

## 1.(2)「地震発生に至る準備・直前過程における地殻活動」研究計画

第1次新計画においては、地震予知の3要素である「時期」、「場所」、「規模」の推定のために、地震がなぜ、どのように発生するのかを深く理解することが重要であるとの認識のもと、地震発生に至る過程を解明するための詳細な研究が実施された。その結果、特にプレート境界型地震の発生過程に関する理解が大きく進展した。地震発生に至る過程の更なる理解のためには、その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。そのため、第2次新計画では次の4項目が実施されている。

- ア．プレート境界域における歪・応力集中機構
- イ．内陸地震発生域の不均質構造と歪・応力集中機構
- ウ．地震発生直前の物理・化学過程
- エ．地震発生サイクル

### ア．プレート境界域における歪・応力集中機構

第1次新計画では、地震波を放出する高速な滑りを生じる領域のみならず、ゆっくりとした滑りが定期的あるいは間欠的に生じている領域がプレート境界に存在しており、かつ現在強く固着している領域は過去の大地震の震源域に対応していることがGPS観測から明らかになってきた。つまり、地震性の滑りを生じる領域とゆっくりとした滑りを生じる領域は基本的には棲み分けていることが明らかになってきたのである。このような地震性滑りが卓越する領域をアスペリティと呼び、その周りのゆっくりとした滑りの進行によりアスペリティに応力が集中して地震に至るというモデルが提唱された。このような背景のもと、第2次新計画においてはこのモデルの妥当性を検証するための観測研究が重要視されている。また、数値シミュレーションの高度化に必要な、地下の構造やプレート境界面の特性に関する情報が得られる観測研究も重要となっている。

### (アスペリティ域の特徴)

アスペリティの位置を高精度で推定することは、地震発生予測のみならず強震動の予測にとっても極めて重要である。日本周辺のプレート沈み込み帯において、アスペリティの分布やその振る舞い、構造的な特徴などを明らかにするための観測研究が行われた。また、これまでアスペリティが知られていない領域についても、その位置を推定することを目指して、既に位置が知られているアスペリティやゆっくり滑り域と、地下の構造の相関を調べる研究も進められている。

相似地震はプレート境界の小さなアスペリティの繰り返し破壊であると考えられるため、相似地震が多数発生している領域では大きなアスペリティは存在しえないことになる。日向灘から奄美大島にいたる海域での相似地震解析から全部で550の相似地震群が特定された。相似地震の活動は定常的なものと非定常的なものに分けられ、定常的な活動をしているものは全部で44個あり、日向灘南部から奄美大島付近にかけて満遍なく分布する。各群についての積算滑り量を求めたところ、平均滑り量は4cm/年程度と、プレートの相対運動速度にほぼ一致していた。これより、プレート間の固着状態はこの海域において大きな差が無いように見える(図11〔鹿児島大学 課題番号:2201〕)。日向灘では、海底地震観測によって気象庁一元化震源よりも2倍以上の微小地震が発生していることが明らかとなった。また、海底地震観測データを含めて地震波トモグラフィによって構造を推定すると、日向灘北部の海岸線の下、深さ25~35km程度に高ポアソン比の領域が見え、Yagi and Kikuchi(2003)が求めた非地震性滑り領域と対応している。この高ポアソン比領域が九州パラオ海

嶺の沈み込みに対応していれば、日向灘地域の負の重力異常の6割程度を説明可能である(図12)(九州大学[課題番号:2101] Tahara et al., 2008)。

熊野灘では、構造探査データの解析を進めた結果、分岐断層周辺の詳細な速度構造イメージが得られ、分岐断層周辺は周囲に比べて地震波速度の低下が見られることが分かった。また、1944年東南海地震時の滑りが大きいと推定される領域での構造調査を行ったところ、海洋地殻の凸構造を示唆するイメージが得られている(海洋研究開発機構[課題番号:4001] Nakanishi et al., 2008)。

中部日本のGPSデータを用いたブロック断層モデルの解析により、東海・東南海地域のプレート境界における滑り欠損分布を推定した。東海地域における過去の研究成果や1944年東南海地震の震源断層モデルと整合的な結果が得られており、熊野灘と比較して東海地域では滑り欠損が半分程度と小さくなること、深部低周波微動はプレート間の固着がほぼ無くなる場所で発生していること、東海地域のゆっくり滑りは固着域から安定滑り領域への遷移領域で発生したことも分かる(図13)(名古屋大学[課題番号:1702])。

東海沖の海底基準点では、平成14年8月から平成19年4月まで5回の観測に基づいてユーラシアプレート安定域に対して2.9cm/年の速度で移動していることを検出した。フィリピン海プレートの運動モデルに照らして十分現実性を持つ結果であり、東海地域のアスペリティの固着状況を推定に用いることができる重要なデータである。また、現状の海底観測技術が、数年間にわたって観測を継続すればプレート運動を十分検出できるレベルに達していることを示している(図14)(海上保安庁[課題番号:8003] [Matsumoto et al., 2008](#))。

コメント [m1]: 4 .

茨城県・福島県沖の日本海溝陸側斜面における構造調査データを解析し、1938年(昭和13年)塩屋崎地震(M7.0)震源域を横切る測線の構造を推定した。その結果、茨城県・福島県沖では宮城県沖と比較して島弧下部地殻の速度が6.3km/秒とやや遅く、また、最上部マンツルの速度が遅い領域と塩屋崎地震の最初の地震のアスペリティが対応し、モホ面が北に向かって深くなる部分と3番目の地震のアスペリティが対応することが分かった(東京大学地震研究所[課題番号:1403])。

福島県・宮城県沖のアスペリティ周辺の地下構造を詳細に調査したところ、プレート境界より上盤側での地震波速度がアスペリティ直上では周囲より高速度となる一方、沈み込む海洋性地殻では破壊開始点の近傍に高速度異常が存在することが分かった(東北大学[課題番号:1201] 山本, 2007)。

根室半島沖地震の震源域周辺では、海域での構造探査からプレート形状がなめらかであることが明らかになった(北海道大学[課題番号:1004])。プレート形状は過去の地震記録と関係なく調査可能であるから、アスペリティ分布との関連が明らかになれば重要な情報と成りえる。

#### (ゆっくり滑りと深部低周波微動)

ゆっくり滑りや深部低周波微動は、プレート境界の振る舞いの多様性を示すものであり、その物理過程を解明するために様々な観測研究が行われている。

傾斜データに基づくゆっくり滑りの時空間発展逆解析手法および振幅情報を加えた手法を開発し、微動の輻射エネルギーの時空間変化を定量的に評価可能となった。これらの手法を四国西部の活動に対して適用し、両者の結果が良く対応していることが示された。さらに、四国西部で発生した深部超低周波地震の震源過程解析を行い、これが10秒程度の滑り継続時間を持つ地震であることを明らかにした。同規模の地震と比べると滑り継続時間や滑りの伝播速度が1桁以上異なっており、震源における物理過程を考察する上で重要な観察事実が得られた(図1、図15)(防災科学技術研究所[課題番号:3002])。

一方、房総半島沖では6~7年毎にゆっくり滑りが繰り返し発生しており、微動ではなく群発地

震を伴う。平成 19 年 8 月の事象について、傾斜計および GPS データを用いた解析から滑り分布を推定し、地震活動域が滑り領域の周囲に分布していることを明らかにした(防災科学技術研究所[課題番号:3002])。

紀伊半島南部で発生する深部低周波微動に伴う歪変化を新宮のボアホール歪計により検出した。平成 17 年 11 月および平成 18 年 3 月の歪変化は微動発生域に逆断層滑りを置くことで説明可能であるが、平成 17 年 12 月末から平成 18 年 1 月始めにかけての歪変化は対応する微動活動が無く、推定された断層モデルは微動活動の途切れる空白域に推定された。この歪変化は平成 18 年 1 月に三重県から愛知県にかけて発生した大規模な微動活動に先行しており、10km/日程度の速度で逆伝播させると、歪変化の発生時期と推定された断層モデルの位置と整合的になる。この観測は、低周波微動とゆっくり滑りでは、後者が現象としてより本質的であり、特定の条件が満たされた時のみ微動が発生している可能性を示唆する(図 16)(名古屋大学[課題番号:1702])。

深部低周波地震はプレート境界以外でも火山地域や活断層の下に分布することが知られている。これらの震源域の速度構造について調査したところ、東日本火山地域の震源域が低速度域になっているのに対し、関西地域の震源域は相対的に高速度になっていることが分かった(気象庁[課題番号:7001])。

#### (西南日本のテクトニクスの解明)

フィリピン海プレートの沈み込みは、沈み込んだプレートの形状や、西南日本における地震テクトニクスと密接に関連している。そうした西南日本のテクトニクスの解明を目指す研究も進められている。

自然地震を用いた解析により紀伊半島の下に沈み込むフィリピン海プレートのイメージを行った。まだデータの蓄積中で暫定的な結果であるが、フィリピン海プレートのモホや海洋性地殻が連続的にイメージされており、深さ 30~40km で海洋地殻から脱水した水が深部低周波微動の発生に関与し、マントルウェッジを低速度化していることが示唆される(京都大学防災研究所[課題番号:1802])。

四国前弧地域において 20km より浅い地震のメカニズム解を決定し、その地域的な特徴を明らかにした。四国東部では横ずれだけでなく逆断層型の地震も多く見られ、ヒンジライン(隆起域と沈降域の境界)よりも南側では圧縮軸の向きが反時計回りに回転している。また、紀伊水道中央部では多様なメカニズムの地震があり、応力場が複雑であることが示唆される(高知大学[課題番号:2001])。

「だいち」を用いた SAR 干渉解析により、紀伊半島から若狭湾まで近畿地方を南北に横断する領域や東海から能登半島にいたる中部地方の南北横断領域について、1 年分の干渉画像を得た。今後のデータの蓄積により高精度化や地殻変動検出が期待される(京都大学防災研究所[課題番号:1802])。

地球深部探査船「ちきゅう」を用いた熊野沖の掘削が開始され、付加体先端から前弧海盆までの 8 サイトで最大 1400m の掘削に成功し、孔内検層データの取得および資料採取が行われた(海洋研究開発機構[課題番号:4002])。

中部日本の GPS データに基づいてブロック断層モデルを用いた運動学的な解析を行い、歪集中帯、糸魚川 - 静岡構造線、養老断層系などを考慮したブロックがデータを最も良く再現することが分かった。得られたブロック間の相対運動速度は断層の平均変位速度とほぼ整合的であり、また、歪集中帯ブロックの歪速度から計算される歪エネルギーの蓄積量は同ブロックで過去 85 年間に発生し

コメント [m2]: 1 .

削除: 干渉

た地震の積算量とほぼ釣り合い、蓄積されたエネルギーがほぼ地震で解放されていることが示唆される（名古屋大学 [ 課題番号：1703 ]）。

#### 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と応力・歪分布を詳細に解明しなければならない。このような観点から第1次新計画において GEONET 等による歪速度分布の推定と高分解能の地下構造推定が精力的に行われ、その結果、下部地殻の一部が弱体化し、その直上ないし周辺の上部地殻に応力が集中するというモデルが提案されている。こうした背景から、第2次新計画においては、このようなモデルで内陸の地震発生帯を説明できるか否かの検証が重要視されている。その検証には詳細な構造と応力・歪速度の推定及び弱帯形成の鍵となる流体の分布の把握が極めて重要である。

##### （歪集中帯と跡津川合同観測）

第2次新計画においては、歪集中帯の解明が大きな課題として挙げられており、この問題に取り組むために新潟 - 神戸歪集中帯内の跡津川断層で合同観測が実施されている。観測データは順調に集積し、対象域における地震の検知能力は気象庁の1.5倍に達している。

2007年3月に発生した能登半島地震の余震データを加えることで、跡津川断層周辺の下部地殻の速度構造の推定精度が向上し、断層両端部の上部地殻および下部地殻に見られる低速度域のイメージが明瞭になった。また、宮城県北部の歪集中帯においても、地殻中深部に低速度域が確認され、歪集中の原因としてマントルウェッジを起源とする上昇流の関与が指摘された（東北大学 [ 課題番号：1202 ]）。

跡津川断層と直交する全長170kmの測線で制御震源探査を実施し、断層近傍の記録には深さ20kmに位置する低速度領域によると思われる明瞭な反射波が観測された。また、減衰構造や散乱構造の解析も進み、地震波速度構造、地震活動や比抵抗構造と対応の良い結果が得られている。ネットワークMT（地磁気・地電流）法観測による三次元比抵抗構造が推定され、断層の東西で比抵抗にコントラストのあることが確認されたが、比抵抗構造は断層中央部の低速度領域と必ずしも対応していない（図17）。神岡鉱山跡津川坑内で行った絶対応力測定の結果によれば、最大主圧縮応力の方位は跡津川断層とほぼ直交しており、断層浅部ではせん断応力をほとんど支えていないことが示唆される（東京大学地震研究所 [ 課題番号：1404 ] Uyeshima et al., 2007, Kato et al., 2007）。

跡津川断層北東端付近における地震活動を精査し、跡津川断層と茂住祐延断層の地震活動が地震発生層の下限まで独立した二つの断層面として存在すること、活動度は茂住祐延断層の方が高いこと、立山火山の活動とは震源の深さの違いから区別できることなどが明らかとなった（京都大学防災研究所 [ 課題番号：1803 ] 和田, 2007）。

GPS観測からは、歪集中帯の中でも跡津川断層の周辺にせん断歪がさらに集中していることが明らかとなった。こうした階層構造は地震波トモグラフィ等で見られる地下構造とも共通しており、両者の間の関係が示唆される。糸魚川 - 静岡構造線周辺の変形の様子と比較すると、大地震発生からの経過時間に伴って地表の変形パターンが時間変化している可能性が示唆され、活断層の地震サイクルに伴う変形パターンの時間変化の考慮が必要と考えられる（名古屋大学 [ 課題番号：1703 ] 鷲谷, 2007）。

##### （断層周辺の微細構造）

糸魚川 - 静岡構造線中部の微小地震観測結果を用いて微小地震の震源メカニズム解を決定し、主応力方位と応力比の空間分布を推定した。また、中国の安寧河断層<sup>アンニンヘ</sup>周辺で応力方位測定を実施し、断層ずれが生じやすい応力方位であることが分かった（産業技術総合研究所 [ 課題番号：5001 ]、今西・桑原, 2007）。

2005年福岡県西方沖の地震(M7.0)の余震観測データを用いてこの地域の応力場を推定した。本震震源域では本震のメカニズムと整合的な応力場が支配的であるが、余震域の両端部では応力場が時計回りに回転しており、余震分布の屈曲とも傾向が一致している。また、余震域周辺の減衰構造を精査し、地震時の滑りが大きかった領域、余震域のセグメント境界等で減衰が大きく不均質が強いことが分かった（図18）（九州大学 [ 課題番号：2102 ]）。

野島断層の注水実験データのモデリングを行い、断層近傍岩盤の透水係数およびその経年変化を推定した。透水係数は平成9～15年に約55%低下し、その後の変化は緩やかであり、平成15年頃までには強度回復が一段落したと考えられる。平行板の開口割れ目のモデルで解釈すると、開口幅にして約25%の減少が推定される。また、注水と極微小地震活動との間に高い関連性が認められる（京都大学防災研究所 [ 課題番号：1804 ]、Kitagawa et al., 2007、Mukai et al., 2007、Murakami et al., 2007）。

#### （中越地域）

中越地域は歪集中帯の一部として注目されている。2004年新潟県中越地震が発生し、様々な観測が実施され、内陸地震を起こす震源断層の構造的特徴が詳細に検討された。2007年7月16日には新潟県中越沖地震が発生し、その余震観測等を通じてこの地域の特徴がより一層明らかになりつつある。

中越沖地震の発生を受けて海陸で合同余震観測を行った結果、南東傾斜の余震分布が支配的であり、破壊開始点（震源域北部）では北西傾斜の余震分布も見られること、余震域直下には地震波速度高速度域が存在することなどが明らかとなった（東京大学地震研究所 [ 課題番号：1404 ]、Kato et al., 2008b）。

2004年新潟県中越地震および2007年新潟県中越沖地震の余震観測と基盤観測網のデータを用いて、震源域周辺の下部地殻および最上部マントルの詳細な不均質構造を推定したところ、震源域直下の最上部マントルに顕著な低速度域が存在し、その下のマントルにほぼ鉛直の低速度領域が存在することが明らかとなった。さらに、低速度域は二つの地震の震源域直下の下部地殻まで伸びており、局所的な流体の上昇やその内陸地震発生への関与が考えられる。この地域では、ヘリウム同位対比にもマントル起源物質の特徴が見られ、深部からの流体の上昇が示唆される（図19）（東北大学 [ 課題番号：1202 ]、堀口, 2007）。

中越地震の余震の震源発震機構解を精査したところ、P波初動の押し引き分布が四象限型ではない地震が見つかった。これらの地震は、顕著な速度境界付近で発生する、余震活動の特定の時期に集中するなどの特徴がある。（弘前大学 [ 課題番号：1102 ]）。

2007年新潟県中越沖地震の余効変動を解析して余効滑りの時空間発展を推定した結果、本震直後は断層の浅部で、しばらく経ってからは深部で余効滑りが生じている様子が明らかとなった（東北大学 [ 課題番号：1202 ]）。

中越地域を対象として三次元地質構造モデルおよび三次元物性値構造モデルを構築した。さらに、この地下構造モデルと摩擦則を想定した断層運動シミュレーションを基礎とする地震発生予測モデルを作成した（産業技術総合研究所 [ 課題番号：5001 ]）。

海底調査により、中越沖地震の震源断層に関連すると考えられる活背斜構造が見ついている (産業技術総合研究所 [課題番号: 5003])。SAR 干渉画像中に、西山丘陵西側斜面における活褶曲の成長を示す地殻変動が見出された。こうした隆起は、隆起域直下の浅部 (0.1~1.3km) に南東傾斜の断層を仮定し、約 10cm の逆断層運動を考えると説明でき、この浅部の断層が常楽寺断層の南部延長とも考えられることが示された (図 20) (Nishimura et al., 2008)。

コメント [m3]: 5 .

(2007 年能登半島地震)

2007 年 3 月 25 日の能登半島地震の発生を受けて、陸域および海底での余震観測や構造探査を実施した。その結果、余震域が深さ 0 ~ 13km に広がり、本震は余震域中央の深さ約 12km で発生したこと、余震が速度構造境界に分布していること、海域における余震は海底下 6 km にある 6 km/秒の P 波速度を持つ層で発生しており、南東傾斜の面上に分布していることが分かった。また、応力場の解析から、浅部の横ずれ型の応力場が深部では逆断層型の応力場へ変化していることが明らかとなった (東京大学地震研究所 [課題番号: 1403, 1404] Kato et al., 2008a, Sakai et al., 2008)。

能登半島沖地震の震源域周辺において広帯域 MT 観測を実施し、本震直下に低比抵抗領域が存在し、余震域と調和的な広がりを持つこと、断層北東端の余震のギャップが高比抵抗領域であることが明らかとなった (京都大学防災研究所 [課題番号: 1803] Yoshimura et al., 2008)。

高分解能マルチチャンネル反射探査システムを用いて海底調査を実施し、震源断層に関連する活断層を見出した (図 21) (産業技術総合研究所 [課題番号: 5003])。

(流体の分布)

1938 年の屈斜路湖地震 (M6.1) の震源断層付近で三次元比抵抗構造モデルを作成した結果、カルデラ構造の境界部やその西側の高比抵抗体で地震が発生したことが分かった (図 22) (北海道大学 [課題番号: 1005] 市原・他, 2007)。系魚川 - 静岡構造線中部の諏訪湖においても比抵抗構造探査を行い、深さ 15km までの構造を推定した。その結果、二つの断層セグメントを境にしてほぼ鉛直に断ち切るような比抵抗の不連続が明らかになった (図 23) (東京工業大学 [課題番号: 1601], 小川・他, 2007)。

東北脊梁山脈を横断する測線の広帯域 MT データを、追加観測データを加えて再解析した結果、詳細な比抵抗分布が得られた。その結果、北上山地中部の花崗岩体や隣接する超塩基性岩帯、北上山地東部の下部地殻などに新たに低比抵抗域が見出され、低比抵抗域の周辺に震源や S 波反射体が分布するといった対応が見出された。また、東北地方の火山地域において、深部低周波地震が発生している地域の詳細な速度構造を推定したところ、深部低周波地震の多くが部分熔融域ではなく、その直上の地殻内で発生していることが分かった (東北大学 [課題番号: 1202])。秋田県中部の強首地震 (1914 年) 震源域南端付近で東西測線を用いて広帯域 MT 法探査を実施した結果、低比抵抗と高比抵抗のブロックが東西方向に並んで存在することが分かり、こうしたブロック境界の周辺で地震が発生していることが分かった (秋田大学 [課題番号: 1301] 三浦・他, 2007)。

(地殻応力と全磁力)

応力場が変化すると岩石の電磁気学的な特性が変化することが実験から知られている。応力変化に伴う電磁気学的な変化を観測で捉える目的で、伊豆半島北東部において全磁力の観測が続けられているが、平成 11 年以降はほぼ変化が認められていない (東京工業大学 [課題番号: 1603])。

また、全磁力から日本列島全域における応力変化をモニターする体制を構築するため、柿岡、女



#### ウ．地震発生直前の物理・化学過程

地震発生直前においては不可逆的な物理・化学過程が存在していると考えられているが、その実体はまだよく分かっていない。第1次新計画において摩擦構成則に基づくシミュレーションにより大地震前に生成する破壊核の挙動の理解は進んだが、その破壊核を近代的観測で直接捉えた例は無く、いくつか報告されている事例はあくまでも傍証にすぎない。また、流体の存在は地震発生に深く関わっていると考えられるが、間隙水圧の上昇が地震発生を促すという事例は人工的な誘発地震では知られているものの、通常の地震の発生前の間隙水圧の変化や流体の挙動に関する直接的証拠は得られていない。さらに、地震発生直前に電磁気学的異常が生じるとの報告もあるが、それらの現象と地震発生との関連の検討はまだ十分ではなく、また、その現象を説明する説得力のあるモデルはまだ構築されていない。

このような背景のもと、地震学的直前過程、流体の挙動と地震発生の関係、及び電磁気学的時間変化と地震発生の関係に注目して、研究が実施された。

##### (電磁気的变化と地殻内流体)

「VHF帯の散乱波が地震発生前に変化する」という仮説を検証するために、本年度は、新しく開発した干渉方位計を3か所に設置した。また、電波の水平及び垂直偏波成分を分離して受信するための装置を増設した。(北海道大学[課題番号: 1006])。

東海地方・伊豆地方において地殻活動や流体と磁力の関係を明らかにするために全磁力観測を行っている(東京大学地震研究所[課題番号: 1405]、気象庁[課題番号: 7002])。東海地域では、ゆっくり滑り領域の縁辺部に位置する春野観測点において全磁力の顕著な増加が間欠的に生じていることが明らかとなった。ゆっくり滑りにより駆動される地殻内流体の移動に関連した変化である可能性がある。伊豆地方では、与望島で全磁力変化が停滞ないし減少し、手石島で比較的顕著な増加が見られ、深さ2km程度の上部地殻浅部における熱消磁過程が示唆される(東京大学地震研究所[課題番号: 1405])。

浅間山において絶対重力計による連続観測を実施し、台風通過時の大雨に伴う重力の急上昇と地下水浸透に伴う重力値の緩やかな減少を観測し、地下水の流動を考慮したシミュレーションと整合的であることを確認した。重力観測を高精度化する上でも重要な知見である(東京大学地震研究所[課題番号: 1405])。

##### (震源核形成過程の半制御実験による解明)

ムポネン(Mponeng)鉱山において検出されたゆっくりとした歪ステップについて、その特徴的な継続時間の対数と地震モーメントの対数の間に比例関係があり、傾きが約1/3であることを見出した。この直線を外挿すると、プレート境界のゆっくり地震も直線状に乗っているように見え、Ide et al.(2007)が提唱した仮説とは異なる。バンバナーニ(Bambanani)鉱山では、発破と同期しない相似地震活動が確認されていたが、地震によって歪変化速度が比較的大きくなった期間に、非地震性の歪ステップと相似地震活動がともに活発であることが明らかになった。また、マグニチュード(M)が-1から0程度の相似地震を制御震源と見なして、伝播経路上の物性変化の検出を試み、M2級の地震の前後で物性の変化を示唆する結果が得られた(図24)(京都大学防災研究所[課題番号:

## エ．地震発生サイクル

第2次新計画では、アスペリティモデルを更に進展させ、地震発生サイクルの実体の解明と、そのサイクルの揺らぎを生じる原因を解明するために、「地震発生サイクル」という本小項目を新たに設けている。現在の地震発生サイクルの研究は、近代的地震観測データと数値シミュレーションに基づく物理学的モデルを用いる研究と、過去の地震発生の履歴に基づく統計学的モデルを用いる研究の二つに大別される。この2種類のモデルを統合し、より高度で定量的な大地震発生予測モデルを構築することが本小項目の目標である。

通常考えている地震発生サイクルよりももっと長いサイクル(超サイクル)で大規模な地震が発生している可能性が以前から指摘されていたが、2004年にインドネシア・スマトラ島沖で発生したM9の大地震は、そのような地震が実際に発生しうることを明確に示した。これにより、平成19年度にはこのような超サイクルの地震および地震発生サイクルの揺らぎの解明を中心として、以下の研究が実施された。

### (超サイクルの地震)

日南海岸における津波堆積物調査から、1707年宝永地震と同規模の津波が300~700年に一度のハイパーサイクルで発生していたことが推定されてきたが、ボーリング調査によってさらに古い時代の津波記録について検討した。その結果、約3700年前に新たな津波の痕跡が見つかった。堆積物コアは7000年間の記録を安定して保存していることが明らかになった(東京大学地震研究所[課題番号:1406])。

仙台平野の調査で得られた869年貞観津波に伴う津波堆積物の分布を説明する波源モデルを求めた。富士川では、ボーリング試料の花粉分析から、泥炭から泥への堆積物の変化が急激な沈降に対比できる可能性が明らかになった。ミャンマー西岸では4段の海成段丘を見出し、そのうち3段から現地性のカキ礁がみつかった。さらに、四国南岸やスマトラ沖のシムルー(Simeulue)島でも津波堆積物を発見している(産業技術総合研究所[課題番号:5003])。

### (地震発生サイクルの揺らぎ)

岩手県北部の下のプレート境界で発生する小繰り返し地震について、高精度震源決定等を行い、その結果、小繰り返し地震が複数のクラスターに細分化され、震源域の大きさがアスペリティサイズと良く一致することが分かった。また、これらの個々のクラスターで発生する地震について検討すると、発生時間間隔と滑り量(応力降下量)の間に高い相関があることが分かり、規模予測モデルとの適合度が高いことが分かった(図25)(東北大学[課題番号:1203], Uchida et al. , 2007)。

2006年(平成18年)11月に発生した中千島地震(M7.9)の南西側で発生したとされる1918年(大正7年)中千島地震に伴う津波波形の解析を行い、断層モデルを推定した。その結果、1918年の地震は2006年の地震の南西隣で発生したほぼ同規模の地震であること、カムチャツカ半島から北海道にかけての千島海溝沿いでは、1900年から現在までにM8からM9クラスの巨大地震がほぼ隙間無く発生しており、強いて挙げれば、1952年(昭和27年)のカムチャツカ巨大地震(M8.2)と2006年中千島地震の間に未破壊領域が存在する可能性のあることが分かった。(図26)(北海道大学[課題番号:1007])。

プレート境界の小アスペリティの余効滑りに対する挙動を数値シミュレーションによって調べ



たところ、深さ 5 km 程度の有効法線応力が小さい条件下では大きな余効滑りが到達した時だけ高速滑りが起こるのに対し、深さ 10km 程度の深い場所では余効滑りの規模に関係なく常に高速滑りを起こすことが分かった。これは、アスペリティの不安定性に対して、応力増加速度が重要な影響を及ぼしていることを意味する( 図 27 )( 東北大学 [ 課題番号:1203 ], Ariyoshi et al., 2007a, 2007b )。

糸魚川 - 静岡構造線北部の白馬村におけるボーリング調査から、最近約 5000 年間の平均上下変位速度が分かり、さらに 3 回の活動があり、地震時の上下変位量が 2.0 ~ 2.5m と安定していることが判明した ( 東京大学地震研究所 [ 課題番号:1406 ] )。

#### ( 活断層系のセグメンテーション )

糸魚川 - 静岡構造線北部の神城断層が通過する青木湖で音波探査等の調査を実施し、主要な三つの断層を検出し、1万5千年前に降りに少なくとも5回の地震があったことを明らかにした。諏訪断層群でもジオスライサー調査 ( 簡易地層抜き取り調査 ) によって1万年前以降に複数回のイベントを検出している。中国のフユン ( Fuyun ) 地震断層とパキスタンのカシミール ( Kashmir ) 地震断層の調査からは、セグメントとセグメントの **間隔** が 10km 以下の場合にも連動破壊が起きることを見出した。一方、過去の地震における地表地震断層出現率の再検討を行ったところ、M6.5 以上の地震では 17%、M7 以上の地震で 44% となり、M6.5 ~ 7 の地震については、活断層調査のみでは地震発生頻度の過小評価につながるということが分かった。養老断層、鈴鹿盆地東縁断層について変動地形・反射断面と地質構造に基づいて三次元断層モデルを作成した。段丘面の調査に基づいて東北日本弧の長波長変形速度を推定した結果 0.2m/千年程度の隆起であることが分かった ( 産業技術総合研究所 課題番号:5002 ] )。

コメント [m5]: 7 .

削除: 感覚

#### 課題と展望

##### ( プレート境界域における歪・応力集中機構 )

プレート境界のアスペリティの位置を正しく把握し、また、そこでの滑り欠損を GPS や相似地震からモニタリングしていくことは、地震発生の中・長期予測にとって極めて重要である。過去に大地震が発生した場所は、地震記録の解析等でアスペリティの分布が推定できるが、そうした記録が無い場所については、構造的な特徴や現在の地殻変動から推定するしかない。現計画ではそうした研究が進められてきており、一定の成果が得られている。しかし、構造的な特徴とアスペリティの普遍的な関係が明らかになったとは言えず、観測事例を積み重ねるとともに、アスペリティの構造的な特徴の物理的実体を解明することが待たれている。また、アスペリティの多くは海域の地下深くに位置しており、その詳細な振る舞いを観測的に明らかにするには限界も多い。数値シミュレーションを用いてアスペリティの振る舞いを検討していくことも重要な課題である。

プレート境界における多様な物理過程の代表例として注目された深部低周波微動やゆっくり滑りは、世界各地の報告例から、沈み込み帯にある程度普遍的な現象であることが明らかとなった。しかし、その発生メカニズムは未解明のまま、異なる時空間スケールの滑りを同一の現象と見なしてよいかも判然としていない。滑りの継続時間の対数と地震モーメントの対数の間に比例関係がありそうだが、さらに多くの観測事例に基づいた検証が今後の課題である。

##### ( 内陸地震発生域の不均質構造と歪・応力集中機構 )

跡津川断層周辺における集中観測や新潟県中越沖地震、能登半島沖地震の震源域周辺における余

震観測により詳細な構造が明らかにされ、地震波速度構造境界や比抵抗値の急変帯に震源断層が位置する、アスペリティ付近の地震波速度は高速度である、といった知見が得られた。これらの観測事実が他の地域や地震でも成り立つか検証すると同時に、これらの結果を取り入れた総合的なモデル化を行い、内陸地震発生の物理過程を解明することが今後の課題である。特に、地殻の地震発生層よりも深い部分の役割の解明を進める必要がある。

現時点における別の課題として、これまでの観測対象には最近大地震が起きた地域が多く、近い将来に大地震を起こす可能性の高い断層については情報が少ないことが挙げられる。日本列島の内陸地震の再来期間は短くても 1000 年以上であるが、地震サイクル中の段階が異なる複数の断層帯に関する比較も行っていく必要がある。

#### (地震発生直前の物理・化学過程)

地震発生直前に異常変化が発生するかどうかは、将来、短期的な地震発生予測が可能になるかどうかを左右する重大問題であるが、地震予知研究を 40 年以上続けてきた現時点においても答えが出ていない。摩擦構成則等の物理法則から前駆現象が期待されるかどうかも重要であるが、こと地震予知計画においては、その前駆現象が実現可能な観測網で検出可能かつ解釈可能であることが絶対条件である。

前駆的な地殻変動については、現在の観測技術に照らして検証に耐えうるだけの観測例が過去に無く、南アフリカの金鉱山における観測でも、ゆっくりとした歪変化を除けば前駆的な変化が検出されていない。今後は、ゆっくり地震と通常の地震の関係を明らかにすること、通常の大震災の直前過程の有無の検証を行っていくことが求められる。

電磁気的な異常現象については、これまで十分な観測が行われてきたとは言えず、観測網を充実させて現象の記述をより正確にするとともに、観測された現象に対する物理モデルの構築が急務である。

#### (地震発生サイクル)

日本海溝や日向灘における小繰り返し地震は、単純化された地震サイクルの姿を示しているが、それでも周囲で発生した大地震の影響による揺らぎが見られる。また、小繰り返し地震のアスペリティを精査すると、さらに詳細構造が見えてくる場合もある。

一方、南海トラフで発生する巨大地震を津波堆積物で見ると、数回に一度規模の大きい地震が起きているようである。2004 年スマトラ-アンダマン地震を考えると、次に起きる海溝型地震が巨大地震になるかどうかを知ることは防災上特に重要である。地震サイクルの中で時々こうした超巨大地震が生じるメカニズムを知ることは今後の課題である。超巨大地震の存在は、通常の繰り返しではサイクルが完了せず 1 サイクル前とは異なる状態になっていることを示唆する。この状態の違いを識別する手法を開発することは重要な課題である。

#### 参考文献

- Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, R. Hino, and A. Hasegawa, Triggered non-similar slip events on repeating earthquake asperities: Results from 3D numerical simulations based on a friction law, *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi:10.1029/2006GL028323, 2007a.
- Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, The key frictional parameters controlling spatial variations in the speed of postseismic slip propagation on a subduction plate

boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 256, 136-146, doi:10.1016/j.epsl.2007.01.019, 2007b.

堀口桂香, 東北日本におけるヘリウム同位体比の空間分布, 東北大学修士論文, 2007.

市原寛、茂木透、長谷英彰、渡邊朋典、山谷裕介、1938年屈斜路地震断層付近の比抵抗および密度構造, 2007年CA研究会論文集, p.1-8, 2007.

今西和俊, 桑原保人, 応力テンソルインバージョンによる内陸活断層周辺の応力場推定, 月刊地球, 29, 4, 329-334, 2007

Kato, A., Iidaka, T., Kurashimo, E., Nakagawa, S. Hirata, N. & Iwasaki, T., Delineation of probable asperities of the Atotsugawa fault, central Japan, using dense temporary seismic network, *Geophys. Res. Letters*, 34, L19318, doi:10.1029/2007GL029604, 2007.

Kato, A., Sakai, S., Iidaka, T., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Igarashi, E., Hirata, N., Kanazawa, T. and Group for the aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 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, 2008a.

Kato, A., Sakai, S., Kurashimo, E., Igarashi, T., Iidaka, T., Hirata, N., Iwasaki, T., Kanazawa, T. and Group for the aftershock observation of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake, 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), 2008b.

Kitagawa, Y., K. Fujimori, and N. Koizumi, Temporal change in permeability of the Nojima fault zone by repeated water injection experiments, *Tectonophysics*, 443, 183-192, 2007.

Nishimura, T., M. Tobita, H. Yagai, 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.

コメント [m6]: 5 .

Matsumoto, Y., M. Sato, M. Fujita, T. Ishikawa, H. Saito, M. Mochizuki, T. Yabuki, and A. Asada, Undersea crustal movement off the Tokai District, central Japan, detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation, *Report of Hydrogr. and Oceanogr. Researches*, 44, 1-7, 2008.

コメント [m7]: 4 .

三浦卓也・西谷忠師・坂中伸也・小川康雄・茂木透・三品正明, 1914年仙北地震地域における地震活動とMT比抵抗モデリング, CA研究会論文集, 9-16, 2007.

Mukai, A. and K. Fujimori, Secular change of permeability in fracture zone nearby the Nojima fault estimated using strain changes due to water injection experiments, *Tectonophysics*, 443, 193-199, 2007.

Murakami, H., N. Oshiman, S. Yamaguchi, T. Hashimoto, and R. Yoshimura, Time evolution of hydraulic and electrokinetic parameters around the Nojima fault, Japan, estimated by an electrokinetic method, *Tectonophysics*, 443, 200-208, 2007.

Nakanishi, A., S. Kodaira, S. Miura, A. Ito, T. Sato, J.-O. Park, Y. Kido, and Y. Kaneda, Detailed structural image around splay fault branching in the Nankai subduction seismogenic zone: Results from a high-density ocean-bottom seismic survey, *J. Geophys. Res.*, 113, B03105, doi:10.1029/2007JB004974, 2008.

Ogasawara, H. and the Research Group for Semi-controlled Earthquake-generation Experiments

in South African gold mines, Monitoring of rock mass behavior at the closest proximity to hypocenters in South African gold mines, Scientific Drilling, Special Issue No.1, 88-91, 2007.

小川康雄・糸魚川静岡構造線断層帯 MT 観測グループ、糸魚川静岡構造線断層帯の比抵抗構造 - 諏訪湖周辺、Conductivity Anomaly 研究会 2007 年論文集、17 - 21, 2007.

鷺谷威、中部・東北日本におけるプレート内歪み集中帯—その構造、変形と地学的意義—、月刊地球, 29, 376-382, 2007.

Sakai, S., A. Kato, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and Group for the aftershock observations of the 2007 Noto Hanto Earthquake, Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation, Earth Planets Space, 60, 83-88, 2008.

Tahara, M, 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 and T. Kanazawa, 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, PEPI, Vol.167, 19-33, 2008.

Uchida, N., T. Matsuzawa, W. L. Ellsworth, K. Imanishi, T. Okada, and A. Hasegawa, Source parameters of a M4.8 and its accompanying repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan - implications for the hierarchical structure of asperities and earthquake cycle, Geophys. Res. Lett., 34, doi:10.1029/2007GL031263, 2007.

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

和田博夫・伊藤 潔・大見士朗・平野憲雄, 上宝観測所における跡津川断層周辺における稠密地震観測, 36 年間の観測と解析結果, 京都大学防災研究所年報, 50B, 313-320, 2007.

山本揚二郎, 東北日本前弧域の地震波速度不均質とその地震テクトニクスの意義, 東北大学博士論文, 2007.

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, Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (Mj6.9), Central Japan, Earth Planets Space, 60, 117-122, 2008.

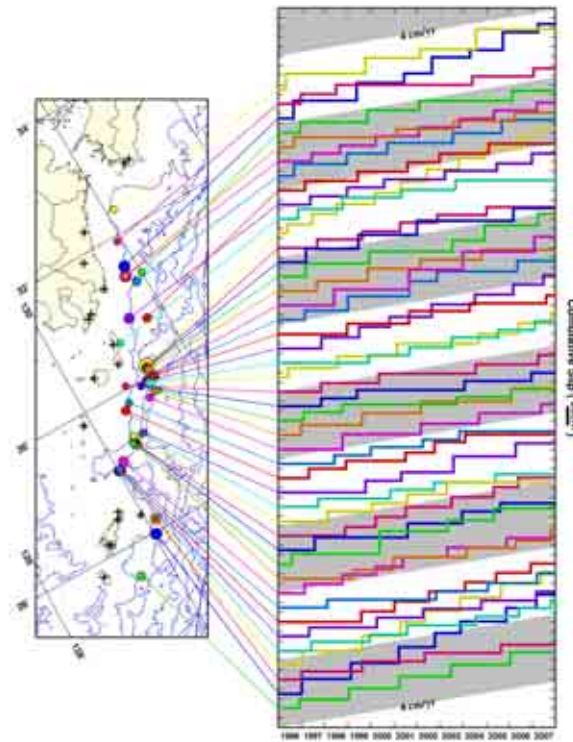


図 11：構成地震数が4個以上の定常的に活動している相似地震群の震央分布と積算滑り量（鹿児島大学 [ 課題番号：2201 ]）。左図：丸印は相似地震群の中央の位置で、丸の大きさは相似地震群を構成する地震数に比例している。+印は解析に用いた地震観測点の位置である。右図：積算滑り量はできるだけ重ならないようにずらしてプロットされている。背景の影は年間4cmの変位を表している。

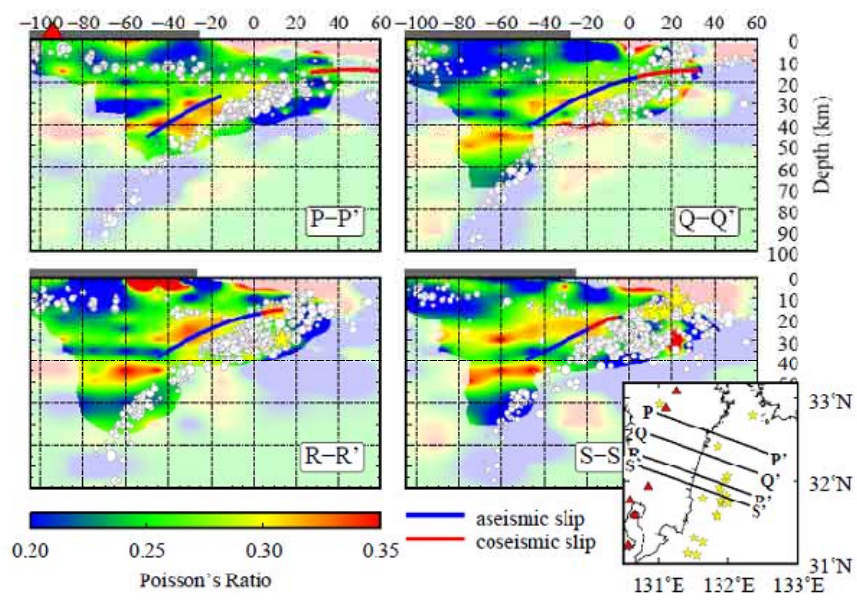


図 12：深さ断面におけるポアソン比の分布。青線と赤線は Yagi and Kikichu (2003) の非地震性滑りと地震性滑りを示す。(Tahara et al., 2008)



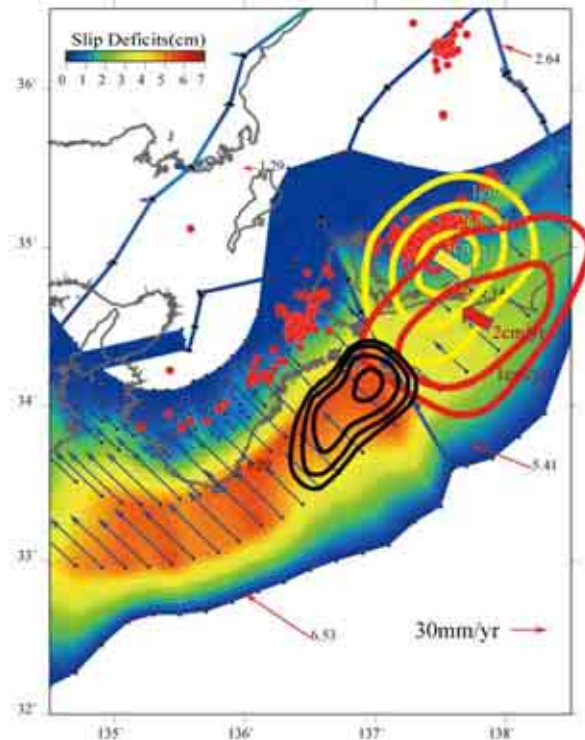


図 13 : GPS データの解析により得られたプレート境界の滑り欠損分布 (名古屋大学 [ 課題番号 : 1702 ] )。

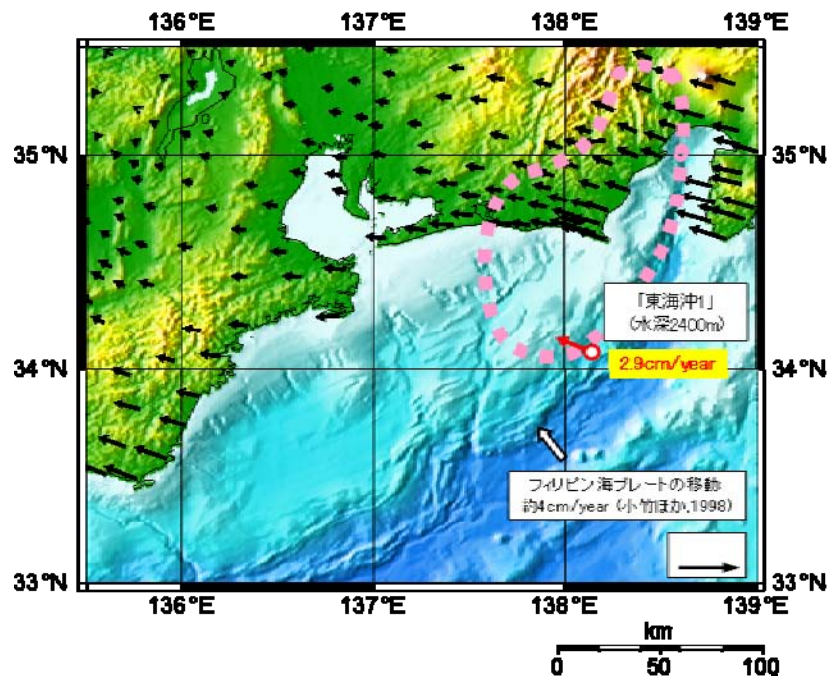


図14 : 「東海沖1」海底基準点のユーラシアプレート安定域に対する速度ベクトル (海上保安庁 [ 課題番号 : 8003 ] )。黒い矢印は国土地理院の電子基準点の速度ベクトル、薄赤色破線の領域は東海地震の想定震源域を示す。



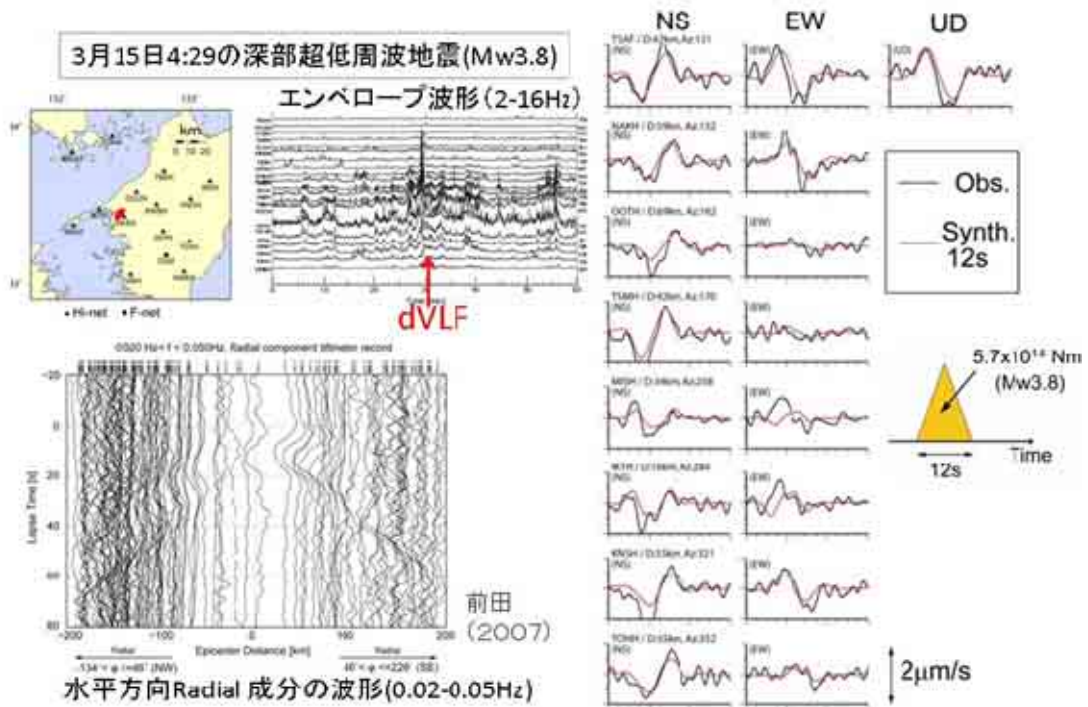


図 15 : (左上) 2007 年 3 月に四国西部で発生した深部超低周波地震の発生場所とエンベロープ(包絡)波形例。dVLF と記された部分が解析に用いられた波動である。(左下) 当該深部超低周波地震の波形記録。周期 20 秒の波が震央距離 200km まで達していることが明瞭である。(右) 理論波形と観測波形との比較。震源時間関数の形として三角形を仮定し様々な震源時間について理論波形と観測波形を比較し、震源時間を見積もった(防災科学技術研究所 [課題番号: 3002])。

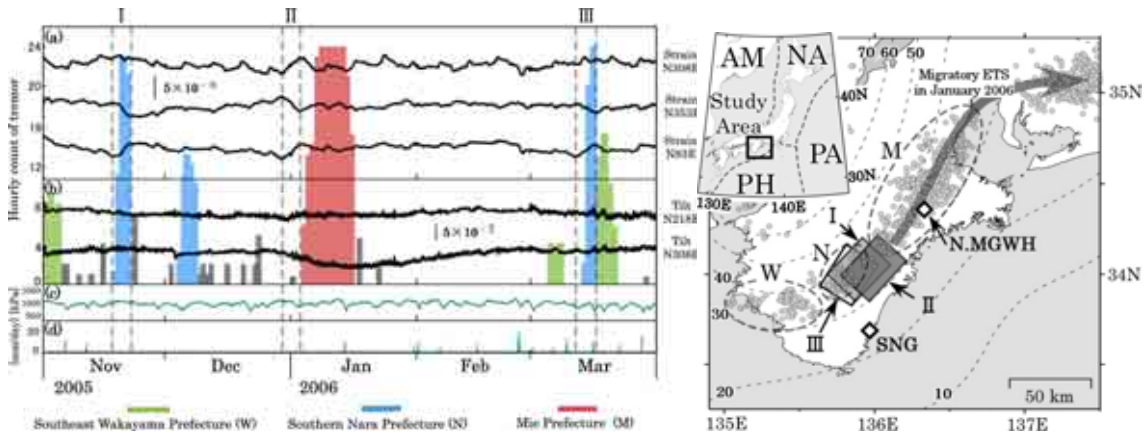


図 16 : (左) 新宮観測点における 2005 年 11 月~2006 年 3 月の歪・傾斜変化。~ で歪変化が見られる。背景の棒グラフは微動の活動を示す。(右) 紀伊半島周辺の微動源と歪データから求めた断層モデル(名古屋大学 [課題番号: 1702])。

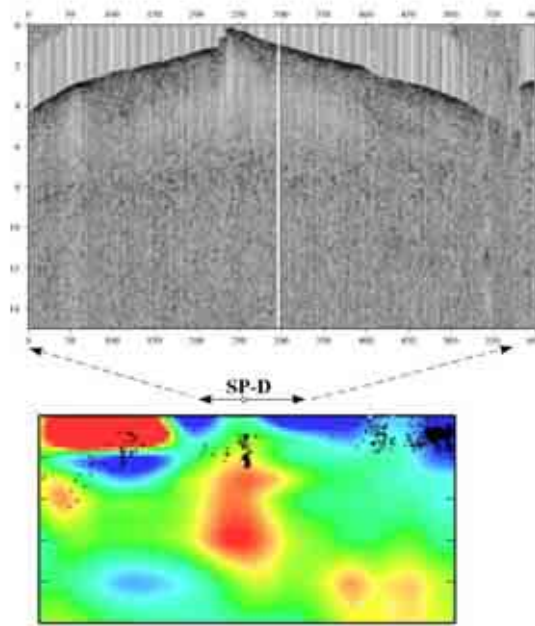


図 17：跡津川断層における反射記録（上）とトモグラフィによる構造断面（下）( 東京大学地震研究所 [ 課題番号：1404 ] )。

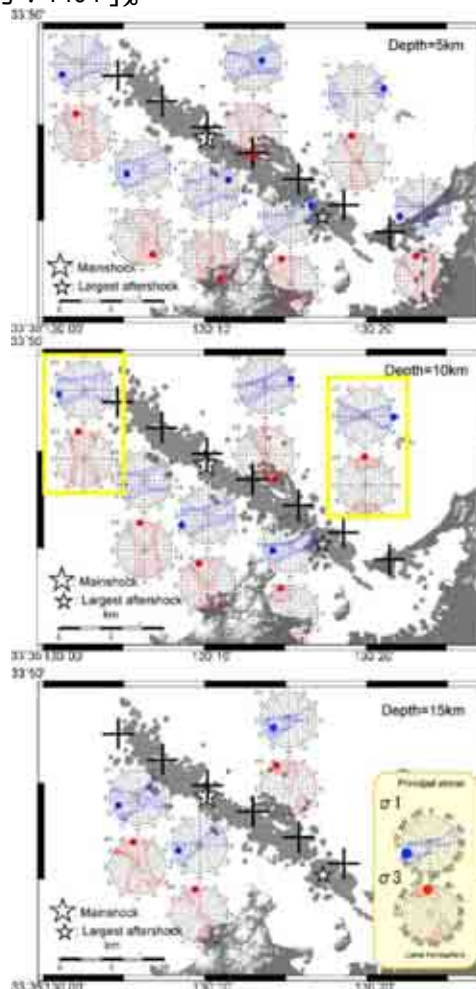


図 18：深さ毎の福岡県西方沖地震震源域の応力場（九州大学 [ 課題番号：2102 ]）。余震分布は Hori et al. (2006) によって決められた三次元速度構造を用いて再決定した。深さ 10km における主応力の向きが他よりも時計回りに回転している（黄色枠）。

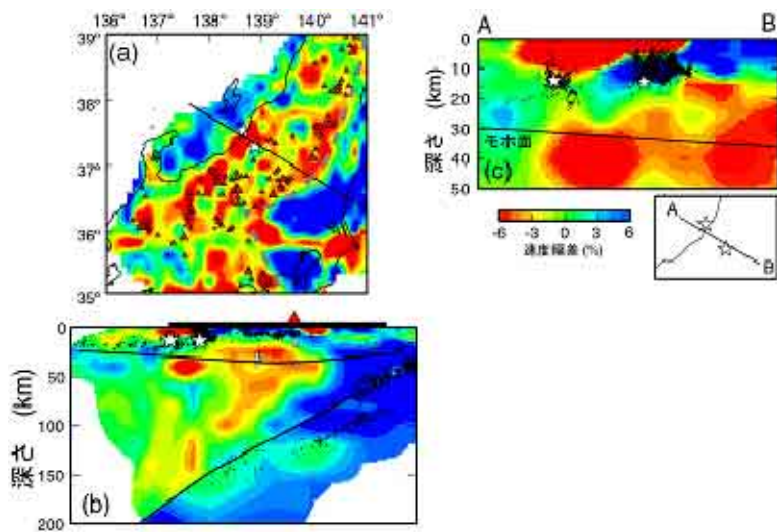


図 19 : (a) 深さ 40km における S 波速度構造。大きな赤三角は活火山、小さな赤三角は第四紀火山である。白星は 2004 年新潟県中越地震、2007 年新潟県中越沖地震の震央である。(b) (a) に示す測線に沿った S 波速度構造の鉛直断面。黒線はモホ面及び太平洋プレートの上部境界である。(c) 挿入図の測線 AB に沿う S 波速度構造の鉛直断面 (東北大学 [ 課題番号 : 1202 ] )。

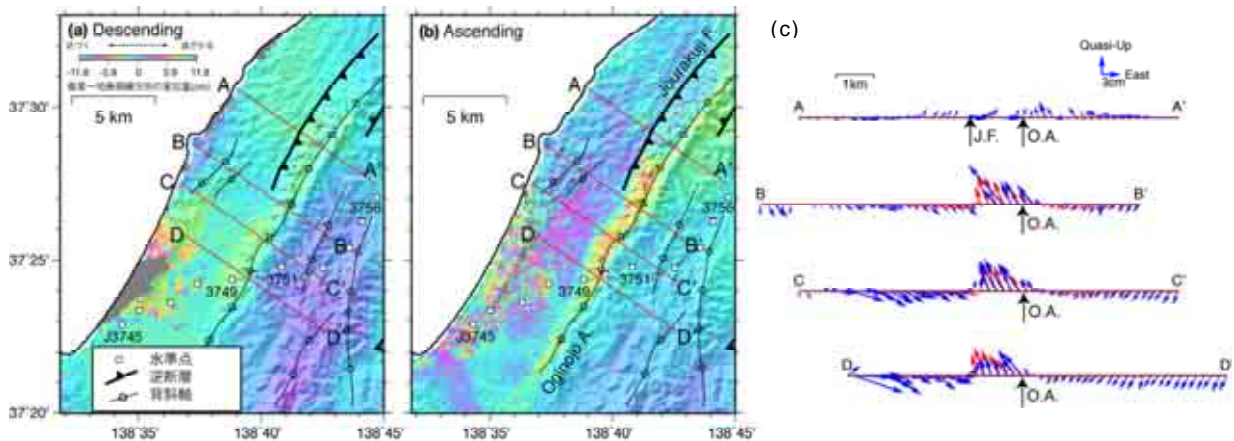


図 20 : 「だいち」残差干渉画像と背斜軸、活断層の分布。中越沖地震に伴う地殻変動は、本震の断層モデルを用いて除去した。(a)南行軌道衛星 (東側上空) からの干渉画像。(b)北行軌道衛星 (西側上空) からの干渉画像。(c) 4 つの断面における変動ベクトル図。青矢印が観測値。赤矢印が南東傾斜の逆断層による計算値。J.F. : 常楽寺断層、O.A. : 小木ノ城背斜。

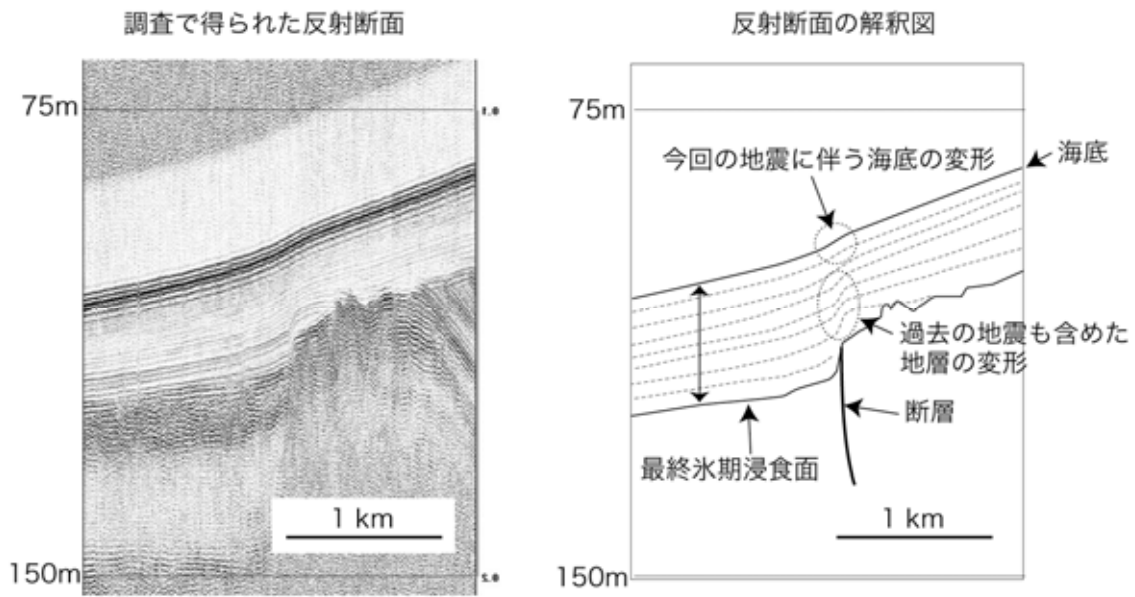


図 21：能登半島の門前沖で見つかった、完新統の地層に変形を与える活断層。2007 年の能登半島地震余震域の北西縁に沿って分布し、海底にもわずかな変形が生じている（産業技術総合研究所 [ 課題番号：5003 ]）。

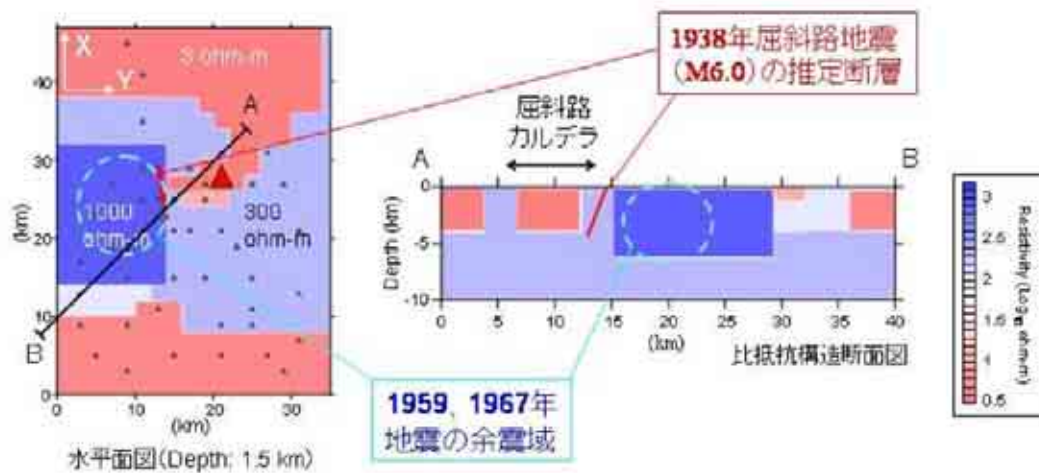


図 22：弟子屈地域の比抵抗構造と地震発生地域（北海道大学 [ 課題番号：1005 ]、市原・他、2007）。



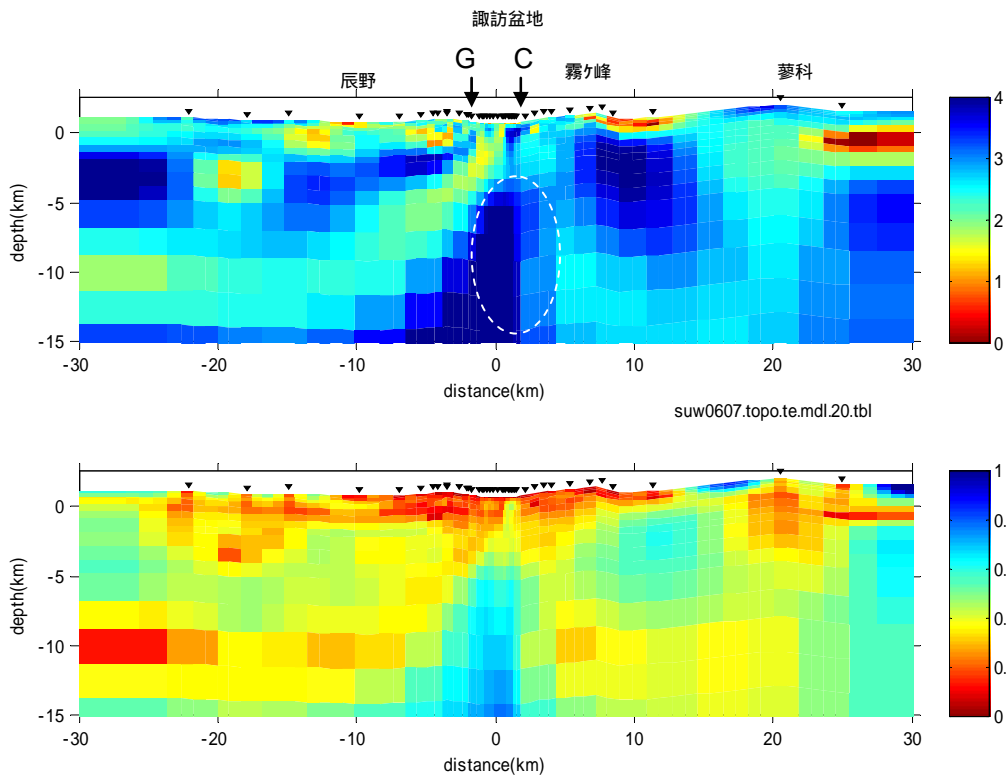


図 23 : (上) 諏訪湖南方を南西 - 北東方向に横断する比抵抗断面。色は比抵抗の対数 (  $\Omega \cdot m$  ) を表す。G および C はそれぞれ、牛伏寺セグメント、茅野セグメントを表す。(下) モデルの対数比抵抗値の標準偏差を示したもの。(東京工業大学 [ 課題番号 : 1601 ])

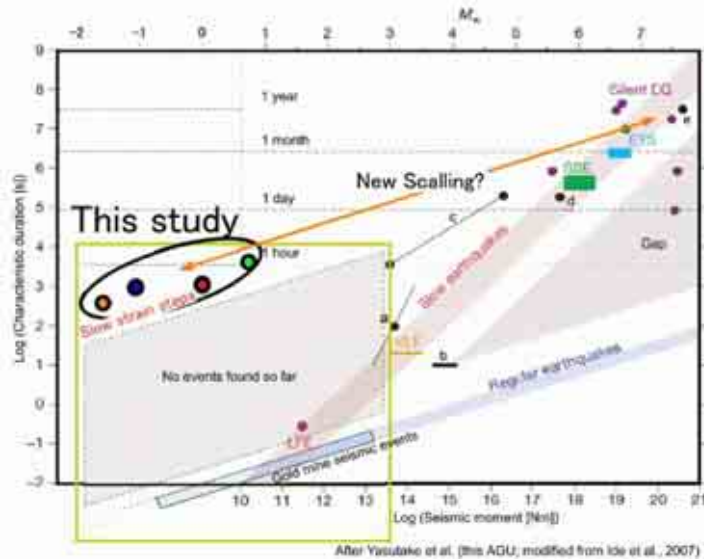


図 24 : Mponeng 鉱山 104 レベルの 2 台の歪計で観測された 5 つのゆっくりとした歪ステップの特徴的な継続時間  $T_c$  と地震モーメント  $M_0$  との関係 (after Yasutake et al. 2007; Ide et al. 2007 の地震モーメント範囲を拡大し Mponeng 鉱山のデータを加筆) (京都大学防災研究所 [ 課題番号 : 1805 ])。金鉱山の地震の  $T_c$  と  $M_0$  の関係 (例えば Ogasawara et al. 2002) は、通常の自然地震の両者の関係を左方に延長したものとほぼ滑らかに繋がり、その勾配は、Mponeng 鉱山の 5 つの歪ステップの勾配とほぼ等しい。5 つの歪ステップの傾向を右方に延長すると、Silent EQ (ゆっくり地震) や ETS (深部低周波微動) SSE (短期的ゆっくり滑り) などの領域につながるようにも見える。しかし、Ide et al. (2007) がプレート境界などのスロー地震に対して提唱する規模依存性の  $T_c$  と  $M_0$  の関係の勾配とは異なる。

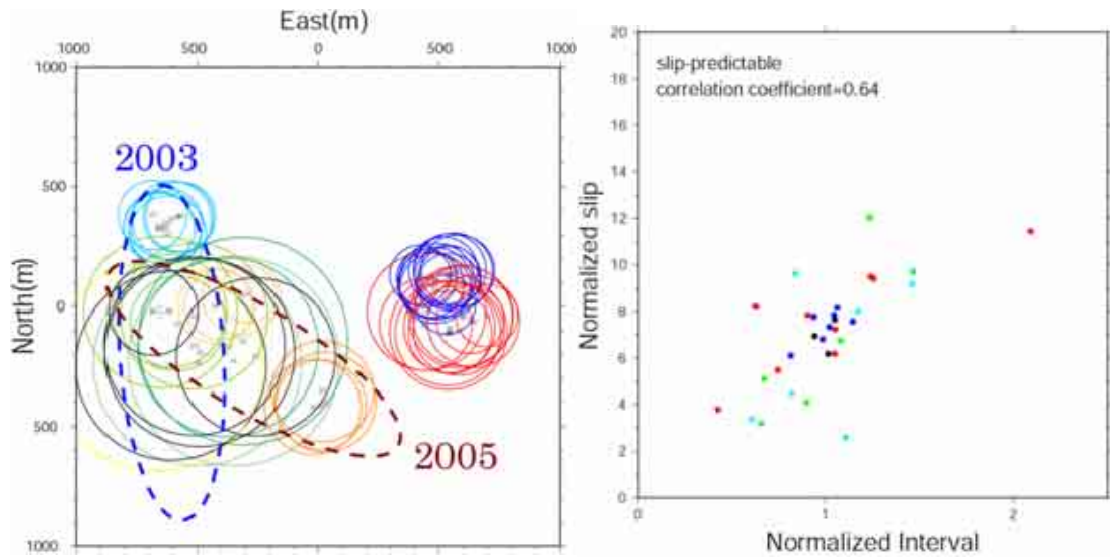


図 25 : (左) 岩手県北部の小繰り返し地震のクラスター群。小繰り返し地震のグループ毎に色を変えて示す。丸の大きさは震源域の大きさを示す。黒丸と破線の楕円はアスペリティの複合破壊と考えられる地震の推定震源域を示す。(右) 様々な小繰り返し地震グループでの、地震の滑り量と、一つ前の地震からの発生時間間隔との関係。丸印の色はそれぞれのグループを表す (東北大学 [ 課題番号 : 1203 ] )。

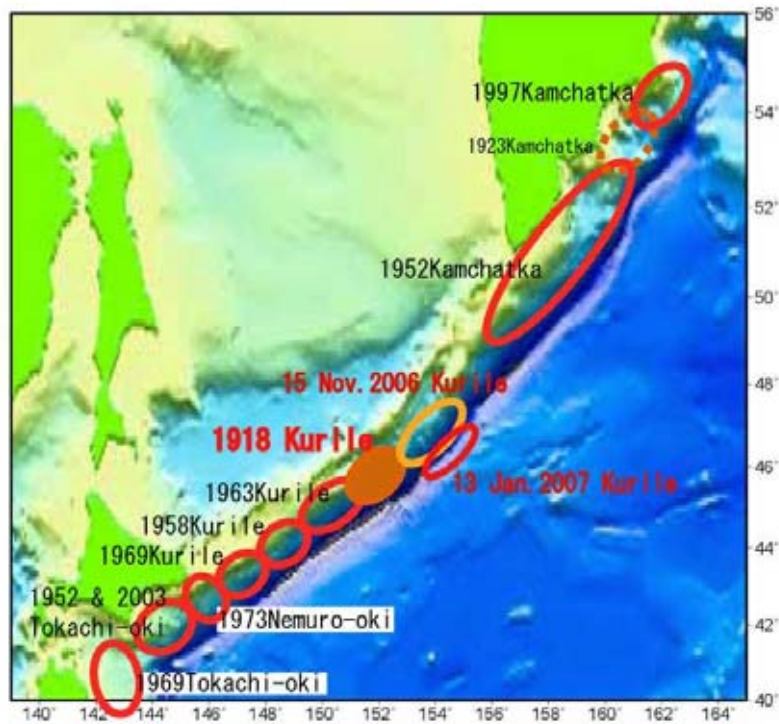


図 26 : 北海道からカムチャッカにかけて千島海溝沿いで 1900 年以降に発生した巨大地震の震源域分布。



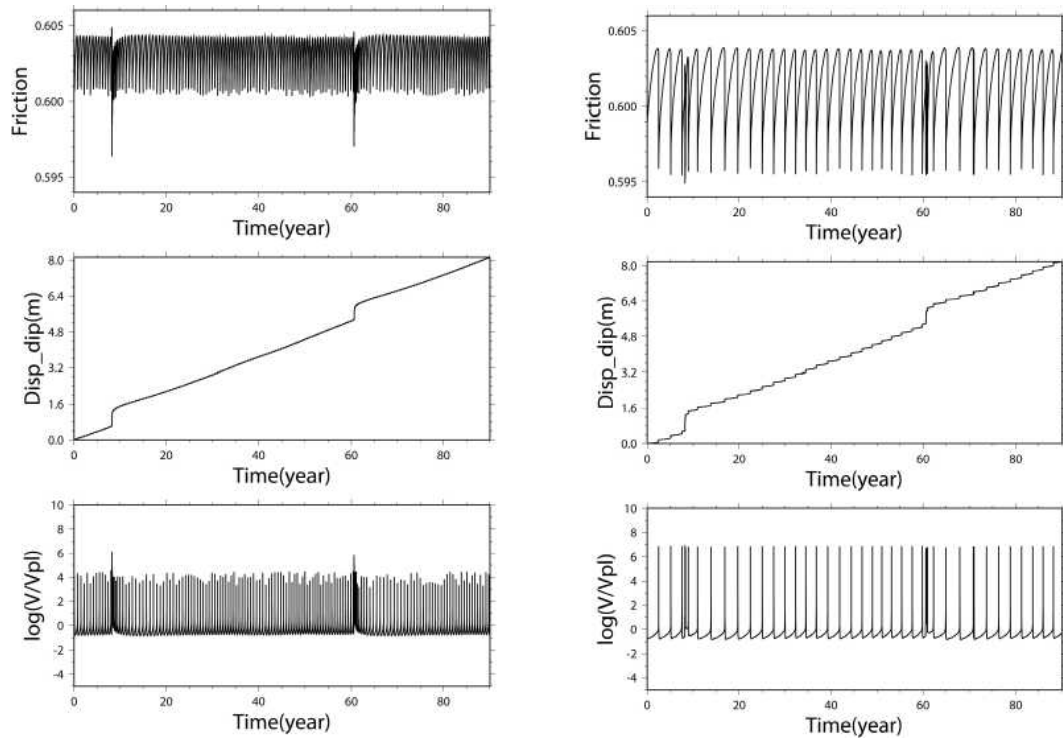


図 27：余効滑り中の小アスペリティの挙動（東北大学 [ 課題番号：1203 ]）。左図：深さ 5km の小アスペリティ。右図：深さ 10km の小アスペリティ。それぞれ上から、摩擦係数、積算滑り、滑り速度（プレート間相対速度で規格化し、対数で示す）を表す。横軸の 8 年と 60 年付近に大アスペリティの破壊による大きな余効滑りが押し寄せている。