

(1) 実施機関名：

北海道大学

(2) 研究課題(または観測項目)名：

北海道周辺域の連動型巨大地震・プレート運動の解明による衝突帯モデルの構築

(3) 最も関連の深い建議の項目：

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

オ．地震発生サイクルと長期地殻ひずみ

(4) その他関連する建議の項目：

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

ア．列島及び周辺域のプレート運動，広域応力場

(5) 本課題の 5 か年の到達目標：

本課題は、北海道周辺のプレート衝突帯を理解するために地殻変動観測等から周辺テクトニクスの解明を進めると同時に、様々な地球物理学的手法・地質学的手法を用いて千島海溝沈み込み帯で発生するプレート境界連動型巨大地震の発生過程を解明し、さらに将来発生する連動型巨大地震の発生準備過程のモニタリング手法を開発することを 5 か年の目標とする。この総合的研究は下記に示す 4 つの柱から構成される。

アムールプレートおよびそれから派生するテクトニックブロックの運動やその境界を GPS 観測による地殻変動データや地震観測データから推定し、それらが衝突している日本海東縁部から北海道・サハリンにかけてのテクトニクスモデルを構築する。

北海道・千島列島沿岸で津波堆積物を含む地質学的調査を行い、その結果を津波数値計算によりモデル化し、過去の連動型巨大地震の震源域・規模の詳細を明らかにする。さらに海底構造調査により連動型巨大地震の際に破壊されると考えられる千島海溝近傍のプレート境界の詳細構造を明らかにし、巨大津波の励起過程を明らかにする。

連動型巨大地震のモニタリング手法の開発としてコーダ Q の解析から震源域での応力変化を推定する手法を開発する。さらに地磁気観測からピエゾマグネ応力変化理論に基づき地殻内応力変化をモニタリングする手法を高度化する。

横穴式歪計・ボアホール式多成分歪計等の連続ひずみ観測データを高精度で解析し、連動型巨大地震のプレスリップを捕える手法の高度化を進めるとともに、これらひずみ計の広帯域地震計としての性能を活用し、リアルタイム津波予測システムの手法開発を目指す。

(6) 本課題の 5 か年計画の概要：

21 年度：ロシア極東地域に展開されている GPS 観測およびサハリン南部に展開されている地震観測を継続する。前計画で実施した南千島の津波堆積物調査サンプルの解析を進めるとともに、南千島・サハリン・北海道太平洋での巨大津波調査を継続して行う。津波数値計算を用いて過去の巨大地震の震

源過程を推定するとともに、津波堆積物調査結果を数値計算に取り入れてモデル化する手法の開発を行う。コーダ Q の解析から応力変化を推定する手法の開発に着手する。地磁気観測を継続し、応力変化モニタリング手法について検討する。歪計データを高精度で解析する手法の開発に着手する。

22 年度：ロシア極東地域 GPS 観測・サハリン地震観測を継続、南千島・サハリンでの津波堆積物データ解析、過去の巨大地震の震源過程推定、海底地震観測、応力変化推定手法の開発、地磁気観測の継続、歪計データ解析手法の開発を行う。

23 年度：ロシア極東地域 GPS 観測・サハリン地震観測を継続しこれまでの観測結果を解析、南千島・サハリンでの津波堆積物データ解析、過去の巨大地震の震源過程推定、海底地震観測結果の解析、応力変化推定手法の開発、地磁気観測による地殻内応力変化モニタリング手法高度化、歪計データ解析手法の開発及び解析を行う。

24 年度：ロシア極東地域 GPS 観測・サハリン地震観測を継続しこれまでの観測結果を解析、南千島・サハリンでの津波堆積物データ解析、過去の巨大地震の震源過程推定、海底構造探査の実施、応力変化推定手法の開発と応用、地磁気観測による地殻内応力変化モニタリング手法高度化、歪計データ解析手法の開発及びリアルタイム津波予測への手法開発を行う。

25 年度：ロシア極東地域 GPS 観測・サハリン地震観測結果からテクトニックモデル構築、南千島・サハリンでの津波堆積物データ解析から過去の巨大地震の震源過程推定し海底構造探査の結果と合わせて巨大地震・津波発生過程を解明、地殻内応力変化モニタリング手法の確立、歪計データ解析手法の開発及びリアルタイム津波予測への手法の確立。

(7) 平成 23 年度成果の概要：

ロシア極東地方での地震・GPS 観測による成果

東北地方太平洋沖地震による広域的な地殻変動を調査するため、ロシア極東域に展開している GPS 観測網を含む北東アジア地域の GPS 観測点から得られたデータの解析を行った。解析を行った具体的な観測点は、ロシア沿海地方からアムール州、サハリン州、南千島、カムチャッカなど、震源距離にして約 700-5,000km の範囲に位置している。この結果、地震時地殻変動が検出され、最も遠い観測点は Zeya (震源距離 2108km) であった (図 1)。最も大きい変位はウラジオストックで観測された 4.2cm であった。また、ほかの観測点においても断層運動による静的変位を示す方向の変位ベクトルが観測されている。これらの結果は、地震時地殻変動が日本海を越えてユーラシア大陸内部、あるいは千島列島南部まで確実に及んだことを示すことであり、同様に日本海溝でのプレート間カップリングによる影響がユーラシア大陸内部にまで及んでいる可能性を示唆する興味深い結果である。

ウラジオストックで 1997 年から 2009 年の間に得られたデータによるユーラシアプレートに対する変位速度は年間 1mm 以下であった (Shestakov et al., 2010)。それと比較すると今回の変位は極めて大きいことが分かる。このように、海溝部で発生した地震が、遠く離れた地域にまで変位を及ぼすことは 2006 年に中千島で発生した地震でも確認されており (Takahashi and Kasahara, 2008)、北東アジア地域のプレート運動モデルを検討する上で考慮せざるを得ない結果であるといえる。具体的には、プレート境界が想定されている日本海東縁部からサハリン中央断層にかけての地域で定常的に観測される地殻変動場は、千島海溝や日本海溝でのプレート間カップリングおよび地震時の影響を大きく受けている可能性が指摘できる。同様に、ロシア沿海州のシホテアリン断層や、中国北東部に存在する活断層系も同様な影響を考慮する必要が示唆される。これらを包括して考えられてきたアムールプレートやオホーツクプレート運動のモデル化を行う際には、上記のような変動をどのようにモデル化するかを検討する必要がある。また、国後島の観測点において北向きの変位が観測されていることは、今回の地震の発生によって千島海溝においてはプレート境界型地震の発生を促進する方向に歪が再配分されたことを示している。

ウラジオストックでの約 1.3cm をはじめ、多数の観測点で明瞭な予効変動が観測されている (図 2)。ウラジオストックで観測された余効変動量は地震時変動量の 35-40% にも相当しており、プレート境界での余効すべりのみで説明することは困難である。日本海の海洋性地殻の下にある上部マントルは低

速度で特徴付けられることが本課題の成果により明らかにされており (Yoshizawa et al., 2010), 粘弾性構造を反映した結果である可能性があるものの, 地震後約 3ヶ月と短い時定数における値であることから, 更なる検討が必要である。

観測された遠地地殻変動のデータのみを用いて, 断層モデルの推定も実施した。観測点の分布が偏っているため拘束条件は緩くなってしまったが, 1枚の均一すべり矩形断層 (Matsu'ura and Hasegawa, 1987) を用いて近時した場合に求められた M_w は 8.7 であった。この値は近地 GPS を用いて求められた地震モーメントの三分の一程度であるが, 遠地の GPS データを用いて即時的 M_w を決定し津波警報に生かすことに利用できる可能性を示すものである。

これまでに引き続き, ロシア極東地域に広域的に展開する 8箇所からなる広帯域地震観測網の維持を実施しデータの蓄積を図った。このうち, サハリン北部のオハとティモスク観測点ではインターネットを用いた通信環境を整えデータをユジノサハリンスクでリアルタイムの受信可能な体制とした。また, サハリン南部に展開する稠密地震観測網の運用も引き続き行った。

ロシア極東地域を含む北太平洋地域での共同研究の成果に関する国際会議をロシアの研究機関およびアラスカ大学との共催でカムチャッカのペトロパブロフスクで開催し 200名近い参加者があった。

千島沿いに発生した過去の巨大地震の震源過程

昨年度津波波形解析を実施し, スラブ内地震であったことを明らかにした 1958年択捉沖地震について津波波形インバージョンを用いてすべり量分布を推定した。津波波形インバージョンに用いた観測点は 13点でその内日本の検潮記録は 8点 (花咲, 釧路, 浦河, 室蘭, 函館, 宮古, 釜石, 女川), ロシアの検潮記録は 1点 (Yuzhno Kurilsk), ハワイ列島など太平洋の島々の検潮記録は 4点 (Guam Island, Midway Island, Wake Island, Hilo) である。断層モデルは昨年度推定した最適モデル (走行 225° , 傾斜角 40° , すべり角 90° , 浅端の深さ 37.5km) とした。震源域は図 3 に示すように 48個の小断層 (長さ 25km , 幅 20km) に分割し, 津波波形インバージョンをおこない各小断層でのすべり量分布を求めた。さらに, ラプラス方程式に準拠したスムージングの拘束条件 (谷岡・他 2004 や Baba et al., 2005) を導入した。津波波形インバージョンの結果を図 3 に示す。最大すべりは 1.6m であるが, 大きくすべった場所は一か所で $M8$ クラス以上のプレート境界型地震によく見られる震源過程の複雑さは見られない。この結果もこの地震がスラブ内地震であったことをサポートする。剛性率を $6.5 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ と仮定すると, 1958年択捉島沖地震のすべり量分布より計算された地震モーメントは $1.7 \times 10^{21}\text{Nm}$ ($M_w 8.1$) となる。

昨年度 1963年ウルップ島巨大地震の最大余震 ($M_w 7.2$, $M_f 7.9$) について津波波形インバージョンを実施しすべり量分布を推定した。しかし, 日本の観測記録が無く, 震源域西側の解像度が無いことが問題であったため, 新しく花咲の原記録を収集し, 時刻が正確であることを確かめた上で, データを加え再度津波波形インバージョンを実施した。断層モデルのパラメータは走行 = 225° , 傾斜 = 15° , すべり角 = 90° とした。この地震の震源域は津波地震であることを考え海溝よりのプレート境界 $350\text{km} \times 100\text{km}$ 程度に 14個の小断層を配置した。小断層のサイズは $50\text{km} \times 50\text{km}$ とした。津波波形インバージョンの結果を図 4 に示す。最も大きくすべった小断層は 13で 3.2m のすべりが推定された。この場所は Fukao (1979) や Beck and Ruff (1987) など地震波形解析から推定されている場所とほぼ同じ位置で海溝近傍のプレート境界である。さらに 1963年本震では大きなすべりが発生しなかった位置に推定されている。しかしそれだけではなく, $1.5\text{--}1.6\text{m}$ の大きなすべりが南側でも推定された。このすべりは花咲の検潮記録を説明するためにはどうしても必要となる。以上より 1963年択捉島地震の最大余震の震源域は海溝よりのプレート境界を 300km にも渡った長い領域を破壊したと考えられる。これは, 津波地震の大きな特徴と言える。剛性率を $4.0 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ と仮定すると, 地震モーメントは $1.1 \times 10^{21}\text{Nm}$ ($M_w=8.0$) と推定された。

1969年 8月 12日 色丹島沖で発生した $M_w 8.2$ のプレート境界型地震について津波波形インバージョンを実施しすべり量分布を推定した。震源は 43.2°N , 147.5°E , 深さ 33km であった。この巨大地震により大津波が発生し, 太平洋やオホーツク海に伝播した。太平洋沿岸やオホーツク海沿岸の検潮所で観測された 23の津波波形 (日本の検潮記録 14 とハワイ諸島を含む太平洋の島々の検潮所 9) を用い

た。断層パラメータは走行 230 度、傾斜角 25 度、すべり角 90 度と仮定した。断層の大きさは 50km × 50km の小断層を 12 個配置した。各小断層で海底地殻変動を計算し、海面上昇と海底地殻変動が等しいと仮定した。津波の数値計算は、線形長波近似式をスタッガード格子上の差分法で解く手法を用いた。計算された津波波形を用いてインバージョンをおこない各小断層のすべり量を求めた。その結果すべり量が 1m 以上の破壊域は 200 km × 100 km となり、震源付近ではすべり量が約 3m と大きいことがわかった。地震モーメントは 1.1×10^{21} Nm (Mw=8.0) と推定された。

南千島から北海道太平洋沿岸津波堆積物調査による成果

根室市別当賀の津波堆積物(図5)について詳細な解析(粒度組成分析、鉱物組成分析、珪藻分析)を実施した。その結果 Ko-c2(300年前の駒ヶ岳噴火のテフラ)と Ta-c(2700年前の樽前噴火のテフラ)の間の層準にある7層の津波堆積物(TS1からTS7)の分布限界を推定した(図6)。最近のTS1とTS2をもたらした津波は最も規模が大きく、TS3とTS5は上記の津波に比べると明らかに規模が小さかったことが判明した。

音別・キナシベツの2測線で新たに津波堆積物調査を実施した。図7には音別での調査結果を示す。音別では Ko-c2 と Ta-c の間に4層の津波堆積物があることが判明した。4層の中でも堆積物分布域に差があることが明らかになってきた。キナシベツでは Ko-c2 と B-Tm(1000年前の白頭山のテフラ)の間に2層の津波堆積物が見つかった。これは音別の結果と同様であった。津波堆積物を残すような巨大津波にもその規模にばらつきがあることがはっきりしてきた。つまり400-500年周期で発生する巨大地震にもその規模に大きなばらつきがあることが判明した。

十勝沖～根室沖での海底構造探査の結果

平成22年8月に1952年十勝沖地震(M8.2)の震源域において、エアガン制御震源に用いて地殻構造探査を実施した(図8)。全長240kmの測線に沿って21台の海底地震計を設置し、その上を航行しながら容量50リットルのエアガンを発振した。

この観測で収録したエアガン波形記録から、走時情報を読み取り、初動走時については初動走時インバージョン法(Fujie et al., 2000)を適用した。反射波に関しては、走時マッピング法(Fujie et al., 2006)により反射点の空間分布を調べることにより評価した。今回のインバージョンによるP波速度計算の結果、まず、深さ14km付近で急激な速度変化が見られた。同じ深さにおいて、反射点がマッピングされている上、Nakanishi et al. (2004)から推定されるプレート境界深度と調和的であることから、この深さ付近がプレート境界面であると解釈される。上盤側地殻は4.5 km/sの速度値を示し、標準的な島弧上部地殻の速度である。プレート境界面の下6kmに別の反射面が分布し、沈み込んだ海洋プレートのモホ面と解釈される。海洋性地殻は6.7 km/s、海洋モホは8 km/sの速度値を示している。マッピングされた反射点の空間分布と1952年十勝沖地震のすべり量分布を比較すると、本震時に最大7mすべったと推定されている領域においてプレート境界面の反射性が高いことがわかった。一方、1973年根室半島沖地震(M7.4)の震源域付近においては反射性に乏しく、1952年十勝沖地震震源域との間に明瞭な違いが認められる。通常、強く固着する領域のプレート境界面は反射性に乏しいと考えられており、それが正しいならば、1952年十勝沖地震の東端にあるパッチは、2003年十勝沖地震や1973年根室半島沖地震のようないわゆる普通の地震とは異なるすべり特性を持つ可能性がある。反射性に富むことは、当該領域ではせん断応力が溜まりにくい環境にあるといえ、海溝軸近傍のプレート間の固着状況に近いと考えられる。1952年十勝沖地震は津波地震的な要素も持ち合わせた、特殊な地震だったのかもしれない。

根室沖での海底地震観測によるコーダQの解析結果

根室沖では、プレート境界型大地震の発生に伴う微小地震活動の時空間的な変動を捉えることを目的として、文部科学省委託事業によって海洋研究開発機構が東北大学、北海道大学と共同で、1973年根室半島沖地震(M7.4)の本震時にすべりの大きかった領域(アスペリティ)とその周辺に海底地震計10台を設置し、平成20年11月から観測を行っている。平成23年度は、平成23年7月に海底地震計の入れかえ作業を行ったが、NM.S05, S06, S10の3台が回収できなかった(図9)。また、平成21年6

月に回収されたデータを用いて震源決定を行い、観測点近傍の地震波形を用いて、コーダ $Q_c(Q_c)$ の推定を行った。解析では、震央距離 20km 以内、深さ 30km 以浅の地震の上下動成分の波形をバンドパス・フィルター(中心周波数, 4, 6, 8, 12, 16, 24, 32Hz, バンド幅, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 16Hz)に通し, Takahara and Yomogida (1992) の方法を用いて Q_c を求めた。解析区間は直達 S 波の走時の 2 倍から, 振幅がノイズレベルの 2 倍になるまでとした。2008 年 11 月 9 日から 2009 年 6 月 16 日までの期間では, 地震活動が静穏であったため 10 個以上の地震波形から Q_c を求めることができた観測点は NM.S01, S02 の 2 点だけだった。得られた Q_c^{-1} の周波数依存性を図 10 に示す。丸印は平均値で, エラー・バーは標準偏差を表す。 Q_c^{-1} の周波数依存性を $Q_c^{-1}(f) = Q_c^{-1}(1)f^n$ (f は周波数) で表すと, 観測点 NM.S01 では 6 24Hz の周波数帯で $Q_c^{-1}(1)=0.022$, $n=-0.74$, NM.S02 では 8 32Hz で $Q_c^{-1}(1)=0.019$, $n=-0.75$ となった。これらの値を世界各地で求められた値と比較すると, 日本の内陸地殻浅部の地震から得られた値と近い値になっていた。また, 推定値の数が非常に少ないが, 1973 年根室半島沖地震のアスペリティ上の観測点での Q_c^{-1} は, その他の観測点より小さい傾向が見られた。これらの結果は, データを増やすことによって今後の検討が必要である。

千島海溝沿いプレート境界の応力状態把握

千島海溝沿いのプレート境界での応力状態を把握するために、防災科学技術研究所で決定された地震のメカニズム解を使用し応力テンソルインバージョンを実施した。その際プレート境界を 20 km × 20 km に分割した。さらに深さ方向はプレート境界面を中心に厚さ 10 km とした。その結果から最大主応力軸とプレート境界面の鉛直軸とのなす角度 (A) を推定した(図 11)。十勝沖巨大地震の発生域や根室半島沖巨大地震の発生域では角度 (A) は 30 度から 40 度となることが分かり、プレート境界面で大きな摩擦係数が予測される (Ghimire and Tanioka, 2011)。その周りには摩擦係数の小さい部分が存在することが分かった。

地殻変動連続観測の無停電化と簡易ひずみ計の試験運用

東北地方太平洋地震時には多くの観測点で停電や回線の断によるデータ欠測が多発した。このような事態を回避するために観測システムの冗長化に関する検討を行った。具体的には、観測点ごとにランクをつけて、限られた観測ファシリティを最大限に生かせるような配置を検討した。重要と位置づけられた観測点では、バッテリーの増強を行うとともに、ロガーは不揮発性メモリー搭載型を配置し、最低でも 1 週間弱はスタンドアロンで観測を行いデータをストアできる環境を順次実装している。特に地殻変動連続観測ではプリアンプの電源も必要なため、その部分に関して同様に無停電化を進めた。

ひずみ計の設置をより簡易的に行うことを目指した 1 m 長ひずみ計の試験観測を開始した。これが実用化されれば、ひずみ計の設置が短いトンネルでも可能になり、アレー化を目指すことが現実性を増す。複数の地震についての記録が得られたが、良好なシグナルを記録しており、ひずみ地震動帯域においては充分利用可能なデータを取得できる可能性が高い。これを日本列島全域に適宜配置すれば、DC 帯域まで記録可能な地震動センサーとして利用が可能であり、津波警報の高度化等にも活用可能であると考えられる。

参考文献

Matsu 'ura, M., and Y. Hasegawa, A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraints, Phys. Earth Planet. Inter., 47, 179-187, 1987.

Shestakov, N.M. Gerasimenko, H. Takahashi, M. Kasahara, V. Bormotov, V. Bykov, A. Kolomiets, G. Gerasimov, N. Vasilenko, A. Prytkov, v. Timofeev, D. Ardyukov, T. Kato, Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations, Geophys. J. Int., 184, 529-540, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04871.x, 2011.

Takahashi, H., and M. Kasahara, Geodetic constraint on slip distribution of the 2006 Central Kuril earthquake, Earth Planets Space, 1095-1098, 2007.

Yoshizawa, K., Miyake, K. and K. Yomogida, 3-D upper mantle structure beneath Japan and its surrounding region from inter-station dispersion measurements of surface waves, Phys. Earth Planet. Inter., 183, 4-19,

2010.

Ghimire, S., and Y. Tanioka, Spatial distribution of stress and frictional strength along the interplate boundary in northern Japan and its correlation to the locations of large earthquakes, *Tectonophys.*, 511, 1-13, 2011.

(8) 平成 23 年度の成果に関連の深いもので、平成 23 年度に公表された主な成果物(論文・報告書等) :

- [1] Ghimire, S., and Y. Tanioka, Spatial distribution of stress and frictional strength along the interplate boundary in northern Japan and its correlation to the locations of large earthquakes, *Tectonophys.*, 511, 1-13, 2011.
- [2] Ghimire, S., and Y. Tanioka, Spatio-Temporal changes in stress field and occurrence of the 2003 Tokachi oki earthquake in Hokkaido, northern Japan, In Sharkov, E. V. (eds.), *New Frontiers in Tectonic Research-General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs*, 309-322.
- [3] Gusman, A. R., Y. Tanioka, and T. Takahashi, Numerical experiment and a case study of sediment transport simulation of the 2004 Indian Ocean tsunami in Lhok Nga, Banda Aceh, Indonesia, *Earth Planet Space*, in press.
- [4] Murai, Y., Wave propagation from a line source embedded in a fault zone, in *Seismic waves, research and analysis*, ed Kanao, M., InTech, Rijeka, Croatia, pp.195-212, 2012.
- [5] Shestakov, N., H. Takahashi, M. Ohzono, A. Prytkov, V. Bykov, M. Gerasimenko, M. Luneva, G. Gerasimov, A. Kolomiets, V. Bormotov, N. Vasilenko, J Naek, P. H. Park, M, Serov, Analysis of the far-field crustal deformations caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations, *Tectonophys.*, 524-525, 76-86, 2012.
- [6] Shestakov, N., M. Gerasimenko and M. Ohzono, Crustal displacements and deformations of the Russian Far East induced by the Tohoku earthquake of March 11, 2011, Mw = 9,0 and their influence on the results of GNSS observations, *J. Geodesy and Cartography*, 8, 35-43, 2011.

(9) 平成 24 年度実施計画の概要 :

ロシア極東域での広帯域地震観測・サハリン南部での稠密地震観測を継続地震波形データの蓄積を継続するとともに、地震波干渉法を用いた当該地域の広域構造解析の可能性について検討するほか、サハリン南部でもより詳細な地震波速度構造解析を行うための検討を実施する。

ロシア極東地域での GPS 観測を継続し、アムールプレートの大陸側での速度場を得るためのデータを引き続き取得するとともに、日本海溝や千島海溝で発生する地震やプレート間カップリングが当該地域のテクトニクスに与える影響について検討を行う。

千島列島沿いに発生した過去の巨大地震の震源過程の解析を継続し、堆積物の運搬・堆積をモデルに取り込んだ津波数値計算手法を最近の調査結果に適用し検証する。

北海道太平洋沿岸・三陸沿岸で津波堆積物調査を継続して実施し、南千島・北海道太平洋沿岸での津波堆積物調査によって得られたサンプルを総合的に解析し、津波イベントの規模を推定する。さらにサハリン南部での津波堆積物調査結果も継続する。

根室・十勝沖で海底構造探査を実施する。

根室・十勝沖での海底構造調査結果・海底地震観測結果を解析し、応力変化を捕える手法を開発する。

ひずみ傾斜計の観測網における特に電源部分の安定化を継続するとともに、ひずみ計の広帯域特性を生かしたモーメントマグニチュード即時推定手法の開発に向けた予察的検討を開始する。

(10) 実施機関の参加者氏名または部署等名 :

谷岡勇市郎・茂木透・高橋裕晃・勝俣啓・村井芳夫・西村裕一・中村有吾・山田卓司・東龍介・Aditya Gusman

他機関との共同研究の有無 : 有

東京大学地震研究所・東北大学・九州大学・北海道立地質研究所・サハリン海洋地球物理研究所・ウラジオストックロシア極東大学・ハバロフスク地球物理研究所・カムチャッカ火山地震研究所

(11) 公開時にホームページに掲載する問い合わせ先

部署等名：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

電話：011-706-3591

e-mail：mccopy_mm@mail.sci.hokudai.ac.jp

URL：http://www.sci.hokudai.ac.jp/grp/isv/isv-web/

(12) この研究課題（または観測項目）の連絡担当者

氏名：谷岡勇市郎

所属：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

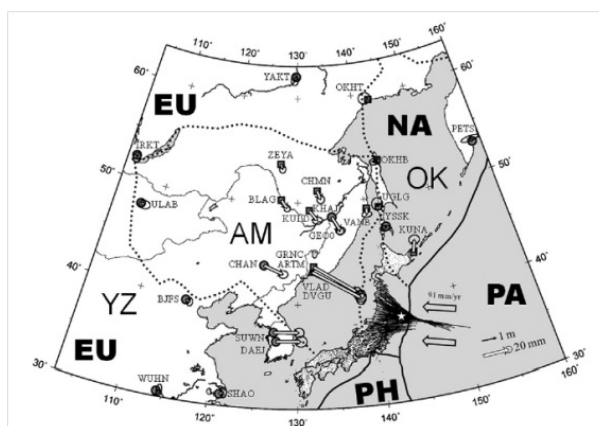


図1 . GPS 観測による東北地方太平洋沖地震による遠地地震時地殻変動

| Site | Lon., deg. | Lat., deg. | dE, mm | dN, mm |
|------|------------|------------|------------|-------------|
| BLAG | 127.521 | 50.257 | 4.7 ± 1.0 | -6.4 ± 1.0 |
| ZEYA | 127.286 | 53.757 | 1.4 ± 1.0 | -4.0 ± 1.2 |
| CHMN | 133.041 | 51.137 | 2.5 ± 1.2 | -6.7 ± 1.3 |
| KULD | 131.738 | 49.236 | 6.3 ± 1.6 | -7.9 ± 1.2 |
| VANB | 140.254 | 49.091 | -0.2 ± 1.6 | -4.9 ± 0.9 |
| GEOO | 135.052 | 48.474 | 5.8 ± 1.1 | -11.3 ± 1.1 |
| KHJ | 135.046 | 48.521 | 6.0 ± 1.5 | -11.0 ± 1.1 |
| GRNC | 132.166 | 43.698 | 32.9 ± 1.5 | -20.2 ± 1.4 |
| ARTM | 132.196 | 43.359 | 36.0 ± 1.6 | -21.8 ± 2.3 |
| VLAD | 131.926 | 43.197 | 37.5 ± 1.6 | -20.9 ± 1.3 |
| DVGU | 131.887 | 43.125 | 36.7 ± 1.5 | -18.5 ± 1.3 |
| CHAN | 125.444 | 43.790 | 15.2 ± 1.5 | -6.4 ± 0.9 |
| DAEJ | 127.374 | 36.399 | 19.5 ± 1.9 | 1.8 ± 1.4 |
| SUWN | 127.054 | 37.275 | 19.8 ± 1.6 | 1.3 ± 1.2 |
| KUNA | 145.861 | 44.035 | 2.9 ± 1.5 | 9.7 ± 1.4 |
| SHAO | 121.200 | 31.100 | 3.6 ± 1.0 | 1.3 ± 1.7 |
| BJFS | 115.892 | 39.608 | 3.3 ± 0.9 | -1.4 ± 1.3 |

図2 . 各観測点で地震後 120 日間に観測された余効変動

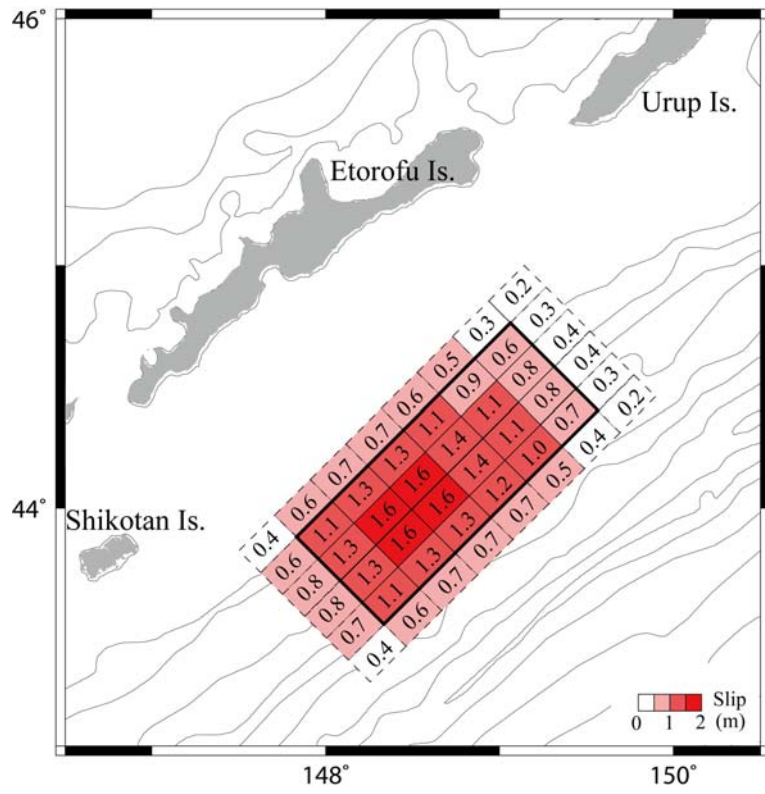


図3 津波波形インバージョンから推定された1958年択捉沖巨大地震のすべり量分布。海底地形のコンター間隔は1000m。

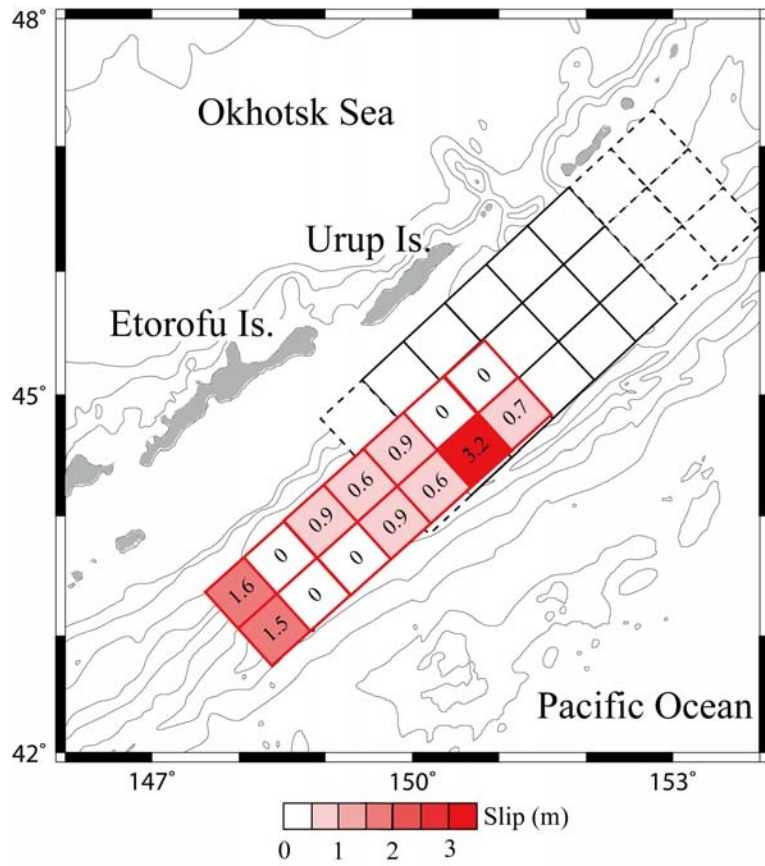


図4 津波波形インバージョンにより推定された1963年千島沖巨大地震の最大余震のすべり量分布。海底地形のコンター間隔は1000m。

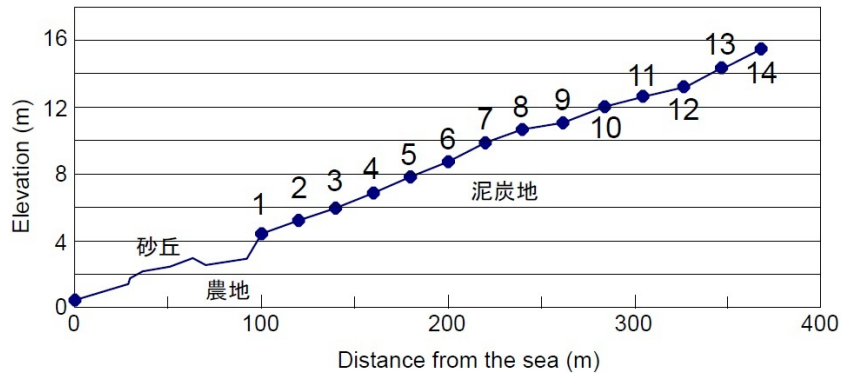


図5 根室市別当賀における調査測線および掘削地点の海岸からの距離および標高

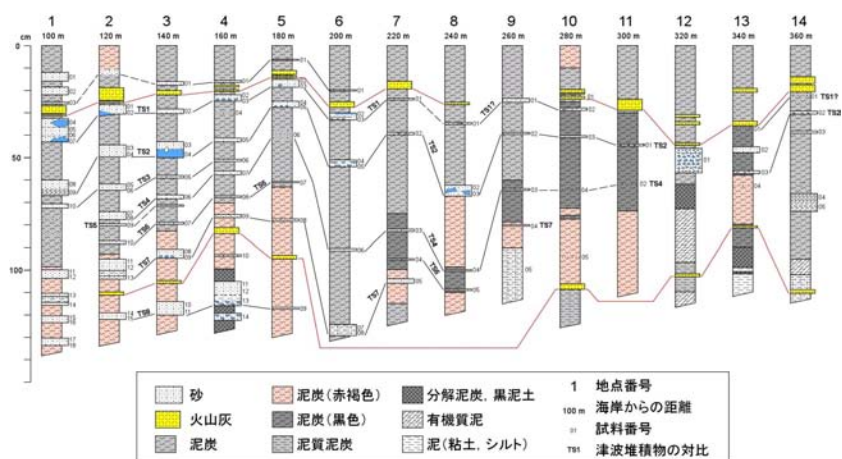


図6 根室市別当賀における津波堆積物と示標火山灰の層序

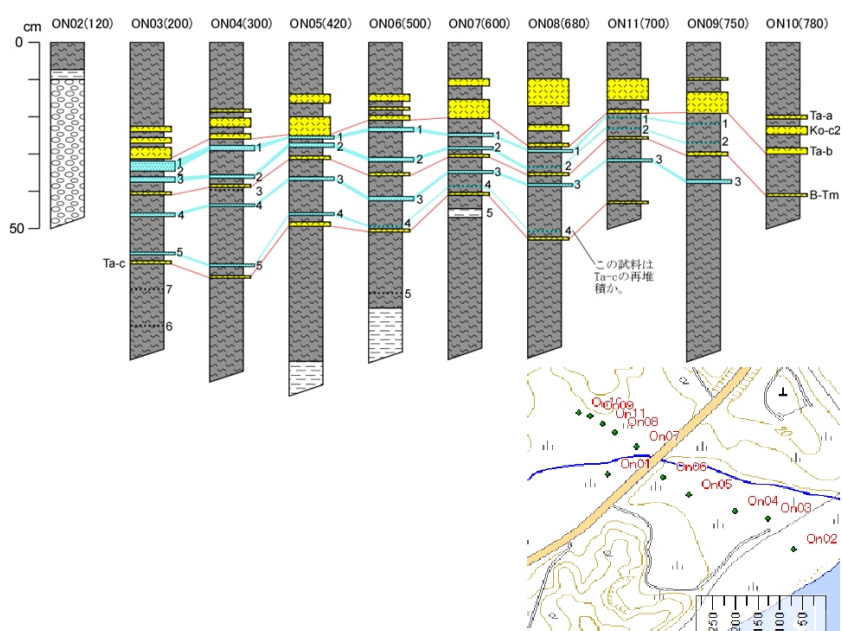


図7 音別における津波堆積物と示標火山灰の層序(上)、音別での津波堆積物調査地点(下)

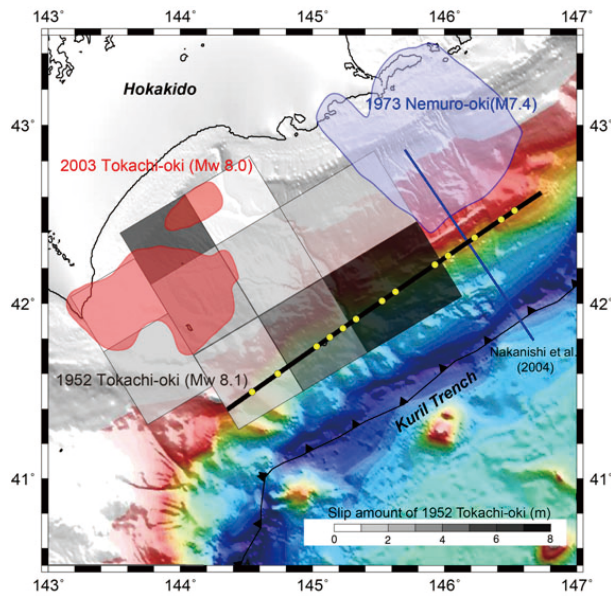


図8 地殻構造探査を実施した測線と1952年十勝沖地震, 1973年根室半島沖地震, 1952年十勝沖地震の破壊域 (Hirata et al., 2003; Yamanaka and Kikuchi, 2004) 黄丸が構造探査のために設置した地震計の位置。

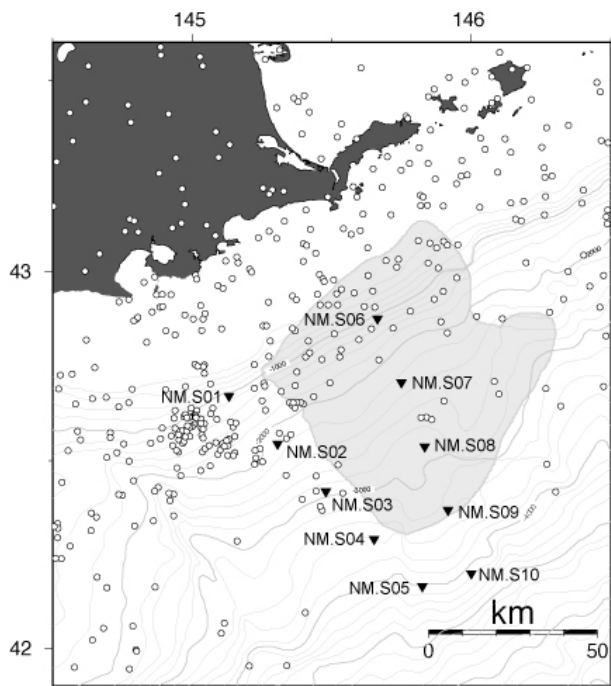


図9 観測点分布(三角)と2008年11月9日から2009年6月16日までの震央分布(白丸). 灰色の領域は1973年根室半島沖地震の破壊域 (Yamanaka and Kikuchi, 2004) .

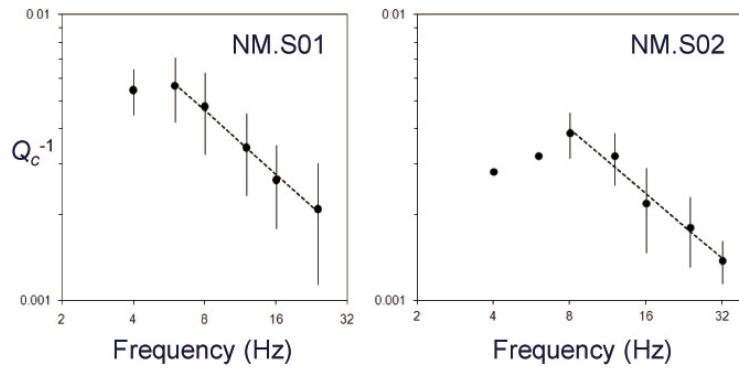


図 10 観測点 NM.S01, S02 の地震波形から求められた Q_c^{-1} の周波数依存性 .

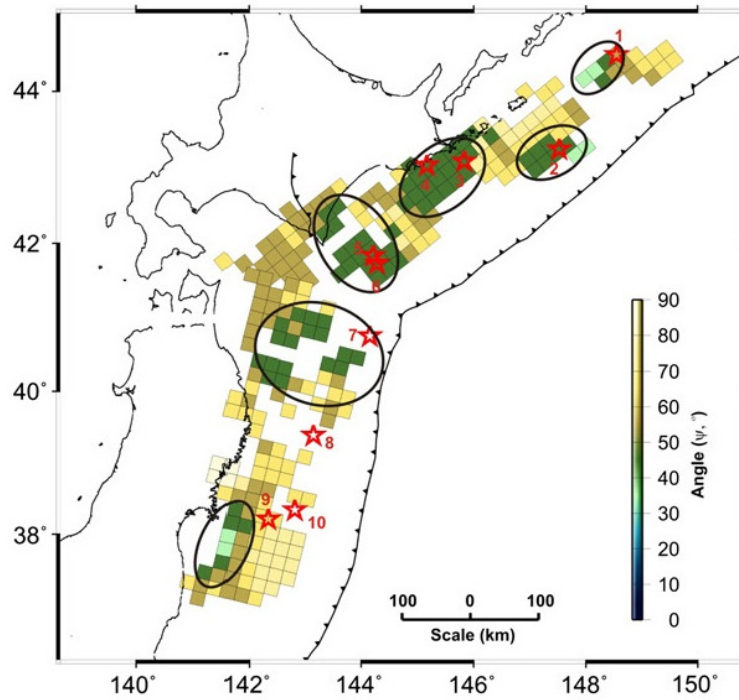


図 11 最大主応力軸とプレート境界面の鉛直軸とのなす角の分布 (Ghimire and Tanioka, 2011)