術研究所は，均質化された地震カタログを用いて，静穏化・活発化・四次元相関等に着目し，地震サイクルの中での地震活動変化を再評価する。大学及び産業技術総合研究所は，地殻変動・水温・水位・ラドン濃度・間隙水圧等のデータを解析し，観測点ごとの特性を理解するとともに地震発生に関連する異常抽出手法を開発する。また，大学は鉱山において，震源域の至近距離で地震・地殻変動を観測し，鉱山の地震やゆっくり滑りの先行過程を明らかにする。

○ 大学及び防災科学技術研究所は，断層面での弾性波透過率・反射率の時間変化から地震先行現象の検出を目指す。また，波形記録の相関解析から地下構造を推定する地震波干渉法により，地震活動に関連する構造変化の検出とその原因の解明を目指す。

○ 大学及び気象庁は，地磁気・地電流等の電磁気学的変動を連続観測し，局所的な全磁力変化と応力変化との関連を明らかにする。大学は，地震に先行する電磁場の変動を調べ，地震発生との関連を解明する。

イ．先行現象の発生機構の解明

○ 大学は，地震発生サイクルの様々な段階での地震とゆっくり滑りの相互作用を，観測データと数値シミュレーションの結果を併せて定量的に評価することにより，大地震発生の切迫度評価のための指標を得る。

○ 大学は，地球潮汐（ちょうせき）等による応力変動が震源核形成に及ぼす影響を理論的に明らかにする。さらに，地震活動や地殻変動の非線形潮汐応答から，応力が破壊臨界値に近づいている地域の検

出を目指す。また，余震や誘発地震を含めた種々の微小地震活動の発震機構から応力変化を推定し，先行現象の発生機構や規模について考察する。

○　大学は，地震発生域近傍の比抵抗や地電位の変動と地震発生との関連を明らかにするとともに，変動機構の理論的解明を目指す。

○　大学は，近畿地方中北部において，地震学的・測地学的観測に基づいて，地殻構造や広域及び断層近傍の応力場の時間的変化の検出を試みる。また，兵庫県南部地震前後の地殻変動や地震活動の変化の原因を理解するために，地震活動やGPS，SAR等の測地データを新たな手法により再解析する。

○　海洋研究開発機構は，様々なスケールの不連続面を含む媒質中の大規模破壊に先行する現象を数値シミュレーションや室内実験により調べ，これまでに得られている先行現象に関する観測データを物理的に解釈する。

（3-2）地震破壊過程と強震動

○　大地震の断層面の不均質性と動的破壊特性及び強震動・津波の生成過程を理解するために，震源解析及び震源物理に基づく破壊過程の研究を推進する。プレート境界のアスペリティ分布及び内陸活断層やスラブ内地震の強震動生成域を事前に推定するために，強震動生成域と地震活動や地殻不均質構造等との関連性を調査する。短周期強震動の生成に関わる，断層滑りの動的特性とアスペリティ内の微細構造との関連を重点的に調査する。不均質な地下構造や詳細な海底地形及び断層破壊の動的特性を正しく評価した震源モデルを用いて，強震動及び津波の大規模数値シミュレーションを行い，マグニチュード（M）8クラスの海溝型地震からマグニチュード6クラスの内陸地震まで，幅広い規模の地震に用いることができる強震動・津波の予測手法の開発を目指す。

ア．断層面の不均質性と動的破壊特性

○　大学は，プレート境界のアスペリティ及び内陸活断層やスラブ内地震の強震動生成域の事前推定を目指し，過去の大地震の解析事例を増やすことにより，断層面上の強震動生成域と地殻不均質構造及び微小地震活動との関係を解明する。大学は，動的断層運動パラメータを推定し，震源断層の微視的または階層構造や，破壊伝播の確率論的な揺らぎを取り入れた破壊過程のモデルを構築する。これら震源解析の高度化のために，新たな観測データと解析手法を導入した，高分解能・広帯域震源逆解析法を開発する。

○　大学及び気象研究所は，強震観測網等による強震波形に加え，海底津波観測網により得られる津波波形を用いて震源断層パラメータを高精度に推定する手法を開発する。また，ゆっくり滑りや低周波地震を含む，震源破壊過程の多様性と大地震への発展可能性についての理解も深める。

○　産業技術総合研究所は，制御震源及び自然地震を用いて，断層面における反射強度の分布と強震動生成域及び破壊過程との関係を調査する。防災科学技術研究所及び気象研究所は，実時間観測データを用いた震源逆解析の高度化と即時化のための研究を進める。

イ．強震動・津波の生成過程

○　大学及び気象研究所は，強震動・津波の生成に大きく寄与する，地下構造と震源のシミュレーションモデルを整備する。地下構造モデルでは，陸域から海域にまたがる統合化を進めるほか，短周期波動伝播に寄与する不均質揺らぎを考慮した地殻・マントル構造をモデル化する。震源モデルには，アスペリティの階層構造など，巨視的及び微視的な構造を取り入れる。それらを踏まえ，大規模並列計算機を用いた地震波動伝播と広帯域強震動生成に関するシミュレーションを実施して，強震動・津波の生成過程の解明を図る。

○　大学は，平野部及び伝播経路において広帯域強震観測を実施して，長周期地震動の生成機構を解明し，シミュレーションモデルの妥当性を検証する。

（3-3）火山噴火過程

○　火山噴火の規模や爆発性を支配する要因を理解するために，火山浅部でのマグマの上昇と火山爆発現象のモデル化を行うことを目標とする。そのために，繰り返し発生する噴火を対象として集中的な地球物理学・物質科学的観測を行い，火道浅部におけるマグマの移動，発泡，脱ガス等に伴う諸過程やマグマの物性変化を高時空間分解能で明らかにする。

○　また，噴火の推移を支配する物理・化学的要因を理解するために，新たに噴火が発生した火山において地球物理学・地球化学・物質科学的観測を実施する。さらに，火道の構造やマグマの動態を理解するために，ボーリング探査を実施する。これらの観測結果や地質学的情報に基づいて，噴火推移に関する定量的な噴火シナリオの開発研究を行う。

ア．噴火機構の解明とモデル化

○　大学は，地震学，測地学，電磁気学及び火山化学的な観測をブルカノ式やストロンボリ式噴火が頻繁に繰り返し起こる桜島，諏訪之瀬（すわのせ）島，阿蘇山，浅間山，十勝岳，インドネシア・スメル火山などを対象に実施し，爆発に伴うマグマ溜まりや

火道のマグマ圧の変化，火道内物性などの測定を試みる。その際，爆発噴出物の物質科学的解析により火道内のマグマ状態を推定する。これらの結果に基づき，マグマ上昇と火山爆発現象のモデルを構築する。さらに，構築されたモデルについて，観測データを用いてその有効性を検証する。産業技術総合研究所は，国外の活動的火山において火山ガス観測を実施して，脱ガス過程のモデル化を行う。

○ 防災科学技術研究所は，噴火活動に関する多項目観測データから地下のマグマの動態を推定し，マグマの移動やマグマの発泡・上昇など噴火に至るまでの噴火過程をシミュレーションすることを目指す。

イ．噴火の推移と多様性の把握

○ 大学，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所及び気象研究所は，噴火の推移に関する物理・化学的要因をとらえるために，噴火現象の地震学，測地学，電磁気学，火山化学及び地質学的観測研究を合同で実施する。また，噴火後の火山流体の移動を把握するために，有珠山や三宅島（みやけじま）などにおいて，繰り返し空中磁気観測を含む総合観測を行う。

○ 大学は，活動的火山の浅部ボーリング探査等を実施し，火道上部におけるマグマの状態や構造などの地下情報を取得することにより，噴火発生場の理解を進める。

○ 産業技術総合研究所及び大学は，噴火の進行に伴うマグマの脱ガス過程の変化を明らかにするために火山ガスと噴出物の観測を実施する。

○ 防災科学技術研究所は，米国・イタリア等と噴火現象の解明に関する共同研究を進める。産業技術総合研究所は，インドネシアやイタリア等の火山で地質・温度構造を調査し，噴火過程及び噴火様式に関する共同研究を進める。

○ 大学，防災科学技術研究所，産業技術総合研究所及び気象庁は，研究の進んだ火山において，噴火の推移や多様性に関する観測研究結果や過去の噴火履歴などの地質学的情報を統合し，進行中の噴火について，今後想定される噴火推移や事象の発生確率を算出する手法を開発する。

（4）地震発生・火山噴火素過程

○ 地球構成物質の変形・破壊の特性を，広い条件範囲にわたって実験的に明らかにする。地下深部の岩石の変形・破壊特性を推定するために，地震波速度や比抵抗等の地球物理学的観測による推定が可能な物理量と変形・破壊特性との定量的関係を室内実験により解明する。地震発生モデルで利用するために，変形・破壊の物理・化学的素過程を理解して，実験結果の実験条件範囲外での適用可能性について検討する。様々な規模の地震破壊を至近距離で観察できる鉱山の誘発地震等を用いて，変形・破壊現象の規模依存性を明らかにするための実験・観測研究を行う。さらに，火山噴火においては，変形・破壊以外に，マグマの性質と挙動を理解することが不可欠であるので，噴出物の分析・解析や室内実験を行うとともに，それらの結果を考慮した噴火過程の検討を行う。

ア．岩石の変形・破壊の物理的・化学的素過程

○ 大学，防災科学技術研究所及び産業技術総合研究所は，室内実験により，地殻から上部マントルでの温度・圧力等の環境下で幅広い変形速度等の条件における岩石及びマグマの破壊・変形特性を明らかにする。その物理・化学的素過程を物性理論により理解するために，摩擦溶融や流体・粉体等の挙動も考慮して，数値実験，試料の分析を行う。

○ 大学及び産業技術総合研究所は，岩石の変形に伴う微小破壊活動や化学反応，物性，岩石組織の変化等についての室内実験及び試験観測を行う。また，種々の物理・化学過程の地学的現象に対する寄与を理論的に評価する。

イ．地殻・上部マントルの物性の環境依存性

○ 大学，防災科学技術研究所，海洋研究開発機構及び産業技術総合研究所は，南海トラフ地震発生帯コア試料などを用いた室内実験等により，弾性波速度・減衰，電気伝導度，透水性などの物性の温度・圧力・構成鉱物・内部構造・含有流体などへの依存性を定量的に明らかにするとともに，物性変化を支配する素過程を理論的に解明する。

○ 大学及び産業技術総合研究所は，地表に露出した変成岩の観察から変形時の応力を推定する手法の高度化を図る。大学及び防災科学技術研究所は，微小地震の活動から断層の摩擦特性を推定するために，室内実験の微小破壊及び微小地震の解析を行う。

ウ．摩擦・破壊現象の規模依存性

○ 大学及び防災科学技術研究所は，室内実験等により，摩擦滑りの弱化特性距離を支配する微視的要因を明らかにする。また，大地震発生時の摩擦特性の理解を目指し，高速・大変位滑り条件下での摩擦実験を行う。大学は，鉱山の採掘で誘発される地震に伴う地震波やひずみを至近距離で観測し，岩石の巨視的破壊に伴う応力変化や微小破壊活動についての室内実験結果と比較することにより，岩石破壊過程の規模依存性について理解を得る。

エ．マグマの分化・発泡・脱ガス過程

○ 大学及び産業技術総合研究所は，室内実験により

マグマの脱ガス・発泡過程を明らかにする。また，噴出物や液体包有物等の分析や数値実験等により，マグマ移動に伴う揮発性成分の挙動をモデル化する。海洋研究開発機構は，島弧及びプレート内マグマの含水量と分化過程の関連を解析する。また，大学は，噴出物の物性測定と組織解析，及び室内実験を行い，その発泡・結晶化・脱ガスの履歴を解読する。さらに，大学は，物質科学的観測量と地球物理学的観測量を整合的に理解するために，火道内のマグマの運動と火山灰の生成や火山ガス放出を結び付ける連結過程を検討する。

３．新たな観測技術の開発

（１）海底における観測技術の開発と高度化

○　日本列島は海に囲まれており，巨大地震のほとんどは海域で起こるほか，伊豆諸島をはじめ多くの活動的な火山島が海域に存在する。そのため，海域においても，陸域の観測網と同等のデータを取得する必要があり，地殻変動帯域から地震帯域までの広い周波数帯域で，高ダイナミックレンジの観測を実施する必要がある。しかし，現在の観測技術では，海域で陸域と同じ観測を行うことは難しい。そこで，海底における諸観測技術，特に地殻変動と地震観測技術の開発と一層の高度化を行う。

○　日本周辺のプレート境界における地震活動及び固着状態を高精度でモニターするためには，海域における地殻変動及び地震活動の実時間観測が不可欠である。海底での実時間観測と実時間データ伝送に関する技術の開発を行う。

ア．海底地殻変動観測技術

○　海上保安庁及び大学は，GPS－音響測距結合方式による海底地殻変動観測の一層の高度化を進め，海水温分布の時空間的不均質によらず，また従来よりも短時間で 2～3 センチメートルの繰り返し精度が得られるよう，効率的で安定した計測技術の開発を行う。

○　大学及び海洋研究開発機構は，圧力計を用いた海底上下変動観測について観測測器の高度化及び高精度な上下変動値を推定する解析手法の開発を進める。

○　大学は，海底における傾斜観測を行う技術の開発及び高度化を進め，0.1 マイクロラジアンの精度を目指す。さらに，海洋研究開発機構及び大学は，海底掘削孔を用いた傾斜及びひずみ観測のための技術開発を行う。

イ．海底地震観測技術

○　大学は，観測の空白域となっている日本海溝軸及びその周辺など水深 6,000 メートルを超える海底での地震観測の技術開発を進める。

○　大学は，海底における 1G 程度までの加速度観測技術及び潮汐変動までの広域帯にわたる地震観測技術の高度化を進める。また，複数のセンサーを同時に用いて観測する複合海底観測システムについても高度化を行う。

ウ．海底実時間観測システム

○　大学，海洋研究開発機構及び海上保安庁は，海底ケーブルを用いて，深海底における地震，地殻変動及び津波の実時間観測システムを構築するための技術開発を進める。できるだけ多点高密度での観測を行うことができ，障害に強く，機動的な観測も実施できるシステムを目指す。

○　海洋研究開発機構は，地球深部探査船「ちきゅう」によって開削された観測孔を用いて，地震，ひずみ，温度，傾斜などの実時間観測システムを構築する。また，孔内観測と海底観測網を合わせた実時間観測に向けた技術開発を行う。

（２）宇宙技術等の利用の高度化

○　GPS や衛星搭載 SAR 等の宇宙技術は，地震及び火山活動を深く理解するとともにそれらの活動を的確に把握するための観測手段として重要な役割を果たしている。それらのデータを利用した解析技術の高度化を図ることにより，より高精度な測地手法の実現や様々な地震や火山活動をより高い精度で把握するリモートセンシング手法の実現を目指す。特に，「だいち」などによる衛星観測は，国内国外の地震・火山現象の解明に有用なデータを提供しており，地球観測衛星が継続して打ち上げられることが極めて重要である。

ア．宇宙測地技術

○　国土地理院及び大学は，GPS の 1 秒間隔データを用い，地震前後や火山噴火過程等，高速に進行する地殻変動について，その時間推移を準実時間で把握する技術の高度化を図る。

○　国土地理院及び防災科学技術研究所は，GPS による地殻変動観測の高精度化のため，季節依存成分の定量的補正手法，電離層及び大気による遅延誤差の補正手法，及び非潮汐海洋質量による荷重変形補正手法について，それぞれ高度化を図る。気象研究所では，GPS 観測等の火山監視において，障害となる気象の影響による雑音の除去手法の開発等による火山監視手法やデータ処理手法の改良を行う。

○　国土地理院は，GPS，水準測量，潮位観測，衛星海面高度計等の各種測地的データを統合し，上下変動情報抽出の高精度化を目指す。また，他機関の GPS データを国土地理院の運用する GPS 連続観測網

(GEONET)と共通の基盤で取り扱えるように統合解析の技術を開発する。

○ 大学,防災科学技術研究所,産業技術総合研究所,国土地理院及び気象研究所は,「だいち」等による衛星 SAR 干渉解析による地殻変動把握技術の高度化のため,永続散乱体干渉手法,GPS 等との統合解析手法,大気伝播誤差補正手法及び干渉データの位相連続化手法の拡張や改良を進める。

イ. リモートセンシング技術

○ 産業技術総合研究所,大学及び防災科学技術研究所は,人工衛星リモートセンシング技術を用いて,活動的火山の熱的活動・火山ガス・変色海水・地表面状況等を観測する手法を開発する。

○ 情報通信研究機構及び大学は,航空機等による SAR やレーザーを用いた地形変化等の計測手法の開発を進める。また,産業技術総合研究所及び大学は,活動的火山の内部で進行する熱的状態の変化をとらえるために,航空機等による磁気探査技術の高度化を図る。さらに,防災科学技術研究所は,航空機リモートセンシング技術を用いて,熱的活動,火山ガス等の火山体表面状態の計測を実施し,火山活動を評価する技術を開発する。

○ 産業技術総合研究所及び大学は,火山ガス SO2(二酸化硫黄)放出量の観測精度の向上及び高時間分解能化を進めるとともに,携帯型マルチガスセンサーシステムによる火山ガス組成の連続観測の実用化を図る。また,防災科学技術研究所及び気象研究所は,噴煙監視のためにレーダー等を用いた計測技術を開発する。

(3)観測技術の継続的高度化

○ 地震・火山噴火予知研究では,従来の観測手法の高度化により,地震活動・地殻変動や火山活動に関する質・量的に新たな情報を得ることが可能となり,飛躍的な進歩を遂げてきた。そのため,新たな観測技術の開発と同時に継続的な高度化が必要である。特にプレート境界面あるいは断層面の結合状態,マグマや流体の移動,また,それらに付随する地殻現象のモニタリング技術の高度化が必須(ひっす)である。そのために,自然の信号源である地震波や宇宙線を用いた方法に加え,人工的に精密に制御された弾性波震源や電流源等を用いる技術の開発と高度化を推進する。

○ また,地震活動の活発な地域や噴火活動域において地震・測地・地球電磁気観測等の多項目観測データを広域かつ稠密に取得するために,山間地・離島・火口近傍等の電源や通信事情が不十分な場所でデータを効率よく取得する技術を開発する。さらに,首都圏をはじめとする人工的雑音の多い地域や堆積(たいせき)層が厚い地域での観測,降雨等の気象の影響を避けた高精度の地震活動・地殻変動の観測を行うために大深度ボアホール内観測の高度化を図る。

ア. 地下状態モニタリング技術

○ 大学は,能動的信号源を用いる技術開発として,精密に制御された弾性波震源・電流源等を用い,岩盤内の構造や比抵抗変化,さらに,摩擦や応力などの状態変化を計測する技術の確立を目指す。また,大学及び気象研究所は,プレート境界等の地震発生場及び火山において,精密に制御された弾性波を用い,信号伝播特性の時間変化を高安定度・高分解能で計測する手法の確立と高度化を目的とし,実用レベルの監視システムの構築を目指す。

○ 防災科学技術研究所は,Hi-net 等の稠密地震観測網で得られたデータを用い,自然地震の反射波・透過波・散乱波などを用いた地震波速度トモグラフィー,散乱トモグラフィー,変換波波形の時間変化の解析等に基づいて,プレート境界の物性的特徴を抽出するとともに,その時間変化をモニターするための解析技術の開発を目指す。また,大学は,宇宙線(ミューオン)透過像撮影による密度分布を高空間分解能で可視化する技術を高度化し,火山,活断層など浅部地殻の密度構造モニタリングシステムの開発を目指す。

イ. 地震活動や噴火活動の活発な地域における観測技術

○ 大学は,地震活動や噴火活動の活発な地域にも展開可能な 400～500 点規模の高密度地震計群列システムの技術開発を行う。また,電力・通信事情の悪い山間地や離島での多項目観測を効率的に行うため,省電力な地震・GPS 観測システム等,多項目観測データを同時に収集し,効率的・安定的に伝送する衛星テレメタリングシステムや地上無線テレメタリングシステムを開発する。さらにマグマなど火山流体の移動を地表の重力変化によって検知するため,野外でも使用可能な省電力・堅牢(けんろう)・高精度な小型絶対重力計の開発を進める。

○ 国土地理院は,実用化されている GPS 火山変動リモート観測装置(REGMOS)に,地磁気センサーや監視カメラを搭載し,多項目観測により浅部マグマの挙動を監視する多機能な機動観測装置を開発する。

ウ. 大深度ボアホールにおける計測技術

○ 大学は,改良された水圧破砕法,ボアホールジャッキ法等を用いて,3,000 メートルを超える大深度ボアホール内で利用可能な応力の計測技術の開発

を進めるとともに，レーザー技術を利用した大深度ボアホール内における広帯域地震計測，傾斜計測法の開発を進める。

○　防災科学技術研究所では，地下温度の高い火山地域に設置することも視野に入れ，3,000 メートル級ボアホールで安定に計測可能な，広帯域地震計，傾斜計及び強震計の開発を進める。

4．計画推進のための体制の強化

（1）計画を推進する体制の整備

（観測研究計画推進委員会の充実及び関係機関の役割の明確化）

○　地震・火山現象を理解し，予測するためには，長期にわたる継続的な観測データの取得が不可欠であるとともに，今後発生する事象については，可能な限りの高精度のデータを取得することが重要であることから，国として，継続的な観測とそれを実現する体制の更なる整備が必要である。

○　現在，測地学分科会地震部会の下に設置された観測研究計画推進委員会は，地震予知研究に関する計画の進捗（しんちょく）状況の把握，計画の達成度の評価，計画の実施に関する問題点と今後の課題の整理，各機関の実行計画に関する情報交換及び協力・連携体制の検討を目的としている。この観測研究計画推進委員会を，火山噴火予知研究も含めた計画全体を推進するための組織に改組し，本計画の目的達成に向けて関係各機関が協力して，定期的な進捗状況の把握，実施計画及び研究成果の取りまとめ，研究の評価を実施する。

○　一方，地震予知連絡会については，設立当初からこれまでの活動を積極的に評価し，今後は，観測研究計画推進委員会と適切に連携・協力しつつ，「1 地震・火山現象予測のための観測研究の推進」を図るために，地震活動・地殻変動等に関するモニタリング結果を中心とした情報交換を行い，モニタリング手法の高度化を検討する場として，その役割を明確化した上で充実する。

○　大学は，引き続き地震・火山噴火予知研究協議会の機能を強化して，関係機関の協力の下，主として，基礎的な観測研究の推進を図り，観測研究計画推進委員会の活動に貢献する。

（地震調査研究推進本部が策定する新しい総合的かつ基本的な施策への反映）

○　本計画は，予知の実用化を目指し，研究者の自由な発想に基づいた議論の上で策定され，地震予知研究，火山噴火予知研究を大学や関係機関が役割分担をしながら推進するための計画であるのに対して，地震本部が策定作業を進めている「新しい総合的かつ基本的な施策」は，国として今後 10 年間に推進すべき地震調査研究の基本を定めるトップダウン型の計画である。

○　これまでの地震予知研究の推進により，特に海溝型地震の理解が進み，物理モデルに基づく中期予測も視野に入りつつある。また，南海トラフにおける巨大地震の連動性などの理解も進んでおり，さらに，ひずみ集中帯，糸魚川－静岡構造線断層帯，首都直下地震，海溝型地震を対象とした地震本部の重点調査観測において，基礎研究面を中心として連携を図ってきた。今後も引き続き，本計画に盛り込まれる実施内容が，「新しい総合的かつ基本的な施策」の策定に際して，十分に反映されることを期待する。

（火山監視観測網の整備と火山観測研究の充実，火山噴火予知連絡会の機能強化）

○　国民の安全・安心を確保することは国の基本的な責務である。気象庁は我が国の 30 余の火山において連続監視を実施しているが，今後も，火山噴火予知連絡会の検討結果・提言を踏まえて，監視観測網の強化に努める。その上で，各大学，研究機関は，火山研究予算の厳しい状況等も直視しつつ，火山噴火予知の高度化を目指して，観測機器等の研究資源を特定の火山に集中するなど，観測研究の効率化・重点化を図ることを検討する。

○　さらに，このような重点化を受け，例えば防災科学技術研究所等の研究機関において，大学の観測研究の支援を目的とした共通基盤的な観測体制を整備すること等についても検討する。その際，観測点数や観測項目等を含む整備計画の立案に関しては，火山噴火予知連絡会が積極的な役割を果たしていくことを期待する。

○　また，火山噴火発生時に的確な予測を行い，火山災害を軽減するための情報を発表するために，火山噴火予知連絡会の機能の更なる充実を図る。具体的には，火山の監視・観測データに基づく火山活動の総合的評価，成果・情報の交換及び発信，ハザードマップや噴火シナリオ作成，緊急時の観測研究体制の整備等がより的確に行われるよう努める。

（2）基礎的な観測研究体制の強化

○　地震・火山現象を理解し，予測するためには，長期にわたる継続的かつ基礎的な観測研究が不可欠である。これまでの継続的な観測研究によって多くの新事実が発見され，新しい概念と新モデルの創出が図られた。その主な担い手は国立大学であり，これまで全国共同利用研究所や附属研究センター等を中心に整備が図られてきたところであるが，平成 16 年の法人化により各大学の自主的・自律的判断

の下，大学全体の運営方針の中で位置付けられることとなり，より競争的な研究環境となった。

○ 一方，本計画の推進には，継続的かつ基礎的な観測研究を個々の法人の枠を超え全国の国公私立大学及び研究機関の研究者が連携して拠点を形成して実施して行く必要性がますます高まっている。そのための制度的な位置付けを明確化する必要がある。

○ また，災害及び防災に関する総合研究に資するため，工学・人文社会科学等の他の研究分野との共同研究を促進する。

○ このような状況においては，全国共同利用研究所の役割はこれまで以上に重要なものとなることから，例えば，地震・火山噴火予知研究協議会が置かれている東京大学地震研究所を中核的な研究拠点として，各大学の地震・噴火予知関連研究センターとの連携を一層強化することが必要である。

（3）計画を実施するための予算的措置

○ 国，各大学及び関係機関においては，地震予知研究及び火山噴火予知研究が本計画にのっとり着実に推進されるよう，予算・人材面での適切な措置を講じるべきである。特に国立大学法人については，全国共同利用による人的･物的資源の効率化を図りつつ，必要な経費を運営費交付金等により支援されることや，関係機関における共通基盤的な観測網の整備及び維持について，国による予算的な配慮が必要である。

○ また，本研究は，短期間で目標を達成できるようなものではないことに留意する必要がある。研究者の自由な発想に基づく個々の基礎的研究の果たす役割が大きく，それらの着実な積み重ねにより，より長期間を見通しつつ，段階的に予知の実現を目指すものである。このため，本計画のうち，特に萌芽（ほうが）的な研究や基礎基盤的な研究等に対して，国として支援を行うための研究資金制度等の充実を期待する。

（4）人材の確保，特に若手研究者の養成

○ 大学は，教育研究環境の向上を図るなど，長期的な視野に立って大学院生の確保に努めるとともに，観測研究を生かした教育活動を継続して若手研究者の育成に努力する。また，地震予知研究及び火山噴火予知研究に携わる次世代の人材を確保するため，国，大学及び研究機関，さらには研究者自身が，関連する他分野との連携を図り，高等学校や大学等での地学等関連する教育の充実・強化に努める。

○ 大学や研究機関等においては，地震予知研究及び火山噴火予知研究に携わる研究者のキャリアパスを確保するため，若手の准教授，助教等のポストの確保や，ポストドクターの年齢制限等採用要件の柔軟な運用，民間企業等との共同研究を通じた就職先支援等の具体策を講じるよう努力する。また，若手研究者の研究資金を確保するため，国において，特に若手研究者を対象とした競争的研究資金制度等の充実を期待する。

（5）国際共同研究・国際協力の推進

○ 地震・火山現象に関する理解を深め，地震予知及び火山噴火予知の研究を推進し，災害軽減に資するためには，国内外の地震・火山活動に関する国際共同観測・比較研究，多国間の観測データの持続的交換，知識・経験の交換・共有，技術の交換・支援や人材の交流･育成が有効かつ不可欠である。そこで，関係機関は，それぞれの実績や機能を踏まえ，かつ，相互に連携を図りながら，これらの実施に当たる。相互に連携して国際共同研究･国際協力を推進するため，当面は地震・火山噴火予知研究協議会，自然災害研究協議会，防災研究フォーラム等の既存の組織を活用しつつ，新たな連携の仕組みの構築を目指す。

○ 大学は，全国共同利用の地震研究所の国際地震・火山研究推進室の機能を活用して継続的に研究者の招聘（しょうへい）・派遣を行い，地震・火山噴火予知研究に関する国際共同研究を推進する。諸外国で発生する大規模な地震・津波・火山活動に対する緊急調査のために必要な体制の整備を図りつつ，機動的に調査を実施する。また，地震・火山噴火予知研究に関する我が国での国際シンポジウムの開催，及び諸外国で開催される国際会議の企画や研究者の派遣を行う。さらに，留学生や研修生の受入れ等により国際的な人材の育成に努め，国際共同研究推進の基礎を作る。

○ 防災科学技術研究所は，アジア・太平洋・中南米の開発途上国において，地震・火山噴火にかかわる災害軽減のための国際共同研究や観測網整備･運用に対する技術支援を行う。

○ 海洋研究開発機構は，環太平洋及びインド洋における地震発生帯研究推進のため，米国，カナダ並びにインドネシア等の大学研究機関との共同研究･連携研究を実施する。また，米国，カナダ及び欧州の国際的な海底観測ネットワークの研究グループと連携を図り，海底観測の技術開発並びにデータ活用を推進する。

○ 産業技術総合研究所は，アジア太平洋地域を中心に東・東南アジア地球科学計画調整委員会（CCOP）などを通じて，地震・火山情報の共有化のための研

究集会などを行う。

○　気象庁は，国際地震センター，米国地質調査所，包括的核実験禁止条約機構，米国大学間地震学研究連合（IRIS）及び近隣国との地震観測データの交換を継続するとともに，組織的な連携・協力を行う。また，航空路火山灰情報センター，北西太平洋津波情報センター及びインド洋津波監視情報関連の業務を引き続き行う。さらに，開発途上国における地震・火山の観測体制や，津波の警報体制の整備に対して技術的な支援を行う。

○　国土地理院は，国際 GNSS 事業（IGS）に参加し，IGS 観測局の運用・データの IGS データセンターへの提供を継続することにより，プレート運動や地殻変動の高精度な監視に必要な GPS 衛星の精密軌道の決定に貢献するとともに，国際 VLBI 事業に参加し VLBI 国際共同観測を定常的に実施することで，地殻変動やプレート運動監視の基準となる ITRF 座標系の構築等に貢献する。また，アジア太平洋地域の広域地殻変動を把握するため，アジア太平洋 GIS 基盤常置委員会を通じて，当該地域の国家測量機関と連携した測地観測データの交換・収集を行う。

○　海上保安庁は，国際レーザー測距事業（ILRS）に参加し，レーザー測距データの提供を継続することにより，日本周辺のプレート運動を把握する。

○　建築研究所は，開発途上国の地震災害軽減に資するために，これらの国の研究者・技術者に対して地震学及び地震工学に関する研修（国際地震工学研修）を行い，地震学，地震工学，地震防災対策，津波防災の専門家の育成に努める。

（６）研究成果の社会への還元

○　国民に対して，地震予知・火山噴火予知研究の成果を分りやすく継続的に伝えることは，地震及び火山噴火に関する防災意識の向上に貢献し，防災・減災対策に有益である。同時に，研究成果の発信は，地震・火山噴火予知研究の重要性と本計画を推進することへの理解を得るためにも重要である。このため，本計画によって得られた研究成果を社会に分かりやすく伝えることに一層努力して取り組む。

○　地震に関しては，最新の科学的な知見や情報を基に，地震本部地震調査委員会が地震活動評価や地震発生可能性の長期評価及び強震動評価を行い，その結果を公表している。本計画の成果を，地震調査委員会の評価に適切に活用されるように努める。東海地震予知について，気象庁は，関係機関の協力を得て観測された地殻活動の状況に応じて情報を発表している。本計画で得られた知見を地震防災対策強化地域判定会での議論に随時反映させる。

○　火山噴火に関しては，気象庁は，火山防災に関する情報を公表している。気象庁は，情報の質的向上を図るため，火山噴火予知連絡会及び関係機関の協力の下，防災対応を分かりやすく表現した噴火警戒レベルを導入する火山を順次増やす。また，海上保安庁は，引き続き，船舶の安全航行確保のため，航行警報による情報提供を行う。本研究計画の成果が，これらの防災情報の改善に寄与できるように努める。

○　研究成果の普及のためには，関係機関が連携して，計画全体として組織的な情報の発信に努める必要がある。例えば，ホームページ等の充実，講演会の開催，講師の派遣，パンフレットや解説書の発行，防災関係者との研究会や勉強会，さらに，マスメディアへの解説を積極的に行うなど，固体地球科学の分野についてアウトリーチ活動を幅広く強化し，研究成果に基づく正確な科学的な知見の普及活動を進めていくことが必要である。

○　その際，より効果的な普及活動として，防災に関する各種説明会等と連携することにより，より大きな効果が得られることが期待される。また，このような直接的な普及活動以外にも，国や地方自治体の各種委員会等を通して研究成果が社会に生かされることも重要である。

『地震予知連絡会40年のあゆみ』編集委員会委員名簿

委員長	大竹政和	東北大学名誉教授（地震予知連絡会会長）
委員	島崎邦彦	東京大学地震研究所教授（地震予知連絡会副会長）
〃	平原和朗	京都大学大学院理学研究科教授（地震予知連絡会副会長）
〃	平田直	東京大学地震研究所教授（地震予知連絡会トピックス部会長）
〃	小原一成	独立行政法人防災科学技術研究所地震観測データセンター長（地震予知連絡会委員）
〃	桑原保人	独立行政法人産業技術総合研究所地質情報研究部門研究副部門長（地震予知連絡会委員）
〃	仙石新	海上保安庁海洋情報部海洋調査課長（地震予知連絡会委員）
〃	森滋男	気象庁地震火山部地震予知情報課長（地震予知連絡会委員）
〃	政春尋志	国土地理院地理地殻活動研究センター長（地震予知連絡会委員）

事務局

今給黎哲郎，植田勲，川本利一，小島秀基，兒玉篤郎，住谷勝樹，高野和友，
田村　孝，飛田幹男，中川勝登，西村卓也

地震予知連絡会 40 年のあゆみ

平成 21 年 3 月 31 日　刊行

編集者　地震予知連絡会

刊行者　国土地理院
茨城県つくば市北郷 1 番
TEL（029）864-1111

印　刷　八幡印刷株式会社
福島県いわき市平字田町82番地13
TEL（0246）23-1471

©2009